

**Abschlußbericht**

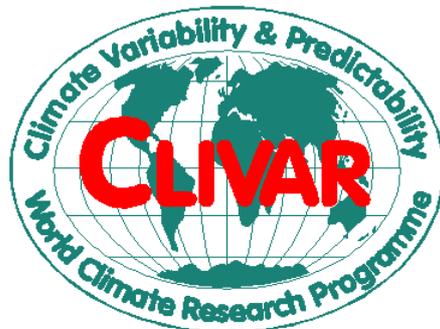
**1999-2002**

**Verbundprojekt**

**CLIVAR marin**

**Untersuchungen der Rolle des Ozeans bei Klimaschwankungen**

**Förderkennzeichen: 03F0246A-J**



**August 2002**

## Koordination des Verbundvorhabens CLIVAR/marin

### 1. Aufgabenstellung, Planung, Ablauf

#### 1.1 Aufgabenstellung

Die Koordinationstätigkeit umfaßte die Koordination zwischen den Teilprojekten, abgestimmte Repräsentation des Verbundvorhabens nach außen sowie Organisation der Statusseminare und Berichte. Weiterhin die finanzielle Unterstützung von Wissenschaftlern des Verbundvorhabens bei Reisen zu Arbeitstreffen internationaler WOCE- und CLIVAR- Arbeitsgruppen.

#### 1.2 Voraussetzungen, unter denen das Vorhaben durchgeführt wurde

Die Koordinationsstelle lag beim Leiter der Abteilung Regionale Ozeanographie - nachfolgend Physikalische Ozeanographie I - und die Koordinationstätigkeit konnte vom Sekretariat erheblich unterstützt werden.

#### 1.3 Planung und Ablauf

Die Koordinationstätigkeit erfolgte wie vorgesehen.

#### 1.4 Wissenschaftlicher Stand, an den angeknüpft wurde

Dieser Punkt betrifft hauptsächlich die Teilprojekte. Bei Workshop-Leitung und Organisation wurde an modernen internationalen Stand angeknüpft.

#### 1.5. Zusammenarbeit mit anderen Stellen

Die CLIVAR-Koordination konnte sich auf internationale Abstimmung in diversen CLIVAR Panels stützen sowie auf Unterstützung des Nationalen Komitees für Global Change Forschung bauen, in dem der Koordinator Mitglied ist.

### 2. Ergebnisse, Nutzen und Fortschritte

#### 2.1 Koordinationstätigkeiten

Mehrere Projektleiter des Verbundvorhabens nahmen Aufgaben in Arbeitsgruppen zur Planung und Durchführung von CLIVAR wahr:

<i>CLIVAR-SSG:</i>	Willebrand (co-chair)
<i>Atl. Implementation Panel:</i>	Koltermann, Schott (Mitglieder)
<i>Southern Ocean Panel:</i>	Fahrbach (Mitglied)
<i>Working Group on Ocean Model Development (WGOMD):</i>	Böning (chair)
<i>WG on seasonal to interannual Predictions:</i>	Latif (Mitglied)
<i>WG on coupled modeling:</i>	Willebrand (Mitglied)
<i>Ocean Observation Panel:</i>	Send (Mitglied)

Weitere Aufgaben im Rahmen des Global Ocean Observation System (GOOS) und von Relevanz für die Verbesserung der CLIVAR-Infrastruktur waren:

ARGO Science Team	Send (Mitglied)
Ocean Observation System Development Panel (OOSDP)	Zenk (Mitglied)

Bereits die Wahrnehmung dieser Aufgaben überforderte den Titel für Reisen aus dem Koordinationstitel.

Hinzu kamen noch Auswerte-Workshops (z.B. WOCE-Zeitserien-Workshop in Japan, Nov. 2000) sowie spezielle Planungs-Workshops für CLIVAR:

- Tropischer Atl. Ozean, Fortaleza (Sept. 2000),
- Sustained Observations on the Climate of the Indian Ocean (SOCIO), Perth (Okt. 2000).

Insgesamt war die Bewilligungssumme für die im Rahmen dieser Aufgaben anfallenden und für das Verbundvorhaben auch notwendigen Reisen sehr knapp bemessen.

## **2.2 WOCE North Atlantic Workshop, August 1999**

Unter Leitung des Koordinators wurde u.a. mit finanzieller Unterstützung des CLIVAR/marin Projektes der WOCE North Atlantic Workshop mit ca. 150 Teilnehmern aus dem In-und Ausland am IfM Kiel abgehalten. Zusammenfassungen zum Ablauf und Ergebnisse sind erschienen unter

Schott, F., C. Böning, H. Bryden, R. Molinari, P. Schlosser, C. Wunsch and L. Stramma (1999): The WOCE North Atlantic Workshop. International WOCE Newsletters, 37, 34-35.

Schott, F., C. Böning, H. Bryden, R. Molinari, P. Schlosser, C. Wunsch and L. Stramma (2000): Report of the WOCE North Atlantic Workshop. WOCE International Project Office, WOCE Report No. 169/2000, 110 pp.

## **2.3 CLIVAR Workshop zur flachen Thermohalinen Zirkulation, Oktober 2000**

Unter Mitorganisation des Koordinators wurde ein internationaler CLIVAR-Workshop in Venedig (Okt. 2000) durchgeführt, in dem die flachen Subtropischen Zellen (STC) aller drei Ozeane behandelt wurden gemäß dem Stand von Beobachtungen, Ozeanmodellen sowie gekoppelten Modellen. Die Ergebnisse dieses Workshops sind in einem CLIVAR-Report niedergelegt und erscheinen zudem in diversen Veröffentlichungen.

## **2.4 Sammelband zu WOCE/AIMS im Indischen Ozean**

Der Koordinator organisierte einen Sonderband in Deep-Sea Research zur Physikalischen Ozeanographie des Indischen Ozeans während der WOCE-Periode u.a. mit vier Beiträgen der deutschen CLIVAR/AIMS-Arbeitsgruppe. Der Band ist 2002 erschienen.

Weitere Beiträge von internationalen Autoren sind bereits eingereicht, so daß ein zweiter Band zur Zeit zusammengestellt wird, der 2003 erscheinen soll.

## **3. Finanz- und Zeitplan**

Die Stelle der Koordinationsassistentin (½ BAT IVb) war bis zum Abschluß des Vorhabens besetzt (Frau M. Lüning).

## Abschlußbericht

**Zum Teilvorhaben 03F0246G des Verbundprojekts CLIVAR Marin für das  
Teilprojekt:**

### **2. WOCE – Atlas des Atlantiks**

#### **„Langfristige Veränderungen des thermohalinen Zustands des Atlantiks“**

Projektleiter: Dr. Klaus Peter Koltermann

Bearbeiter: Dr. Viktor Gouretski und Kai Jancke

Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie  
Bernhard – Nocht – Strasse 78  
20359 Hamburg

#### **1. Zielsetzung**

Großräumige und für ozeanische Verhältnisse schnelle Änderungen der hydrographischen Struktur besonders des Nordatlantiks und die daraus abgeleiteten starken Veränderungen der thermohalinen Zirkulation sind das Ergebnis der Feldarbeiten der letzten 10 Jahre (s. u.a. Sy et al., 1997, Koltermann et al, 1999) Ihre Quantifizierung und Einordnung in einen längerfristigen Zusammenhang sind das Ziel der AIMS-Phase von WOCE. Im Rahmen dieses Teilprojekts wurden für den gesamten Atlantik diese großräumigen und langfristigen Veränderungen für die letzten 50 Jahre bestimmt. Dazu ist eine neue Klimatologie erstellt worden, die neben historischen Daten die WOCE-Daten verwendet. WOCE hat allein im Atlantik mit 23 hydrographischen Schnitten der Einzelaufnahme und zahlreichen Wiederholungsschnitten zwischen 1990 und 1998 die bisher dichteste Aufnahme des hydrographischen Zustands eines Ozeans geschaffen. Strenge Qualitätsanforderungen an die Messungen, wie ihre Bearbeitung, lieferten den bislang einmaligen konsistenten Datensatz. Wegen dieser Vergleichbarkeit können zum ersten Mal Abschätzungen der ozeanischen Variabilität über eine Dekade zuverlässig gemacht werden. Dieser einzigartige Datensatz wurde nach einer im Projekt entwickelten und erprobten Qualitätskontrolle zu einem gegitterten, optimal interpolierten Datensatz als Referenzdatensatz zusammengefügt, um die großräumige thermohaline Struktur für den WOCE-Zeitraum zu beschreiben und ein Maß für die zwischenjährliche Veränderlichkeit zu erhalten. Diese WOCE-Aufnahme wird in einem elektronisch zugänglichen wie einem gedruckten Atlas dokumentiert. Die gehen außerdem ein in eine bereits abgeschlossene globale gegitterte Klimatologie. Die Daten vergleichbarer Qualität aus der vor-WOCE-Zeit werden mit der WOCE-Periode verglichen, um Aussagen über die langfristige Veränderlichkeit zumachen.

#### **2. Arbeiten und Ergebnisse im Projektzeitraum**

Als zentrale Aktivität im Rahmen des deutschen Ozean/CLIVAR-Programms wurden in diesem Teilprojekt die hydrographischen Daten aus WOCE für den gesamten Atlantik in einem Atlas zusammenzutragen, und als Atlas elektronisch wie in gedruckter Form veröffentlicht. Damit wird die thermohaline Zirkulation des Atlantischen Ozeans, der für das europäische Klima

eine fundamentale Rolle spielt, für den WOCE-Zeitraum beschrieben, analysiert und interpretiert werden. Er ist methodisch und darstellungstechnisch in enger Abstimmung mit den Gruppen bearbeitet worden, die sich dem Pazifik, dem Indischen und dem Südlichen Ozean widmen. Damit liegt ein globaler, gleichförmig bearbeiteter WOCE-Datensatz vor. Er wurde gleichzeitig so gestaltet, daß andere Parameter, wie etwa Spurenstoffe, die während der Reisen des WOCE Hydrographic Programme gemessen wurden, ebenfalls konsistent und schlüssig dargestellt werden. Der WOCE-Atlas für den Atlantik wird ergänzt durch die methodisch gleichwertige Zusammenführung aller pre-WOCE und noch früherer Daten für den quantitativen Vergleich der Felder und daraus abgeleiteter Größen für verschiedene Zeitscheiben und die Beschreibung der langfristigen und großräumigen Veränderungen. Als Bezugszeitraum der Klimatologie wurde die WOCE-Feldphase gewählt. Der Atlas-Datensatz wird verabredungsgemäß bereits jetzt für getrennte Untersuchungen anderer Gruppen, etwa zur Initialisierung von numerischen Modellen und zur Assimilation dieser Daten in Modelle verwendet. Sowohl der WOCE-Atlas des Atlantiks wie diese neue Klimatologie liefern einen wesentlichen Beitrag zur Beschreibung und dem besseren Verständnis dekadischer Schwankungen im Ozean sowie zur Verbesserung der ozeanischen Zirkulationsmodelle.

Im Rahmen dieses Teilprojekts wurden drei unterschiedliche, sich ergänzende Produkte erstellt:

- 1- Ein gedruckter WOCE Atlas der Hydrographie des Atlantischen Ozeans, dessen Aufbau und Darstellung in enger Kooperation mit anderen ausländischen Arbeitsgruppen (WOCE ATLAS-Gruppe), die ähnliche Atlanten für die Pazifischen, Indischen und Südlichen Ozeane bearbeitet. Dieser gedruckte WOCE Atlantik-Atlas wird alle WOCE-Schnitte enthalten und Parameterverteilungen auf ausgewählten isobarischen und isopyknischen Flächen. Zur Ergänzung werden validierte pre-WOCE-Daten herangezogen. Der Atlantik – Atlas erscheint als Band 2 der einheitlich gestalteten WOCE Atlas Serie Ende 2002.

Eine elektronische Version dieses Atlas wird in Zusammenarbeit mit den anderen für die anderen Ozeane verantwortlichen Arbeitsgruppen her- und im Laufe des Jahres 2002 bereitgestellt.

- 2- Eine Zusammenstellung eines globalen, qualitätsgeprüften und validierten hydrographischen Profildatensatzes aller WOCE-Daten und ausgewählter historischer Daten, zusammen mit Annotationen und statistischen Größen über die Qualität der einzelnen Reisedatensätze steht zur Verfügung.
- 3- Der daraus berechnete gegitterte, globale hydrographische Datensatz, der die klimatologischen dreidimensionalen Parameterverteilungen auf einem regelmäßigen  $0,5^\circ \times 0,5^\circ$  Gitter darstellt ist abgeschlossen und wird bereits stark nachgefragt.

Bisherige Analysen vereinzelter Schnitte haben bereits drastische Veränderungen sowohl im Süd- wie Nordatlantik gezeigt. Bereits seit den 70er Jahren sind vergleichbare Schnitte im Atlantik bearbeitet worden. Ihr Vergleich mit neueren Daten vergleichbarer Qualität hat es erstmals erlaubt, auch für die Zwischen- und Tiefenwasser signifikante Änderungen anzugeben (Dickson et al,1996, Sy at al,1997, Curry et al., 1998, Bersch et al., 1999, Koltermann et al., 1999, Lorbacher, 2000). Diese Daten, wie alle anderen hydrographischen Daten von entsprechender Qualität, wurden verwendet, um zusammen mit dem WOCE-Datensatz den Zeitraum rückwärts zu erweitern, um langfristige Veränderungen über den WOCE-Zeitraum hinaus zu dokumentieren. Diese neue Klimatologie, als deren Referenzperiode der WOCE-

Zeitraum verwendet wird, wurde mit bereits vorhandenen quantitativ wie methodisch verglichen. Durch diesen Vergleich, der sich nicht nur auf die einzelnen gemessenen Parameter bezieht, sondern besonders auf die abgeleiteten Größen, wie barokline Transporte, Flüsse und Divergenzen abhebt, kann quantitativ wie qualitativ beurteilt werden, welche Auswirkungen die einzelnen verglichenen Klimatologien bei ihrer Verwendung zur Initialisierung oder Kalibrierung von Modellen haben. Darüber hinaus dient die neue Klimatologie dazu, Zirkulationsmodelle des Atlantiks zu initialisieren und steht für Assimilationsuntersuchungen zur Verfügung. Außerdem eignen sich die mit ihr untersuchten baroklinen Transporte, Flüsse und Divergenzen besonders für einen Vergleich mit ähnlichen aus Modellen bestimmten Größen und erlauben eine kritische Würdigung der Modellergebnisse.

### **3. Arbeiten während der Projektlaufzeit**

Nach Arbeitsplan wurden die folgenden Arbeiten erfolgreich abgeschlossen:

#### **(A) Zusammenfassende Validierung des Profildatensatzes**

Die vorhandenen Datensätze der WOCE-Reisen im Atlantik wurden ergänzt, überprüft und ihre Qualität bestimmt und verglichen. Diese setzen sich aus zwei Teildatensätzen zusammen,

- dem WOCE – Datensatz, der alle „one-time“ und die meisten „repeat“ Datensätze der WOCE – Schnitte enthält., und
- dem historischen pre-WOCE und non-WOCE – Datensatz. Er enthält eine große Anzahl von ausgewählten historischen hydrographischen Stationsdaten und modernen non-WOCE-Daten. Die Erweiterung der pre- und non-WOCE-Datensätze ist notwendig, damit die horizontale Auflösung der WOCE-Schnitte deutlich verbessert werden kann. Die Validierungsmethode wurde weiter verfeinert (Reiseidentifizierung gefolgt von einer statistischen Qualitätsevaluierung jeder einzelnen Reise, statistische Kontrolle im Dichte/Parameter-Raum, siehe Gouretski u. Jancke, 1999). Die systematischen Abweichungen wurden untersucht und halfen wesentlich bei der Qualitätseinschätzung (Gouretski u. Jancke, 2001).
- Insgesamt wurden global 1 Mio Profile verwendet, davon 11 000 aus dem WHP. Der Referenzdatensatz umfaßt 22 000 Stationen, der adjustierte globale Datensatz umfaßt ca. 1 Mio Profile.
- Für den Atlantik stehen alle WOCE-Daten des WHP, insgesamt 3800 Profile sowie weitere Datensätze von vergleichbarer Qualität seit 1923 mit ca. 7 000 Station zur Verfügung.

#### **(B) WOCE Hydrography Atlantic Atlas**

Die statistischen und technischen Arbeiten zur Herstellung der Einzeldarstellungen sind abgeschlossen. Im letzten Projektjahr wurde sehr viel Zeit auf die einheitliche Festschreibung dieser Standards für die gesamte Atlas-Gruppe verwendet. Hier wurden auch für die WOCE-Atlasreihe graphische Details festgelegt. Besondere Schwierigkeiten ergaben sich bei der Produktion der Darstellungen, da jeder Drucker trotz gleicher technischer Spezifikation leicht andere Farben druckt. Da die Atlas-Gruppe für den Druck der Atlasserie über das WOCE International Project Office eine Bewilligung aus externer Quelle von US\$ 300 000 eingeworben hat, konnte durch die, wenn auch zeitaufwendige Festlegung der graphischen und drucktechnischen Details diese Vereinheitlichung festgeschrieben werden.

Die Produktion der Einzeldarstellungen des Atlantik-Atlas wurde im Februar 2002 abgeschlossen.

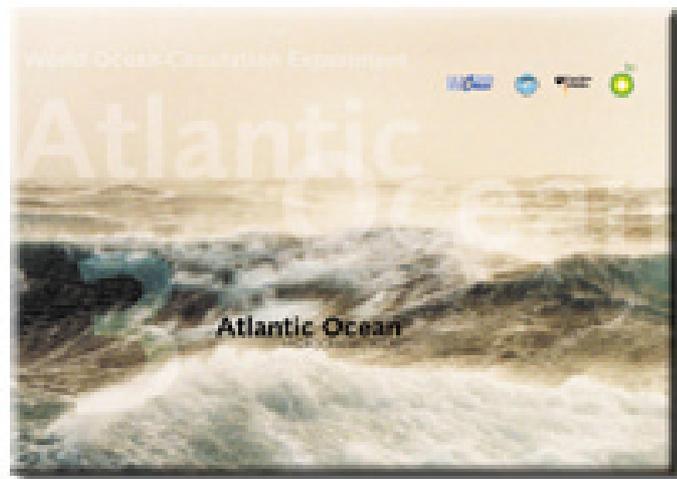


Abb. 1: Umschlagsentwurf des Band 2, Atlantic Ocean der WOCE Hydrographic Atlas Series

Er wird in der vierteiligen Atlasserie als zweiter Atlas nach dem des Pazifischen Ozeans erscheinen (Abb.1). Als Beispiel der Darstellungen sind die Verteilungen des Salzgehaltes und der potentiellen Temperatur in jeweils 500 und 3500 m Tiefe in Abb.2 dargestellt.

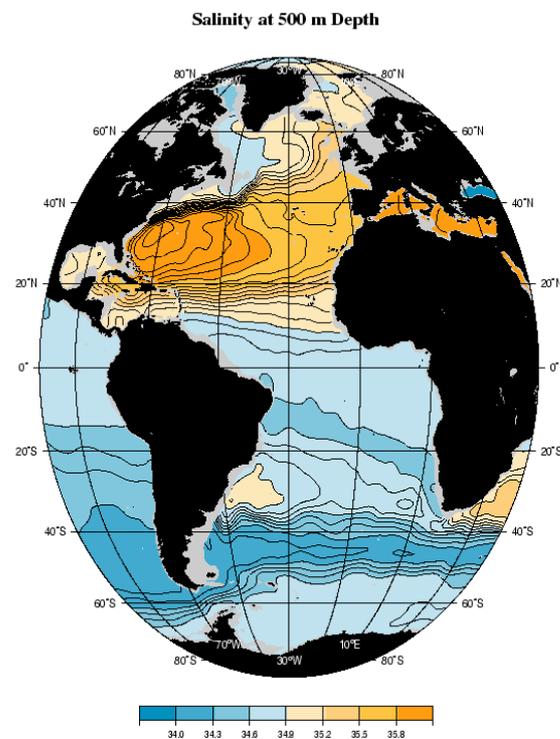


Abb. (2a) Verteilung des Salzgehaltes in 500 m Tiefe im Atlantischen Ozean (WOCE-Atlas)

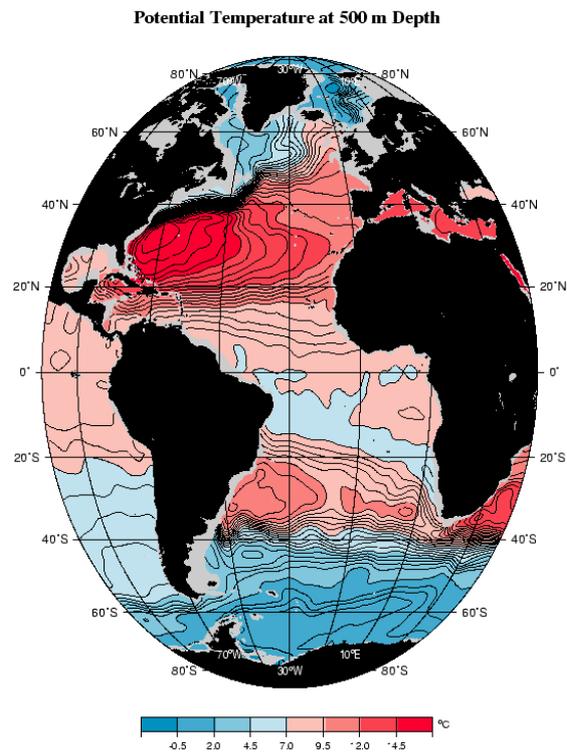


Abb (2b) Verteilung der potentiellen Temperatur in 500 m Tiefe im Atlantischen Ozean (WOCE – Atlas)

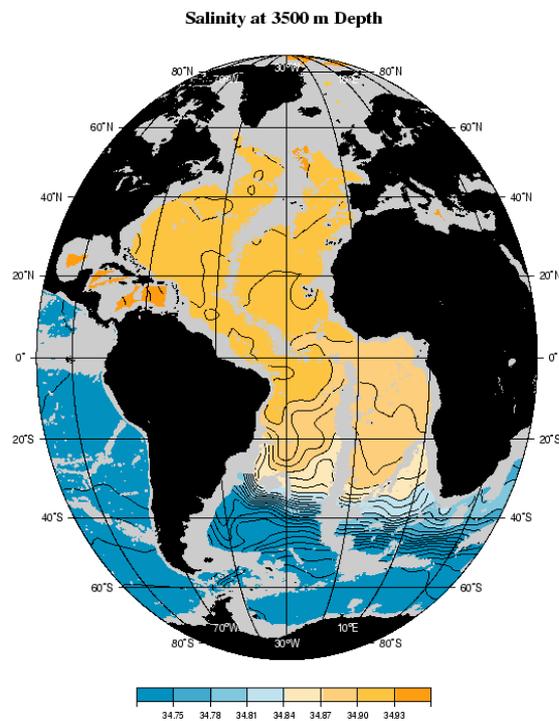


Abb. (2c) Verteilung des Salzgehaltes in 3500 m Tiefe im Atlantischen Ozean (WOCE-Atlas)

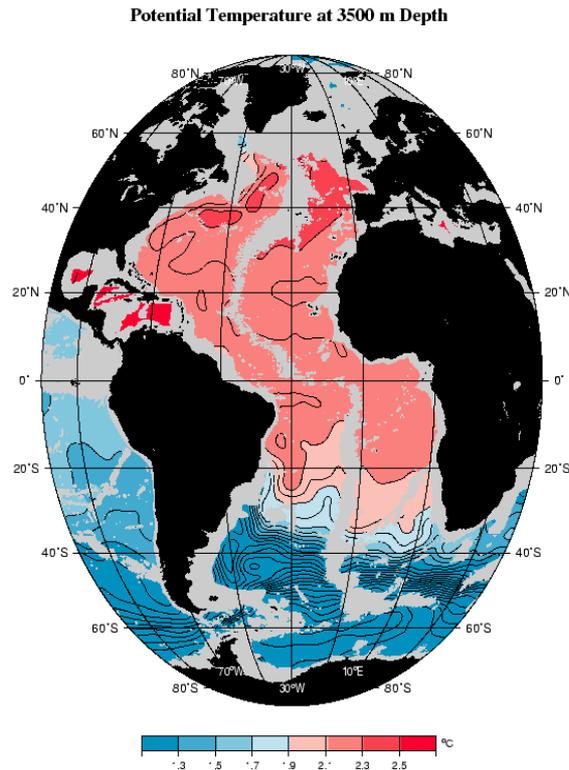


Abb (2d) Verteilung der potentiellen Temperatur in 3500 m Tiefe im Atlantischen Ozean (WOCE – Atlas)

Eine Verteilung der potentiellen Temperatur auf dem WOCE – Schnitt A10 ist in Abb. (3), der potentiellen Dichte auf dem Meridionalschnitt A16 ist in Abb. (4) angegeben.

### **(C) Eine neue Version der globalen Klimatologie**

Die Arbeiten zur Herstellung einer neuen Klimatologie des Weltozeans wurden für den mittleren Zustand und die daraus abgeleiteten statistischen Größen abgeschlossen. Die bislang in der globalen Klimatologie nicht vorhandenen Seegebiete, wie etwa Ostsee, Europäisches Mittelmeer, Kaspisches Meer, Hudson Bay, Arktischer Ozean, Patagonien-Schelf und Ochotskisches Meer wurden inzwischen eingearbeitet. Der Profildatensatz enthält jetzt ca. 1.000.000 Profile. Die Klimatologie zeigt deutliche Verbesserungen gegenüber dem WOA98 von Levitus auf. So wurde die durchmischte Schicht anders behandelt, um Instabilitäten zu erkennen; sie wurde optimal interpoliert auf isopyknischen Flächen, wodurch die statische Stabilität gesichert ist. Die Klimatologie mit einer Gitterauflösung von  $0,5^\circ \times 0,5^\circ$  wird sowohl als Beilage zum Atlas wie separat auf CD-ROM veröffentlicht. Eine Vorabversion steht bereits zur Verfügung (Gouretski et al, 1999).

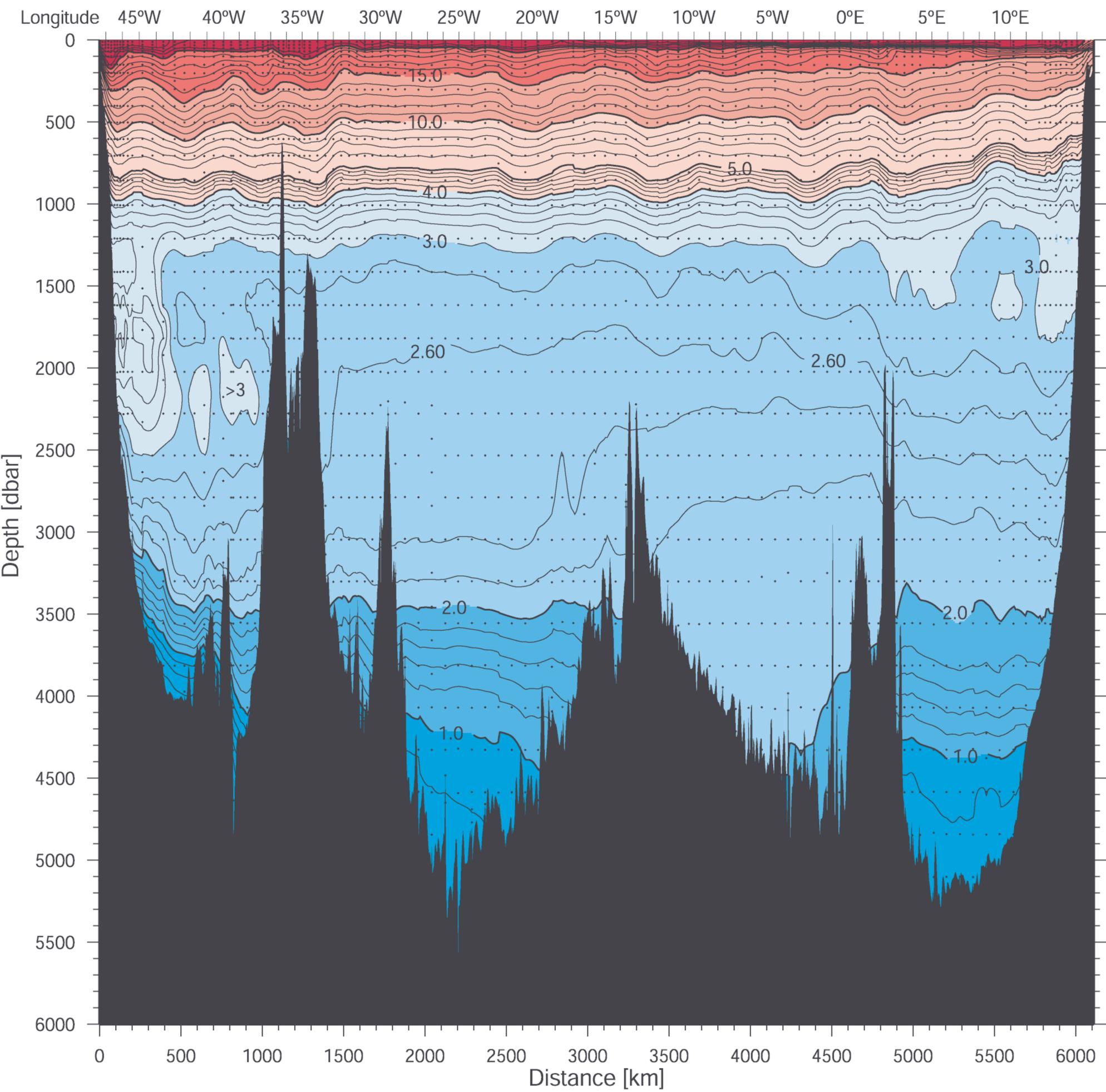
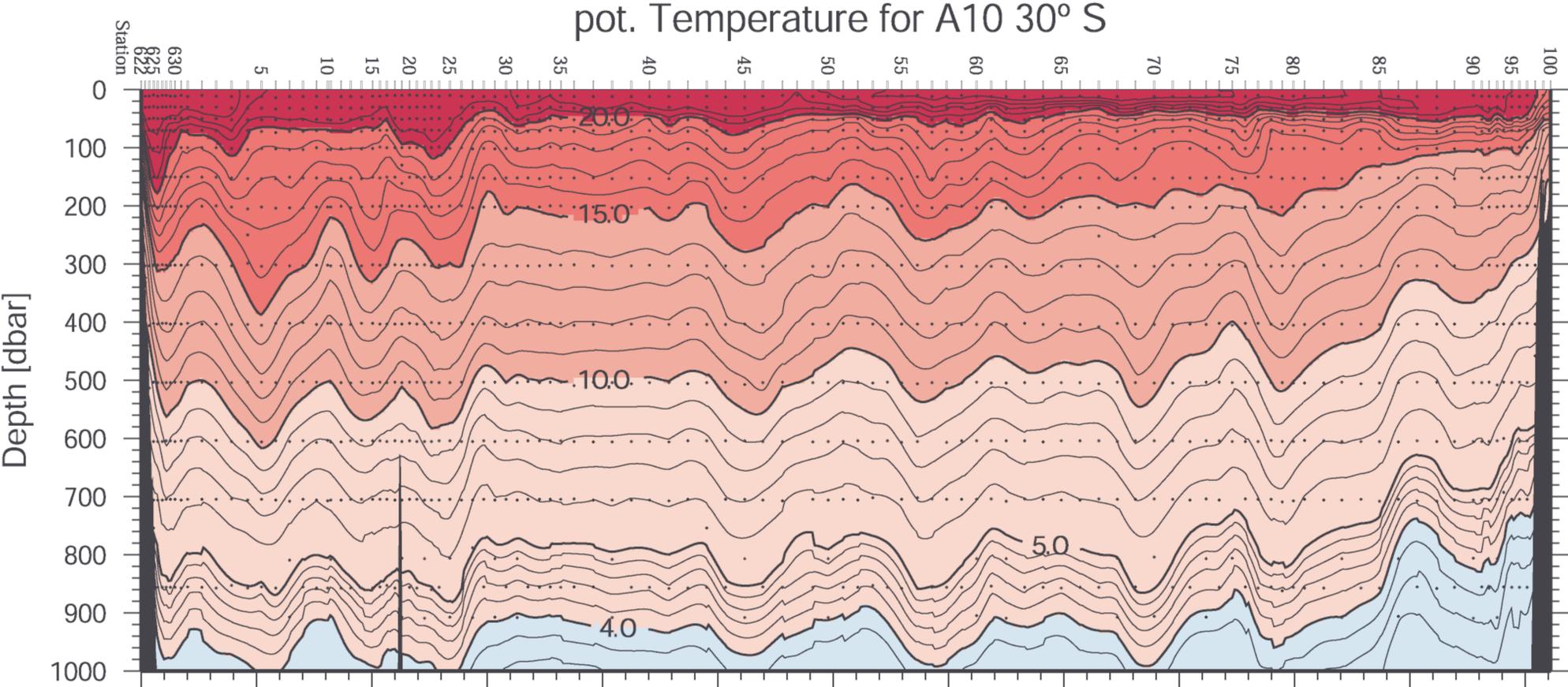


Abb. (3) Verteilung der potentiellen Temperatur auf dem WOCE-Schnitt A10 (Atlasformat)

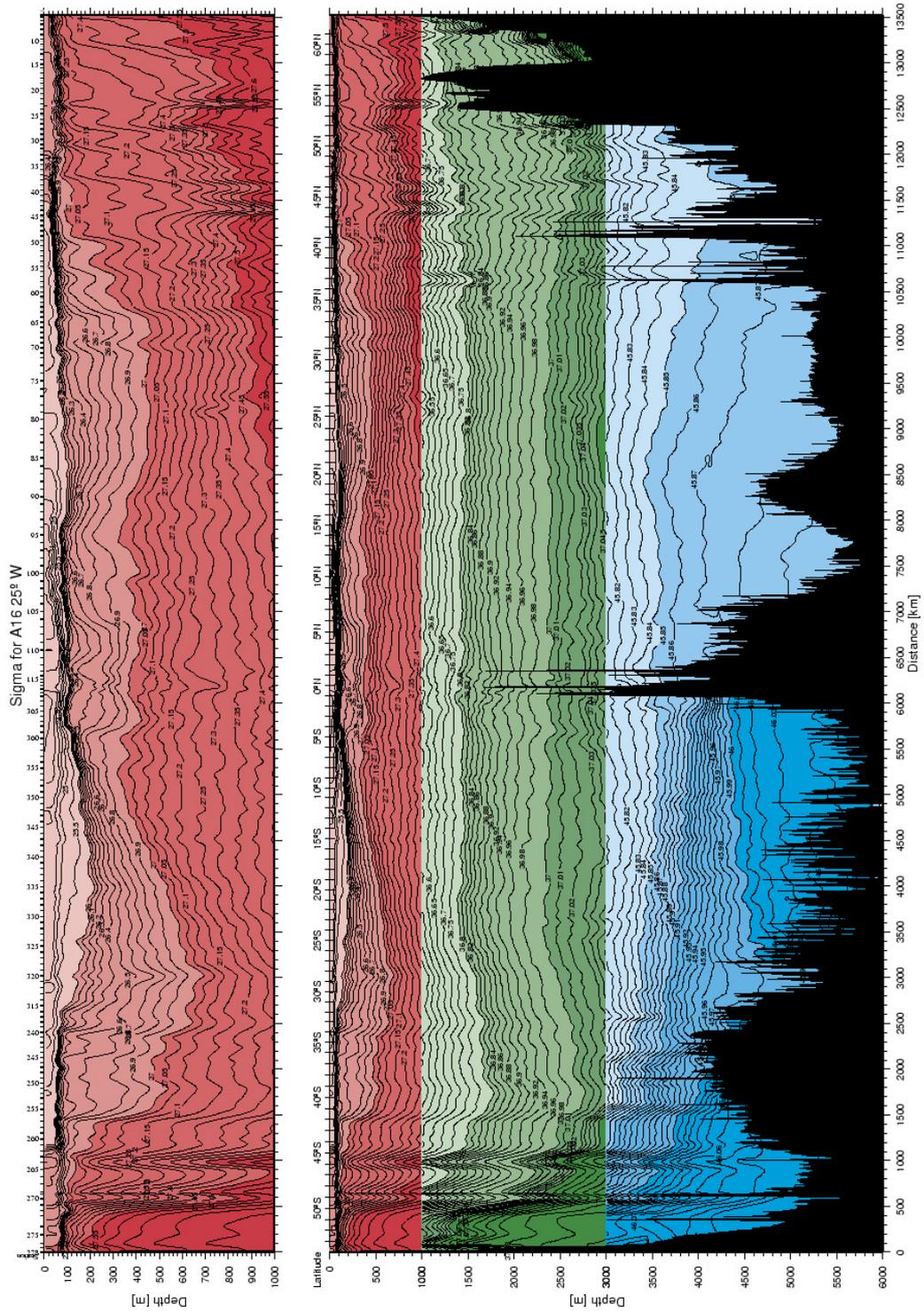


Abb. (4) Verteilung der potentiellen Dichten auf dem Meridionalschnitt WOCE A16

## **(D) Dekadische Veränderungen der thermohalinen Struktur des Atlantiks**

Die Arbeiten erfolgten in enger Zusammenarbeit mit anderen Arbeitsgruppen. Das Schwergewicht der eigenen Arbeiten lag auf der Zusammenstellung von saisonalen und annualen Datensätzen. Diese werden mit den Partnern für Einzeluntersuchungen verwendet. Die Arbeiten sind soweit gediehen, daß in einem weiteren Projekt die Veröffentlichungen abgeschlossen werden können.

### **Zusammenarbeit mit anderen Arbeitsgruppen**

Die Entwicklung und Herstellung des Atlanten und der Weltozean-Klimatologie geschieht in enger Zusammenarbeit mit verschiedenen wissenschaftlichen Arbeitsgruppen und einzelnen Wissenschaftlern. Dies sind

- Für die WOCE Atlas Serie Lynne Talley, SIO für den Pazifischen und Alex Orsi, TAMU für den Südlichen Ozean. Der Atlas für den Indischen Ozean wird von Lynne Talley, SIO betreut. Damit wird die gesamte Serie im Laufe des Jahres 2002 nach einheitlichen Kriterien und in gleicher Aufmachung veröffentlicht.
- Die CSIRO Gruppe um Trevor McDougall und D. Jackett verwendet die neue Weltozeanklimatologie für die erneute Berechnung der neutralen Dichteveriablen  $\gamma_n$ . Dies steht vor dem Abschluß, obwohl mathematische Probleme des McDougall-Algorithmus eine Verzögerung verursachten.
- Detlef Stammer, SIO verwendet beide o.g. Datensätze für Datenassimilationsstudien mit dem ECCO-Konsortium.
- Mit Kevin Speer, FSU wird ein inverses Modell des Gesamtatlantiks zur Bestimmung des T/S-Zensus und der Wassermassentransformationsraten betrieben.
- Für die Tracer-Gruppe in Bremen (W. Roether) wurden die statistisch signifikanten Nährstoffunterschiede bereitgestellt. Die Gruppen W.Roether und M. Rhein stellten vereinbarungsgemäß die homogenisierten CFC-Datensätze für den Süd- und den Nordatlantik zur Verfügung.

## **4. Stand des Projektes**

Zur wissenschaftlichen Bearbeitung der o.g. Aufgabenstellung wurde vom 01.04.1999 bis 28.02.2002 Dr. Viktor Gouretski (BAT IIa) beschäftigt. Dr. Gouretski war bereits vorher im Rahmen des WHP-SAC beschäftigt worden. Er soll in einem Folgeprojekt die Veröffentlichungen zur dekadischen Variabilität abschließen.

Abweichungen vom Arbeits- und Finanzierungsplan traten nicht ein. Die Erweiterungen der Klimatologie um einzelne Gebiete, wie sie von den Modellgruppen gefordert werden, sind erfolgt. Die Mittel für zeitliche befristete Hilfskräfte (Beschäftigungsentgelte) wurden in der Abschlußphase für Feinarbeiten bei der Produktion eingesetzt.

Die Aussichten für die Erreichung der Ziele dieses Vorhabens innerhalb des angegebenen Berichtszeitraums gegenüber dem geltenden Antrag haben sich nicht geändert. Durch die Einbindung in eine Veröffentlichung in einer gemeinsame Atlasserie traten umfangreiche zusätzliche und zeitaufwändige Abstimmungsarbeiten auf. Eine Änderung der Zielsetzung ergab sich nicht und ist nicht abzusehen.

Hinweise auf Ergebnisse, die inzwischen von dritter Stelle bekannt wurden und die für die Durchführung des Vorhabens von Bedeutung sind, lagen nicht vor.

Erfindungen wurden nicht in Anspruch genommen und keine Schutzrechte angemeldet oder erteilt.

## Literatur

Bersch, M., J. Meincke. A. Sy (1999): Interannual thermohaline changes in the northern North Atlantic 1991 – 1996, *Deep-Sea Res*, II,46, 55-76

Curry, R., M.S. McCartney, T. Joyce (1998): Oceanic transport of subpolar climate signals to mid-depth subtropical waters. *Nature*, 392, 575-577

Dickson, R.R., J.R.N. Lazier, J. Meincke, P. Rhines, J. Swift (1996): Long-term co-ordinated changes in the convective activity of the North Atlantic. *Progr. Oceanogr.* 38, 241-295

## Eigene Veröffentlichungen

Atlas of Ocean Sections (1999) V. Gouretski, K. Jancke, J. Reid, J. Swift, P. Rhines, R. Schlitzer and I. Yashayaev. CD-ROM, Jet Propulsion Laboratory, Scripps Institution of Oceanography.

Dobroliubov, S., K.P. Koltermann, A. Sokov, V. Tereschenkov (2002): North Atlantic Water Mass Structure, Meridional Overturning and Modes of the Circulation, *subm. DSR*

Gouretski V.V., Jancke, K. (1999). A description and quality assessment of the historical hydrographic data for the South Pacific Ocean. *Journal of Atmospheric and Ocean Technology*, **16**, 1791-1815.

Gouretski V.V. and K.P. Koltermann (2000) The hydrographic environment of the Atlantic 48°N section: WOCE-A2. A Pilot Atlas. Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie, Hamburg-Rostock (unpublished manuscript).

Gouretski V.V. and K. Jancke (2001): Systematic errors as the cause for the apparent deep water property variability: global analysis of the WOCE and historical hydrographic data. *Progress in Oceanography*, **48**, no 4, 409-474

Koltermann K.P., V.Gouretski and K.Jancke (2000) Developing the WOCE Atlantic Atlas. In: *2000 U.S. WOCE Report*, p.7-10.

Koltermann, K.P., A.V. Sokov, V.P. Terechenkov, S.A. Dobroliubov, K. Lorbacher, A. Sy (1999): Decadal changes in the thermohaline circulation of the North Atlantic. *Deep-Sea Res.* II, 46, 109-138

Lorbacher, K. (2000): Niederfrequente Variabilität meridionaler Transporte in der Divergenzzone des nordatlantischen Subtropen- und Subpolarwirbels, Dissertation, Universität Hamburg, 155 S.

Lorbacher, K.(2000) : Niederfrequente Variabilität meridionaler Transporte in der Divergenzzone des nordatlantischen Subtropen- und Subpolarwirbels -- Der WOCE-Schnitt A2, *Berichte des BSH*, Nr.22, p. 165, 2000

Lorbacher, K., K. P. Koltermann( 2002): Advective transports across „48°N“ in the North Atlantic and their variability at low-frequencies, (submitted to JGR)

Sy, A., M. Rhein, J.R.N. Lazier, K.P. Koltermann, J. Meincke, A. Putzka und M. Bersch (1997): Surprisingly rapid spreading of newly formed intermediate waters across the North Atlantic Ocean, Nature, 386, 675-679

### **Bildunterschriften**

Abb. (1) Entwurf des Umschlags für den Band 2, Atlantischer Ozean, der WOCE Hydrographic Atlas Series

Abb. (2) Horizontale Verteilungen von Salzgehalt und potentieller Temperatur in 500 und 3500 m Tiefe aus dem WOCE Atlas

Abb. (3) Verteilung der potentiellen Temperatur auf dem WOCE – Schnitt A10 (Atlasformat)

Abb. (4) Vertikalverteilungen der potentiellen Dichten auf dem WOCE-Schnitt A16 aus dem WOCE Atlas

## **Abschlussbericht zu CLIVAR marin - Teilprojekt:**

### **Integration und Interpretation des WOCE-Freon-Datensatzes des Nordatlantiks**

Projektleitung: Prof. Dr. Monika Rhein

Wiss. Mitarbeiter: Dr. Olaf Plähn bis 30.11. 2000, Dr. Reiner Steinfeldt ab 1.12. 2000

Institut für Umweltphysik, Abt. Ozeanographie, Universität Bremen

Otto Hahn Allee, Geb. NW1, 28359 Bremen

mrhein@physik.uni-bremen.de, www.ocean.uni-bremen.de

#### **1. Aufgabenstellung**

1) Die Integration der WOCE Freondaten des Nordatlantiks und Erstellung der Freonprodukte für den Atlantik - Atlas. Dies sollte in enger Abstimmung mit den Anträgen Koltermann (Hydrographie) und Roether (Tracer Südatlantik) erfolgen. Für die deutschen Freondaten des Nordatlantiks und des Indischen Ozeans soll darüberhinaus ein Datenreport erstellt werden, der neben den fahrtspezifischen Details auch die Methoden zur Berechnung der Konzentrationen, der Blanks, der Reproduzierbarkeit und der Genauigkeit enthält. Soweit Daten vorhanden, sollen auch Vergleiche zwischen den Datensätzen verschiedener Reisen stattfinden.

2) Die Interpretation der Beobachtungen, insbesondere hinsichtlich der Mechanismen der Tiefenwasserausbreitung. Hierzu sollen neben den Beobachtungen auch Modellergebnisse herangezogen werden.

#### **2. Voraussetzungen, unter denen das Vorhaben durchgeführt wurde**

Die FS Sonne und FS Meteor waren ausgezeichnete Forschungsplattformen, um die aufwendigen Beobachtungsprogramme durchzuführen, die zur Gewinnung des WOCE Traerdatensatzes notwendig waren. Die bewilligten Mittel für Personal und Geräte waren für den Erfolg des Projektes unerlässlich. Hinzu kam noch die wissenschaftliche und technische Expertise der Mitarbeiter und die gute Kooperation mit den am WOCE Atlas beteiligten Projekten und mit den anderen WOCE-Aims und CLIVAR marin Vorhaben.

### 3. Planung und Ablauf des Vorhabens

Der im Antrag vorgelegte Arbeitsplan wurde in seinen wesentlichen Teilen eingehalten. Für die Erstellung von weiteren Abbildungen (z.Bsp. Freonalter auf Isopyknen, Freon auf WOCE Repeat Sections) für die elektronische Version des Atlas wurde eine kostenneutrale Verlängerung beantragt. Die Aufarbeitung der WOCE Datensätze ist abgeschlossen und die Freon - Daten für die Erstellung der gedruckten Version bereit gestellt. Die Auswertung der WOCE Tracerdaten hinsichtlich Zirkulation und Ausbreitung der tiefen Wassermassen wurde in mehreren Veröffentlichungen dokumentiert.

### 4. Wissenschaftlicher und technischer Stand, an den angeknüpft wurde

Da ein großer Teil der nordatlantischen Freon Datensätze aus dem eigenen Labor bzw von Bremen (W. Roether) stammte, konnten diese Erfahrungen auch in der Interpretation der Tracerdaten sowie in der Beurteilung der Qualität eingebracht werden. Auf der wissenschaftlichen Seite konnte auch auf bereits vorliegende Analysen aus WOCE und den SFBs 133 und 460 aufgebaut werden.

#### Angaben der verwendeten Fachliteratur (\*: Beiträge von Mitgliedern des Vorhabens)

Andrie, C., 1996, Chlorofluoromethanes in the deep equatorial Atlantic, revisited. The Deep Water Regime in the Equatorial Atlantic, in: The South Atlantic: Present and Past Circulation, Hrsgs, G. Wefer, H. Berger, G. Siedler and D. Webb, Springer Verlag Berlin Heidelberg, 273-288.

Andrie, C., M.Rhein\*, C.Freudenthal und O.Plähn\*, 2002, CFC time series in the deep water masses of the tropical Atlantic, 1990-99. Deep Sea Res I, 49, 281-304.

Böning, C.W., M.Rhein\*, J.Dengg und C.Dorow, 2002, Modelling CFC inventories and formation rates of Labrador Sea Water. Geophys. Res. Lett., angenommen.

Bower, A.S., and H.D. Hunt, 2001, Lagrangian Observations of the DWBC in the North Atlantic Ocean. Part I: Large scale pathways and spreading rates, J. Phys. Oceanogr. 30, 764-783.

Cunnold, D.M., P.J. Fraser et al., 1994, Global trends and annual release of CCl<sub>3</sub>F and CCl<sub>2</sub>F<sub>2</sub> estimated from ALE/GAGE and other measurements from July 1978 to June 1991. J. Geophys. Res. 99, 1107-1126.

Curry, R.G., M.S. McCartney und T.M. Joyce, 1998, Oceanic transport of subpolar climate signals to mid-depth subtropical waters. Nature 391, 575-577.

England, M.H., 1995, Using chlorofluorocarbons to assess ocean climate models. Geophys. Res. Lett. 22, 3051-3054.

- England, M.H., A.C. Hirst, 1997, Chlorofluorocarbon uptake in a world ocean model. 2. Sensitivity to surface thermohaline forcing and subsurface mixing parameterizations. *J. Geophys. Res.* 102, 15709-15731.
- Fine, R.A., M. Rhein\*, C. Andrieu, Propagation and Storage of climate anomalies in the deep western North Atlantic Ocean. *Geophys. Res. Lett.*, revised August 2002a.
- Fine, R.A., W.M. Smethie, J.L. Bullister, D.H. Min, M.J. Warner, M. Rhein\* and R.F. Weiss, Ventilation of the Indian Ocean from the South. *Deep Sea Res.*, submitted June, 2002b.
- Fischer, J., M. Rhein\*, F. Schott und L. Stramma, 1996. Water masses and transports in the Vema Fracture Zone. *Deep Sea Res.*, 43, 1067-1074.
- Friedrichs, M.A.M. und M.M. Hall, 1993, Deep circulation in the tropical North Atlantic. *J. Mar. Res.*, 51, 697-736.
- Friedrichs, M.A.M., M.S. McCartney und M.M. Hall, 1994, Hemispheric asymmetry of deep water transport modes in the Atlantic. *J. Geophys. Res.* 99, 25.165-25.179
- Joyce, T.M., R.S. Pickart, and R.C. Millard, 1999, Long term hydrographic changes at 52°N and 66°W in the North Atlantic subtropical gyre and Caribbean. *Deep Sea Res.*, 46, 245-278.
- Körtzinger, A., M. Rhein\* und L. Mintrop, 1999, Anthropogenic CO<sub>2</sub> and CFCs: man made tracers in unison in the North Atlantic Ocean. *Geophys. Res. Lett.*, 26, 2065-2068, 1999.
- Matear, R.J., and B.I. McNeil, 2002, A comparison in the Southern ocean of CFC age derived estimates of anthropogenic CO<sub>2</sub> to multiparametric linear regression estimates. *Mar. Chem.*, eingereicht.
- Matear, R.J., C.S. Wong, und L. Xie, Can CFCs be used to determine anthropogenic CO<sub>2</sub>?. *Global Biogeochem. Cycl.*, 2002, eingereicht
- McCartney, M.S., 1993, Crossing the equator by the deep western boundary current in the western Atlantic ocean. *J. Phys. Oceanogr.* 23, 1953-1974.
- Molinari, R.L., R.A. Fine, W.D. Wilson, J. Abell, M.M. McCartney und R.G. Curry, 1998: A fast track for recently formed Labrador Sea Water: The deep western boundary current of the North Atlantic Ocean. *Geophys. Res. Lett.* 25, 2249-2252.
- Pickart, R.S., N.G. Hogg and W.M. Smethie, Jr., Determining the strength of the deep western boundary current using chlorofluoromethane ratio. *J. Phys. Oceanogr.*, 19, 940-951, 1989.
- Plähn\*, O. und M. Rhein\*, 1998 Measured and modeled CFC distribution of lower NADW in the Guiana Basin. *J. Geophys. Res.* 103C, 2831-2848.
- Plähn\*, O., M. Rhein\*, R.A. Fine und K.F. Sullivan, 1999, Pollutants from the Gulf War serve as water mass tracer in the Arabian Sea. *Geophys. Res. Lett.* 26, 71-74.

Plähn\*, O., B.Baschek, T.H. Badewien, M. Walter und M. Rhein\* ,2002, The importance of the Gulf of Aqaba for the formation of bottom water in the Red Sea. *J. Geophys. Res.*, im Druck.

Rhein\*, M., 1994. The Deep Western Boundary Current: Tracers and Velocities. *Deep Sea Res.* 41, 263-281.

Rhein\*, M., L. Stramma und U. Send, 1995. The Atlantic Deep Western Boundary Current: Water masses and transports near the equator. *J.Geophys.Res.*, 100, 2441-2457.

Rhein\*, M., F. Schott, J. Fischer, U. Send und L. Stramma, 1996, The Deep Water Regime in the Equatorial Atlantic, in: *The South Atlantic: Present and Past Circulation*, Hrsgs, G. Wefer, H. Berger, G. Siedler and D. Webb, Springer Verlag Berlin Heidelberg, 261-271.

Rhein\*, M., L. Stramma, and O. Plähn, 1997a, Tracer signals of the Red Sea and Persian Gulf outflows in the Arabian Sea. *Geophys. Res. Lett.*, 24, 2561-2564.

Rhein\*, M., L. Stramma und G. Krahnmann, 1998a. The spreading of Antarctic Bottom Water in the Tropical Atlantic. *Deep Sea Res.*, 45, 507-527.

Rhein\*,M., O.Plähn, R.Bayer, L.Stramma, und M. Arnold, 1998b, The temporal evolution of the tracer signal in the Deep Western Boundary Current, tropical Atlantic, *J. Geophys. Res.*, 103, 189-215.

Stramma, L., und M. Rhein\*, 2001, Variability in the Deep Western Boundary Current in the equatorial Atlantic at 44° W. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 1623-1626

Sy, A., M. Rhein\*, J.R.N. Lazier, K.P. Koltermann, J. Meincke, A. Putzka und M. Bersch, 1997, Surprisingly rapid cooling of newly formed intermediate waters across the North Atlantic Ocean. *Nature* 386, 675-679.

Visbeck, M. und M. Rhein\*, Is Bottom Boundary Layer Mixing slowly ventilating Greenland Sea Deep Water? *J. Phys. Oceanogr.*, 30, 215-224, 2000.

Watanabe, Y.W., T.Ono, A. Shimamoto, 2000, Increase in the uptake rate of oceanic anthropogenic carbon in the North Pacific determined by CFC ages. *Mar.Chem.* 72, 297-315.

## **II.1. Eingehende Darstellung der erzielten Ergebnisse**

Die Arbeiten im Projekt verfolgten mehrere Ziele: In Teil 1 sollte der WOCE Freon-Datensatz des Nordatlantiks für den WOCE Atlas hergestellt, die Daten qualitativ bewertet, und für die eigenen Daten ein Qualitätsbericht hergestellt werden. Die Daten sollten dann für die Abbildungen der Gruppe Koltermann zur Verfügung gestellt werden. Im zweiten Teil stand die wissenschaftliche Interpretation der Tracerdaten im Nordatlantik aber auch im Indischen Ozean im Vordergrund.

Die Aufgaben für den ersten Teil sind weitgehendst erledigt. Die Datenreports zu den eigenen Reise wurden wie geplant erstellt und zusammen mit den qualitativ geprüften Daten an die

entsprechenden Stellen weitergegeben. Die Freonaten für die Atlas Abbildungen wurden nochmals geprüft und dann die Gruppe Koltermann weitergegeben. Vorläufige Abbildungen für den Atlas wurden ebenfalls erstellt, die endgültigen Abbildungen werden aber zusammen mit den anderen Abbildungen in gemeinsamen Layout von der Gruppe Koltermann erstellt.

Für den subpolaren Nordatlantik wurde ein topographieabhängiges Interpolationsverfahren vorgestellt (Rhein et al., 2002) und im Journal of Physical Oceanography veröffentlicht. Dieses Verfahren wurde auch für den gesamten Nordatlantik für die tiefen Wassermassen angewandt. In Abb. 1a und 1b sind zwei Beispiele für die Verteilung der Freonalter auf zwei Isopyknen dargestellt, die das Labradorseewasser (Abb. 1a) und das untere Tiefenwasser (Abb. 1b) charakterisieren. Die Darstellung des Freonalters wurde gewählt, da sich die jährlichen Änderungen der Freonkonzentration weniger stark auf die Altersberechnungen durchschlagen. Weitere Verteilungen auf ausgesuchten Isopyknen sowie die Freonverteilungen entlang der Atlantik- WOCE Schnitten sind auf den Bremer Clivar-Webseiten zu finden.

Eine erste Interpretation der Freonalter in Zusammenhang mit anderen Abschätzungen der Zeitskalen für die Ausbreitung im tropischen Atlantik wurden eingereicht (Fine et al., 2002a). In dieser Arbeit wird die Ausbreitung und Speicherung von Klima-Anomalien im tiefen Nordatlantik anhand der Freonalter-Verteilung untersucht. Die Differenz zwischen den direkt gemessenen Geschwindigkeiten im tiefen westlichen Randstrom und den Ausbreitungsgeschwindigkeiten aus Traceralter zeigen, daß die zeitliche Verzögerung, mit der eine Klima-Anomalie aus dem subpolaren Nordatlantik in die Tropen wandert, etwa 18-20 Jahre beträgt. Bei der Berechnung der Ausbreitungszeit wurde bei den Freonaltern das Alter des Wassers in der Bildungsregion des Labradorseewassers abgezogen.

Weitere Abschätzungen von Ausbreitungszeiten wurden von Stramma und Rhein, (2001) veröffentlicht und auf dem CLIVAR Workshop in Paris 2001 vorgestellt. Die aus hydrographischen Anomalien abgeschätzten Zeitskalen der Ausbreitung von der Labradorsee bis zum Äquator bei 44°W waren zwischen 15-17 Jahren. Eine weitere Veröffentlichung, die sich mit der Interpretation der WOCE Freon - Zeitserien im tiefen tropischen Atlantik befassen, ist durch eine Zusammenarbeit mit C. Andrieu, LODYC, Paris entstanden und in Deep Sea Research erschienen (Andrieu et al., 2002). In dieser Arbeit wird detailliert auf die zeitliche (1990-1998) und räumliche Variabilität der hydrographischen – und Freon-Verteilungen entlang 35°W eingegangen und auf die zonale Ausbreitung von Tiefenwasser entlang des Äquators.

Die großräumige Interpretation der Daten aus dem Indischen Ozean hinsichtlich Ventilation und Ausbreitung wurde bei Deep Sea Research eingereicht (Fine et al., 2002b). Die Ventilationszeit für den Subtropenwirbel des Südindischen Ozeans beträgt zwischen 15 und 25 Jahre, abhängig von der Dichte des Wassers. Das Tiefenwasser des Indischen Ozeans sind noch freonlos, da sie seit einigen Jahrzehnten vom Kontakt mit der Atmosphäre isoliert sind. Das Bodenwasser besitzt messbare Freonkonzentrationen nur südlich von 20°S (bei 50°O) bis 30°S (bei 110°O).

Auswertungen der Daten bezüglich der Ausbreitung des Wassers aus dem Persischen Golf in die Arabische See und der Bildung von Bodenwasser im Roten Meer sind ebenfalls erschienen oder im Druck (Plähn et al., 1999; Plähn et al., 2002). Für die Untersuchung der Ausbreitung des Persischen Golf Wassers (PGW) wurde eine F-12 Kontamination benutzt, die wahrscheinlich während des Golfkrieges in das Wasser eingetragen wurde (Löschmittel).

Der WOCE Tracerdatensatz sowie die Messungen im Rahmen des SFB 460 wurden dazu verwendet, Freoninventare zu berechnen und mittlere Bildungsraten von Labrador Seewasser (LSW) sowie deren Variabilität abzuschätzen (Rhein et al., 2002). Die benutzte Freon-Methode

zur Abschätzung der LSW Bildungsrate wurde in Zusammenarbeit mit C. Böning, IFM Kiel, mit den Resultaten eines hochauflösenden Modells des Nordatlantiks verglichen, die Arbeit wurde inzwischen angenommen (Böning et al., 2002). Abgesehen von einigen lokalen Besonderheiten konnte das Modell die beobachtete Verteilung gut simulieren. Es stellte sich heraus, dass die in Rhein et al. (2002) entwickelte Freon-Methode im Modell vergleichbare LSW Bildungsrate ergab wie die durch Änderung des LSW Volumens berechnete Rate.

## **II.2 Darstellung des voraussichtlichen Nutzens**

Die Ergebnisse gehören zur Grundlagenforschung und tragen wesentlich zum besseren Verständnis der ozeanischen Tiefenzirkulation bei. Die Tracerdaten sind besonders wichtig für die Abschätzung der Bildungsrate der einzelnen Wassermassen und ihrer Variabilität sowie für die Abschätzung der Zeitskalen für ihre Ausbreitung. Das Potential der Freon- und Freon-Isotopdaten für die Validierung von Modellen hinsichtlich Ventilation und Ausbreitung kann erst jetzt, nachdem die während der WOCE Periode gesammelten Daten vorliegen, voll ausgeschöpft werden. Die Weiterentwicklung der Ozeanmodelle im Projektzeitraum hat dazu geführt, daß zumindest die hochauflösenden Modelle nun Freonverteilungen simulieren, die mit den Beobachtungen vergleichbar sind (Böning et al., 2002). Dies, zusammen mit dem jetzt vorliegenden globalen WOCE Tracerdatensatz wird sicherlich zu neuen Erkenntnissen zu der klimarelevanten Rolle des Ozeans führen. Dies gilt auch für die Berechnung des anthropogenen CO<sub>2</sub> Eintrags in den Ozean, der mit Hilfe der Freonalter sehr gut abgeschätzt werden kann. Arbeiten, die die Freon-Methode regional überprüft haben, sind bereits erschienen oder in Druck (Watanabe et al., 2001; Matear et al., 2002a,b), die globale Berechnung ist eingereicht. Auf der angewandten Seite sind die wissenschaftlichen Ergebnisse dieses Projekts als Beitrag zur Klimaforschung zu sehen.

## **II.3 Fortschritte auf dem Gebiet von anderer Stelle.**

Die Freonverteilungen im Nordatlantik wurden von Smethie und Fine (2002) dazu verwendet, die Bildungsrate für die Komponenten des Nordatlantischen Tiefenwassers zu berechnen. Obwohl eine etwas andere Methode wie in Rhein et al. (2002) angewandt wurde, waren die Ergebnisse vergleichbar. Freon als Tracer für die Ausbreitung von NADW im Nordatlantik wurde von Smethie et al. (2001) veröffentlicht. Eine weitere Arbeit von Freudenthal und Andrie (2002, angenommen) beschäftigt sich mit neuem LSW, das zwischen 1990-94 gebildet wurde, und seiner möglichen Ankunft bei 7°30'N im tropischen Atlantik im Jahre 1996. Die Ausbreitungszeit für LSW ist hier sehr viel kürzer als in anderen Abschätzungen (z.Bsp Stramma und Rhein, 2001; Fine et al., 2002).

## **II.4 Erfolge oder geplante Veröffentlichungen**

Die bereits erfolgten bzw eingereichten Veröffentlichungen in begutachteten Zeitschriften sind:

Andrie, C., M.Rhein\*, C.Freudenthal und O.Plähn\*, 2002, CFC time series in the deep water masses of the tropical Atlantic, 1990-99. Deep Sea Res I, 49, 281-304.

Böning, C.W., M.Rhein\*, J.Dengg und C.Dorow, 2002, Modelling CFC inventories and

formation rates of Labrador Sea Water. *Geophys. Res. Lett.*, angenommen.

Fine, R.A., M. Rhein\*, C.Andrie, Propagation and Storage of climate anomalies in the deep western North Atlantic Ocean. *Geophys. Res. Lett.*, revised August 2002a.

Fine,R.A., W.M. Smethie, J.L. Bullister, D.H. Min, M.J. Warner, M. Rhein\* and R.F. Weiss, Ventilation of the Indian Ocean from the South. *Deep Sea Res.*, submitted June, 2002b.

Plähn\*, O., M. Rhein\*, R.A. Fine und K.F. Sullivan, 1999, Pollutants from the Gulf War serve as water mass tracer in the Arabian Sea. *Geophys. Res. Lett.*, 26, 71-74.

Plähn\*, O., B.Baschek, T.H. Badewien, M. Walter und M. Rhein\* ,2002, The importance of the Gulf of Aqaba for the formation of bottom water in the Red Sea. *J. Geophys. Res.*, im Druck.

Rhein\*, M., J.Fischer, W.M. Smethie, D.Smythe-Wright, C. Mertens, D.H.Min, U.Fleischmann und A. Putzka, 2002, Labrador Sea Water: Pathways CFC inventory and formation rates. *J. Phys. Oceanogr.*, 32, 648-665.

Stramma, L., und M. Rhein\*, 2001, Variability in the Deep Western Boundary Current in the equatorial Atlantic at 44° W. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 1623-1626

Geplant sind weitere Veröffentlichungen mit Nutzen der WOCE Daten in Zusammenarbeit mit anderen Gruppen:

Smethie et al. Large scale circulation in the North Atlantic

Rhein et al. CFC inventory changes in the subpolar North Atlantic

### **Beiträge in nichtbegutachteten Zeitschriften, die die WOCE Freondaten verwenden**

M.Rhein, F.Schott, L. Stramma, J.Fischer und C. Mertens, Deep Water Variability in the Subpolar North Atlantic, *WOCE Newsletter*, 37, 7-9, 1999.

U.Fleischmann und M. Rhein, 2000, The contribution of Iceland Scotland Overflow Water to the formation of Northeast Atlantic Deep Water in the Iceland Basin and Westeuropean Basin. *WOCE Newsletter*, 38.

M.Rhein, Ozeanische Zirkulation und Klimaschwankungen, 2001, *Physik in unserer Zeit*, 32, 114-121, eingeladener Beitrag.

## **Abschlussbericht zu CLIVAR marin**

### **Teilprojekt „Synthese und Interpretation des WOCE-Tracer-Datensatzes des Atlantik“**

Projektleitung: Prof. Dr. W. Roether  
Institut für Umweltphysik, Abt. Ozeanographie, Universität Bremen  
Otto Hahn Allee, Geb. NW1, 28359 Bremen  
[wroether@pyhsik.uni-bremen.de](mailto:wroether@pyhsik.uni-bremen.de)

## **I Allgemeines**

### **I.1 Aufgabenstellung**

- 1) Datenaufbereitung und Qualitätskontrolle des WOCE Tracerdatensatzes für den Südatlantik
- 2) Bereitstellung von Daten und Datenprodukten
- 3) Gewinnung neuer Datensätze im Bereich Drakepassage/Südwestatlantik
- 4) Ozeanographische Datenauswertung

### **I.2 Voraussetzungen, unter denen das Vorhaben durchgeführt wurde**

Gute wissenschaftliche und technische Expertise für die Bearbeitung und Beurteilung von Tracerdatensätzen ist in der Abteilung aus der WOCE Messphase vorhanden. Zwischen allen am WOCE Atlas beteiligten Gruppen herrschte eine enge und gute Kooperation. Für die Erstellung von Datenprodukten wurden frühzeitig Absprachen getroffen und eine einheitliche Darstellung auf ausgewählten Isopyknen angestrebt.

### **I.3 Planung und Ablauf des Vorhabens**

Der im Antrag beschriebene Arbeitsplan wurde in seinen wesentlichen Teilen eingehalten. Die Qualitätskontrolle der Tracerdatensätze für den Südatlantik ist abgeschlossen, die überarbeiteten Datensätze mit revidierten Qualitätsflags wurden an das internationale WOCE Hydrographic Programme Office abgegeben und an das mit der Erstellung des WOCE Atlas beschäftigte Teilprojekt am BSH weitergeleitet. Vertikalschnitte aller Tracerverteilungen und Horizontalkarten der Freonverteilung wurden für die Erstellung der gedruckten Version bereit gestellt. Wegen Mittelbeschränkung konnte die ozeanographische Datenauswertung nur begrenzt durchgeführt werden (vgl. Abschnitt 3.2 des Antrags). Auswertungen des Tracerdatensatzes für den Südatlantik hinsichtlich der Ausbreitung von Wassermassen wurden dennoch in mehreren Veröffentlichungen publiziert.

### **I.4 Wissenschaftlicher und technischer Stand, an den angeknüpft wurde**

Der größte Teil der verfügbaren WOCE-Tracerdatensätze für den Südatlantik stammt aus dem eigenen Labor und wurde schon innerhalb der Datenendbearbeitung in der Gruppe auf Konsistenz geprüft. In der Bewertung der übrigen Datensätze für den Südatlantik aus anderen Labors konnte daher auf die Expertise in der Arbeitsgruppe in der Behandlung von

Tracerdatensätzen und der Beurteilung der Qualität bzw. Kompatibilität zurückgegriffen werden.

## **II.1 Eingehende Darstellung der erzielten Ergebnisse**

### **II.1.1 Datenaufbereitung, Qualitätskontrolle**

Dieser Punkt war das Zentralstück der durchgeführten Arbeiten. Gemäss internationaler Absprachen war die Bremer Arbeitsgruppe für die Aufbereitung des WOCE-Gesamttracerdatensatzes (FCKWs, Helium, Tritium) im Südatlantik verantwortlich. Sie war international die einzige Gruppe, die alle drei Tracer bearbeitete, und sie hat mit Abstand die meisten südatlantischen WOCE-Tracermessungen beigetragen. Der Nordatlantik und der Südliche Ozean (Zirkumpolarstrom und Weddellmeer) wurden von Arbeitsgruppen in den USA bearbeitet, für die die Bremer Arbeitsgruppe Zuarbeit in der Bereitstellung eigener Datensätze leistete. Ein Interkalibrationsexperiment für die Helium- und Tritiummessungen der in das WOCE Programm involvierten internationalen Arbeitsgruppen konnte nicht zu Ende geführt werden, da in verschiedenen Labors zur Zeit die Kapazität für solche Messungen fehlt.

Für die Heliumdatensätze wurden an Kreuzungspunkten sowohl das Heliumisotopenverhältnis als auch die Absolutkonzentrationen der Heliumisotope und des Neons im Tiefenwasser verglichen. Die gefundenen Korrekturen sind in Tabelle 1 angegeben. Während das Helium-Isotopenverhältnis und das Helium/Neon-Verhältnis nicht so kritisch von der Konsistenz der Kalibration beeinflusst werden, sind die Absolutkonzentrationen deutlich empfindlicher. Für die Tritiumdatensätze wurde ebenfalls im Tiefenwasser ein Vergleich der Konzentrationen an Kreuzungspunkten durchgeführt. Die Zeitkorrektur für die Tritiumdaten berücksichtigte den radioaktiven Zerfall. Die Differenz zwischen Datensätzen lag in der Regel unterhalb von  $\pm 0.005$  TU und ist damit in der Größenordnung der Meßgenauigkeit bei den vorherrschenden kleinen Konzentrationen im Tiefenwasser. Ein Vergleich der Datensätze im Zwischenwassers kontrollierte, ob es zusätzlich zu diesem ‚offset‘ auch proportionale Verschiebungen in den Datensätzen gab. Hierzu wurde das Zwischenwasserniveau gewählt, weil hier die Tritiumkonzentrationen im Vergleich zum Tiefenwasser schon deutlich größer sind ( $>0.1$  TU), die Variabilität aber bereits gering ist. Ein Problem waren allerdings die relativ großen Stationsabstände in den Tritiumdatensätzen, die eine erhebliche Streuung in den Wassermasseneigenschaften und damit auch in den Tritiumkonzentrationen bedingten. Im Ganzen konnten keine Verschiebungen nachgewiesen werden.

Die Qualitätskontrolle der FCKW-Daten machte die Entwicklung eines neuen Interpolationsschemas nötig. Nennenswerte Konzentrationen findet man im Südatlantik erst oberhalb von höchstens 2000 m, oft sogar nur oberhalb von 1000 m. In diesem Teil der Wassersäule ist die Variabilität in den Wassermasseneigenschaften selbst auf Isodichteflächen erheblich, so dass eine simple Interpolation auf Dichteniveaus nicht ausreichend ist. Das neue Verfahren zur Interpolation der FCKWs an Kreuzungspunkten auf vorgegebene

Dichteniveaus verwendet daher eine Multiparameter-Regression mit einer Kombinationen aus sechs möglichen Parametern (Temperatur, Salzgehalt, Sauerstoff, Silikat, Nitrat und Phosphat). Bei Anwendung des Verfahrens auf Daten innerhalb einer Fahrt lassen sich Meßwerte einer naheliegenden Station mit einem mittleren Fehler von 1-2% simulieren. Will man die FCKW-Kalibrierung verschiedener Fahrten auf Konsistenz untersuchen, muss allerdings wegen der transienten Natur der Tracerverteilungen eine Korrektur auf einen gemeinsamen Zeitpunkt durchgeführt werden. Für diese Korrektur, die häufig mehr als 10 %/Jahr beträgt, wurden verschiedene Ansätze untersucht (Konzentrationsalter, Verwendung wiederholter Messungen am gleichen Ort). Es zeigte sich, dass die Zeitkorrektur in der Regel nicht mit einer Genauigkeit durchgeführt werden kann die ausreicht, Kalibrationsabweichungen von wenigen Prozent festzustellen. Andererseits ist in dem Rahmen dass solche Abweichungen ausgeschlossen werden können, das Verfahren aber sehr wohl nützlich, um zeitlich wiederholte Messungen an gleichem Ort korrekt aufeinander zu beziehen. Die Untersuchung beinhaltete auch eine Interkalibration der Nährstoff- und Sauerstoffdaten. Darüberhinaus wurden die FCKW-Daten auf Ausreißer geprüft, indem für alle Schnitte abschnittsweise mittlere Beziehungen zwischen F-11 und F-12 berechnet wurden (getrennt für die oberflächennahen und die tieferen Wasserschichten) und die individuellen Abweichungen von dieser Beziehung statistisch ausgewertet wurden. Ein Beispiel ist in Abb. 1 gezeigt. Bei diesem Verfahren fielen einige Konzentrationen durch die Maschen. Solche Daten wurden dann mit der von WOCE vorgesehenen Markierung (flag) versehen.

Alle Tracerdaten wurden qualitätskontrolliert an das WOCE Hydrographic Office abgegeben. Die Zusammenarbeit war nicht unproblematisch, indem die von uns übermittelten Datensätze teilweise erst nach wiederholter Aufforderung und/oder nicht in der letzten Version in die offiziellen WOCE-Datenfiles aufgenommen wurden, was zeitraubende Recherchen erforderte.

### **II.1.2 Datenprodukte**

Als ein Datenprodukt für den WOCE Atlas wurden isopyknische Verteilungen des F12 Konzentrationsalters erstellt und an die Atlas Arbeitsgruppe weitergeleitet. Abb. 2 zeigt exemplarisch die Altersverteilung im Kernbereich des Antarktischen Zwischenwassers (AAIW) auf der Isopykne 27.2 (Rose, 1999). Die Belüftung dieses Horizonts geschieht von Süden aus zwischen 50-60°S. Auch im Entstehungsgebiet werden Alter ungleich Null gefunden, infolge Zumischung alten Wassers und Abweichungen von 100%er Sättigung in der ventilierten Komponente. Entlang des amerikanischen Kontinents ist zum einen der Einstrom von AAIW in den Nordatlantik im Nord-Brasil Strom zu sehen, zum anderen aber auch eine südwärtige Rezirkulation südlich von 20 °S. Entlang des Äquators ist deutlich eine Zunge mit niedrigeren Altern erkennbar, die sich östwärts in das Angola Becken ausbreitet. Innerhalb des Angola Beckens findet man mit ca. 40 Jahren die größten Alter. Es zeigte sich, dass F11/F12 Verhältnisalter im Südatlantik nur bedingt aussagekräftig sind, da offenbar starke Vermischung das Alterssignal stark verschmiert. Es wurde deshalb dazu übergegangen,

Altersverteilungen zu betrachten, was dann möglich ist, wenn wiederholte Beobachtungen und ggf. Beobachtungen für mehrere Tracer vorliegen. Im letzteren Fall erweist sich  $\text{CCl}_4$  als nützlich.

### **II.1.3 Gewinnung neuer Tracerdatensätze im Bereich Drakepassage/Südwestatlantik**

Hierzu diente eine Beteiligung an der Reise JAMES CLARK ROSS 40, März-April 1999 (Projekt ALBASTROSS) unter der Leitung von Dr. K. Heywood, Univ. of East Anglia. Die Fahrtroute führte über die Drakestraße, durch die Scotiasee und zurück zum Argentinischen Schelf, womit der Antarktische Zirkumpolarstrom in seiner frühen Wechselwirkung im Atlantik erfasst wurde, was uns besonders interessant schien, da aus diesem Gebiet abgesehen von der Drakestraße selbst, kaum Tracerdaten vorlagen. Von uns wurden Heliumisotope und Tritium gemessen, während FCKW-Messungen von englischer Seite durchgeführt wurden. Die Daten liegen vor und wurden übergeben (s. II.1.1; II.1.4).

### **II.1.4 Ozeanographische Auswertung**

Aus der Überprüfung des Gesamtdatensatzes der FCKWs haben sich zwei methodische Arbeiten ergeben, die sich mit der Stabilität von F113 und  $\text{CCl}_4$  im Ozean befassen. Durch einen quantitativen Vergleich simultaner  $\text{CCl}_4$ - und F12-Messungen auf den WOCE-Schnitten A8 – A10 mit Hilfe eines einfachen Transportmodells sowie im Weddelmeer zeigte sich, dass  $\text{CCl}_4$  in warmem Wasser erhebliche Abbauraten aufweist (bei  $T > 13^\circ\text{C}$  20-30% Abbau pro Jahr). Auf der anderen Seite fällt bei niedrigeren Temperaturen die Abbaurate stark ab, so daß bei den Temperaturen der Tiefsee  $\text{CCl}_4$  als quasi-stabil angenommen werden darf (Abbau  $< 1\%$ /Jahr; Huhn et al., 2001). Die Konsequenz ist, dass  $\text{CCl}_4$  im Tiefenwasser einverlässlicher Tracer ist, was zuvor zweifelhaft war. Ein ähnlicher Vergleich wurde für F113 und F12 Daten durchgeführt (teilweise Daten aus anderen Projekten). Während bisher in der Literatur für F113 immer Stabilität angenommen worden war, zeigte sich in dieser Untersuchung eindeutig, daß es im oberflächennahen, warmen Wasser einen moderaten Abbau von F113 gibt. Die Abbauraten liegen bei ca. 3% pro Jahr und sind offenbar nur schwach von der Temperatur abhängig. Im Tiefenwasser sind dagegen keine nennenswerten Abbauprozesse für F113 erkennbar (Roether et al., 2001).

Aus Daten wie sie in Abb. 2 gezeigt sind, wurde über eine FCKW-Bilanzbetrachtung eine Erneuerungsrate für Antarktisches Zwischenwasser im Atlantik berechnet (Rose, 1999; Schlosser et al., 2001), die mit Literaturangaben gut konsistent ist, wobei sie von diesen aber methodisch völlig unabhängig ist.

Der Gesamtdatensatz für Tritium im Südatlantik wurde genutzt um eine neue Tritiumeintragsfunktion für den Südatlantik zu erstellen (Butzin und Roether, 2001). In dieser Arbeit werden sowohl Konzentrations- als auch Flussrandbedingungen für Tritium angegeben, die für die Modellierung von Tritium in Zirkulationsmodellen unerlässlich sind. In dieser Arbeit wird auch darauf hingewiesen, dass F11 und Tritium ein geeignetes Tracerpaar für die Verhältnisdatierung darstellen. In der zugrundeliegenden Doktorarbeit (Butzin, 1999)

wird die Oberflächenrandbedingung hierfür angegeben. Ferner wurden hier die Tritiumdaten auch verwendet, um Erneuerungsraten für das südatlantische Zentralwasser zu berechnen.

In einer Erweiterung der Arbeit von Rüth et al. (2000) ist die Verteilung des primordialen  $^3\text{He}$  für den kompletten südatlantischen Heliumdatensatz berechnet worden, die u.a. durch Verwendung zusätzlicher, meridionaler Schnitte die Ausdehnung der aus dem Mittelatlantischen Rücken stammenden  $^3\text{He}$ -Wolke besser festlegen kann. Ein weiterer Fortschritt sind interkalibrierte Nährstoffdaten, nachdem die Originaldaten in der früheren Analyse von Rüth et al. (2000) zu einer relativ großen Unsicherheit in den Wassermassendefinitionen und den analysierten Wassermassenanteilen geführt. Eine weitere Neuerung dieser Analyse ist die korrekte Berücksichtigung der Anteile tritiogenen Heliums, die mit dem Nordatlantischen Tiefenwasser in den Südatlantik eingebracht werden.

In dieser Untersuchung machte die südliche  $^3\text{He}$ -Randbedingung Probleme, die daraufhin näher untersucht wurde. Es zeigte sich, dass  $^3\text{He}$  aus den pazifischen primordialen Quellen verstärkt in der Tiefe entlang des westlichen südamerikanischen Kontinentalhangs südwärts strömt um unmittelbar vor der Drakestrasse in den Antarktischen Zirkumpolarstrom einzutreten. Abb. 3 zeigt die Anteile dieses Beitrags in der Drakestrasse von zwei verschiedenen Reisen Meteor M11/5, 1990 und James Clark Ross 40, 1999 (vgl. II.1.3), die starke Struktur aufweisen und örtlich 50 % überschreiten. Die weitere Ausbreitung dieses Signals lässt sich bis zum Nullmeridian verfolgen. U. a. ist zusehen, dass Nordatlantisches Tiefenwasser, das eine ähnliche Dichte aufweist, das Signal im Atlantik rasch überdeckt (Well et al., 2002).

Eine weitere Untersuchung beschäftigt sich mit der Neonverteilung im Ozean. Grundlage ist, dass durch das WOCE-Programm die Datenlage hierfür um mindestens eine Größenordnung verbessert wurde. Da Neon im Ozean völlig inert und Quellen-frei ist, kann es als Grenzfall für die Verteilung anderer Gase dienen. Beispiele für mittlere Neonprofile im Südatlantik zeigt Abb. 4; offenbar sind die Effekte sehr klein, so dass die hohe von uns erreichte Datengenauigkeit (vgl. Tab. 1) unabdingbar ist (Publikation in Vorbereitung).

Darüberhinaus wurden einige Aspekte der Zirkulation im Weddellmeer bearbeitet. Ein Teilaspekt betrifft die Erneuerung des Tiefenwassers aus Quellen, die außerhalb des Weddell Beckens liegen (Hoppema et al., 2001). Die FCKW Daten zeigen dass mindestens 2.7 Sv frischbelüfteten Wassers aus dem Osten entlang des südlichen Schelfs in das Weddellmeer einströmen, was größenordnungsmässig die direkte Belüftung in der Weddellsee selbst erreicht. Eine Auswertung wiederholter FCKW-Messungen entlang des Null-Grad-Meridians (Klatt et al., 2001) ermöglichte die Anpassung einer Altersverteilung an die FCKW Daten. Als Ergebnis erhält man mittlere Alter und belüftete Anteile in den unterschiedlichen Wassermassen. Die mittleren Alter der belüfteten Anteil sind beschränkt (bis ca. 20 Jahre), jedoch betragen die belüfteten Anteile im Höchstfall nur ca. 20 %. Es ist geplant, hieraus Neubildungsraten von Tiefenwasser zu berechnen.

## II.2 Darstellung des voraussichtlichen Nutzens

Die von uns bereitgestellten Tracerdaten werden dazu dienen, die thermohaline Zirkulation des Ozeans quantifizieren zu helfen. Wichtig ist dabei, dass der WOCE-Tracerdatensatz in qualitativer wie quantitativer Hinsicht alle früheren Tracer-Projekte deutlich übersteigt. In Zukunft wird der Nutzen dieser Daten weitgehend durch Vergleich der beobachteten Daten mit durch dynamischen Zirkulationsmodelle simulierten erfolgen.

## II.3 Fortschritte auf dem Gebiet von anderer Stelle

Ähnliche Untersuchung mit dem gleichen Ziel werden von mehreren Arbeitsgruppen weltweit durchgeführt, die zusammen den globalen Tracerdatensatz erstellt haben. Zwischen diesen Gruppen besteht eine enge Zusammenarbeit, wobei die Bremer Arbeitsgruppe zu den führenden dieser Gruppen gehört.

## II.4 Erfolgte oder geplante Veröffentlichungen

- Butzin, M. 1999: Bestimmung von Verweilzeiten und Transportraten in der Warmwassersphäre des Südatlantiks aus Tracerdaten, Dissert., Univ. Bremen, 107 S.
- Butzin, M. und W. Roether, 2002: Tritium budget of the South Atlantic in the 1990s, J. Geophys. Res., Oceans, eingereicht.
- Huhn, O., W. Roether, P. Beining und H. Rose, 2001: Validity limits of carbon tetrachloride as an ocean tracer, Deep-Sea Res., I, 48, 2025-2049.
- Huhn, O., und W. Roether, in Vorbereitung: Age distributions in North Atlantic Deep Water in the South Atlantic.
- Hoppema, M., O. Klatt, W. Roether, E. Fahrbach, K. Bulsiewicz, C. Rodehacke und G. Rohardt, 2001: Prominent renewal of Weddell Sea Deep Water from a remote source, J. Mar. Res., 59, 257-279.
- Klatt, O., W. Roether, M. Hoppema, K. Bulsiewicz, U. Fleischmann, C. Rodehacke, E. Fahrbach, R.F. Weiss und J.L. Bullister, 2001: Repeated CFC sections at the Greenwich Meridian in the Weddell Sea., J. Geophys. Res., Vol. 107, C4, 10.1029/2000JC000731, 12 S.
- Roether, W., B. Klein, und K. Bulsiewicz, 2001: Apparent loss of CFC-113 in the upper ocean, J. Geophys. Res., 106, C2, 2679-2688.
- Roether, W. et al., geplant: South Atlantic tracer distributions during WOCE.
- Rose, H., 1999: Untersuchung der Zirkulation und der Erneuerung des Antarktischen Zwischenwassers im Südatlantik aus FCKW-Daten. Dissert., Univ. Bremen, 148 S.
- Rüth, C., R. Well und W. Roether, 2000: Primordial <sup>3</sup>He in the South Atlantic deep waters from sources on the Mid-Atlantic Ridge, Deep-Sea Res., I, 47/6, 1059-1075.
- Schlosser, P., J. Bullister, R. Fine, W.J. Jenkins, R. Key, J. Lupton, W. Roether und W.M. Smethie, Jr. 2001: Transformation and Age of Water Masses, Kap. 5.8 in: *Ocean Circulation and Climate*, Eds.: G. Siedler, J. Church and J. Gould, pp. 431-450, Academic Press.

Well, R., W. Roether und D. P. Stevens, 2002: An additional deep water mass in Drake Passage as revealed by  $^3\text{He}$  data, Deep Sea Res., I, in Revision.

Well, R. und W. Roether, 2002: Neon distribution in South Atlantic and South Pacific waters, wird eingereicht.

### **III Erfolgskontrollbericht**

#### **III.1 Beitrag zu den förderpolitischen Zielen**

Das Projekt liefert einen wichtigen Beitrag für das Verständnis der ozeanischen Zirkulation im Zusammenhang mit der Modellierung des Ozeans in Klimamodellen sowie zur Berechnung des anthropogenen  $\text{CO}_2$  Eintrags in den Ozean. Das Vorhaben behandelt daher zentrale Fragestellungen von WOCE-AIMS und ist in das nationale CLIVAR-marine sowie in das internationale CLIVAR Programm eingebettet.

#### **III.2 Wissenschaftlicher und technischer Erfolg des Vorhabens**

Die technischen Ziele wurden vollständig erreicht; der wissenschaftliche Beitrag des Vorhabens ist in der Veröffentlichungsliste dokumentiert. Ein wichtiger Beitrag ist die Bereitstellung der qualitätskontrollierten Tracerdaten sowie die Zuarbeit zum WOCE-Atlas. Die Tracerdaten werden in Zukunft eine wichtige Grundlage für das Verständnis und die Quantifizierung der Ventilation und der Tiefenwasserzirkulation des Südatlantiks bilden. Tracer-Randbedingungen, die sich aus diesem Datensatz ableiten, werden zur Verbesserung von Ozean- und Klima-Modellen beitragen. Die schon existierenden Datensätze bilden eine gute Grundlage für die Fortführung von Zeitreihen in verschiedenen Gebieten (z.B. Drake Passage, Null-Meridian-Schnitt), die die wichtigsten Schlüsselregionen des Südatlantiks abdecken.

#### **III.3 Einhaltung des Finanzierungs- und Zeitplans**

Signifikante Abweichungen vom Arbeits- und Finanzierungsplan traten nicht ein. Eine Änderung der Zielsetzung des Zeitprojekts gab es nicht. Ein Teil der ozeanographischen Datenauswertung wurde allerdings erst nach Beendigung des Projekts bearbeitet und aus anderen Quellen finanziert.

#### **III.4 Verwertbarkeit, Erfindungen**

Das Projekt gehört in den Bereich der Grundlagenforschung, die Ergebnisse sind daher generell nicht wirtschaftlich zu verwerten. Mit Patentanmeldungen ist nicht zu rechnen. Im Bereich der Verbesserung von Ozean/Atmosphäre Klimamodellen ist durch die zur Verfügungstellung von Randbedingungen in Form von Tracerdatensätzen in langer Sicht mit Fortschritten zu rechnen.

#### **III.5 Mittelverbrauch**

Die Mittel wurden nach Plan verbraucht, signifikante Veränderungen traten nicht auf.

## Abbildungen

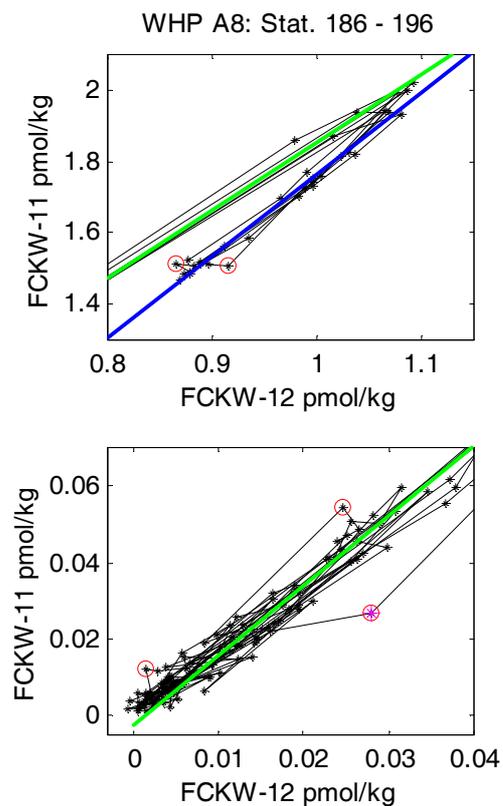


Abb. 1: Mittlere Beziehung zwischen gemessenen F11- und F12-Konzentrationen im Vergleich mit individuellen Datenpaaren. Oberes Diagram: flacher Bereich, unteres: tiefer Bereich; ausgeschiedene Werte sind markiert.

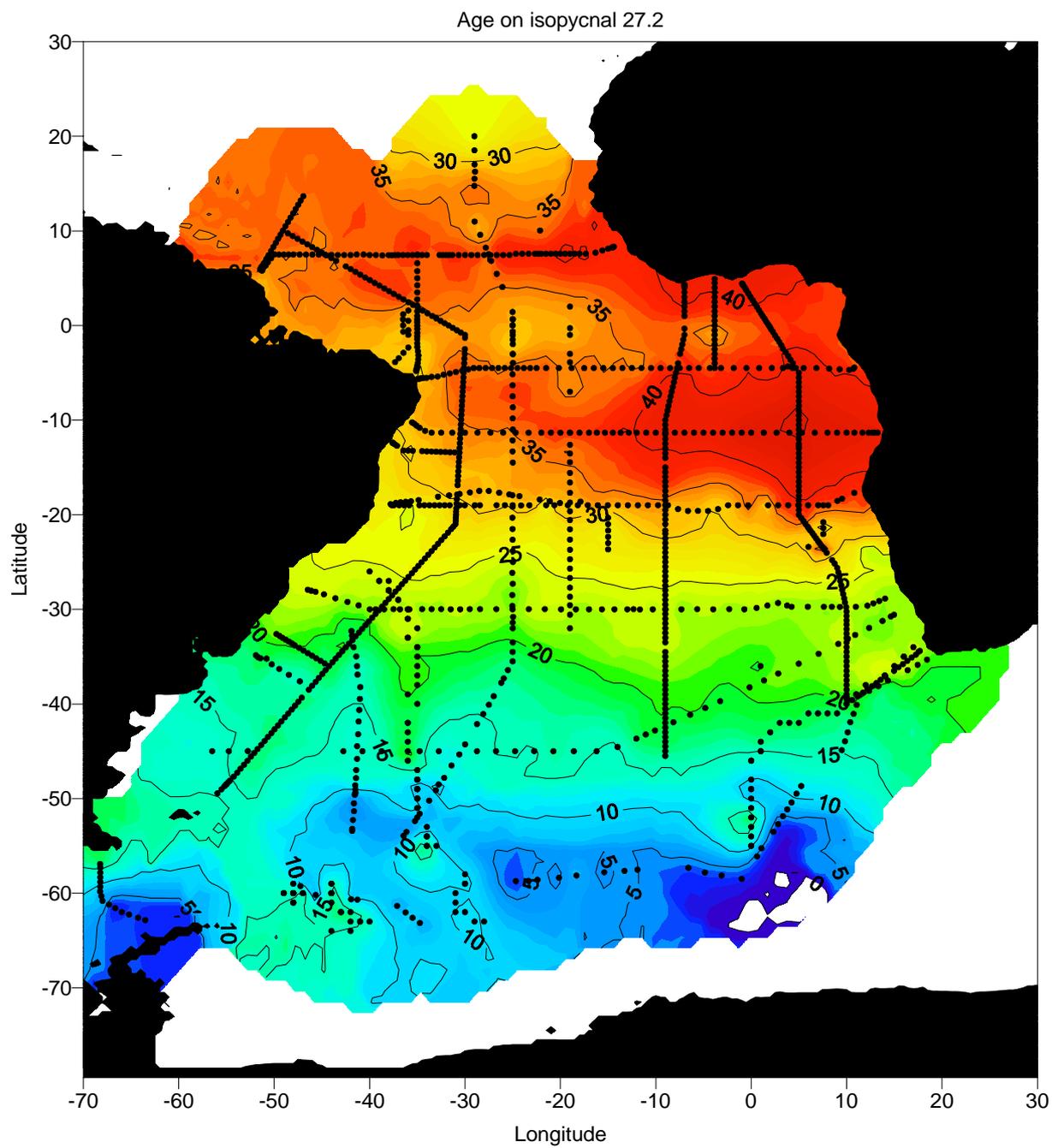


Abb. 2: F12 Konzentrationsalter auf der Isopykne  $\sigma_0 = 27.2$

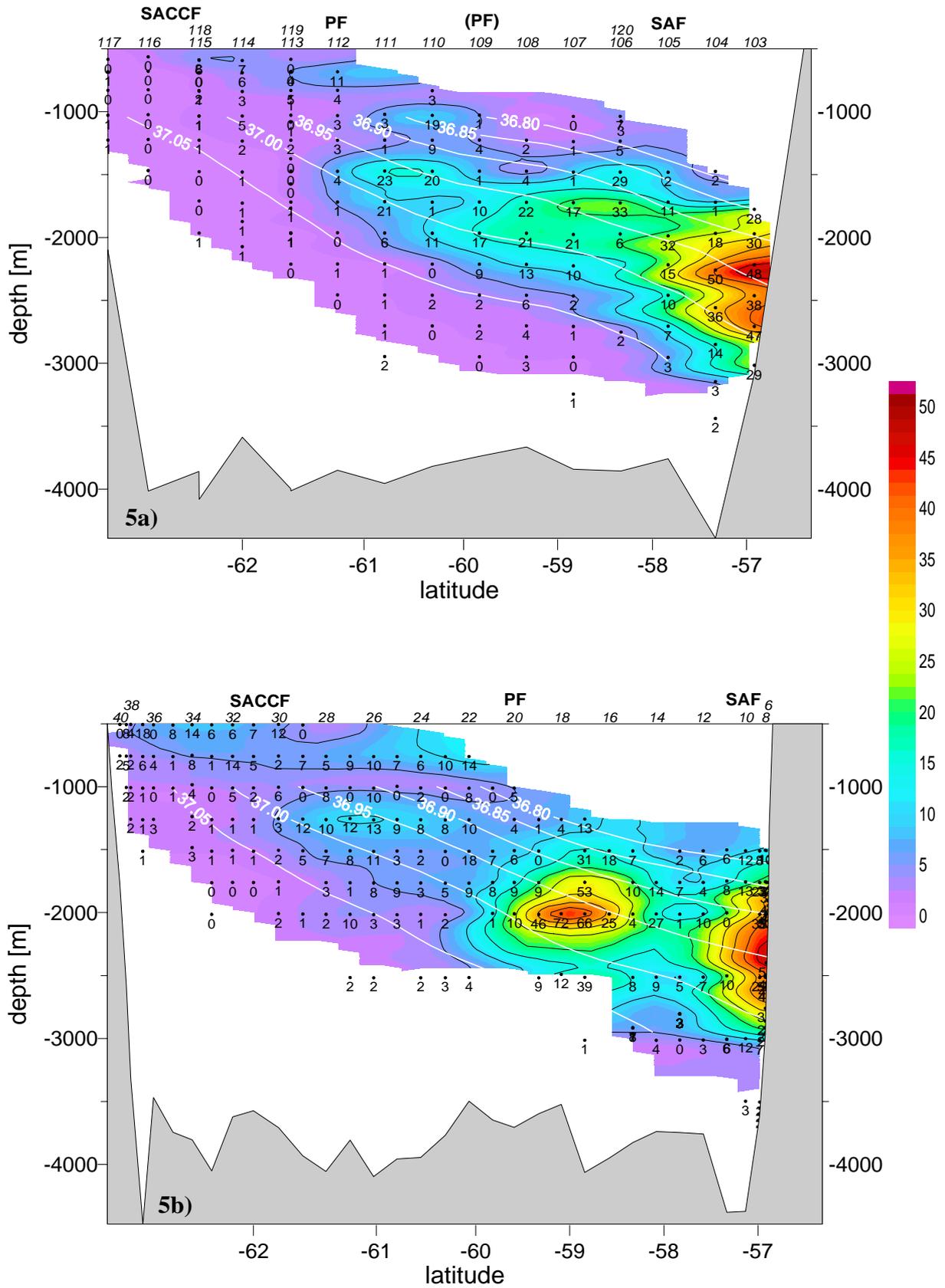


Abb. 3: Beiträge ostpazifischen Tiefenwassers in der Drakestrasse

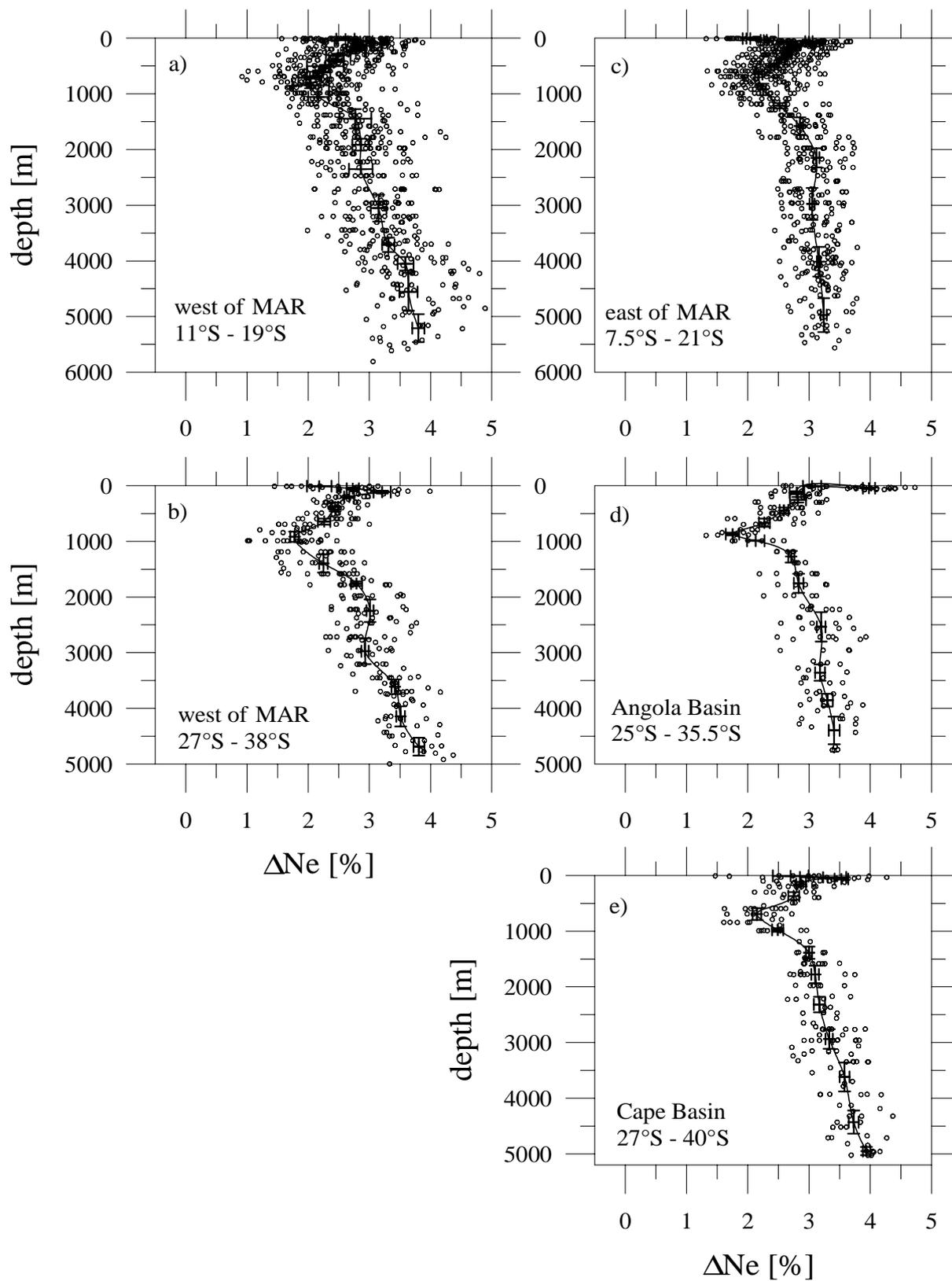


Abb. 4: Mittlere Neon-Tiefenprofile (Überschuss über Lösungsgleichgewicht, %) im Südatlantik.

**Tabellen:**

	$D(\delta^3\text{He})$	$D(\Delta(^4\text{He}/\text{Ne}))$	$D(\Delta\text{Ne})$	$D(\Delta(^4\text{He}))$
A8	-0.1 (0.3)	+0.3 (0.4)	+0.1 (0.1)	+0.4
A9	+0.2 (0.3)	-0.2 (0.3)	+0.5 (0.1)	+0.3
A10	-0.1 (0.2)	+0.4 (0.3)	+0.0 (0.2)	+0.4
A21	+0.1 (0.3)	+0.1 (0.3)	+1.7 (0.2) +0.6 (0.2)	+1.8 +0.7
A23	-0.4 (0.3)	+0.6 (0.3)	-0.1 (0.2)	+0.5
JCR40	0.0 (0.2)	-0.2 (0.3)	-0.1 (0.2)	-0.3
ANT13/4	-0.6 (0.3)	+0.3 (0.2)	+0.1 (0.2)	+0.4
ANT15/4	-0.3 (0.4)	+0.5 (0.2)	+0.3 (0.2)	+0.8
M41/3	-0.1 (0.3)	+0.1 (0.3)	+1.0 (0.2)	+1.1
A6,A7	-0.1 (0.4)	-----	-----	+2.3 (0.4)
A17	-0.6 (1.0)	-----	-----	+1.2 (0.6)
A4r(a)	-0.2 (0.6)	-----	-----	-1.0 (0.6)

Tab.1: Ergebnisse der Helium/Neon Qualitätskontrolle (bis auf letzte drei Zeilen alles Bremer Daten). Angegeben ist der Unterschied (%) bezogen auf die Fahrt A13/A14:  $(D(P)=P_{A13/A14}-P_x)$ ; für A21 ergeben sich für zwei Messphasen unterschiedliche Werte. Die Zahlen in den Klammern geben die zugehörige Fehlerbreite (Standardabweichung; %) an.

# **Verbundprojekt CLIVAR/marin**

**Teilvorhaben 03F0246C:**

## **Der veränderliche Nordatlantik – Mechanismen der Zirkulationsveränderungen**

**Abschlussbericht  
März 1999 – Februar 2002**

**Projektleiter: Prof. Dr. Jens Meincke**

**Wiss. Mitarbeiter: Manfred Bersch, Dr. Sofie Woelk**

**Institut für Meereskunde der Universität Hamburg  
Tropowitzstr. 7  
22529 Hamburg**

## **1. Aufgabenstellung**

Die hydrographischen Messungen entlang des WOCE-Schnittes A1E (Grönland-Irland) sollten fortgesetzt werden, um die seit 1991 bestehende Zeitreihe fortzuführen. Anhand dieser Zeitreihe sowie der Zeitreihen der WOCE-Schnitte A1W (Grönland-Kanada) und A2 (Kanada-Frankreich) sollten die zeitliche Veränderlichkeit der Wassermassen und der thermohalinen Meridionalzirkulation im nördlichen Nordatlantik analysiert und in Beziehung zur Nordatlantischen Oszillation gesetzt werden.

## **2. Arbeiten und Ergebnisse im Berichtszeitraum**

### **2.1 Feldmessungen**

Im Mai 1999 und im Juni/Juli 2001 wurde der WOCE-Schnitt A1E (Grönland-Irland; Abb. 1) zum 7. und 8. Mal seit 1991 hydrographisch aufgenommen. 2001 traten dabei erhebliche Schwierigkeiten auf, da durch den Ausfall der POSEIDON kurzfristig die KOMMANDOR JACK gechartert werden musste, was zu technischen Problemen führte, die einen zeitaufwendigen Arbeitseinsatz während der Fahrt und bei der Datenaufbereitung im Institut für Meereskunde Hamburg zur Folge hatten. Zusätzlich zu den Messungen entlang A1E wurden 2001 zwei meridionale Schnitte bei 28.0 und 31.5 °W gefahren (Abb. 1), die zur besseren Erfassung der räumlichen Lage der Subarktischen Front, die den Nordatlantischen Strom kennzeichnet, dienten. Die aufbereiteten Daten wurden wie auch die der vorhergehenden Fahrten der nationalen wie internationalen Forschergemeinschaft zur Verfügung gestellt und flossen in zahlreiche Projekte ein.

### **2.2 Veränderungen der Wassermasseneigenschaften und -verteilung**

Anhand der Zeitreihe hydrographischer Parameter der oben genannten Schnitte konnte die zeitliche Entwicklung der Wassermasseneigenschaften und -verteilung im Bereich des subpolaren Nordatlantiks während der positiven und negativen Phase der Nordatlantischen Oszillation (NAO) beschrieben werden (Bersch, 1995; Sy et al., 1997; Bersch et al., 1999; Bersch, 2002; Meincke et al., 2002). Die winterliche Konvektion in der Labradorsee, die den oberen Zweig der thermohalinen Meridionalzirkulation durch die Bildung von Labradorseewasser antreibt, wird im wesentlichen durch Wärmeflüsse an der Meeresoberfläche gesteuert, die den Schwankungen der NAO unterliegen. Außerdem bilden sich durch die NAO im Bereich des Nordatlantischen Stroms salzarme und salzreiche Anomalien, die in der Oberflächenschicht im Subpolarwirbel advektiert werden und die Intensität der winterlichen Konvektion in der Labradorsee beeinflussen. Sie tragen somit ebenfalls zur Steuerung des oberen Zweiges der thermohalinen Meridionalzirkulation bei.

Während der Phase sehr starker Westwinde (hoher NAO-Index) in der ersten Hälfte der 90er Jahre erreichte die winterliche Konvektion in der Labradorsee eine Tiefe von mehr als 2000 m. Das kälteste und schwerste ( $\sigma_{1.5} = 34.69 \text{ kg/m}^3$ ), in den Wintern 1993 bis 1995 gebildete, Labradorseewasser (LSW) breitete sich innerhalb von ca. 2 Jahren in die Irmingersee aus (Abb. 2 und 3; Yashayaev et al., 2002). Nach 1995 ließen die reduzierten winterlichen Wärmeflüsse an der Meeresoberfläche in einer Phase schwacher Westwinde (niedriger NAO-Index) keine tief reichende Konvektion mehr zu, so dass in den Jahren 1999 und 2001 in der Irmingersee durch die ausbleibende Zufuhr neu gebildeten LSW eine Temperatur- und Salzgehaltszunahme des klassischen LSW aufgrund lateraler Vermischung mit dem

Subpolaren Mode-Wasser (SPMW) und dem Island-Schottland-Overflow-Wasser (ISOW) beobachtet wurde. Für eine lokale Entstehung des klassischen LSW in der Irmingersee gibt es keine Hinweise, wie die kontinuierliche Erwärmung der Schicht bei  $\sigma_{1.5} = 34.65 \text{ kg/m}^3$  zeigt (Abb. 3b). Hingegen scheint eine lokale winterliche Konvektion bis zu Schichten mit  $\sigma_{1.5} = 34.62 \text{ kg/m}^3$  in ca. 800 m Tiefe möglich.

Das kälteste LSW erreichte 1999 nach einer Ausbreitungszeit von 5 Jahren das Islandbecken (Abb. 2), wohingegen die Erneuerung des LSW in der Rockallsenke 2001 noch nicht abgeschlossen erscheint. In beiden Regionen erfolgte die stärkste Abkühlung und Aussüßung bei  $\sigma_{1.5} = 34.69 \text{ kg/m}^3$ , etwas unterhalb der lokalen Kernschicht des LSW. Insgesamt deuten die Veränderungen des LSW in den 90er Jahren auf eine Intensivierung des oberen Zweiges der thermohalinen Meridionalzirkulation durch die positive Phase der NAO.

In der negativen Phase der NAO mit schwachen Westwinden kam es 1996 und 1997 in der oberen Schicht (obere 1200 m) zu einem verstärkten nordwärtigem Vordringen von warmem, salzreichen Wasser subtropischen Ursprungs im östlichen Teil des Subpolarwirbels (Abb. 4 und 5), das möglicherweise durch das Absinken der LSW-Kernschicht im Subpolarwirbel begünstigt wurde. 1998 und 1999 erreichte die Anomalie die Irmingersee, während im Islandbecken 1999 und 2001 bei wieder erhöhtem NAO-Index ein erneutes Vordringen von kaltem, salzarmen Wasser (subarktisches Oberflächen- und Zwischenwasser) aus der Labradorsee beobachtet wurde. Letzteres hatte sich bei niedrigem NAO-Index 1996 und 1997 verstärkt am nordamerikanischen Schelfabhang nach Süden ausgebreitet (Abb. 6). Die Veränderungen bei der Verbreitung subarktischer Wassermassen bzw. der Ausdehnung des Subpolarwirbels gehen einher mit einer entsprechenden Verlagerung der Subarktischen Front, die den Nordatlantischen Strom kennzeichnet: bei niedrigem NAO-Index wird sie im Islandbecken nach Westen und im Neufundlandbecken nach Osten verschoben.

Im Bereich der Rockallsenke zeigt die Anomalie eine Phasenverzögerung mit zunehmender Tiefe (Abb. 5). Während das Salzgehaltsmaximum in den oberen 400 m 1997 beobachtet wurde, trat es darunter erst 1999 auf, wobei salzreiches subtropisches Wasser salzärmeres Subarktisches Zwischenwasser (SAIW) ersetzte. Ein ähnliche, aber schwächer ausgeprägte Phasenverzögerung ist auch im Bereich des Islandbeckens zu beobachten, wo oberhalb 400 m das Salzgehaltsmaximum 1996 auftrat, darunter jedoch erst 1997.

### **2.3 Veränderungen der Zirkulation**

Für die Untersuchung der Veränderung der ozeanischen Wärme- und Süßwasserflüsse im subpolaren Nordatlantik standen zwei vollständige, synoptische, hydrographische Datensätze der Schnitte A1W, A1E und A2 zur Verfügung (Herbst 1994 und Sommer 1997), die die Bilanzierung von 3 durch Schnitte und Land abgegrenzte Boxen (SPNA-Box (subpolarer Nordatlantik), ARK-Box (Arktischer Ozean und GIN-See) und LS-Box (Labradorsee)) erlaubten. Das ozeanische Transportfeld wurde geostrophisch und unter zur Hilfenahme eines inversen Boxmodells (Wunsch, 1978) berechnet. Austauschraten zwischen Ozean und Atmosphäre (meteorologische Flüsse) wurden nicht vorgegeben. Die Süßwasserflüsse durch die Beringstraße (0.05 Sv) und den Kanadischen Archipel (0.03 - 0.05 Sv) wurden anhand von Literaturwerten vorgegeben. Zum Vergleich der mit dem Boxmodell berechneten ozeanischen Flüsse wurden synoptische (aus NCEP/NCAR berechnete) und klimatologische (NCEP/NCAR und Literatur) Flüsse herangezogen. Bei der Erstellung dieser Vergleichswerte wurde auch der kontinentale Abfluß mit berücksichtigt.

Für den Volumentransport der Meridionalzirkulation über A2 ergaben sich keine signifikanten Unterschiede zwischen 1994 ( $17.5 \pm 1.4$  Sv) und 1997 ( $16.3 \pm 1.0$  Sv). Die mit dem Boxmodell berechneten Wärme- und Süßwasserflüsse über die drei Schnitte (A1W, A1E und A2) und durch die Meeresoberflächen der drei Boxen (LS-, ARK- und SPNA-Box) für die Jahre 1994 und 1997 zeigt Abbildung 7. Für alle Schnitte und beide Jahre ergeben sich nordwärtsgerichtete Wärmeflüsse im Ozean. Bis auf eine Ausnahme haben die Boxen Wärmeüberschüsse, die an die Atmosphäre abgegeben werden. Nur die SPNA-Box von 1997 hat eine Divergenz im Wärmefluß und nimmt Wärme auf. Die Süßwasserflüsse im Ozean sind bis auf eine Ausnahme (A2, 1997) südwärtsgerichtet und ermöglichen somit den Abfluß des Eintrags durch die Beringstraße und des Niederschlagsüberschusses in den nördlichen Breiten. Die Wärmeabgabe und die Süßwasserzufuhr durch die Meeresoberfläche der ARK- und der LS-Box sind in beiden Jahren innerhalb der Genauigkeit gleich. Sie liegen nahe der klimatologischen Angaben aus der Literatur (LS- und ARK-Box gemeinsam: 0.23 - 0.31 PW, 0.16 - 0.20 Sv; Woelk, 2000).

Für den Wärme- und Süßwasserfluss über A2 ergeben sich erhebliche Änderungen zwischen den Jahren und somit auch für den Wärme- und Süßwasserfluss durch die Meeresoberfläche der SPNA-Box. 1994, in der positiven Phase der NAO, wurde über die Meeresoberfläche der SPNA-Box Wärme abgegeben und in der Bilanz kein Süßwasser ausgetauscht. Entsprechend war der Wärmefluß über A2 nach Norden und der Süßwasserfluß nach Süden gerichtet. Die Wärmeabgabe der SPNA-Box an die Atmosphäre lag innerhalb der synoptischen und der klimatologischen Werte (Tabelle 1), während der Süßwasseraustausch mit 0 Sv knapp unterhalb lag. 1997, in der negativen Phase der NAO, hingegen war der nordwärtige Wärmefluss über A2 etwa nur halb so groß und der Süßwasserfluß nach Norden gerichtet, woraus sich für die SPNA-Box somit ein für diese Breiten ungewöhnlicher Wärmegewinn und Süßwasserverlust (Verdunstungsüberschuss) ergab. Die meteorologischen Vergleichswerte zeigten zwischen 1994 und 1997 ebenfalls eine Abnahme, können jedoch die extremen Unterschiede, die sich aus der ozeanischen Bilanz ergeben, nicht erklären. Die Unterschiede für die SPNA-Box zwischen 1994 und 1997 liegen mit 0.27 PW und 0.43 Sv deutlich höher als die Modellunsicherheit (maximal 0.06 PW und 0.02 Sv).

Tabelle 1: Wärme- und Süßwasserflüsse über A2 und an der Meeresoberfläche der SPNA-Box.

		Boxmodell				Vergleichsdaten			
		1994	1997	Wirbel 1997	1997*	klimat.	1994	1997	
<i>Wärme</i> [PW]:	SPNA	<b>-0.11</b> $\pm 0.06$	<b>0.16</b> $\pm 0.03$		0.04	-0.08-	-0.27	-0.15	-0.10
	A2	<b>0.58</b> $\pm 0.07$	<b>0.29</b> $\pm 0.04$	-0.15	0.42	0.35-0.70			
<i>Süßwasser</i> [Sv]:	SPNA	<b>0</b> $\pm 0.02$	<b>-0.43</b> $\pm 0.02$		-0.13	0.06	0.04	0.03	
	A2	<b>-0.23</b> $\pm 0.02$	<b>0.20</b> $\pm 0.02$	0.36	-0.10	-0.28			

\*korrigierter Wert: Jahresmittelwert für 1997, unter der Annahme einer Durchgangszeit des kalten Wirbels von 2 Monaten.

Um untersuchen zu können, wo die Unterschiede zwischen 1994 und 1997 auf dem Schnitt A2 verursacht wurden, wurde eine Zerlegung des ozeanischen Transportfeldes in eine horizontale und eine vertikale Zirkulationskomponente vorgenommen (Woelk, 2000). Die

Anteile der beiden Komponenten an den Wärme- und Süßwasserflüssen über die drei Schnitte für 1994 und 1997 zeigt Abbildung 8. Danach sind die Änderungen der Flüsse über A2 hauptsächlich auf Änderungen innerhalb der horizontalen Zirkulation zurückzuführen. Eine noch genauere Betrachtung ist möglich, wenn man die kumulative Summe der einzelnen Komponenten, aus denen sich die Wärme- und Süßwasserflüsse der horizontalen Zirkulationskomponente ergeben darstellt (Abb. 9). Der Vergleich der Kurven von 1994 und 1997 zeigt, dass die Änderungen westlich von 40° W, also in der westlichen Randstromregion, stattfanden. Der Vergleich der Transportfelder in dieser Region ergab für 1997 einen stärkeren Labradorstrom, eine ostwärtige Verlagerung des Nordatlantischen Stroms und einen zusätzlichen „kalten Wirbel“ (Durchmesser ca. 200 km) zwischen dem Labrador- und dem Nordatlantischen Strom.

Der „kalte Wirbel“ trug erheblich zum Unterschied bei den Wärme- und Süßwasserflüssen zwischen 1994 und 1997 bei (Tabelle 1). Verankerungen von 1993 bis 1995 auf diesem Teilabschnitt von A2 zeigen, dass diese Region generell erheblichen zeitlichen Schwankungen unterliegt (Clarke et al. 1998). Die Autoren fanden innerhalb ihrer zweijährigen Meßzeitreihe einen Wirbel vergleichbaren Ausmaßes, der innerhalb von 2 Monaten das Verankerungsfeld durchwanderte. Überträgt man diesen Zeitraum auf den Wirbel von 1997 ergeben sich über ein Jahr gemittelt für A2 ein Wärmefluss von 0.42 PW nach Norden und ein Süßwasserfluss von 0.10 Sv nach Süden (Tabelle 1). Nach dieser Korrektur der Ergebnisse von 1997 ergeben sich Bilanzen für die SPNA-Box, die sich den synoptischen meteorologischen Werten annähern. Ähnliche Ergebnisse für den Schnitt A2 erzielte auch Lorbacher (2000), die Untersuchungen mit Hilfe der Methode von Hall und Bryden (1982) durchführte: In beiden Studien gehen die Unterschiede in der Zirkulation zwischen 1994 und 1997 im Wesentlichen auf barokline Änderungen in der westlichen Randstromregion zurück.

Für das nordwärtige Vordringen von warmem, salzreichen Wasser in den Jahren 1996 und 1997 über A1E zeigen die Berechnungen mit dem Boxmodell, dass mit dem Ereignis keine nennenswerten Wärme- und Süßwasserflussänderungen verbunden sind (Abb. 7). Es fand jedoch eine Verlagerung des Wärme- und Süßwasserflusses von der horizontalen zur vertikalen Zirkulationskomponente statt (Abb. 8), was auf eine Verkleinerung des Subpolarwirbels östlich des Mittelatlantischen Rückens bzw. des Reykjanesrückens in der negativen Phase der NAO zurückzuführen ist.

### **3. Publikationen**

Bersch, M., On the circulation of the northeastern North Atlantic, *Deep-Sea Res.* I, 42, 1583-1607, 1995.

Bersch, M., J. Meincke und A. Sy, Interannual thermohaline changes in the northern North Atlantic 1991-1996, *Deep-Sea Res.* II, 46, 55-75, 1999.

Bersch, M., NAO-induced changes of the upper-layer circulation in the northern North Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.*, im Druck, 2002.

Meincke, J., M. Bersch, K.-P. Koltermann, A. Sy, Changes of subarctic and subtropical water masses in the upper layer of the Northern North Atlantic during the 1990's, *Proceedings of the ICES Symposium on Hydrobiological Variability in the ICES Area, 1990-1999*, Edinburgh, 2001, im Druck, 2002.

Sy, A., M. Rhein, J. Lazier, K.P. Koltermann, J. Meincke, A. Putzka und M. Bersch, Surprisingly rapid spreading of newly formed intermediate waters across the North Atlantic Ocean, *Nature*, 386, 675-679, 1997.

Woelk, S., Über Volumentransporte und Wärme- und Süßwasserflüsse im nördlichen Nordatlantik im Herbst 1994, Dissertation, Universität Hamburg, 149 pp, 2000.

Yashayaev, I., M. Bersch und H. van Aken, Spreading of newly formed Labrador Sea Water across the northern North Atlantic, in Vorbereitung, 2002.

### **Weitere Literatur**

Clarke, R. A., R. M. Hendry, I. M. Yashayaev und D. R. Watts, A western boundary current meter array in the North Atlantic, *Int. WOCE Newsletter*, 33, 33-34, 1998.

Hall, M. M. und H. L. Bryden, Direct estimates and mechanisms of ocean heat transport, *Deep-Sea Res.*, 29, 339-359, 1982.

Lorbacher, K., Niederfrequente Variabilität meridionaler Transporte in der Divergenzzone des nordatlantischen Subtropen- und Subpolarwirbels, *Ber. des BSH*, 22, 156 pp., 2000.

Wunsch, C., The general circulation of the North Atlantic west of 50 °W determined from inverse methods, *Rev. of Geophys. and Space Phys.*, 16, 583-620, 1978.

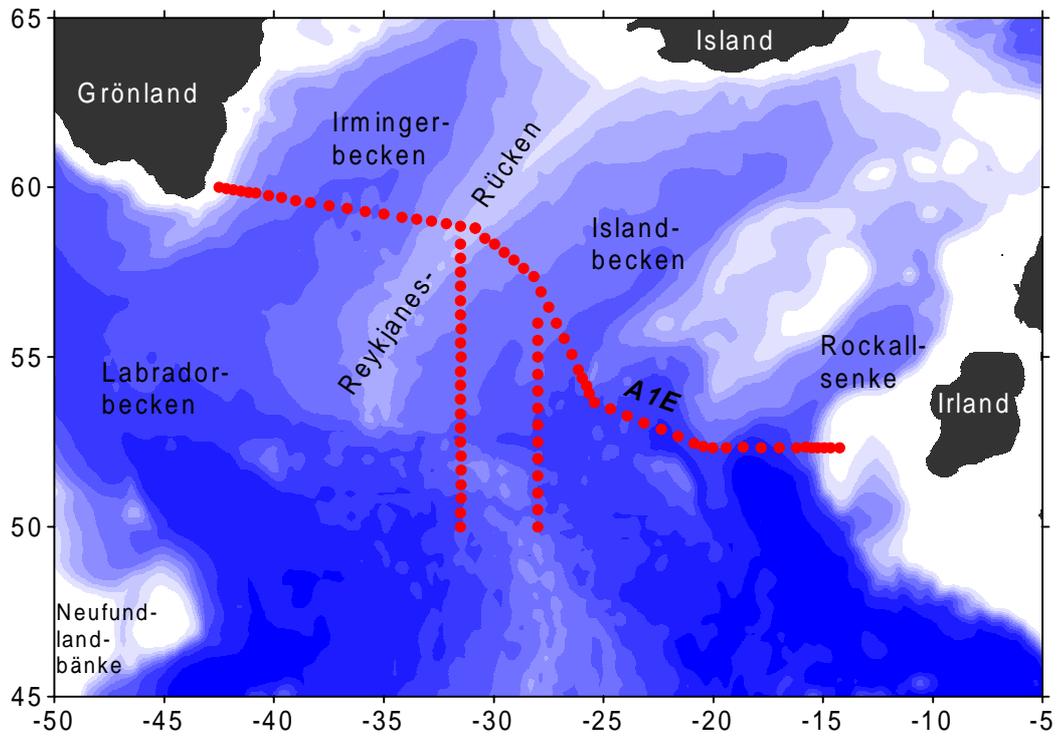


Abb. 1: In 1999 (A1E) und 2001 (A1E und Meridionalschnitte) aufgenommene hydrographische Schnitte im Nordatlantik.

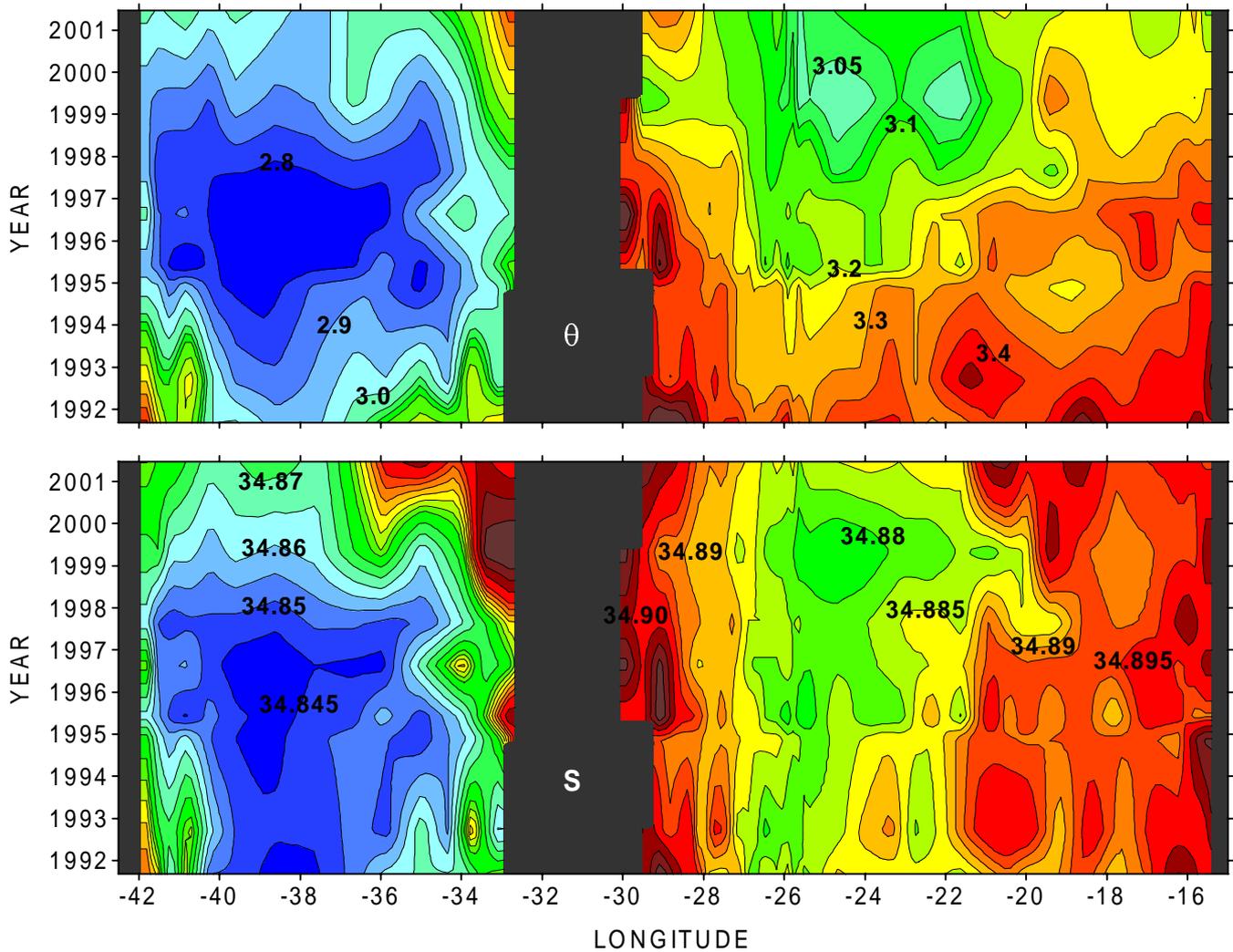


Abb. 2: Zeitliche Veränderung der potentiellen Temperatur ( $^{\circ}\text{C}$ ) und des Salzgehalts der Kernschicht (Salzgehaltsminimum) des LSW entlang des Schnittes A1E zwischen 1991 und 2001.

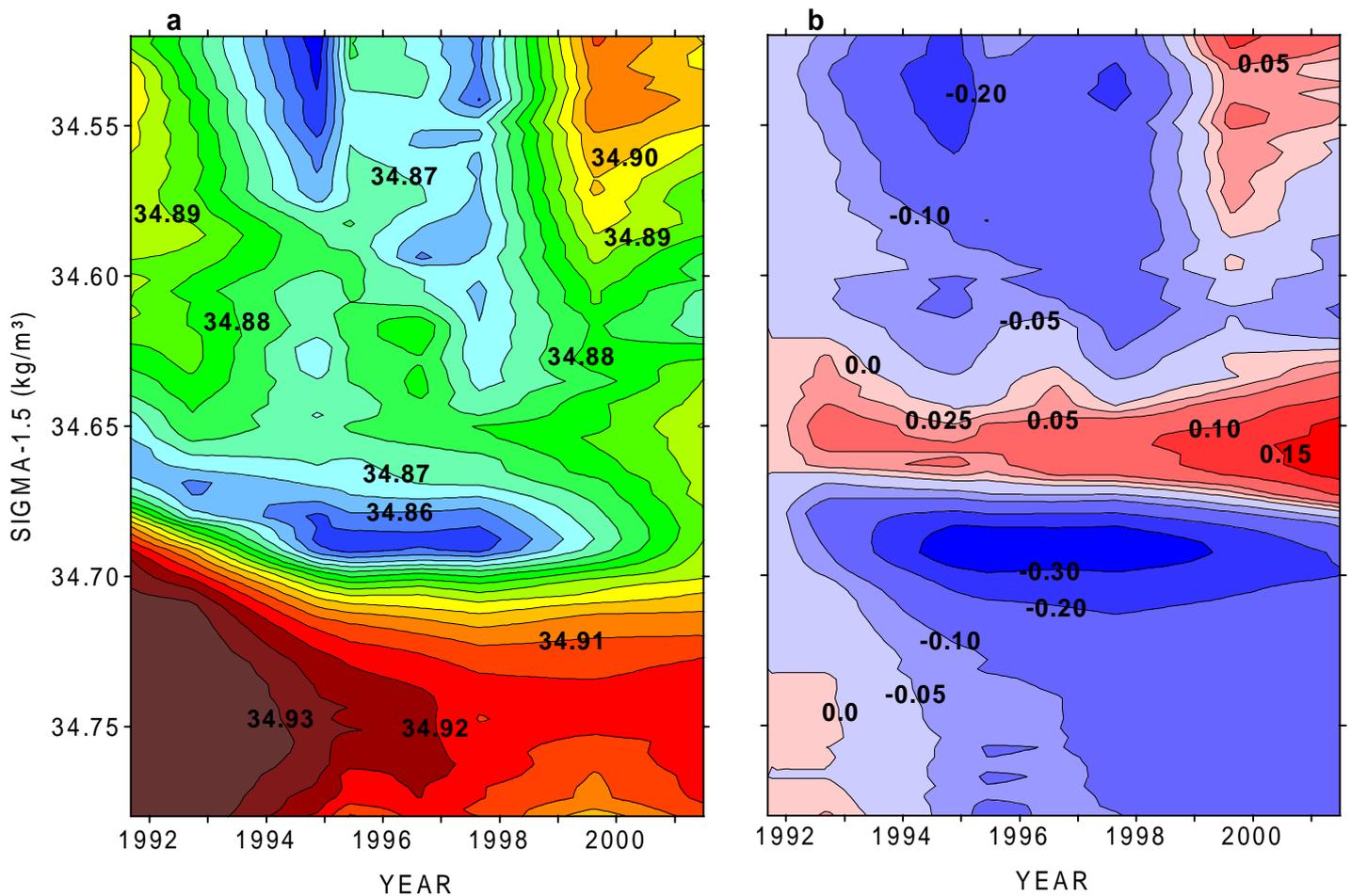


Abb. 3: Zeitliche Veränderung (a) des Salzgehalts und (b) der Differenz der potentiellen Temperatur zu 1991 (°C) auf Flächen gleicher Dichte (relativ zu 1500 dbar) in der Irmingersee (34 bis 41 °W) zwischen 1991 und 2001.

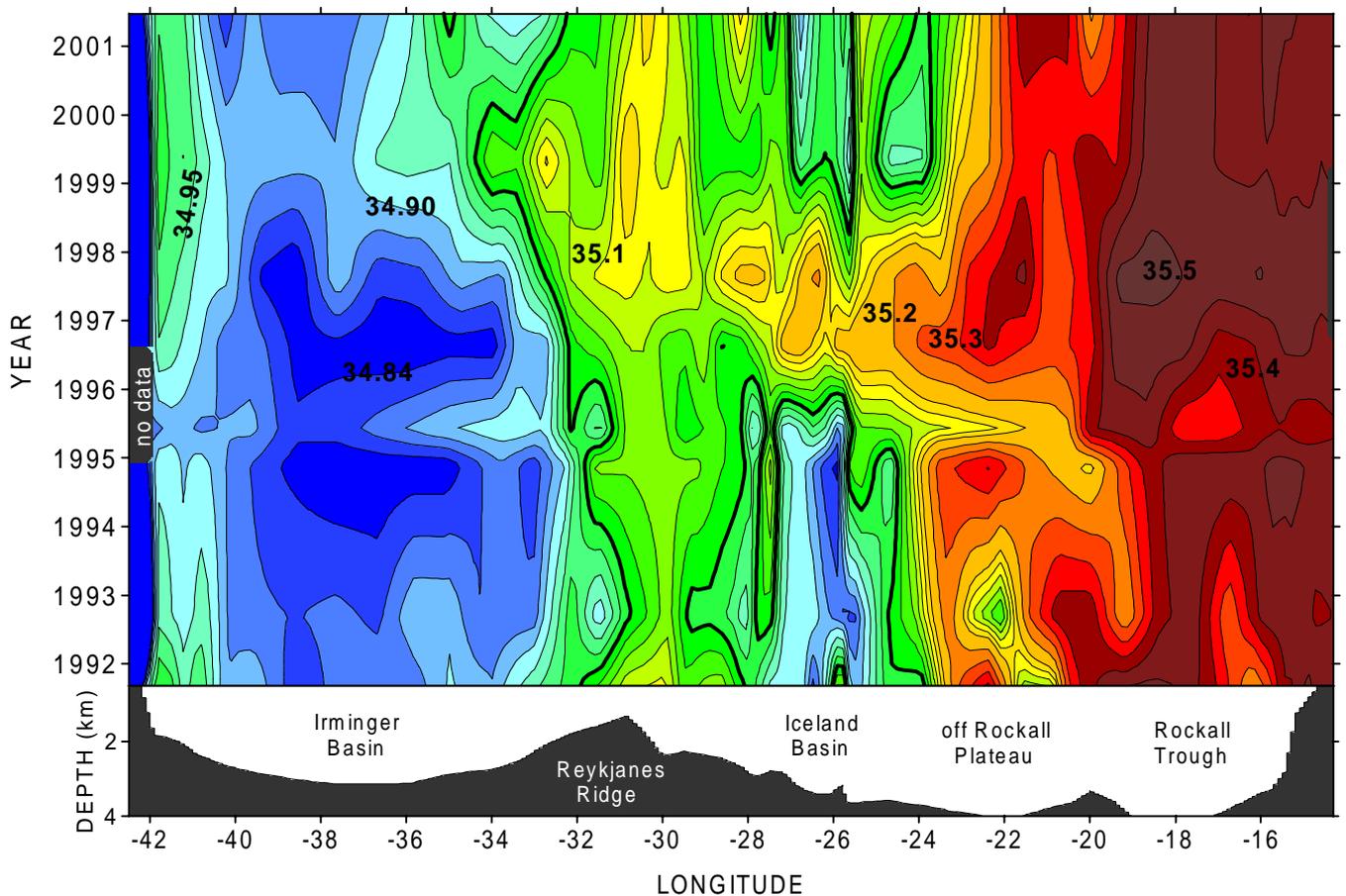


Abb. 4: Zeitliche Veränderung des mittleren Salzgehalts in den oberen 600 m entlang des Schnittes A1E zwischen 1991 und 2001. Die 35.0-Isohaline ist hervorgehoben. Der untere Teil der Abbildung zeigt die Bodentopographie.

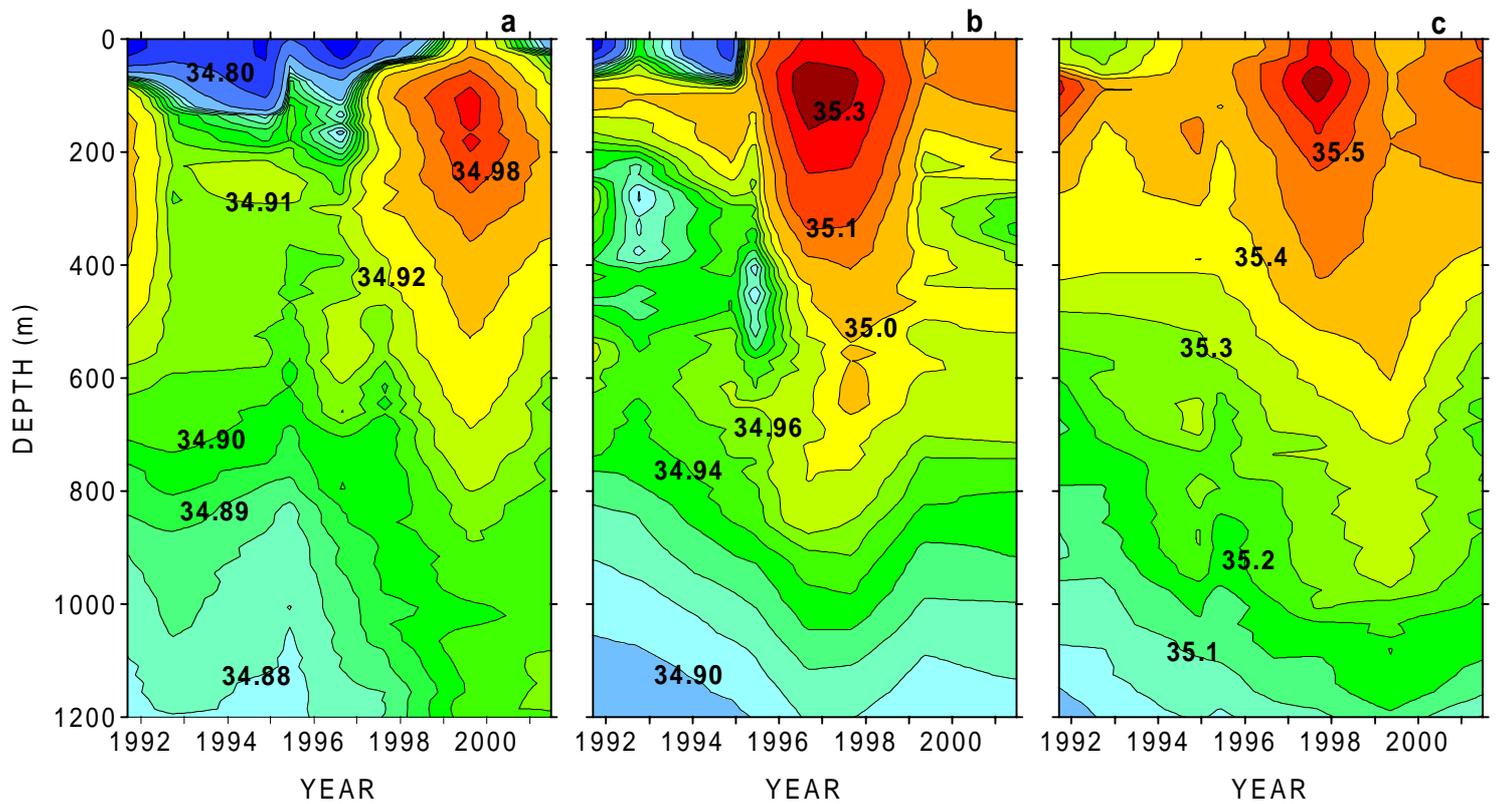


Abb. 5: Zeitliche Veränderung des mittleren Salzgehalts in verschiedenen Regionen des Schnittes A1E in den oberen 1200 m zwischen 1991 und 2001: (a) Irmingersee (30.8 bis 41.8 °W), (b) Islandbecken (24.0 bis 28.0 °W) und (c) Rockallsenke (15.2 bis 20.0 °W).

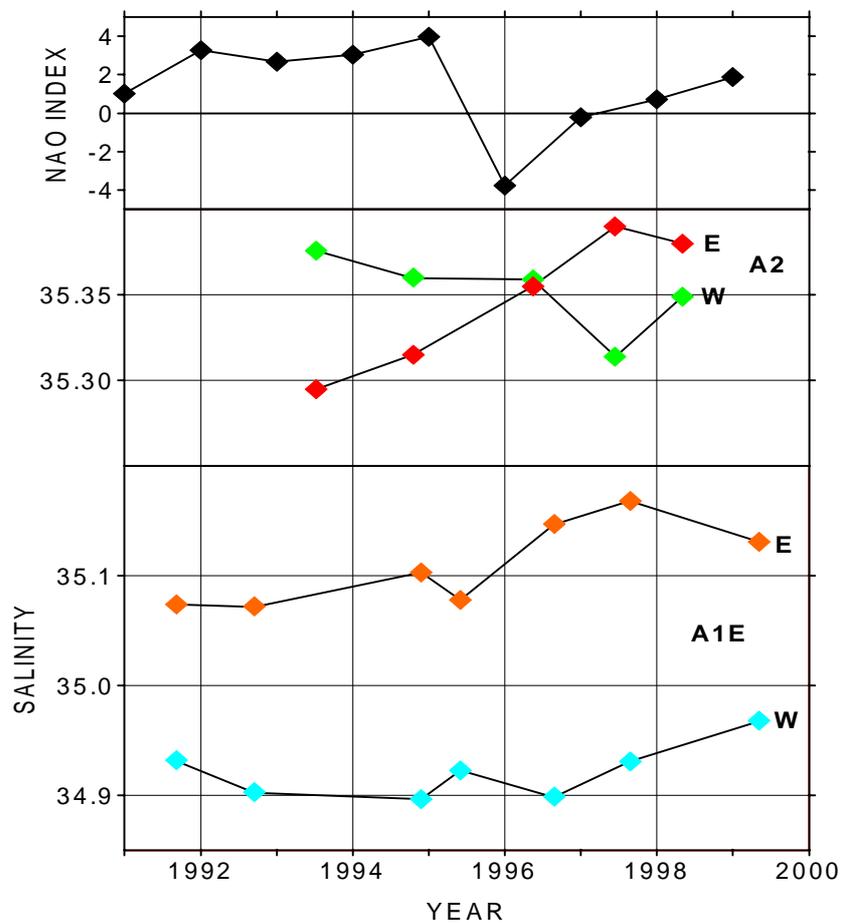


Abb. 6: Zeitliche Veränderung des mittleren Salzgehalts der SPMW-Schicht ( $\sigma_{-1} < 32.33 \text{ kg/m}^3$ ) entlang des Schnittes A2 westlich (grün) und östlich (rot) des Mittelatlantischen Rückens und entlang A1E westlich (blau) und östlich (orange) des Reykjanesrückens im Verhältnis zum NAO-Index (oben) zwischen 1991 und 1999.

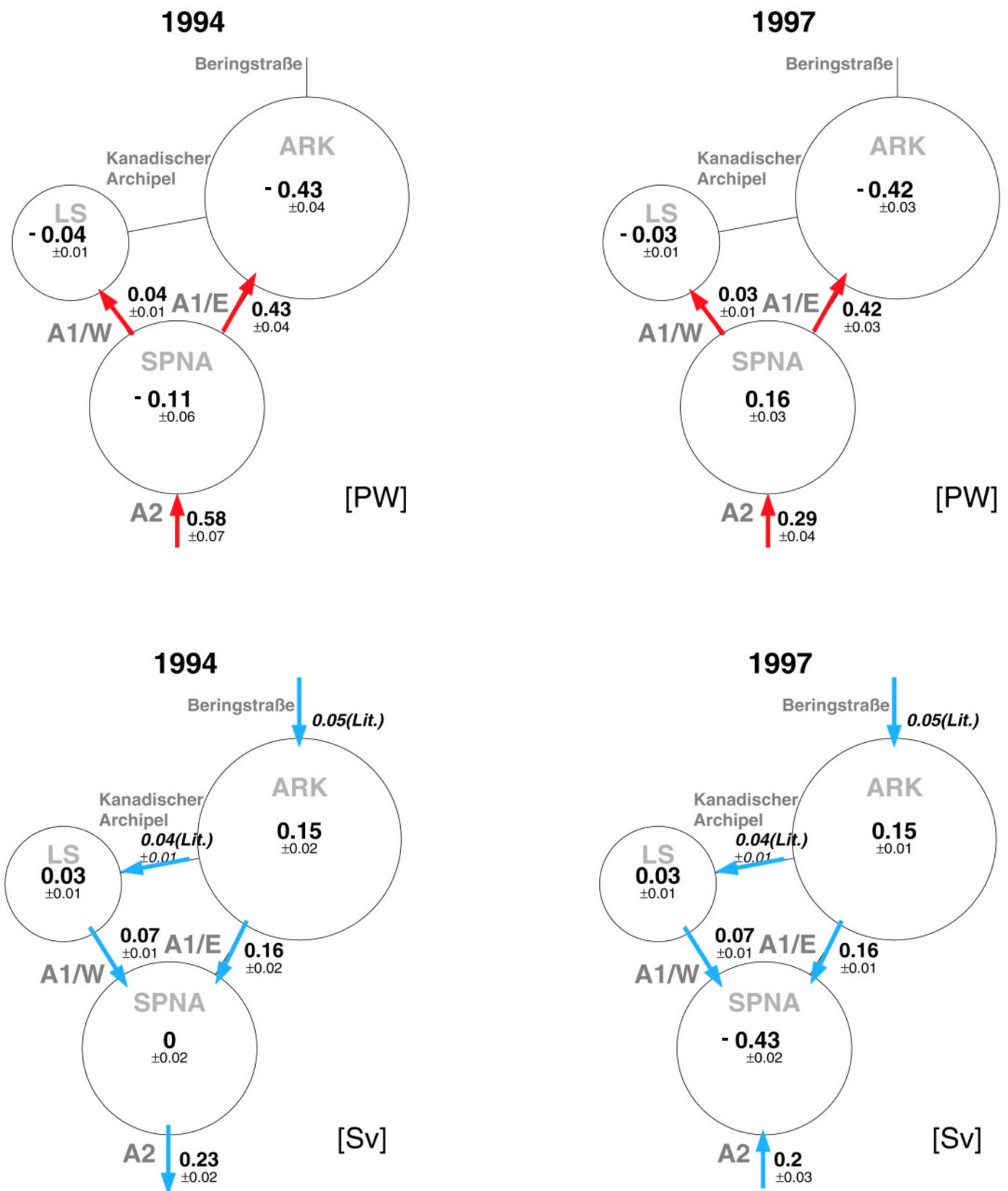


Abb. 7: Wärme- und Süßwasserflüsse über die Schnitte A1W, A1E und A2 und Nettoflüsse bezüglich der SPNA-Box (Region zwischen den 3 Schnitten), der ARK-Box (Region zwischen A1E, der Beringstraße und dem Kanadischen Archipel) und der LS-Box (Region zwischen A1W und dem Kanadischen Archipel).

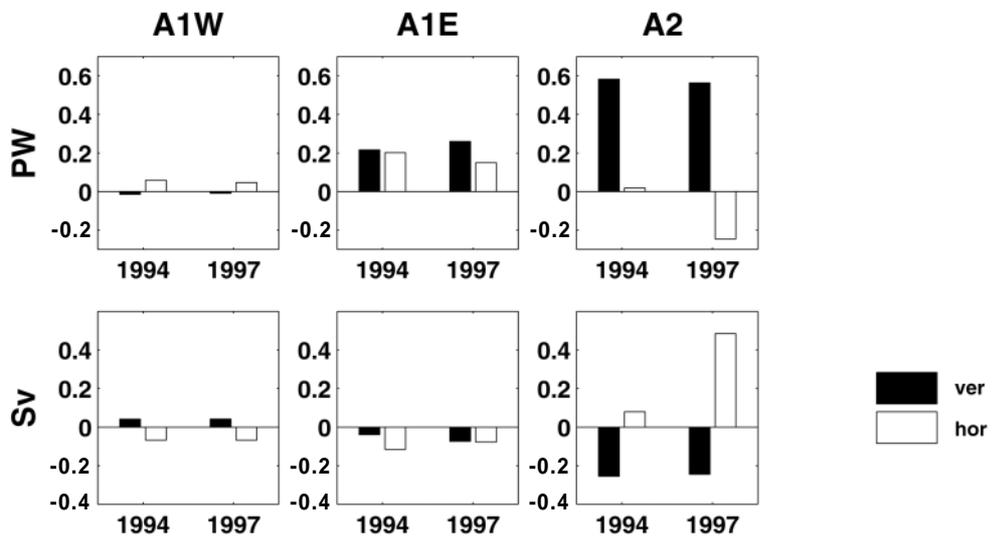


Abb. 8: Wärme- (oben) und Süßwasserflüsse (unten) der vertikalen und der horizontalen Zirkulationskomponente über die WOCE-Schnitte A1W, A1E und A2 in den Jahren 1994 und 1997.

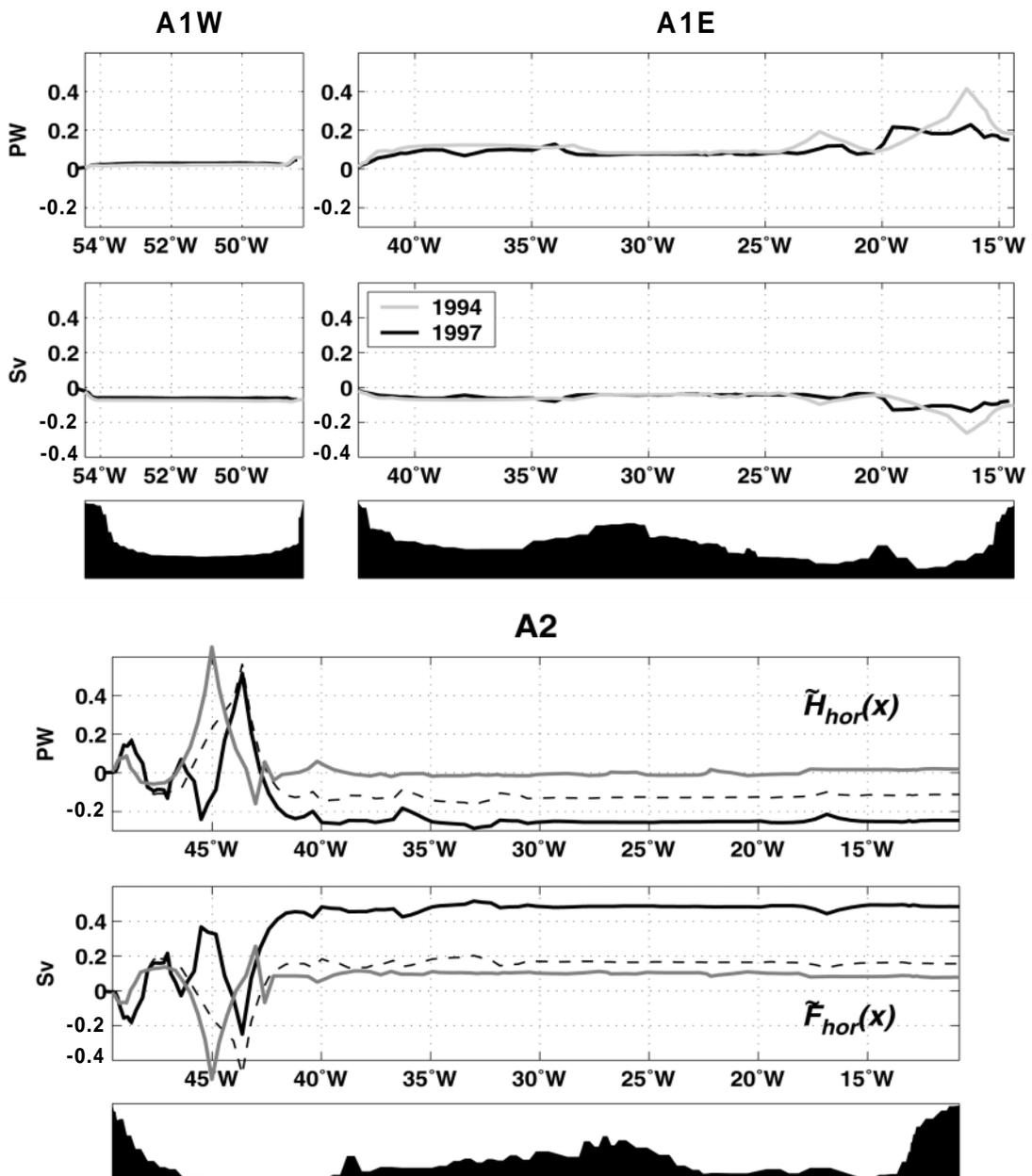


Abb. 9: Kumulative Summen der Horizontalkomponente des Wärme- ( $\tilde{H}$ ) und Süßwasserflusses ( $\tilde{F}$ ) auf den Schnitten A1W, A1E und A2. Die gestrichelte Linie zeigt den Verlauf für 1997 ohne den "kalten Wirbel".

# Abschlußbericht

**Zum Teilvorhaben 03F0246G des Verbundprojekts CLIVAR Marin für das  
Teilprojekt:**

## **1. Der veränderliche Nordatlantik**

### **„Mechanismen der Zirkulationsveränderungen: dekadische Veränderlichkeit der thermohalinen Zirkulation“**

Projektleiter: Dr. Klaus Peter Koltermann

Bearbeiter: Dr. Katja Lorbacher

Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie  
Bernhard – Nocht – Strasse 78  
20359 Hamburg

#### **1. Zielsetzung**

CLIVAR befaßt sich in dem Schwerpunkt DecCen mit Klimaschwankungen im Bereich von dekadischen und längeren Perioden und deren Vorhersagbarkeit. In diesem TP werden Aussagen über die Regelmechanismen der nordatlantischen ozeanischen Veränderlichkeit auf dekadischer Zeitskala erarbeitet. Insbesondere geht es dabei um die relative Bedeutung der die THC bestimmenden Prozesse (atmosph. Antriebe, Konvektion, Advektion, Overflows, Entrainment). Hierzu wurden in Zusammenarbeit mit dem Teilprojekt Böning, und inzwischen dem ECCO-Projekt/USA (Stammer et al., 1999) unter Vorgabe aktueller atmosphärischer Antriebe die signifikant unterschiedlichen hydrographischen Strukturen der Jahre 1994 und 1997 als 'Fallstudien', sowie die langfristige Entwicklung der THC (1956-2000) mit einem hoch-auflösenden Atlantik-, oder im ECCO-Fall globalen Modell bestimmt und analysiert.

#### **2. Arbeiten und Ergebnisse im Berichtszeitraum**

Die WOCE-Feldphase von 1990 bis 1997 zeichnete sich im nördlichen Nordatlantik, d.h. im Bereich des Subpolarwirbels und des ostwärts anschließenden Regimes des Nordatlantischen Stromes, durch starke Veränderungen der hydrographischen Struktur aus. Nach der Phase von 1990 – 1995, geprägt durch die Ausbreitung des bislang kältesten und dichtesten Labradorseewassers in Folge der ungewöhnlich tiefreichenden Konvektion in der zentralen Labradorsee seit dem Winter 1988/89 markierte der Winter 1995/96 mit dem Übergang von einem hohen zu einem niedrigen NAO-Index (Hurrell et al., 2001) und anomal hohen Lufttemperaturen über dem gesamten nördlichen Nordatlantik das Ende der intensiven Konvektion der Labradorsee. Gleichzeitig wurden von der Irmingersee bis in das Rockall-Gebiet eine Erwärmung und Vertiefung der Deckschichtwassermassen und eine westwärtige Verschiebung der subarktischen Front beobachtet. Damit weist der nördliche Nordatlantik seit 1996 eine gegenüber 1991 stark geänderte barokline Struktur auf.

Durch die wiederholten hydrographischen Schnitte A1 und A2 sowie die XBT-Line AX3 sind diese unerwartet starken Veränderungen sehr gut dokumentiert. Im Rahmen von WOCE/AIMS wurden diese Beobachtungen zusammengefaßt, um neben den Veränderungen der meridionalen Gesamttransporte die Veränderungen der Einzelkomponenten und deren Einfluß und Abhängigkeiten zu beschreiben. Als Synthese entsteht jetzt eine konsistente Beschreibung der langfristigen Schwankungen der meridionalen Zirkulation im Nordatlantik als Teil der globalen thermohalinen Zirkulation und ihrer Ursachen.

Die interannualen und dekadischen Zeitskalen der hydrographischen Variabilität, besonders der meridionalen Transporte von Wärme, Süßwasser und Masse und die damit verbundenen Antriebsmechanismen wurden in enger Zusammenarbeit mit Modelliergruppen untersucht. Die hydrographische Datenbasis umfaßt neben den eigenen Daten von A1 und A2 auch weitere transatlantische Schnitte im Bereich des Subtropenwirbels (24°N und 36°N) und deren Wiederholungen, beginnend 1956/57 bis inzwischen 2002. Absolute Transporte über hydrographische Schnitte stellen Randbedingungen für ein inverses Assimilationsmodell des Atlantiks dar (TP Schroeter/AWI). Es soll gezeigt werden, daß die assimilierten Datensätze innerhalb der Fehlergrenzen der in-situ Daten liegen. Hier liegen noch keine abschließenden Ergebnisse aus dem entsprechenden TP vor. Damit sollen aus der Assimilation die Gesamttransporte des mittleren Zustandes entnommen werden, um die klassisch nach verschiedenen Methoden bestimmten Transporte zu überprüfen. Stattdessen wurden in enger Zusammenarbeit mit dem ECCO-Konsortium die Ergebnisse des globalen 2°x2°-Laufs für den Atlantik für die Analyse der hydrographischen Parameter und Transporte im Untersuchungsgebiet herangezogen.

Für die Analyse dekadischer Schwankungen der nordatlantischen thermohalinen Zirkulation standen außerdem die Ergebnisse eines Nordatlantik-Modells (4/3° x 4/3°) des TP Böning (FLAME) zur Verfügung. Es wird mit dem 40-jährigen NCEP Re-Analysis Datensatz angetrieben. Nach einer Phase der Modellverifikation mit "gemessener Hydrographie" für den WOCE-Zeitraum wurden mit Hilfe dieses Modells "künstliche" Zeitreihen der meridionalen Transporte durch die bereits für den Zeitraum 1957 - 2000 bearbeiteten Schnitte erzeugt, um zu untersuchen, wie die dort abgeleiteten Transporte sich einfügen. Für diejenigen Zeiträume, für die keine Felddaten vorliegen (etwa 1957-1981, 1983-1991) wurden dann "künstliche" hydrographische Schnitte und Transporte zur besseren zeitlichen Auflösung extrahiert und verwendet. Damit wird untersucht, wann, wie und wie schnell ähnliche Wechsel zwischen der postulierten ein- und der zweizelligen Meridionalzirkulation (Koltermann et al., 1999) aufgetreten sind. Durch den Vergleich mit den Antriebsfeldern oder sie charakterisierenden Indizes z.B. den NAO werden die unterschiedlichen Antriebsmechanismen unterschieden. Außerdem wurde untersucht, ob die Variabilität auf interner Dynamik (Overflow, Entrainment, Konvektion) oder der Advektion von Temperatur- und Salzgehaltsanomalien durch das westliche Randstromregime, aber auch der Generation und Propagation von beckenkaligen Wellen (Chelton, 1996, Colin de Verdière et al, 1999) basiert, oder auf veränderten atmosphärischen Antriebsmustern (NAO). Mit den "künstlichen" Zeitserien lassen sich diejenigen Signale repräsentativer dokumentieren, die längerfristige Trends bzw. niedrigere Frequenzen aufweisen. Damit wurden besonders die Phasenbeziehungen zwischen dem atmosphärischen Antrieb und der Reaktion der ozeanischen Transportfelder untersucht.

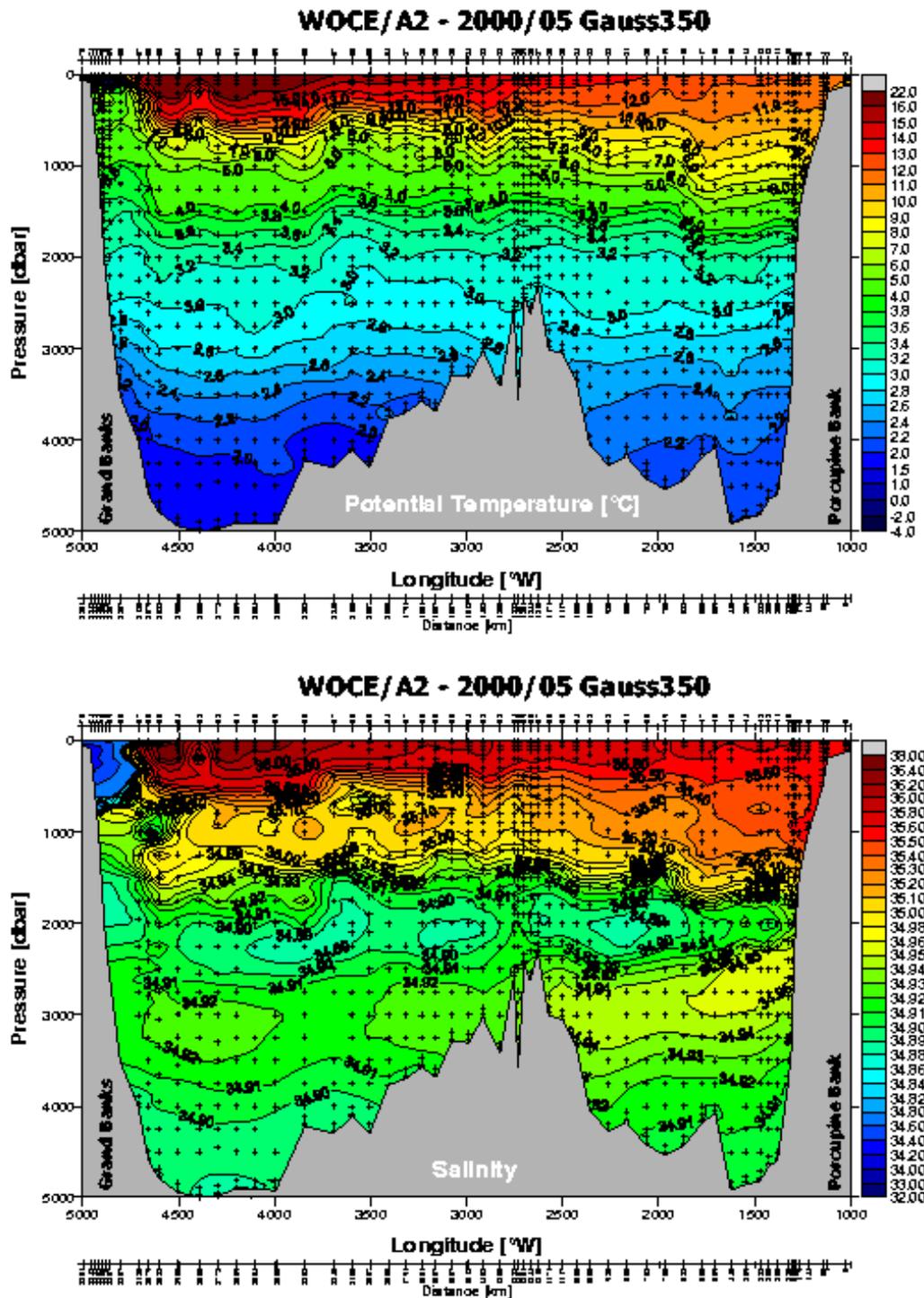


Abb. 1

Im einzelnen wurden folgende Arbeitspakete bearbeitet:

- (A) Berechnung und Bereitstellung der gemessenen absoluten Transporte von Wärme, Süßwasser und Masse der beckenweiten hydrographischen Schnitte und ihrer Wiederholungen im Nordatlantik seit 1957 (für TP Schroeter, Böning).

- (B) Berechnung verschiedener Stabilitätsrelationen (Bindoff und McDougall, 1994, Arbic u. Owens, pers. com.) auf diesen Schnitten, um diejenigen physikalischen Prozesse zu diagnostizieren, welche zeitlichen Veränderungen innerhalb der Wassersäule verursachen.
- (C) Untersuchung der Propagation der intermediären und tiefen Wassermassen auch an Hand dynamischer Größen (potentielle Vorticity) nach Cunningham und Hayne, 1995. Darin eingeschlossen soll eine Analyse der Variabilität des Mittelmeerwassers und des tiefen Salzgehaltsmaximums im europäischen Becken sein.
- (D) Überprüfung der "modellierten" Zeitserien auf ihre Realitätsnähe, was Änderungen der hydrographischen Struktur und der daraus abgeleiteten dynamischen Größen auf interannualen und klimarelevanten Zeitskalen betrifft (von TP Schroeter, TP Böning, jetzt auch ECCO/Stammer).
- (E) Untersuchung der zeitlichen Abhängigkeit der meridionalen Transporte und Wassermassen vom atmosphärischen Antrieb. Bestimmung der Phasenbeziehungen.

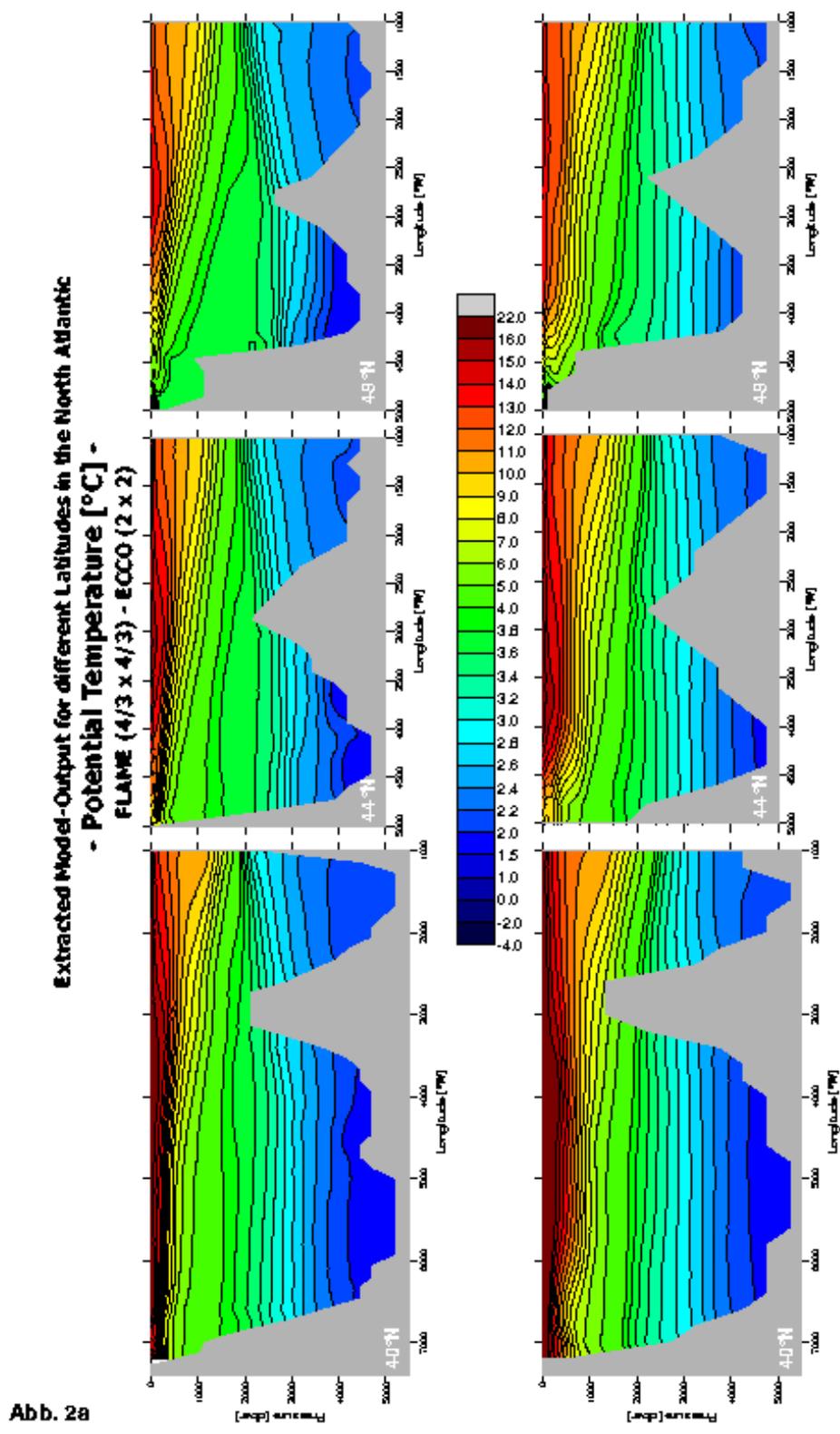
### 3. **Arbeiten in der laufenden Phase**

Nach Arbeitsplan wurden die Arbeiten zu den Paketen A, B, C und D abgeschlossen. Im 3. Jahr wurden die Arbeiten zu E begonnen, aber nicht vollständig abgeschlossen.

Zur Abschätzung der meridionalen Wassermassen-, Wärme- und Salztransporte sowie der daraus resultierenden Overturning-Raten im nördlichen Nordatlantik wurden bislang nur rein datengestützte Verfahren angewendet (s. Bryden et al., 1996). Für den Schnitt A2 wurden für fünf Realisierungen die Transporte von Wärme, Salzwasser und Salz bestimmt (Lorbacher, 2000). Die Schwankungen fügen sich in das Bild der langfristigen Veränderungen der thermohalinen Zirkulation im Nordatlantik gut ein. Woelk (2000) schätzt mit Inversverfahren auf einer durch die Schnitte A1 und A2 geschlossenen "Nordatlantik-Box" die barotropen und baroklinen Meridionaltransporte für das Jahr 1994 ab. Koltermann et al (1999) verwendeten Zonalschnitte von 24°N bis 48°N seit dem IGJ 1957 zu geostrophisch basierten Abschätzungen von Transporten und Divergenzen für Wärme und Frischwasser in ihrer dekadischen Veränderlichkeit. Diese Arbeiten wurden inzwischen um die Flüße und Divergenzraten erweitert (Dobroliubov et al, 2002)

Für den Vergleich der aus Beobachtungen abgeleiteten Transporte und Mechanismen für die Veränderungen wurden bisher zwei Modelldatensätze verwendet. Dies sind das FLAME-Modell (FLAME, 1998) mit 4/3°-Auflösung und das ECCO-Modell, einem globalen Assimilationsmodell mit 2°-Auflösung. FLAME wurden mit einem 40-jährigen atmosphärischen Antrieb (1958-1997) aus NCEP-Daten angetrieben. ECCO für den Zeitraum 1992-1997 ebenfalls. Trotz der geringen Auflösung der Modelle repräsentieren die wesentlichen hydrographischen Strukturen (s. Abb. (1) für die letzte verwendete Beobachtung im Sommer 2000). Besonders in den Salzgehaltsverteilungen der Modelle (Abb. 2b) treten deutliche Unterschiede auf.

So stellt ECCO die Fronten und Gradienten wesentlich schärfer als FLAME dar. Besonders die Randstromsysteme sowohl am nordamerikanischen Schelf wie beiderseits des Mittelatlantischen Rückens werden naturnäher modelliert. Da in diesem Gebiet die Ausbreitung der Zwischenwassermassen von wesentlicher Bedeutung ist, lassen sich für das FLAME-Modell Schwierigkeiten für die abgeleiteten Größen, wie die Transporte (Abb. 3) erwarten.



**Abb. 2a**

Aufgrund der geringen horizontalen Auflösung und der damit verbundenen geringen Auflösung der zonalen Dichte-Gradienten unterschätzen die Modelle generell die meridionale Overturningrate und den Wärmetransport (Daten: 16,1 Sv (0,52 PW), ECCO: 13,3 Sv (0,39 PW), FLAME: 15,6 Sv (0,41 PW)). Für den südwardigen Süßwassertransport ist die

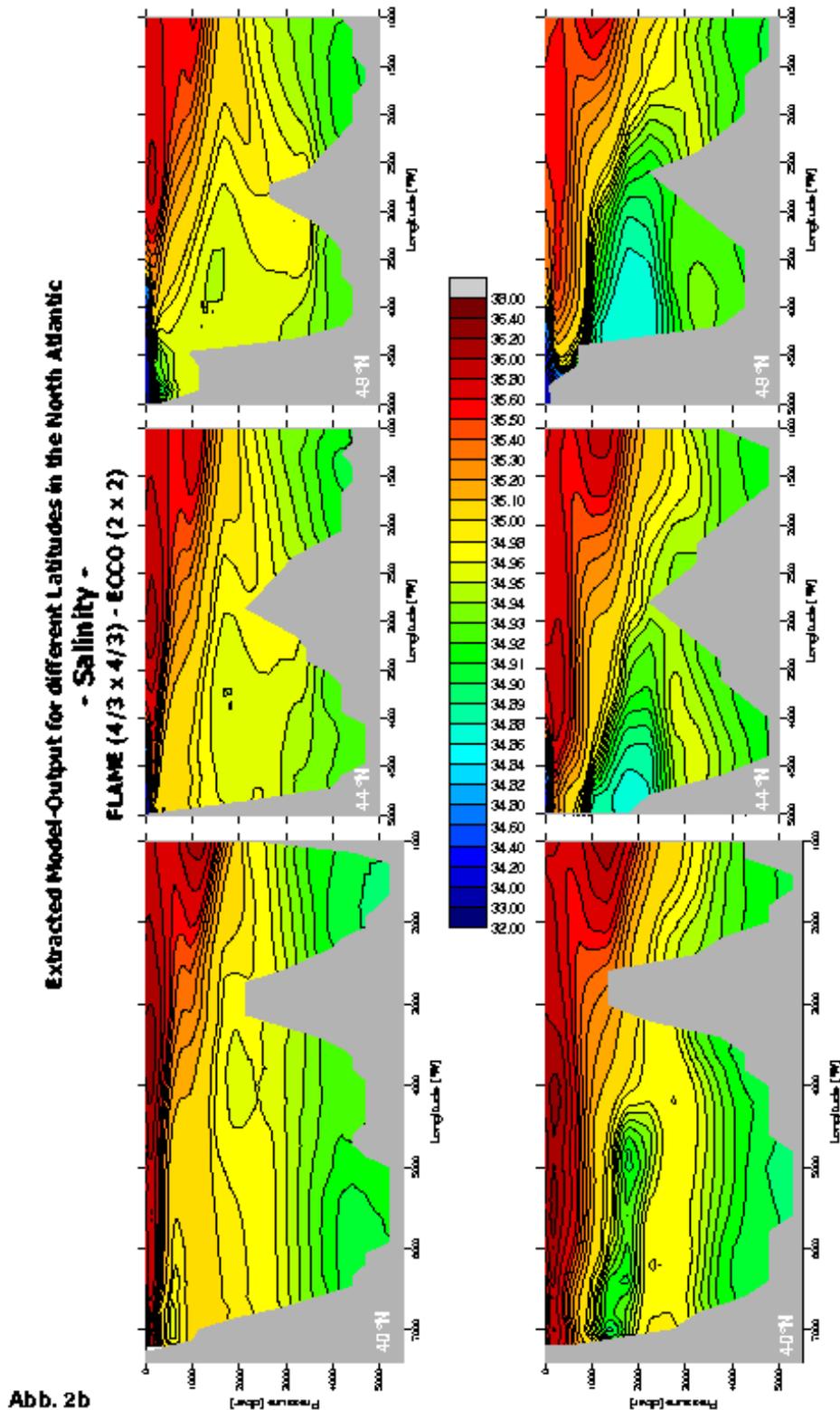


Abb. 2b

adäquate Auflösung des vertikalen Gradienten entscheidend, der durch die Assimilation von beobachteten Daten besser repräsentiert ist und ECCO somit den beobachteten Transport von 0.98 Sv mit 0.95 Sv nur geringfügig unterschätzt. Der Transport erreicht für FLAME mit 1,07 Sv einen maximalen beobachteten Wert.

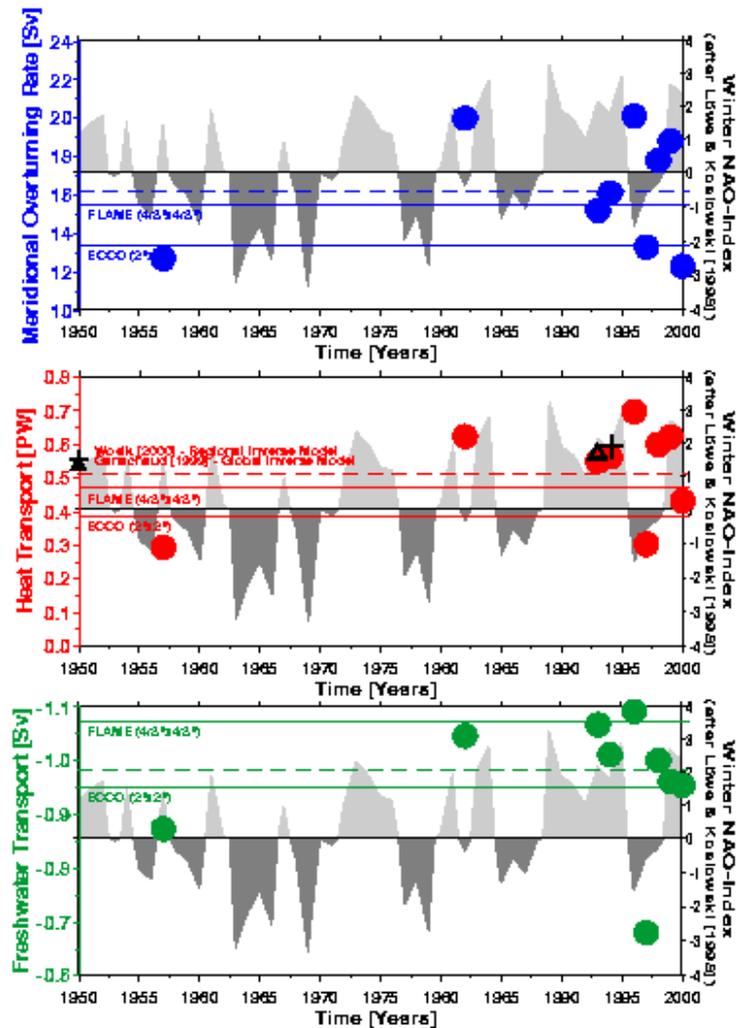


Abb. 3

In beiden Modellen wird der Nordatlantikstrom sowie die Rezirkulation im Neufundlandbecken, bzw. die küstenabgewandte Seite des Mann-Eddy nicht aufgelöst. In den kumulativen Volumentransporten (Abb. 4) ist in FLAME über den gesamten Schnitt ein stetiger nordwärtiger Volumentransport zu beobachten, während in ECCO dieser schwach nach Süden gerichtet ist, und somit das Modell die großskalige Dichtestruktur des Subtropenwirbels abbildet. Für den Nettovolumentransport scheint die horizontale Auflösung

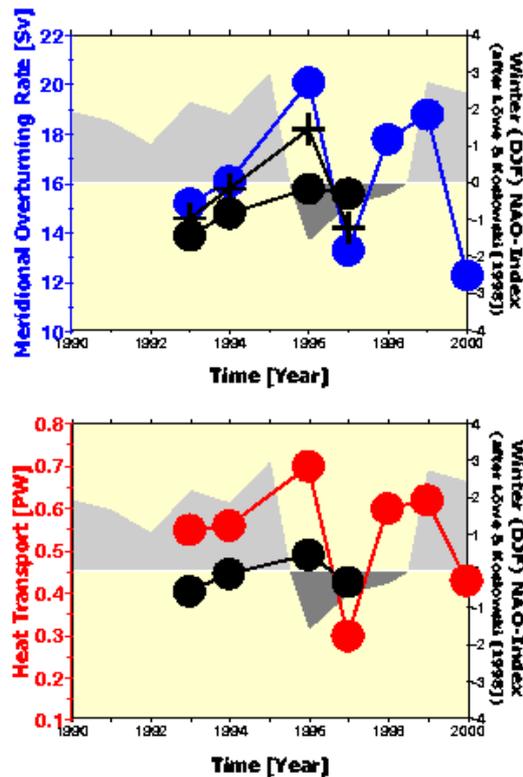


Abb. 5

keine entscheidende Rolle zu spielen, jedoch bei den Transporten von Wärme und Süßwasser durch die dabei advektierten hydrographischen Eigenschaften. Von besonderem Interesse ist die Reaktion des Ozeans auf Änderungen im atmosphärischen Antrieb, etwa der Nordatlantischen Oszillation NAO. In Modellen reagiert der barotrope Ozean quasi-instantan auf Veränderungen des Windfeldes. Barokline Veränderungen im Ozean weisen einen Phasenunterschied von 6-8 Jahren zu geänderten Wärmeflüssen an der Ozeanoberfläche auf. (s. auch Eden und Willebrand, 2000). Die Beobachtungen entlang 48°N auf dem WOCE-Schnitt A2 zeigen, daß die absoluten meridionalen Transporte etwa 18 Monate nach Änderungen der NAO deutlich reagieren, wobei der barokline Anteil den hauptsächlichen Beitrag zu den Transportänderungen liefert. Die Anregung und Ausbreitung langer barokliner Rossby-Wellen stellt eine mögliche Erklärung für diese schnelle beckenweite ozeanische Reaktion auf ein geändertes Windfeld dar. In Abb. (5) werden die beobachteten

Veränderungen der meridionalen Overturningrate und der Wärmetransport mit den aus ECCO-Ergebnissen für den jeweiligen Zeitpunkt der Beobachtungen abgeleiteten Größen verglichen. Bei der Overturningrate wurden Massenimbilanzen zwischen dem Volumentransport oberhalb und unterhalb des Referenzniveaus berücksichtigt, die maximal 2 Sv (schwarze Kreuze) betragen. Unter Berücksichtigung dieser Imbalanzen spiegeln die ECCO-Transporte die beobachtete kurzfristige Variabilität gut wieder, besonders in der Reduktion um 40 % zwischen den Jahren 1996 und 1997. Für den Wärmetransport sind die Untersuchungen über den Einfluß der Imbalanzen noch nicht abgeschlossen.

Die bisherigen Analysen haben gezeigt, daß der nördliche Nordatlantik mit signifikanten Schichtungsumstellungen auf Veränderungen der Nordatlantischen Oszillation im interannualen bis dekadischen Bereich reagiert. Dabei spielen Veränderungen des atmosphärischen Antriebs, quantifiziert durch den NAO-Index, eine wesentliche Rolle für die schnelle ozeanische Reaktion. Die schnelle Reduktion der Transporte zwischen einer Aufnahme im Oktober 1999 und einer weiteren im Mai 2000 um ca. 30% ließe sich ebenfalls durch die Ausbreitung langer barokliner Rossbywellen erklären: die Linie des „zero-windstress-curl“ verlagert sich meridional in engem Zusammenhang mit der NAO. Die Überlagerung der dabei angeregten langen baroklinen Rossbywellen führt zu einer intensiven mesoskaligen Variabilität, die sich entlang des Schnittes A2 in dem Meandern des Nordatlantischen Stroms im zentralen Neufundlandbecken zeigt. Für die letzten 30 Jahre hat sich diese Linie für Perioden eines positiven NAO-Index ozeanweit nordwärts verlagert. Seit 1997 wandert diese Linie jedoch nur im Neufundlandbecken nordwärts, wohingegen sie im Westeuropäischen Becken auf ihrer südlichsten Position verharrt. Jedoch ließ sich ein Zusammenhang zwischen der Breite der Linie des zero-windstress-curl in der östlichen Hälfte, selbst für unterschiedliche Phasenbezüge, und der beobachteten Transportvariabilität nicht nachweisen. Aus den Ergebnissen der bisherigen Arbeiten hat sich ergeben, daß topographische Wellen (Chelton et al., 1996, Esselborn et al., 1999) im westlichen Becken und westlich des Mittelatlantischen Rückens existieren, und damit für die schnelle Veränderung der meridionalen Transporte durch Veränderungen des NAO-Index eine Rolle spielen. Weitergehende Untersuchungen hierzu sind zusätzlich geplant. Die langsame barokline Reaktion scheint überwiegend durch advektive Vorgänge beeinflusst zu sein (Hoerling u. Hurrell, 2001).

### **Zusammenarbeit mit anderen Arbeitsgruppen**

Die Arbeiten mit der Gruppe Schröder/AWI liefen personalbedingt langsamer an. Die Zusammenarbeit mit dem TP Böning lag im Arbeitsplan. Zusätzlich ergab sich eine enge Zusammenarbeit mit der ECCO-Gruppe, insbesondere um die eigene „klassischen“ Transportabschätzungen zu überprüfen. Innerhalb der Hamburger Teilprojekt besteht eine enge Zusammenarbeit. Die Rolle topographischer Wellen für die tiefgreifenden hydrographischen Veränderungen im westlichen Becken wird eine engere Zusammenarbeit mit Altimetergruppen und theoretisch arbeitenden Gruppen untersucht.

## **4. Stand des Projekts**

Zur wissenschaftlichen Bearbeitung der o.g. Aufgabenstellung wurde am 01.04.1999 Frau Katja Lorbacher (BAT IIa/2) eingestellt. Frau Lorbacher war bereits vorher im Rahmen des WOCE/Nord-Projekts beschäftigt worden. Seit dem 01.07.99 wird sie auf einer vollen Stelle geführt. Wegen der 5-Jahresregelung muß Frau Dr. Lorbacher leider am 31.5.2001 ausscheiden. Sie ist anschließend für zwei Jahre zu D. Stammer an die Scripps Institution of Oceanography, La Jolla, USA gegangen. Damit wurde das TP antragsgemäß beendet.

Frau Lorbacher wurde im SS2000 an der Universität Hamburg im Fach Ozeanographie zum Dr. rer. nat mit „sehr gut“ promoviert. Sie hat ihre Arbeiten auf verschiedene Veranstaltungen in Deutschland, den USA und Russland präsentiert. Abschließende Veröffentlichungen stehen vor ihrem Abschluß.

Abweichungen vom Arbeits- und Finanzierungsplan traten nicht ein.

Die Aussichten für die Erreichung der Ziele dieses Vorhabens innerhalb des angegebenen Berichtszeitraums gegenüber dem geltenden Antrag haben sich nicht geändert. Eine Änderung der Zielsetzung ergab sich nicht und ist nicht abzusehen.

Hinweise auf Ergebnisse, die inzwischen von dritter Stelle bekannt wurden und die für die Durchführung des Vorhabens von Bedeutung sind, lagen nicht vor.

Erfindungen wurden nicht in Anspruch genommen und keine Schutzrechte angemeldet oder erteilt.

## **Literatur**

Bindoff, N. and T. McDougall (1994): Diagnosing climate change and ocean ventilation using hydrographic data. *J. Phys. Oceanogr.*, 24, 1137-1152

Bryden, H., M.J. Griffith, A.M. Lavin, R.C. Millard, G. Parilla, W. Smethie (1996): Decadal Changes in Water mass Characteristics at 24°N in the Subtropical North Atlantic Ocean, *J. Climate*, 9, 3162-3186

Chelton, D.B. and M. G. Schlax (1996): Global observations of oceanic Rossby waves. *Science*, 227, 234-238

Colin de Verdière, A., T. Huck (1999): Baroclinic Instability: An Oceanic Wavemaker for Decadal Variability, *J. Phy. Oceanogr.*, 29, 893-910

Cunningham, S.A., T.W. Haine (1995): Labrador Sea Water in the Eastern North Atlantic, Part II: Mixing Dynamics and the advective-diffusive Balance, *J. Phys.Oceanogr.*, 25, 666-678

Eden, C. & J. Willebrand, 2000: Mechanism of interannual to decadal variability of the North Atlantic Ocean. (*submitted to J. Clim.*)

Esselborn, S., B. Cheney, L. Miller (1999): Changes in geostrophic surface circulation in the North Atlantic related to the North Atlantic Oscillation as measured by Satellite Altimetry, in *IEEE Proc.*, IGARS, 2007-2009

FLAME Group, 1998: FLAME - A Family of Linked Atlantic Model Experiments. J. Dengg, ed., AWI Bremerhaven, unpubl. manuscript.  
<http://www.ifm.uni-kiel.de/to/FLAME/index.html>

Hoerling, M.P., J.W. Hurrell, T. Xu, 2000: Tropical Origins for Recent North Atlantic Climate Change. *Science*: Vol.292, pp 90-92.

Hurrell, J.W., Y. Kushnir, and M. Visbeck, 2001: The North Atlantic Oscillation. *Science*: Vol. 291, No. 5504, pp. 603-605.

Stammer, D. R. Davis et al (1999): The Consortium for Estimating the Circulation and Climate of the Ocean (ECCO) ([http://www.ecco.ucsd.edu/report/report\\_1/report\\_1.html](http://www.ecco.ucsd.edu/report/report_1/report_1.html))

Woelk, S. (2000): Über Transporte und Flüsse im nördlichen Nordatlantik im Herbst 1994, Dissertation, Universität Hamburg

### **Eigene Veröffentlichungen**

Dobroliubov, S., K.P. Koltermann, A. Sokov, V. Tereschenkov (2002): North Atlantic Water Mass Structure, Meridional Overturning and Modes of the Circulation, *subm. to DSR*

Gouretski V.V. and K.P. Koltermann (2000) The hydrographic environment of the Atlantic 48°N section: WOCE-A2. A Pilot Atlas. Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie, Hamburg-Rostock (unpublished manuscript).

Koltermann, K.P., A.V. Sokov, V.P. Terechenkov, S.A. Dobroliubov, K. Lorbacher, A. Sy (1999): Decadal changes in the thermohaline circulation of the North Atlantic. *Deep-Sea Res.* II, 46, 109-138

Lorbacher, K. (2000): Niederfrequente Variabilität meridionaler Transporte in der Divergenzzone des nordatlantischen Subtropen- und Subpolarwirbels, Dissertation, Universität Hamburg, 155 S.

Lorbacher, K. (2000) : Niederfrequente Variabilität meridionaler Transporte in der Divergenzzone des nordatlantischen Subtropen- und Subpolarwirbels - Der WOCE-Schnitt A2, *Berichte des BSH*, Nr.22, p. 165, 2000

Lorbacher, K., K.P. Koltermann (2000): Subinterial Variability of Transport Estimates across 48°N in the North Atlantic, *Int WOCE Newsletter*, **40**, p. 3-5

Lorbacher, K. u. K.P. Koltermann (2002): Advective transports across „48°N“ in the North Atlantic and their variability at low-frequencies, (*submitted to Journal of Geophysical Research*)

Lorbacher, K. u. K.P. Koltermann (2002): Changes of heat transports at low-frequencies across "48°N" in the North Atlantic related to the NAO, *to be submitted to AGU Monograph Series*, "The North Atlantic Oscillation", edited by J. Hurrell, Y. Kushnir and M. Visbeck

Sy, A., M. Rhein, J.R.N. Lazier, K.P. Koltermann, J. Meincke, A. Putzka und M. Bersch (1997): Surprisingly rapid spreading of newly formed intermediate waters across the North Atlantic Ocean, *Nature*, 386, 675-679

### **Bildunterschriften**

Abb. (1) Darstellung der Verteilungen von potentieller Temperatur und Salzgehalt auf dem A2-Schnitt (48°N) im Sommer 2000. Die großräumigen Strukturen weichen nur gering von denen der anderen acht Aufnahmen ab.

Abb (2) Darstellungen der Verteilungen von potentieller Temperatur (a) und Salzgehalt (b) auf drei Zonalschnitten auf 40°N, 44°N und 48°N aus den Ergebnissen von Modellläufen. FLAME mit einer 4/3° x 4/3°-Auflösung als Mittel über 20 Jahre und mit einem 40jährigen Antrieb für 1958-1997 (NCEP), ECCO mit einer globalen 2°x2°-Auflösung und Monatsmittelwerten 1992/01 bis 1997/12 für Mai/Juni bei gleichem Antrieb.

Abb (3) Zeitserie der meridionalen Transporte aus Beobachtungen sowie die Mittelwerte der beiden Modelltypen FLAME und ECCO für 44°N. Alle Datentypen wurden gleich behandelt.

Abb (4) Kumulative Volumentransporte (Meridionale Overturningrate oberhalb des Referenzniveaus) exemplarisch für Gauss 318/1 (blau), und der Mittelwert für sechs Jahre ECCO-Ergebnisse (grün) und für FLAME (rot).

Abb (5) Zeitserie der Meridionalen Overturningrate (blau) und des Wärmetransports (rot) für die 90er Jahre der Beobachtungen und für ECCO (schwarz). Schwarze Kreuze geben die Imbalanz der Volumentransporte für ECCO ober- und unterhalb des Referenzniveaus an.

## **Schlußbericht**

**zum Teilvorhaben 03F0246G des Verbundprojekts CLIVAR marin:**

### **”Der veränderliche Nordatlantik – Variabilität des Warmwasserpfades der thermohalinen Zirkulation”**

Projektleiter und Bearbeiter: Dr. Alexander Sy

Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie  
Bernhard-Nocht-Str. 78  
20359 Hamburg

#### **1. Aufgabenstellung**

Das angestrebte Ziel dieses Vorhabens aus dem Projektbereich A (WOCE/AIMS) war die Beantwortung der Frage, in welchem Umfang advektive Transporte von TS-Schwankungen in der Deckschicht aus dem Subtropenwirbel zu den beobachteten niederfrequenten und großräumigen Veränderungen der Deckschicht im nördlichen Nordatlantik beitragen, bzw. wieweit diese durch großskalig veränderte Grenzschichteinflüsse lokal verursacht sind. Ergänzend zur reinen Dateninterpretation sollten die Analysemöglichkeiten durch die enge Verknüpfung mit Ergebnissen numerischer Modellrechnungen erweitert werden, z.B. zur Durchführung von Fallstudien zu extremen NAO-Situationen sowie zur Evaluierung und Optimierung des Feldprogramms. Der Beobachtungsseite dieser Aufgabe war ein langfristig angelegtes Feldprogramm im Bereich der Übergangszone zwischen Subtropen- und Subpolarwirbel gewidmet.

#### **2. Voraussetzungen für die Durchführung**

Alle Arbeiten während des Berichtszeitraumes basierten direkt auf dem unter WOCE erreichten Entwicklungsstand. Als ganz wesentlich war die enge Kooperation mit dem TP Schröter und Olbers (AWI) vorgesehen.

#### **3. Planung und Ablauf**

Zur Bearbeitung der Fragestellung waren für den Projektbereich A (WOCE/AIMS) zwei prinzipielle Arbeitsstufen geplant:

- 1) Die Bereitstellung eines konsistenten Datensatzes der während des WOCE-Zeitraumes aktiven nordatlantischen XBT-Linien zur Assimilation in das am AWI in Entwicklung befindliche Finite Elemente Inversmodell für den Nordatlantik (FENA) und
- 2) die synthetisierende Beurteilung der Beobachtungs- und Modellergebnisse.

Nur der erste Teil dieses Konzepts konnte erfolgreich bearbeitet werden, da der mit diesen Aufgaben betraute Doktorand vorzeitig das Projekt verließ und in die Wirtschaft wechselte. Eine Wiederbesetzung dieser Stelle zur Fortsetzung der Arbeiten gelang leider nicht.

Die außerdem vorgesehenen Feldarbeiten, überwiegend aus der Grundausstattung und gleichermaßen im Rahmen der Beteiligung des BSH am Global Ocean Observing System (GOOS) und der DecCen Komponente von CLIVAR, wurden jedoch planmäßig fortgesetzt.

#### **4. Wissenschaftlicher und technischer Stand, an den angeknüpft wurde**

Der Stand der Forschung hinsichtlich der Rolle des Nordatlantiks im globalen thermohalinen Zirkulationssystem ist im Förderantrag ausführlich dargestellt worden. Die praktische Durchführung des Vorhabens basierte im wesentlichen auf erprobten Meß- und Analyseverfahren.

#### **5. Zusammenarbeit mit anderen Stellen**

Im Inland erfolgte die Zusammenarbeit im Rahmen der deutschen CLIVAR-Gruppe, speziell mit den TPs Schröter und Olbers (AWI), Meincke (IfM-HH) und Koltermann (BSH) und im Ausland mit Wissenschaftlern von BIO (Kanada), NOAA (USA) und IRD Noumea (Neu Kaledonien).

#### **6. Ergebnisse**

##### **6.1 Einführung**

Der nördliche Nordatlantik reagiert mit signifikanten Schichtungsumstellungen auf Veränderungen der Nordatlantischen Oszillation (NAO) im interannualen bis dekadischen Bereich (u.a. Dickson et al., 1996; Sy et al., 1997a; Curry et al., 1998; Bersch et al., 1999; Koltermann et al., 1999; Lorbacher, 2000; Curry und McCartney, 2001). Andererseits ist die durch den Jahresgang der atmosphärischen Wechselwirkung beeinflusste Deckschicht im Nordatlantik gekennzeichnet durch eine hohe raum-zeitliche Variabilität, verstärkt durch die von Mäandern, Strombändern und Wirbeln geprägten Transportfluktuationen des Systems Golfstrom-Nordatlantischer Strom sowie durch Konvektionsprozesse im Bereich der Zentralwassermassen. Ausbreitungspfade und -muster von Deckschichtanomalien im Bereich interannualer bis dekadischer Zeitskalen deuten sich aus Analysen von SST-, XBT- und Altimeterdaten (Hansen und Bezdek, 1996; Sutton und Allen, 1997; Molinari et al., 1997; Sy et al., 1997b; Reverdin et al., 1999; Esselborn, 2001) sowie Modellstudien an (Visbeck et al., 1998; Krahnemann et al., 2001).

##### **6.2 Bereitstellung eines konsistenten XBT-Datensatzes**

Gemäß Arbeitsplan sollte etwa nach der Hälfte der Projektlaufzeit mit der Datenassimilation und der Interpretation der Assimilationsergebnisse zur Abschätzung der nordatlantischen XBT-Linien auf Advektion niederfrequenter TS-Anomalien begonnen werden. Für die Assimilation in das im TP Schroeter und Olbers am AWI in Entwicklung befindliche Zirkulationsmodell FENA (Finite Element Model for the North Atlantic) erschien eine linienweise

Sortierung der XBT-Daten am geeignetsten, bei möglichst guter räumlicher Überdeckung und saisonaler Auflösung. XBT-Daten wurden vom WOCE Upper Ocean Thermal Data Assembly Centre (UOT/DAC) zentral bearbeitet und wurden zusätzlich zu den Daten der BSH-Linien AX-3 und AX-11 von dort angefordert. Die Rückführung des erhaltenen Datensatzes von der zeitlichen Sortierung des WOCE UOT/DAC auf eine regional nach Schifffahrtslinien orientierte Sortierung stellte einen erheblichen Aufwand dar.

Während des 1. Bewilligungsjahres wurde ein umfangreicher XBT-Datensatz nach Modellkriterien zusammengestellt und analysiert, der jedoch noch nicht alle gewünschten Ansprüche hinreichend erfüllte. Insbesondere lieferte die Datendichte nicht die erforderliche hohe zeitliche (saisonale) Auflösung entlang der wichtigsten Schifffahrtslinien. Der Umstand, daß im WOCE UOT/DAC energisch an der Zusammenstellung des UOT Datensatzes gearbeitet wurde, so daß er im Herbst 2000 schließlich ausgeliefert werden konnte (WOCE IPO, 2000), kam den Bemühungen, die Datenbasis zu verbessern, sehr entgegen. Auf dieser verbreiterten Grundlage der besten erhältlichen GTSP-PP-Daten, bestehend aus real-time und delayed mode Datensätzen, wurde der XBT-Datensatz zur Assimilation in das Finite Elemente Inversmodell noch einmal generiert, analysiert und gegen Ende des 2. Bewilligungsjahres dem AWI zur Verfügung gestellt (Abb. 1).

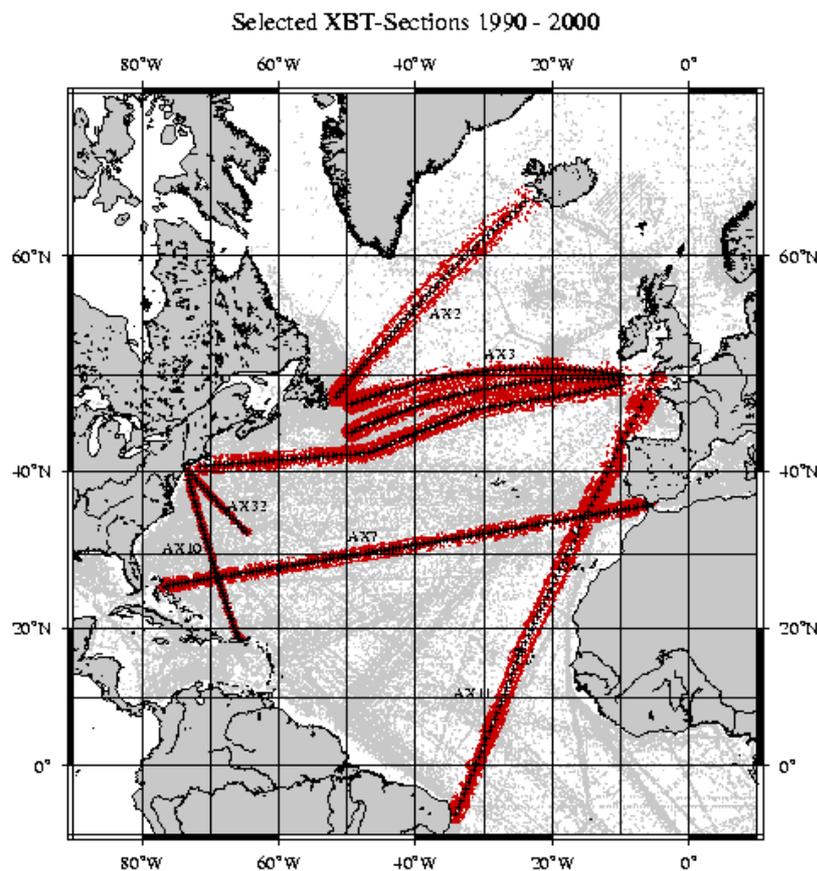


Abb. 1: Regionale Übersicht über die für die Assimilation in das Zirkulationsmodell FENA bereitgestellten XBT-Linien. Die für den gesamten WOCE-Zeitraum gewünschte volle saisonale Auflösung liefern nur die Linien AX-3, AX-11 und AX-32, die übrigen Linien erst seit Mitte der 90er Jahre.

Auf dem umfangreicheren vorläufigen XBT Datensatz basiert die Darstellung der zeitlichen Entwicklung der regionalen Verteilung des Wärmeinhalts der oberen 750 m im tropischen und zentralen Nordatlantik (Abb. 2 a, b). Sie zeigt für den Nordatlantik zwischen Äquator und 60 °N von 1993 bis 1995 eine insgesamt deutlich kältere und von 1997 bis 1999 eine gegenüber dem Mittel deutlich wärmere Deckschicht. Korrelationen zwischen regionalen Mustern im Sinne der SST Anomalien von Hansen und Bezdek (1996) oder Sutton und Allen (1997) lassen sich hingegen noch nicht eindeutig zuordnen. Zukünftige Arbeiten an weiteren Details des Datensatzes, aber auch der erwartete Output aus dem Model FENA werden hier weiteren Aufschluß bringen.

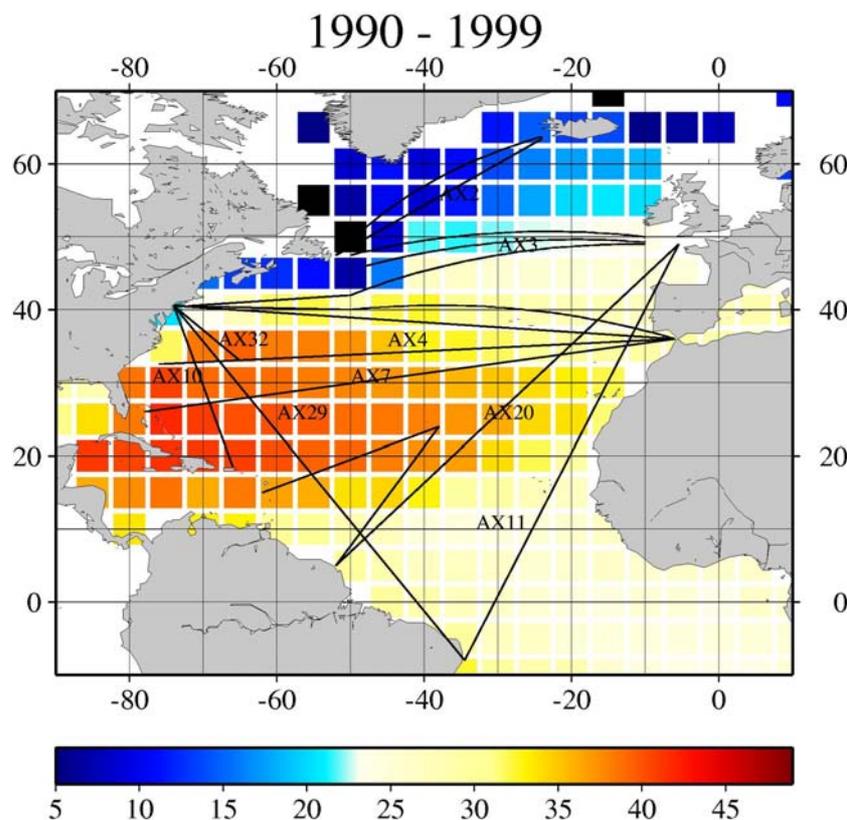
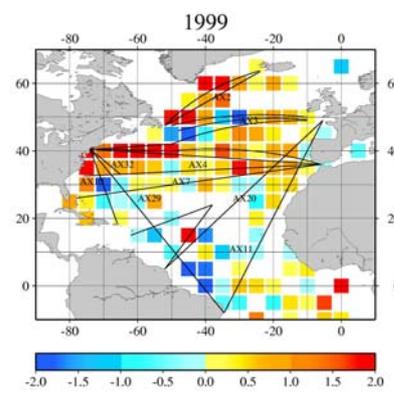
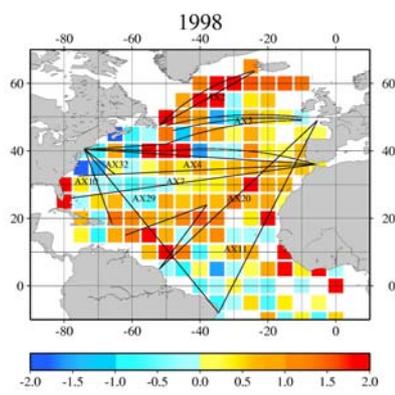
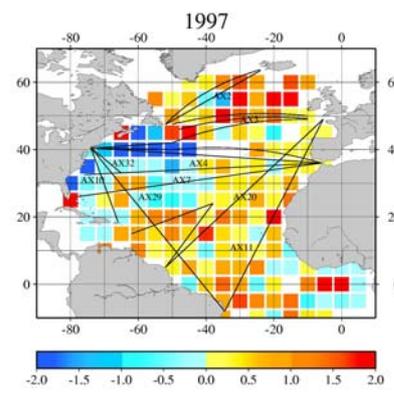
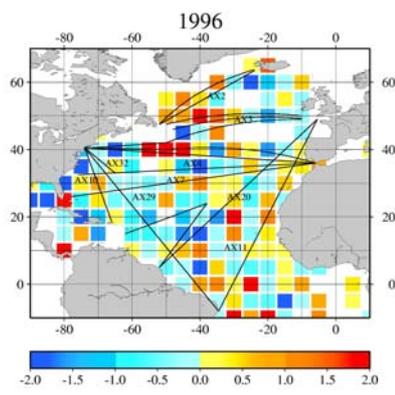
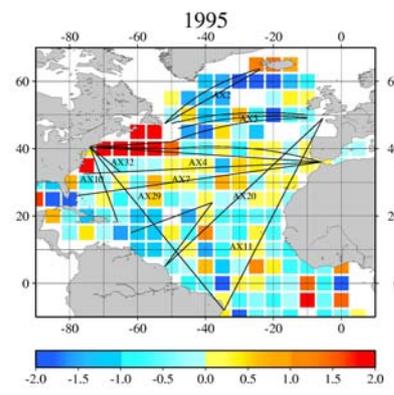
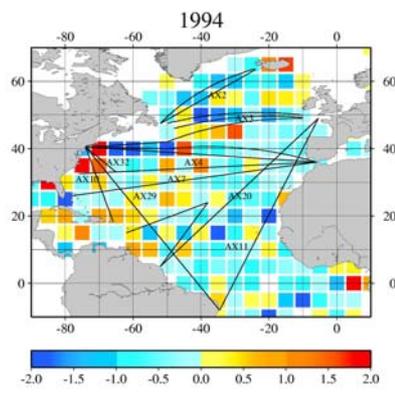
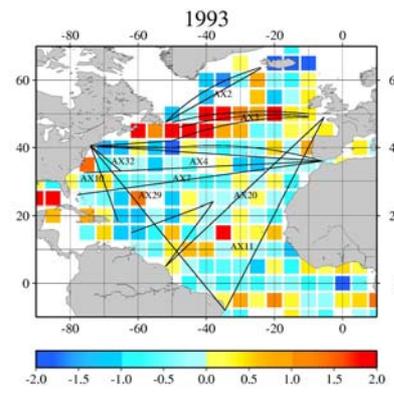
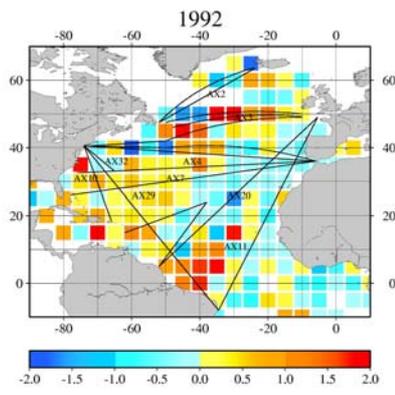
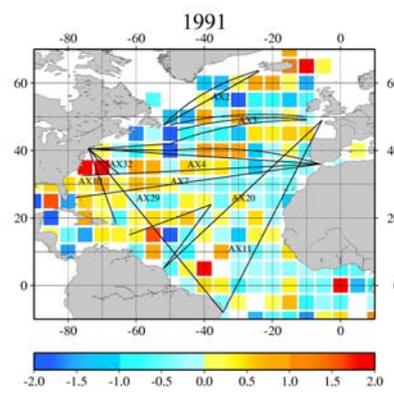
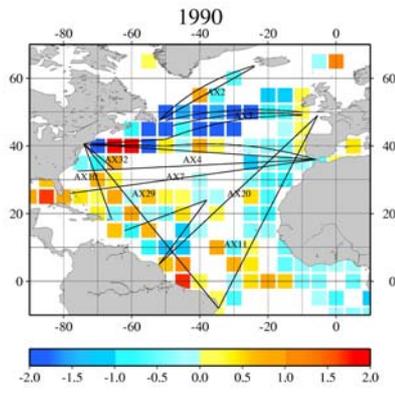


Abb. 2 a: Mittlere Verteilung des Wärmeinhalts ( $\text{GJ/m}^2$ ) der oberen 750 m für  $5^\circ \times 5^\circ$  Felder für 1990 bis 1999.

Abb. 2 b: Folgende Seite: Jährlicher Verlauf der Wärmeinhaltsanomalien ( $\text{GJ/m}^2$ ) der oberen 750 m für  $5^\circ \times 5^\circ$  Felder von 1990 bis 1999. Gegenüber dem Mittel ist der Nordatlantik von 1993 bis 1995 insgesamt deutlich kälter und von 1997 bis 1999 deutlich wärmer.



## 6. Feldprogramm im GOOS A2-Korridor

Mit dem Abschluß und als ein Ergebnis von WOCE sowie von der CLIVAR SSG (1998) empfohlen für die DecCen Komponenten D1 (The North Atlantic Oscillation) und D3 (Atlantic Thermohaline Circulation), wurde vom BSH für den Bereich der Übergangszone zwischen Subtropen- und Subpolarwirbel im Nordatlantik ein Basisprogramm konzipiert, das seitdem in Form eines ozeanischen Meßnetzes im Rahmen von CLIVAR/GOOS betrieben wird. Es besteht aus dem 1988 begonnenen XBT/XCTD-Frachtschiffsprogramm der Linie AX-3 und zwei 1998 erstmals realisierten transatlantischen hydrographischen Schnitten, orientiert am südlichen bzw. nördlichen Rand des XBT Meßfeldes (GOOS A2-Korridor, Abb. 3).

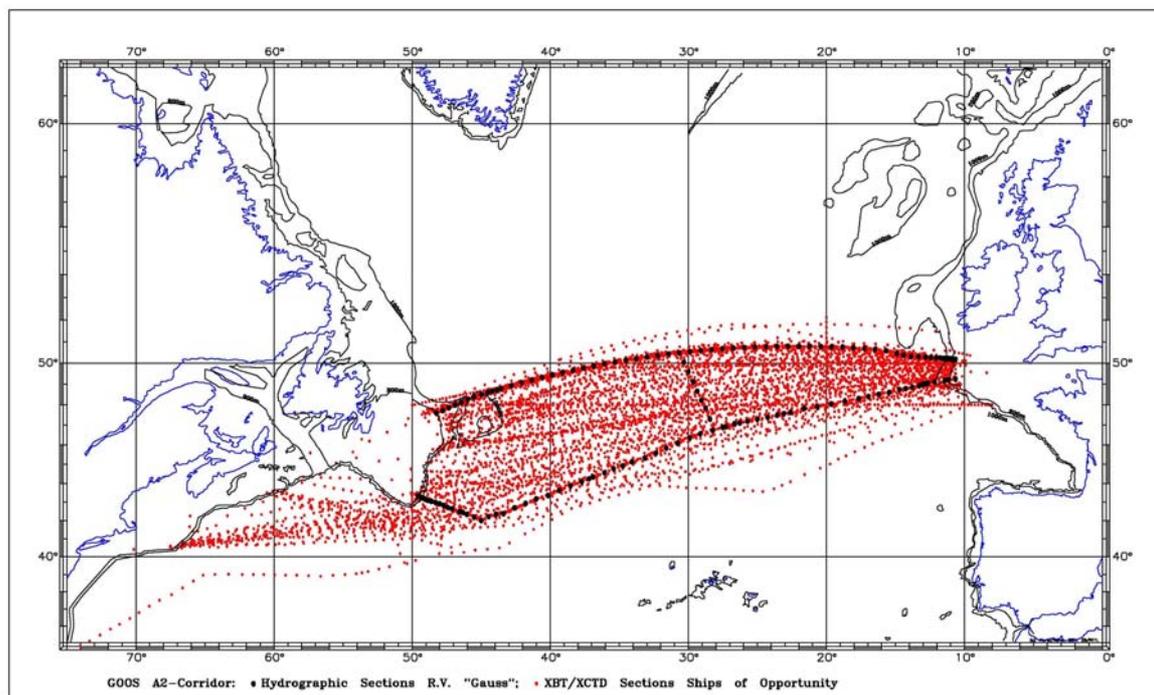


Abb. 3: Das Meßnetz des BSH im GOOS A2-Korridor. Es besteht aus zweijährlichen CTD und zweimonatlichen XBT Schnitten.

### 6.3.1 Frachtschiffsprogramm

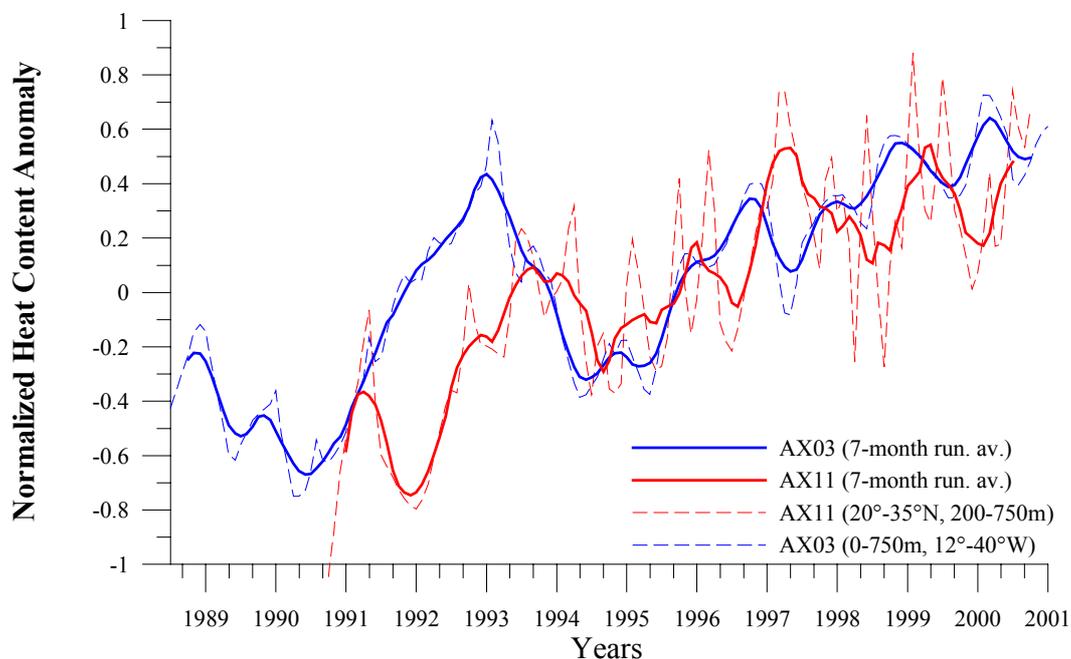
Die Kontinuität der XBT-Messungen entlang AX-3 (Englischer Kanal – Neufundlandbänke) wurde als zeitliches Bindeglied zwischen den Realisierungen der hydrographischen Schnitte im GOOS A2-Korridor im Berichtszeitraum fortgesetzt, so daß jetzt eine 14 jährige Temperatur-Zeitreihe mit hoher räumlicher und zeitlicher Auflösung vorliegt. Auch die Aktivitäten entlang der Linie AX-11 (Europa – Brasilien) wurden mit unveränderter Intensität fortgesetzt.

Zur Gewinnung zusätzlicher Salzgehaltsinformationen entlang AX-3 waren für 1999 Mittel zur Durchführung eines XCTD-Schnitts im Rahmen einer Frachtschiffsmitfahrt bewilligt worden. Die Mitfahrt konnte mit CMS "Köln Express" der Hapag-Lloyd AG aufgrund einer extremen Wettersituation erst im Januar 2000 durchgeführt werden. Die XCTD-Messungen verliefen erfolgreich und stellten damit die inzwischen 6. Realisierung eines nordatlantischen XCTD-Schnitts seit 1992 dar.

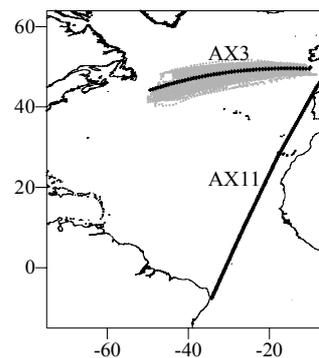
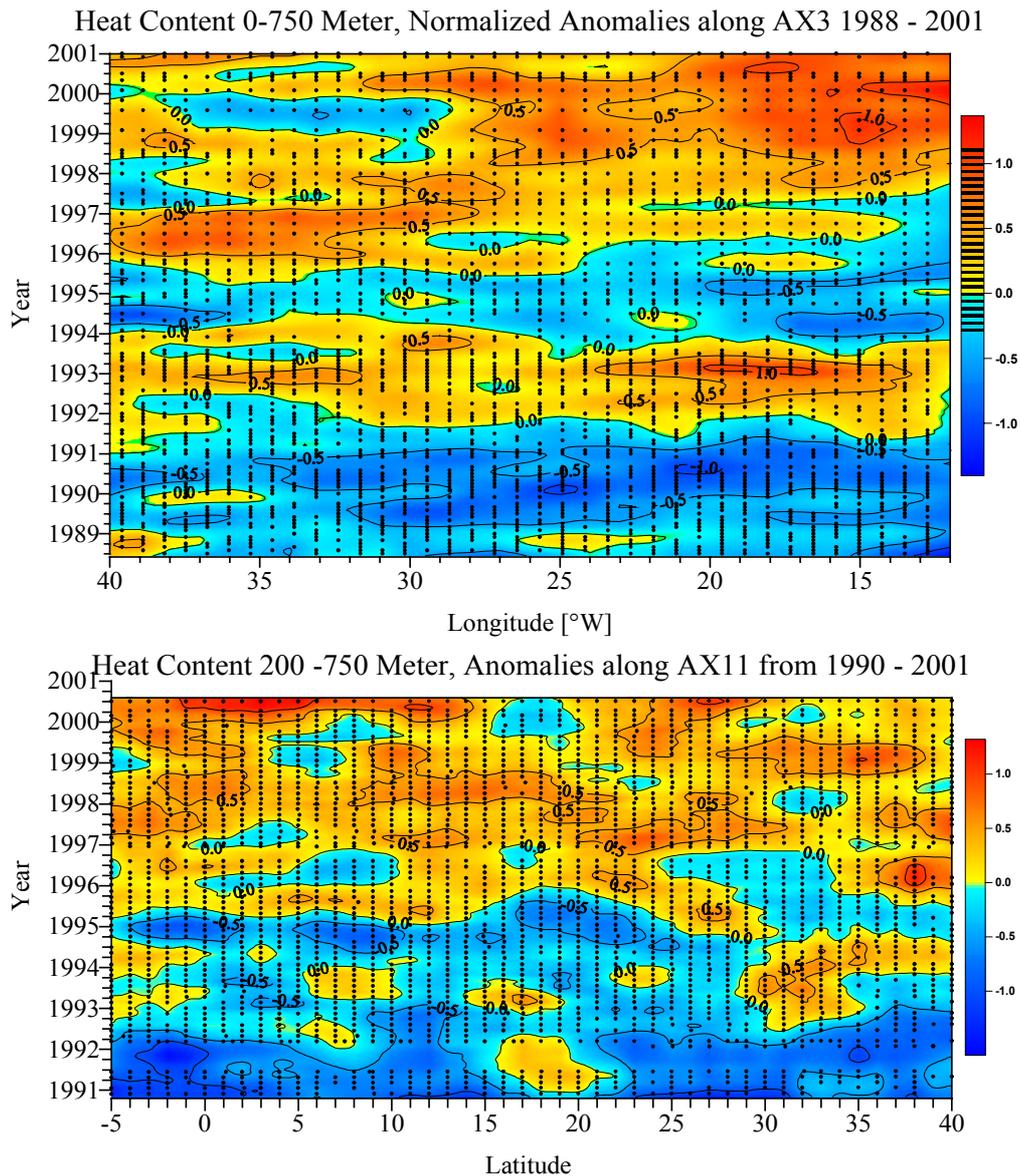
Durch die Anforderungen von WOCE wurden in der Vergangenheit Anstrengungen unternommen, die Qualität und den Einsatzbereich von Einweg-Sonden zu verbessern. Entsprechend konnten im Rahmen einer internationalen Kooperation die Tiefenformel für Standardsonden verbessert und verbindlich neu festgesetzt werden (Hanawa et al., 1995). Für die vom BSH zahlreich eingesetzten tiefreichenden T-5 und neueren Fast Deep Sondentypen war eine entsprechende Überprüfung hingegen noch nicht erfolgt. Diese Lücke wurde in Zusammenarbeit mit dem IRD Noumea rechtzeitig vor Abgabe des Datensatzes ans AWI geschlossen. Die Auswertung verschiedener in-situ XBT/CTD Vergleichsmessungen ergab, daß die Fallformeln dieser beiden Sondentypen die wahren Tiefen ausreichend gut darstellen.

Die raum-zeitliche Analyse der Wärmeinhalte der beiden zeitlich längsten und kontinuierlichsten XBT-Linien im Atlantik (AX-3 und AX-11) wurde aktualisiert und läßt in den Zeitreihen der Abb. 4 für die nördlichen und östlichen Randbereiche des Subtropenwirbels zunehmende Übereinstimmungen erkennen und relativiert damit den bisherigen Eindruck vorherrschender regional unabhängiger Fluktuationen.

Die in Abb. 5 in Raum-Zeit-Diagrammen dargestellten abgeleiteten normierten Anomalien des Wärmeinhalts der obersten 750 m deuten für die Übergangszone zwischen Subtropen- und Subpolarwirbel (AX-3) auf interannuale Schwankungen im Periodenbereich von 4 – 5 Jahren, während eine Auswertung des Schnitts AX-11 für den äquatorialen Atlantik und den östlichen Randbereich des Subtropenwirbels eher auf eine lineare Erwärmung in den letzten 10 Jahren hinweist, die in 2000 im Äquatorialbereich ein Maximum erreicht. Ob es sich hierbei um eine NAO Fernwirkung bis in den Äquatorialbereich hinein handeln könnte, müßte anhand der Assimilationsergebnisse untersucht werden.



**Abb. 4:** Die Zeitreihe der längs der XBT-Linien AX-3 (mittlerer Großkreiskurs am nördlichen Rand des Subtropenwirbels) und AX-11 (Ausschnitt von 20 °N bis 35 °N, am östlichen Rand des Subtropenwirbels) integrierten normierten und monatlich gemittelten Wärmeanomalien.



**Abb. 5:** Raum-zeitlicher Verlauf der normierten Wärmeanomalien.

Oben: Die 14 jährige Zeitreihe 1988 – 2001 der Linie AX-3. Die durch wetterbedingten Schiffsroutenverlauf über einen bis zu 450 sm breiten Korridor verteilten Daten wurden für die Hovmüller-Darstellung auf einen mittleren Großkreis projiziert.

Unten: Die 12 jährige Zeitreihe 1990 – 2001 der Linie AX-11.

### 6.3.2 Hydrographieprogramm

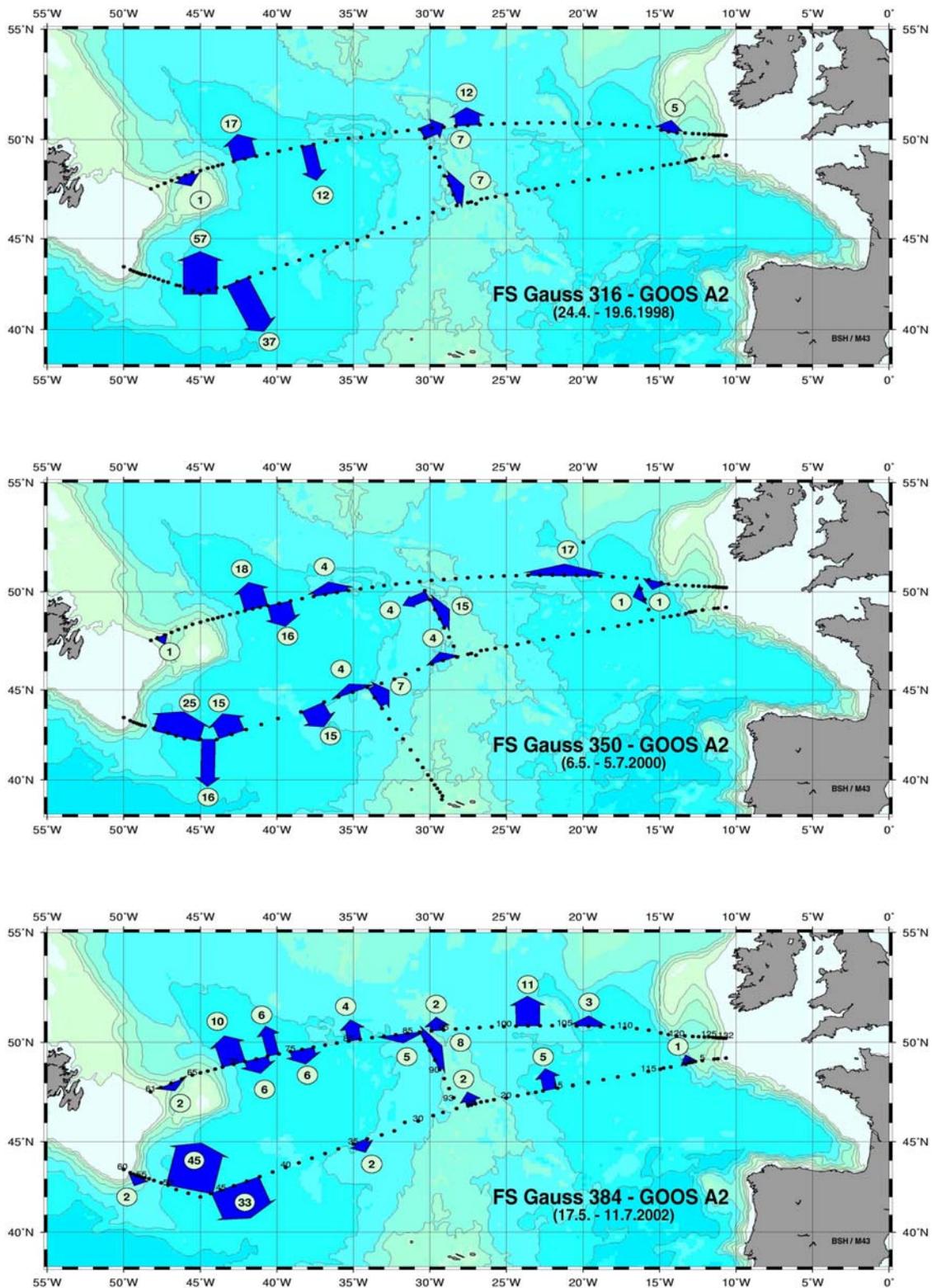
Die dritte Realisierung der beiden hydrographischen Schnitte im GOOS A2-Korridor nach 1998 und 2000, obwohl 2002 erst nach Ende der Bewilligungsphase durchgeführt, soll trotzdem für diesen Bericht berücksichtigt werden.

Während aller Realisierungen wurden über die gesamte Wassersäule Temperatur, Salz- und Sauerstoffgehalt sowie partiell Nährstoffe gemessen. Außerdem beteiligten sich das Institut für Ostseeforschung Warnemünde und das Institut für Meereskunde in Kiel mit eigenen Arbeiten zur CO<sub>2</sub>-Problematik. Das durch die geschlossenen quasi-synoptischen hydrographischen Boxen gewährleistete Prinzip der Massenerhaltung soll eine verbesserte Abschätzung der geostrophischen Transportraten durch Anwendung inverser Verfahren erlauben.

Ein erster Versuch in diese Richtung wurde auf der Grundlage der Dissertation von Woelk (2000) begonnen. Die bisher vorliegenden Ergebnisse der inversen Analyse liefern für den gesamten geostrophischen Transport (baroklin + barotrop) des Warmwasserpfades der meridionalen Overturningzelle (MOC), abgeleitet aus dem Transport in der Schicht des Subpolar Mode Wassers (SPMW), 17,8 Sv (1998) und 16.4 Sv (2000). Einem baroklinen Anteil von ca. 25 Sv in der SPMW-Schicht nach Norden steht ein relativ hoher barotroper Anteil von ca. 8 Sv nach Süden gegenüber.

Bezüglich der Variabilität des Warmwasserpfades der thermohalinen Zirkulation lassen die drei Realisierungen interessante Vergleiche der Struktur und Transportleistung des Nordatlantischen Stromes (NAC) und seiner Verzweigungen in einzelne Haupt- und Rezirkulationsäste zu (Abb. 6). Bemerkenswerte Ergebnisse sind:

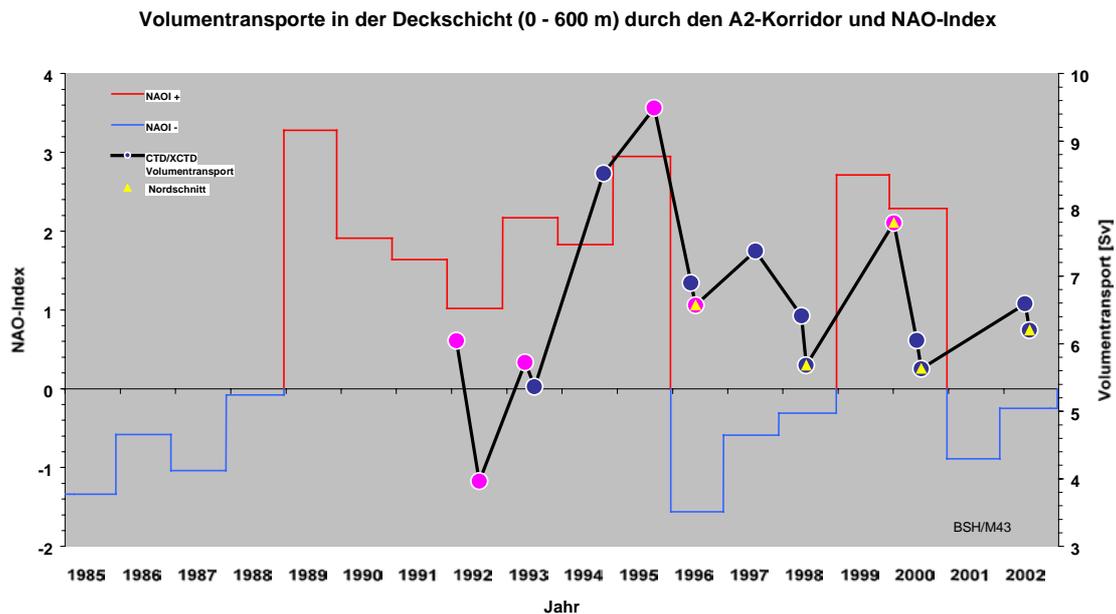
- Die drei Momentaufnahmen innerhalb von 4 Jahren dokumentieren eine extrem hohe und komplexe Variabilität des NAC.
- Der Transport des NAC vor Flemish Cap hat sich 2002 gegenüber 1998 und 2000 von 17 Sv bzw. 18 Sv auf 10 Sv nahezu halbiert. Verantwortlich dafür ist die vorzeitige Abspaltung eines Stromarmes, d.h. vermutlich bereits auf der Höhe von 40 °N bzw. aus der Rezirkulationszelle. Dieser Stromarm vereinigt sich erst wieder im Ostatlantik mit dem Hauptstromsystem des NAC.
- Durch diese Kompensation bleibt die Variation des baroklinen Gesamttransports (MOC) nach Norden relativ gering. Er liegt für den Nordschnitt bei 23 Sv (1998), 21 Sv (2000) und 18 Sv (2002). Die rund 10 %ige zweijährliche Abnahme des Volumentransports ist mit einer 7 %igen Abnahme des Wärmetransports verbunden.
- Ein direkter Zusammenhang zwischen NAO und NAC-Intensität im Sinne einer kurzfristigen Reaktion, wie von Flatau et al. (2002) berichtet, konnte nicht gefunden werden.
- Bersch et al. (1999) konnten zeigen, daß die Ostausdehnung des Subpolarwirbels mit dem NAO korreliert ist. Der Verlauf des NAC als südliche und östliche Grenze des Subpolarwirbels liefert einen Hinweis auf die Ausdehnung des Subpolarwirbels. Die Ostausdehnung erreichte 2000 ein Maximum in Übereinstimmung mit dem NAO.



**Abb. 6:** Gegenüberstellung der aus den CTD Schnitten abgeleiteten baroklinen geostrophischen Hauptstromarme bis etwa 1500 m Tiefe mit ihren Transporten in Sv ( $10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ ) durch die Berandungen der Boxen im GOOS A2-Korridor 1998, 2000 und 2002. Als Referenzniveau wurde die Dichtefläche gewählt, bei der der netto Gesamttransport durch den Beckenquerschnitt gerade verschwindet.

Versuche, eine Verbindung von NAO und Intensität der MOC herzustellen, liegen auf der Hand und wurden in letzter Zeit mit unterschiedlichen Ansätzen versucht. Lorbacher (2000) verwendete 6 allerdings zeitlich zwischen 1958 und 1998 sehr inhomogen verteilte transatlantische Schnitte aus dem Bereich 48 °N und fand eine sehr kurzfristige Reaktion des Ozeans auf den NAO von nur einem Jahr. Curry et al. (2001) hingegen kamen auf eine Reaktionszeit von 4 – 5 Jahren für den Zeitraum von 1955 bis 1997 mithilfe der Konstruktion eines Transportindex‘ aus der Druckdifferenz zwischen den Zentren von Subtropen- und Subpolarwirbel.

Um dieser Frage konkret für den GOOS A2-Korridor nachzugehen, wurden alle 16 seit WOCE vorhandenen CTD und XCTD Schnitte zusammengefaßt und die daraus abgeleiteten baroklinen geostrophischen Volumentransporte zum NAO in Beziehung gesetzt (Abb. 7 a - c). Wegen der geringen Tiefenreichweite der XCTD-Sonden bei schnellen Frachtschiffen mußte ein Referenzniveau von 600 m gewählt werden. Abb. 7 a verdeutlicht, daß die Zusammenfassung von Nord- und Südschnitten sowie von XCTD und CTD Schnitten zu keiner signifikanten Verfälschung des Ergebnisses führen wird. Hinweise auf eine ähnlich kurze Reaktionszeit wie bei Lorbacher (2000) sind nicht erkennbar. Vielmehr bestätigt sich das Ergebnis von Curry et al. (2001) (Abb. 7 b, c). Die gefundene Reaktionszeit von 5 Jahren steht auch im Einklang mit dem für AX-3 beobachteten Periodenbereich der Schwankungen des Wärmeinhalts der Deckschicht (Abb. 5).



**Abb. 7 a:** Zeitreihe der Volumentransporte in der Deckschicht (0 – 600 m), errechnet aus allen transatlantischen CTD (blau) und XCTD (magenta) Schnitten im GOOS A2-Korridor seit 1992. Hinterlegt ist der für das jeweilige Jahr berechnete Winter NAO-Index (DJF) nach Löwe und Koslowski (1998)

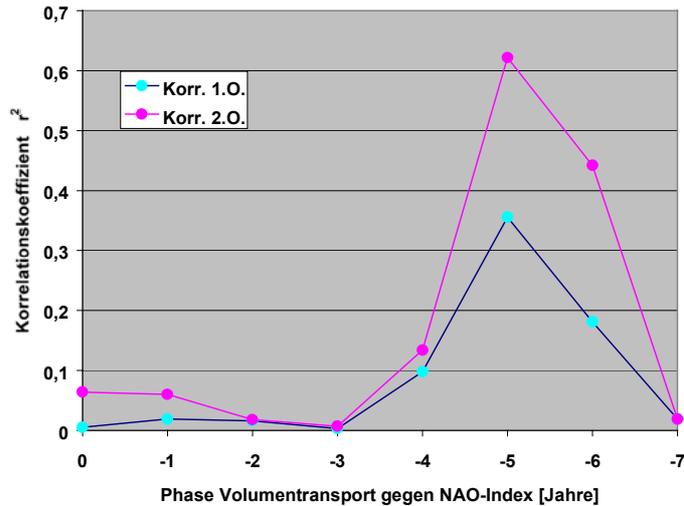


Abb. 7 b: Erklärte Varianzen bei verschiedenen Phasenverschiebungen für Korrelationen 1. und 2. Ordnung.

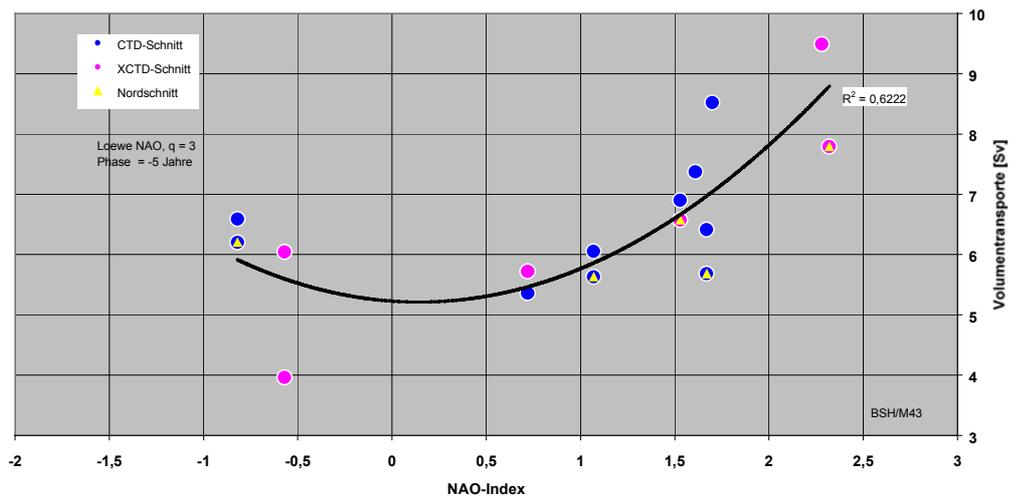


Abb. 7 c: Korrelation 2. Ordnung zwischen NAO Index und Volumentransport bei einem Phasenunterschied von 5 Jahren.

Es ist anzumerken, daß erst ein funktionaler Zusammenhang 2. Ordnung ein mit 62 % erklärter Varianz ausreichend abgesichertes Ergebnis liefert. Dies erscheint auch physikalisch sinnvoll, da in aller Regel energetische Transformationsprozesse nichtlinear verlaufen. Eine Beantwortung der Frage nach dem steuernden Element, Atmosphäre oder Ozean, ist aufgrund der Länge und Lage des Zeitfensters der Meßreihe, die vorerst nur eine negative Phasenverschiebung erlaubt, noch nicht möglich.

## Literatur

- Bersch, M., J. Meincke und A. Sy (1999): Interannual thermohaline changes in the northern North Atlantic 1991 – 1996. *Deep Sea Res. II*, **46**, 55 – 75.
- CLIVAR SSG (1998): CLIVAR initial Implementation plan. WCRP No. 103, 314 pp.
- Curry, R.G., M.S. McCartney und T. Joyce (1998): Oceanic transport of subpolar climate signals to mid-depth subtropical waters. *Nature*, **391**, 575 – 577.
- Curry, R.G. und M.S. McCartney (2001): Ocean gyre circulation changes associated with the North Atlantic Oscillation. *J. Phys. Oceanogr.*, **31**, 3374 – 3400.
- Dickson, R., J.R.N. Lazier, J. Meincke, P. Rhines und J. Swift (1996): Long-term coordinated changes in the convective activity of the North Atlantic. *Prog. Oceanogr.*, **38**, 241 – 295.
- Esselborn, S. (2001): Meereshöhen und ozeanische Zirkulation im Nordatlantik zwischen 1992 und 1998. Dissertation, Universität Hamburg. 137 pp.
- Flatau, M.K., L.D. Talley und P.P. Niiler (2002): The North Atlantic Oscillation, surface current velocities and SST changes in the subpolar North Atlantic. Submitted to *J. of Climate*.
- Hanawa, K., P. Rual, R. Bailey, A. Sy und M. Szabados (1995): A new depth-time equation for Sippican TSK T-7, T-6 and T-4 expendable bathythermograph (XBT). *Deep-Sea Res.* **42**, 1423 – 1451.
- Hansen, D.V. und H.F. Bezdek (1996): On the nature of decadal anomalies in North Atlantic sea surface temperature. *J. Geophys. Res.*, **101**, 8749 – 8758.
- Koltermann, K.P., A.V. Sokov, V.P. Tereschenkov, S.A. Dobroliubov, K. Lorbacher und A. Sy (1999): Decadal changes in the thermohaline circulation of the North Atlantic. *Deep-Sea Res. II*, **46**, 109 – 138.
- Krahmann, G., M. Visbeck, G. Riverdin (2001): Formation and propagation of temperature anomalies along the North Atlantic Current. *J. Phys. Oceanogr.*, **31**, 1287-1303.
- Lorbacher, L. (2000): Niederfrequente Variabilität meridionaler Transporte in der Divergenzzone des nordatlantischen Subtropen- und Subpolarwirbels. Dissertation, Universität Hamburg. 155 pp.
- Löwe, P. und G. Koslowski (1998): The Western Baltic sea ice season in terms of a mass-related severity index 1879 – 1992. *Tellus*, **50A**, 219 - 241.
- Molinari, R.L., D. A. Mayer, J.F. Fiesta und H.F. Bezdek (1997): Multiyear variability in the near-surface temperature structure of the midlatitude western North Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, **102**, 3267 – 3278.

- Reverdin, G., N. Verbrugge und H. Valdimarsson (1999): Upper ocean variability between Iceland and Newfoundland, 1993 – 1998. *J. Geophys. Res.*, **104**, 29599 – 29611.
- Sutton, R.T. und M.R. Allen (1997): Decadal predictability of North Atlantic sea surface temperature and climate. *Nature*, **388**, 563 – 567.
- Sy, A., M. Rhein, J.R.N. Lazier, K.P. Koltermann, J. Meincke, A. Putzka und M. Bersch (1997a): Surprisingly rapid spreading of newly formed intermediate waters across the North Atlantic Ocean. *Nature*, **386**, 675 – 679.
- Sy, A., K.P. Koltermann und U. Paul (1997b): Observing opposing temperature changes in the upper and intermediate layers of the North Atlantic Ocean. *Intern. WOCE Newsl.*, **26**, 30-33.
- Visbeck, M., H. Cullen, G. Krahnmann und N. Naik (1998): An ocean model's response to North Atlantic oscillation-like wind forcing. *Geophys. Res. Letters*, **25**, 4521 – 4524.
- WOCE IPO (2000): WOCE Global Data, Version 2.0. CD-ROM Upper Ocean Thermal.
- Woelk, S. (2000): Über Volumentransporte und Wärme- und Süßwasserflüsse im nördlichen Nordatlantik im Herbst 1994. Dissertation, Universität Hamburg. 149 pp.

*Schlussbericht*

*CLIVAR marin TP*

## **"Hochauflösende Modellierung der Zirkulation des Atlantischen Ozeans"**

*Claus Böning*

*Institut für Meereskunde, Kiel*

*Förderkennzeichen 03F0246A*

*Abschlussdatum 28.02.2002*

### **Zusammenfassung:**

Das Vorhaben zielte auf die Weiterentwicklung eines Zirkulationsmodells für den Atlantischen Ozean, das realistische Simulationen der ozeanischen Reaktion auf Schwankungen der atmosphärischen Flüsse im Zeitbereich von Tagen bis zu mehreren Dekaden gestatten soll. Die Untersuchungen konzentrierten sich zunächst auf die Auswirkungen unterschiedlicher Modellauflösungen und Parametrisierungen kleinskaliger Vermischungsprozesse auf die grossräumigen Zirkulationsstrukturen und Transporte. Die dazu durchgeführten Sensitivitätsexperimente schlossen neben idealisierten Tracern (Alter) auch FCKW-Simulationen ein und erlaubten daher eine Überprüfung durch die im WOCE-Programm gewonnenen FCKW-Datensätze. Im Mittelpunkt der Abschlussphase stand die Erstellung einer Modell-Simulation der atlantischen Zirkulation und ihrer durch den variablen atmosphärischen Antrieb bedingten Schwankungen über die letzten Dekaden. Die Auswertung konzentrierte sich auf zwei Aspekte: das Verhalten der grossräumigen, meridionalen Umwälzbewegung und die Ausbreitung von FCKW als Tracer der im subpolaren Nordatlantik gebildeten Tiefenwassermassen.

## **1) Aufgabenstellung**

Das Vorhaben zielte auf die Weiterentwicklung eines Zirkulationsmodells für den Atlantischen Ozean, das realistische Simulationen der ozeanischen Reaktion auf Schwankungen der atmosphärischen Flüsse im Zeitbereich von Tagen bis zu mehreren Dekaden gestattet. Die Modellierung der thermohalinen Zirkulation und ihrer Reaktion auf Schwankungen der atmosphärischen Bedingungen an der Meeresoberfläche wird in starkem Masse von der Darstellung kleinskaliger Prozesse beeinflusst. Voraussetzung für die Entwicklung eines vertrauenswürdigen Modells ist daher ein besseres Verständnis der massgeblichen Abhängigkeiten und Modellfaktoren. Zu diesem Zweck sollten Sensitivitätsexperimente mit verschiedenen Versionen der in den Vorjahren entwickelten FLAME-Modellfamilie durchgeführt werden. Im Vordergrund stand dabei die Frage nach Auswirkungen unterschiedlicher Modellauflösungen und Vermischungsparametrisierungen auf die Wassermassenerneuerung und die grossräumigen Transporte. Die durchgeführten Sensitivitätsexperimente sollten neben idealisierten Tracern ("Alter") auch FCKW-Simulationen einschliessen, um eine Überprüfung durch die im WOCE-Programm gewonnenen FCKW-Datensätze zu ermöglichen. Andererseits erlaubt die Modellierung der ozeanischen Reaktion auf vorgegebene atmosphärische Flüsse über die letzten 4 Jahrzehnte zusätzliche, aus Messungen allein nicht erhältliche Einblicke in die Variabilität der grossräumigen Zirkulation.

## **2) Voraussetzungen, unter denen das Vorhaben durchgeführt wurde**

Grundlage der Modellexperimente bildete die in den vergangenen Jahren entwickelte FLAME-Modellfamilie für den Atlantischen Ozean. Für die geplanten Parameterstudien standen dabei Modellversionen mit unterschiedlicher Auflösung zur Verfügung, deren Code für unterschiedliche Rechnerstrukturen (Vektor- bzw. Parallelrechner) optimiert worden war. Von wesentlicher Bedeutung für die Konstruktion einer für Simulationen der thermohalinen Zirkulation geeigneten Modellkonfiguration war die im Rahmen des SFB 460 der Universität Kiel erfolgte Entwicklung eines Bodengrenzschicht-Moduls, das eine verbesserte Darstellung der Overflow-Prozesse aus dem Europäischen Nordmeer erlaubte.

### **3) Planung und Ablauf des Vorhabens**

Der Arbeitsplan sah schwerpunktmässig Rechnungen mit den 1/3-Grad- und 4/3-Grad-Modellversionen vor, zum grossen Teil mit FCKW (F11, F12) und weiteren künstlichen Tracern ("Alter"). Zur ergänzenden Beurteilung einzelner Modellaspekte, insbesondere der Rolle der tiefen Randströme in den hohen Breiten, wurde eine weitere, sehr viel höher und damit - bis in den subpolaren Nordatlantik hinein - "wirbelaflösende" Modellversion mit 1/12 Grad Gitterweite einbezogen; wegen der immensen Rechneranforderungen konnte diese allerdings nur ohne weitere Tracer (FCKW) und über einen relativ kurzen Zeitraum (etwa 15 Jahre) integriert werden.

Wie vorgesehen wurden zunächst Parameterstudien und Sensitivitätsexperimente zur Entwicklung einer für Langzeitstudien geeigneten Modellversion durchgeführt. Schwerpunkt der letzten Förderungsphase war dann die Integration des hochauflösenden, 1/3-Grad Atlantikmodells über einen Zeitraum von insgesamt 100 Jahren, in dem es vor allem um den Effekt der Variationen im atmosphärischen Antrieb über die letzten 4 Dekaden ging. Für die Durchführung dieser aufwendigen Modellintegration wurde Rechenzeit am Höchstleistungs-Rechenzentrum Stuttgart (HLRS) eingeworben; die Integration nahm insgesamt 5 Monate (CPU-Zeitbedarf für 1 Jahr Simulation ca. 90 h) in Anspruch, sie konnte planmässig zu Beginn des Jahres 2002 abgeschlossen werden. Die im Rahmen dieses Vorhabens durchgeführte Auswertung konzentrierte sich auf die beiden im nächsten Abschnitt dargestellten Schwerpunkte. Der am IfM Kiel archivierte, umfangreiche Modell-Output steht für weitere Analysen zur Verfügung; u.a. erfolgen weitere Auswertungen im Rahmen eines DEKLIM-Vorhabens des Projektleiters sowie laufender Diplomarbeiten am IfM.

### **4) Ergebnisse**

Die im Rahmen des Vorhabens durchgeführten Modellanalysen konzentrierten sich auf zwei Bereiche, über die im Folgenden zusammenfassend berichtet wird: die interannualen-dekadischen Schwankungen der grossräumigen, meridionalen Umwälzbewegung infolge der atmosphärischen Variabilität in den letzten 4 Jahrzehnten und Aspekte der Aufnahme und Ausbreitung von FCKW im Tiefenwasser des Atlantischen Ozeans in Relation zu den Beobachtungen in der WOCE-Phase.

## a) Schwankungen der meridionalen Umwälzbewegung

Schwankungen der Meridionaltransporte im Atlantik auf der Zeitskala zwischen Jahren und mehreren Jahrzehnten sind sowohl für die globale Ozeanzirkulation als auch für das europäische Klima von grosser Bedeutung. Die Untersuchung dieser Schwankungen mit numerischen Modellen erlaubt es einerseits, die Interpretation hydrographischer Beobachtungen zu unterstützen, andererseits ermöglichen Modellstudien aber auch die gezielte Analyse des Einflusses einzelner Elemente des atmosphärischen Antriebs der Ozeanzirkulation auf Schwankungen der meridionalen Umwälzbewegung.

Aufbauend auf den Arbeiten von Eden & Willebrand (2001) sowie Eden & Jung (2001) wurde das 1/3-Grad-Atlantikmodell der FLAME-Familie über den Zeitraum 1900 - 2001 integriert, wobei ab dem Simulationsjahr 1958 dem Wind- und Wärmeantrieb monatliche Anomalien (bezogen auf ein langjähriges Mittel) überlagert wurden, die aus den NCEP/NCAR-Reanalysedaten gewonnen wurden. Diese Simulation gibt somit Einblick in die Reaktion des Atlantiks auf niederfrequente atmosphärische Fluktuationen während der letzten vier Jahrzehnte und insbesondere während der durch systematische Beobachtungen mit dichter räumlicher Abdeckung gekennzeichneten WOCE-Periode der neunziger Jahre.

Die Stärke der meridionalen Umwälzelle bei 45N ist durch starke zwischenjährliche Schwankungen (bis zu 3 Sv) gekennzeichnet. Diesen ist ein schwacher linearer Trend überlagert, der für eine Verstärkung des mittleren Overturnings von 16.2 Sv im Jahre 1960 auf ca. 17.5 Sv im Jahr 2000 sorgt. Abb. 1 zeigt die jährlichen Anomalien des Overturnings aus dem 1/3-Grad-Modell sowie die entsprechenden Zeitreihen aus dem FLAME-4/3-Grad-Modell, aus einem Experiment mit 1 Grad Auflösung aus dem französischen CLIPPER-Projekt (Beismann & Barnier, 2002) und aus dem globalen 1-Grad-Modell des ECCO-Projektes (D. Stammer, pers. comm., 2002). Alle diese Modelle wurden mit atmosphärischen Flüssen angetrieben, deren zwischenjährliche Variabilität aus der NCEP/NCAR-Reanalyse stammt. Trotz der unterschiedlichen Modellgitter und der Unterschiede in den numerischen Verfahren und in den Parametrisierungen nicht aufgelöster Prozesse zeigen diese Modelle eine in Phase und Amplitude weitgehend übereinstimmende Reaktion des Overturnings auf atmosphärische Schwankungen. Die langjährigen Mittelwerte der Umwälzbewegung liegen zwischen 15.7 und 17.2 Sv, und im Falle der FLAME- und CLIPPER-

Modelle sind ausser den zwischenjährlichen Schwankungen auch die dekadischen Trends nahezu identisch.

Die Mechanismen der ozeanischen Reaktion wurden von Eden & Willebrand (2001) für das FLAME-4/3-Grad-Modell analysiert. Die grosse Ähnlichkeit im Verhalten verschiedener Modelle lässt darauf schliessen, dass es sich hierbei um robuste Elemente in numerischen Simulationen handelt. Beismann et al. (2002) zeigen als Beispiel hierfür die räumliche Struktur der Änderungen der Umwälzelle in der meridional-vertikalen Ebene für die Jahre 1993 und 1994, die durch den Übergang von einem relativ starken zu relativ schwachem Overturning gekennzeichnet sind (Abb. 2). Die hier gezeigten Differenzen sind weitgehend vertikal kohärent und sind geprägt durch die (in verschiedenen Breiten unterschiedlichen) Änderungen im zonal integrierten Windstress. Sie reflektieren somit die Reaktion der Overturning-Zelle auf Änderungen im Ekman-Transport und stellen damit einen quasi-instantanen ozeanischen Response dar. Auch in dieser Darstellung zeigt sich eine grosse Ähnlichkeit der verschiedenen Modelle. Das CLIPPER-Modell zeigt einige Abweichungen in den oberen 1500 m der niederen Breiten, die, wie ein Vergleich mit einem FLAME-Sensitivitätsexperiment zeigte, auf die in dieser Simulation fehlende Parametrisierung der wirbelinduzierten Advektion von Temperatur und Salzgehalt zurückzuführen ist.

Die Analyse dieser Experimente wird fortgesetzt, wobei ein Schwerpunkt auf der Reaktion der Umwälzelle auf längeren Zeitskalen liegen wird. Hier ist ein Übergang von der oben beschriebenen schnellen Antwort auf Fluktuationen im grossräumigen Windfeld hin zu verzögerten und längerperiodischen Schwankungen zu erwarten, die in erster Linie durch Variationen der Auftriebsflüsse im subpolaren Nordatlantik verursacht werden. Weiterhin soll untersucht werden, ob die Schwankungen der integrierten Meridionaltransporte auf die westlichen Randstromsysteme beschränkt sind. Hieraus werden sich wichtige Hinweise für die Interpretation der wiederholten WOCE-Zonalschnitte im Atlantik sowie für die Konzeption von Monitoring-Systemen für die Umwälzelle ableiten lassen.

## **b) FCKW im Nordatlantischen Tiefenwasser**

Böning et al. (2002) haben gezeigt, dass die FCKW-Aufnahme im Labradorseewasser (LSW) im FLAME-Nordatlantikmodell und die hieraus abgeleiteten LSW-Bildungsraten gut mit den Beobachtungen von Rhein et al. (2002) übereinstimmen. Die oben beschriebene Langzeit-

Integration des 1/3-Grad-Modells wurde nun genutzt, um den Export passiver Tracer vom subpolaren in den subtropischen Nordatlantik und über den Äquator mit dem Nordatlantischen Tiefenwasser (NADW) zu analysieren, nachdem vorher die Parameterabhängigkeit der Aufnahme und Ausbreitung von FCKW mit dem 4/3-Grad-Modell untersucht worden war (Beismann & Redler, 2002a, b). Parallel zu FCKW wurde in diesem Experiment auch die ozeanische Aufnahme von anthropogenem CO<sub>2</sub> simuliert (Redler et al., 2001).

Abb. 3 zeigt die Verteilung von F11 auf Dichteflächen im oberen NADW in verschiedenen Simulationen. Im Referenzlauf mit dem 4/3-Grad-Modell erfolgt der Freon-Export aus dem subpolaren Wirbel - wie in allen Modellen vergleichbarer Auflösung - in einer breiten, durch diffusive Prozesse sehr glatten Front, die sich nahezu gleichmässig über das Ost- und das Westbecken erstreckt. Erst südlich von 20N bildet sich eine erkennbare Randstromstruktur, die für eine schnellere Propagation des Freonsignals am Westrand sorgt. Auffällig ist, dass der Hauptexportpfad im zentralen Westbecken zu verlaufen scheint und dass insbesondere die Darstellung des Randstroms um die Grand Banks herum in diesem Modell nicht möglich ist. Durch die Verwendung einer Parametrisierung für die Wechselwirkung zwischen mesoskaligen Wirbeln und der Bodentopographie wird die Entwicklung mittlerer zyklonaler Strömungen im Bereich starker Topographiegradienten begünstigt. Hierdurch können die Defizite in der Freon-Verteilung im 4/3-Grad-Modell teilweise verbessert werden (Abb. 3b), jedoch ist der Übergang zu einer Auflösung von 1/3 Grad notwendig, um zu einer Beobachtungen entsprechenden Simulation zu kommen (Abb. 3c). Die gezeigte Freon-Verteilung deutet daraufhin, dass die Exportpfade im zentralen Westbecken und an der Ostseite des Mittelatlantischen Rückens auch in diesem Fall entscheidenden Anteil am Tracerexport haben und es sich somit nicht zwangsläufig um ein Modellartefakt handelt.

Zur Bestimmung der Exportrate von FCKW aus dem subpolaren Atlantik wurde das Verhältnis des Freoninhaltes des subpolaren Bereichs zwischen 42 und 65N zum Freoninhalt des gesamten Nordatlantiks bestimmt (Abb. 4). Die Zeitreihe zeigt, dass die FCKW-Aufnahme von Prozessen im subpolaren Bereich bestimmt ist, wo in den fünfziger Jahren fast der gesamte Freoninhalt lokalisiert war. Durch den Export von FCKW nach Süden nimmt dieses Verhältnis kontinuierlich ab. Starke Schwankungen der Abnahmerate (wie z.B. um 1970 herum) stehen im Zusammenhang mit Schwankungen der Konvektionsaktivität im subpolaren Wirbel, die die Freonaufnahme unmittelbar beeinflussen, während der Export bereits aufgenommenen Freons erst verzögert reagiert. Unabhängig von Auflösung und verwendeten Parametrisierungen zeigen alle betrachteten

Modelle, dass im Jahr 1990 zwischen 80 und 85 % des Freoninhaltes noch im subpolaren Wirbel verblieben sind, während Smethie & Fine (2001) diesen Anteil aus Beobachtungen auf lediglich 65.4 % schätzten. Die Ursache für diese Diskrepanz wird einer der Schwerpunkte bei der weitergehenden Analyse der Langzeit-Integration im Vergleich zu neuere Beobachtungen aus der WOCE-Periode sein.

Körtzinger et al. (1999) haben aus WOCE-Beobachtungen im subpolaren Nordatlantik gezeigt, dass zwischen der Konzentration von anthropogenem CO<sub>2</sub> und der F11-Sättigung ein enger Zusammenhang besteht. Die gleichzeitige Simulation von ant. CO<sub>2</sub> und F11 im 1/3-Modell erlaubt es, diese Relation auch in anderen Bereichen des Atlantiks zu betrachten, um ihre räumliche und zeitliche Stabilität zu ermitteln. Aufgrund der Möglichkeit, Freone einfach und mit hoher Genauigkeit messen zu können, wäre die Existenz einer solchen Relation ein wertvolles Hilfsmittel bei der quantitativen Bestimmung der Rolle des Ozeans im globalen Kohlenstoffkreislauf und seiner Aufnahmekapazität für anthropogenes CO<sub>2</sub>. In Zusammenarbeit mit den biogeochemischen Arbeitsgruppen des IfM haben erste Analysen in dieser Richtung im Rahmen des SFB460 begonnen (Abb. 5).

### **c) Veröffentlichung der Ergebnisse in Publikationen und auf internationalen Fachtagungen**

Beismann, J.-O. and B. Barnier, 2002: Variability of the thermohaline circulation of the North Atlantic: Sensitivity to overflows of dense water masses. (in prep.)

Beismann, J.-O., C.W. Böning, and D. Stammer, 2002: Inter-annual to decadal variability of the meridional overturning circulation of the Atlantic: A comparison of the response to atmospheric fluctuations in three ocean models. to appear in: CLIVAR Exchanges, 7(3).

Beismann, J.-O. and R. Redler, 2002b: Model simulations of CFC uptake in the Atlantic Ocean: Effects of parameterizations and grid resolution. submitted to J. Geophys. Res.

Beismann, J.-O. and R. Redler, 2002a: Sensitivity Studies with Numerical Models of Medium Resolution of the Atlantic Ocean. In: NIC Symposium 2001, Proceedings, H. Rollnik, D. Wolf (Eds.), John von Neumann Institute for Computing, Jülich, NIC Series, Vol. 9, ISBN 3-00-009055-X, pp. 443-452.

Böning, C. W., M. Rhein, J. Dengg and C. Dorow, 2002: Modelling CFC inventories and formation rates of Labrador Sea Water. *Geophys. Res. Lett.* (in press).

Redler, R., J.-O. Beismann, L. Czeschel, C. Völker, J. Dengg, and C.W. Böning, 2001: Hindcasting the Uptake of Anthropogenic Trace Gases with an Eddy-Permitting Model of the Atlantic Ocean. In: E. Krause, W. Jäger (Eds.), *High Performance Computing in Science and Engineering '01*, pp. 396-405, Springer-Verlag, Berlin. ISBN 3-540-42675-2.

-----

Beismann, J.-O., R.A. Redler, and C.W. Böning, 2002: Model simulations of CFC uptake in the Atlantic Ocean: Effects of parameterizations and grid resolution. *AGU Ocean Sciences Meeting*, 11.-15.2. 2002, Honolulu, Hawaii.

Beismann, J.-O., L. Czeschel, C. Dorow, and C.W. Böning, 2001: Transport of anthropogenic trace gases in numerical models of the Atlantic Ocean. *WOCE/JGOFS Transport Workshop*, 25.-29.6. 2001, Southampton, UK.

Beismann, J.-O., R.A. Redler, C.W. Böning, and J. Dengg, 2001: Uptake and spreading of transient tracers in numerical models of the Atlantic Ocean. *EGS General Assembly*, 25.-30.3. 2001, Nice, France.

Czeschel, L., C.W. Böning, J.-O. Beismann, A. Biastoch, and C. Völker, 2002: Ventilation of the thermocline in the Atlantic Ocean: Effects of model resolution on the formation of subtropical mode waters and the associated uptake of anthropogenic trace gases. *EGS General Assembly*, 22.-26.4. 2002, Nice, France.

Czeschel, L., C.W. Böning, J.-O. Beismann, C. Völker, R.A. Redler, and J. Dengg, 2002: Hindcasting the Uptake of Anthropogenic Trace Gases with an Eddy-Permitting Model of the Atlantic Ocean. *AGU Ocean Sciences Meeting*, 11.-15.2. 2002, Honolulu, Hawaii.

The FLAME group: Böning, C. W., J.-O. Beismann, A. Biastoch, L. Czeschel, J. Dengg, and C. Völker, 2002: Spreading and inventory of anthropogenic CO<sub>2</sub> in an eddy-permitting model of the Atlantic Ocean . EGS General Assembly, 22.-26.4. 2002, Nice, France.

## **5) Verwertbarkeit der erzielten Ergebnisse**

Nutzungsperspektiven der im Vorhaben gewonnenen Ergebnisse und Erfahrungen gibt es in mehrfacher Hinsicht:

- Modellentwicklung: die Ergebnisse der umfangreichen Sensitivitätsstudien und Vergleiche mit WOCE-Beobachtungsergebnissen stellen wichtige Bausteine für die Weiterentwicklung realistischer Zirkulationsmodelle für den Atlantischen Ozean dar; der Modell-Output fließt u.a. in internationale Modellvergleichsstudien ein.
- Unterstützung der Interpretation des WOCE-Beobachtungsmaterials: u.a. werden die Ergebnisse der FCKW-Simulationen, insbesondere zur zeitlichen Variation der Aufnahme und Ausbreitung im Tiefenwasser, Hinweise geben und im Zusammenhang mit weiteren WOCE-Traceranalysen genutzt werden können.
- Variabilität der Zirkulation in der WOCE-Messphase: das Modell gibt weitere wichtige Hinweise zu den dynamischen Mechanismen und raum-zeitlichen Charakteristika grossräumiger Zirkulationsvariabilität; durch die im Vergleich zu andernorts dazu durchgeführten Modellstudien relativ hoher Auflösung (im Mittel 20km) werden wesentliche Aspekte der beobachteten Strömungsstrukturen dabei wiedergegeben (z.B. Randströmungen). Diesbezügliche Auswertung, einschliesslich weiterer, quantitativer Vergleiche mit neuen Messdaten aus verschiedenen Regionen ist keineswegs abgeschlossen; erwartet werden könnten u.a. wichtige Hinweise zur Beobachtbarkeit niederfrequenter Schwankungen vor dem Hintergrund des mancherorts starken "eddy-noise" im Ozean und damit zur Konzeption künftiger Monitoring-Strategien für die thermohaline Zirkulation des Atlantiks.

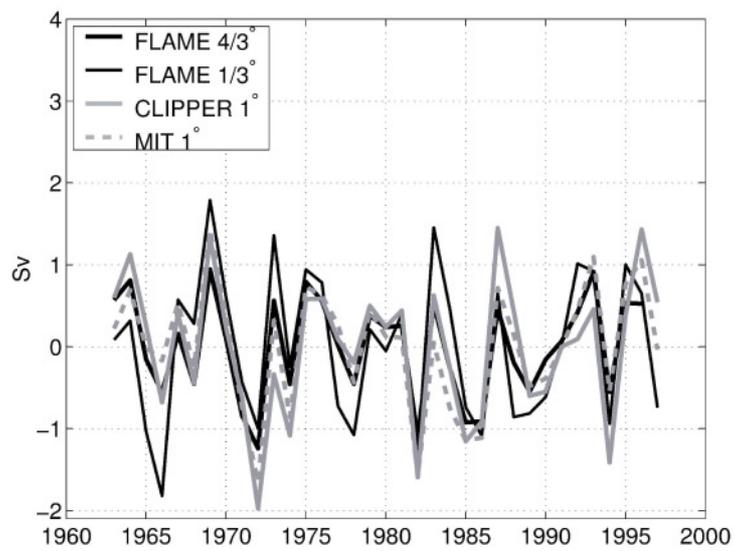


Abb.1: Anomalien der Stärke der meridionalen Umwälzzelle bei 45N während der letzten vier Jahrzehnte in verschiedenen numerischen Modellen (vgl. Text).

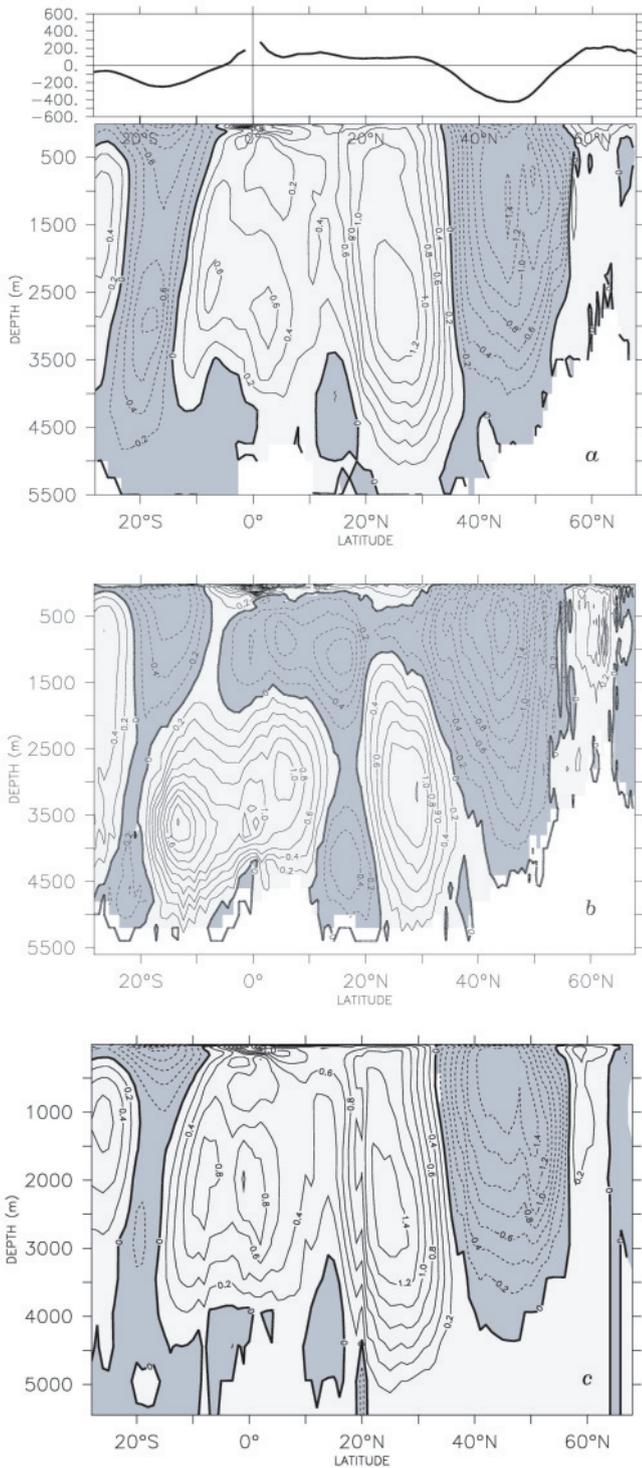


Abb.2: Räumliche Struktur der Overturning-Schwankungen zwischen 1993 und 1994 in verschiedenen Modellen: a) FLAME 4/3 Grad b) CLIPPER 1 Grad c) ECCO 1 Grad. Die kleine Abb. ganz oben zeigt die entsprechenden Schwankungen im zonal integrierten zonalen Windstress, geteilt durch den Coriolisparameter.

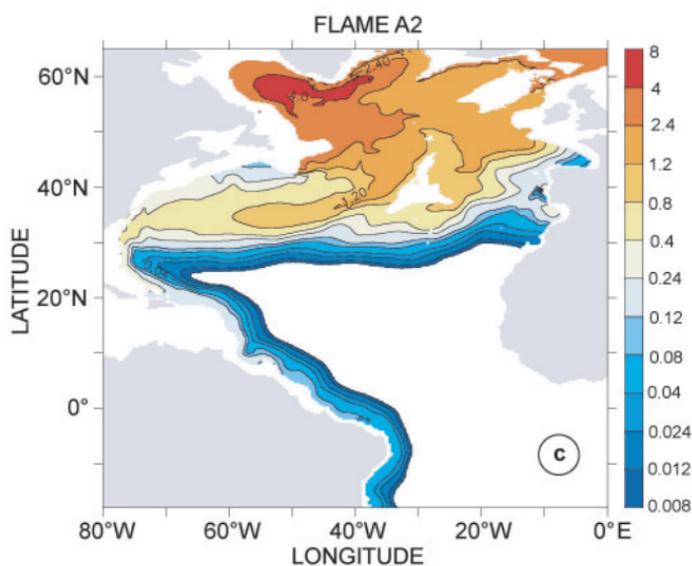
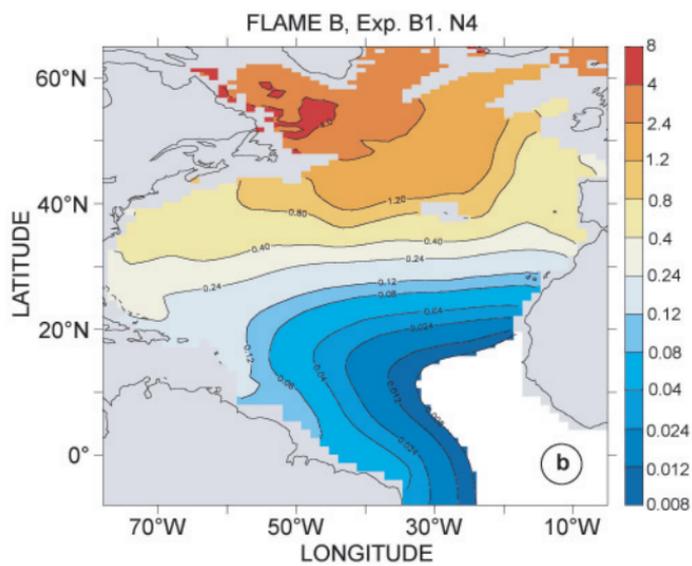
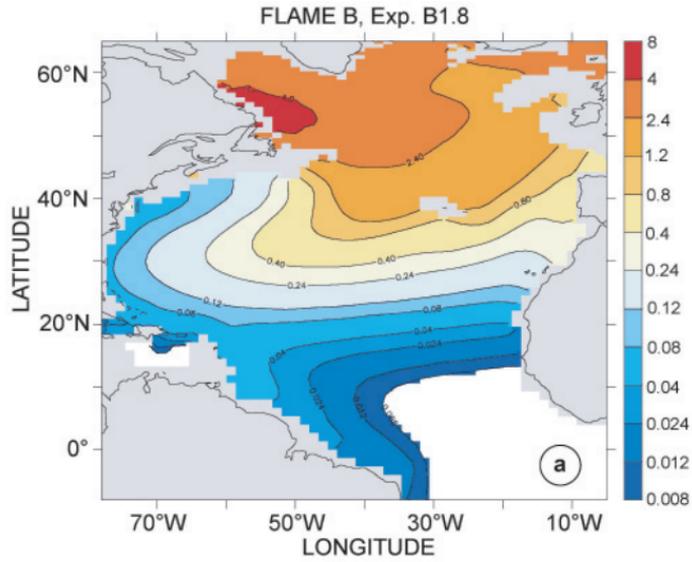


Abb.3: Konzentration von Freon F11 (in pmol/l) auf einer Dichtefläche im oberen NADW a) im 4/3-Grad-Referenzexperiment b) im 4/3-Grad-Modell mit "topographic stress"-Parametrisierung c) im 1/3-Grad-Modell.

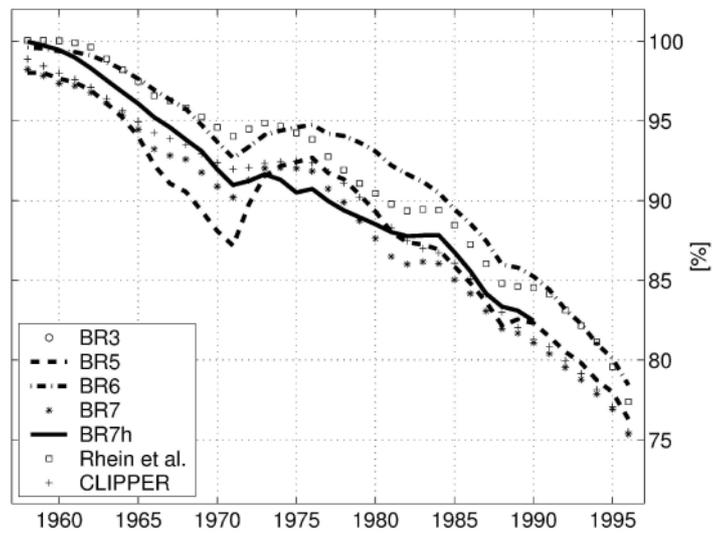


Abb.4: Zeitreihe des Verhältnisses des Freoninventars im subpolaren Nordatlantik (42-65N) zum gesamten Freoninventar des Nordatlantik in Experimenten mit den FLAME-4/3- und 1/3-Grad-Modellen und mit dem CLIPPER-1-Grad-Modell.

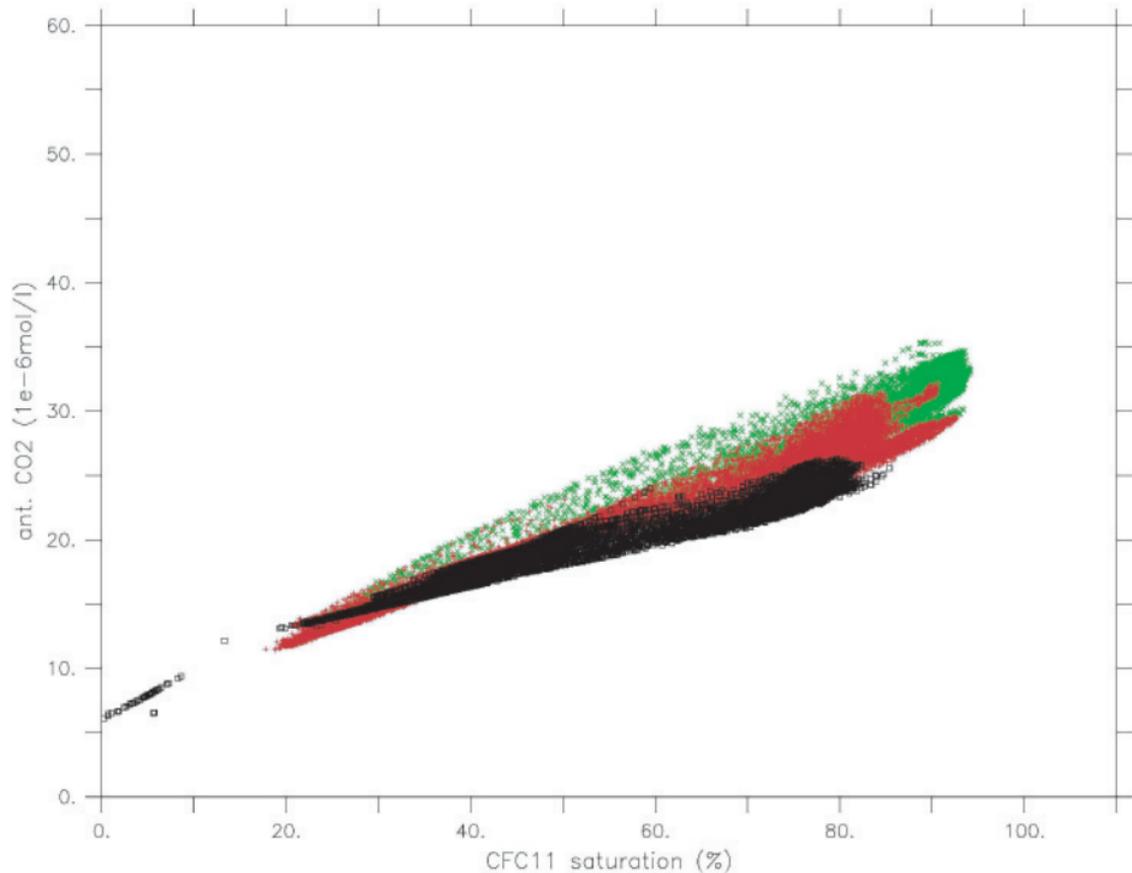


Abb. 5: Korrelation zwischen F11-Sättigung und anthropogener CO<sub>2</sub>-Konzentration im subpolaren Nordatlantik aus dem 1/3-Grad-Langzeitexperiment (Jahresmittel 1990).

Zuwendungsempfänger: **Prof. Dr. Jürgen Willebrand, IfM Kiel**

Förderkennzeichen: 03F0246A

Vorhabenbezeichnung: **Synthese der Monsunzirkulation des Indischen Ozeans**

Laufzeit des Vorhabens: 1.3.1999-28.2.2002  
Schlußbericht

Autoren des Berichts: J. Willebrand, F.A. Schott (IfM Kiel) und D. Quadfasel (NBI  
Kopenhagen)

## ***1. Aufgabenstellung, Planung, Ablauf***

### ***1.1. Aufgabenstellung***

Auf der Basis der neueren Messungen im äquatorialen und nordwestlichen Indischen Ozean, im wesentlichen von den Kieler und Hamburger Arbeitsgruppen während WOCE gesammelt, und der Ergebnisse eines wirbelauflösenden Zirkulationsmodells, war das Ziel der Untersuchungen eine Interpretation und Synthese der Monsunzirkulation und Verständnis der zugrunde liegenden physikalischen Mechanismen auf regionaler und beckenweiter Skala. Dabei lag der Schwerpunkt auf der monsungetriebenen Zirkulation nördlich von 10°S im Hinblick auf die großräumige Kopplung zwischen den Randströmen sowie den Zonalströmungen am Äquator und dem Inneren des Arabischen Meers und des Golf von Bengalen.

### ***1.2. Voraussetzungen, unter denen das Vorhaben durchgeführt wurde***

### ***1.3. Planung und Ablauf des Vorhabens***

Die Planung des Projektes erfolgte einvernehmlich zwischen den drei beteiligten Gruppen. Der Ablauf entsprach im wesentlichen dem Antrag.

### ***1.4. Wissenschaftlicher und technischer Stand, an den angeknüpft wurde***

Ausgangspunkt waren zum einen die verschiedenen Beobachtungsdaten, die im Rahmen von WOCE gewonnen worden sind. Ferner lag ein ebenfalls im Rahmen von WOCE entwickeltes wirbelauflösendes Zirkulationsmodell vor. Schließlich bestand Expertise in Nutzung und

Interpretation von Beobachtungsdaten (einschließlich Satelliten-Altimeterdaten) und Modell-ergebnissen.

### ***1.5. Zusammenarbeit mit anderen Stellen***

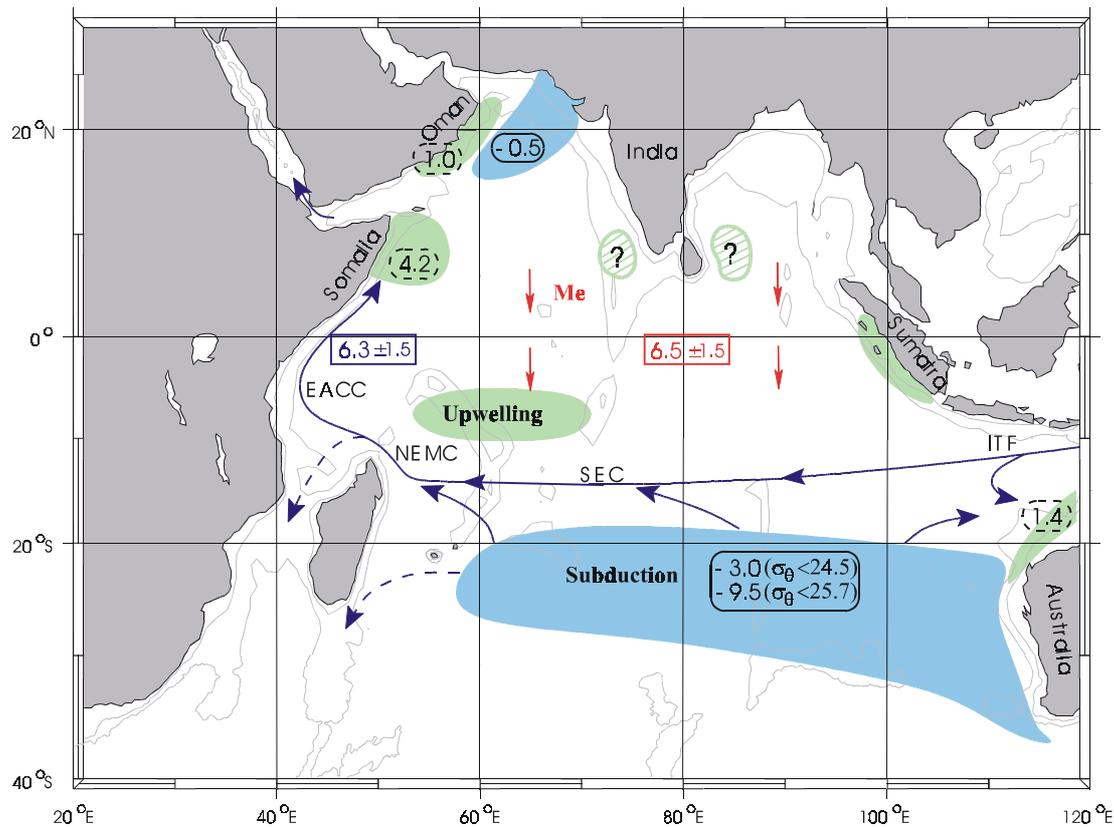
Einen intensiven Austausch gab es mit verschiedenen ausländischen Arbeitsgruppen, insbesondere dem IPRC (USA) über die Physik der Zirkulation. National gab es Kooperation zu allgemeinen Fragen im Rahmen des Verbundprojektes CLIVARmarin.

## ***2. Ergebnisse, Nutzen und Fortschritte***

### ***2.1. Erzielte Ergebnisse***

#### ***2.1.1 Die flache thermohaline Zelle des Indischen Ozeans***

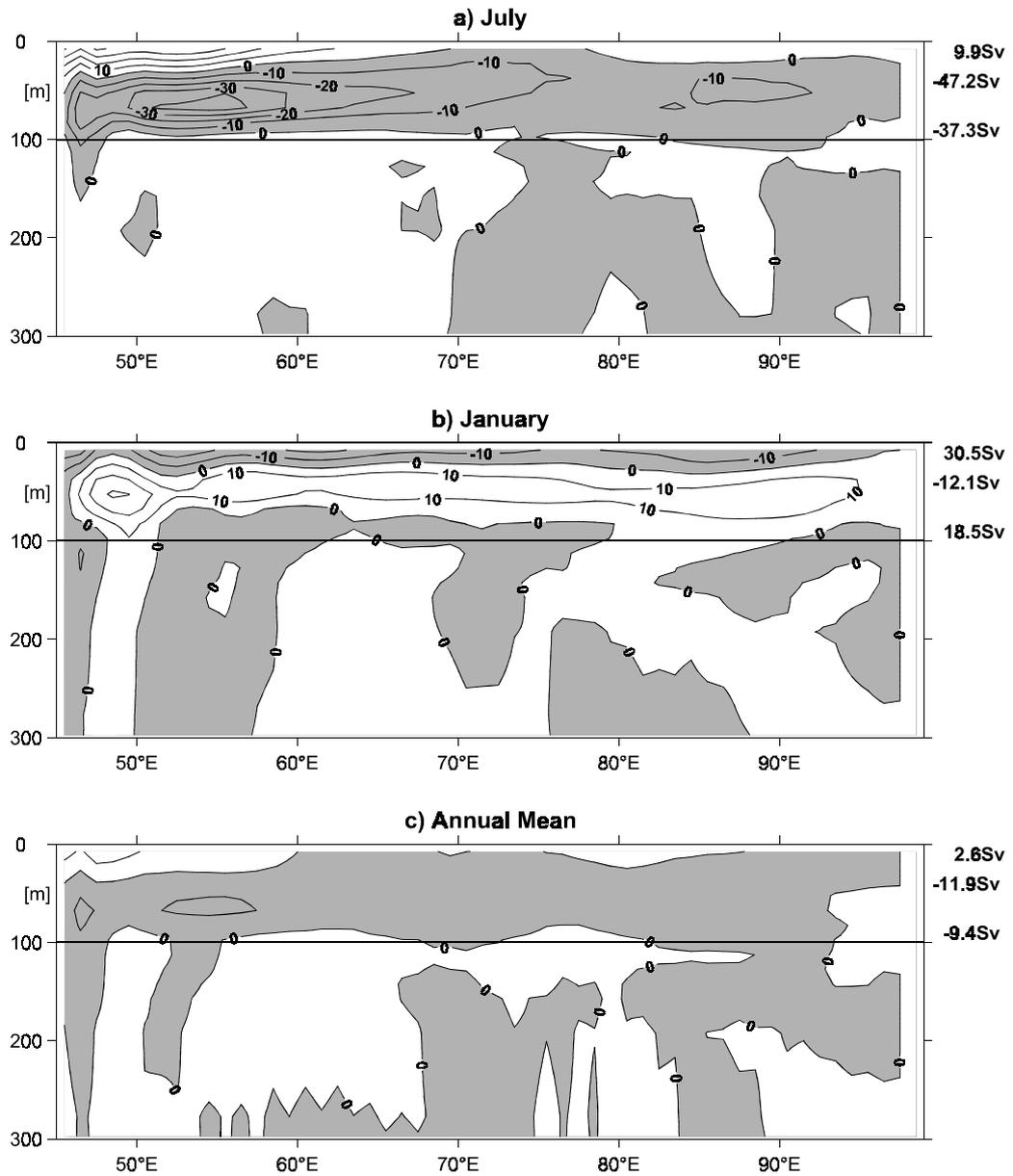
Die in Absprache mit verschiedenen Modelliergruppen (J. McCreary, IPRC/U. Hawaii, T. Miyama, JAMSTEC/Japan und S. Godfrey, CSIRO/Hobart) durchgeführten Arbeiten zur flachen Meridionalzirkulation konzentrierten sich auf Ausbreitungspfade des subduzierten Wassers von der Südhemisphäre hin zu den Auftriebsgebieten im Arabischen Meer und die Rückführung des Oberflächenwassers in die Absinkregionen durch den im Mittel nach Süden gerichteten Ekmantransport (Abb.1; Schott, Dengler und Schoenefeldt, 2002). Die Transporte der Zelle ergaben sich aus dem nordwärtigen Somalstrom, der ca. 6 Sv in den Tiefenschichten in die Nordhemisphäre transportiert, die den Auftrieb im Norden versorgen sowie aus dem südwärtigen Sverdrup-Transport über den Äquator in gleicher Größe. Im Arabischen Meer findet die Wassermassentransformation überwiegend an den kalten Flanken des Great Whirl und des südlichen Wirbels statt sowie vor Oman und in geringerem Maße auch in den zyklonalen Domen beidseits von Sri Lanka (Abb. 1).



**Abb. 1:** STC Schema des Indischen Ozeans: Subduktion in der Südhemisphäre und Durchstrom vom Pazifik speisen den nordwärtigen Somaliström, der die Auftriebsregionen versorgt. Das Auftriebswasser kehrt dann mit dem Ekmantransport in die Südhemisphäre zurück.

Während des Südwestmonsuns ist der Ekman-Transport in beiden Hemisphären des Indischen Ozeans nach Süden gerichtet. Am Äquator findet dabei ein Abtauchen des südwardigen Ekman-Transports unter einem nach Norden gerichteten Oberflächenstrom statt, aufgrund nördlicher Winde direkt auf dem Äquator. Diese flache Umwälzbewegung konnte anhand der Verankerungsdaten südlich von Sri Lanka und der meridionalen Schnitte aus den Meteor-Reisen bestätigt werden. Die Meridionalzelle erstreckte sich zwischen 2°N und 2°S. Auf dem Äquator bei 80°E wurde im Juli-Sept. 1993 ein südwardiges Strömungsmaximum mit mittleren Geschwindigkeiten von  $20 \text{ cm s}^{-1}$  in einer Tiefe von 70 m gefunden. Da sich die Zelle aber nur in der Deckschicht befindet, ist damit, zumindest nach diesen Beobachtungen, kein diapycnischer Austausch verbunden. Die Existenz der Zelle wurde auch in einem äquatorialen Schnitt der SODA-Assimilation verifiziert (Abb. 2).

## Meridional velocity along the equator

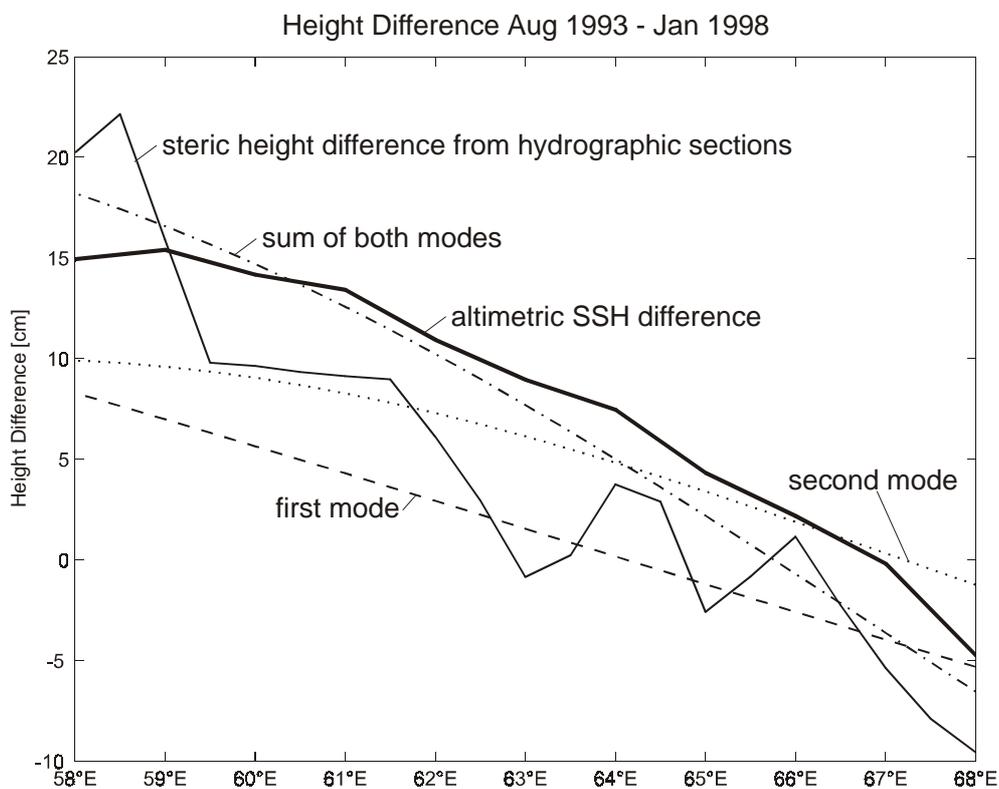


**Abb. 2:** Die meridionale Zirkulation über den Äquator für a) Juli, b) Januar, c) Mittel im Assimilations-Modell SODA. Man erkennt in Oberflächennähe die äquatoriale Umwälzbewegung, die sich zwischen den Monsunen umkehrt.

### 2.1.1 Meridionalzirkulation und Wärmetransport am Ausgang des Arabischen Meeres

#### a) Jahressignal als Rossbywelle

Ein durchgeführter Vergleich zwischen der Meeresoberflächenauslenkung und der aus den Dichteanomalien berechneten sterischen Höhe entlang zweier hydrographischer Schnitte bei 8°N im Arabischen Meer zeigte, daß in diesem Meeresgebiet lange Rossby-Wellen des ersten und zweiten baroklinen Modes für die Variation der Meereshöhe verantwortlich sind (Brandt et al., 2002). Weiterhin deuten die Untersuchungen darauf hin, daß Temperaturänderungen und damit Wärmeinhaltsänderungen dort den entscheidenden Beitrag zur Variation der Meereshöhe liefern. Abbildung 3 zeigt diesen Vergleich zwischen der vom Altimeter gemessenen Meereshöhendifferenz und der aus hydrographischen Schnitten gewonnenen Differenz der sterischen Höhen zwischen August 1993 und Januar 1998. Außerdem sind in dieser Abbildung die aus den hydrographischen Daten abgeleiteten Beiträge der Rossby-Wellen des ersten und zweiten baroklinen Modes sowie deren Summe eingezeichnet.

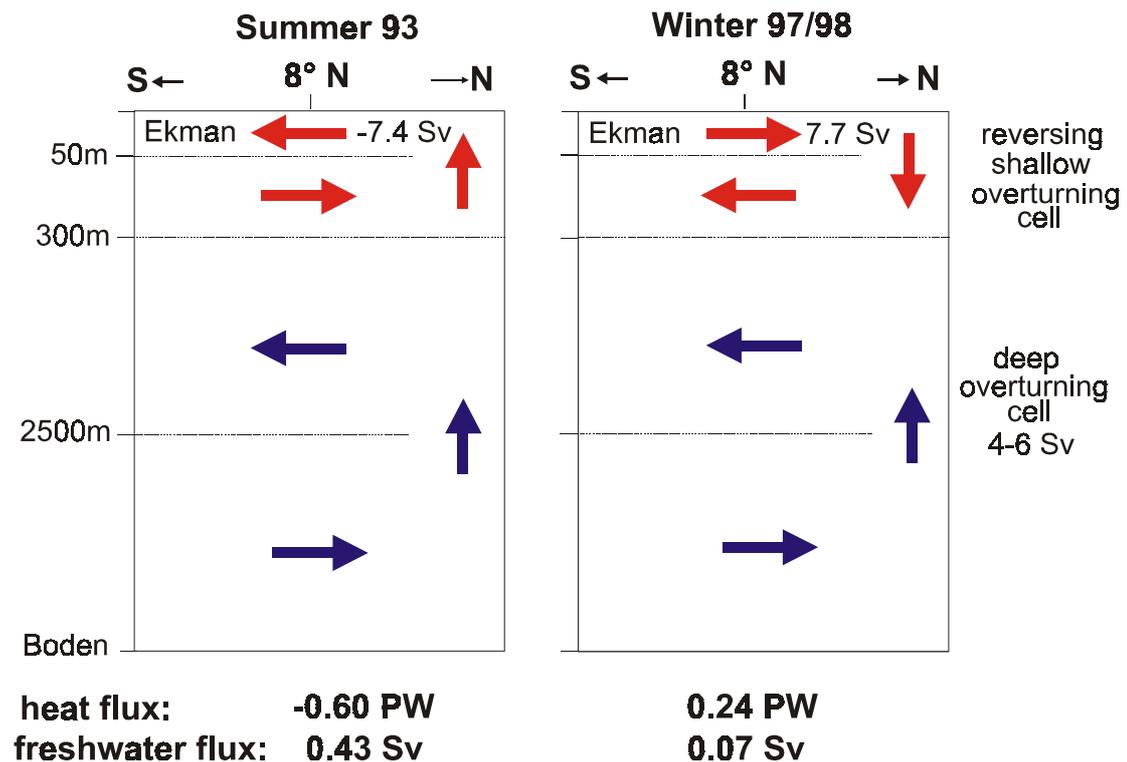


**Abb. 3:** Differenzen zwischen August 1993 und Januar 1998 der sterischen Höhen aus hydrographischen Daten (dünne durchgezogene Linie), der Meereshöhe aus Altimeterdaten (dicke durchgezogene Linie) sowie der sterischen Höhen aus einer Anpassung von jährlichen Rossby-Wellen des ersten, des zweiten baroklinen Modes und der Summe beider Moden an die hydrographischen Daten (unterbrochene Linien); (aus Brandt et al., 2002)

#### b) Meridionalzirkulation über 8°N

Aus den hydrographischen Schnitten bei 8°N wurden Abschätzungen der Meridionalzirkulation und der Wärmetransporte durchgeführt (Stramma et al., 2002). Es ergab sich, daß eine

Overturning Zelle von ca. 6 bis 8 Sv mit Einstrom ins Arabische Meer unterhalb von 2500 m und Ausstrom zwischen ca. 350 m und 2500 m zu den beiden Jahreszeiten der Seereisen existierte. Der meridionale Wärme fluß von -0.6 PW im August 1993 und 0.24 PW im Januar 1998 war stark durch den Ekman Transport dominiert. Die oberflächennahen Strömungen zeigen zyklonale Strömung im Januar und antizyklonale Strömung im August, jedoch mit stärkeren Störungen an den Rändern durch den Great Whirl und dem Laccadiven Hoch. Im zentralen Arabischen Meer wird die Zirkulation durch die Jahresrossbywellen dominiert, wie oben beschrieben..



**Abb. 4:** Schematische Darstellung der meridionalen Umwälzungszirkulation im Arabischen nördlich von 8°N im Sommer 1993 und Winter 1997/1998.

### 2.1.2 Great Whirl und tiefer Monsunresponse im Somalibecken

#### a) Zeitliche Entwicklung der Transporte

Die Untersuchungen zur zeitlichen Entwicklung, Dynamik und Variabilität des Great Whirl anhand von Strömungsdaten des Verankerungsarrays ICM7 und 1995er Schiffsmessungen wurden im Anschluß an eine Diplomarbeit (Schoenefeldt, 2000) weiter vertieft. Die Beobachtungen zeigten erhebliche Unterschiede im Verlauf der Entwicklung des Great Whirl 1995 und 1996. Die Veröffentlichung der fortgeführten Ergebnisse und Diskussion der Unterschiede 1995-1996 der GW-Entwicklung ist in Vorbereitung (Schoenefeldt, Schott und Quadfasel, 2002).

**b) Tiefer Response**

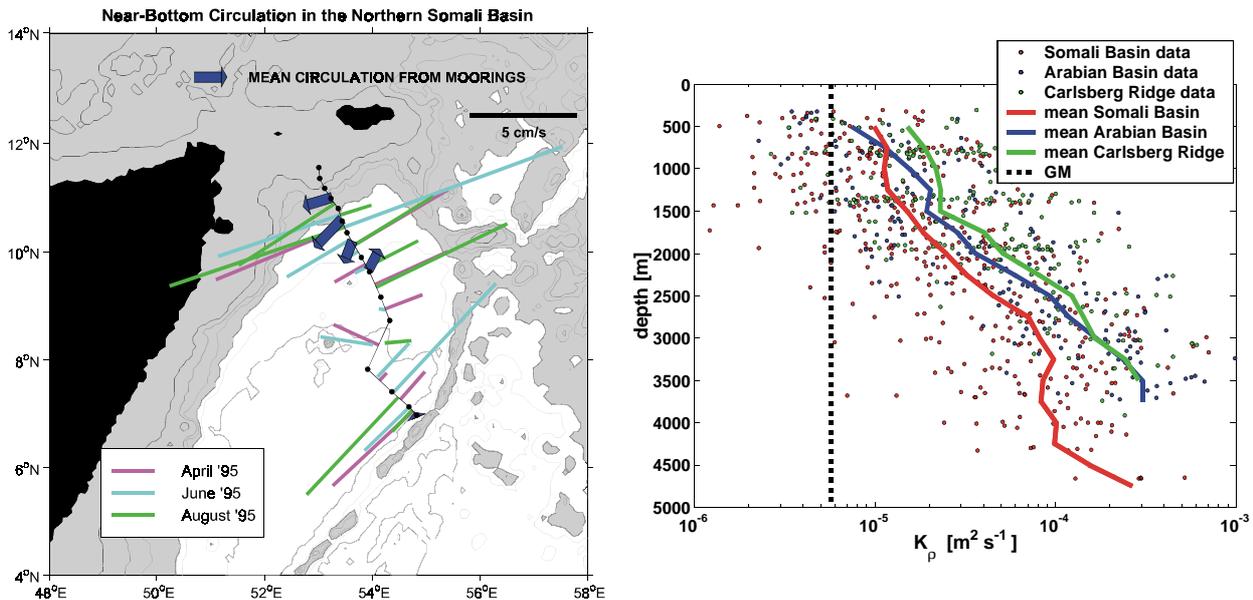
Der Monsunresponse der tieferen Schichten des nördlichen Somalibeckens und dessen Einfluß auf die Tiefenzirkulation wurde anhand der Strömungszeitserien des ICM7-Verankerungsfeldes untersucht (Dengler et al., 2002). Erwartungsgemäß zeigten sich hohe Amplituden des Jahressignals in den oberen 200 m der Wassersäule, die durch das Auftreten des Great Whirls bedingt sind. Im zentralen Somalibecken wurde eine starke Abnahme der Amplitude mit der Tiefe festgestellt, dessen Werte in Tiefen größer als 1500 m auf kleiner als  $1 \text{ cm s}^{-1}$  abfielen. Die Tiefenzirkulation im zentralen Somalibecken wird daher nur geringfügig durch den Monsunwind beeinflusst. Die Amplituden des Jahresgangs und dessen erklärte Varianz in den Zeitserien zeigte jedoch erhöhte Werte in der Nähe des südlichen Kontinentalabhang von Sokotra. Hier wurden Amplituden von ca.  $10 \text{ cm s}^{-1}$  in Tiefen zwischen 1000 m und 2000 m bestimmt, dessen Phase zum Oberflächensignal um  $180^\circ$  verschoben sind. Eine mögliche Erklärung dieses baroklinen Response ist das Auftreffen von Jahresrossbywellen (Brandt et al., 2002) auf dem westlichen Rand, die dort eine Ausgleichströmung hervorrufen.

**c) Intrasaisonale Schwankungen**

Anhand von Anomalien der Meeresoberflächenauslenkung von TOPEX/POSEIDON und den Strömungszeitserien aus Verankerungen wurden im Bereich des Great Whirls auftretende intrasaisonale Fluktuationen untersucht (Brandt et al., 2002). Die baroklinen Fluktuationen haben Perioden zwischen 30 und 50 Tagen und weisen maximale Amplitude im Spätsommer bis Herbst auf. Auf der Basis von Verankerungsdaten aus dem INDEX Experiment 1979 war vermutet worden, daß diese Fluktuationen auch für den Zusammenbruch des Zwei-Wirbel-Systems verantwortlich sind. Diese Vermutung konnte nicht bestätigt werden. Statt dessen wird aufgrund der räumlichen Amplitudenverteilung, die im Bereich des Zwei-Wirbel-Systems maximal ist, davon ausgegangen, daß die Fluktuationen lokal erzeugt werden. Die Perioden der Fluktuationen nahmen von Juli 1995 bis Januar 1996 stetig zu. Während dieses Zeitraums sind die Perioden kleiner als die durch die Dispersionsrelation von freien baroklinen Rossbywellen zugelassenen Perioden. Instabilitäten der Strömung, besonders in dem Gebiet zwischen dem Southern Gyre und dem Great Whirl können möglicherweise diese Fluktuationen hervorrufen.

**2.1.3 Modellarbeiten zum Somalstrom-Response**

In einer Vergleichsstudie eines reduced gravity und eines primitive equation Modells mit verschiedenen Auflösungen und Reibungsparametrisierungen wurde untersucht, inwieweit die interne Variabilität des Systems im Vergleich zu zwischenjährlichen Unterschieden des Windantriebes eine Rolle spielt (Wirth et al., 2002). Diese Untersuchung wurde insbesondere auf die beobachteten Unterschiede des GW 1995 und 1996 bezogen, indem Windfelder beider Jahre zum Antrieb benutzt wurden. Die Ergebnisse besagen, daß unter plausiblen Modellparametern die nicht vorhersagbare interne Variabilität erheblich zur Gesamtvariabilität beiträgt. Letztlich sind daher nur Ensemble-Vorhersagen für den GW möglich, nicht aber deterministische Reproduktionen des GW für spezielle Windsituationen wie etwa für 1995 und 1996 im Vergleich zu den Beobachtungen.



**Abb. 5:** Tiefenzirkulation im Somalibecken (links). Verteilung der vertikalen turbulenten Austausch-koeffizienten (rechts).

### 2.1.4 Tiefenzirkulation und Vermischung im nordwestlichen Arabischen Meer

#### a) Tiefenzirkulation im nordwestlichen Arabischen Meer

Die Untersuchung der Tiefenzirkulation wurde mit der Zielsetzung durchgeführt, die Ausbreitung des im westlichen Indischen Ozeans nach Norden setzenden Randstroms zu beschreiben, und einen möglichen Einfluß des Monsuns auf die Tiefenzirkulation abzuschätzen (Dengler, 2000; Dengler et al., 2002). Die Tiefenzirkulation im nördlichen Somalibecken stellt sich als eine schwache zyklonale Randstromzirkulation dar. Am nördlichen Kontinentalfuß des Beckens wurde anhand der Verankerungszeitserien ein nach Westen gerichteter Randstrom mit einer Breite von 100km und einer mittleren Geschwindigkeit von  $0,01ms^{-1}$  bis  $0,02ms^{-1}$  festgestellt (Abb. 5). Der Randstrom erstreckt sich vom Boden bis in eine Tiefe von 3500m. Der mittlere Transport wurde mit 1,4 Sv bestimmt. Dieser Wert liegt in der Größenordnung des Einstromtransports in das Somalibecken und entspricht etwa 5% der Produktionsrate von Tiefenwasser im globalen Ozean. Die Variabilität der Tiefenzirkulation ist um einen Faktor 4 höher als die mittlere Randstromgeschwindigkeit. Diese wird vorwiegend durch Fluktuationen mit Perioden von 30 bis 50 Tagen hervorgerufen (Abb. 5). Die unterschiedlichen Ergebnisse früherer Untersuchungen zur Tiefenzirkulation im Somalibecken können durch die hohe Variabilität erklärt werden. Die hier beschriebene Tiefenzirkulation im nördlichen Somalibecken ist im Einklang mit dem Konzept von Stommel und Arons.

#### b) Vertikale Vermischung im Arabischen Meer

Die Quantifizierung der vertikalen Vermischung durch interne Wellen mit Hilfe von Feinstrukturmessungen ist erst in den letzten Jahren möglich geworden (Polzin et al., 1995). Diese neuen Erkenntnisse wurden zur Berechnung der vertikalen Vermischung eingesetzt

(Dengler, 2000). Im nordwestlichen Arabischen Meer zwischen 3°N und 15°N wurde ein mit der Tiefe stark zunehmender vertikaler Austauschkoeffizient festgestellt. In Tiefen unterhalb von 3000m im Somalibecken ist der Erwartungswert  $K_p=1 \times 10^{-4} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ . Über dem Arabischen-Indischen Rücken und im westlichen Arabischen Meer werden in diesen Tiefen noch höhere Werte von  $K_p=3-4 \times 10^{-4} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$  beobachtet (Abb. 5). Diese Austauschkoeffizienten liegen um einen Faktor 10 bis 40 über den normalerweise in größeren Tiefen des Ozeans vorgefundenen Werten. Weiterhin ist der erhöhte Austausch nicht nur auf die unmittelbare Umgebung von topographischen Änderungen beschränkt, sondern läßt sich auch in größerer Entfernung davon beobachten. In dem Gebiet zwischen 3°N und 15°N läßt sich der Austauschkoeffizient durch die Schichtung mit  $K_p \sim N^{-2,25}$  parametrisieren. Üblicherweise im Ozean vorgefundene Verteilungen des vertikalen Austauschkoeffizienten sind unabhängig von der Schichtung und damit auch von der Tiefe verteilt. Die in der Tiefe stark erhöhte vertikale Vermischung und der damit verbundene erhöhte vertikale Wärme fluß in die Tiefe balanciert den erhöhten Einstrom von kaltem Wasser in das Arabische Meer. Ein Veröffentlichung dieser Ergebnisse ist in Vorbereitung (Dengler et. al., 2002b).

### 2.1.5 Subduktion

#### a) Abschätzungen der Subduktionsrate

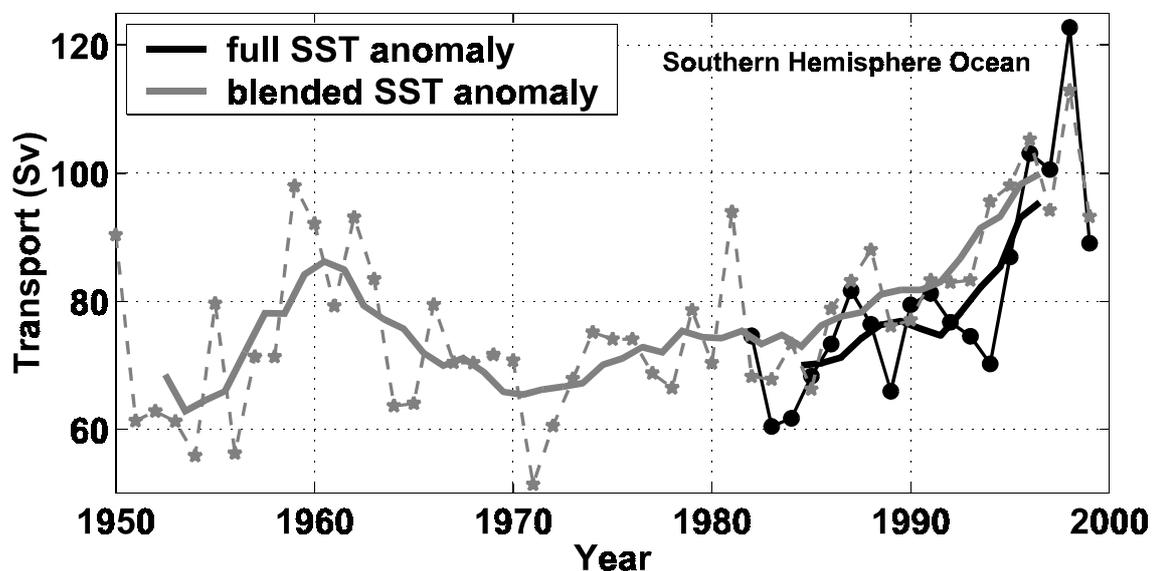
Die Transporte, die mit der Ventilation der Thermoklinen des Indischen Ozeans verbunden sind, wurden aus hydrographischen und Tracer Daten aus dem WOCE Projekt sowie klimatologischen hydrographischen Daten in Kombination mit meteorologischen Datensätzen untersucht (Karstensen und Quadfasel, 2002a). Der Transport von Wasser aus der vermischten Oberflächenschicht in die permanente Thermokline setzt sich aus drei Komponenten zusammen: Dem vertikalen Eintrag durch die Rotation des Windfeldes (Ekman pumping), den horizontalen Eintrag durch Advektion über die geneigte Untergrenze der vermischten Oberflächenschicht, der im Bereich von Fronten dominiert, sowie dem transienten Transport durch das ozeanische Wirbelfeld. Für den südlichen Indischen Ozean konnte ein Gesamteintrag von ca. 35 Sv (1 Sv =  $10^6 \text{m}^3 \text{s}^{-1}$ ) ermittelt werden, der etwa zu gleichen Teilen durch vertikale und horizontale Flüsse bedingt ist, während die Beiträge durch Wirbel vernachlässigbar klein sind. Die Studie konnte auf alle drei Ozeane der Südhemisphäre ausgeweitet werden: Im südlichen Atlantik wurden dabei ca. 20 Sv und im südlichen Pazifik ca. 45 Sv Transport ermittelt (Karstensen und Quadfasel, 2002b), in Kombination mit früheren Abschätzungen für die Transporte in der Nordhemisphäre (Qiu and Huang 1995) ergibt sich so global ein Eintrag von ca. 160 Sv. Obwohl dieser Transport fünf bis sechs mal größer ist als die momentane Tiefen- und Bodenwasserproduktion in den Polarregionen, sind die mit ihr verbundenen Ventilationszeiten von 10 bis 30 Jahren weitaus kürzer.

#### b) Interannuale Variabilität

Neben der Bestimmung der Transporte aus hydrographischen Daten besteht auch die Möglichkeit aus der Kenntnis über den Austausch an der Grenzschicht Ozean/Atmosphäre die Wassermassenformation und damit die Transporte zu ermitteln. Da dieses Verfahren nur auf die Kenntnis des atmosphärischen und ozeanischen Zustands an der Grenzfläche angewiesen ist und diese Daten z.B. aus Assimilationsmodellen vorliegen, konnten die Transporte zeitlich weitaus

höheraufgelöst untersucht werden, um Schwankungen festzustellen. Dabei wurde zunächst sichergestellt das im Mittel eine gute Übereinstimmung zwischen beiden Verfahren besteht (Karstensen und Quadfasel, 2002a,b). Basierend auf den NCEP/NCAR Reanalyse Daten für den Zeitraum 1950 bis 1999 wurden so für alle Ozeane der Südhemisphäre deutliche Anstiege in der Formation von Thermoklinenwasser von ca. 40% ermittelt (Abb. 6). Ein Anstieg von Thermoklinenwasser stimmt qualitativ mit Untersuchungen basierend auf hydrographischen Daten überein (Levitus et al., 2000). Räumlich sind die Veränderungen hauptsächlich an der äquatorwertigen Seite der Subduktionszonen zu suchen und hängen vermutlich mit Schwankungen im Windfeld und den damit einhergehenden Wärmeflußschwankungen zusammen.

Abb. 6: Zeitserie der Formation von Thermoklinenwasser in der Südhemisphäre. Die Berechnungen



basieren auf Wärmeflüssen aus dem NCEP/NCAR Reanalyse Projekt, variablen Oberflächentemperaturen (basierend auf Reynolds and Smith 1995) und langzeit Monatsmittelwerten des Oberflächensalzgehaltes (World Ocean Atlas, NODC, USA).

### 2.1.6 Klimaschwankungen, der sog. "Ind. Ozean Dipol-Mode"

Nachdem 1993/94 und 1997/98 starke Anomalien im Windfeld über dem Indischen Ozean und in seiner Schichtung beobachtet worden sind, wurde aus diesen und früheren Beobachtungen die Existenz eines Dipol-Modes diagnostiziert (Saji et al., 1999; Webster et al., 1999), der unabhängig vom pazifischen El Nino Southern Oscillation (ENSO) Phänomen sein soll (dies ist aber noch nicht ausdiskutiert). Dieser Dipol-Mode äußert sich dadurch, daß der Indische Ozean sich für etwa ein halbes Jahr verhält wie der Atlantik und Pazifik, d.h. daß es westwärtige Winde über der östlichen Tropenzone gibt und entsprechend Auftrieb und kaltes Oberflächenwasser entlang des Äquators im Osten. Nordöstlich von Madagaskar bildet sich eine Konvergenz mit

positiven Wasserstandsanomalien heraus sowie Sprungschichtabsenkung und Erwärmung. Diese Erwärmung ist signifikant mit Niederschlagsanomalien über Ostafrika korreliert (Reason und Mulenga, 1999) und daher ist für die Anlieger gerade eine Untersuchung dieser Region in SOCIO von besonderem Interesse in Hinsicht auf verbesserte Vorhersagbarkeit. Es ist damit begonnen worden, diese Schwankungen mit dem "Simple Ocean Data Assimilation" (SODA) Modell von Carton et al. (2000) zu untersuchen. Das SODA-Modell ist global, angetrieben mit NCEP Windstress und Wärmequellen und es werden Altimetrie, Reynolds SST sowie die XBT-Daten der WOCE Linien assimiliert. Eine erste Arbeit zu den zwischenjährlichen Schwankungen (Xie et al., 2002) ist erschienen. Darin sind besonders die Rolle von Rossbywellen im "remote forcing" von Osten her anhand von Korrelationen zwischen SST im zentralen und westlichen Becken einerseits sowie Oberflächenschwankungen weiter im Osten untersucht worden. Daraus wurde geschlossen, daß die gegenwärtige Beweislage eher auf eine Erzeugung durch den Pazifischen ENSO als auf einen unabhängigen Mode im Indischen Ozean hindeutet.

### **2.1.7 Übersichtsarbeit zur Monsunzirkulation und Sonderbände Deep-Sea Research**

Als Beitrag zur Synthese der Monsunzirkulation des Indischen Ozeans wurde eine umfangreiche Übersichtsarbeit (Schott und McCreary, 2001) bei "*Progr. Oceanogr.*" veröffentlicht. In ihr ist der gegenwärtige Stand von Beobachtungen, Theorie und Modellierung zusammengefaßt, unter Einbeziehung zahlreicher neuer Ergebnisse von WOCE.

Weiterhin wurde ein Sonderband von *Deep-Sea Research II* über Ergebnisse zur Physikalischen Ozeanographie des Indischen Ozeans aus dem WOCE-Zeitraum zusammengestellt ("Physical Oceanography of the Indian Ocean during the WOCE period" Vol. 49, Nos. 7-8, 2002 Guest editor: F.A. Schott) herausgegeben.

Aufgrund des großen Interesses der Arbeitsgruppen, die an der WOCE-Synthese des Indischen Ozeans arbeiten, wurde ein zweiter Band in Arbeit genommen, für den insgesamt 26 Arbeiten von Beobachtungen und Modellierung eingereicht wurden, die sich z. Zt. in verschiedenen Stadien der Begutachtung befinden. Der Band soll 2003 erscheinen.

Im Übrigen ist einer der Antragsteller (F.A. Schott) aufgefordert worden, auf der Abschluß-Konferenz in San Antonio den zusammenfassenden Übersichts- Vortrag zu den WOCE Ergebnissen des Indischen Ozeans zu halten.

**Literatur** (Veröffentlichungen mit CLIVAR Ergebnissen sind unter 2.4 aufgeführt):

Levitus, S., J.I. Antonov, T.P. Boyer and C. Stephens, 2000. Warming of the world ocean. *Science*, 287, 2225-2229.

Polzin, K.L., J.M. Toole and R.W. Schmitt, 1995. Finescale parameterizations of turbulent dissipation. *J. Phys. Oceanogr.*, 25, 306-328.

Qiu, B. and R.X. Huang, 1995. Ventilation of the North Atlantic and North Pacific: Subduction versus obduction. *J. Phys. Oceanogr.*, 25, 2374-2390.

Reason, C.J.C. and H.M. Mulenga, 1999. Relationships between Soudanese African rainfall and SST anomalies in the SW Indian Ocean. *Int. J. Climatol.*, 19, 1651-1673.

Reynolds, R.W. and T.M. Smith, 1995. A high-resolution global sea surface temperature climatology. *J. Climate*, 8, 1571-1583.

Saji, N.H., B.N. Goswami, P.N. Vinayachandran and T. Yamagata, 1999. A dipole mode in the Indian Ocean. *Nature*, 401, 360-363.

Webster, P.J., A.M. Moore, J.P. Loschnigg and R.R. Leben, 1999. Coupled oceanic-atmospheric dynamics in the Indian Ocean during 1997-98. *Nature*, 401, 356-360.

## **2.2. *Voraussichtlicher Nutzen***

Nachdem ein wesentlich verbessertes Verständnis der Physik der monsunbedingten Zirkulation in Indischen Ozean erreicht worden ist, wird es nun möglich, Ozean-Zirkulationsmodelle für die Beschreibung und Untersuchung der Vorhersagbarkeit von Klimaschwankungen auf saisonalen und längerperiodischen Zeitskalen einzusetzen.

## **2.3. *Fortschritte auf dem Gebiet von anderen Stellen***

National ist im Berichtszeitraum außerhalb dieses Projekts nicht zur Zirkulation des Indischen Ozeans gearbeitet worden.

International sind Forschungsarbeiten zu verschiedenen Aspekten der Zirkulation durchgeführt worden (z.B. Indonesischer Durchstrom, großräumige Schwankungen von SST und Oberflächenfluß, regionale Untersuchungen), die zu unseren Arbeiten komplementär sind.

## **2.4. *Erfolge und geplante Veröffentlichungen der Ergebnisse***

Brandt, P., L. Stramma, F.A. Schott, J. Fischer, M. Dengler and D. Quadfasel, 2002. Annual Rossby waves in the Arabian Sea from TOPEX/POSEIDON altimeter and in-situ data. *Deep-Sea Res. II*, 49, 1197-1210.

Brandt, P., M. Dengler, A. Rubino, D. Quadfasel and F.A. Schott, 2002. Intraseasonal variability in the southwestern Arabian Sea and its relation to the seasonal circulation. *Deep-Sea Res. II*, akzeptiert.

Dengler, M. and D. Quadfasel, 2002. Equatorial Deep Jets and abyssal mixing in the Indian Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 32, 1169-1180.

Dengler, M., D. Quadfasel, F.A. Schott and J. Fischer, 2002. Abyssal circulation in the Somali Basin. *Deep-Sea Res.*, 49, 1297-1322.

Dengler, M., D. Quadfasel and P. Brandt, 2002b. Diapycnal mixing and upwelling in the abyss of the northern tropical Indian Ocean, (in Vorbereitung).

Karstensen, J. and D. Quadfasel, 2002. Water subducted into the Indian Ocean subtropical gyre. *Deep-Sea Research II*, 49, 11441-1458.

Karstensen, J. and D. Quadfasel, 2002. On the formation of southern hemisphere thermocline waters: Water mass conversion and subduction. *J. Phys. Oceanogr.*, im Druck.

Schoenefeldt, R., F.A. Schott and D. Quadfasel, 2002. Currents and transports of the northern Somali Current and Great Whirl, (in Vorbereitung).

Schott, F.A. and J. Fischer, 2000. The winter monsoon circulation of the northern Arabian Sea and Somali Current. *J. Geophys. Res.*, 105 (C3), 6359-6376.

Schott, F.A. and J.P. McCreary, Jr., 2001. The monsoon circulation of the Indian Ocean. *Progr. Oceanogr.*, 51, 1-123.

Schott, F.A., M. Dengler and R. Schoenefeldt, 2002. The shallow thermohaline circulation of the Indian Ocean. *Progr. Oceanogr.*, 53, 57-103.

Stramma, L., P. Brandt, F.A. Schott, D. Quadfasel and J. Fischer, 2002. Winter and summer monsoon water mass, heat and freshwater transport changes in the Arabian Sea near 8°N. *Deep-Sea Res. II*, 49, 1173-1195.

Wirth, A., J. Willebrand and F.A. Schott, 2002. Variability of the Great-Whirl from observations and models. *Deep-Sea Research II*, 49, 1279-1295.

Xie, S.-P., H. Annamalai, F.A. Schott and J.P. McCreary, Jr., 2002: Structure and mechanisms of South Indian Ocean climate variability. *J. Climate*, 15, 864-878.

#### Promotion:

Dengler, M., 2000. Über die Tiefenzirkulation und vertikale Vermischung im nordwestlichen Indischen Ozean. Dissertation. Fachbereich Geowissenschaften der Universität Hamburg.

#### Diplomarbeit:

Schoenefeldt, R., 2000. Der Monsun Response des Somalistroemes in den Jahren 1995 und 1996. Diplomarbeit. Institut für Meereskunde Kiel.

**3. Erfolgskontrollbericht**  
(siehe Extraseite)

# **ABSCHLUSSBERICHT**

**der Beiträge der  
Stiftung Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung  
zum Verbundprojekt**

## **CLIVAR/marin-1**

- A:** Rekonstruktion der Zirkulation im Atlantik von 1990 bis 1998  
J. Schröter, D. Olbers, G. Kivman, S. Harig
- B:** Ozeanische Bodengrenzschichtdynamik: Hochauflösende Prozessstudien zur  
Entwicklung von Parametrisierungen für Klimamodelle  
A. Beckmann, P. Herrmann
- C:** Parametrisierung von Tiefenkonvektion und deren Auswirkung auf die  
Wassermassencharakteristiken im Weddellmeer  
A. Beckmann, R. Timmermann
- D:** Die Bedeutung der Variationen des Antarktischen Zirkumpolarstroms im  
atlantischen Sektor für die Tiefen- und Bodenwasserbildung im Weddellmeer  
E. Fahrbach

August 2002

Stiftung Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung  
Postfach 120161, D-27515 Bremerhaven

## **Abschlussbericht**

**zum Teilvorhaben 03F0246B des Verbundprojekts CLIVAR marin:**

**A: Rekonstruktion der Zirkulation im Atlantik von  
1990 bis 1998**

**Zeitraum des Projekts: 1.3.1999 bis 28.2.2002**

**Projektleitung: Dr. Jens Schröter und Prof. Dr. Dirk Olbers  
Bearbeiter: G. Kivman, S. Harig und J. Schröter**

Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung  
Postfach 12 01 61  
27515 Bremerhaven

## **Abschlussbericht**

### **1. Aufgabenstellung**

Ziel des Projekts war eine qualitative und quantitative Analyse des WOCE- Datensatzes für den Atlantischen Ozean. Die Messungen des hydrographischen Programms von WOCE übertreffen in ihrer Qualität und räumlichen Auflösung vorangegangene Messungen bei weitem. In wenigen Jahren wurde ein nahezu synoptisches Bild des Ozeans erstellt, aus dem ein klimatologischer, mittlerer Zustand abgeleitet werden sollte. Messungen aus Wiederholungsschnitten und aus der Fernerkundung weisen dagegen auf eine hohe Variabilität im Ozean hin, so dass bei der Interpretation von hydrographischen Messungen die Veränderlichkeit eine große Rolle spielt.

Das angestrebte Ziel in diesem Teilprojekt war eine zusammenfassende Darstellung des WOCE-Datensatzes für den Atlantischen Ozean mit Hilfe der Datenassimilation. Dieses zentrale Anliegen von WOCE und CLIVAR sollte ein in sich konsistentes Bild der Zirkulation liefern. Mit mehreren aufeinander aufbauenden Zwischenschritten wurde eine quantitative, zeitabhängige Darstellung angestrebt. Zur Synthese und Interpretation der Messungen trugen mehrere deutsche CLIVAR-Teilprojekte bei. Die Datenbasis stellten vornehmlich die Hydrographie, die Altimetrie sowie analysierte atmosphärische Antriebe im Bereich des Atlantischen Ozeans dar.

Die Untersuchungen sollten sich auf den Nordatlantik südlich der Grönland-Schottland Schwelle und damit auf eine Region mit intensiver deutscher Beteiligung am WOCE Messprogramm konzentrieren. In diesen Gebieten liegen wichtige Antriebsregionen für die Tiefenzirkulation. Da die Aufgabe darin bestand, die zeitliche Abfolge der Zirkulation bestimmen, sollten die Ergebnisse nicht nur für die Auswertung in der WOCE-AIMS-Phase von Bedeutung sein, sondern auch einen weitergefaßten Beitrag zum CLIVAR Programm darstellen.

## **2. Voraussetzungen unter denen das Verfahren durchgeführt wurde**

### **2.1 Zusammensetzung der Arbeitsgruppe**

Dr. Jens Schröter

Prof. Dr. Dirk Olbers

Dr. Manfred Wenzel

Dr. Gennady Kivman

Dr. Sergei Danilov

Dr. U. Dobrindt

Dr. S. Frickenhaus

Dipl. Math. Sven Harig

## **2.2 Apparative Ausstattung**

Das AWI ist mit einem Silicon Graphics 8 Prozessor Computer ausgerüstet, der hier zum Einsatz kam. Der zentrale Speicherplatz wurde kürzlich auf 8 Gbyte erweitert, so dass Speicherplatz und Computerzeit keine wesentlichen Beschränkungen für das Projekt darstellten. Weitere Computer des AWI-Rechenzentrums sowie der Zugang zu externen Rechnern brauchte nicht in Anspruch genommen werden. Wesentlich war jedoch die Unterstützung in numerischen Fragen durch Dr. Frickenhaus vom AWI-Rechenzentrum.

Die graphische Darstellung von Daten und Ergebnissen erfolgte mit leistungstarken SUN-Workstations, die wie der Silicon Graphics Rechner aus der Grundausstattung zur Verfügung stehen.

## **3. Planung und Ablauf des Verfahrens**

Entsprechend der Aufgabenstellung wurden sowohl für den Nordatlantik wie für den Südatlantik Zirkulationsmodelle mit Datenassimilation erstellt.

Zu Beginn des Projekts gab es Verzögerungen dadurch, dass der für das Projekt vorgesehene Wissenschaftler Dr. Dmitry Nechaev, der das Finite Elemente Modell FENA federführend entwickelt hat, nicht die Projektstelle sondern eine Dauerstelle in den Vereinigten Staaten annahm. Auch die Doktorandenstelle wurde erst am 1.2.2000 mit Dipl. Math. Sven Harig besetzt.

Positiv hat sich die Zusammenarbeit mit dem Rechenzentrum des Alfred-Wegener-Instituts zur Parallelisierung des Modellcodes entwickelt. Andererseits ergab sich mit dem Fortgang von Dr. U. Dobrindt in die freie Wirtschaft eine Schwächung des Teilprojekts.

Das Südatlantikmodell FEMSA wurde in zwei Versionen angewandt, die sich durch die Anordnung der Knoten im Finite-Elemente-Gitters unterschieden. Eine Serie von stationären Lösungen konnte berechnet und bezüglich der Wassermassenkonversionen sowie des Austausches zwischen Atlantischem und Indischem Ozean bewertet werden.

Für den Nordatlantik wurde eine Modellversion angewandt, die sich aus den primitiven Gleichungen ableitet. Die nichtlineare Impulsadvektion wird auf die rechte Seite des Gleichungssystems geschrieben und eine iterative Lösung gesucht. Aufgrund der Erfahrungen im Südatlantik ist das Modellgitter vertikal strukturiert. Dies Modell war weitaus komplexer als erwartet. Beim Übergang vom stationären zum instationären Modell ergab sich eine problematische barotrope Strömung. Sie ließ sich auch nicht genügend durch verschiedene Bedingungen an den offenen Rändern beeinflussen.

Daraufhin wurde aus dem Code für eine 'rigid lid'-Dynamik eine Version mit freier Oberfläche entwickelt. Diese löst die dreidimensionalen primitiven Gleichungen. Wegen des schnellen barotropen Modes wurde dieser anschließend in einer weiteren Version abgekoppelt. Es wurde darauf geachtet, dass die zweidimensionale Version der Flachwassergleichung numerisch exakt den vertikal integrierten dreidimensionalen Strömungsgleichungen entspricht. Nur dann lässt sich die im Zweidimensionalen berechnete Oberflächenauslenkung für die Lösung der dreidimensionalen Strömung als schon bekannte Variable auf die rechte Seite der Gleichung schreiben und so ein erheblich einfacheres Gleichungssystem lösen.

Hinweise auf Ergebnisse, die inzwischen von dritter Seite bekannt wurden und die für die Durchführung des Projekts von Bedeutung sind, haben uns zur Einführung des Sequential-Importance-Resampling-Filters als Spezialfall des Ensemble-Kalman-Filters (Rubin, 1988; Gordon et al., 1993) veranlasst. Diese Methode ist in der Ozeanographie noch wenig verbreitet. Sie kombiniert die Vorzüge von ensemble-Methoden mit adaptiven Verfahren und genetischen Algorithmen. Ein Ensemble von möglichen Modellzuständen wird für eine Periode zeitlich integriert. Alle Modelllösungen werden dann anhand der vorliegenden Messungen bewertet. Gute Lösungen erhalten die Gelegenheit sich zu vermehren, während schlechte Lösungen mit einer gewissen Wahrscheinlichkeit aussterben. Um eine realistische Streuung der Modellzustände zu gewährleisten, wird der atmosphärische Antrieb des Modells mit einem geringen Rauschen, dem System-Noise, versehen.

Der Einfluss der Randbedingungen auf das innere des Modells erwies sich als sehr stark. Daraufhin wurde eine Modellversion entwickelt, die das eigentliche Modellgebiet weiträumig umschließt und von 7° N bis 80° N reicht. In dieses Modell wurden Altimeteranomalien für den WOCE Zeitraum 1990 bis 1998 assimiliert.

#### **4. Wissenschaftlicher Stand, an den angeknüpft wurde**

Seit vielen Jahren wird versucht, die thermohaline Zirkulation auf beckenweiten und globalen Skalen durch Datenassimilation zu bestimmen. Die Methode zielt darauf ab, einen Ozeanzustand zu finden, der den dynamischen Gleichungen eines Modells genügt und gleichzeitig in der Nähe gemessener Daten liegt. Ein Hauptziel dieser Berechnung ist es, verlässliche Wärme- und Stofftransporte zu ermitteln. Dafür müssen sowohl das Modell wie auch die gewählte Assimilationsmethode massen-, wärme- und stoffhaltend sein. Aus diesem Grund beruhen die meisten Arbeiten mit diesem Ziel auf der adjungierten Methode. Ein anderer, interessanter Ansatz wird am JPL in Pasadena von I. Fukumori (1998, pers. Mitt.) mit einem Kalmanglätter erprobt, der die Fehlerkovarianzen verschiedener Prozesse individuell behandelt.

Eine wesentliche Schwäche von stationären Lösungen ist, daß sich im Allgemeinen keine Zirkulation finden lässt, die sowohl nahe an den Daten liegt als auch sinnvolle atmosphärische Antriebe und Randbedingungen besitzt. Auf der anderen Seite sind sinnvoll erscheinende Zirkulationsmuster häufig stark instationär. Um diese Situation zu überwinden, kann der Jahresgang im Modell berücksichtigt werden (Wenzel und Schröter, 1995; Stammer et al., 1997; Lee und Marotzke, 1998; Wenzel et al., 1998; Wenzel und Schröter, 1998). Die Forderung nach Stationarität wird dann in eine Forderung nach Zyklus-Stationarität überführt. Das Einbeziehen des Jahresgangs führt zu deutlich realistischeren Ergebnissen der Datenassimilation. Neben einer verbesserten Beschreibung der Ozeandynamik wurden auch die invers berechneten Transporte erheblich wirklichkeitsnäher.

Die Erkenntnisse aus diesen Inversstudien mündeten in die Entwicklung eines neuen, regionalen Inversmodells mit der Dynamik primitiver Gleichungen und zeitabhängigen, offenen Rändern. Das Modell erlaubt sowohl prognostische wie diagnostische Berechnungen, ist aber speziell für die Assimilation von zeitlich und räumlich verteilten Daten in eine zeitabhängige Zirkulation entwickelt worden. Es ist in finiten Elementen formuliert und basiert damit ebenso wie die verwendete adjungierte Assimilationsmethode auf der

Variationsrechnung. Der wesentliche Vorteil des Modells besteht in seinem unstrukturierten Gitter, das lokal verfeinert werden kann und so in der Lage ist, wichtige Strömungen und Fronten gut aufzulösen. Ein innovativer Ansatz erlaubt die Auflösung von Grenzschichten durch die Ergänzung der linearen Basisfunktionen um nichtlineare, sogenannte 'bubble' Basisfunktionen (Russo, 1996; Hughes et al., 1986). Die Modellviskosität kann daher mit  $200 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  relativ klein gewählt werden. Die Diffusivitäten für Temperatur und Salzgehalt sind ebensogroß. Die Modellierung zeitabhängiger Strömungen wurde während des Projekts entwickelt.

## **5. Zusammenarbeit mit anderen Stellen**

Naturgemäß erfordert ein verschieden Messungen integrierendes Projekt eine enge Zusammenarbeit aller beteiligten Gruppen. In mehreren Arbeitstreffen mit CLIVAR-Teilprojekten in Hamburg wurde der Zugang zu *in-situ*-Meßdaten abgesprochen und hergestellt. Hydrographische Messungen stellte das Teilprojekt Meincke zur Verfügung. Mit dem Teilprojekt Sy konnte Übereinstimmung bei der Verarbeitung und Analyse des XBT-Datensatzes erzielt werden. Ergebnisse der Datenassimilation wurden auf Arbeitstreffen und auf internationalen Konferenzen vorgestellt und diskutiert.

Sehr nützlich war auch die Beteiligung an den von der EU geförderten Datenassimilations- und Vorhersageprojekten DIADEM und TOPAZ. Die dort gesammelten Erfahrungen führten zur Anwendung des SIR-Filters in diesem CLIVAR Projekt.

Häufige Kontakte zu Prof. D. Stammer und Dr. Fukumori von der „Estimating the Circulation and Climate of the Ocean“ (ECCO) Gruppe in den USA dienten der gegenseitigen Hilfe bei der Assimilation von WOCE Messungen in zeitabhängige Modelle.

## **6. Ergebnisse**

### **6.1 Das Südatlantikmodell**

Das Finite Elemente Inversmodell FEMSA wurde von Dr. Uwe Dobrindt entwickelt und wurde zur Untersuchung der groß-skaligen Zirkulation des Südatlantiks und der damit verbundenen Wärme- und Salztransporte verwendet. Das Modell ist massen- und wärmeerhaltend. Es wird ein 3-dimensionales stationäres Geschwindigkeitsfeld abgeleitet, das geostrophisch balanciert ist und mit dem die Tracer-Erhaltungsgleichungen gelöst werden. Mit einem Optimierungsansatz werden Referenzgeschwindigkeiten an der Meeresoberfläche bestimmt (Dobrindt, 1999).

Das Modellgitter ist unstrukturiert, um eine variable räumliche Auflösung zu ermöglichen und um gut der Bodentopographie und den Küstenlinien folgen zu können. Als Elemente werden Tetraeder eingesetzt. In das Modell werden u.a. klimatologische, hydrographische Daten (Gouretski und Jancke, 1998) und SSH-Daten aus der Satelliten-Altmetrie (King et al., 1994; Hernandez und Schaeffer, 2000) assimiliert. Modellstudien mit vier verschiedenen SSH-Datensätzen ergeben unterschiedliche Formen des Weddellwirbels.

Der Wärmetransport nach Norden über  $30^\circ$  S ist eine stabiles Resultat und beträgt 0.63-0.67 PW. Unser Assimilationsergebnis läßt sich eindeutig als sogenannter 'Warmwasserpfad' einordnen (Rintoul, 1991) . Der Transport von Bodenwasser über  $20^\circ$  E aus dem Weddellmeer nach Osten beträgt 13.0 Sv. Der Weddellwirbel weist zwei Wirbelzentren auf, wobei der Transport des stärkeren Wirbels zwischen 20 und 40 Sv liegt. Die Arbeiten für den Weddellwirbel wurden zügig abgeschlossen und in Manuskripten zusammengefasst (Dobrinde und Schröter, 2002a sowie Dobrinde und Schröter, 2002b).

## **6.2 Das Nordatlantikmodell**

Das Inversmodell für den Südatlantik bildete die Basis zur Entwicklung des Nordatlantikmodells (Nechaev et al., 2003). Schwierigkeiten bereitete in erster Linie die Zeitabhängigkeit. Sie konnten mit Hilfe des AWI-Rechenzentrums gelöst werden. Ferner waren die Effekte der offenen Randbedingungen an den Modellgrenzen zu berücksichtigen. Entsprechend den bisher erreichten Ergebnissen sollen offene Ränder weiter von der zentralen Modellregion entfernt sein. Auch muss die Auflösung des Modells in der Horizontalen im Gebiet des Golfstroms ausreichend gewählt werden. Wir sind jetzt in der Lage, auf dem Parallelrechner T3E eine Modellversion mit stark verbessertem Finite-Elemente-Gitter für die Assimilation zu nutzen.

Die neu eingeführte Methode des Sequential-Importance-Resampling- (SIR) Filters (Rubin, 1988; Gordon et al., 1993) erlaubt eine bessere Datenassimilation als andere Methoden. Hier wird ohne irgendeine Vereinfachung der Modelldynamik oder der Datenstatistiken eine vollständig nichtlineare Optimierung vorgenommen. Auf lokale oder globale Inversionen wird dabei verzichtet, so dass der Modellcode übersichtlich und effektiv ist. Dies kommt dem Vorwärtsmodell zugute, dass speicherintensiver werden kann. Alternativ dazu lässt sich die Zahl der Ensemblemitglieder erhöhen und so eine bessere Abdeckung des Phasenraums erreichen.

Eine Modellverbesserung ergab sich bei der Beschreibung von Grenzschichten. Die für stationäre Fragen gut geeignete Erweiterung der Basisfunktionen durch sogenannte Blasenfunktionen erweist sich bei unserem Modell als äquivalent zur „Galerkin Least Squares“ (GLS) Methode (Dobrinde und Schröter, 2002a). Die GLS-Methode ist traditionell bei Finite-Elemente-Verfahren. Sie lässt sich einfach berechnen und leicht interpretieren. Im Laufe der numerischen Experimente stellte sich ausserdem die Parametrisierung der Bodenreibung als besonders kritische Größe heraus.

Zur Bestimmung der Bodenreibung und freier Parameter der GLS-Stabilisierung wurde der SIR-Filter eingesetzt und ein Ensemble von Modellzuständen über ein Jahr integriert. Monatlich wurden die Ergebnisse mit dem klimatologischen Jahresgang verglichen und das Ensemble entsprechend dem Filterverfahren korrigiert. Das Mittel aus den Modelllösungen hat eine mittlere quadratische Abweichung von etwa 0.7 Grad von der Klimatologie. Beim Salzgehalt beträgt die Abweichung etwa 0.15 psu. Verglichen mit der Streuung der Modellzustände von ebenfalls ca. 1 Grad und 0.2 psu sehen wir eine geradezu ideale Skalierung des Ensembles. Eine zu geringe Streuung bedeutet den Verlust der Kontrollierbarkeit, eine zu große Streuung dagegen führt leicht zu unrealistischen Ergebnissen bis hin zur Divergenz des Filters.

Die aktuelle Konfiguration des Nordatlantikmodells ist in Abbildung 1 dargestellt. Die Triangulierung an der Modelloberfläche weist Verfeinerungen an den Küsten, im Bereich der Golfstromablösung bei Kap Hatteras sowie in flacheren Regionen auf. Jedes Dreieck ist die Oberseite eines Prismas, welches in der Vertikalen in bis zu 22 Unterprismen aufgeteilt ist. Die Unterprismen zerfallen ihrerseits in Tetraheder.

Das Modell wurde mit vorgeschriebenen Randbedingungen nach dem WOCE hydrographischen Datensatz (Gouretski und Jancke, 1998) sowie mit atmosphärischen Reanalysen des National Center for Environmental Prediction (NCEP) angetrieben. In das Modell wurden Meereshöhenanomalien aus Altimetermessungen mit dem SIR Filter für die Periode 1990 bis 1998 assimiliert.

Ein Ergebnis ist die freie Modelloberfläche gemittelt über den Assimilationszeitraum, die in Abbildung 2 gezeigt wird. Subtropenwirbel und Subarktischer Wirbel sind gut ausgeprägt. Obwohl nur Altimeteranomalien assimiliert wurden, reagiert das Modell mit seinem mittleren Zustand auf die Daten. Für ein grobauflösendes Modell mit einer mittleren Maschenweite von einem Grad sind die Ergebnisse erstaunlich gut. Zu einem Teil sind sie auf die vorteilhafte Modellgeometrie mit ihrer Finite Elemente Struktur zurückzuführen.

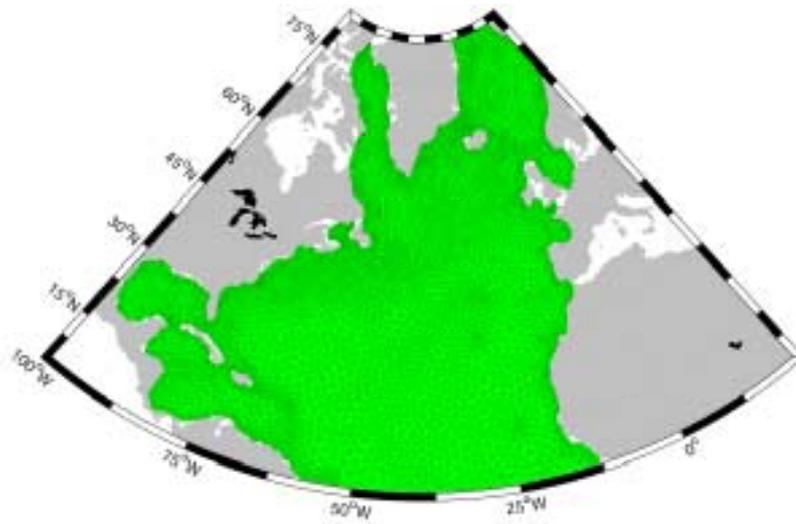
Die modellierte Meridionalzirkulation wird in Abbildung 3 dargestellt. Sie entspricht weitgehend früheren Studien mit anderen Modellen. Ein Maximum von 20 Sv im Tiefenbereich zwischen 1000 m und 2000 m ist ein traditionelles Ergebnis. Südlich von 20° N verfälschen die Randbedingungen die Zirkulation.

Nicht traditionell ist der meridionale Wärmetransport, der zur Modellzirkulation gehört. Der Abbildung 4 entnehmen wir, dass ein Maximum von rund 1 PW bei 40° N erreicht wird. Dieser Wert ist höher als bei zahlreichen anderen Abschätzungen aus der Ozeanographie und liegt etwa im oberen Drittel. Ergebnisse aus der Meteorologie lassen vermuten, dass dieser Betrag noch unter dem tatsächlichen Wärmetransport in der Natur liegt. Für Ozeanmodelle überraschend ist der Wärmetransport in unserem Nordatlantikmodell in hohen Breiten. Hier liegen unsere Berechnungen klar über denen anderer Studien.

Der positive Einfluss der Datenassimilation soll noch für das Beispiel der Golfstromablösung dargestellt werden. In der Abbildung 5 wird die Temperaturverteilung in einer Tiefe von 100 m gezeigt. Im oberen Bild sehen wir die Ergebnisse ohne Datenassimilation, der Golfstrom löst sich korrekt von der Küste, bleibt aber dicht bei ihr und führt unrealistisch weit nach Norden. Im Gegensatz dazu entspricht bei der Datenassimilation (unten) der ostwärtige Verlauf der Strömung den Beobachtungen. Im nördlichen Bereich sind auch die Temperaturen sehr viel geringer.

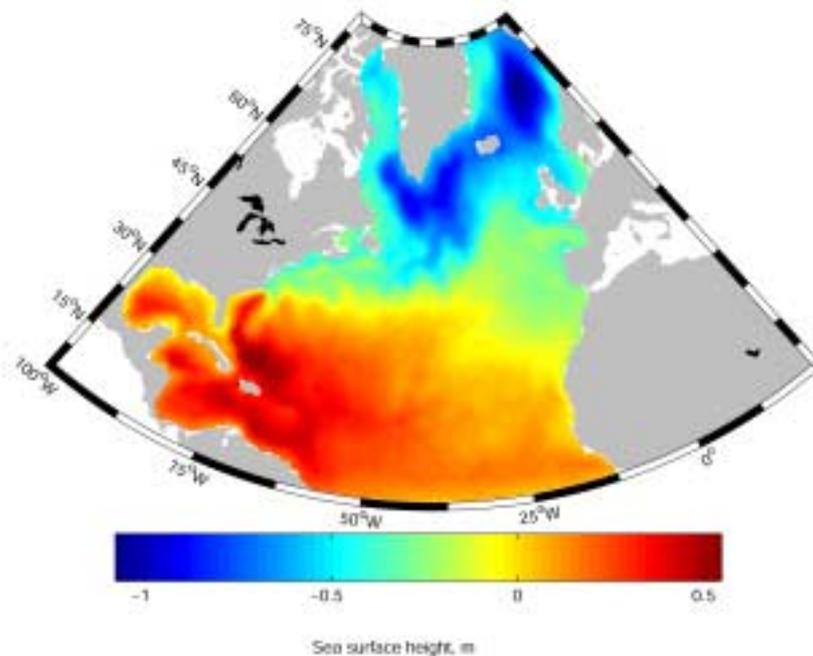
Die vollständige Nutzung der Satellitenaltimeter bezogen auf ein realistisches marines Geoid kann erst nach Beendigung der neuen Schwerefeldmissionen CHAMP, GRACE und GOCE erfolgen. Dann lassen sich rückwirkend alle Altimeterdaten der vergangenen fünfzehn Jahre absolut kalibrieren und zur Bestimmung der mittleren ozeanischen Zirkulation nutzen.

## Abbildungen



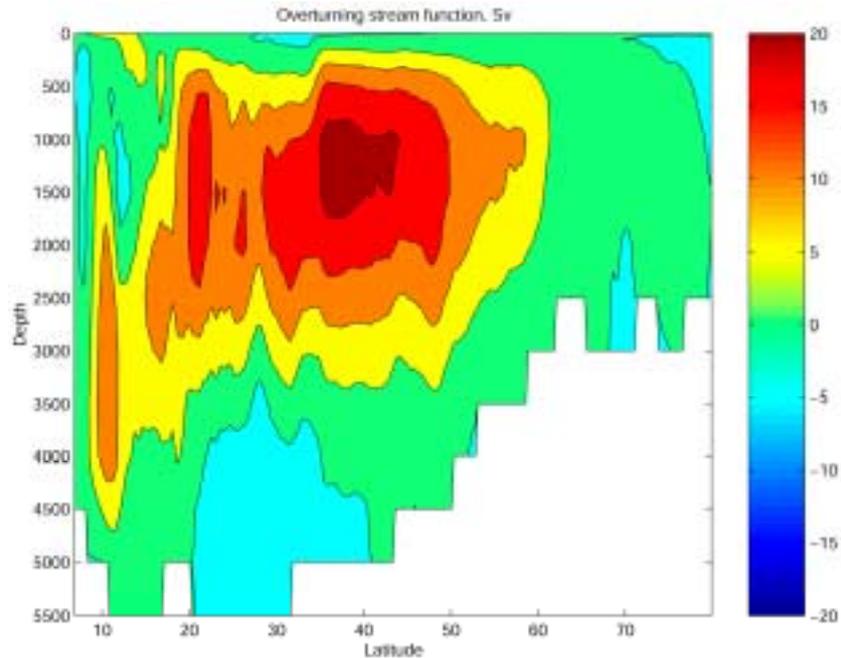
**Abbildung 1:**

Modellgitter an der Oberfläche des Nordatlantikmodells. Die Triangulierung weist Verfeinerungen entlang den Küstenlinien und in ozeanographisch wichtigen Regionen auf. In die Tiefe wird das Gitter in Form von Prismen fortgesetzt, die ihrerseits in Tetraeder aufgeteilt sind. So ist eine gute Diskretisierung der Bodentopographie und der Ozeanränder gewährleistet.



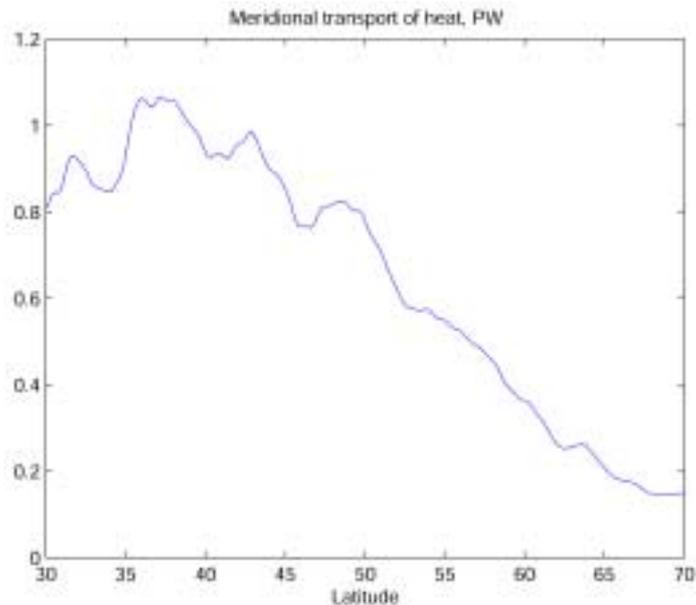
**Abbildung 2:**

Freie Oberflächenauslenkung (SSH) des Nordatlantikmodells nach Datenassimilation gemittelt über die WOCE Periode 1990-1998. Deutlich erkennbar ist der Subtropenwirbel und die Ablösung des Golfstroms von der amerikanischen Küste bei Kap Hatteras. Der Subpolarwirbel und die Grönlandsee liegen über einen Meter niedriger und weisen eine zyklonale Zirkulation auf.



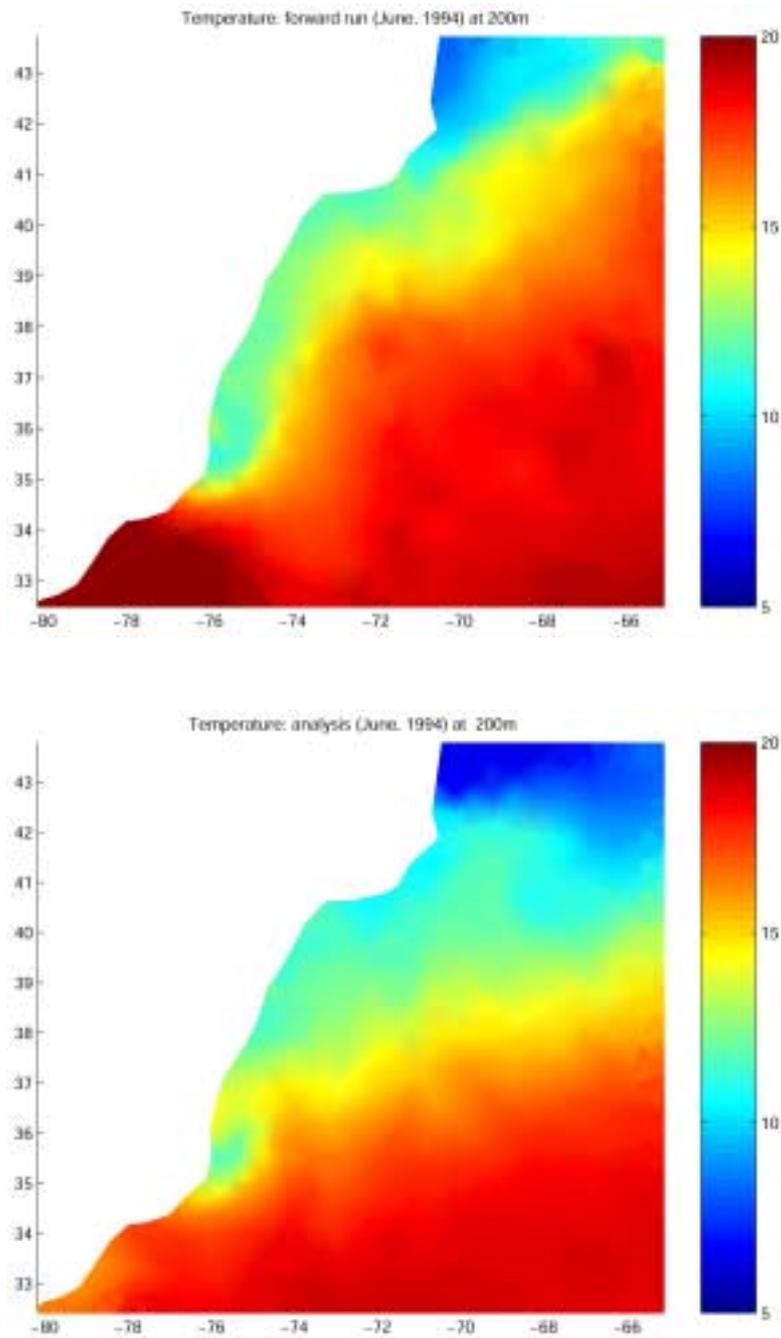
**Abbildung 3:**

Über die WOCE Periode 1990-1998 gemittelte meridionale Zirkulation des Nordatlantik-modells nach Datenassimilation. Das Kontourintervall beträgt 5 Sv ( $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ). Der südliche Modellbereich bis  $20^\circ \text{ N}$  wird von den Randbedingungen verfälscht. Die Stärke der Meridionalzirkulation ist mit ca 20 Sv befriedigend. Die wesentliche Strömung liegt oberhalb von 3000 m Tiefe und südlich von  $60^\circ \text{ N}$ .



**Abbildung 4:**

Über die WOCE Periode 1990-1998 gemittelter meridionaler Wärmetransport nach Datenassimilation. Der Transport erreicht im Maximum etwas über 1PW ( $1 \text{ PW} = 10^{15} \text{ W}$ ). Bemerkenswert ist ein Tranport von mehr als 0.1 PW über  $70^\circ \text{ N}$  hinaus.



**Abbildung 5:**

Der Einfluss der Datenassimilation auf die Ablösung des Golfstroms von der amerikanischen Küste.

**Oben:** Die Temperatur des Nordatlantikmodells ohne Datenassimilation in 100 m Tiefe für Juni 1994. Die Subtropischen Wassermassen werden vom Golfstrom zu weit nach Norden verfrachtet und bleiben zu nahe an der amerikanischen Küste.

**Unten:** Die gleiche Temperaturverteilung nach Datenassimilation. Die Lage des Golfstroms ist deutlich realistischer. Das warme Wasser beschränkt sich auf den südlichen Bereich. Die Temperaturen nördlich von 40° N sind erheblich niedriger.

## **7. Voraussichtlicher Nutzen**

Die wissenschaftlichen Ergebnisse dieses Projekts liegen in erster Linie auf einem besseren Verständnis der ozeanischen Prozesse und Transporte. Wesentliche Kenngrößen der Zirkulation wie meridionale Wärmetransporte, die sich nicht direkt beobachten lassen, wurden bestimmt. Sie deuten auf einen etwas höheren Transport als vorangegangene Analysen ergaben. Die Rolle des Ozeans in globalen Klimageschehen ist damit wichtiger als bisher angenommen.

Für den Südlichen Ozean konnten weitere Indizien gefunden werden, die auf einen wesentlichen Austausch zwischen Atlantischem und Indischem Ozean hinweisen. Dies ist ein wichtiger Beitrag zum Verständnis der Ozeanzirkulation und ihrer Rolle im globalen Wärmehaushalt der Erde.

Ebenso ist nach unseren Ergebnissen die Wassermassenbildungsrate im Weddellmeer stark ausgeprägt, so wie es andere inverse Modellrechnungen vermuten lassen. Direkt aus Messungen lassen sich diese hohen Bildungsraten bisher nicht belegen, so dass hier ein Forschungsbedarf erkennbar wird.

Ferner wurde das Finite-Elemente-Modell FENA wesentlich weiter entwickelt. Zeitabhängigkeit und konvektive Prozesse wurden hinzugefügt. Es steht inzwischen gut dokumentiert der Öffentlichkeit zur Verfügung.

## **8. Ergebnisse von anderer Seite**

Hinweise auf Ergebnisse, die inzwischen von dritter Seite bekannt wurden und die für die Durchführung des Projekts von Bedeutung sind, haben uns zur Einführung des Sequential-Importance-Resampling-Filters als Spezialfall des Ensemble-Kalman-Filters veranlasst. Erste Ergebnisse mit dieser neuen Methode im Rahmen der Abschätzung biologischer Parameter aus Zeitserien der Bermuda-Station BATS (Losa et al., 2002) waren sehr positiv.

## **9. Erfindungen, Schutzrechtsanmeldungen etc.**

In diesem Projekt fand keine Technologieentwicklung statt. Schutzrechte wurden nicht in Anspruch genommen oder angemeldet.

## **10. Veröffentlichungen, die im Zusammenhang mit dem Projekt entstanden sind:**

Danilov, S. and G. Kivman, (2002)

FENA User Guide, Version 2.0, Alfred-Wegener-Institute, Bremerhaven, Germany, 21pp.  
["http://www.awi-bremerhaven.de/Modelling/INVERSE/fena\\_guide.pdf"](http://www.awi-bremerhaven.de/Modelling/INVERSE/fena_guide.pdf)

Dobrindt, U., (1999)

Ein Inversmodell für den Südatlantik mit der Methode der finiten Elemente.

University of Bremen, Germany, 131pp.

Dobrindt, U. (2000)

FEMSA - An Inverse Finite Element Model for the South Atlantic, Berichte aus

dem Fachbereich Physik, Alfred-Wegener-Institut, Bremerhaven, **100**, 1-34.

Dobrindt, Uwe and Gennady Kivman (2001)

FENA User Guide, Alfred-Wegener-Institute, Bremerhaven, Germany, 55pp.

["http://www.awi-bremerhaven.de/Modelling/INVERSE/fena.html"](http://www.awi-bremerhaven.de/Modelling/INVERSE/fena.html)

Dobrindt, U., Frickenhaus, S. (2000)

Partitioning, Reordering and Solving an Advection Diffusion Problem formulated in Finite Elements, Berichte aus dem Fachbereich Physik, Alfred-Wegener-Institut, Bremerhaven, **98**, 1-31.

Dobrindt, U., Schröter, J. (2002,a)

An Adjoint Ocean Model Using Finite Elements: An Application to the South Atlantic, Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, im Druck.

Dobrindt, U., Schröter, J. (2002,b)

A Finite Element Inverse Ocean Model for an Advection-Diffusion Problem, Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering, eingereicht.

Dobrindt, U., Schröter, J. (1999)

A finite element inverse model of the circulation in the South Atlantic, Programme and Abstracts 3rd WMO Internat Symposium on Assimilation of Observations in Meteorology and Oceanography, Quebec City, Canada.

Kivman, G. (2002)

Sequential parameter estimation for stochastic systems, Nonlinear Processes in Geophysics, eingereicht.

Losa, S., Kivman, G., Schröter, J., Wenzel, M. (2002)

Sequential weak constraint parameter estimation in an ecosystem model, Journal of Marine Systems, eingereicht.

Nechaev, D., Schröter, J., Yaremchuk, M. I. (2003)

A diagnostic stabilized finite-element ocean circulation model, Ocean Modelling, 5, 37-63.

Nechaev, D., Schröter, J., Yaremchuk, M.I. (1998).

Large Scale Circulation in the South Atlantic as an inverse of WOCE and Climatological Data, in Proceedings of the 1998 Conference of the World Ocean Circulation Experiment Ocean Circulation and Climate, Halifax, Canada, 24-29 May, 1998, 110.

Schröter J., Wenzel M. (2001)

Ocean circulation determined from JASON satellite altimeter data, AVISO Newsletter, **8**, 121-122.

Stammer D., Bleck R., Böning C., DeMey P., Hurlburt H., Fukumori I., LeProvost C., Tokmakian R., Wenzel M. (2001)

Global ocean modelling and state estimation in support of climate research, in: Observing the Ocean in the 21st Century, C.J. Koblinsky and N.R. Smith (Eds), GODAE Project Office and

Bureau of Meteorology, Melbourne, 511-528.

Staneva J., Wenzel M., Schröter J. (2002)

Oceanic state during 1993-1999 determined by 4D VAR data assimilation, International WOCE Newsletter, 42,

Wenzel, M., Schröter, J. (2002)

Assimilation of TOPEX/Poseidon data in a global ocean model: Differences in 1995-1996, Physics and Chemistry of the Earth, in press.

Wenzel, M., Schröter, J., Olbers, D. (2001)

The annual cycle of the global ocean circulation as determined by 4D VAR data assimilation, Progress in Oceanography, **48**, 73-119.

Wenzel M., Schröter J. (1999a)

On the use of integral quantities derived from hydrographic sections to constrain a global ocean circulation model, Proceedings of 'The Ocean Observing System for Climate OCEANOBS 99', October 18-22, 1999, Saint-Raphael, France.

Wenzel, M., Schröter, J. (1999b)

4D VAR data assimilation into the LSG OGCM using integral constraints, Proceedings of "Third WMO International Symposium on Assimilation of Observations in Meteorology and Oceanography", 7-11 June 1999, Quebec City.

Wenzel, M., Schröter, J., Olbers, D. (1999)

Finding a cyclo-stationary steady state of a global ocean circulation model by data assimilation, Berichte aus dem Fachbereich Physik Nr. **92** , Alfred-Wegener-Institut, Bremerhaven.

### **Weitere Literatur :**

Gordon, N., Salmond, D., Smith, A.F.M. (1993)

Novel approach to nonlinear/non-Gaussian Bayesian state estimation. IEEE proceedings-F, **140**, 107-117.

Gouretski, V.V. und K. Jancke, ( 1998)

WHP Special Analysis Center; Technical Report No.3;  
WOCE Report No. 162/98. <http://www.dkrz.de/~u241046>

Hernandez, F. and P. Schaeffer, ( 2000)

Altimetric Mean Sea Surfaces and Gravity Anomaly maps Inter comparisons. AVISO technical report, No. AVI-NT-011-5242-CLS. CLS Editor, Toulouse, France.

Hughes, T.G.R., Franca, L.P. and M. Balestra, (1986)

A new fine element formulation for computational fluid dynamics, circumventing the

Babushka-Brezzi condition: A stable Petrov-Galerkin formulation of the Stokes problem accommodating equal-order interpolations. *Comp. Meth. Appl. Mech. Engrg.*, 59, pp.85-99.

King, C., D. Stammer and C. Wunsch, (1994)

The CMPO/MIT TOPEX/POSEIDON Altimetric Data Set. Center for Global Change Science, Dept. of Earth, Atmospheric and Planetary Sciences, MIT, Cambridge, USA.

Lee T. and J. Marotzke, (1998)

Seasonal Cycles of Meridional Overturning and Heat Transport of the Indian Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, **28**, 923-943.

Rintoul, S.R., (1991)

South Atlantic interbasin exchange. *J. Geophys. Res.*, **96**, 2675-2692.

Rubin, D. (1988)

Using the SIR algorithm to simulate posterior distributions.  
In *Bayesian Statistics 3* (Eds. J.M. Bernardo, M.H.DeGroot, D.V.Lindley and A.F.Smith), pp 395-402, Oxford Univ. Press.

Russo, A., (1996)

Bubble stabilization of fine element methods for the linearized incompressible Navier-Stokes equations, *Comput. Methods Appl. Mech. Engrg.*, 132, pp.335--343.

Stammer, D., C. Wunsch, R. Giering, Q. Zhang, J. Marotzke, J. Marshall and C. Hill, (1997)

The Global Ocean Circulation Estimated from TOPEX/POSEIDON Altimetry and the General Circulation Model, Center for Global Change Science Report Series, 49, M, 40pp.

Wenzel, M., Schröter, J. (1995)

Assimilation of TOPEX/POSEIDON altimeter data into a global ocean model. Minutes of the TOPEX/POSEIDON Science Working Team Meeting, May 1995, JPL D-12817, C-18 - C-23.

## **Abschlussbericht**

**zum Teilvorhaben 03F0246B des Verbundprojekts CLIVAR marin:**

**B: Ozeanische Bodengrenzschichtdynamik:  
Hochauflösende Prozessstudien zur Entwicklung  
von Parametrisierungen für Klimamodelle**

**Zeitraum des Projekts: 1.3.1999 bis 28.2.2002**

### **Autoren:**

**PD Dr. Aike Beckmann (AWI Bremerhaven)  
Peter Herrmann (scientific computing Kiel)**

Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung  
Postfach 12 01 61  
27515 Bremerhaven

## Abschlussbericht

### 1. Beteiligte Wissenschaftler

Dr. Aike Beckmann

Projektleiter, AWI beckmann@awi-  
bremerhaven.de

Peter Herrmann

scientific computing Kiel  
Peter.Herrmann@phsck.de

### 2. Aufgabenstellung des Teilprojekts

In diesem Teilprojekt der ersten Phase des CLIVAR/marin-Programms sollte die Dynamik der Bodengrenzschicht in Regionen mit starken bodennahen Strömungen und Dichtegradienten, insbesondere über geneigtem und stark variablen Boden untersucht werden. Ziel war ein Verständnis der Abhängigkeiten von bodennaher Strömung und Vermischung hinsichtlich Schichtung, Bodenneigung, Bodenrauigkeit und Hintergrundströmung. Aufbauend darauf sollten bestehende Bodengrenzschichtparametrisierungen und -modelle für die Anwendung in Klimastudien getestet und zu einer universell einsetzbaren Formulierung weiterentwickelt werden.

Die Dynamik der ozeanischen Bodengrenzschicht spielt eine entscheidende Rolle für die Durchströmung von Meeresstraßen und den hangabwärtsgerichteten Transport dichter Wassermassen und damit für die Ausbreitung von Bodenwasser über variabler Topographie. Trotz der kleinskaligen Natur der beteiligten Prozesse kommt ihnen eine große Bedeutung für die großskalige thermohaline Zirkulation zu.

Grundlage des Projekts sollten hochauflösende Modellrechnungen in mehreren für die thermohaline Zirkulation (insbesondere die Ausbreitung des Antarktischen Bodenwassers, AABW) des Atlantiks kritischen Regionen bilden: im Gebiet des Süd-Scotia-Bogens, des Südgeorgischen Beckens (zwischen Scotia-See und Argentinischem Becken), sowie der Tiefseekanäle zwischen dem Argentinischen und dem Brasilianischen Becken.

In Abstimmung mit und in Ergänzung internationaler Aktivitäten befasst sich dieses Teilprojekt mit der Dynamik der Durchströmung tiefer Passagen und seiner Modellierung. Große Unsicherheiten bestehen zum Beispiel hinsichtlich der Pfade, die das Antarktische Bodenwasser (AABW) aus dem Weddellmeer nordwärts nimmt. Diese dichteste Wassermasse des tiefen Ozeans hat auf ihrem Weg nach Norden mehrere Rückensysteme zu überwinden, insbesondere den Süd-Scotia-Rücken (dessen Überströmung im Rahmen des DOVETAIL Projekts untersucht wird) und den Nord-Scotia-Bogen. In den tiefen Passagen dieser Region (Shag Rocks Passage, Georgia Passage sowie The Gap) sind nur wenige Messungen vorhanden, so dass Modelle hinzugezogen werden müssen, um Transporte und ihre Variabilität umfassend zu bestimmen.

### **3. Voraussetzungen, unter denen das Vorhaben durchgeführt wurde**

Wegen Personalmangel wurden die Arbeiten des Projekts erst mit etwa einjähriger Verzögerung begonnen; das ursprüngliche Programm musste daher gekürzt und mit leicht veränderten Zielen umgesetzt werden.

### **4. Planung und Ablauf des Vorhabens**

Durch den verspäteten Beginn der Arbeiten in diesem Teilprojekt wurden Änderungen der Vorgehensweise notwendig. Zum einen beschränkten sich die Untersuchungen auf eine Modell-Region, das Übergangsgebiet der nördlichen Scotia-See in das Argentinische Becken. Das Modellgebiet ist topographisch stark gegliedert, so dass mehrere Passagen (z. B. Shag-Rocks-Passage, Malvinas-Chasm, Georgia-Passage und Falkland-Bruchzonen-Gap) in verschiedenen Dichtehorizonten (hier vor allem das untere zirkumpolare Tiefenwasser ICDW, das süd pazifische Tiefenwasser SPDW, sowie oberes und unteres Weddellsee-Tiefenwasser uWSDW und IWSDW) gleichzeitig erfasst werden. Zum anderen konzentrierten sich die Arbeiten zur Parametrisierung der Bodengrenzschicht auf Sensitivitätsstudien mit bekannten, aber bisher in Zusammenhang mit der Bodengrenzschicht ungetesteten Vertikalvermischungsschemata. So wurden neben lokalen Standardverfahren mit dem nicht-lokalen Schließungskonzept höherer Ordnung nach Large et al. (1994) erstmals eine aus der atmosphärischen Grenzschichttheorie übertragene Parametrisierung auf die ozeanische Bodengrenzschicht angewendet.

Dazu erwies es sich als hilfreich, die neueste Version des verwendeten Ozeanzirkulationsmodells [ROMS, Regional Ocean Modeling System, einer in wesentlichen Punkten erweiterten Version des Vorläufermodells SCRUM (Song und Haidvogel, 1994)] anzuwenden. Die für dieses Projekt relevanten Neuerungen des Modellcodes bestehen in der erhöhten Genauigkeit der numerischen Verfahren und der Verfügbarkeit mehrerer alternativer Parametrisierungen subgridskaliger Prozesse. Die prognostischen Gleichungen werden mit einem Prediktor-Korrektor Verfahren dritter Ordnung integriert (Leapfrog/Adams-Molton), wobei das Advektionsschema dritter Ordnung mit Flusskorrektur (Shchepetkin und McWilliams, 1998) nahezu positiv definit ist und eine implizite Hyperdiffusion aufweist, die den Verzicht auf explizite laterale Diffusion ermöglicht. In der Vertikalen stehen neben etablierten Standards der Vermischungparametrisierung wie der weitverbreiteten (DYNAMO, FLAME) schichtungsabhängigen Wahl der Austauschparameter nach Gargett (1984), lokale und nichtlokale Schließungsschemata zur Verfügung. Das lokale Verfahren basiert auf einer Integration der Gleichung für die turbulente kinetische Energie (Level 2.5, Mellor und Yamada, 1982). Das nichtlokale Schema stellt eine Implementierung der K-Profil Parametrisierung nach Large et al. (1994) dar, die als Besonderheit auch die Bodengrenzschicht beinhaltet. Die Kombination von Advektionseigenschaften und vertikalen Vermischungsschemata macht das Modellsystem besonders geeignet für die Ziele des Projekts.

Der für die Installation des Modellsystems benötigte zusätzliche Zeitaufwand wurde durch Zeitersparnis bei der Implementierung spezieller Vermischungsschemata mehr als überkompensiert.

### **5. Wissenschaftlicher und technischer Stand der Forschung zu Projektbeginn**

Numerische Studien zur Durchströmung von Passagen bzw. Überströmung von Rücken liegen in einer Vielzahl als Prozessstudien vor, von einfachen eindimensionalen stream-tube Modellen (z.

B. Smith, 1975; oder Killworth, 1977), über zweidimensionale reduced-gravity Modelle (z. B. Jungclaus und Backhaus, 1994; oder Jungclaus et al., 1995), bis hin zu stark idealisierten dreidimensionalen Modellen (z. B. Gawarkiewicz und Chapman, 1995; sowie Jiang und Garwood, 1995;1996). Vollständige Zirkulationsmodelle mit realistischer Geometrie, Wassermassenverteilung und Antriebsfunktionen liegen wegen der Kleinskaligkeit nur vereinzelt als regionale Modelle (dadurch mit begrenzter Laufzeit von bis zu etwa einem Jahr) vor. So untersuchten Jungclaus und Mellor (2000) die Ausbreitung von Mittelmeerwasser im Golf von Cadiz. Nicht wirbelauflösende Modelle, angefangen von den beckenweiten sogenannten "eddy permitting models" mit einer horizontalen Auflösung von etwa 20-30 km (z. B. DYNAMO, CLIPPER), bis hin zu den grob auflösenden Ozeankomponenten der Klimamodelle mit Gitterweiten zwischen 100 und 300 km lösen bei vertikalen Auflösungen von 100 bis 500 m im Bereich der hier betrachteten tiefen Wassermassen Bodengrenzschichtprozesse nicht explizit auf und bedürfen deshalb deren Parametrisierung. Diese beschränken sich zur Zeit auf die Annahme eines (meist quadratischen) Bodenreibungsterms, sowie in letzter Zeit einfache adhoc-Verfahren zur vertikalen Vermischung nach der Überströmung von Rücken (z. B., Campin und Goosse, 1999 sowie Döscher und Beckmann, 2000).

## **6. Zusammenarbeit mit anderen Stellen**

Hinsichtlich der Modellentwicklungsaspekte bestand enger Kontakt zu der Gruppe um Dale Haidvogel (Rutgers University, New Jersey, USA); unter anderem war ein Nachwuchswissenschaftler aus Dr. Haidvogels Gruppe, Enrique Curchitser, für 6 Monate als Gastforscher am AWI. Zu Fragen von Durchströmung von Passagen und Überströmung von untermeerischen Schwellen wurde auch auf die Expertise von Johann Jungclaus, einem international anerkannten Experten in diesem Bereich der Ozeanographie und Ozeanmodellierung, zurückgegriffen. Schließlich bestand stets reger Austausch mit den Kieler Kollegen (Claus Böning, Rolf Käse, Joachim Dengg), die sowohl innerhalb des Verbundprojektes als auch darüberhinaus an ähnlichen Fragen in anderen Meeresgebieten arbeiten.

## **7. Erzielte Ergebnisse**

Die erzielten Ergebnisse gliedern sich in zwei Bereiche: Erkenntnisse zur nordwärtigen Ausbreitung von Antarktischen Wassermassen durch die Bruchzonen im Nord-Scotia-Rücken, sowie Aussagen zu den Voraussetzungen einer erfolgreichen Modellierung dieser Ausbreitung.

### **7.1 Ausbreitung Antarktischer Wassermassen**

Abb. 1 zeigt einen Zonalschnitt der potentiellen Temperatur und der Meridionalkomponente der Geschwindigkeit aus dem Modell mit einer horizontalen Auflösung von 1/12 Grad Länge, und LMD Vermischung von Anfang September durch die Shag-Rocks-Passage. Es zeigen sich mehrere Bänder bodenintensivierten nordwärtigen Transports, sowie am Ostrand der Passage ein südwärtiger Transport aus der Malvinenspalte (siehe Tabelle 1), so wie in Locarnini et al. (1993) beschrieben. Das Geschwindigkeitsmaximum im Bereich des SPDW (gekennzeichnet durch Temperaturen kleiner 0.5 Grad Celsius) liegt über 35 cm/s, in guter Übereinstimmung mit Langzeit-Beobachtungen (Zenk, 1981).

Wassermasse	Dichtebereich	nach Süden	nach Norden	netto
ICDW-1	(45.79 < $\sigma_4$ < 48.87)	-1.92	4.26	2.34
ICDW-2	(45.87 < $\sigma_4$ < 45.98)	-2.24	7.42	5.18
SPDW	(45.98 < $\sigma_4$ < 46.04)	-0.15	2.71	2.56

Tabelle 1: Über den Shag-Rocks-Passage-Schnitt berechnete Transporte [in Sverdrup] in Dichteklassen.

Abb. 2 (oben) zeigt die Verteilung von Temperatur und Strömung im Bereich der Shag-Rocks-Passage auf der Dichtefläche  $\sigma_4=45.84$  (jeder zweite Vektor, nur Vektoren mit  $|u| \geq 4$  cm/s sind dargestellt). In der Malvinenspalte folgt die Strömung zunächst der Topographie westwärts, um dann an deren Nordrand nach Osten zum westlichen Georgia-Becken zu setzen. Ein Teil der Wassermassen überquert dabei direkt das Falklandplateau, wie in Naveira Garabato et al. (2002) beschrieben, ein weiterer Teil umströmt die Maurice Ewing Bank antizyklonal. Abb. 2 (unten; Geschwindigkeitsminimum 2.5 cm/s, veränderte Temperaturskala) zeigt die Situation auf  $\sigma_4=45.90$ , im Zentrum des ICDW-2. Das Zirkulationsschema gleicht dem des ICDW-1. Man beachte die Einbrüche von kälterem Wasser aus dem Malvinengraben über den Nordscotiabogen.

Abb. 3 (oben; wie Abb. 2, Geschwindigkeitsminimum 2.5 cm/s, veränderte Temperaturskala) zeigt Strömung und Temperatur auf  $\sigma_4=45.98$ , stellvertretend für das SPDW. Die potentielle Temperatur im Bereich der Passage ist kleiner als 0.6 Grad Celsius, übereinstimmend mit den Beobachtungen von Zenk (1981). Die Dichtefläche liegt in der Malvinenspalte zu tief, als es ein direktes Überströmen des Falklandplateaus erfordert. Dies stimmt mit den neuesten Beobachtungen von Naveira Garabato et al. (2002) überein, die dort im CDW keine Signatur des SPDW finden. Der Transport ins Argentinische Becken erfolgt durch Umströmung der Maurice Ewing Bank. Man erkennt am Südrand der Malvinenspalte die westwärtige Ausbreitung durch Vermischung mit dem darunterliegenden uWSDW stark abgekühlten Wassers Richtung Shag Rocks Passage, das dort schubweise in kleinen Mengen südwärts ins Scotia Becken eindringt (Locarnini et al., 1993).

Durch die Shag Rocks Passage erfolgt kein Transport von WSDW Richtung Argentinisches Becken. Beobachtungen zeigen eine Ausbreitung von der Scotia-See durch die Georgia-Passage, sowie von der Weddellsee durch den Südsandwich Graben in das Georgia-Becken. Von dort führen die Ausbreitungspfade durch die Northeast-Georgia-Passage (NGP), einen sehr schmalen Durchlass zwischen Südgeorgien und dem Northeastern-Georgia-Rise (NEGR) über das westliche Georgiabecken zur Falklandbruchzone, oder im tiefen östlichen Georgiabecken zwischen NEGR und Island-Orcadas-Rise zum Falklandrücken.

Abb.3 (unten) zeigt die Verteilung von potentieller Temperatur und Strömung im Bereich des oberen WSDW auf  $\sigma_4=46.04$  (jeder zweite Vektor, Minimalgeschwindigkeit von 2.5 cm/s) im Modell mit 1/12 Grad Auflösung und LMD-vermischung nach 60 Tagen. Es zeigt sich, dass die NGP nur marginale Transporte in das westliche Georgia-Becken zulässt. Die Schwellentiefe im

Modell liegt mit 3100 m etwa 400 m zu flach, bedingt durch die zur Kontrolle des Druckgradientfehlers in Modellen mit topographiefolgenden Vertikalkoordinaten notwendige Glättung der Topographie. Intensive vertikale Vermischung im Bereich der Schwelle, gegenüber herkömmlichen Parametrisierungen wie nach Gargett (1984) durch den Einsatz des nicht-lokalen Schemas verstärkt, führt bei mangelnder Advektion aus dem tiefen östlichen Becken zu einer raschen Erosion des WSDW im Bereich der NGP, so dass das westliche Georgiabecken hier nur über den Umweg um das NEGR von Nordosten her erreicht wird.

## 7.2 Numerische Sensitivitäten

Bezüglich der Sensitivitätsstudien zur Auflösung und Parametrisierung der Vertikalvermischung konnten folgende Ergebnisse gewonnen werden:

Zum Einfluss der horizontalen Auflösung wurde festgestellt, dass 1/3 Grad nicht ausreichend ist, um die komplexe Strömungsstruktur zu erfassen (siehe Abb. 4). Parallel dazu durchgeführte Vergleiche mit Beobachtungen zeigen, dass Punktmessungen in den tiefen Passagen nicht geeignet sind, die Strömungsverhältnisse detailliert wiederzugeben. Allerdings können aus den Verankerungsdaten typische Geschwindigkeiten und ihre Variabilität bestimmt werden, so dass eine Validierung des Modells möglich erscheint.

In bezug auf die Parametrisierung der Vertikalvermischung in Bodennähe wurden Experimente mit Gargett-Mixing (BVF; ein weithin in Klimamodellen verwendeter Standard) verglichen mit MY25 und KPP. Dabei zeigt sich, dass die Bodengrenzschicht ohne ein Schema höherer Ordnung nicht realitätsnah simuliert werden kann. Dies gilt insbesondere mit größerer horizontaler Auflösung, bei der die überzeugendsten Ergebnisse hinsichtlich der Strömungskerne sowie der Wassermassenausbreitung (Richtung, Transporte) mit KPP erzielt werden (Abb. 5).

Unsere modellierungsrelevanten Ergebnisse beziehen sich somit auf mehrere Bereiche der Ozeanmodellierung:

- Parametrisierung: klares Votum für den Einsatz von LMD, insbesondere bei größerer horizontaler Auflösung, also z. B. in Klimamodellen.
- Numerik: klares Votum für den Einsatz höherer Ordnungsverfahren in der Numerik, das hier verwendete Advektionsschema ist nahezu positiv definit bei nur marginal gestiegenen Kosten.
- Modellkonzepte: klares Votum für den Einsatz von Sigma-Koordinaten bei Studien zur Ausbreitung von Wassermassen in Bodennähe. Zur Zeit können Modelle mit stufenartiger Topographie ein solch feinstrukturiertes und reich gegliedertes Zirkulationsschema weder qualitativ noch quantitativ wiedergeben. Das gilt auch unter Berücksichtigung der inzwischen verfeinerten "ad-hoc-Verfahren, wie z. B. Killworth und Edwards (1999).
- Auflösung: Dennoch ist selbst bei höchster verwendeter Auflösung ein Feintuning der Topographie im Bereich der Passagen notwendig, um unter Berücksichtigung der Stabilität und Konsistenz des Modells die beste Realitätsnähe zu erreichen. Dies verdeutlicht einmal mehr die Notwendigkeit des Einsatzes höchstauflösender genesteter Teilmodelle zur realitätsnahen Wiedergabe der Zirkulation in grobmaschigen Klimamodellen.

## Abbildungen:

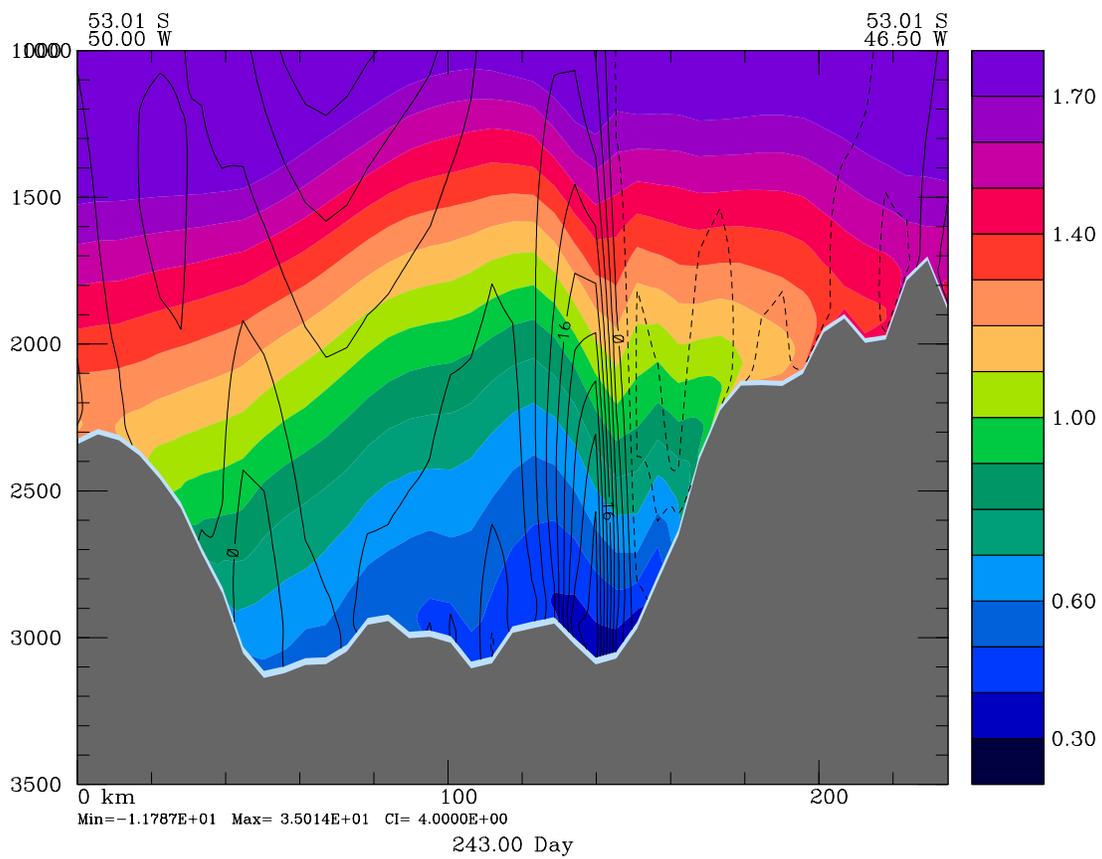


Abbildung 1: Zonal-Schnitt durch die Shag-Rocks-Passage: Temperaturverteilung (farbig) und Strömungsstruktur senkrecht zum Schnitt (durchgezogene/gestrichelte Linien: nordwärtige/südwärtige Strömung).

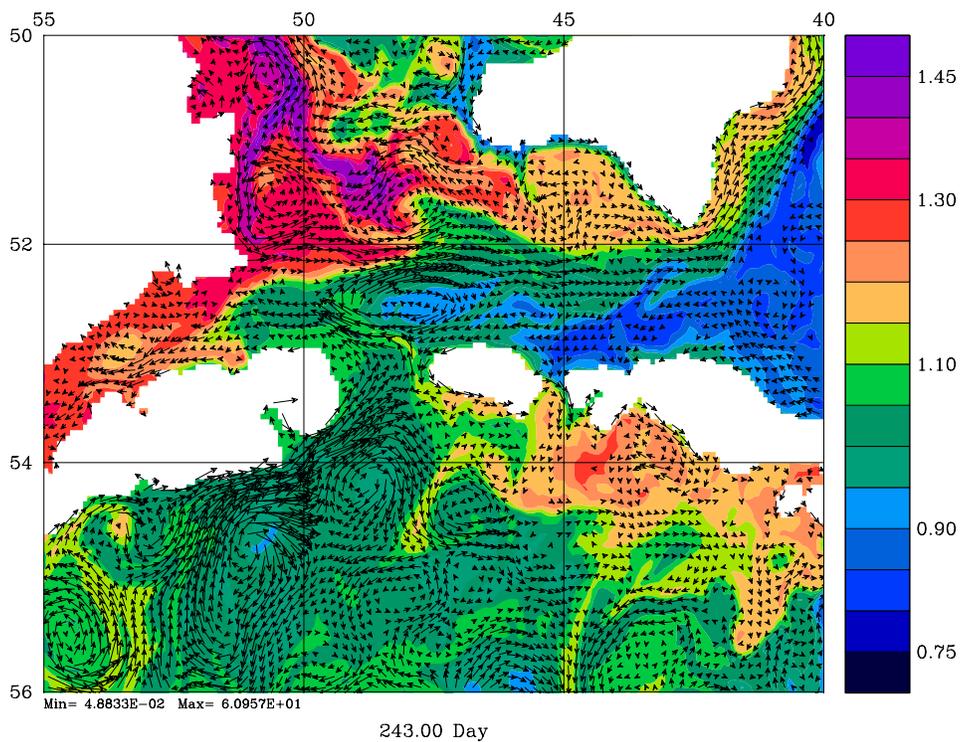
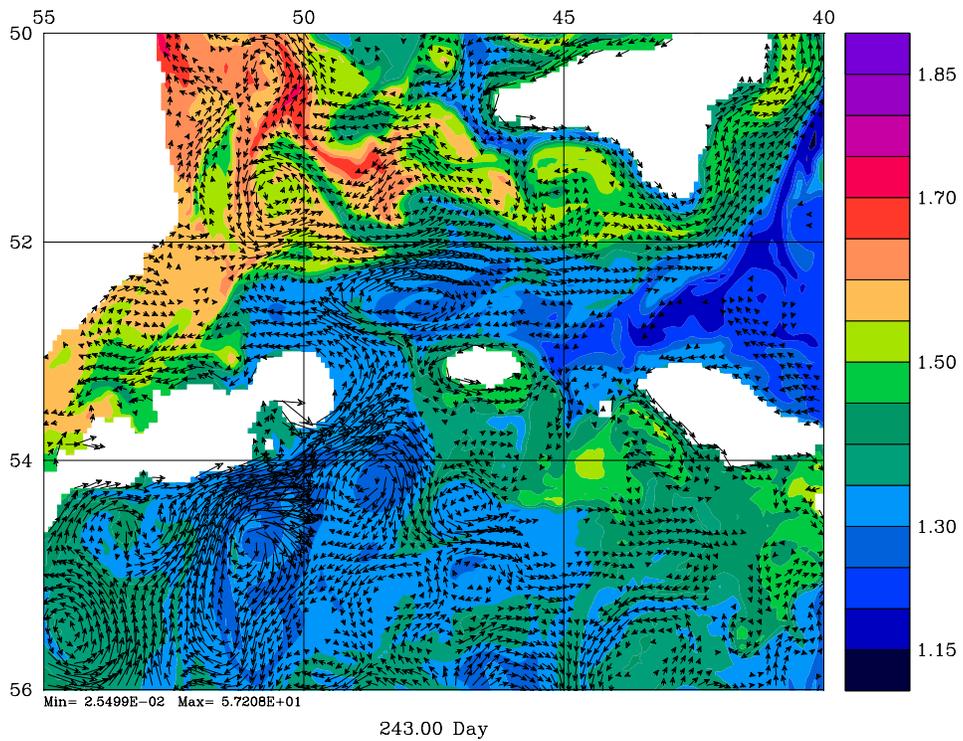


Abbildung 2: Temperatur und Strömungsverteilung im Niveau des unteren Zirkumpolaren Tiefenwassers (ICDW-1, oben und ICDW-2, unten).

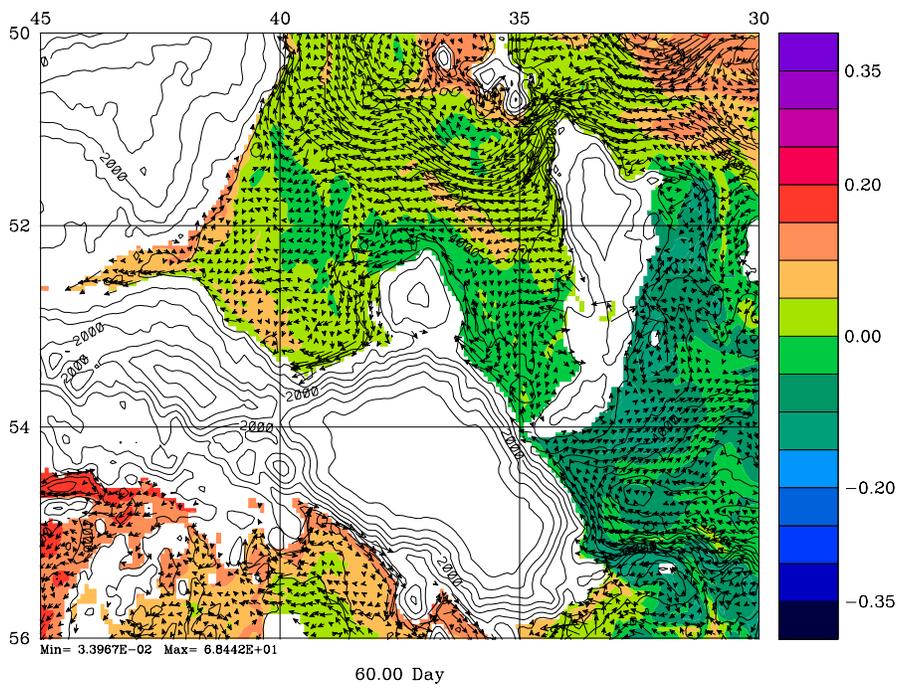
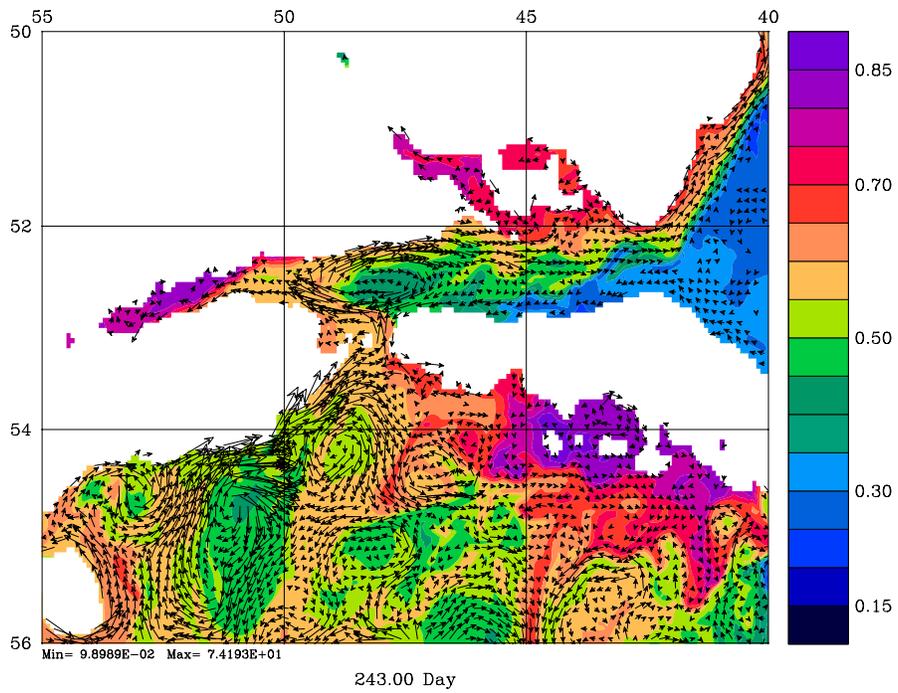


Abbildung 3: Temperatur und Strömungsverteilung im Niveau des Subpolaren Tiefenwassers (SPDW, oben) und des oberen Weddellmeertiefenwassers (uWSDW, unten).

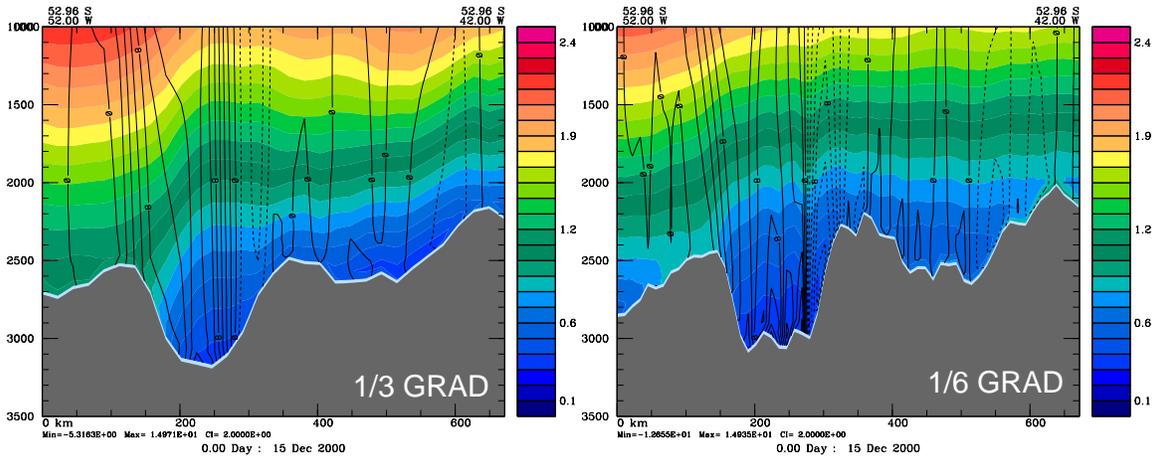


Abbildung 4: Zonalschnitt der Temperatur und Meridionalgeschwindigkeit durch die Shag-Rocks-Passage nach einem Jahr Integration des Modells mit LMD-Vermischung; (a) 1/3 Grad und (b) 1/6 Grad Auflösung. Man beachte die südwardige Strömung an der östlichen Flanke in beiden Experimenten sowie die Mehrfachkerne im hochauflösenden Fall. Das Volumen der kalten Wassermassen ist im 1/6 Grad Experiment deutlich erhöht.

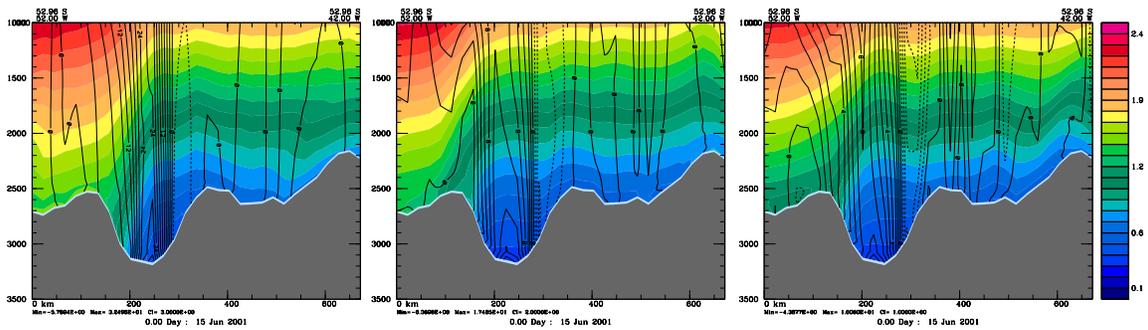


Abbildung 5: Zonalschnitt der Temperatur und Meridionalgeschwindigkeit durch die Shag-Rocks-Passage nach 18 Monaten Integration; (a) BVF-, (b) MY2.5- und (c) LMD-Vermischung (von links nach rechts). Man beachte die deutlich ausgeprägteren Rezirkulationsgebiete und Kaltwasseranomalien in den Fällen mit Schemata höherer Ordnung.

## **8. Voraussichtlicher Nutzen und Verwertbarkeit der Ergebnisse und Erfahrungen**

Die im vorausgegangenen Abschnitt dargestellten und zusammengefassten Ergebnisse und Schlussfolgerungen haben große Bedeutung für die Ozeanmodellierung im Allgemeinen und die Klimamodelle im Besonderen.

Ein anderer Aspekt ist die modellmässige Unterstützung von aus Messungen und Wassermassenanalysen abgeleiteten Ausbreitungsschemata in der Scotia-See (Arhan et al., 1999, sowie Naveira Garabato et al., 2002). Dabei zeigt sich, dass mehrere derer Hypothesen bestätigt werden:

- Auf dem Weg nordwärts ins westliche Georgiabecken erfährt das CDW eine Abkühlung auf Dichteflächen um etwa 0.15 Grad Celsius.
- Einbrüche von NADW südwärts an der Ostflanke der Maurice Ewing Bank, aber auch über das Falkland Plateau führen zu einer verringerten Abklung des CDW auf Dichteflächen um 0.05 bis 0.1 Grad Celsius.
- SPDW breitet sich durch die Shag-Rocks-Passage nordwärts in die Malvinenspalte aus und füttert nach Umströmen der Maurice-Ewing-Bank den tiefen Randstrom längs der Falkland-Bruchzone.

## **9. Während der Durchführung des Vorhabens bekanntgewordene Fortschritte auf diesem Gebiet bei anderen Stellen**

Untersuchungen der bodennahen Dichteströmungsprozesse im Rahmen von internationalen Kooperationen (z. B. DOME – Dynamics of Overflow Mixing and Entrainment) beschäftigen sich mit (a) idealisierten Dichtegefällsströmungen, (b) dem Mittelmeerwasserausstrom und der Dänemarkstraßendurchströmung, sowie (c) der Modellierung und Parametrisierung dieser Prozesse in beckenweiten und globalen Simulationen. Erste Ergebnisse mit einem zweidimensionalen nichthydrostatischen Modell sind kürzlich von Özgökmen und Chassignet (2002) veröffentlicht worden. Jungclaus et al. (2001) validierten Zyklonenseprozesse stromabwärts der Dänemarkstraße in einem PE-Modell in bodenfolgenden Koordinaten anhand engmaschiger hydrographischer Aufnahmen in der nördlichen Irmingersee, ergänzt durch oberflächennahe Satelliten-geortete Driftbojen.

In einem aus AWI-Mitteln geförderten Parallelprojekt wurden die Ausbreitungswege von Antarktischen Wassermassen im Bereich des Süd-Scotia-Bogens mit Lagrange'schen Modelliermethoden untersucht (Schodlok, 2002), so dass durch Kombination mit den Erkenntnissen dieses Projekts eine umfassende Beschreibung des unteren Zweiges der thermohalinen Zirkulation nördlich des Weddellmeeres möglich sein wird.

## **10. Veröffentlichung der Ergebnisse**

Geplant ist die Veröffentlichung der Ergebnisse dieses Teilprojekts in einer anerkannten internationalen Zeitschrift (z. B. Deep-Sea Research). In Vorbereitung befindet sich zur Zeit:

Herrmann, P. and A. Beckmann, 2002: Spreading of bottom water in a regional model of the

Scotia Sea.

### **11. Stand des Projektes im Vergleich zum Arbeits-, Finanz- und Zeitplan gemäß Antrag**

Durch den verspäteten Beginn der Arbeiten in diesem Teilprojekt wurden Änderungen der Vorgehensweise notwendig. Diese bestanden aus (a) der Beschränkung auf eine Modell-Region (Nord-Scotia-See), in der allerdings mehrere tiefe Passagen gleichzeitig simuliert werden können; sowie (b) der Konzentration auf bekannte, aber in Zusammenhang mit der Bodengrenzschicht ungetestete Vertikalvermischungsschemata (basierend auf sowohl lokalen als auch nicht-lokalen Schließungskonzepten höherer Ordnung).

Damit konnten die Hauptziele des Teilprojekts (modellstrategisch und modelltechnisch relevante Aussagen zur Behandlung und Darstellung der bodennahen Prozesse ozeanischer Zirkulation in Regionen stark variabler Bodentopographie; sowie Aussagen zur Ausbreitung unterschiedlicher Antarktischer Wassermassen durch die Scotia-See) innerhalb des Bewilligungszeitraums erreicht werden.

Die nicht eingesetzten Mittel sind an das BMBF zurückgeflossen bzw. nach gesondertem Antrag in anderen CLIVAR/marin-Teilprojekten des AWI für unvorhergesehene Mehrkosten verwandt worden.

### **12. Literatur**

Arhan, M., Heywood, K. J. und B. A. King, 1999: The deep waters from the Southern Ocean at the entry to the Argentine Basin. *Deep\_Sea Res.* 46, 475-499

Campin, J. M. und H. Goosse, 1999: A parameterization of density driven downsloping flow for coarse resolution model in z-coordinate. *Tellus* 51A, 412-430

Döscher, R. und A. Beckmann, 2000: Effects of a bottom boundary layer parameterization in a coarse resolution model of the North Atlantic Ocean, *J. Atmos. Oceanic Tech.*, 5, 698-707.

DYNAMO Group (S. Barnard, B. Barnier, A. Beckmann, C. W. Böning, M. Coulibaly, D'A. DeCuevas, J. Dengg, Ch. Dieterich, U. Ernst, P. Herrmann, Y. Jia, P. D. Killworth, J. Kröger, M.-M. Lee, Ch. LeProvost, J.-M. Molines, A. L. New, A. Oschlies, T. Reynaud, L. J. West und J. Willebrand), 1997: DYNAMO - Dynamics of North Atlantic Models: Simulation and assimilation with high resolution models. *Ber. Inst. f. Meereskunde Kiel*, 294, 333 pp.

Gargett, A. E., 1984: Vertical eddy diffusivity in the ocean interior. *J. Mar. Res.*, 42, 359-393

Gawarkiewicz, G. und D. C. Chapman, 1995: A numerical study of dense water formation and transport on a shallow, sloping continental shelf. *J. Geophys. Res.*, 100, 4489-4507

Jiang, L. und R. W. Garwood, 1995: A numerical study of three-dimensional dense water bottom plumes on a Southern Ocean continental slope. *J. Geophys. Res.*, 100, 18471-8488

Jiang, L. und R. W. Garwood, 1996: Three-dimensional simulations of overflows on continental

slopes. *J. Phys. Oceanogr.*, 26, 1214-1233

Jungclaus, J. H. und J. O. Backhaus, 1994: Application of a transient reduced gravity plume model to the Denmark Strait Overflow. *J. Geophys. Res.*, 99, 12375-12396

Jungclaus, J. H., J. O. Backhaus und H. Fohrmann, 1995: Outflow of dense water from the Storfjord in Svalbard: A numerical model study. *J. Geophys. Res.*, 100, 24719-24728

Jungclaus, J. H., Hauser, J. und R. H. Käse, 2001: Cyclogenesis in the Denmark Strait Overflow Plume. *J. Phys. Oceanogr.*, 31, 3214-3229

Jungclaus, J. H. und G. L. Mellor, 2000: A three-dimensional model study of the Mediterranean outflow. *Journal of Marine Systems*, 24, 41-66.

Killworth, P. D., 1977: Mixing on the Weddell Sea continental slope. *Deep-sea Research*, 24, 427-448

Killworth, P. D. und N. R. Edwards, 1999: A turbulent bottom boundary layer code for use in numerical ocean models. *J. Phys. Oceanogr.*, 29, 1221-1238

Large, W. G., McWilliams, J. C. und S. C. Doney, 1994: Oceanic vertical mixing: a review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization. *Rev. Geophys.*, 32, 363–403.

Locarnini, R. A., Whitworth III, T. Und Nowlin, W. D., 1993: The importance of the Scotia Sea on the outflow of Weddell Sea Deep Water. *J. Marine Res.*, 51, 135-153

Mellor, G. L. und T. Yamada, 1982: Development of a turbulent closure model for geophysical fluid problems, *Rev. Geophys.*, 20, 851–875.

Naveira Garabato, A. C., K. J. Heywood und D. P. Stevens, 2002: Modification and pathways of Southern Ocean Deep Waters in the Scotia Sea. *Deep-sea Res.*, 49, 681-705

Özgökmen, T. M. und E. P. Chassignet, 2002: Dynamics of two-dimensional turbulent bottom gravity currents. *J. Phys. Oceanogr.*, 32, 1460-1488

Schodlok, M. P., H. H. Hellmer und A. Beckmann, 2002: On the transport, variability and origin of dense water masses crossing the South Scotia Ridge. *Deep-Sea Res.*, in press.

Shchepetkin, A. F., und J. C. McWilliams, 1998: Quasi-monotonic advection schemes based on explicit locally adaptive dissipation. *Monthly Weather Rev.*, 126, 1541–1580.

Smith, P. C., 1975: A streamtube model for bottom boundary currents in the oceans. *Deep-Sea Res.*, 22, 853-873

Smith, W. H. F., und D. T. Sandwell, 1997: Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science*, 277, 1956-1962

Song, Y. und D. B. Haidvogel, 1994: A semi-implicit ocean circulation model using a

generalized topography-following coordinate. J. Comp. Phys., 115, 228-244

Zenk, W., 1981: Detection of overflow events in the Shag Rocks Passage, Scotia Ridge. Science, 213, 1113-1114

## **Abschlussbericht**

**zum Teilvorhaben 03F0246B des Verbundprojekts CLIVAR marin:**

**C: Parameterisierung von Tiefenkonvektion  
und deren Auswirkungen auf die  
Wassermassencharakteristika im Weddellmeer**

**Zeitraum des Projekts: 1.3.1999 bis 28.2.2002**

**Autoren:**

**PD Dr. Aike Beckmann  
Dr. Ralph Timmermann**

Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung  
Postfach 12 01 61  
27515 Bremerhaven

# Abschlussbericht

## 1. Beteiligte Wissenschaftler

Dr. Hartmut Hellmer	Co-Projektleiter hhellmer@awi-bremerhaven.de
PD Dr. Aike Beckmann	Co-Projektleiter beckmann@awi-bremerhaven.de
Dr. Ralph Timmermann	Post-Doc rtimmerm@awi-bremerhaven.de
Dr. Bernadette Fritsch	wiss. Programmiererin bfritsch@awi-bremerhaven.de

## 2. Aufgabenstellung des Teilprojekts

Durch Tiefenkonvektion werden in hohen Breiten Tiefen- und Bodenwassermassen gebildet, die als Bestandteil der thermohalinen Zirkulation globale Bedeutung haben. In den meisten Ozean-Zirkulationsmodellen wird Tiefenkonvektion als ein instantaner, die gesamte Gitterzelle erfassender Prozess betrachtet und damit die komplexe Wechselwirkung zwischen verschiedenen Arten des Oberflächenantriebs und der Konvektion nur unzureichend berücksichtigt. In gekoppelten Eis-Ozean-Modellen kann dies zu einer unrealistischen Eisbedeckung und somit zu veränderten Wassermassencharakteristiken, Dichtestrukturen und Zirkulationsmustern führen.

Dieses Teilprojekt des deutschen CLIVAR/marin zielte auf ein besseres Verständnis und eine adäquate numerische Beschreibung von vertikalen Austauschprozessen im teilweise eisbedeckten Ozean.

## 3. Voraussetzungen, unter denen das Vorhaben durchgeführt wurde

Wegen Personalmangel wurden die Arbeiten des Projekts erst mit etwa einjähriger Verzögerung begonnen; das ursprüngliche Programm mußte daher gekürzt und mit leicht modifizierten Zielen umgesetzt werden.

## 4. Planung und Ablauf des Vorhabens

Leider konnte das Projekt, bedingt durch das Fehlen geeigneter wissenschaftlicher Mitarbeiter am Arbeitsmarkt, erst am 1. April 2000 begonnen werden. Als Konsequenz dieses um mehr als ein Jahr verspäteten Beginns wurden die Arbeiten im Projekt zunächst auf die Entwicklung der

Konvektionsparametrisierung und auf Sensitivitätsstudien konzentriert und die Anwendung in einem zirkumpolaren Modell erst im dritten Projektjahr in Angriff genommen.

Zur zeitweiligen Unterstützung der regionalen Modellierung wurde vom 1.5.2000-31.7.2000 Frau Dr. Bernadette Fritsch eingestellt.

## **5. Wissenschaftlicher und technischer Stand der Forschung zu Projektbeginn**

Die Modellierung der Ozeane hoher Breiten folgte den Erkenntnissen der globalen und beckenweiten Ozeanmodellierung und beschränkte sich zunächst auf Standardverfahren, die sich in mittleren Breiten als erfolgreich erwiesen hatten. Über physikalisch motivierte oder numerisch notwendige Verfahren zur Beschreibung der Vertikalvermischung im saisonal eisbedeckten Ozean war sehr wenig bekannt. Es handelte sich um eine neue Fragestellung, die aber im Laufe der Projekts ins Zentrum weitreichenden Interesses rückte.

## **6. Zusammenarbeit mit anderen Stellen**

Hinsichtlich der Modellentwicklungsaspekte bestand enger Kontakt zu der Gruppe um Dale Haidvogel (Rutgers University, New Jersey, USA); unter anderem war ein Nachwuchswissenschaftler aus Dr. Haidvogels Gruppe, Enrique Curchitser, für 6 Monate als Gastforscher am AWI. Darüberhinaus wurden während der Laufzeit des Projektes intensive Kontakte zu den Eis-Ozean-Modellierern an der Universität Louvain-la-Neuve, Belgien, aufgebaut.

## **7. Erzielte Ergebnisse**

### **7.1 Modellansatz**

Ein gekoppeltes Meereis-Ozean-Modell (BRIOS-2; Timmermann et al., 2002a), basierend auf einem dynamisch-thermodynamischen Meereismodell (Hibler, 1979; Lemke et al., 1990) und einer modifizierten Version des s-Coordinate Primitive Equation Model SPEM (Haidvogel et al., 1991) wurde in einer antarktisch-zirkumpolaren Modellkonfiguration betrieben. Das horizontale Gitter wurde auf die Region des Weddellmeeres fokussiert. Simulationen wurden mit Daten aus dem Hydrographic Atlas of the Southern Ocean (Olbers et al., 1992) initialisiert und mit 6-stündigen Daten der ECMWF-Reanalyse angetrieben. Resultate aus Experimenten mit verschiedenen Parametrisierungen der vertikalen Vermischung wurden eingehend analysiert.

Ein Vergleich der Modellresultate mit beobachteten Temperaturen und Eiskonzentrationen (Abb. 1a) zeigt die hohe Sensitivität dieser Größen gegenüber der Parametrisierung vertikaler Vermischung im Ozean.

### **7.2 Convective Adjustment [CA]**

Experimente mit dem Convective Adjustment-Schema (Rahmstorf, 1993), in dem statische Instabilität instantan und vollständig abgebaut wird, zeigen eine große, wiederkehrende Polynja im zentralen Weddellmeer und eine Homogenisierung der Wassersäule bis in 3000 m Tiefe (Abb. 1 b) nach nur drei Integrationsjahren. Variationen der Meereis- oder Kopplungs-Parameter

in vernünftigen Grenzen können dieses Defizit nicht beheben. Sehr ähnliche Resultate (nicht gezeigt) werden mit einem impliziten vertikalen Vermischungsschema produziert, in dem die vertikale Diffusivität im Falle statischer Instabilität auf  $1 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$  angehoben wird.

In beiden Fällen produziert quasi-instantane Verschmischung hohe vertikale Wärmeflüsse, die zu einer raschen Schmelze des Meereises im betroffenen Gebiet führen. Für jede einzelne Konvektionszelle mag eine vertikale Diffusivität in der Größenordnung von  $1 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$  ein vernünftiger Ansatz sein, doch haben diese Zellen einen typischen Durchmesser von 0.5 bis 1 km (Schott und Leaman, 1991; Send und Käse, 1998) und sind daher erheblich kleiner als Modellgitterboxen in großskaligen Simulationen. Zwischen den Konvektionszellen bleibt die Struktur der Wassersäule zunächst erhalten, so dass die effektive Vermischung deutlich geringer ist.

Eine Reduzierung der zur Behandlung statischer Instabilität vorgeschriebenen vertikalen Diffusivität auf  $0.01 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$  führt zu einer Verbesserung der Resultate. Hinweise auf unrealistisch starke Konvektion treten in den ersten Jahren der Integration nicht auf. Jedoch enthält auch dieses Schema keine Beschreibung der oberflächennahen, windinduzierten Vermischung. Daher bleibt die Aussüßung der oberflächennahen Wassersäule auf die oberste Modellschicht beschränkt. Salz reichert sich in der Schicht des Winterwassers an, bis - nach etwa zehn Jahren - intensive dichtegetriebene Konvektion unterhalb dieses Niveaus wieder zu einer vertikalen Homogenisierung der Wassersäule und zu unrealistischen Polynjas im zentralen Weddellmeer führt.

### **7.3 Pacanowski-Philander [PP]**

Die Anwendung des Vermischungsschemas von Pacanowski und Philander (1981) in seiner ursprünglichen Form bringt keine signifikante Verbesserung der Resultate: Tiefreichende Konvektion und eine große Polynja im zentralen Weddellmeer werden auch dann noch produziert, wenn die vertikale Diffusivität durch  $v_{\text{max}} = 0.01 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$  nach oben limitiert wird (Abb. 1c).

Mit einer zusätzlichen Hintergrunds-Diffusivität von  $10^{-3} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$  in den oberen 100 m der Wassersäule - als grobe Parametrisierung der oberflächennahen windinduzierten Vermischung - wurde das Modell jedoch erfolgreich in Studien zur mittleren Zirkulation und zur zwischenjährlichen Variabilität im Südpolarmeer angewandt (Beckmann und Timmermann 2001; Timmermann et al., 2002b). Allerdings sind die mit dieser ad hoc-Formulierung prognostizierten Deckschichten im Sommer zu tief; die Variabilität der Deckschichttiefe ist reduziert.

### **7.4 K-Profile Parameterization [KPP]**

Das KPP-Schema von Large et al. (1994) enthält eine explizite Berücksichtigung der Produktion turbulenter kinetischer Energie als Funktion der Reibungsgeschwindigkeit  $u^*$ . Profile der turbulenten Austauschkoefizienten werden aus den Oberflächenflüssen und den Profilen von Temperatur, Salzgehalt und Geschwindigkeit diagnostiziert. Wie das PP-Schema, aber im Gegensatz zu den Modellen der Kraus-Turner-Familie, kommt diese Parametrisierung ohne die a priori-Annahme einer homogen durchmischten Schicht aus.

Simulationen mit diesem Schema zeigen eine weitgehend realistische Wiedergabe der

Meereisverteilung und der Hydrographie (Abb.1d). Jedoch neigt dieses Schema dazu, lokale Anomalien des vertikalen Wärmeflusses zu produzieren, die zur Bildung von kleinen, aber so nicht realistischen Polynjas unmittelbar südlich der Eiskante führen.

### **7.5 PP + Monin-Obukhov-Länge**

Im letzten vorgestellten Experiment wird die Pacanowski-Philander-Parametrisierung (in der durch Einführung einer oberen Schranke von  $0.01 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  modifizierten Form) mit einem diagnostischen Schema kombiniert, das die Monin-Obukhov-Länge (vgl. z. B. Lemke, 1987) als Funktion sowohl der Oberflächen-Reibungsgeschwindigkeit ( $u^*3$ ) als auch der Geschwindigkeitsdifferenz zwischen Meereis und Ozean berücksichtigt. Für  $0 < z < \hat{h}$  wird eine vertikale Diffusivität von  $0.01 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  zu den vom PP-Schema diagnostizierten Austauschkoefizienten addiert. In Situationen mit einem negativen Fluss von buoyancy an der Oberfläche, vor allem also im Frühjahr und Sommer, wird die Monin-Obukhov-Länge also als Maß für die Tiefe der winddurchmischten Schicht genutzt, während im Herbst und Winter das PP-Schema für einen graduell erhöhten vertikalen Austausch in Situationen mit geringer statischer Stabilität sorgt.

Dieses kombinierte Schema ermöglicht eine adäquate Beschreibung der vertikalen Vermischung im saisonal eisbedeckten Ozean: Die Tiefe der oberflächennahen Deckschicht im Weddellmeer variiert im Jahresgang von 30 bis 450 m; Konvektionszellen im Herbst und Winter belüften das Weddellmeertiefenwasser, homogenisieren aber nicht die Wassersäule. Meereisverteilung und Wassermasseneigenschaften (Abb. 1 e) werden in guter Übereinstimmung mit Beobachtungen prognostiziert - selbst in Integrationen über mehrere Dekaden. Diese Simulation wird daher als Referenzexperiment für Analysen der großskaligen Zirkulation genutzt.

Im Gegensatz zum zentralen Weddellmeer erscheint die Beschreibung der Konvektion in der kalten Wassersäule auf dem südwestlichen Kontinentalschelf verhältnismäßig einfach. Hoher Salzeintrag während der Meereisbildung führt zu intensiver Konvektion und zu einer Homogenisierung der Wassersäule bis zum Boden, ist aber wegen des fehlenden Temperaturmaximums nicht mit einem erhöhten vertikalen Wärmefluss verbunden. Dieser Prozess, bei dem ein wesentlicher Bestandteil des Weddellmeerbodenwassers gebildet wird (Foster und Carmack, 1976) wird in allen getesteten Parametrisierungen realitätsnah wiedergegeben.

### **7.6 Meridionale Umwälzbewegung**

Eine weitere diagnostische Größe mit großer Bedeutung für Studien des Klimasystems ist die meridionale Umwälzbewegung. Wir benutzen hier den Begriff „Meridionale Umwälzbewegung“ zur Bezeichnung der Stromfunktion als Funktion von Breite und potentieller Dichte anstelle der traditionellen Umwälzrate als Funktion von geographischer Breite und Wassertiefe. Wir erhalten so ein Maß für die Bildungsrate von Tiefen- und Bodenwasser, die für die Untersuchung der globalen thermohalinen Zirkulation wichtiger ist als die rein kinematische Beschreibung.

Benutzt man 2000 m als Bezugsniveau zur Berechnung der potentiellen Dichte ( $\sigma_2$ ), stellt sich im Referenzexperiment eine mittlere Umwälzrate von 26 Sv ein (Abb. 2). Betrachtet man nun alles Wasser mit  $\sigma_2 > 37.16 \text{ kg m}^{-3}$  als Antarktisches Bodenwasser (AABW; Orsi et al., 1999), so

stellt sich heraus, daß 21 Sv dieser Wassermasse über den Breitengrad  $62^{\circ}$  S nordwärts transportiert werden. Das gekoppelte Modell BRIOS-2 produziert also signifikant mehr Tiefen- und Bodenwasser als das stand alone Ozeanmodell BRIOS-1. Darüberhinaus sind die berechneten Transportraten deutlich weniger sensitiv gegenüber der Definition des AABW als in den Analysen von Hellmer und Beckmann (2001).

Sensitivitätsexperimente mit den anderen Verschichtungsschemata zeigen Muster, die der Abb. 2 sehr ähneln. Jedoch wird im Experiment mit convective adjustment eine meridionale Umwälzrate von 28 Sv und ein AABW-Transport von 23 Sv prognostiziert. Die anderen Experimente, in denen Tiefenkonvektion im zentralen Weddellmeer überschätzt wird, liefern ähnliche Resultate.

### **7.7 Fazit**

Eine umfangreiche Serie von Modellexperimenten belegt die hohe Sensitivität der thermohalinen Prozesse im Weddellmeer hinsichtlich der Darstellung der Vertikalvermischung in einem saisonal eisbedeckten Ozean. Die tiefreichende Konvektion auf dem Kontinentalschelf im südwestlichen Weddellmeer wird in allen Experimenten realitätsnah wiedergegeben. Simulationen, in denen der Effekt der windinduzierten Vermischung vernachlässigt oder unterschätzt wird, zeigen jedoch eine Anreicherung von Salz im Winterwasser und nachfolgend tiefe Konvektion im zentralen Weddellmeer. Diese führt zu einer Homogenisierung der Wassersäule und zu großen, unrealistischen Polynjas, sowie zu einer Überschätzung der Bildungsraten von Tiefen- und Bodenwasser.

Für eine realistische Wiedergabe der Hydrographie und der Meereisbedeckung in Klimasimulationen ist eine explizite Berücksichtigung der produzierten turbulenten kinetischen Energie als Funktion der Reibungsgeschwindigkeit  $u^*$  also unverzichtbar. Während das KPP-Schema in unseren Simulationen unrealistische kleinskalige Polynjas produziert, liefert eine Kombination aus (a) dem Richardsonzahl-abhängigen Schema von Pacanowski und Philander (1986) mit einer nach oben durch  $0.01 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$  limitierten Diffusivität mit (b) einer konstanten Diffusivität derselben Größe über eine durch die Monin-Obukhov-Länge vorgegebene Tiefe rundum überzeugende Resultate.

Die Ergebnisse sind darüberhinaus nicht nur eine Aussage zur richtigen Wahl einer Parametrisierung in einem speziellen Modell: Unsere Ergebnisse weisen ebenso deutlich darauf hin, dass die vertikale Umverteilung von Süßwasser während der Sommermonate eine wichtige Rolle bei der Gestaltung der regionalen Hydrographie im zentralen Weddellmeer spielt.

## Abbildungen

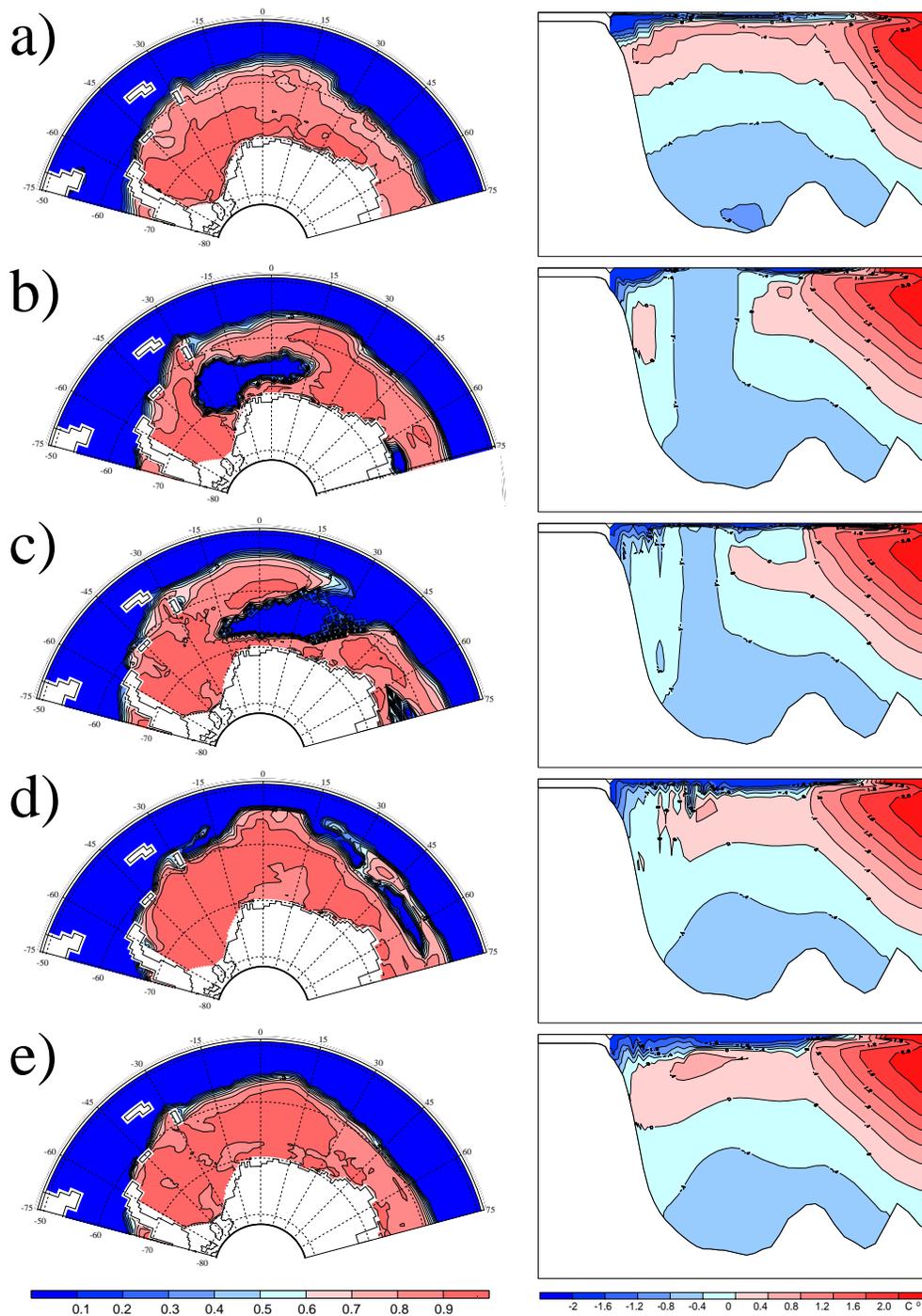


Abbildung 1: Eiskonzentrationen im September (links) und Temperaturschnitte entlang von  $25^{\circ}$  W (rechts). Dargestellt sind (a) Beobachtungen (PELICON: Heygster et al., 1996; Hydrographic Atlas of the Southern Ocean: Olbers et al., 1992) und Resultate aus dem neunten Integrationsjahr mit (b) Convective Adjustment (Rahmstorf, 1993), (c) dem originalen Pacanowski und Philander (1981) Vermischungsschema, (d) dem KPP-Schema (Large et al., 1994) und (e) einem neu entwickelten Schema, das die Richardson-Zahl und die Monin-Obukhov-Länge kombiniert.

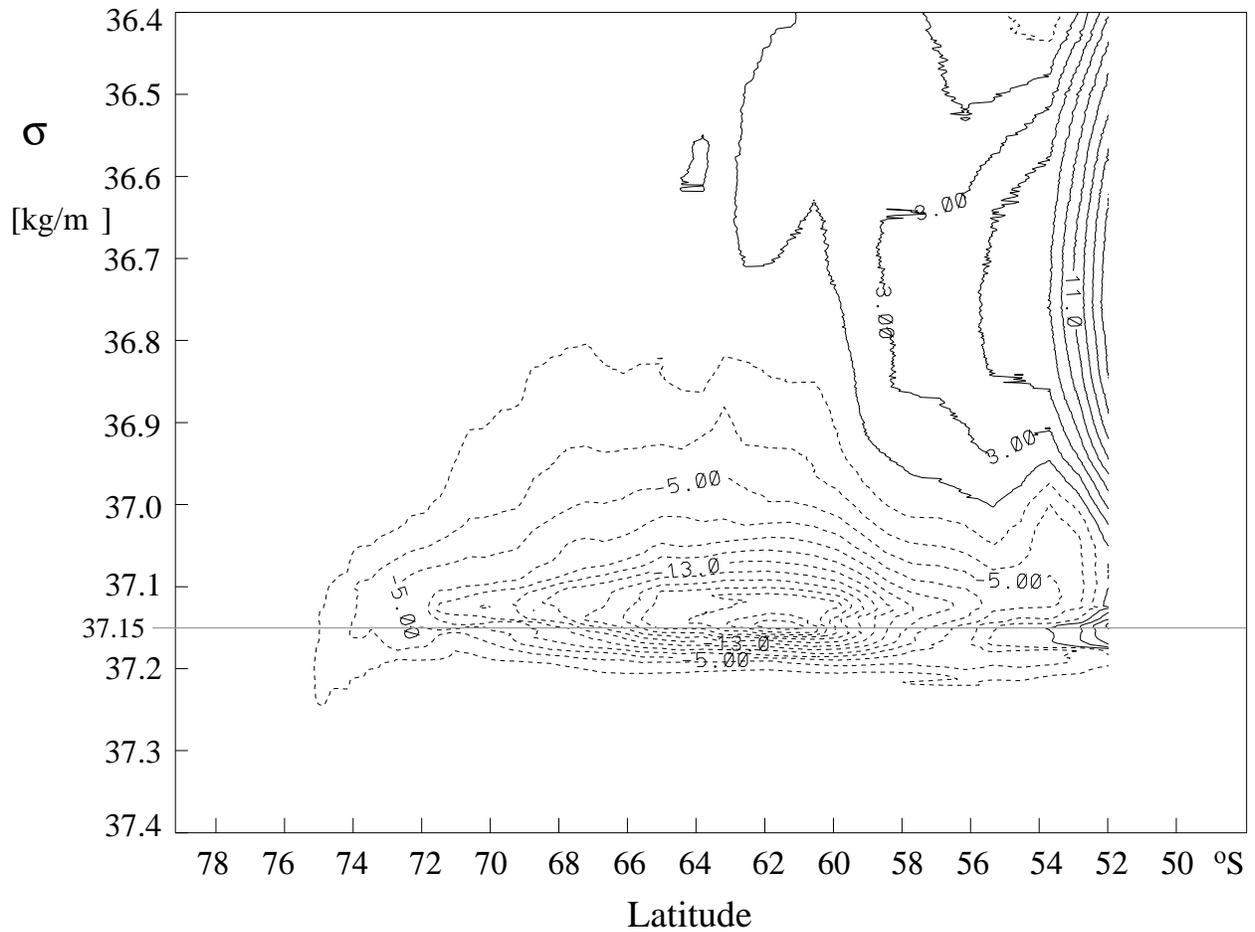


Abbildung 2: Stromfunktion der meridionalen Umwälzbewegung im Südpolarmeer, gemittelt über neun Integrationsjahre, als Funktion der geographischen Breite und der potentiellen Dichte, bezogen auf das 2000 m-Niveau ( $\sigma_2$ ) im Referenzexperiment. Die graue Linie kennzeichnet  $\sigma_2 = 37.15 \text{ kg m}^{-3}$ . Gestrichelte Linien repräsentieren eine Zirkulation entgegen dem Uhrzeigersinn. Das Contour-Intervall beträgt 2 Sv.

## **8. Voraussichtlicher Nutzen und Verwertbarkeit der Ergebnisse und Erfahrungen**

Unsere Untersuchungen belegen die hohe Sensitivität von Ozeanklimamodellen bezüglich der Vertikalvermischung in hohen Breiten und zeigen gleichzeitig einen praktikablen Weg auf, um realitätsnähere Resultate zu erlangen. Damit sind die Ergebnisse von großem und direktem Interesse bei der Modellierung von regionaler und globaler Klimavariabilität.

Es handelt sich daher um einen wesentlichen Beitrag zur Klima- und Klimavariabilitätsforschung. Zukünftige Projekte, z. B. im Rahmen des CLIVAR/marin Fortsetzungsantrages (Beckmann/Boebel/Fahrbach), werden auf die hier gewonnenen Erkenntnisse aufbauend die Modellierung des gekoppelten Eis-Ozean-Systems im Antarktischen Wasserring vorantreiben.

## **9. Während der Durchführung des Vorhabens bekanntgewordene Fortschritte auf diesem Gebiet bei anderen Stellen**

Gurvan Madec (LODyC, Paris) arbeitet an einer ähnlichen Untersuchung, allerdings nicht mit der speziellen Hinwendung auf (saisonal) eisbedeckte Regionen; Hugues Goosse und Thierry Fichefet (UCL, Louvain-la-Neuve) haben die Sensitivität der globalen thermohalinen Zirkulation in einem gröber auflösenden Modell untersucht, ihren Schwerpunkt jedoch nicht auf eine realitätsnahe Beschreibung der regionalen Hydrgraphie gelegt und auch keinen Weg zur Verbesserung der Simulation aufgezeigt.

## **10. Veröffentlichung der Ergebnisse**

Ergebnisse dieses Teilprojekts sind im Newsletter des internationalen CLIVAR-Programms "CLIVAR-Echanges" erschienen (Timmermann et al. 2001). Zudem wurde das Material zur Veröffentlichung in einer anerkannten internationalen Zeitschrift aufbereitet:

Timmermann, R. und A. Beckmann, 2002: Parameterization of vertical mixing in the Weddell Sea. Eingereicht bei Ocean Modelling

## **11. Stand des Projektes im Vergleich zum Arbeits-, Finanz- und Zeitplan gemäß Antrag**

Durch den verspäteten Beginn der Arbeiten in diesem Teilprojekt wurden Änderungen der Vorgehensweise notwendig. So führten die idealisierten Studien aufgrund der problematischen Validierung zwar zu einem generellen Erkenntnisgewinn über das Modellverhalten und die Sensitivitäten bezüglich Antrieb und Modellauflösung, jedoch nicht zu überzeugenden verallgemeinerungsfähigen Aussagen; daher wurden verstärkt die Arbeiten an dem regionalen Modell vorangetrieben. Neu entwickelte Parametrisierungen wurden in die Sensitivitätsstudien einbezogen. Damit konnte das Ziel des Teilprojekts, die Identifikation einer geeigneten Parametrisierung für Klimamodelle, innerhalb des Bewilligungszeitraums erreicht werden.

Die nicht eingesetzten Mittel sind an das BMBF zurückgeflossen bzw. nach gesondertem Antrag in anderen CLIVAR/marin-Teilprojekten des AWI für unverhergesehene Mehrkosten verwandt worden.

## 12. Literatur

Beckmann, A., H. H. Hellmer und R. Timmermann, 1999: A numerical model of the Weddell Sea: Large-scale circulation and water mass distribution. 104(C10) 23375-23391.

Beckmann, A. und R. Timmermann, 2001: Circumpolar influences on the Weddell Sea: Indication of an Antarctic Circumpolar Coastal Wave. *J. Climate*, 14 (17), 3785-3792.

Foster, T. D. und E. C. Carmack, 1977: Antarctic Bottom Water Formation in the Weddell Sea. *Polar Oceans*, M. J. Dunbar, 167-177.

Haidvogel, D. B., J. L. Wilkin und R. E. Young, 1991: A semi-spectral primitive equation ocean circulation model using vertical sigma and orthogonal curvilinear horizontal coordinates. *J. Comput. Phys.*, 94, 151-185.

Hellmer, H. H. und A. Beckmann, 2001: The Southern Ocean: A ventilation contributor with multiple sources. 28(15) 2927-2930.

Hibler, W. D., III, 1979: A dynamic thermodynamic sea ice model. 9(4) 815-846.

Large, W. G., J. C. McWilliams und S. C. Doney, 1994: Oceanic vertical mixing: A review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization. *Rev. Geophys.*, 32, 363-403.

Lemke, P., 1987: A coupled one-dimensional sea ice - ocean model. 92(C12) 13164-13172.

Lemke, P., W. B. Owens und W. D. Hibler, III, 1990: A coupled sea ice - mixed layer - pycnocline model for the Weddell Sea. 95(C6) 9513-9525.

Olbers, D., V. Gouretski, G. Seiss und J. Schröter, 1992: Hydrographic atlas of the Southern Ocean. Alfred Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven.

Orsi, A. H., G. C. Johnson und J. L. Bullister, 1999: Circulation, mixing, and production of Antarctic Bottom Water. 43 55-109.

Pacanowski, R. C. und S. G. H. Philander, 1981: Parameterization of vertical mixing in numerical models of the tropical oceans. 11 1443-1451.

Rahmstorf, S., 1993: A fast and complete convection scheme for ocean models. *Ocean Modelling* 101, 9-11.

Schott, F. und K. D. Leaman, 1991: Observations with moored acoustic Doppler current profilers in the convection regime in the Gulf of Lions. 21 556-572.

Send, U. und R. H. Käse, 1998: Parameterization of processes in deep convection regimes. In: *Ocean Modeling and Parameterization*, E. P. Chassignet, J. Verron, NATO Science Series, 516, 191-214.

Timmermann, R., A. BeckmannH. H. Hellmer, 2001: Parameterization of deep convection in the Weddell Sea. CLIVAR Exchanges, 6(4), 26-27.

Timmermann, R., A. Beckmann und H. H. Hellmer, 2002a: Simulation of ice-ocean dynamics in the Weddell Sea. Part I: Model configuration and validation. 107(C3) 10.1029/2000JC000741.

Timmermann, R., H. H. Hellmer und A. Beckmann, 2002b: Simulation of ice-ocean dynamics in the Weddell Sea. Part II: Interannual variability 1985-1993. 107(C3) 10.1029/2000JC000742.

## **Abschlussbericht**

**zum Teilvorhaben 03F0246B des Verbundprojekts CLIVAR/marin:**

**D: „Die Bedeutung der Variationen des Antarktischen Zirkumpolarstroms  
im atlantischen Sektor für die Tiefen- und Bodenwasserbildung im  
Weddellmeer“**

**Zeitraum des Projekts: 1.3.1999 bis 28.2.2002**

**Projektleiter: Dr. Eberhard Fahrbach**

Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung  
Postfach 12 01 61  
27515 Bremerhaven

## **1. Aufgabenstellung**

Das Ziel der Untersuchungen war es, einen Zusammenhang zwischen den Fluktuationen des Antarktischen Zirkumpolarstromes und den Eigenschaften des Weddellmeer-Bodenwassers nachzuweisen. Ferner sollte gezeigt werden, ob die Veränderungen des Bodenwassers im Weddellmeer in der weiteren Folge zu Veränderungen des Antarktischen Bodenwassers im Südatlantik führen können.

Mit den Messungen sollten die in den vergangenen Jahren im Weddellmeer beobachteten Veränderungen weiter verfolgt werden, um ihren zeitlichen Verlauf und ihre räumliche Verteilung zu bestimmen. Es sollte geprüft werden, ob es möglich ist, mit der Überwachung einiger weniger relevanter Regionen den Zustand des Wassermassenbildungsgebietes Weddellmeer zu erfassen, um so die Grundlage für Langzeitmessungen zu schaffen, die mit möglichst geringem logistischem Aufwand erfolgen können.

Um die Ursache der Veränderungen zu bestimmen, sollten die Fluktuationen des Antarktischen Zirkumpolarstroms südlich von Südafrika gemessen werden, wobei die Intensität und die Lage seiner südlichen Strombänder und der Übergang zum nördlichen Stromband des Weddellwirbels von Bedeutung ist.

Im Weddellmeer sollten die Messungen zeigen, ob die Polynja-Bildung westlich der Maudkuppe durch den Einstrom von Zirkumpolarem Tiefenwasser begünstigt wird, oder ob der lokale atmosphärische Antrieb dominiert.

Im Falle der Polynja-Bildung sollte gemessen werden, wie die Eigenschaften des Weddellmeer-Tiefenwassers durch tiefe Konvektion verändert werden.

## **2. Voraussetzungen, unter denen das Verfahren durchgeführt wurde**

### **2.1 Zusammensetzung der Arbeitsgruppe**

Dr. E. Fahrbach, Projektleiter  
Dr. O. Boebel, ab 1. April 2001  
Dr. M. Schröder  
Dr. S. Harms, Postdoc bis 31.12.1999  
Dr. A. von Gyldenfeldt ab 15.08.1999  
Dipl. Oz. G. Rohardt  
Herr E. Schütt, Techn. Angest.  
Dipl. Oz. H. Witte, Techn. Angest.

### **2.2 Apparative Ausstattung**

Das AWI verfügt mit der POLARSTERN über die geeignete Plattform, Verankerungsarbeiten und CTD-Aufnahmen auch unter den erschwerten Bedingungen des antarktischen Ozeans erfolgreich durchzuführen. Die Geräteausstattung des AWIs umfasste zu Beginn des Projekts vier CTDs vom Typ NB Mark III und FSI. Im Laufe des Projekts wurde auf Seabird SBE 911plus umgestellt. Für die Verankerungsvorbereitung stand Arbeitsplatz und Stauraum im

AWI Hafenlager zur Verfügung. Die Verankerungskomponenten wie Seile, Auftrieb und Grundgewichte sowie die Geräte wie Auslöser, Strömungsmesser und Transponder standen aus der Grundausrüstung zur Verfügung. Die Datenerfassung und Aufbereitung erfolgte auf einer SUN und PCs, die ebenfalls in der Grundausrüstung bereit stehen.

### **3. Planung und Ablauf des Vorhabens**

Um die oben genannten Aufgabenstellung zu erfüllen, wurden im Rahmen des Projekts Veränderungen der Wassermasseneigenschaften in drei Bereichen untersucht:

1. Veränderungen der Wassermassen im Weddellmeer
2. Veränderungen im Übergangsbereich Zirkumpolarstrom-Weddellwirbel
3. Veränderungen des Einstroms im östlichen Weddellwirbel.

Dazu wurde die Auswertung vorhandener Datensätze, die zum Teil während WOCE gewonnen worden waren, fortgesetzt. Ferner war es möglich, an drei Forschungsreisen in die Antarktis teilzunehmen:

ANT XVII/2 vom 08.01.2000 bis zum 15.03.2000

ANT XVIII/3 vom 07.12.2000 bis zum 12.01.2001

ANT XIX/2 vom 01.12.2001 bis zum 21.01.2002

Die Arbeiten in der laufenden Phase bestanden in der Ausführung von Messungen auf See, dem Aufnehmen und Auslegen von Verankerungen und dem Auslegen von profilierenden Floats. Die Daten, die während der POLARSTERN-Reisen gewonnen wurden, wurden aufbereitet und die Auswertung fortgesetzt. Dazu wurden Daten von CTD-Messungen, verankerten Geräten und profilierenden Floats sowie von ECMWF- und Altimeter-Daten zur Interpretation herangezogen.

Der Fortgang der Arbeiten wich in folgenden Punkten von der Planung ab:

1. Das Versagen der Bodendruckmesser lies nicht zu, die Hypothese eine Verlagerung der Weddellfront nach Süden mit diesen Daten zu überprüfen. Die Bodendruckmesser wurden mit veränderter Technik erneut ausgelegt, so dass die berechtigte Hoffnung besteht, dieses Ziel nach der nächsten Aufnahme zu erreichen. Allerdings ergibt sich auch der Eindruck, dass der Einstrom eher von Osten in Wirbeln erfolgt, und damit eine Verlagerung der Fronten beim Meridian von Greenwich eher von geringerer Bedeutung ist.
2. Die erwartete große Polynja im Weddellmeer ist bislang nicht aufgetreten.

Die Abweichungen erfolgten aus technischen Gründen, die beim Einsatz neuartiger Geräte nicht unerwartet sind. Zusätzlich entwickelten sich die Verhältnisse im Weddellmeer entgegen unseren Erwartungen, d. h. es trat keine Polynja auf und der Einstrom wird eher durch die Verhältnisse östlich unseres Schnittes bestimmt. Trotz der beschriebenen Probleme wurden signifikante Fortschritte bei der Bearbeitung der geplanten Aufgabenstellung erzielt.

Die angespannte Situation auf dem Personalmarkt führte zu Personalwechsel während der Projektlaufzeit und damit zu Verzögerungen durch doppelte Einarbeitungszeit.

#### 4. Wissenschaftlicher Stand, an dem angeknüpft wurde

Über die thermohaline Zirkulation wirkt der Ozean nachhaltig auf das Klima der Erde ein. Im atlantischen Sektor des antarktischen zirkumpolaren Wassergürtels sind vor allem die Variationen des Antarktische Zirkumpolarstroms zu beachten, die den Wassermassenaustausch zwischen den drei Ozeanen steuern und durch die Bildung des Antarktischen Bodenwassers die Intensität der großräumigen meridionalen Zirkulationszellen beeinflussen.

Beide Prozesse werden durch die Atmosphäre angetrieben, so dass hier Wechselwirkungen zwischen Ozean und Atmosphäre angeregt werden können, die Klimavariationen nach sich ziehen. Modellergebnisse bestätigen diesen Zusammenhang und liefern Hinweise auf eine enge Korrelation zwischen der Bildung und Ausbreitung von Antarktischem Bodenwasser und der Ausprägung des Antarktischen Zirkumpolarstroms (Toggweiler und Samuels, 1995). Da etwa 50 bis 70 % des Antarktischen Bodenwassers durch die Vermischung von Weddellmeer-Bodenwasser mit den benachbarten Wassermassen gebildet werden, wirken sich die Variationen des Weddellmeer-Bodenwassers auf die großräumige ozeanische Zirkulation aus.

Neuere Messungen im Tiefen- und Bodenwasser des Weddellmeers weisen auf merkliche Temperatur- und Salzgehaltsänderungen über einen Zeitraum von 5 bis 10 Jahren hin (Abb. 1, Fahrbach und Gerdes, 1997, Fahrbach, 1999). Die Erwärmung und die Salzgehaltszunahme beginnt mit von Norden einströmendem Zirkumpolarem Tiefenwasser und setzt sich in die tieferen Schichten des Boden- und Tiefenwassers bis in das westliche Weddellmeer fort. Gleichzeitig mit der Erwärmung im Weddellmeer wurde eine Abkühlung im Argentinischen Becken beobachtet (Coles et al., 1996), der ein Temperaturanstieg im Vemakanal folgte (Zenk and Hogg, 1996, Hogg and Zenk, 1997).

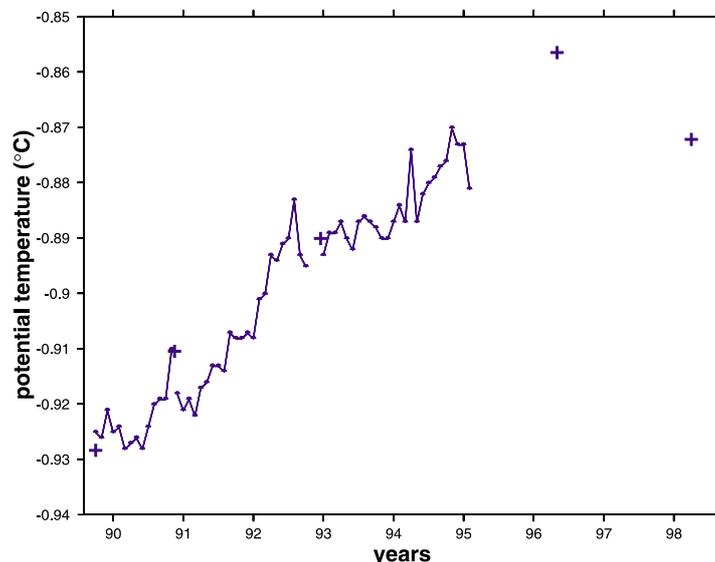


Abb. 1: Zeitreihen der potentiellen Temperatur 50 m über dem Boden im Weddellmeer-Bodenwasser bei Verankerung 208 im zentralen Weddellmeer. Monatsmittelwerte, gemessen mit verankerten Instrumenten, sind als Punkte dargestellt und Messungen mit CTD-Sonden als Kreuze. Die Lage der Verankerung 208 ist in Abb. 2 angegeben.

Daraus erwächst die Aufgabe, herauszufinden in welchem Maße die Variationen in den verschiedenen Meeresgebieten durch eine längerfristige Wirkungskette verknüpft sind. Die

Wassermassencharakteristik des Einstroms aus dem Zirkumpolarstrom in das Weddellmeer hängt von den Konvergenzbedingungen an der Weddellfront im östlichen Weddellmeer ab (Schröder und Fahrbach, 1999). Daher setzen sich Variationen der Lage, der Intensität und der Wassermasseneigenschaften des Zirkumpolarstromes in das Weddellmeer fort. So führt vermehrter Einstrom zur Erwärmung im Weddellmeer. Aber auch interne Vorgänge, wie die große Polynja der 70er Jahre können z. B. das Tiefenwasser im Weddellmeer durch Konvektion im offenen Ozean abkühlen (Gordon, 1978). Demnach würde die gegenwärtige Erwärmung das vorhergehende Abkühlungsereignis im Weddellmeer kompensieren, während die Ausläufer des kälteren Tiefenwassers inzwischen das Argentische Becken erreicht haben (Coles et al., 1996).

Die große Polynja kann durch Veränderungen im Einstrom von Zirkumpolarem Tiefenwasser ausgelöst worden sein, indem die Stabilität der Wassersäule verringert wurde. Deshalb ist die gegenwärtig beobachtete Erwärmung möglicherweise der Vorläufer einer zukünftigen Abkühlung. Fluktuationen des Einstroms von Wassermassen des Zirkumpolarstroms in das Weddellmeer könnten durch einen Vorgang wie die Antarktische Zirkumpolare Welle ausgelöst werden (White and Peterson, 1996). Aber auch lokale Veränderungen der atmosphärischen Antriebskräfte im Weddellmeer können die Polynja verursacht haben (Gordon, 1991).

Schließlich hängen die Wassermasseneigenschaften im Weddellmeer von den Wassermassenbildungsprozessen an und auf den Schelfen ab, wo die Wechselwirkung zwischen Ozean und Schelfeis eine signifikante Rolle spielt.

Im Rahmen des World Ocean Circulation Experiments (WOCE) wurden von 1989 bis 1996 Untersuchungen im Weddellmeer ausgeführt, die quantitative Werte zur Wassermassentransformation und Zirkulation geliefert haben (Fahrbach et al., 1994, 1995 und 1998). Die Messungen hatten das Ziel, einen mittleren Zustand zu charakterisieren, der großräumigen Modellrechnungen als südliche Randbedingung dienen kann und in regionalen Modellen zur Validierung herangezogen werden kann. Ferner wurden langfristige Veränderungen des Systems festgestellt, die noch in entsprechenden Modellrechnungen reproduziert werden müssen.

## Literatur

- Coles, V. J., M. S. McCartney, D. Ohlson, and W. M. Smethie, 1996. Changes in Antarctic Bottom Water properties in the western South Atlantic in the late 1980s. *J. Geophys. Res.*, **101**: 8957-8970.
- Fahrbach, E and D. Gerdes., (Eds.) 1997: The Expedition ANTARKTIS XIII/4-5 of the Research Vessel "Polarstern" in 1996, Ber. Polarforsch. 239, 126pp.
- Fahrbach, E, ed. (1999). Die Expedition ANTARKTIS XV/4 des Forschungsschiffes "Polarstern" 1998, Reports on Polar Research, Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven, 314,109 pp
- Fahrbach, E., G. Rohardt, M. Schröder and V. Strass, 1994. Transport and Structure of the Weddell Gyre, *Ann. Geophysicae* , **12**: 840-855.
- Fahrbach, E., G. Rohardt, N. Scheele, M. Schröder, V. Strass and A. Wisotzki, 1995. Formation and Discharge of Deep and Bottom Water in the Northwestern Weddell Sea, *J. Mar. Res.* , **53** (4): 515-538.
- Fahrbach, E., A. Klepikov, M. Schröder, 1998: Circulation and water masses in the Weddell Sea, In Physics of Ice-Covered Seas. Lecture Notes from a Summer School in Savonlinna, Finland 6-17 June 1994, Helsinki University Press.

- Gordon, A. L., 1978. Deep Antarctic convection west of Maud Rise. *J. Phys. Oceanogr.*, **8**: 600-612.
- Gordon, A. L. 1991. Two stable modes of Southern ocean winter stratification. In: deep convection and deep water formation in the oceans, P. C. Chu and J. C. Gascard, eds., Elsevier Science Publishers Amsterdam: 17-35.
- Hogg, G. H. and W. Zenk, 1997. Long-period changes in the bottom water flowing through Vema channel. *J. Geophys. Res.*, **102**: 15.639-15.646.
- Schröder, M. and E. Fahrbach, 1999: On the structure and the transport in the Eastern Weddell Gyre. *Deep-Sea Res II*, **46**, 501-527.
- Toggweiler, J. R. and B. Samuels, 1995. Effect of Drake Passage on the global thermocline circulation, *Deep-Sea Res.*, **42**: 477-500.
- White, W. B. and R. G. Peterson, 1996. An Antarctic circumpolar wave in surface pressure, wind, temperature and sea ice extent, *Nature*, **380**, 699-702.
- Zenk, W. and G. H. Hogg, 1996. Warming trend in the Antarctic Bottom water flowing into the Brazil Basin. *Deep-Sea Res.*, **43**: 1461-1473.

## 5. Zusammenarbeit mit anderen Stellen

Das Projekt baut auf enge Zusammenarbeit mit mehreren Projekten innerhalb und außerhalb des Verbundes.

Die Abdeckung der Tracer-Messungen auf der "Polarstern" während des Greenwich-Meridianschnitts erfolgte durch die Zusammenarbeit mit Prof. Dr. W. Roether, Tracer-Ozeanographie, Universität Bremen.

Die Langzeitmessungen im nordwestlichen Weddellmeer wurden im Rahmen des SCOR assoziierten IANzone-Programmes in Kooperation mit brasilianischen, spanischen und US-amerikanischen Arbeitsgruppen fortgeführt.

Die Bodendruckmessungen wurden mit Altimeterdaten verbunden, die von CLS Argos, Toulouse bereitgestellt werden. Dies erfolgt in Zusammenarbeit mit dem Projekt von Dr. J. Schröter und Prof. Dr. D. Olbers, "Rekonstruktion der Zirkulation im Atlantik von 1990 bis 1998" im Verbund.

Die Interpretation der Daten erfolgte auf der Grundlage von Modellergebnissen von Dr. A. Beckmann und Dr. H. Hellmer, die zum Teil im Rahmen des Verbundes anfielen. Die Bearbeitung von Veränderungen der Wassermasseneigenschaften, die durch Schelfeis/Ozean-Prozesse hervorgerufen werden können, erfolgte durch die Kooperation mit Dr. Grosfeld, Universität Münster.

## 6. Ergebnisse

Die Ergebnisse der Arbeiten beziehen sich auf die bearbeiteten Regionen:

1. Veränderungen der Wassermassen im Weddellmeer
2. Veränderungen im Übergangsbereich Zirkumpolarstrom-Weddellwirbel
3. Veränderungen des Einstroms im östlichen Weddellwirbel.

## **Zu 1. Veränderungen der Wassermassen im Weddellmeer**

Die Veränderungen der Wassermassen im Weddellmeer wurden seit 1989 im Rahmen von WOCE beobachtet. Dabei stellte sich heraus, dass die Temperaturen des Bodenwassers und des Warmen Tiefenwassers merklich zunehmen. Die Messungen begannen im südwestlichen Weddellmeer auf einem Schnitt zwischen Kapp Norvegia und der Nordspitze der Antarktischen Halbinsel (Abb. 2). Dieser Schnitt schließt die Bildungsgebiete von Boden- und Tiefenwasser nach Norden ab. Durch die im Westen meist ganzjährige Eisbedeckung ist er schwer zugänglich, was sich bei der Durchführung von Wiederholungsschnitten als sehr hinderlich erwiesen hat. Deshalb wurden die Messungen ab 1992 um einen Schnitt entlang dem Meridian von Greenwich erweitert (Abb. 2). Der Vergleich der Daten der beiden Schnitte sollte zeigen, ob Veränderungen im Weddellmeer, die im Westen auftreten auch durch Messungen auf dem Meridian von Greenwich erkannt werden können. Die vor Projektbeginn beobachteten Veränderungen konnten durch die Messungen während des Projektzeitraums weiterverfolgt werden. Dabei ergab sich vor allem, dass die Temperaturen des Weddellmeer-Bodenwassers am Meridian von Greenwich weiter zunehmen (Abb. 3). Die Temperatur des Warmen Tiefenwassers nimmt inzwischen ab. Eine genauere Analyse (Abb. 4) zeigt allerdings, dass die Integration über die gesamte Breitenstreckung des Weddellwirbels missverständlich ist. Im südlichen Bereich, wo das Warme Tiefenwasser von Osten einströmt, setzt sich die Erwärmung bis etwa 1998 fort, kommt zum Stillstand und wird durch eine Abkühlung im Norden kompensiert. Die Messungen mit verankerten Geräten zeigen, hier beispielhaft für die Position der Verankerung 231 bei der Maudkuppe (Abb. 2), dass die Aufnahmen mit den CTD-Schnitten die Tendenz richtig wiedergeben, nämlich dass sich die Erwärmung im Warmen Tiefen seit etwa 1998 nicht mehr fortsetzt. Allerdings wird auch deutlich, dass die längerfristigen Veränderungen intensiven kurzfristigen Fluktuationen überlagert sind (Abb. 5). So scheint die Ausdehnung und das Temperaturmaximum des warmen Tiefenwassers im frühen Winter ein Maximum zu erreichen, wodurch bei jahreszeitlich ungleich verteilten hydrographischen Aufnahmen eine Verfälschung des längerfristigen Trends erfolgen kann.

## **Zu 2. Veränderungen im Übergangsbereich Zirkumpolarstrom-Weddellwirbel**

Veränderungen der Wassermasseneigenschaften im Weddellwirbel können einerseits durch Veränderungen der Atmosphären-Eis-Ozean-Wechselwirkungen im Wirbel erfolgen, andererseits können sie aber auch durch eine Veränderung des Einstroms von Wassermassen aus dem Zirkumpolarstrom bewirkt werden. Im Projekt sollte die Hypothese geprüft werden, dass Variationen an der Weddellfront Hinweise auf veränderte Einstrombedingungen geben.

Die Verlagerung der Front sollte durch verankerte Bodendruckmesser gezeigt werden. Dies konnte bisher nicht erfolgen, da die während ANT XVIII/3 aufgenommenen Geräte nicht wie erwartet gearbeitet haben. Da die Messungen der Veränderungen der Meeresoberfläche eine Genauigkeit von weniger als einem Zentimeter erreichen müssen, sollten sie von den Verankerungen entkoppelt werden, um Störungen durch Verankerungsbewegungen zu vermeiden. Die Entkoppelung hat versagt, so dass die Daten von zu starkem Rauschen überlagert sind, um ein Signal zu erfassen. Die Aufnahme der mit veränderter Technik erneut ausgebrachten Geräte wird erst im Winter 2002/2003 erfolgen. Alternativ wurden Satelliten-Altmetrie-Messungen herangezogen (Abb. 6), die durch einen Anstieg der Meeresoberfläche in den 90er-Jahren zeigen, dass sich die Weddellfront verstärkt oder nach Süden verschoben haben kann. Eine zusätzliche Information über die Lage der Front kann aus den Messungen der profilierenden Floats abgeleitet werden, die allerdings noch nicht über einen Zeitraum zur Verfügung stehen, der es ermöglicht, längerfristige zeitliche Veränderungen zu erkennen.

### **Zu 3. Veränderungen des Einstroms im östlichen Weddellwirbel**

Die Veränderungen der Eigenschaften des Warmen Tiefenwassers im Weddellwirbel legen nahe, dass der Einstrom aus dem Zirkumpolarstrom in seinen Eigenschaften oder seiner Intensität variiert. Um festzustellen, ob die atmosphärischen Antriebsbedingungen Veränderungen aufzeigen, die den Zustrom von Zirkumpolaren Tiefenwasser begünstigen oder behindern, wurde die Lufrückverteilung über dem Weddellmeer mit Hilfe der Daten des Europäischen Zentrums für Mittelfristige Wettervorhersage (ECMWF) untersucht. Das Tiefdruckgebiet über dem Weddellmeer, das die ozeanische Zirkulation antreibt (Abb. 7), verändert sich deutlich während des Beobachtungszeitraums. Die Abnahme des mittleren Luftdrucks über dem östlichen Weddellwirbel bewirkte, dass häufiger Einstromlagen auftraten. Sie führten auf dem Meridian von Greenwich allerdings nicht zu einer Temperaturzunahme von Norden, sondern von Osten her.

Der Einstrom von Zirkumpolaren Tiefenwasser in den Weddellwirbel erfolgt östlich des Meridians von Greenwich, wo nur sporadisch hydrographische Messungen erfolgten. Deshalb wurde 1999 begonnen, profilierende Floats im nördlichen Frontalbereich zwischen Weddellwirbel und Antarktischem Zirkumpolarstrom auszubringen. Diese Floats haben inzwischen den östlichen Rand des Weddellwirbels bei etwa 25°E erreicht und können zur Beschreibung der Einstrombedingungen genutzt werden. Dabei bestand ein wesentliches Problem im Verlust der Floats im Winter (Boebel und Fahrback 2002), das erst gelöst werden muss, um längerfristige Aufnahmen zu erhalten.

Die ersten Aufnahmen (Abb. 8) zeigen, dass das stark durch Topographie geführte nördliche Stromband des Weddellwirbels bei etwa 25°E nach Süden abknickt und in ein Wirbelregime übergeht, wie bei Schröder und Fahrback (1999) vermutet. Somit können Veränderungen des Einstroms nicht nur durch eine Verschiebung der Front möglich sein, sondern durch die Veränderung der Wirbelbildung. Die geplante Fortsetzung der Float-Auslegungen im Rahmen von ARGO wird es ermöglichen, längerfristige Veränderungen in diesem Bereich zu erkennen.

## Abbildungen:

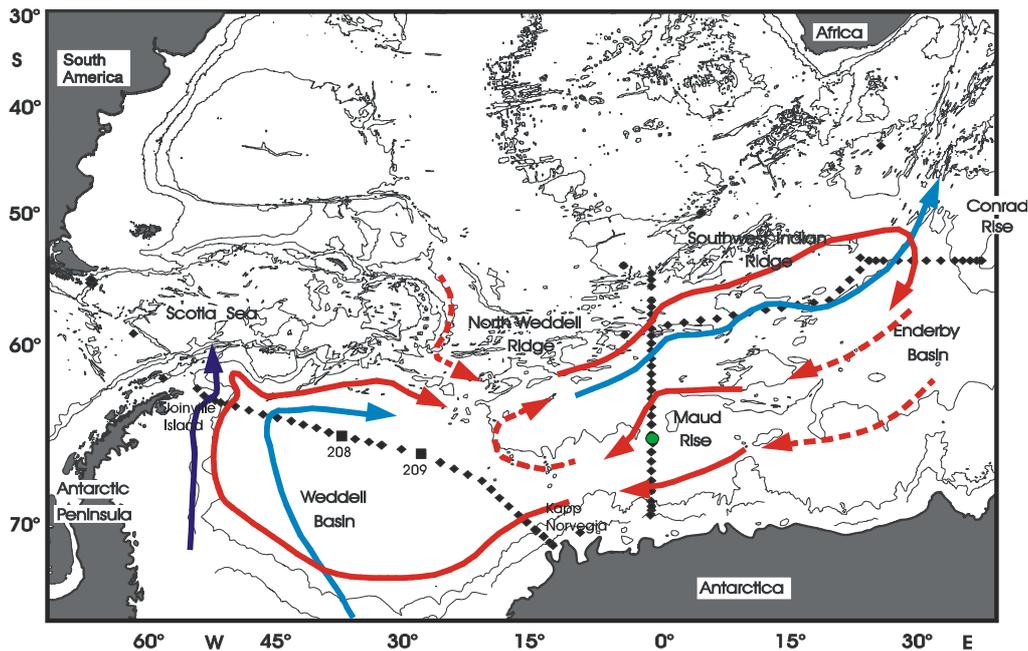


Abb. 2: Das Arbeitsgebiet im Weddellmeer mit der Lage der Schnitte von der Antarktischen Halbinsel nach Kapp Norvegia und entlang dem Meridian von Greenwich. Die Lage der Verankerung 231 auf dem Meridian von Greenwich ist mit einem grünen Punkt gekennzeichnet, die der Verankerung 208 als schwarzes Quadrat.

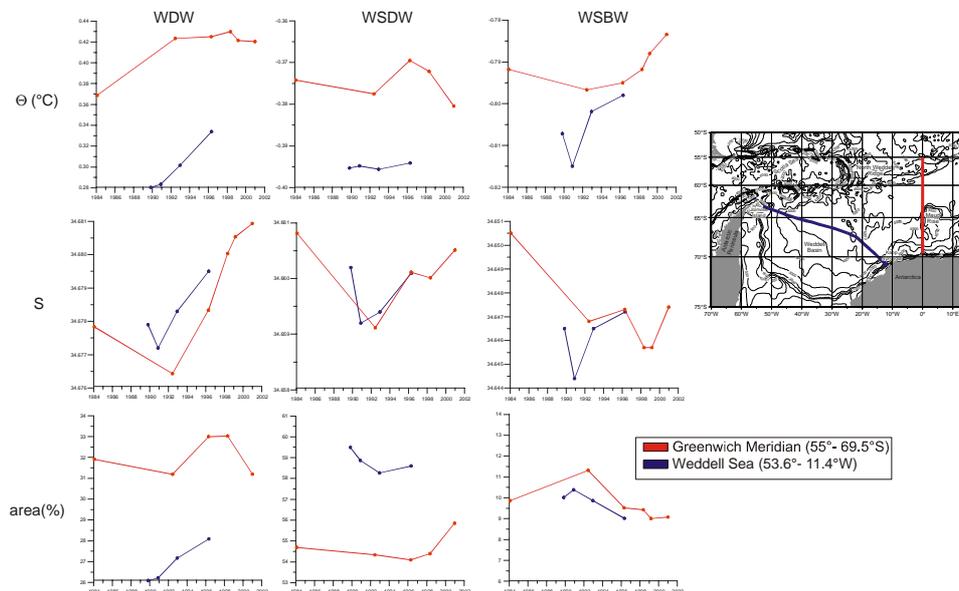


Abb. 3: Zeitreihen der mittleren Temperatur, des Salzgehalts und der Fläche, die von der jeweiligen Wassermasse auf dem Schnitt eingenommen wird, des Warmen Tiefenwassers (WDW), des Weddellmeer-Tiefenwassers (WSDW), und des Weddellmeer-Bodenwassers (WSBW) auf den Schnitten von der Antarktischen Halbinsel nach Kapp Norvegia und entlang dem Meridian von Greenwich. Die Lage der Schnitte ist auf der Weiskarte angegeben. Die Eigenschaften der Wassermassen verändern sich auf beiden Schnitten im gleichem Sinne.

CDW pot. temperature ( $\gamma_n=27.95-28.20$ )

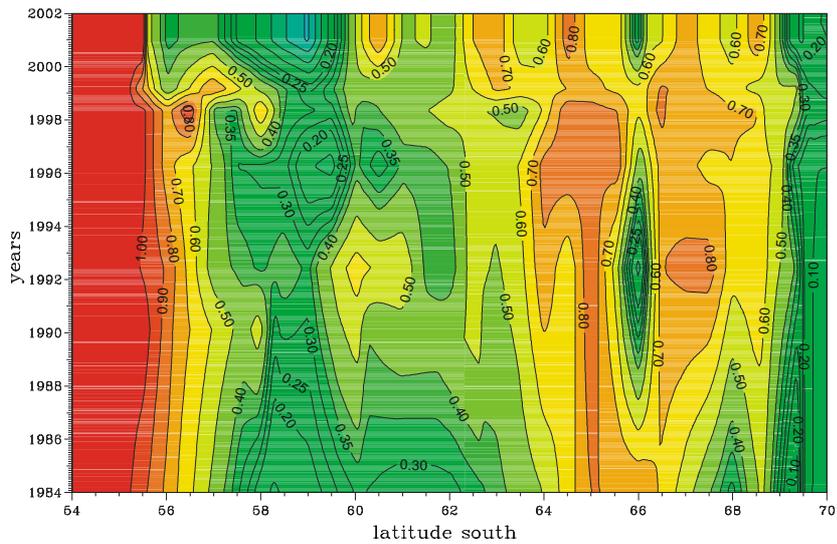


Abb. 4: Die mittlere Temperatur in der Schicht des Warmen oder Zirkumpolaren Tiefenwassers, das zwischen den neutralen Flächen  $\gamma_n=27.95$  und  $28.20$  liegt, entlang dem Meridian von Greenwich entsprechend dem AJAX-Schnitt von 1984 und den CTD-Schnitten, die mit METEOR 1990 und mit POLARSTERN 1992, 1996, 1998, 1999, 2001 ausgeführt wurden. Südlich von  $63^\circ\text{S}$  nimmt die Temperatur im Warmen Tiefenwasser deutlich zu.

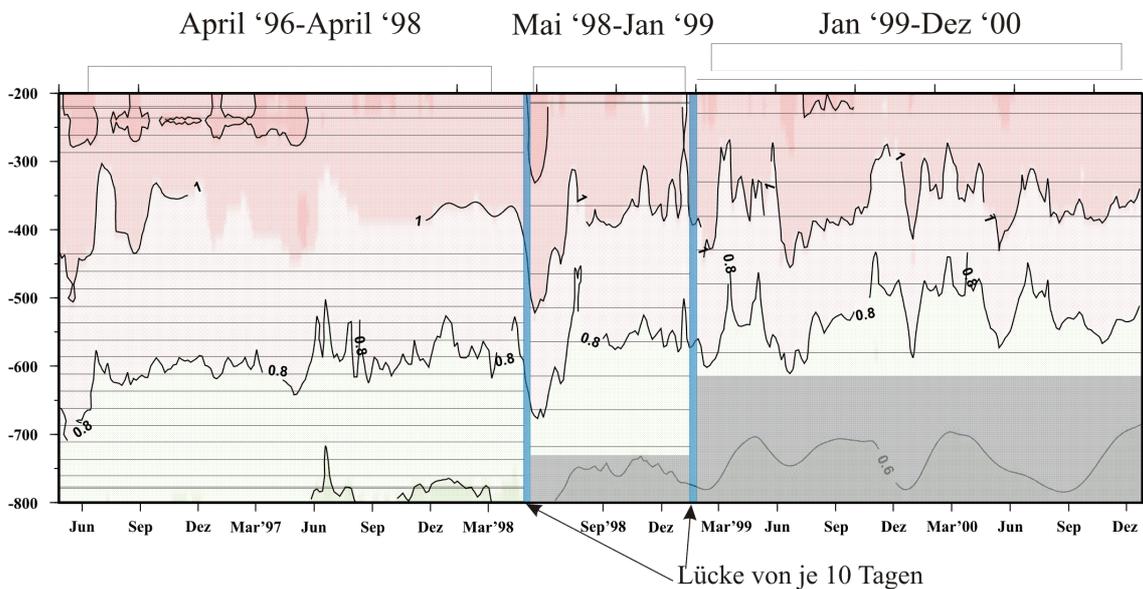


Abb. 5: Temperaturverlauf im Tiefenintervall zwischen 200 und 800 m, aufgenommen in Verankerung 231 (Position siehe Abb. 2). Die Zeiträume in denen die Verankerung ausgetauscht wurde sind blau gekennzeichnet. Die grauen Flächen stellen Bereiche dar, in denen keine Daten zur Verfügung stehen, die horizontalen Linien stellen die Tiefenniveaus dar, in denen Geräte verankert waren. Die senkrechten, blauen Abschnitte kennzeichnen die Phasen zwischen Aufnahme der und Auslegung beim Austausch der Verankerungen. Man erkennt in der ersten Hälfte des ersten Messintervalls (April '96-April 98) besonders in geringeren Tiefen noch eine Tendenz zur Erwärmung. Im jüngsten Messintervall fällt das veränderte Tiefenniveau der  $0,8^\circ\text{C}$ -Isotherme auf, einhergehend mit einer Verringerung der Schichtdicke zwischen der  $0,8^\circ$  und  $1^\circ\text{C}$ -Isotherme.

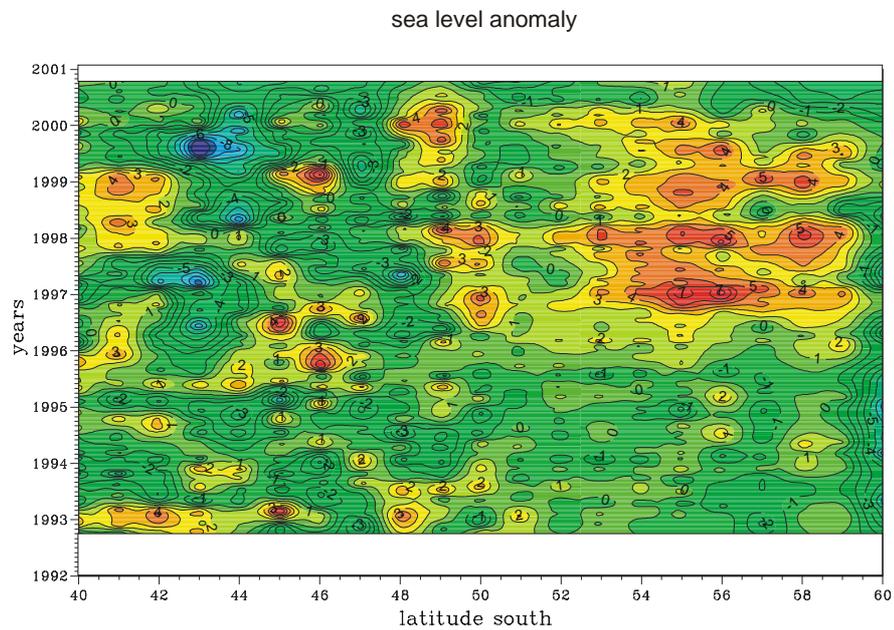


Abb. 6: Anomalie der Meeresoberflächenauslenkung entlang dem Meridian von Greenwich von 1993 bis 2001 abgeleitet aus Daten der Satelliten-Altmetrie. Die Daten stammen von Topex/Poseidon aufgearbeitet von Cheney, Miller und Kuhn. Im Laufe der 90er-Jahre ist eine Anhebung im Bereich der Weddellfront (55°-57°S) zu erkennen.

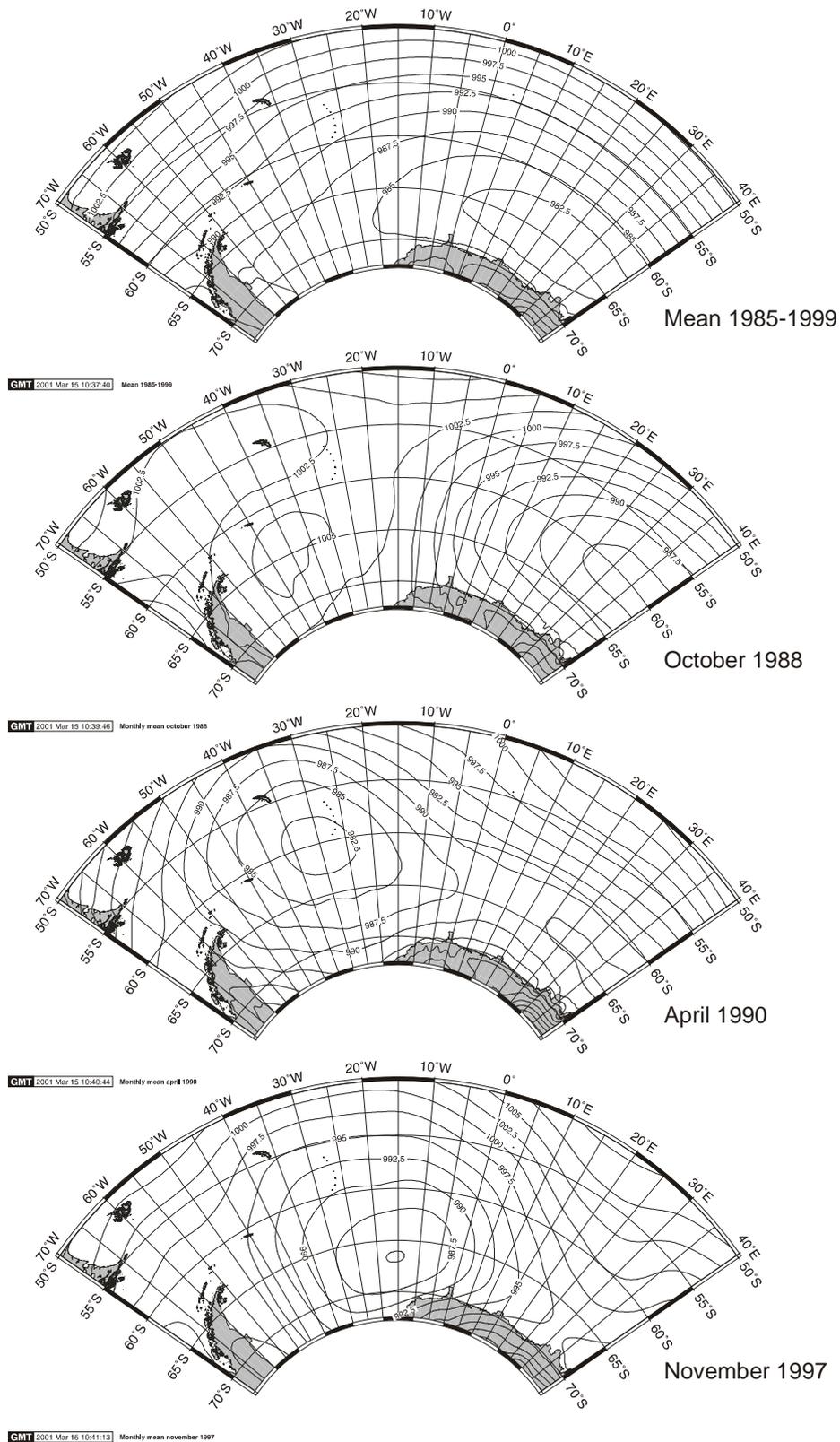


Abb. 7: Mittelwerte des Luftdrucks über dem Weddellmeer von 1985 bis 1999 und ausgewählten Monaten aus den Daten des Europäischen Zentrums für Mittelfristige Wettervorhersage (ECMWF). Sie stellen unterschiedliche Zustände der atmosphärischen Zirkulation dar, die günstig (1997) oder weniger günstig (1988) für den Eintrag von Zirkumpolaren Tiefenwasser in den Weddellwirbel sind.

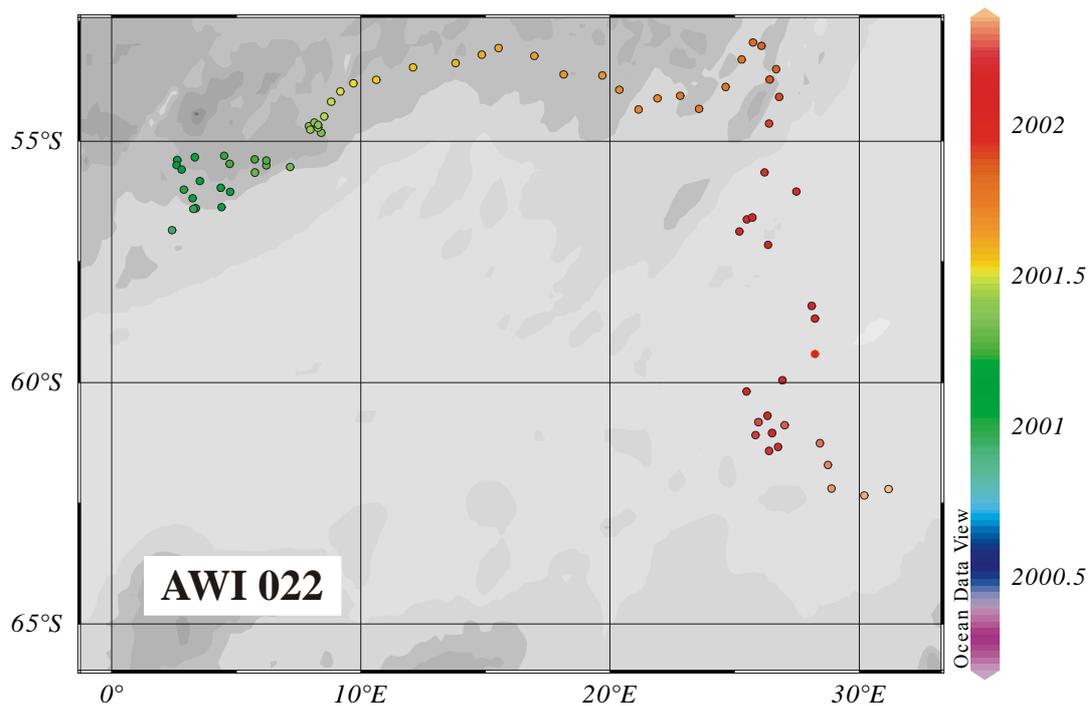
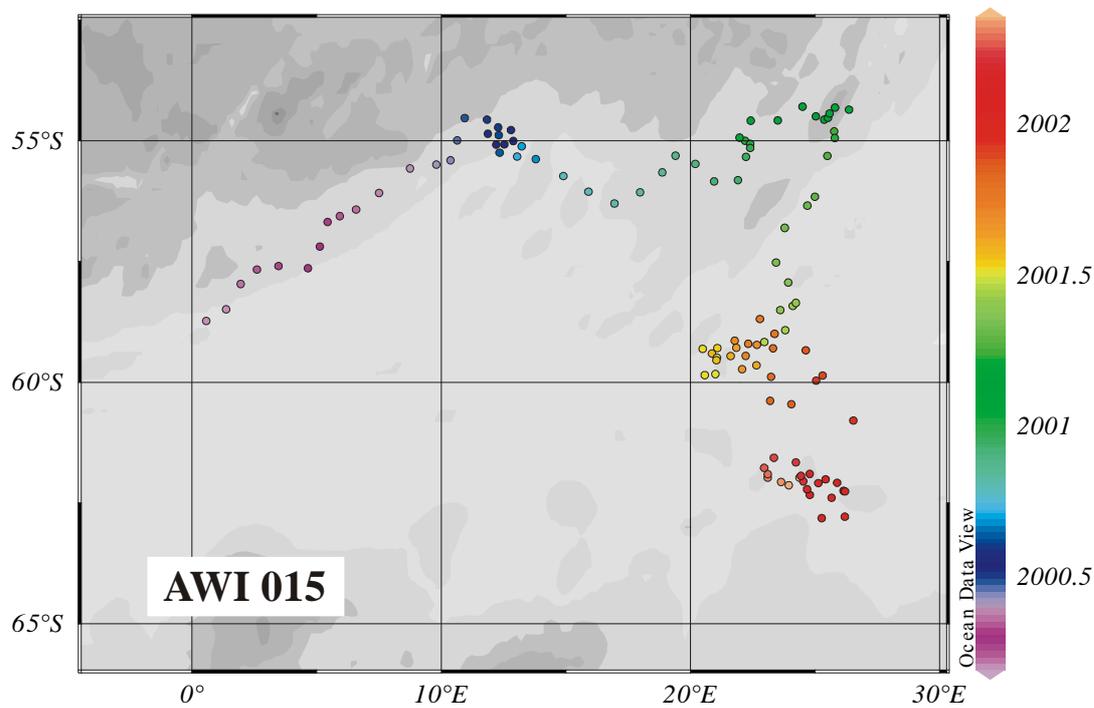


Abb. 8: Beispiele für die Drift von Float AWI 015 und AWI 022, die zwischen 57°S und 59°S in aufeinanderfolgenden Jahren ausgesetzt wurden. Die Zeitskalen (erkennbar in der Farbkodierung der Punkte und der Skala am rechten Rand der Bilder), der beiden Geräte unterscheiden sich erheblich. Der Verlauf der Drift ist bis ca. 25°E topographisch geführt. Im Bereich dieses Längengrads erfolgt ein Abknicken des Driftpfades in das Weddellmeer hinein. Weiter im Süden zeigen beide Floats den Übergang von einem advektiven auf ein von Wirbeln bestimmtes Regime. In der oberen Bild sind die wirbelartigen Strukturen zwischen 59°S und 63°S besonders gut erkennbar.

## **7. Voraussichtlicher Nutzen**

Der voraussichtliche Nutzen und die Verwertbarkeit der Ergebnisse und Erfahrungen liegen im besseren Verständnis eines Teils des Ozeans, in dem klimarelevante Prozesse ablaufen. Dabei wurden Verbesserungen der Messtechnik durch Einsatz von Bodendruckmessern und Floats erzielt. Die gewonnenen Datensätze werden insbesondere bei der Modellvalidierung und Verbesserung von großer Bedeutung sein, da das Gebiet in dem die Messungen ausgeführt wurden bislang – und auch in Zukunft – nur in geringem Ausmaß durch Messungen abgedeckt war und sein wird. Durch die erheblichen technischen und logistischen Probleme bei Messungen unter antarktischen Bedingungen können diese nur von sehr wenigen Arbeitsgruppen durchgeführt werden. Dadurch ist die Datenlage im antarktischen Ozean äußerst unbefriedigend und einzelne erfolgreiche Projekte leisten einen erheblichen Beitrag zur Verbesserung der Bedingungen. Eine besondere Nutzung unserer Daten erfolgt bei der Untersuchung biogeochemischer Zusammenhänge, insbesondere des Kohlenstoffkreislaufs, was zu mehreren Coautorenschaften geführt hat.

## **8. Ergebnisse von anderer Seite**

Die Veränderungen im Weddellmeer werden inzwischen auch von anderen Gruppen untersucht. Diese Arbeiten sind zum Teil komplementär, zum Teil sind wir als Coautoren daran beteiligt.

## **9. Erfindungen, Schutzrechtsanmeldungen etc.**

Da im Projekt keine explizite Technologieentwicklung stattfand, erfolgten auch keine Patent- oder Schutzrechtsanmeldungen.

## **10. Veröffentlichungen, die in Zusammenhang mit dem Projekt entstanden sind:**

Boebel, O., Fahrbach, E. (2002). Weddell Sea inflow from floats, International WOCE Newsletter, Number 42, pp. 22-24.

v. Gyldenfeldt, A.-B., Fahrbach, E., Garcia, M. A., Schröder, M. (2002). Flow Variability at the Tip of the Antarctic Peninsula, Deep Sea Research, im Druck.

Hoppema, M., de Baar, H.J.W., Bellerby, R.G.J., Fahrbach, E., Bakker, K. (2002). Annual export production in the interior Weddell Gyre estimated from a chemical mass balance of nutrients, Deep Sea Research. II, Vol 49, 1675-1689.

Klatt, O., Roether, W., Hoppema, M., Bultsiewicz, K., Fleischmann, U., Rodehacke, C., Fahrbach, E., Weiss, R. F., Bullister, J. L. (2002). Repeated CFC sections at the Greenwich Meridian in the Weddell Sea, Journal of Geophysical Research, im Druck

Stoll, M.H.C., Thomas, H., deBaar, H.J.W., Zondervan, I., deJong, E., Bathmann, U.V., Fahrbach, E. (2002). Biological versus physical processes as drivers of large oscillations of the air-sea CO<sub>2</sub> flux in the Antarctic Marginal Ice Zone during summer, Deep Sea Research, im Druck.

Fahrbach, E., Beckmann, A. (2001). Das Weddellmeer – Eiskaltes Fenster der Tiefsee zur Atmosphäre, in: Eiskalte Entdeckungen, Forschungsreisen zwischen Nord- und Südpol, pp. 82-90, Herausg. G. Lange, Delius Klasing Verlag, Bielefeld.

Fahrbach, E., Beckmann, A. (2001). Weddell Sea Circulation, Encyclopedia of Ocean Sciences, Academic Press, p. 560-570.

Fahrbach, E., Harms, S., Rohardt, G., Schröder, M., Woodgate, R. (2001). Flow of bottom water in the northwestern Weddell Sea, Journal of Geophysical Research, Vol. 106, C2, Pages 2761-2778.

Grosfeld, K., Schröder, M., Fahrbach, E., Gerdes, R., Mackensen, A. (2001). How iceberg calving and grounding change the circulation and hydrography in the Filchner Ice Shelf-Ocean System, Journal of Geophysical Research, VOL. 106, NO. C5, 9039-9055.

Harms, S., Fahrbach, E., Strass, V. (2001). Sea ice transports in the Weddell Sea, Journal of Geophysical Research, Vol. 106, No. C5, 9057-9073.

Hellmer, H. H., Fahrbach, E. (2001). Eisberge - Die Sirenen südpolarer Meere, Eiskalte Entdeckungen – Forschungsreisen zwischen Nord- und Südpol, Editor G. Lange, Delius Klasing Verlag, 93-96.

Hoppema, M., Klatt, O., Roether, W., Fahrbach, E., Bulsiewicz, K., Rodehacke, C., Rohardt, G. (2001). Prominent renewal of Weddell Sea Deep Water from a remote source, Journal of Marine Research, Vol. 59, No. 2, 257-279.

Rintoul, S. R., Church, J., Fahrbach, E., Garcia, M., Gordon, A., King, B., Morrow, R., Orsi, A. H., Speer, K. (2001). Monitoring and Understanding Southern Ocean Variability and its Impact On Climate: A Strategy for Sustained Observations, Observing the Ocean for Climate in the 21st Century, C. Koblinsky and N. Smith (Eds.), GODAE Project Office, Bureau of Meteorology, Melbourne, Australia.

Hoppema, M., Fahrbach, E., Baar, H. J. W. de (2000). Surface layer balance of the southern Antarctic Circumpolar Current (prime meridian) used to derive carbon and silicate consumptions and annual air-sea exchange for CO<sub>2</sub> and oxygen, Journal of Geophysical Research, 105, C5, 11359-11371.

Hoppema, M., Goeyens, H., Fahrbach, E. (2000). Intense nutrient removal in the remote area off Larsen Ice Shelf (Weddell Sea), Polar Biology, 23, 85-94.

Fahrbach, E., ed. (1999). Die Expedition ANTARKTIS XV/4 des Forschungsschiffes "Polarstern" 1998, Reports on Polar Research, Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven, 314, 109 pp.

Hoppema, M., Fahrbach, E., Stoll, M. H. C., Baar, H. J. W. de (1999). Annual uptake of atmospheric CO<sub>2</sub> by the Weddell Sea derived from a surface layer balance, including estimations of entrainment and new production, Journal of Marine Systems, 19, 219-233.

Rintoul, S. R., Church, J., Wijffels, S., Fahrbach, E., Garcia, M., Gordon, A., King, B., Morrow, R., Orsi, A., Speer, K. (1999). Monitoring and understanding Southern Ocean variability and its impacts on climate: A strategy for sustained observations, Proceedings of

"The Ocean Observing System for Climate OCEANOBS 99", October 18-22, 1999, Saint-Raphael, France.

Schröder, M., Fahrbach, E. (1999). On the structure and the transport in the Eastern Weddell Gyre, Deep-Sea Research II,46,501-527.

Stoll, M. H. C., Baar, H. J. W. de, Hoppema, M., Fahrbach, E. (1999). New early winter fCO<sub>2</sub> data reveal continuous uptake of CO<sub>2</sub> by the Weddell Sea, Tellus 51B, 679-687.

Das Projekt ist auf der folgenden AWI-Webseite unter „WECCON“ dargestellt:  
<http://www.awi-bremerhaven.de/Research/IntCoop/Oce/index.html>.

## **Ozean/CLIVAR Projekt:**

# **Dynamik interannualer und dekadischer Schwankungen im tropischen und subtropischen Atlantik**

## **Abschlussbericht**

**M. Latif, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg**

Es wurden Arbeiten in acht Themenbereichen durchgeführt:

- 1.) Die Existenz eines dekadischen "Dipolmodes" im tropischen Atlantik,
- 2.) Eine El Niño-ähnliche Schwingung im äquatorialen Atlantik,
- 3.) Die Rolle der Tropen für die Stabilität der THC und
- 4.) Wechselwirkungen zwischen dem äquatorialen Pazifik und dem tropischen Atlantik und der THC,
- 5.) Die Gefahren von EOF-Analysen,
- 6.) Die Rolle der Ozeandynamik für Klimavariabilität,
- 7.) Die Rolle von äquatorialen atlantischen SST Anomalien für den Niederschlag über Afrika und Südamerika,
- 8.) Die Rolle der flachen meridionalen Zelle für die interannuale Variabilität.

Im folgenden werden die in den acht Themenbereichen durchgeführten Arbeiten kurz skizziert. Einige Sonderdrucke, welche die Arbeiten im Detail beschreiben, sind beigelegt.

### **1.) Die Existenz eines dekadischen “Dipolmodes” im tropischen Atlantik (Dommenget and Latif 2000)**

Analysen beobachteter Meeresoberflächentemperaturen im tropischen Atlantik und der Ergebnisse von vier gekoppelten Ozean-Atmosphäre Modellen wurden durchgeführt, mit dem Ziel die führenden Moden der Variabilität zu studieren. Es wird gezeigt, dass in allen Datensätzen der Hauptanteil der Variabilität auf interannualen und dekadischen Zeitskalen durch zwei EOF Muster beschrieben werden kann. Diese haben ihre Zentren in den Gebieten maximaler Passate, wobei die Fluktuationen in den beiden Zentren unkorreliert sind. Die Variabilität in beiden Zentren ist konsistent mit dem “stochastischen Klimamodell”. Ein “dekadischer Dipol”, wie er von mehreren Autoren vorgeschlagen worden ist, konnte nicht identifiziert werden. Es wird darüber hinaus gezeigt, daß der “dekadische Dipol” ein Artefakt der EOF-Analyse ist und aus der Orthogonalitätsbedingung resultiert.

### **2.) Eine El Niño-ähnliche Schwingung im äquatorialen Atlantik (Latif and Grötzner 2000)**

Eine interne äquatoriale Atlantische Oszillation konnte identifiziert werden durch die Analyse von Meeresoberflächentemperaturen des äquatorialen Atlantik. Die äquatoriale Atlantische Oszillation kann als atlantisches Analogon des El Niño/Southern Oscillation (ENSO) Phänomens angesehen werden; allerdings ist sie stark gedämpft. Im Spektrum eines Indexes der Meeresoberflächentemperatur des äquatorialen Atlantik erkennt man die Periodizität von etwa zwei Jahren, im Vergleich zu der vierjährigen ENSO Periode, was auf die kleinere Beckenbreite des Atlantiks zurückzuführen ist. Die äquatoriale Atlantische Oszillation wird aber durch ENSO beeinflusst, wobei die atlantische SST der pazifischen SST mit einer Zeitverzögerung von etwa 6 Monaten folgt. Diese Verzögerung kann durch die Anpassungszeit des äquatorialen Atlantiks auf niederfrequente Windschubveränderungen und den sich saisonal verändernden Grundzustand erklärt werden, welcher maximales Wachstum von Störungen im Sommer erlaubt. Die Analyse der Beobachtungsdaten werden von den Ergebnissen eines gekoppelten Ozean-Atmosphäre Modells bestätigt.

### **3.) Die Rolle der Tropen für die Stabilität der THC (Latif et al. 2000)**

Die meisten Klimamodelle simulieren eine Abschwächung der nordatlantischen thermohalinen Zirkulation (THC) bei einem sich weiter verstärkendem Treibhauseffekt. Sowohl die oberflächennahe Erwärmung als auch eine verstärkte Frischwasserzufuhr in den höheren Breiten tragen zur Abschwächung der THC bei. Einige Modelle simulieren sogar einen kompletten Zusammenbruch der THC unter hinreichend starkem "Forcing". In dem gekoppelten Modell ECHAM4/OPYC3 kommt es allerdings zu keiner Abschwächung der THC in einem CO<sub>2</sub>-Szenarienlauf. Es wird gezeigt, daß die Tropen die THC stabilisieren können. Das Modell simuliert einen starken El Niño-artigen "Response", was zu einer Abschwächung des Frischwasser-Eintrags in den tropischen Atlantik führt. Die Änderung im tropischen atlantischen Frischwasserfluß sind so stark, daß die gegenläufige Änderung in den hohen Breiten kompensiert wird. Die Abschwächung des Frischwasserflusses führt zu erhöhten Salzgehalten, die mit der mittleren Zirkulation polwärts transportiert werden, was die THC stabilisiert. Die Studie zeigt, daß tropische Wechselwirkungen wichtig für das globale Klima sind, und daß Prozesse wie El Niño in Klimamodellen nicht einfach vernachlässigt werden dürfen.

### **4.) Wechselwirkungen zwischen dem äquatorialen Pazifik und dem tropischen Atlantik und der THC (Latif 2001)**

Die Analyse der Meeresoberflächentemperaturen der letzten 150 Jahre liefert Anhaltspunkte für die Existenz von Wechselwirkungen zwischen dem tropischen Pazifik und dem Atlantischen Ozean auf Zeitskalen von mehreren Jahrzehnten. Perioden mit anomal hoher Meeresoberflächentemperatur im tropischen Pazifik folgt mit einer Zeitverzögerung von einigen Jahrzehnten ein interhemisphärischer atlantischer Dipol in der Meeresoberflächentemperatur. Die Struktur des Dipols ist konsistent mit Veränderungen in der THC. Die beiden Ozeane sind durch die Atmosphäre synchronisiert. Wie oben beschrieben, übernehmen dabei die Veränderungen im Frischwasserfluß die Brückenfunktion. Die Resultate deuten an, daß die pan-ozeanischen Wechselwirkungen auch für die Veränderungen in der Nordatlantischen Oszillation (NAO) wichtig sind. Die Kausalkette kann wie folgt beschrieben werden: Die dekadischen Veränderungen in der Meeresoberflächentemperatur des tropischen Pazifik verändern den Frischwasserfluss über dem tropischen Atlantik. Dies führt zu Salzgehaltsanomalien, die polwärts transportiert werden und schließlich die THC verändern. Die damit einhergehenden Anomalien

in der Meeresoberflächentemperatur des Atlantik beeinflussen die NAO. Basierend auf diesem Szenarium kann ein NAO-Vorhersageschema entwickelt werden, welches ausschließlich die tropische pazifische SST als Prediktor benutzt.

### **5.) Die Gefahren von EOF Analysen (Dommenget and Latif 2001)**

Es wurde in der Literatur wiederholt die Existenz sogenannter Dipol-Moden postuliert, z. B. im tropischen Atlantik und im tropischen Indischen Ozean. Die Arbeiten stützen sich i. a. auf Ergebnisse von EOF-Analysen. Dies kann aber hin und wieder irreführend sein, wie wir in unserer Arbeit zeigen. EOF-Analysen sind in erster Linie zur Reduzierung der Freiheitsgrade in hochdimensionalen Datensätzen entwickelt worden und nicht zur Identifizierung von physikalischen Moden. In der Tat sind die statistischen Moden eines Systems nicht notwendigerweise auch seine physikalischen Moden. Dies zeigen wir anhand eines einfachen Beispiels.

EOF-Analysen haben leider die Tendenz, als 1. Mode ein uniformes Muster zu erzeugen, auch wenn es sich in Wirklichkeit um ein sehr schwaches Muster handelt. So ein Muster könnte z. B. ein schwaches Treibhaussignal sein. Wegen der Orthogonalitätsbedingung ist dann sehr häufig der 2. Mode ein Dipol. Dieser muß aber notwendigerweise gar nicht existieren und kann ein Artefakt der EOF-Analyse sein. Wir haben sowohl für den tropischen Atlantik als auch für den tropischen Indischen Ozean zeigen können, daß die vielzitierten Dipol-Moden aus einer Mißinterpretation der jeweiligen EOF-Analysen stammen. Während die EOF-Analyse der tropischen atlantischen Meeresoberflächentemperatur als 1. Mode ein "globales" Muster und als 2. Mode einen Dipol identifiziert, zeigen andere statistische Verfahren (rotierte EOFs, Regressionsanalyse), daß der Dipol der EOF-2 ein Artefakt ist. Insbesondere existiert keine statistisch signifikante Korrelation zwischen den beiden Zentren des vermeintlichen Dipols. Die Arbeiten unterstützen daher die Resultate von Dommenget und Latif (2000), die anhand von Analysen gekoppelter Simulationen ebenfalls den Schluß ziehen, daß ein Dipol im tropischen Atlantik auf interannualen bis dekadischen Zeitskalen nicht existiert.

### **6.) Die Rolle der Ozeandynamik für Klimavariabilität**

Es wurde immer wieder spekuliert, daß Veränderungen in der Ozeandynamik dekadische Klimaschwankungen erzeugen. Um den Einfluß der Ozeandynamik auf die Klimavariabilität näher zu studieren, haben wir zwei gekoppelte Simulationen analysiert und miteinander verglichen.

Es handelt sich dabei um Simulationen mit den ECHAM4 (T30, ca.  $3.75^\circ \times 3.75^\circ$ ) AGCM, das zum einen an ein "mixed layer" Modell (konstante Deckschichttiefe von 50m) und zum anderen an das E-HOPE OGCM (mit Äquatorverfeinerung) gekoppelt wurde. Beide gekoppelten Modelle wurden für mehrere hundert Jahre gerechnet. Die relativ langen Integrationszeiten erlauben daher den Vergleich nicht nur der simulierten interannualen sondern auch den Vergleich der dekadischen Variabilitäten.

Die Ergebnisse zeigen, daß die Ozeandynamik einen erheblichen Einfluß auf die SST-Variabilität besitzt. Obwohl sich dieses Teilprojekt speziell mit dem tropischen Atlantik befaßt, wird zunächst der Einfluß der Ozeandynamik global diskutiert. Die dekadische Variabilität ist insbesondere im Nordatlantik und im Südlichen Ozean stark erhöht. Bezogen auf den tropischen Atlantik ist festzuhalten, daß die dekadische Variabilität in der äquatorialen Region deutlich erhöht ist. Dies ist konsistent mit der Arbeit von Latif und Grötzner (2000), die die Existenz einer El Niño-ähnlichen Schwingung im Atlantik beschreiben. Unsere Ergebnisse zeigen aber auch, daß die Einbeziehung der Ozeandynamik die Variabilität im subtropischen Atlantik nicht erhöht, was unsere These stützt, daß ein auf Ozeandynamik basierender dekadischer Dipol nicht existiert.

## **7.) Die Rolle von äquatorialen atlantischen SST Anomalien für den Niederschlag über Afrika und Südamerika**

Unsere Studien haben gezeigt, daß der äquatoriale Atlantik eine Region ist, die ein "Eigenleben" besitzt, in dem Sinne, daß die Ozeandynamik signifikant zur Variabilität beiträgt. Es ist daher von Interesse, ob die Fluktuationen in der SST die Atmosphäre beeinflussen. Wir haben daher einige Experimente mit dem ECHAM4.5 AGCM durchgeführt, um den Einfluß äquatorial- atlantischer SST Anomalien zu untersuchen. Sensitivitätsexperimente, in denen die SST um  $+1$  bzw.  $-1^\circ\text{C}$  verändert worden ist, zeigen daß die Antwort des Niederschlags im Bereich von Westafrika und dem nördlichen Südamerika statistisch signifikant und im wesentlichen auch linear ist. Es wurden außerdem Experimente mit zeitlich veränderlicher SST durchgeführt, um zu prüfen, ob auch die Zeitentwicklung des Niederschlags in bestimmten Regionen reproduziert werden kann. Diese sogenannten "AMIP"-Experimente zeigen, daß z. B. der beobachtete Niederschlag über Guinea sehr gut vom Modell simuliert wird (Korrelation=0.6). Insgesamt bedeutet dies, daß der äquatoriale Atlantik eine Region ist, die auch im Hinblick auf

die Vorhersagbarkeit von Klimaänderungen interessant ist. Dem "PIRATA array" kommt daher eine besondere Bedeutung zu.

### **8.) Die Rolle der flachen meridionalen Zelle für die interannuale Variabilität**

Wir haben die Rolle der flachen meridionalen Zelle für die interannuale Variabilität im tropischen Atlantik untersucht. Dies geschah mit Hilfe von langen (ca. 300 Jahre) Simulationen mit den gekoppelten Modellen ECHAM4/OPYC und ECHAM5/C-HOPE. In beiden Modellen wird ein Einfluß der flachen meridionalen Zelle auf die interannuale Variabilität der Meeresoberflächentemperatur simuliert. Der Effekt ist allerdings relativ klein und spielt vermutlich bzgl. der Vorhersagbarkeit eine nur untergeordnete Rolle. Ein Vergleich mit der Situation im Pazifik zeigt, daß dort der Einfluß der Meridionalzirkulation deutlich stärker ist.

## **Veröffentlichungen**

Dommenget, D. and M. Latif, 2000: Interannual to Decadal Variability in the Tropical Atlantic. *J. Climate*, 13, 777-792.

Dommenget, D. and M. Latif, 2001: A cautionary note on the interpretation of EOFs. *J. Climate*, 15, 216-225.

Latif, M. and A. Grötzner, 2000: The equatorial Atlantic oscillation and its response to ENSO. *Climate Dynamics*, 16, 213-218.

Latif, M., E. Roeckner, U. Mikolajewicz, and R. Voss, 2000: Tropical Stabilisation of the Thermohaline Circulation in a Greenhouse Warming Simulation. *J. Climate*, 13, 1809-1813.

Latif, M., 2001: Tropical Pacific/Atlantic Ocean Interactions at Multi-Decadal Time Scales. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 539-542.

Zuwendungsempfänger: **Prof. Dr. Friedrich Schott, IfM Kiel**

Förderkennzeichen: 03F0246A

Vorhabenbezeichnung: **Tropisch-subtropische Wechselwirkungen im Atlantik**

Laufzeit des Vorhabens: 1.3.1999-28.2.2002

Schlussbericht

Autoren des Berichts: Friedrich Schott, Lothar Stramma und Jürgen Fischer

## ***1. Aufgabenstellung, Planung, Ablauf***

### ***1.1 Aufgabenstellung***

Die Untersuchungen der Oberflächen- und Tiefenwasserausbreitung im tropischen Atlantik während WOCE (World Ocean Circulation Experiment) haben eine sehr komplexe Wechselwirkung der westlichen Randstromzirkulation mit der äquatorialen Region gezeigt, die physikalisch noch weitgehend ungeklärt sind.

Zentrale Ziele des Projekts waren:

- Untersuchung der Kopplung der Tropen mit den Subtropen durch die flache thermohaline Zelle im Südatlantik
- Die Bedeutung von Anomalien dieser Ankopplung für die Wechselwirkung zwischen Ozean und Atmosphäre
- Die Bestimmung von Ausbreitungspfaden und Wassermassentransformationen des Warmwasserzweiges der thermohalinen Zirkulation in der Äquatorzone.
- Untersuchungen von ENSO-Einflüssen auf den interhemisphärischen Austausch

### ***1.2 Voraussetzungen, unter denen das Vorhaben durchgeführt wurde***

Aus früheren Messungen hatte man eine Vorstellung über ein kompliziertes System von Zonalströmungen in Wechselwirkung mit den Randströmen sowie zu beachtlicher Variabilität im westlichen tropischen Atlantik. Intensive Vorarbeiten mit eigenen Beobachtungen und Modellanalysen im tropischen Westatlantik hatten gezeigt, daß der Warmwassertransport vom Südatlantik in den tropischen Westatlantik hauptsächlich über den Nordbrasilstrom stattfindet. Die starke Bündelung im Randstrom und der geringe zonale Einstrom im Breitengürtel 5-10°S ist daher eine gute Voraussetzung, dort den äquatorwärtigen Zweig der flachen subtropischen thermohalinen Zelle zu vermessen. Wichtige Voraussetzung für das Projekt waren die gleichzeitigen Messungen der Ozean- Atmosphäre-Wechselwirkungen im tropisch/subtropischen Atlantik (PIRATA).

Mit dem Forschungsschiffen 'Meteor' und 'Sonne' standen Forschungsplattformen zur Verfügung, mit denen die anfallenden Arbeiten CTD/ADCP Einsatz sowie schiffsgebundene Strömungsmessungen und Verankerungsarbeiten sehr gut durchgeführt werden konnten. Ergänzt wurden die Messungen durch die Messungen anthropogener Tracer (Freon). Personal mit ausgiebiger Erfahrung für die Datenerfassung und die spätere Auswertung der Daten war vorhanden.

Voraussetzung für die optimale Durchführung der Messfahrten war die Genehmigung der vor Brasilien beantragten Messungen. Der Erhalt der Genehmigungen war aufgrund der guten wissenschaftlichen Verbindungen zu brasilianischen Wissenschaftlern problemlos zu erreichen.

### ***1.3 Planung und Ablauf des Vorhabens***

Das Projekt wurde am 1.3.1999 begonnen. Der Zeitplan wurde in seinen wesentlichen Komponenten eingehalten. Die für 2000 geplante "Machbarkeitsstudie" zur integralen Bestimmung von Transporten mit Verankerungen ist noch nicht abgeschlossen, da die Verankerungen erst Anfang 2002 geborgen wurden.

### ***1.4 Wissenschaftlicher und technischer Stand, an den angeknüpft wurde***

Hauptziel der wissenschaftlichen Fragestellung war es, Änderungen der Strömungen und Wassermassenverteilungen zu identifizieren und die Beziehung zu Änderungen der meteorologischen Randbedingungen im tropischen Atlantik und den Gebieten, in denen die Wassermassen erzeugt werden, zu untersuchen.

Ein neuartiges 75 Khz Phased Array Schiffs-ADCP mit dem Namen *Ocean Surveyor* konnte von der Herstellerfirma RD Instruments in San Diego für die Fahrt Sonne 151 ausgeliehen werden und lieferte sehr gute Ergebnisse. Ein Vorteil des neuen Gerätes ist die Möglichkeit von zeitlich hochauflösenden Strömungsmessungen bei großer Reichweite (bis zu 700 m) und großer Genauigkeit (1-4 cm/s für stündlich gemittelte Daten). Eine Arbeit, die die Performance dieses neuen Gerätes beschreibt ist beim *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* im Druck (Fischer et al. 2002).

Der technische Stand der anderen eingesetzten Geräte wie CTD, LADCP und Freonmessanlage ist so ausgereift, dass es zu keinen größeren Problemen kam.

### ***1.5 Zusammenarbeit mit anderen Stellen***

Gruppen, die sich aktiv mit Messungen in dem Gebiet vor Nordostbrasilien beschäftigten, gibt es in den USA, Frankreich und Brasilien. Zu allen Gruppen wurde kontinuierlich Kontakt gepflegt und die Ergebnisse ausgetauscht und abgeglichen. Hervorzuheben ist die Gruppe von der NOAA und RSMAS in Miami, mit denen das Verankerungsarray auf ca. 11°S teilweise gemeinsam bestückt wurde, und der Austausch der Verankerungen im Februar 2002 vom U.S.-Schiff R.V. Ron Brown aus durchgeführt wurde.

## 2 Ergebnisse, Nutzen und Fortschritte

### 2.1 Erzielte Ergebnisse

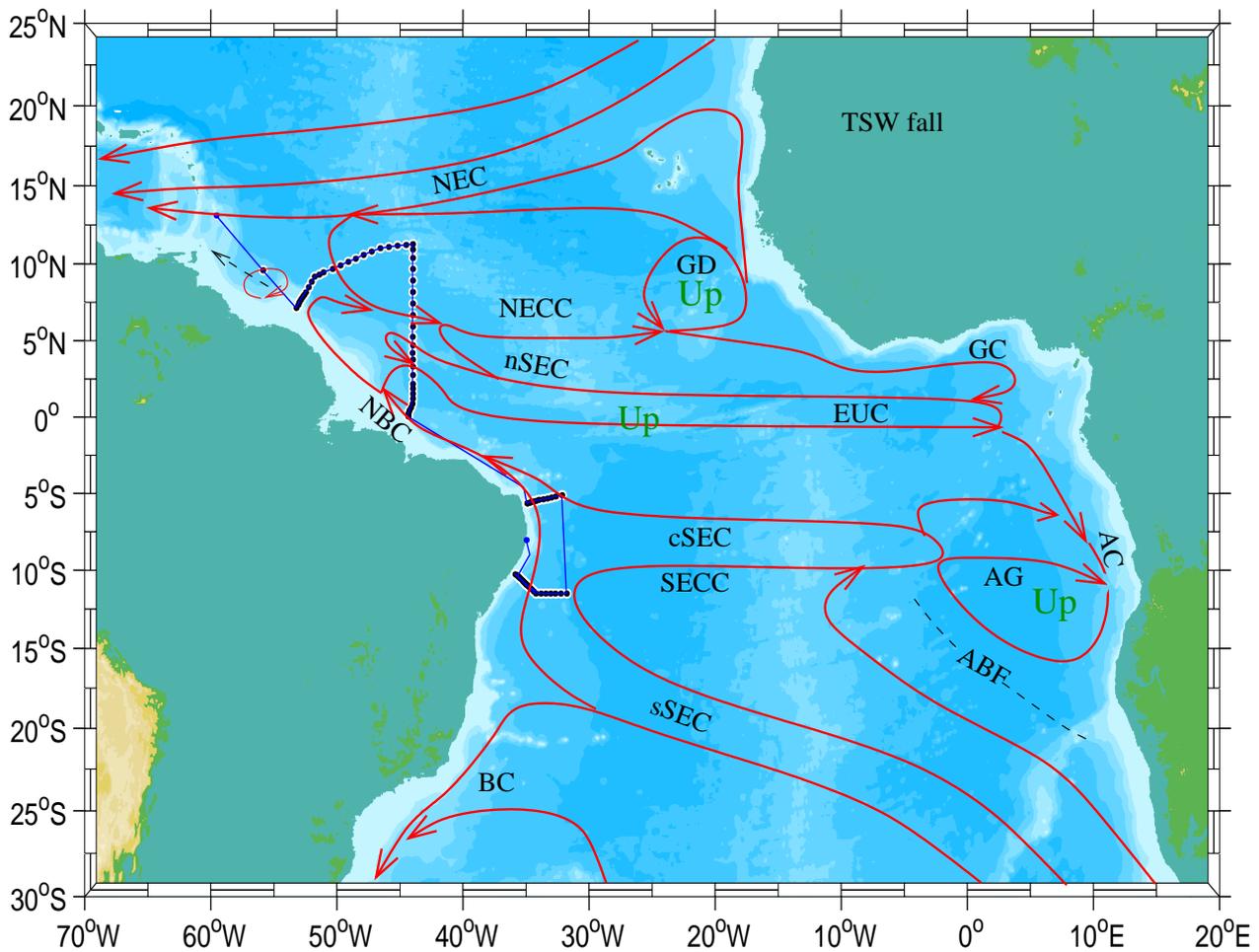
Die Feldmessungen während der durchgeführten Reisen Meteor M 47/1 im März/April 2000, Sonne S0 151 im November 2000, RV Ron Brown im Februar 2002 und in der Übergangsphase zwischen der ersten und zweiten CLIVAR Bewilligungsphase auf Meteor M53/2 im Mai/Juni 2002 dienen zur Untersuchung der Variabilität des tropischen Westatlantiks. Es ergaben sich aus den Messungen neue Ergebnisse in Bezug auf die mittlere Zirkulation, auf die Variabilität sowie auf Rückschlüsse aus den Floatmessungen und schließlich auf unerwartete Beobachtungen, wie im Fall der Reise Sonne 151 die Vermessung von Solitärwellen (Brandt et al. 2002).

#### a) Mittlere Zirkulation

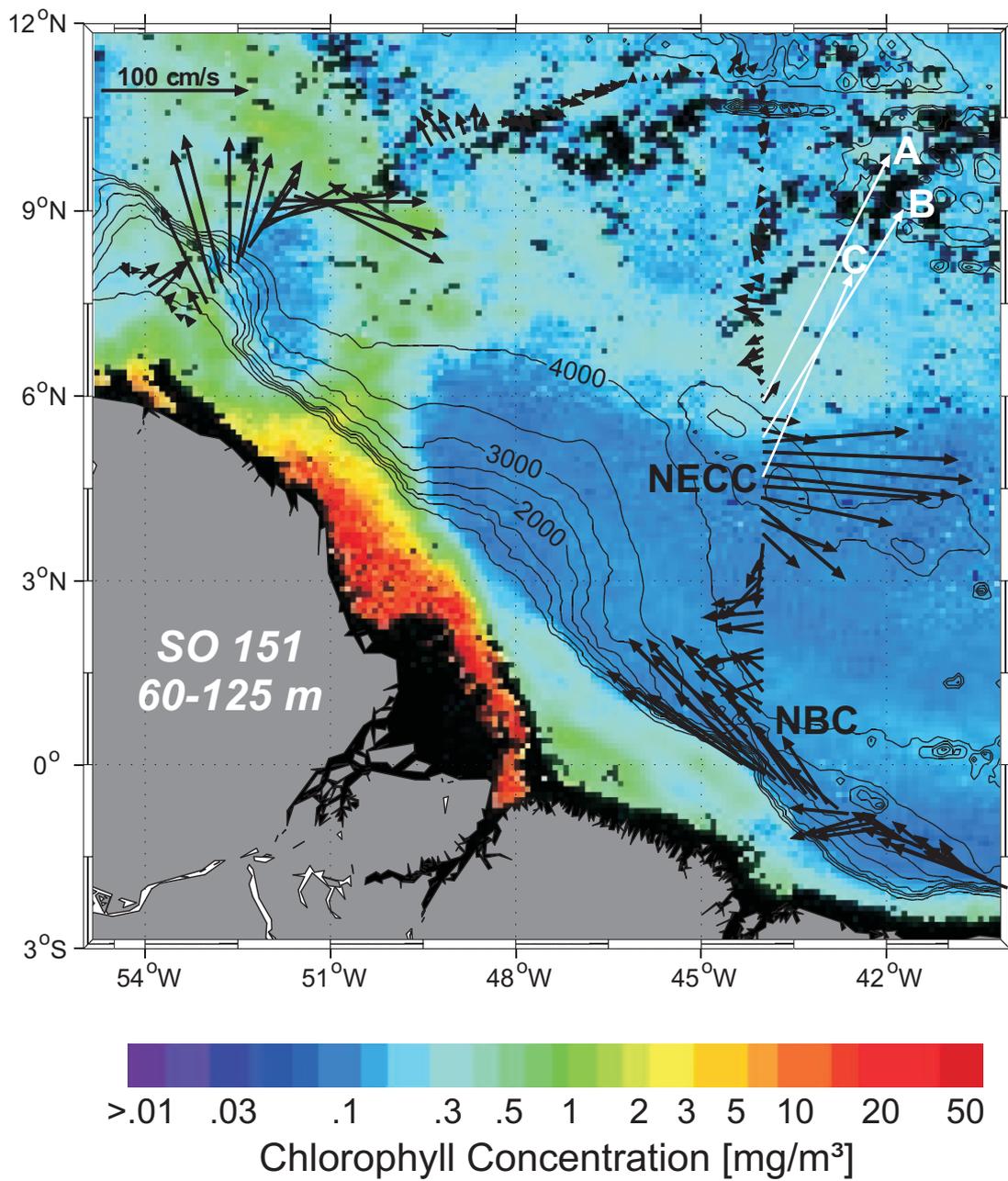
Aus der Kombination der eigenen Messungen (z.B. Schott et al. 1995, 1998) früherer Reisen mit bereits vorhandener Literatur konnte in den vergangenen Jahren ein detailliertes Schema der Zirkulation im tropischen Atlantik erstellt werden (z.B. Stramma and Schott, 1999; Stramma and England, 1999). In ein solches Schemabild für die Herbstsituation des tropischen Oberflächenwassers (ca. oberste 100 m) ist in Abb. 1 die Fahrtroute der Reise Sonne 151 eingezeichnet. Man erkennt, dass die Sonne-Fahrt den stark variablen Bereich der Retrofektion des Nordbrasilstroms bei 44-54°W, als auch den Bereich des Einstroms vor der Küste Brasiliens des südlichen Stromzweigs des Südäquatorialstroms bei 11-5°S überdeckt.

Einzelne Reisen können nun dazu benutzt werden, die Schemabilder der mittleren Zirkulation zu überprüfen, bzw. zu korrigieren und die Abb. 1 zeigt ein im Vergleich zu früheren Veröffentlichungen modifiziertes Schemabild (Stramma et al. 2002). Ein Beispiel der Verifizierung der Zirkulation zeigt Abb. 2. Die Schiffs-ADCP Messungen zeigen vor Französisch Guyana eine nordwestwärtige Strömung nahe dem Schelf die sich nordwärts in südostwärtige Strömung umkehrt. Aus dem Strömungsdaten ist nicht zu entscheiden, ob der Nordbrasilstrom so weit im Westen umkehrt, oder ob es sich nur um einen abgelösten Wirbel handelt. Die unterlegte Chlorophyllkonzentration zeigt jedoch eindeutig, dass es sich um einen abgelösten Wirbel handelt muss, und die Retrofektion im November 2000 wie im Schemabild gezeigt, östlich von 54°W stattgefunden hatte.

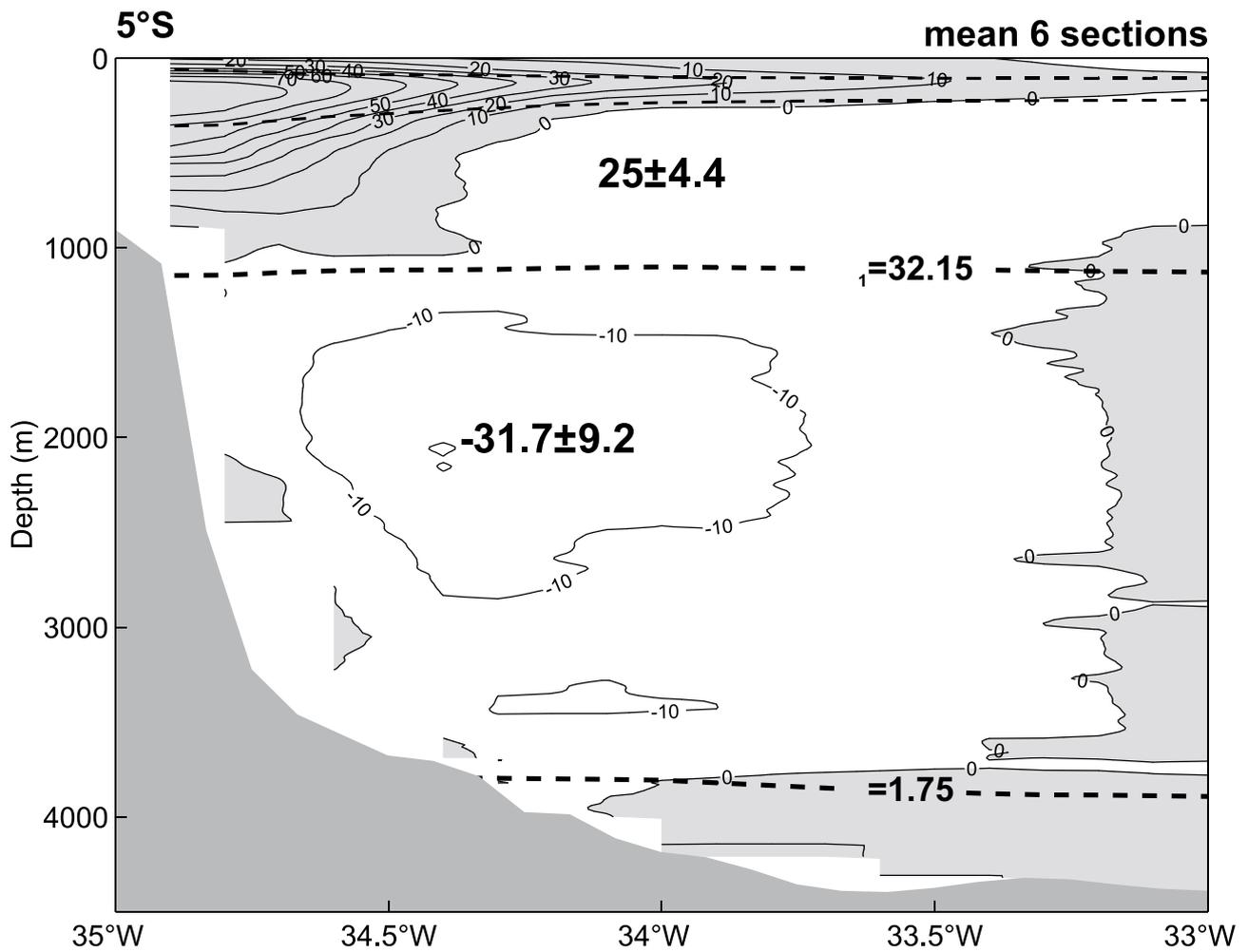
Bei wiederholten Schnitten können die Ergebnisse erneuter Reisen benutzt werden, um die mittleren Transporte weiter einzugrenzen. Als Beispiel zeigt Abb. 3 die mittlere Geschwindigkeitsverteilung bei ca 5°S aus 6 Geschwindigkeitsschnitten kombiniert aus Schiffs-ADCP, lowered ADCP und Pegasus-Profilen. Bei 5°S erfolgt der nordwärtige Zustrom in den äquatorialen Atlantik im Nordbrasilianischen Unterstrom (NBUC) mit dem Stromkern in ca 150 m Tiefe, sodass diese Komponente in Schemabild der oberen 200 m (Abb. 2) nur schwach erscheint. Die mittlere Strömung aus den 6 Schnitten enthält den Stromkern nahe des brasilianischen Schelfs. Der mittlere nordwärtige Transport aus den 6 Schnitten für den NBUC ist 25+/- 4.4 Sv, wobei die Einzeltransporte für die 6 Schnitte zwischen 22 und 34 Sv schwankten (Schott et al. 2002). Viel größere Variabilität findet man im Bereich des Nordatlantischen Tiefenwassers, wo der mittlere Transport aus 6 Reisen -31.7 +/-9.2 Sv beträgt.



**Abb. 1:** Schematische Verteilung der horizontalen Strömungen in den oberen 100 m des tropischen Atlantiks (modifiziert nach Stramma and Schott, 1999; Stramma and England, 1999) für den Nordherbst einschließlich der Fahrtroute und der CTD Stationen der FS Sonne-Reise 151 vom 3. November bis zum 26 November 2000. Markiert sind der Nordäquatoriale Strom (NEC), der Guineadome (GD), der Nordäquatoriale Gegenstrom (NECC), der Guineastrom (GC), der Südäquatoriale Strom (SEC) mit dem nördlichen (nSEC), zentralen (cSEC) und südlichen (sSEC) Stromzweigen, der Äquatoriale Unterstrom (EUC), der Nordbrasilstrom (NBC), der Angola Wirbel (AG), der Angolastrom (AC), der Südäquatoriale Gegenstrom (SECC) und der Brasilstrom (BC). Die Angola-Benguela Front (ABF) ist gestrichelt dargestellt und Up markiert mögliche Upwelling-Regionen.



**Abb. 2:** Vektoren der über den Tiefenbereich 60-125 m gemittelten Strömungen während Sonne-Reise 151 im November 2000 sowie die SeaWiFS- Chlorophyllkonzentration. Die weißen Pfeile zeigen die Strömungsanomalien von internen Solitär-Wellen.



**Abb. 3:** Mittlere Längsschelf-Strömungsgeschwindigkeitsverteilung in cm/s (positiv nordwärts) aus kombinierten Schiffs-ADCP, lowered ADCP und Pegasus Vermessungen vor Brasilien bei etwa 5°S. Der mittlere Transport und die Standardabweichungen in Sv basieren auf 6 Schnitten und sind für den nordwärtigen Warmwasserzweig oberhalb der Isopykne  $\sigma_1 = 32.15 \text{ kgm}^{-3}$  und für den südwärtigen Tiefenwasserstrom zwischen der Isopykne  $\sigma_1 = 32.15 \text{ kgm}^{-3}$  und der potentiellen Temperatur 1.75°C, die die Grenze bildet zum darunter liegenden Antarktischen Bodenwasser.

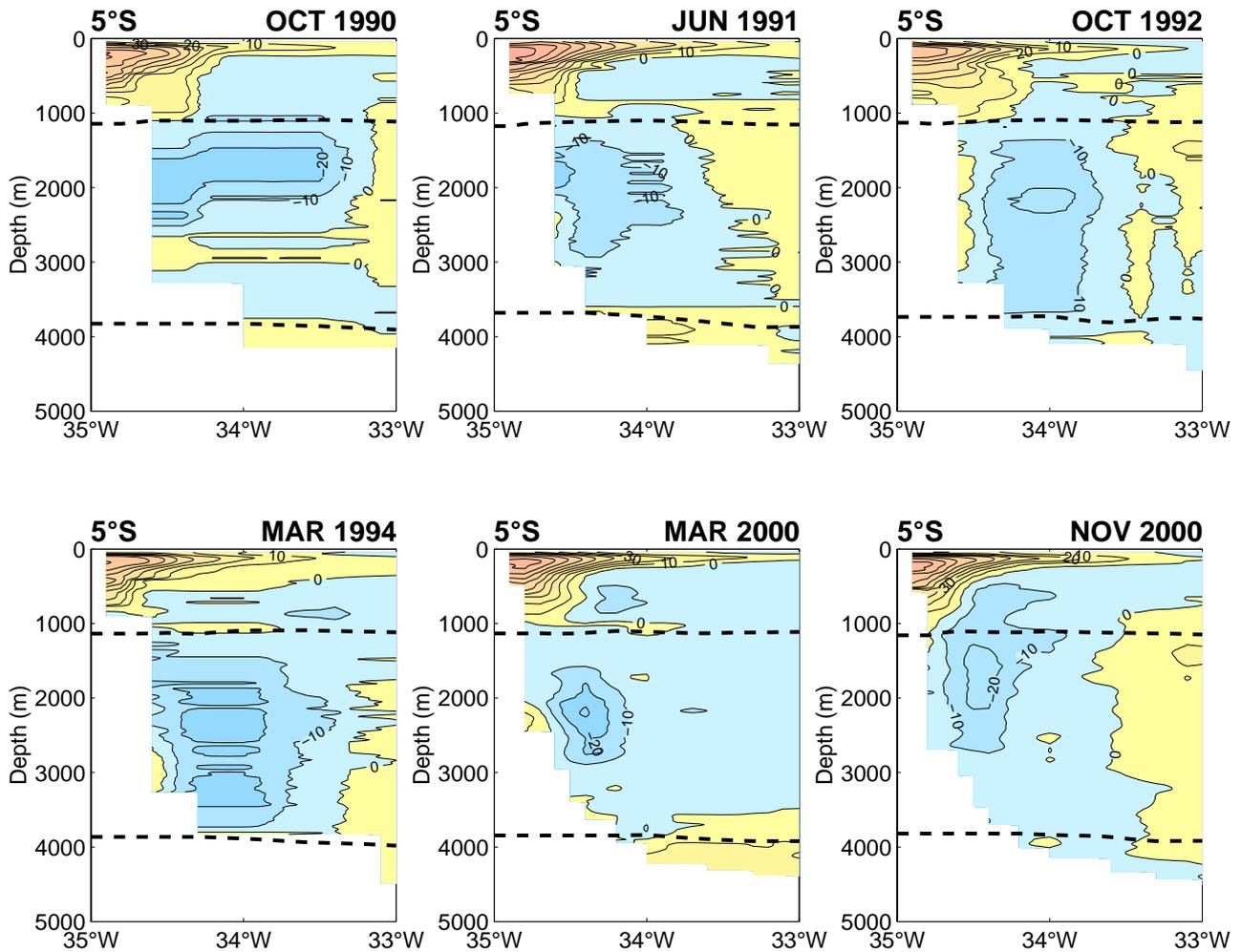
## b) Variabilität

Die Variabilität der flachen tropisch-subtropischen Zelle wurde aus XBT-Daten ab 1970 untersucht (de Boer, 2001). Es wurden signifikante Schwankungen in den oberen 300 m festgestellt, allerdings konnte im Rahmen der Datenauflösung keine Meridionalausbreitung von Anomalien zum Äquator hin festgestellt werden.

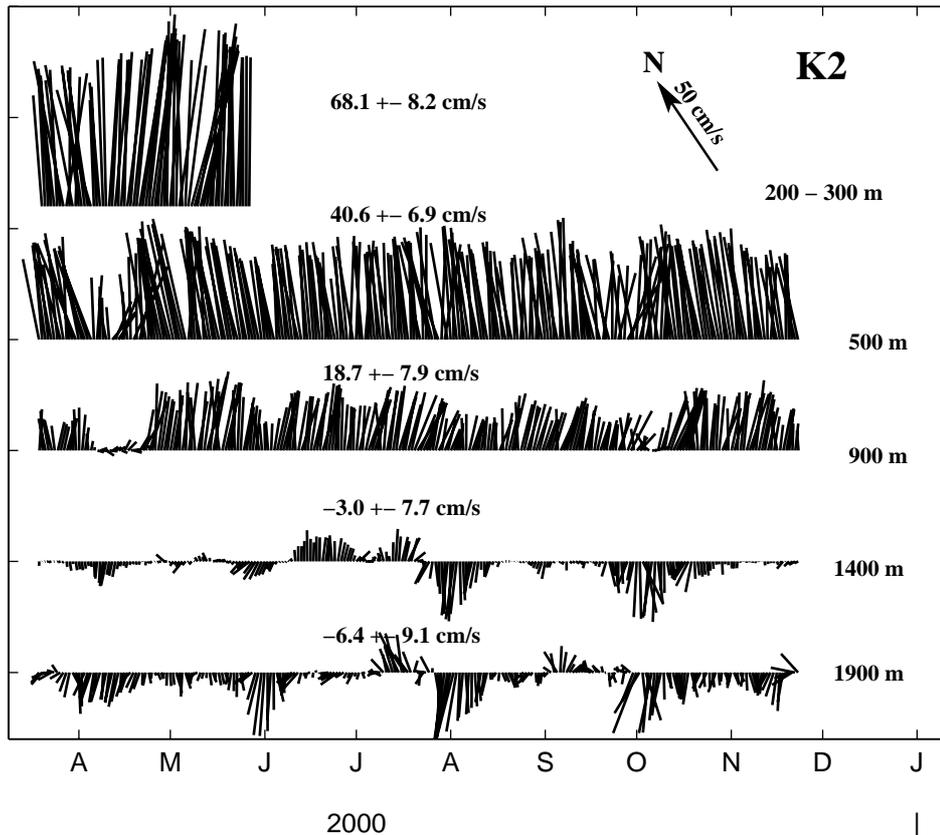
Abb. 4 zeigt die meridionale Strömungskomponente direkter Strömungsmessungen bei 5°S während 6 verschiedener Reisen zwischen 1990 und 2000. In dieser Abbildung kann man erkennen, dass der NBUC kaum mäandriert und sein Strömungsmaximum sich immer direkt über der Schelfkante befindet. Bis jetzt konnte auch noch kein Jahresgang nachgewiesen werden. Im Gegensatz zur nordwärtigen, oberflächennahen Strömung, weist die südwärtige Tiefenströmung von Nordatlantischem Tiefenwasser eine wesentlich stärkere Variabilität auf (siehe auch Abb. 3). Der Kern dieser Strömung ist in vier von sechs Schnitten nicht an der Topographie angelegt, man kann teilweise sogar eine nordwärtige Strömung direkt an der Topographie erkennen. Die Transporte zwischen der Dichtefläche  $\sigma_1=32.15 \text{ kgm}^{-3}$  und der potentiellen Temperatur 1.75°C westlich von 33°W variieren zwischen 23 Sv und 48 Sv. Diese Variabilität bei 5°S ist wesentlich größer als die Variabilität die im tiefen Randstrom bei 44°W gefunden wurde (Fischer und Schott 1997).

Variabilität lässt sich sehr gut aus verankerten Zeitreihen ermitteln. Ein Verankerungsarray bestehend aus 5 Verankerungen war im März 2000 im westlichen Randstrom bei ca. 11°S ausgebracht worden. Zwei der Verankerungen wurden im November 2000 von Sonne ausgetauscht, da die Auslegedauer von über 2 Jahren für die am stärksten beanspruchten Verankerungen zu lange erschien. Die Strömungsvektorplots für den Zeitraum März bis November 2000 von der Verankerung K2 bei 10°23'S, 35°41'W, die gerade außerhalb der Schelfkante in 2320 m Wassertiefe lag zeigt die intensive und stetige Strömung des NBUC im Bereich 200-300 m aus Messungen eines nach oben gerichteten ADCP (Abb. 5). Unglücklicherweise riss die Kopfboje nach etwa 3 Monaten ab, sodass das ADCP abkippte und keine brauchbaren Messungen mehr lieferte. Obgleich die Verankerung bereits seewärts des NBUC Geschwindigkeits-Maximums der Schiffs-ADCP Vermessung lag, erreichten die nordwärtigen Geschwindigkeiten immer noch 70 cm/s in 250 m Tiefe (Schott et al. 2002). Von diesem Maximum aus nimmt die NBUC Geschwindigkeit auf 18.7+/- 7.9 cm/s in 900 m Tiefe ab.

Im Bereich des Nordatlantischen Tiefenwassers (NADW) bei 1400 m und 1900 m der Verankerung K2 nahe der Topographie variiert die Strömungsgeschwindigkeit stark (Abb. 5) mit einer mittleren Südkomponente von 3.0 +/- 7.7 cm/s in 1400 m Tiefe und 6.4 +/- 9.1 cm/s in 1900 m Tiefe. Es gab sogar längere Perioden mit nordwärtigem Strom entlang der Schelfkante, was in Übereinstimmung mit den Beobachtungen der Schiffsschnitte ist, die zeitweise eine seewärtige Verlagerung des NADW Kerns zeigten. Diese Variabilität unterscheidet sich wiederum zu den verankerten Strommessungen am Äquator bei 44°W (Fischer und Schott 1997), die in ähnlicher Entfernung von der Topographie lagen. Obwohl dort der NADW Transport im Tiefenbereich 1000 - 3100 m einen starken Jahresgang von 5 bis 20 Sv aufwies, war der NADW-Kern niemals von der Topographie abgelöst.



**Abb. 4:** Geschwindigkeitsverteilung in cm/s (positiv nordwärts) bei ca. 5°S von der brasilianischen Schelfkante an seewärts aus 6 kombinierten Schiffs-ADCP, lowered ADCP und Pegasus Vermessungen zwischen Oktober 1990 und November 2000. Die gestrichelten Linien sind die Isopykne  $\sigma_1=32.15$  bei ca. 1100 m bzw. die Isotherme  $\theta = 1.75^\circ\text{C}$  bei ca. 3800 m Tiefe (nach Schott et al. 2002).



**Abb. 5:** Vektorzeitserien für verschiedene Tiefen (Tagesmittel) von verankerten Strömungsmeßgeräten (siehe Nordrichtung zur Orientierung) von der im November 2000 aufgenommenen Verankerung K2 bei  $10^{\circ}23'S$ ,  $35^{\circ}41'W$ . Das ADCP, das die Messungen für den Bereich 200-300 m lieferte endete vorzeitig, da die Kopfboje wahrscheinlich durch Fischereiaktivität abbriss. Das Mittel über die gesamte Messdauer und die Standardabweichung für die schelfparallele Komponente (nach  $35^{\circ}$  true) ist an die Zeitserien zugeschrieben (Schott et al. 2002).

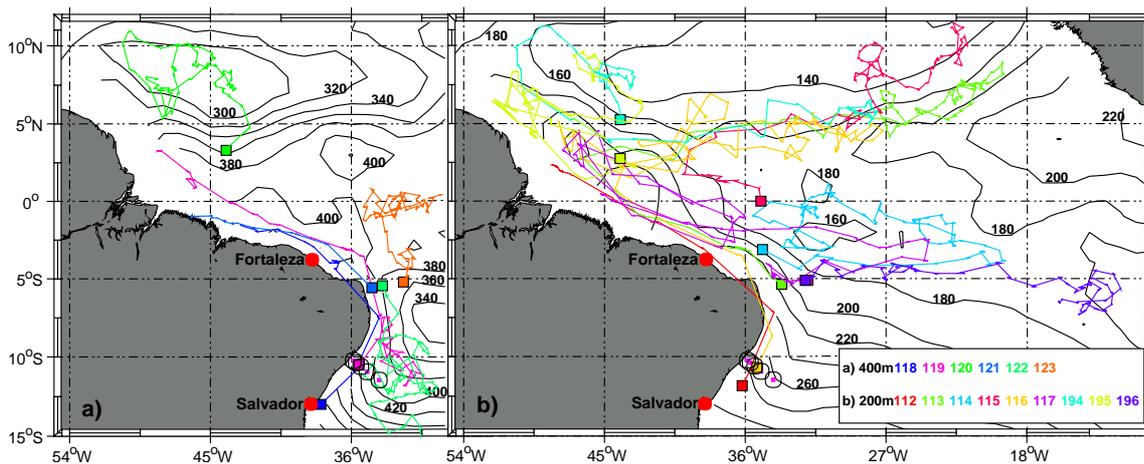
### c) Floats

Fünf APEX (Autonomous Profiling Explorers) Floats wurden während der Sonne-Reise 151 in November 2000 ausgebracht und ergänzen die Messungen der 10 zuvor von Meteor im April 2000 ausgebrachten Floats. Die Floats driften in 200 m Tiefe (9 der 15) bzw. 400 m Tiefe (6 Floats) für 9 Tage, sinken dann auf 1500 m Tiefe und nehmen ein Temperatur/Salzgehaltsprofil bis an die Meeresoberfläche auf und geben die Profile und die Position über Satellit an die Heimatbasis ab, um dann einen neuen Messzyklus mit dem Absinken auf die Drifttiefe zu beginnen.

Die Gesamtheit aller Floats (Abb. 6) zeigt in einigen Fällen Trajektorien, wie man sie aus der Zusammenstellung der Literatur zu Schemabildern erwartet hatte, in anderen Fällen aber auch recht überraschende Ergebnisse. Bei der Interpretation der Floattrajektorien muss berücksichtigt werden, dass die Floats zwei Nachteile haben. Erstens kehren sie nicht an exakt die gleiche Stelle zurück, wo sie ihre Floatbahn verlassen haben und ihr Profil und die Oberflächendatenübermittlung auszuführen, und zweitens folgen die Floats nicht den Isopyknentiefen, wie die in Abb. 6 eingezeichneten Topographie der entsprechenden Isopyknen zeigen. Im Idealfall verläuft die

Strömung parallel zu den Isopykntiefen. In einigen Fällen scheinen die Floats sogar senkrecht zu den Isopykntiefen zu driften, wobei jedoch berücksichtigt werden muss, dass in Abb. 6 klimatologische Mittel (aus dem Datensatz von Gouretski und Jancke 1998) für die Berechnung der Isopykntiefen benutzt werden, die zu den aktuellen Verteilungen zum Zeitpunkt des Floatdurchgangs abweichen können.

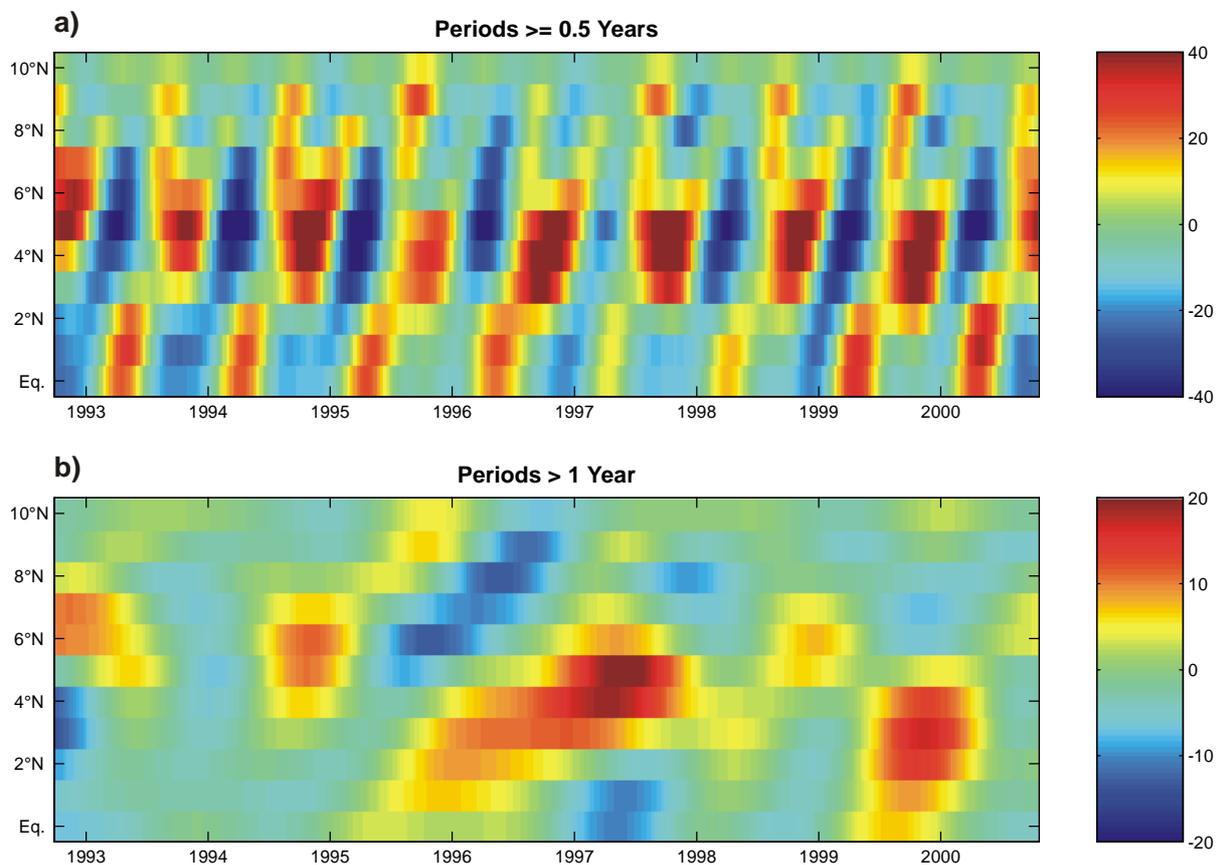
Die Floats, die im westlichen Randstrom ausgesetzt wurden, folgten mit Geschwindigkeiten von über 50 cm/s dem brasilianischen Schelf nordwestwärts bis zur Retroflektionsregion, jedoch konnte keines der Floats einen vermuteten direkten Strompfad zur Karibik bestätigen (Schott et al. 2002). Eins der äquatorialen Strombänder ist der Nordäquatoriale Gegenstrom, der nördlich des Äquators noch Osten strömt. In diesen Strom wurden 3 Floats bei 44°W eingebracht. Keines der Floats bestätigte die allgemeine Vorstellung einer kontinuierlichen Ostströmung. Zwei der Floats trieben recht kontinuierlich nach Norden, und zeigen erst im Februar 2001 eine verstärkte Ostkomponente. Das südlichste der drei Floats wurde nur ca. 30 Seemeilen südlich eines nach Norden wandernden Floats ausgesetzt, dieses Float trieb aber schnell nach Süden bis in den Nordbrasilstrom und wurde dann mit diesem entlang der Schelfkante nach Nordwesten getrieben. Diese Floats mit teilweise unerwarteten Strombahnen lassen interessante Austausch- und Wechselwirkungsmechanismen in den Strombändern vermuten, und die auch noch zukünftig von diesen Floats erwarteten Daten werden hoffentlich die Klärung dieser Fragestellungen ein gutes Stück voran bringen.



**Abb. 6:** Trajektorien (Stand 18. März 2002) von 15 APEX Floats die in a) 400 m bzw. b) 200 m Tiefe driften und alle 10 Tage an der Oberfläche ihre Positionen abgeben. Die Floats 120, 123, 194, 195 und 196 wurden während der Sonne-Reise 151 im November 2000 ausgesetzt, die anderen bereits zuvor in März/April 2000 von Meteor aus. Die Aussetzpunkte sind als gefüllte Rechtecke dargestellt. Eingezeichnet sind weiterhin die Tiefenlage der Isopykne  $\sigma_\theta = 27.00 \text{ kgm}^{-3}$  in a) bzw. der Isopykne  $\sigma_\theta = 26.60 \text{ kgm}^{-3}$  in b) (Schott et al. 2002).

## d) Altimetrie

Die Altimetrie bietet die Möglichkeit, Aspekte der Variabilität des Ozeans über mehrere Jahre beckenweit zu verfolgen. Hier wurden insbesondere Anomalien der Meeresoberflächenauslenkung, die im wesentlichen auf Anomalien des Dichtefeldes zurückzuführen sind, und die daraus resultierenden Anomalien der geostrophischen Oberflächenströmung betrachtet. So zeigt das saisonale Mittel der zonalen geostrophischen Strömungsanomalie im Bereich  $35^{\circ}\text{W}$ - $43^{\circ}\text{W}$  eine ausgeprägte Antikorrelation zwischen der Strömungsanomalie bei  $5^{\circ}\text{N}$  (im Bereich des NECC) und am Äquator. Während im Herbst maximale ostwärtige Strömungsanomalien bei  $5^{\circ}\text{N}$  und maximale westwärtige Strömungsanomalien am Äquator beobachtet werden, kehrt sich im Frühjahr dieses Bild um. Dieser saisonalen Variabilität sind Strömungsanomalien mit Zeitskalen von mehreren Jahren überlagert. Insbesondere 1997 konnte eine starke Strömungsanomalie für mehr als ein Jahr beobachtet werden, die zu einer erhöhten ostwärtigen Strömung bei  $5^{\circ}\text{N}$  und einer erhöhten westwärtigen Strömung am Äquator führte (Abb. 7). Die Amplitude dieser Strömungsanomalie beträgt dabei etwa  $20\text{ cm/s}$  und ist damit nahezu halb so groß, wie die Amplitude des Jahresganges. Solche Anomalien könnten einen bedeutenden Einfluss auf die Ausbreitungspfade innerhalb der STC haben.



**Abb. 7:** Geostrophische Zonalgeschwindigkeit [cm/s] gemittelt zwischen  $35^{\circ}\text{W}$  und  $43^{\circ}\text{W}$  als Funktion der Breite und der Zeit. Abbildung 7a zeigt die saisonale und zwischenjährige Variabilität, Abbildung 7b nur die zwischenjährige Variabilität.

## e) Tiefenzirkulation

Die Ausbreitungswege des Nordatlantischen Tiefenwassers (NADW) und die Stärke der einzelnen Stromkerne im tropischen Atlantik sind vielfältig und variieren stark. Untersuchungen der Äquatorialen Stacked-Jets (Send et al. 2002) im Tiefenbereich 1300-1900 m ergaben, daß diese Jets für Flüsse oder Vermischung von Parametern über den Äquator verantwortlich sein können. In den Geschwindigkeitsaufnahmen entlang der wiederholten Schnitte lassen sich einige permanente Stromkerne in den verschiedenen Schichten des NADW identifizieren, weiterhin existieren andere auf variablen Tiefen und Positionen. Die Integrationen auf den küstennahen Schnitten zeigen erheblich stärkere Transporte als in der thermohalinen Zelle benötigt würden, was auf starke Rezirkulation des küstennahen Stromes schließen läßt.

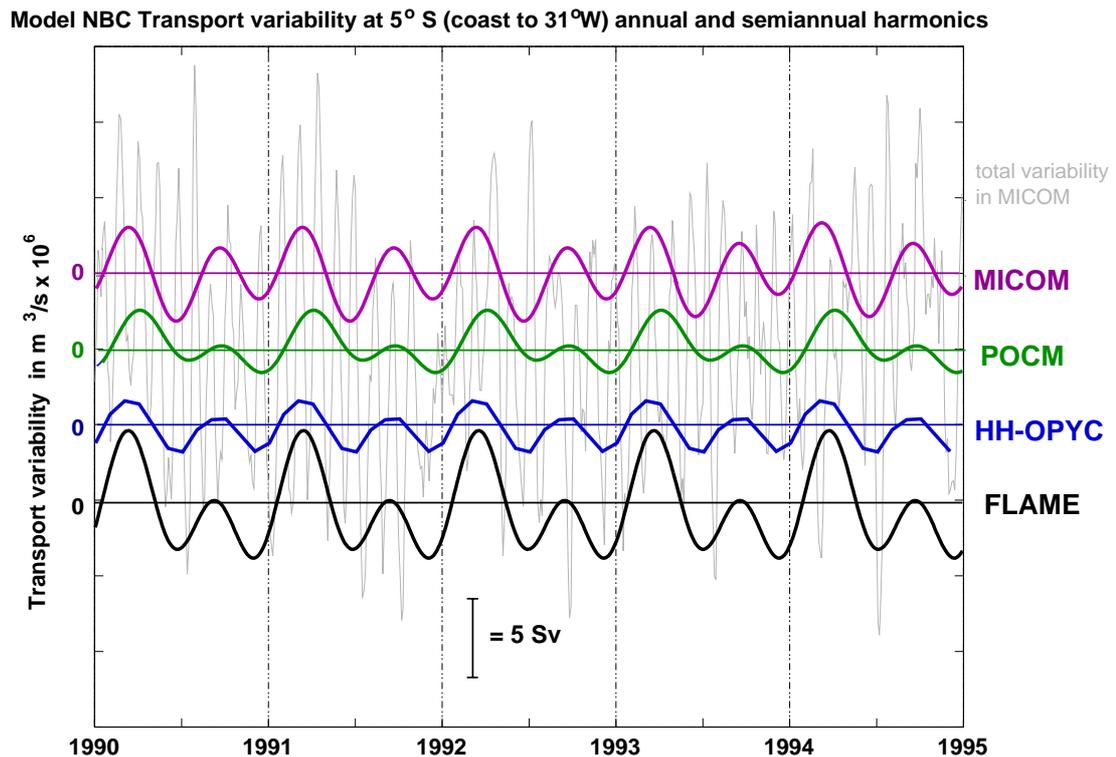
CTD und Freondaten wurden auf allen Reisen zu einer Untersuchung der Ausbreitung von Tiefenwasser herangezogen. Das Labradorseewasser findet sich im subtropisch-tropischen Atlantik in etwa 2000 m Tiefe. Von Anfang der 90er Jahre bis 1995 wurde relativ kaltes, salzarmes und freonreiches Labradorseewasser (LSW) erzeugt. Ein Vergleich mit historischen Daten zeigt, daß im tiefen Randstrom bei 16°N das LSW im November 2000 in diesem Tiefenbereich salzärmer und kälter ist, während sich die Werte für die anderen tiefen Wassermassen verändert haben. Gleichzeitig zeigt die LSW Schicht hohe Freonwerte. All diese Indizien deuten darauf hin, dass LSW, das nach 1990 gebildet wurde, inzwischen den subtropischen Nordatlantik erreicht hat. Allerdings wurde dieses 'junge' LSW nur in einer ca. 60 km schmalen Zone am Kontinentalabhang gefunden. In den Messungen weiter südlich und östlich (S151 und S152) wurde noch kein Anzeichen für dieses LSW gefunden. Die von Stramma und Rhein (2001) aus dekadischen CTD Zeitserien ermittelten LSW - Transitzeiten von der zentralen Labradorsee bis 44°W vor Brasilien von 13-17 Jahren lassen das 'Neue' LSW bei 16° N in den nächsten Jahren erwarten. Im Mai 2002 war das Labradorseewasser bei 35°W nahe der Küste kühler und salzärmer als bei den Messungen zuvor und zeigt den eingeleiteten Abfall zu den Minimalwerten, die Anfang der 90er Jahre in der Labradorsee erzeugt wurden.

## f) Vergleich mit Modellen

Intensive Zusammenarbeit in der Interpretation wurde mit verschiedenen Gruppen betrieben:

- I) Mit der Arbeitsgruppe Böning wurde bei der Analyse von Produkten des Kieler FLAME Modells zusammengearbeitet und die Ergebnisse auf internationalen Konferenzen gemeinsam präsentiert.
- II) Weiterhin wurde für die Zirkulation im Arbeitsgebiet das globale POCM Modell der Monterey-Gruppe (Semtner) sowie das isopyknische MICOM Modell der Universität Miami/RSMAS (Chassignet/Garaffo) Gruppe analysiert.
- III) Mit der Arbeitsgruppe Latif/Lohmann vom MPI Hamburg wurde die Analyse von Schwankungen der flachen tropisch-subtropischen Zelle im gekoppelten OPYC Modell betrieben, insbesondere daraufhin ob Schwankungen des NBUC mit dem EUC, dem äquatorialen Auftrieb und schliesslich mit SST-Anomalien und der atmosphärischen Zirkulation verknüpft sind.
- IV) Schliesslich wurde in Zusammenarbeit mit V. Mehta (University of Maryland) das Assimilations-Modell SODA (Simple Ocean Data Assimilation) für Untersuchungen von Schwankungen der tropisch-subtropischen Zelle herangezogen.

Ein Vergleich der Zeitserien der Transporte des Warmwassereinstroms über  $5^{\circ}\text{S}$  von verschiedenen Zirkulationsmodellen (Abb.8) ergab unterschiedlich hohe Gesamttransporte aufgrund unterschiedlicher Stärke der thermohalinen Zelle in den Modellen, jedoch ist die Variabilität der Transporte sehr ähnlich. Sie zeigt einen Jahresgang und einen etwas kleineren Halbjahresgang, deren Variabilität zusammen 5 Sv beträgt. Interessanterweise ist die Variabilität der Transporte, die aus den 6 Schiffsbeobachtungen auf dem wiederholten Randschnitt  $5^{\circ}\text{S}$  ermittelt wurden, ebenfalls 5 Sv, d.h. vergleichbar zu den Modellergebnissen.



**Abb. 8:** Summe aus halb- und ganzjähriger Harmonischen des Nordbrasilstromtransportes (NBC) aus verschiedenen Modellen. FLAME: Atlantik-Boxmodell,  $1/3^{\circ}$  Auflösung; POCM: globales Boxmodell,  $1/3^{\circ}$  Auflösung; MICOM: isopyknisches Atlantikmodell,  $1/12^{\circ}$  Auflösung; HH-OPYC: isopyknisches gekoppeltes Atlantikmodell,  $1/3^{\circ}$ - $2^{\circ}$  Auflösung. Der mittlere Transport ist jeweils abgezogen. Die grau hinterlegte Kurve gibt ein Beispiel für die Gesamtvariabilität des NBCs im MICOM.

**Literatur** (Veröffentlichungen mit CLIVAR Ergebnissen sind unter 2.4 aufgeführt):

Fischer, J., and F.A. Schott, 1997. Seasonal transport variability of the Deep Western Boundary Current in the equatorial Atlantic. *Journal of Geophysical Research*, 102, 27751-27769.

Gouretski., V.V., and K. Jancke, 1998. A new world ocean climatology: Objective analysis on neutral surfaces. WHP Special Analysis Center, Technical Report, No. 3, Hamburg.

Rhein, M., L. Stramma and U. Send, 1995. The Atlantic Deep Western Boundary Current: water masses and transports near the equator. *Journal of Geophysical Research*, 100, 2441-2457.

Schott, F.A., J. Fischer and L. Stramma, 1998. Transports and pathways of the upper-layer circulation in the western tropical Atlantic. *Journal of Physical Oceanography*, 28, 1904-1928.

Schott, F.A., L. Stramma and J. Fischer, 1995. The warm water inflow into the western tropical Atlantic boundary regime, spring 1994. *Journal of Geophysical Research*, 100, 24,745-24,760.

Stramma, L. and F. Schott, 1999. The mean flow field of the tropical Atlantic Ocean. *Deep-Sea Research II*, 46, 279-303.

## **2.2 Voraussichtlicher Nutzen**

Bei dem Vorhaben ging es um Grundlagenforschung zur äquatorübergreifenden Warmwasser- und Tiefenzirkulation im tropisch-subtropischen Atlantik im Hinblick auf die Klärung der Rolle der flachen thermohalinen Zelle für äquatoriale Klimaschwankungen. Direkte wirtschaftliche Erfolge und Erfindungen sind daher nicht zu erwarten, wohl aber Konsequenzen auf längeren Zeitskalen. Die Arbeiten werden zum Verständnis der physikalischen Zusammenhänge in der Äquatorialzone beitragen, die eine Schlüsselrolle für das globale Klima spielt. Der wesentliche Gewinn aus den Ergebnissen dieses Projekts wird daher neben einer verbesserter Erkenntnis der Mechanismen gekoppelter tropischer Anomalien in der Verbesserung von Ozeanmodellen liegen, die mit den im beantragten Programm gewonnenen Daten und Ergebnissen validiert werden sollen. Letztlich werden dann verbesserte Ozeanmodelle in die Klimamodellierung einfließen.

Die Ergebnisse werden interessierten Wissenschaftlern z.B. Zur Modellvalidierung zur Verfügung gestellt. Es ist aber auch geplant, diese Ergebnisse einer breiten Öffentlichkeit bekannt zu machen (zum Beispiel für dieses CLIVAR Teilprojekt als Internetdarstellung unter der Adresse <http://www.ifm.uni-kiel.de/allgemein/research/projects/clivar/ta/clivar-ta.html>). Besonders hinsichtlich der Float-Daten (<http://www.ifm.uni-kiel.de/allgemein/research/projects/clivar/ta/floats.html>) ist die Bereitstellung der Daten auf dem globalen Datennetz (GTS) in nahezu Echtzeit vorgesehen, um so in Modellen assimiliert zu werden. Die dafür nötige Software wird in nächster Zeit fertiggestellt, sodass dann die Bereitstellung im GTS beginnen kann.

## **2.3 Fortschritte auf dem Gebiet von anderen Stellen**

Ergebnisse von dritter Seite, die einen Einfluss auf das Vorhaben haben, sind Veröffentlichungen vor allem von französischen und amerikanischen Gruppen. Mit diesen Gruppen besteht ein Austausch der Ergebnisse, die dann bei unseren Arbeiten berücksichtigt werden. Numerische Modelluntersuchungen der Zusammenhänge bei Klima-Untersuchungen der Gruppe von M. Latif am MPI in Hamburg geben Hinweise, dass die tropischen Ozeane auch auf die durch die NAO im

Nordatlantik bekannten Klimaschwankungen Einfluss haben, was die Wichtigkeit von Messungen im tropischen Atlantik noch unterstreicht. Insbesondere werden beim MPI Modell-Ergebnisse auf die Rolle von STC-Anomalien bei tropischen SST- und Niederschlags- Schwankungen untersucht.

Arbeiten der Gruppen von der NOAA und RSMAS in Miami beschäftigen sich fortlaufend mit der Übergangsregion vom tropischen Atlantik zur Karibik, was eine gute Ergänzung und Anknüpfungsstelle für unsere Arbeiten darstellt. Im August 2002 wird in Kiel ein Workshop zum tropischen Atlantik stattfinden, auf dem weitere Zusammenarbeit zur gemeinsamen Datenauswertung und Veröffentlichung getroffen werden sollen.

#### **2.4 Erfolgte und geplante Veröffentlichungen der Ergebnisse**

Wie bei erzielten Ergebnissen aufgeführt, sind in mehreren Veröffentlichungen und Veröffentlichungsmanuskripte Ergebnisse des Projekts eingegangen:

Brandt, P., A. Rubino and J. Fischer, 2002. Large-amplitude internal solitary waves in the North Equatorial Countercurrent. *Journal of Physical Oceanography*, 32,1567-1573.

Fischer J., P. Brandt, M. Dengler, M. Müller, and D. Symonds, 2002. Surveying the upper ocean with the Ocean Surveyor - a new Phased Array Doppler Current Profiler. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, (angenommen).

Schott, F., P. Brandt, M. Hamann, J. Fischer and L. Stramma, 2002. On the boundary flow off Brazil at 5-10°S and its connection to the interior tropical Atlantic. *Geophysical Research Letters*, (im Druck).

Send, U., C. Eden and F.A. Schott, 2002. Equatorial deep jets: space-time structure and cross-equatorial fluxes. *Journal of Physical Oceanography*, 32, 891-902.

Stramma, L., J. Fischer, P. Brandt and F. Schott, 2002. Circulation, variability and near-equatorial meridional flow in the central tropical Atlantic. *Elsevier Oceanographic Series*, (angenommen).

Stramma, L. and M. England, 1999. On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 104, 20,863-20,883.

Stramma, L. and M. Rhein, 2001. Variability in the deep western boundary current in the equatorial Atlantic at 44°W. *Geophysical Research Letters*, 28, 1623-1626.

Diplomarbeit:

De Boer, C., 2001. Untersuchungen zur flachen tropisch-subtropischen Zelle im westlichen tropischen Atlantik. Institut für Meereskunde, Kiel.

### **3 Erfolgskontrollbericht**

(siehe Extraseite)

Abschlußbericht zum Teilprojekt

**Schelfeis-Ozean-Wechselwirkung und ihre Auswirkungen  
auf die Wassermassenbildung im Weddellmeer:  
numerische Untersuchungen mit einem gekoppelten Modell**

im Ozean/CLIVAR-Programm für die Programmkomponente CLIVAR-DecCen  
und das Unterprogramm D5 "Thermohaline Zirkulation des südlichen Ozeans"

**Förderkennzeichen: 03F0246F3**



Ausführende Stelle: Institut für Geophysik  
Westfälische Wilhelms-Universität Münster  
Corrensstraße 24  
48149 Münster

Projektleiter: Prof. Dr. M. A. Lange  
Dr. K. Grosfeld

Mitarbeiter: Dr. H. Sandhäger

Berichtszeitraum: 01.03.1999 - 28.02.2002

Verbundprojekt

## **CLIVAR marin**

Untersuchung der Rolle des Ozeans bei Klimaschwankungen

Teilvorhaben:

Schelfeis-Ozean-Wechselwirkungen und ihre Auswirkungen  
auf die Wassermassenbildung im Weddellmeer:  
numerische Untersuchungen mit einem gekoppelten Modell

**Förderkennzeichen: 03F0246F3**

(Institut für Geophysik der Westfälischen Wilhelms-Universität Münster  
Corrensstraße 24, 48149 Münster)

### **Kurzbericht zum Abschlußbericht**

(Zusammenfassung der Ergebnisse)

Im Rahmen dieses Teilprojektes ist ein dreidimensionales Ozeanmodell zur Simulation der Wassermassenzirkulation in Schelfeiskavernen und ein dreidimensionales numerisches Schelfeismodell zur Berechnung der Eisdynamik und Eismächtigkeitsevolution zu einem gekoppelten Modellsystem erfolgreich zusammengeführt worden. Hiermit steht erstmalig ein neuartiges "Werkzeug" zur Untersuchung der Fließ- und Austauschprozesse im System Schelfeis/Ozean und ihrer Klimasensitivität zur Verfügung das im Rahmen des Projektes für idealisierte Schelfeisgebiete angewendet worden ist. Obwohl die systemimmanenten Zeitskalen der einzelnen Systemkomponenten Schelfeis und Ozean deutlich unterschiedlich sind, zeigt sich eine große Sensitivität des gekoppelten Systems gegenüber Veränderungen der Klimarandbedingungen auf dekadischer Zeitskala. Diese drückt sich in veränderten Süßwasserflüssen an der Grenzfläche Schelfeis-Ozean, im ozeanischen Zirkulationsregime sowie in Veränderungen der Schelfeisgeometrie und des Fließregims aus.

Die für diese Untersuchungen erforderlichen Entwicklungen an den Modellkomponenten umfassen eine effektive Formulierung eines realitätsnahen Kalbungskriteriums der Schelfeisfront im Schelfeismodell sowie eine realistische Repräsentation von Eiskantenpositionen im Ozeanmodell. Diese Modellentwicklungen sind zum Teil auf die Untersuchungsgebiete Filchner-Ronne-Schelfeis und Larsen Schelfeis für die Einzelkomponenten angewendet und eine weitgehende Übereinstimmung in der Berechnung der basalen Massenbilanz als Voraussetzung für zukünftige prognostische Studien mit dem gekoppelten Modell erzielt worden. Modellexperimente zum Zerfall des Larsen Schelfeisgebietes im Bereich der nördlichen Antarktischen Halbinsel zeigen einen deutlichen Einfluß auf die Wassermassenbildung und -modifikation im nordwestlichen Weddellmeer.

# Inhaltsverzeichnis

<b>1</b>	<b>Schlußbericht – Teil I</b>	<b>1</b>
1.1	Aufgabenstellung des Teilprojektes . . . . .	1
1.2	Voraussetzungen . . . . .	1
1.3	Planung und Ablauf des Teilprojektes . . . . .	2
1.4	Wissenschaftlich-technischer Kenntnisstand zu Beginn des Projektes . . . . .	4
1.5	Zusammenarbeit mit anderen Stellen . . . . .	4
<b>2</b>	<b>Schlußbericht – Teil II</b>	<b>5</b>
2.1	Wesentliche Ergebnisse des Teilprojektes . . . . .	5
2.1.1	Arbeiten an den numerischen Modellen . . . . .	5
2.1.2	Numerische Simulation sich verändernder Schelfeis-Ozean-Systeme . . . . .	6
2.1.3	Aufbereitung geometrischer Basisdaten . . . . .	20
2.1.4	Modellgebiet Filchner-Ronne-Schelfeis . . . . .	20
2.1.5	Modellgebiet Larsen Schelfeis . . . . .	22
2.2	Nutzen und Verwertbarkeit der Ergebnisse . . . . .	31
2.2.1	Wirtschaftlicher Nutzen: . . . . .	31
2.2.2	Wissenschaftlicher Nutzen . . . . .	31
2.3	Entwicklung des Kenntnisstandes während der Projektlaufzeit an anderen Stellen . . . . .	32
2.4	Erfolgte und geplante Publikationen / Präsentationen . . . . .	32
2.4.1	Publikationen . . . . .	32

2.4.2	Präsentationen . . . . .	33
2.5	Literaturhinweise . . . . .	33
<b>3</b>	<b>Schlußbericht – Teil III</b>	<b>36</b>
3.1	Erfolgskontrollbericht . . . . .	36
3.1.1	Beitrag zu förderpolitischen Zielen des Förderprogramms . . . . .	36
3.1.2	Wissenschaftlicher und technischer Erfolg des Projektes . . . . .	36
3.1.3	Zeit- und Finanzplan . . . . .	36
3.1.4	Verwertbarkeit der Ergebnisse . . . . .	37
3.1.5	Erfindungen, Schutzrechteanmeldungen und erteilte Schutzrechte . .	37
3.1.6	Arbeiten, die zu keiner Lösung geführt haben . . . . .	37

# 1 Schlußbericht – Teil I

## 1.1 Aufgabenstellung des Teilprojektes

Die Schelfeisgebiete entlang der Antarktischen Küstenlinie sind ein wichtiger Faktor im Klimasystem der Erde. Sie nehmen etwa die Hälfte der Antarktischen Küstenlinie ein und bilden die Schnittstelle zwischen dem Antarktischen Eisschild und dem polaren Ozean. Etwa 70 % des globalen Süßwasservorkommens sind in der festen Eiskappe der Antarktis gespeichert, von wo das Eis sukzessiv über die Schelfeisgebiete dem Ozean zugeführt wird. Durch Kalbungsvorgänge an der Schelfeiskante sowie Schmelzen an der Schelfeisbasis tragen die Eismassen so zur Süßwasserbilanz und Wassermassenbildung/-modifikation des polaren Ozeans bei. Letztere Prozesse sind bis heute weitestgehend nicht quantifiziert und stellen somit eine unbekannt große in der Massen- und Süßwasserbilanz der Antarktis sowie des polaren Ozeans dar. Aktuelle Ereignisse im Bereich der Antarktischen Halbinsel (Zerfall des Larsen B Schelfeises) bestätigen, daß gerade die Schelfeisgebiete gegenüber Klimaveränderungen sehr sensitiv reagieren und somit als Klimaindikatoren für Wandel und Vulnerabilität angesehen werden können.

Mit Hilfe eines dreidimensionalen Ozeanmodells zur Simulation der Wassermassenzirkulation in Subschelfeiskavernen sowie einem dreidimensionalen numerischen Schelfeismodell zur Berechnung der Eisdynamik und Eismächtigkeitsevolution sollten im Rahmen dieses Teilprojektes Fließ- und Austauschprozesse im System Ozean-Schelfeis simuliert und die Reaktion des gekoppelten Systems auf veränderte Klimarandbedingungen untersucht werden. Neben idealisierten Schelfeis-Ozean-Systemen mit vereinfachter Geometrie waren als Hauptuntersuchungsgebiete das Filchner-Ronne-Schelfeis sowie das Larsen Schelfeisgebiet vorgesehen.

## 1.2 Voraussetzungen

### **Modellkomponenten:**

Für die geplanten Modellrechnungen standen zu Projektbeginn sowohl ein entsprechendes Ozean-Zirkulationsmodell sowie ein dynamisches Schelfeismodell als *”stand-alone”* Komponenten zur Verfügung, die jedoch für die spezielle Anwendung modifiziert und auf

die genutzte Rechnerplattform adaptiert werden mußten. Beide Komponenten lagen als lauffähige und operationelle Einzelkomponenten vor.

### **Glaziologische und ozeanographische Datenbasis**

Aus den beiden Hauptuntersuchungsgebieten Filchner-Ronne-Schelfeis und Larsen Schelfeis sind umfangreiche Primärdatensätze verfügbar, z.B. Eisoberflächenhöhen-, Eismächtigkeits- und Bathymetriedaten, wie auch Hydrographie und Einzelpunktmessungen eisdynamischer und massenhaushaltsrelevanter Größen. Insbesondere standen aber zu Beginn des Projektes keine hinreichend detaillierten digitalen geometrischen Modelle für die Eiskörper- und Meeresbodengeometrie zur Verfügung, die daher im Rahmen des Projektes zu erarbeiten waren.

### **Vorkenntnisse und Erfahrungen**

Da die Mitarbeiter des Projektes gleichzeitig auch die jeweiligen Entwickler der Modellkomponenten Eis und Ozean waren, konnten die notwendigen Weiterentwicklungen der Modellkomponenten sowie die eigentliche Kopplung ohne aufwendige Einarbeitung realisiert werden. Hinsichtlich der Erstellung der benötigten Basisdatensätze wirkte sich insbesondere die Erfahrung in der kombinierten Bearbeitung von Satellitendaten sowie von flugzeuggestützten Messplattformen aus registrierten Daten positiv aus, wie auch die Zusammenarbeit und der Kontakt der Projektmitarbeiter mit anderen glaziologischen Instituten. Daher konnte die insgesamt sehr aufwendige Datenbearbeitung teilweise unter Anleitung auf studentische Hilfskräfte übertragen werden, sodaß sich die Projektmitarbeiter primär auf die Modellentwicklung, -kopplung und -anwendung konzentrieren konnten.

### **Technische Ausstattung**

Der aus Projektmitteln beschaffte Arbeitsplatz-PC (Pentium III, 500MHz) sowie die für die reine Modellierung angeschaffte Rechenplattform (Athlon, 1,2 GHz) wurden neben der institutseigenen Recherausstattung zur Durchführung der Projektarbeiten genutzt.

## **1.3 Planung und Ablauf des Teilprojektes**

Das Projekt gliederte sich in seiner ursprünglichen Planung in drei, den Förderjahren angepaßte Phasen:

- a) Vorbereitung der Modellkomponenten; Aufbereitung geometrischer Eingabe-, Rand- und Antriebsdaten; Standardläufe des Ozeanmodells für das Filchner-Ronne-Schelfeis und Validierung der Ergebnisse; Erweiterung des Eismodells für prognostische Studien; Modifizierung der zur Simulation der Eisdynamik verwendeten Modellkomponenten, um den Einfluß von Bruch- und Scherprozessen auf das Fließregime des Eiskörpers berücksichtigen zu können;
- b) Grundlegende Arbeiten zur Kopplung der *"stand-alone"* Modelle, Sensitivitätstest für idealisierte Geometrien; Sensitivitätsstudien für die Untersuchungsgebiete Larsen Schelfeis und Filchner-Ronne-Schelfeis mit den einzelnen Modellkomponenten;
- c) Berechnung der stationären Lösung des gekoppelten Modells für das Filchner-Ronne-Schelfeis; Abschätzung der Auswirkungen des Zerfalls des Larsen A Schelfeises insbesondere auf die ozeanographischen Verhältnisse.

Diese vor Beginn des Projektes festgelegten Arbeitsschritte wurden im Laufe des Projektes weitestgehend erfüllt, wobei jedoch eine Umstrukturierung des Arbeitsplans hinsichtlich der Reihenfolge der Arbeitsschritte sowie eine auf den Erfahrungen und Ergebnissen einzelner Arbeitsschritte basierende Verlagerung der Projektschwerpunkte vorgenommen werden mußten. Diese gegenüber der Projektierung veränderte Vorgehensweise hat keinerlei Veränderungen des Projektziels, der *"Untersuchung von Schelfeis-Ozean-Wechselwirkungen mit einem gekoppelten numerischen Modell"* zur Folge gehabt.

Einzig von der als ein Schwerpunkt der Arbeiten vorgesehenen Anwendung des gekoppelten Modells auf das Filchner-Ronne-Schelfeisgebiet mußte jedoch abgerückt werden. Der bedeutende, aber bislang zumeist unbeachtete Einfluß von Bruch- und Scherstrukturen im Eiskörper auf die Fließdynamik des Filchner-Ronne-Schelfeises ist mit einfachen Modellansätzen gar nicht oder nur unzureichend genau numerisch simulierbar; während der Projektlaufzeit konnte hierzu noch keine abschließende Parametrisierung für das komplizierte und großflächige Modellgebiet gefunden werden. Daher wurde stattdessen ein verstärkter Schwerpunkt auf Anwendungen für idealisierte Geometrien gelegt und die Modellierung der Eisdynamik für das kleinräumigere Larsen Schelfeisgebiet vorangetrieben. Dies ist im Hinblick auf den im Frühjahr 2002 im nördlichen Bereich der Antarktischen Halbinsel beobachteten rezenten Schelfeiserfall im Gebiet Larsen B von besonderer Bedeutung und verleiht den Untersuchungen einen besonders aktuellen Bezug.

Zudem stellte es sich im Laufe des Projektes als notwendig heraus, die zu Projektbeginn als lauffähige Einzelkomponenten vorhandenen Modelle in ihrer Modellphysik teilweise zu optimieren, zu erweitern und strukturelle Änderungen im Modellcode vorzunehmen. Insbesondere war die Kompatibilität von Ein- und Ausgabeparametern sowie der Datensätze,

die die Geometrie des betrachteten Schelfeis-Ozean-Systems beschreiben, zu gewährleisten. Diese Schritte haben einen vor Projektbeginn nicht kalkulierbaren Zeitaufwand eingenommen, was letztlich zu den größten Abweichungen gegenüber dem ursprünglich vorgesehenen Zeitplan geführt hat.

## 1.4 Wissenschaftlich-technischer Kenntnisstand zu Beginn des Projektes

Obwohl die prinzipielle Bedeutung der Wechselwirkung im Schelfeis-Ozean-System auch über dessen unmittelbare Grenzen hinaus (z.B. Beitrag zur Tiefen- und Bodenwasserbildung) sowie die Klimasensitivität eines solchen Systems schon länger erkannt ist, waren zu Projektbeginn eingehende diesbezügliche Untersuchungen noch nicht durchgeführt. Besonders die noch weitgehend offenen Frage nach der Reaktion des Systems Schelfeis-Ozean auf veränderte Randbedingungen (Ozeantemperatur, Niederschlag, Eisoberflächentemperatur, u.ä.) kann nur unter Verwendung eines gekoppelten Schelfeis-Ozean-Modells untersucht werden. Trotz des internationalen Interesses an entsprechenden Studien, war ein solches Modellsystem vor Projektbeginn nicht verfügbar. Heraus leitete sich unmittelbar die zentrale Idee und Zielsetzung des Projektes ab.

## 1.5 Zusammenarbeit mit anderen Stellen

Neben den bereits erwähnten Zusammenarbeiten mit anderen Instituten bezüglich Austausch, Interpretation und Bearbeitung glaziologischer Daten, haben sich im Projektverbund CLIVAR/DecCen Kooperationen mit den Projekten "*Variation im Zirkumpolarstrom und Weddellmeerkonvektion*" (Fahrbach) sowie "*Parametrisierung von Tiefenkonvektion*" (Hellmer/Beckmann) ergeben. Insbesondere der wissenschaftliche Austausch und die Diskussion haben die Einbindung dieses Projektes in großskalige Perspektiven erbracht.

## 2 Schlußbericht – Teil II

### 2.1 Wesentliche Ergebnisse des Teilprojektes

#### 2.1.1 Arbeiten an den numerischen Modellen

Zu Projektbeginn standen für die Untersuchung der Ozeanzirkulation in Schelfeisgebieten sowie die Modellierung der Eisdynamik von Inland- und Schelfeiskörpern zwei eigenständige Modelle zur Verfügung. Um eine Kopplung der beiden Modelle miteinander zu ermöglichen und die einzelnen Systemkomponenten hinreichend genau zu beschreiben, sind im Verlauf des Projektes verschiedene Weiterentwicklungen sowie zugehörige Testläufe hinsichtlich folgender Aspekte durchgeführt worden:

- Der bisher vorgeschriebene zonale Eiskantenverlauf im Ozeanmodell konnte durch die Einführung einer variabel verlaufenden Schelfeiskante verbessert werden. Hierdurch werden realistische Schelfeisgebiete wesentlich naturgetreuer repräsentiert und die Rotation des Schelfeisgebietes in eine Lage, in der die mittlere Eiskantenposition zonal verläuft entfällt (Beispiele für unterschiedliche Kantenverläufe und der Einfluß auf die Ozeanzirkulation sind in den Abschnitten zur Ozeanzirkulation zu finden, vgl. Abb. 2.5). Gleichzeitig mußte die Programmsyntax auf einen neuen Standard umgeschrieben werden, da die bisherige Modellversion noch auf einem alten Standard basierte, der den neuen Rechnerarchitekturen nicht mehr entspricht. Hierdurch wäre nur ein sehr eingeschränkter Modelldurchsatz mit einem speziellen Compiler möglich gewesen, der die notwendige Rechenzeit für die geplanten Experimente nicht hätte bewältigen können. Diese Umstrukturierung und Veränderung des Modellcodes hat einen erheblichen Zeitaufwand eingenommen.
- Parametrisierung der Schelfeis-Ozean Wechselwirkung im Ozeanmodell (Ansatz zur Beschreibung des Süßwasserflusses an der Grenzfläche Schelfeis-Ozean durch basale Schmelz- und Anfriserprozesse; vgl. Zwischenbericht 1999-2000).
- Basierend auf der Kontinuitätsgleichung für den Massenfluß konnte das bisher für diagnostische Studien (stationärer Fall) entwickelte Eismodell für zeitabhängige/prognostische numerische Simulationen erweitert werden. Die im Zwischenbericht 1999-2000 angedeutete Schwierigkeit einer adäquaten Parametrisierung von Eiskantenfluktuationen und ein damit verbundenes Kalben von Tafelbergen konnten in

der Zwischenzeit erheblich reduziert werden. Auf der Grundlage eines Kriteriums für kritische Bruchspannungen können auf diese Weise Anomalien im Spannungsfeld des Eiskörpers ausgemacht und zur Simulation großflächiger Kalbungsereignisse genutzt werden (vgl. hierzu Abb. 2.6).

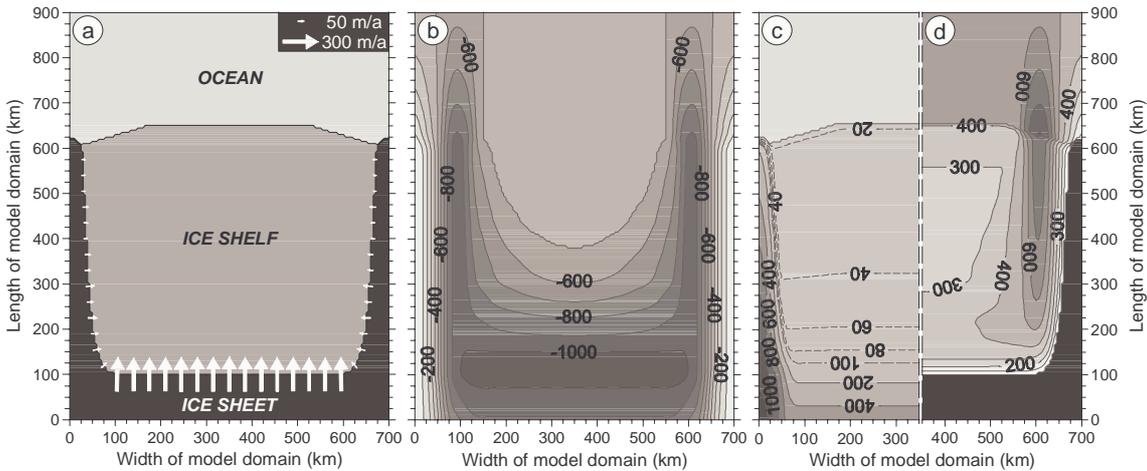
- In das Eismodell wurden neue Parametrisierungsansätze implementiert, die die Identifikation potentieller Entstehungsgebiete von Bruchstrukturen im Eiskörper ermöglichen und deren Einfluß auf das Fließregime in erster Näherung beschreiben können. Auf diese Weise läßt sich nun z.B. eine durch eine langgestreckte Scherzone hervorgerufene Entkopplung zweier benachbarter Eiskörperregionen erfassen (vgl. Zwischenbericht 1999-2000).
- Darüber hinaus wurden in das Eismodell zusätzliche Programmodule eingefügt, mit denen der Effekt aus ihren Entstehungsgebieten verschleppter, aber dennoch aktiv gebliebener Bruchstrukturen auf die größerräumige Eisdynamik simuliert werden kann. Solche Prozesse scheinen für eine detaillierte Modellierung des Larsen Schelfeisregimes berücksichtigt werden zu müssen (vgl. Abb. 2.13 und 2.14).

Durch diese erheblichen Weiterentwicklungen ist nun ein im Vergleich zu den ursprünglich vorhandenen Modellkomponenten deutlich verbessertes "Werkzeug" zur Untersuchung komplexer Schelfeis-Ozean-Systeme vorhanden. Erst dieser Schritt ermöglicht es, auch reale Systeme mit der notwendigen Genauigkeit numerisch simulieren zu können. Letzteres konnte im Rahmen dieses Projektes vor allem aus Zeitmangel jedoch nur teilweise verwirklicht werden.

### 2.1.2 Numerische Simulation sich verändernder Schelfeis-Ozean-Systeme

Im durchgeführten Projekt wurde als zentrale Fragestellung die Kopplung eines dreidimensionalen Ozeanzirkulationsmodells mit einem dreidimensionalen dynamischen Fließmodell für Schelfeiskörper bearbeitet. Ziel dieser Entwicklung war es, die Wechselwirkungsprozesse zwischen Schelfeis und Ozean detailliert quantitativ untersuchen zu können, die Massenaustauschraten zu bestimmen und die Sensitivität des gekoppelten Schelfeis-Ozean-Systems im Hinblick auf Veränderungen der Klimarandbedingungen abzuschätzen. Um solche Untersuchungen für reale Schelfeisgebiete durchführen und die Ergebnisse für unterschiedliche Randbedingungen beurteilen zu können, ist es sinnvoll, die Entwicklung für idealisierte Systeme mit einfacher Geometrie zu beginnen, bevor auf komplexe reale Untersuchungsgebiete übergegangen werden kann.

Aus diesem Grund ist ein solches idealisiertes Untersuchungsgebiet entworfen worden, das



**Abbildung 2.1:** Anfangskonfiguration des idealisierten Schelfeis-Ozean-Systems und ausgewählte Antriebsgrößen für die numerischen Simulationen. (a) Generelle Gliederung des Glazialsystems sowie Horizontalgeschwindigkeiten des als zeitinvariant vorgegebenen Inlandeismassenflusses über die Aufsetzlinie; (b) Topographie des Felsuntergrundes und (c) anfängliche Oberflächenform des Eiskörpers (Höhen jeweils in m über Meeresniveau); (d) Wassersäulenmächtigkeiten (in m).

der realen Gegebenheit des Filchner-Ronne-Schelfeis-Systems ähnelt, in seinem Aufbau jedoch deutlich einfacher strukturiert ist. Abbildung 2.1 zeigt die hier gewählte Anfangskonfiguration des idealisierten Schelfeis-Ozean-Systems sowie die Verteilungen zweier wesentlicher Antriebsgrößen für die numerischen Simulationen (den Inlandeismassenfluß über die Aufsetzlinie und die Topographie des Felsuntergrundes). Der ungefähr  $600 \times 550 \text{ km}^2$  große Schelfeisbereich ist buchtförmig von einer Inlandeisregion begrenzt, aus der ein konstanter Eismassenabfluß mit Horizontalgeschwindigkeiten von bis zu  $300 \text{ ma}^{-1}$  über die Aufsetzlinie stattfindet (Abb. 2.1a). Die anfängliche Lage der Schelfeisfront entspricht im wesentlichen der direkten Verbindung zwischen den beiden seitlichen Inlandeisausläufern. Das Meeresbodenrelief (Abb. 2.1b) ist durch eine U-förmige, stellenweise mehr als 1000 m unter das Meeresniveau hinabreichende Depression gekennzeichnet, die einen zentralen, nahezu ebenen Plateaubereich in etwa 500 m Wassertiefe umschließt. Die Oberflächenhöhen des Schelfeiskörpers nehmen kontinuierlich von weniger als 20 m im Kantenbereich auf etwa 100 m nahe der Hauptaufsetzlinie zu (Abb. 2.1c), so daß die Anfangsgeometrie des hier betrachteten idealisierten Eiskörpers bereits in etwa der auch in vielen realen Schelfeisgebieten beobachteten großskaligen Eiskörperform entspricht. Die Wassersäulenmächtigkeiten (Abb. 2.1d), die sich für die Unterschelfeiskaverne aus der Differenz zwischen der Tiefenlage der Eiskörperbasis und den Meeresbodenhöhen ergeben und im Bereich des offenen Ozeans direkt der lokalen Wassertiefen entsprechen, nehmen lediglich über der U-förmigen Meeresbodendepression stellenweise Werte von mehr als 600 m an und variieren ansonsten zwischen 0 m an den Aufsetzlinien und über 500 m über dem zentralen Meeresbodenplateau vor dem Schelfeis.

### Das Schelfeismodell

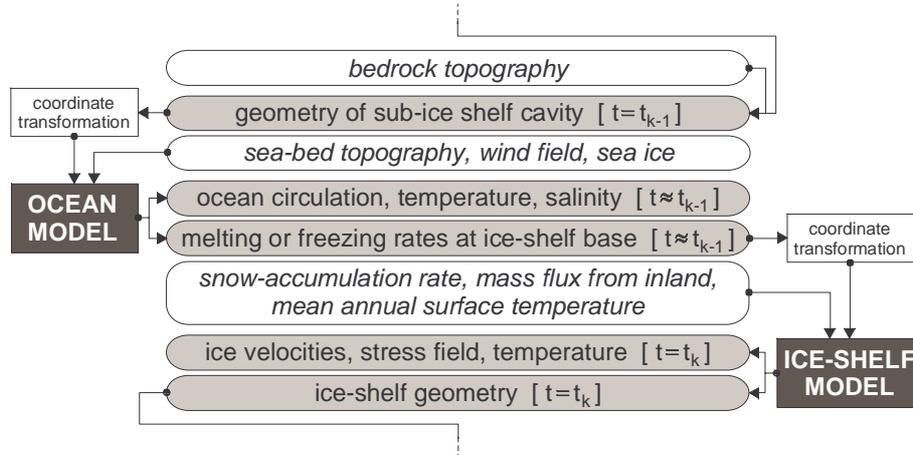
Das Schelfeismodell ist eine im Projektverlauf für prognostische, d.h. zeitabhängige Studien erweiterte Version des von Sandhäger (2000) entwickelten Inlandeis-Schelfeismodells. Das Modell basiert auf den grundlegenden thermomechanischen Bilanzgleichungen, einer empirischen Zustandsgleichung für natürliche Eiskörper (Glen'sches Fließgesetz (Paterson, 1994)), sowie Materialgleichungen für polykristallines Eis (Paterson, 1994). Das Fließmodell ist auf einem regulären karthesischen Gitter diskretisiert und wird durch ein explizites Finite Differenzschema mit speziellen Lösungsalgorithmen nach Herterich (1987) und Blatter (1995) gelöst. Eine ausführliche Beschreibung des diagnostischen Modells und Anwendungsbeispiele sind in Sandhäger (2000) nachzulesen.

Als erforderliche Rand- und Eingabedaten für das Schelfeismodell werden flächenhafte Verteilungen der mittleren Jahrestemperatur sowie der Schneeakkumulationsrate und zusätzlich der Massenfluß über die seitlichen Begrenzungen zum gegründeten Inlandeis ("*grounding line*") vorgegeben. Erstere wurden in Anlehnung an die Verhältnisse im Filchner-Ronne-Schelfeisgebiet parametrisiert, letztere mittels einer vorangehenden Inlandeismodellierung berechnet.

### Das Ozeanmodell

Das Ozeanmodell ist eine im Projektverlauf für unregelmäßige Eiskantenformen weiterentwickelte Version des auf dem Zirkulationsmodell von Bryan (1969) und Cox (1984) basierenden OGCM, das von Determann und Gerdes (1994) und Grosfeld et al. (1997) für die Simulation der Ozeanzirkulation in Subschelfeiskavernen adaptiert worden ist. Als Antriebsdaten wurden ein idealisiertes Windfeld mit zonalen westlichen Winden entlang der Eisfront und ein einfaches themodynamisches Meereismodell im Bereich des offenen Ozeans vorgegeben (vgl. Grosfeld et al., 1997). Diese Komponenten sollen einen einheitlichen Antrieb für die Ozeanoberfläche gewährleisten, um die Veränderungen des Strömungsregimes und der Wassermasseneigenschaften allein durch den Einfluss von veränderten Süßwasserflüssen über die Grenzfläche Schelfeis-Ozean sowie veränderten Schelfeisgeometrien beurteilen zu können.

In der Schelfeiskaverne werden durch Schmelz- und Anfrierprozesse die Wassermasseneigenschaften an der Grenzfläche Eis-Ozean modifiziert und hierdurch Stabilisierung oder Destabilisierung (Konvektion) in der Wassersäule hervorgerufen. Auf der anderen Seite führen veränderte Austauschraten an der Eiskörperbasis zu Rückwirkungen auf das Schelfeisprofil und damit zu dynamischen Reaktion des Schelfeiskörpers. Das Ozeanmo-



**Abbildung 2.2:** Ablaufschema des gekoppelten Schelfeis-Ozean-Modells. Ausgehend von der für die Startkonfiguration gewählten Schelfeisgeometrie und zugehörigen Eisdynamik wird im ersten Modelldurchlauf ( $k=1$ ) zunächst die vorgegebene Topographie des Felsuntergrundes genutzt, um die Form der Unterschelfeiskaverne zu bestimmen. Unter Einbeziehung der jeweiligen Randwerte und Antriebsdaten (in Kursivschrift aufgeführt) werden dann mit Hilfe des Ozeanmodells das Strömungs-, Temperatur- und Salzgehaltsregime der Wassermassen sowie die Massenbilanz an der Schelfeisbasis berechnet (für den Zeitpunkt  $t \approx t_{k-1}$ ), bevor mit dem Schelfeismodell die Simulation der Entwicklung der Eiskörpergeometrie und -dynamik bis zum Zeitpunkt  $t = t_n \approx t_{k-1} + 50 \text{ Jahre}$  erfolgt. Anschließend erfolgt der nächste Durchlauf ( $k = 2$ ), so daß nach insgesamt  $n$  Durchläufen und einer abschließenden Anwendung des Ozeanmodells die Geometrie und Dynamik des gekoppelten Systems für den Simulationszeitpunkt  $t = t_n \approx t_o + n \cdot 50 \text{ Jahre}$  vorliegen.

dell wurde zu Beginn der Simulation homogen in Temperatur und Salzgehalt initialisiert und die Integration von einem Ozean in Ruhe begonnen.

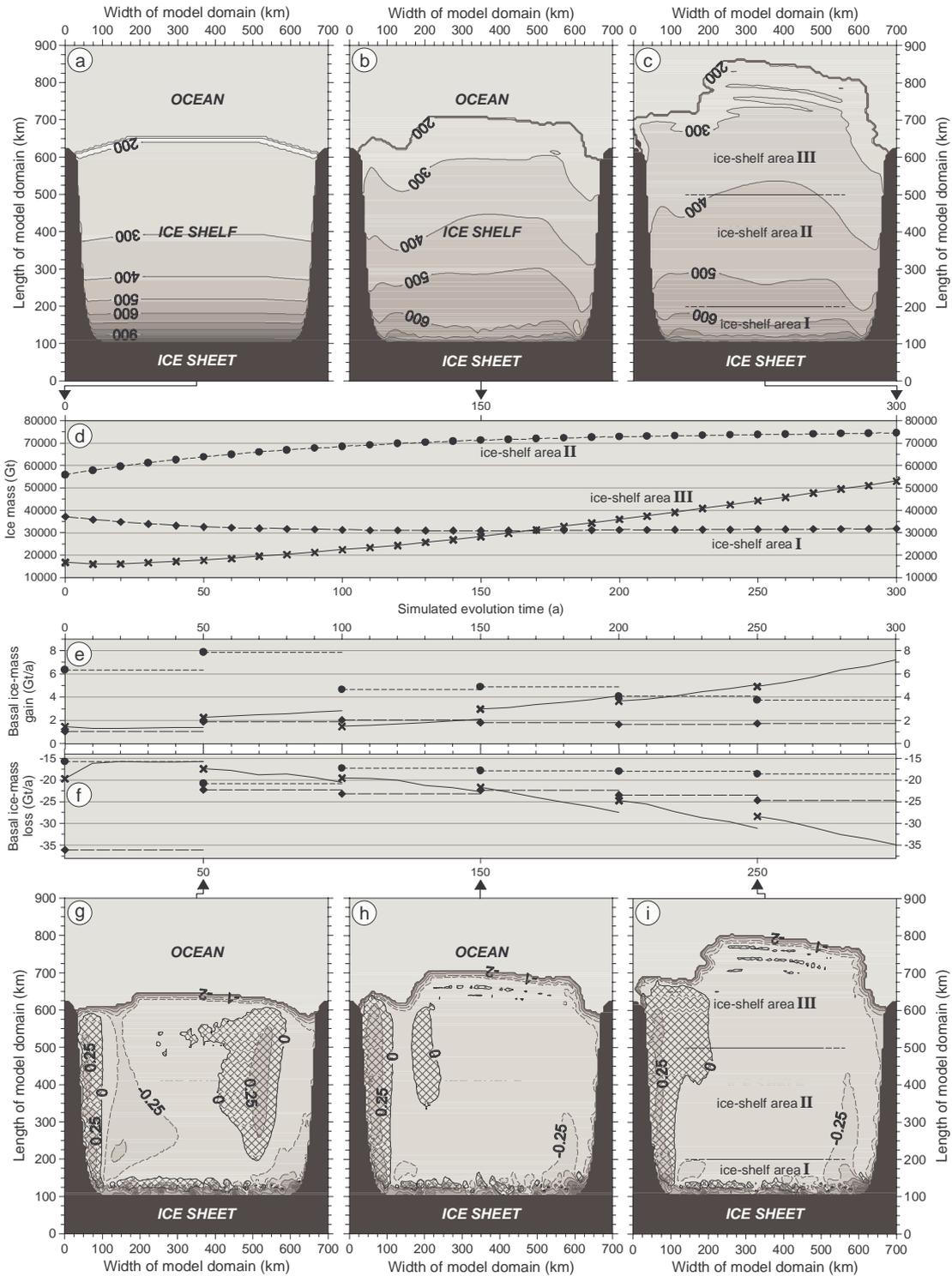
### Kopplung der Modellkomponenten

Die gemeinsame Schnittstelle für die Kopplung der beiden eigenständigen Modellkomponenten Schelfeis und Ozean ist die Schelfeisunterseite. Schmelz- und Anfrierverprozesse an der Schelfeisbasis werden durch ozeanische Wärmeflüsse hervorgerufen, die zu Änderungen in der Eismächtigkeit und zu dynamischen Reaktion im Schelfeisystem führen. Auf der anderen Seite beeinflussen die Süßwasserflüsse die Dichteschichtung und somit das Strömungsregime in der Schelfeiskaverne. Eismächtigkeitsänderungen führen darüber hinaus auch zu Veränderungen der Wassersäulenmächtigkeit, die in der Schelfeiskaverne durch die Schelfeisgeometrie mitgeprägt wird und auf das Strömungsregime im barotropen Mode einwirkt. Die basale Schmelz- und Anfrierrate stellt daher die eigentliche Kopplungsgröße dar, die in einem Modul zwischen den Modellen ausgetauscht wird. Eine Schemazeichnung für das gekoppelte Schelfeis-Ozean Modell ist in Abbildung 2.2 gegeben.

## Der Referenzlauf

Das beschriebene gekoppelte Modellsystem wurde auf die gewählte Anfangsgeometrie angewendet, um eine zeitliche Entwicklung des Schelfeis-Ozean-Systems bis in einen quasi-stationären Gleichgewichtszustand zu erreichen. Da beide Klimakomponenten Eis und Ozean immanente unterschiedliche Zeitskalen für das Erreichen eines quasi-stationären Zustandes unter vorgegebenen Randbedingungen haben, wurde ein asynchroner Kopplungszeitschritt gewählt, der eine maximale Schrittweite unter Beibehaltung eines konvergenten Zustandes des gekoppelten Systems ermöglicht. Kriterien für die einzelnen Schrittweiten sind die innere Energie des Schelfeisystems sowie schichtgemittelte Temperaturen des Ozeans, die sich im Verlauf der Integration nicht mehr ändern dürfen. Die zeitlich Abfolge der Kopplungszyklen wurde so auf 10 Jahre Simulationszeit für den Modellozean und 50 Jahre Simulationszeit für den Eiskörper festgelegt. Daher bestimmt die Zeitskala für die Eismächtigkeitsevolution die signifikante Simulationszeit des Gesamtsystems.

In Abbildung 2.3 (a)-(c) sind die zeitliche Entwicklung der Anfangsgeometrie des Schelfeiskörpers von der für 0 Jahre vorgegebenen Anfangskonfiguration bis in einen quasi-stationären Zustand nach 300 Modelljahren dargestellt. Signifikante, tendenzielle Veränderungen der Eiskörpergeometrie und -dynamik finden nur noch aufgrund des anhaltenden, nahezu kontinuierlichen Vorschubs der Eisfront im Schelfeisgebiet III, dem Eiskantenbereich, statt. Deutlich zu erkennen ist eine Verlagerung des anfänglich moderaten Eismächtigkeitsgradienten in ein eher steil abfallendes Eiskörperprofil. Die unsymmetrische Verteilung der basalen Schmelz- und Anfrierrate (Abb. 2.3 g-i) spiegelt sich in einem entsprechenden mächtigeren Westteil des Schelfeise und einem eher ausgedünnten Ostteil im Einstrombereich der Ozeanströmung wider. Die basale Massenaustauschrate ändert sich in Betrag und Muster im Verlauf der Kopplungszyklen und stellt sich sukzessiv auf die sich ändernde Eisgeometrie ein. In Abbildung 2.3 (d) ist die zeitliche Entwicklung der Eismächtigkeit in den drei Schelfeisgebieten I: südlicher Einstrombereich des Inlandeises; II: zentraler Schelfeisbereich sowie III: eiskantennaher Bereich dargestellt. Die Teilgebiete I und II lassen eine deutliche Anpassung der Eismasse in einen Gleichgewichtszustand erkennen, in dem der Massenzufluß aus dem Inlandeis und die Oberflächenakkumulation durch die basale Massenaustauschrate sowie den meridionalen Eisfluß bilanziert werden. Nur das Gebiet III unterliegt einem fortwährenden Zuwachs, der durch den Vorschub der Schelfeisfront auf den offenen Ozean verursacht wird. Ursache hierfür ist das stark vereinfacht festgelegte Kalbungskriterium für die Schelfeisfront, deren minimal zulässige Höhe in diesem Simulationslauf auf 250 m festgelegt ist. Das Ergebnis des dann u.U. unbegrenzten Kantenvorschubs wird auch durch den theoretischen Ansatz eines 2-dimensionalen Schelfeisystems bestätigt, das eine unendliche Ausdehnung der Schelfeisfront ohne spannungs-

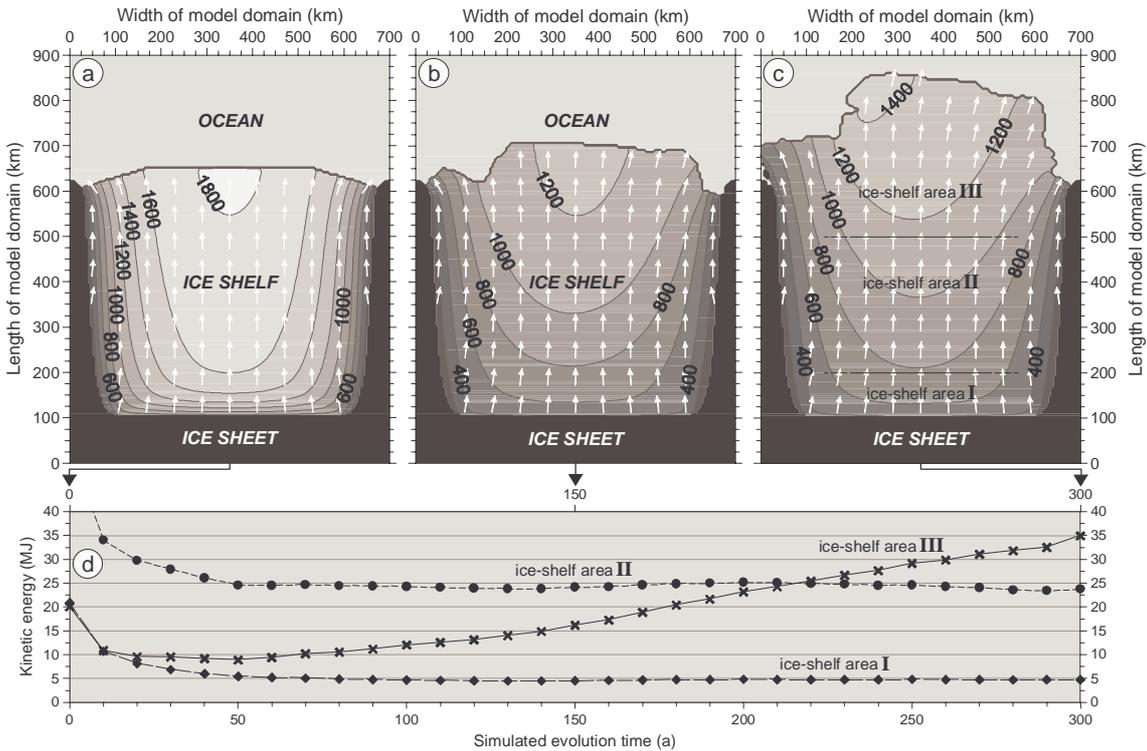


**Abbildung 2.3:** Modellerte zeitliche Entwicklung des idealisierten Schelfeis-Ozean-Systems von der für 0 Jahre vorgegebenen Anfangskonfiguration bis in einen annähernd stationären Zustand nach 300 Jahren Simulationszeit. (a) bis (c) Eismächtigkeitsentwicklung des Schelfeiskörpers (Mächtigkeiten in m); (d) Veränderung der in den Schelfeisgebieten I (Raute), II (Kreis) und III (Stern) jeweils gebundenen Eismasse; (e) und (f) Veränderung des durch basale Schmelzprozesse bedingten Eismassenverlustes bzw. des aus basalem Anfrieren resultierenden Eismassenzutrages in den Schelfeisgebieten I, II und III; (g) bis (i) Mit dem Ozeanmodell berechnete Verteilungen der basalen Massenbilanz für die Simulationszeitpunkte 50 Jahre, 150 Jahre und 250 Jahre (in  $m_{\text{Eis}} a^{-1}$ ; durch basales Anfrieren gekennzeichnete Schelfeisbereiche sind in den Karten schraffiert dargestellt).

induzierte Kalbungsvorgänge prognostiziert (Oerlemans und van der Veen, 1984). Die zugehörigen Nettoraten der basalen Schmelz- und Anfrierrate, wie sie durch das Ozeanmodell berechnet werden, sind in Abbildung 2.3 (e) und (f) dargestellt. Die Werte sind als Einzelbeträge zu Beginn der Eisintegration aus dem Ozeanmodell analysiert und somit für den Verlauf der Eisintegration festgehalten. Aus diesem Grund ergeben sich konstante Verläufe der Nettoraten, die alle 50 Jahre scheinbar sprunghaften Änderungen unterworfen sind. Es läßt sich erkennen, daß die Massenaustauschraten in den Gebieten I und II einen stationären Zustand anstreben, während der Bereich III einem kontinuierlichen Zuwachs aufgrund der stetig anwachsenden Fläche unterliegt.

Die modellierte zeitliche Entwicklung der Eisdynamik (Abb. 2.4a-c) und der kinetischen Energie (Abb. 2.4d) in den beschriebenen Teilgebieten weist anfänglich hohe Fließgeschwindigkeiten im Bereich I auf, die aufgrund der starken Ausdünnung im Verlauf der Integration des Eiskörpers deutlich abnehmen. Im Kantenbereich stellt sich eine im wesentlichen realistische Fließgeschwindigkeit von  $1200 \text{ ma}^{-1}$  ein, die den gemessenen Werten des Filchner-Ronne-Schelfeises entspricht. Durch den Vorschub der Eiskante ist eine Zunahme der Eiskantengeschwindigkeit durch die freie, über die seitliche Inlandberandung hinausgehende Form festzustellen. Diese vorstoßende Eiszunge wäre unter realistischeren Gegebenheiten nicht als stabil anzusehen und würde als Tafeleisberg kalben.

Ein ähnliches, sich stark veränderndes Muster, jedoch in der zeitliche Entwicklung der Stromfunktion des vertikal integrierten Massentransportes im Ozean, ist in Abbildung 2.5 (a) und (c) für die Modelljahre 0 Jahre und 250 Jahre dargestellt. Aufgrund des anfänglich homogen initialisierten Ozeans und der vorgegebenen Verteilung der Windschubspannung bildet sich ein etwa 13 Sv starker Wirbel im offenen Ozean aus. Die Subschelfeiszirkulation ist vergleichsweise gering, was auf die noch schwach ausgeprägte Dichteschichtung zurückzuführen ist. Die Veränderung der Eisgeometrie und damit der Wassersäulenmächtigkeit im Schelfeisbereich (vgl. hierzu Abb. 2.1d und Abb. 2.5b) führt zu einem Ausdünnen des zentralen Bereichs und einer Umkehr der Zirkulation in einen zyklonalen Wirbel. Diese Entwicklung liefert ein einheitliches Strömungsmuster, mit Einstrom unter die Schelfeiskante im Osten und Ausstrom im Westen. Dementsprechend ergibt sich vorwiegend basales Schmelzen im Südosten des Schelfeises und Anfriern im Ausstrombereich entlang der westlichen Aufsetzlinie, wie auch schon von Grosfeld et al. (1997) für idealisierte Geometrien gezeigt wurde. Aufgrund der zunehmenden Abdeckung des offenen Ozeans durch die vorschiebende Schelfeiskante wirkt sich der Antrieb durch die Windschubspannung immer weniger auf das Strömungsregime aus, was zu einer Verringerung des Transportes auf etwa 9 Sv führt.

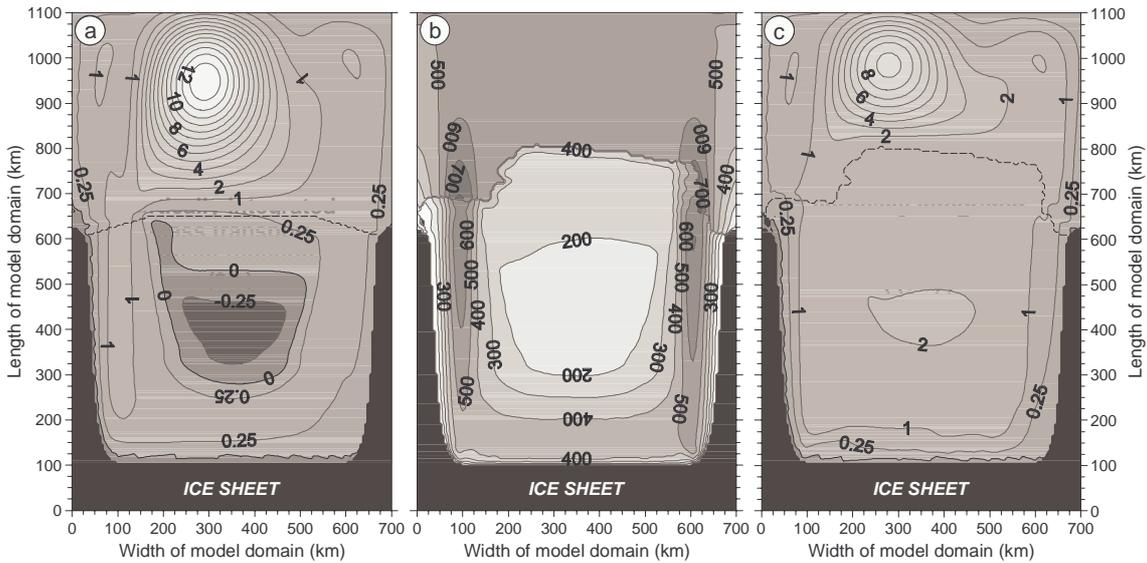


**Abbildung 2.4:** Modellerte zeitliche Entwicklung der Eisdynamik im idealisierten Schelfeis-Ozean-System (Simulationszeit von 0 Jahre bis 300 Jahre). (a) bis (c) Horizontale Fließgeschwindigkeitsfelder für drei Simulationszeitpunkte; die Beträge der Geschwindigkeitsvektoren (in  $\text{m a}^{-1}$ ) gehen aus den Iso-liniendarstellungen hervor, die Richtungen sind durch die Pfeile angedeutet; (d) Veränderung der jeweiligen kinetischen Energie des Schelfeiskörpers in den Gebieten I, II und III.

### Auswirkung sich verändernder Eiskantenlagen auf die ozeanischen Verhältnisse

Wie bereits festgestellt, schiebt sich das Schelfeis immer weiter auf den offenen Ozean vor. Hierdurch bedingt steigt die basal Massenaustauschrate im Eiskantenbereich III stetig an und der offene Ozean wird zunehmend abgedeckt. Aus glaziologischer Sicht ist ein solcher Vorstoß unrealistisch, da die Spannungen entlang der ursprünglichen Eisfront zu stark ansteigen und ein Kalben eines Tafeleisberges initiieren würden. Auf der Grundlage eines verbesserten Kriteriums zur Beurteilung von Bruchspannungen im Kantenbereich, konnte ein neuer Ansatz für ein Kalbungskriterium entwickelt werden, das auf der Verteilung der zweiten Hauptspannung im oberflächennahen Bereich des Eiskörpers basiert, wobei insbesondere Verläufe von Zonen lokal erhöhter Dilatation (positive Spannungswerte) berücksichtigt werden (Abb. 2.6). Die Eiskante bricht demnach bis etwa auf ihre anfängliche Lage im Zentralteil zurück, lediglich an den seitlichen Berandungen kann aufgrund von Reibungskräften ein stärkeres Vorschieben der Eiskante erhalten bleiben.

Die Auswirkungen auf die Ozeanzirkulation sind in den Abbildungen 2.6 (e) und (f) dargestellt. Der anfänglich niedrigere Massentransport erhöht sich durch die vergrößerte freie Ozeanoberfläche auf etwa denselben Wert von 13 Sv, wie zum Zeitpunkt 0 Jahre, und



**Abbildung 2.5:** (a) Verteilung der Stromfunktion für den vertikal integrierten Massentransport (Werte in Sv) für die 0 Jahre-Anfangskonfiguration des idealisierten Schelfeis-Ozean-Systems; (b) und (c) Karten der Wassersäulenmächtigkeit (in m) sowie der Stromfunktion für den vertikal integrierten Massentransport (in Sv) für das System zum Simulationszeitpunkt 250 Jahre.

der Transport in der Kaverne nimmt ab.

### Sensitivitätsstudien gegenüber Veränderungen in den Klimarandbedingungen

Ausgehend von der Eiskörpergeometrie, wie sie sich im idealisierten Schelfeis-Ozean-System nach 300 Jahren Simulationszeit sowie dem kalbungsbedingten Rückzug der Eisfront ergibt, werden die mit dem Ozeanmodell berechneten zugehörigen Massenaustauschraten an der Schelfeisbasis sowie die hydrographischen Wassermasseneigenschaften als Ausgangszustand für die Weiterführung des Referenzlaufes sowie drei unterschiedliche Klimaszenarien festgesetzt:

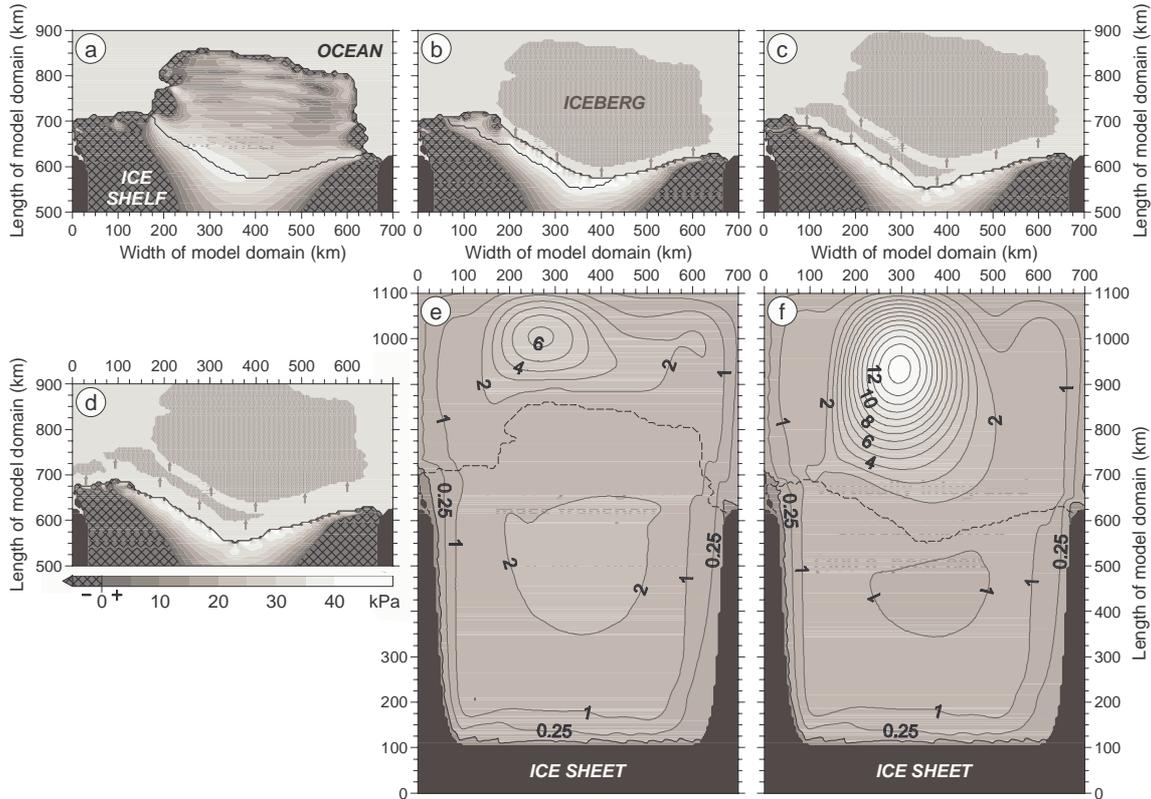
**Szenario I:** Referenzexperiment mit unverändertem Antrieb der Ozeanzirkulation

**Szenario II:** Erhöhung der Oberflächenakkumulation um 100 %

**Szenario III:** Klimaszenario mit moderater Erwärmung des Ozeans um  $+0.2 \text{ } ^\circ\text{C}$

**Szenario IV** Klimaszenario mit starker Erwärmung des Ozeans um  $+0.5 \text{ } ^\circ\text{C}$

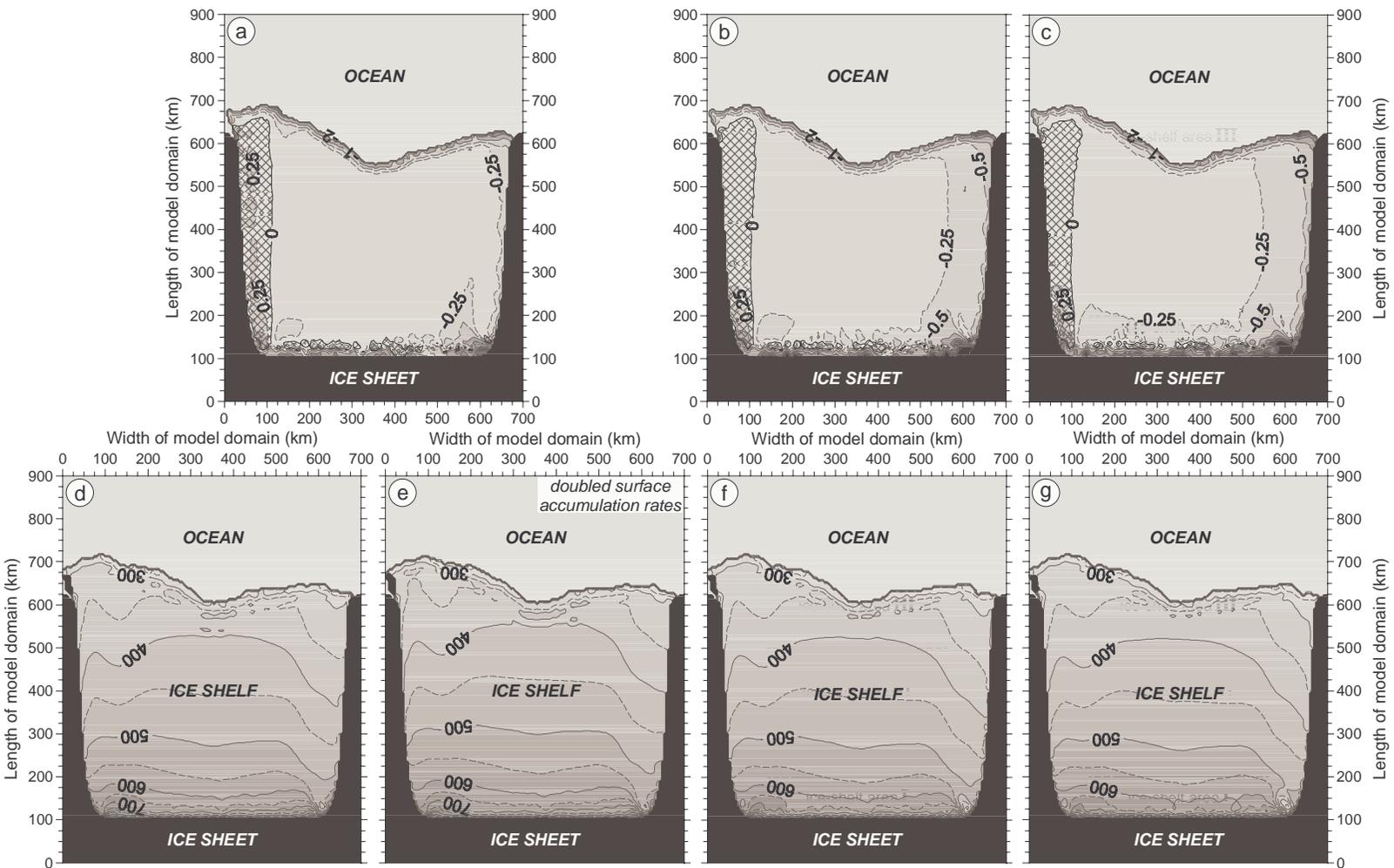
So wird einerseits ein Referenzszenario mit unveränderten Randbedingungen vorgegeben, wie sie auch für die Modellrechnungen bis zum Erreichen eines quasi-stationären Zustandes des Systems bei 300 Jahren Simulationszeit berücksichtigt wurden. Ein zweites Szenario beschreibt ebenfalls einen unveränderten Antrieb der Ozeanströmungen, geht aber von



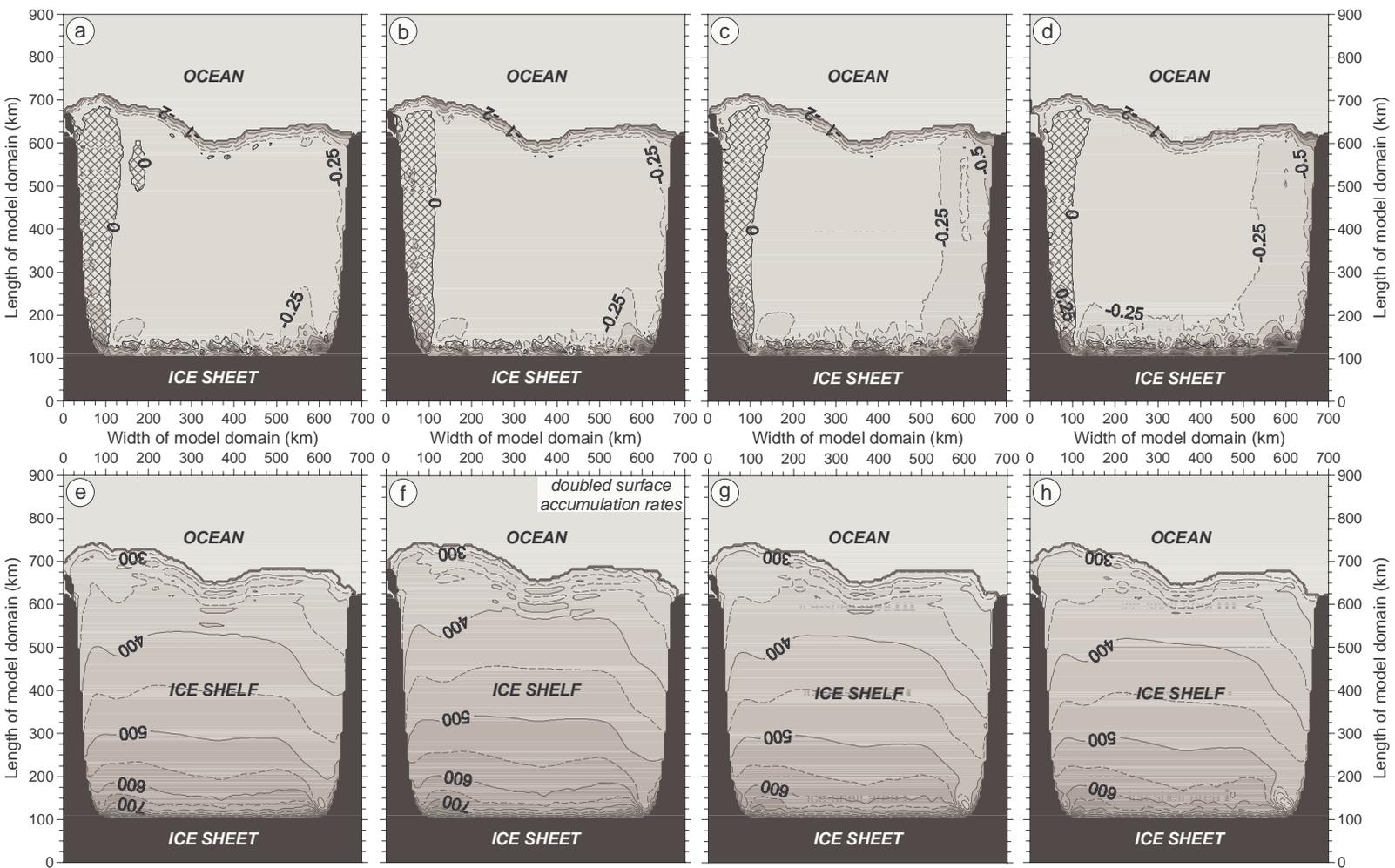
**Abbildung 2.6:** (a) bis (d) Simulierter Rückzug der Eisfront im idealisierten Schelfeis-Ozean-System (für den Zustand nach 300 Jahren Simulationszeit) durch sukzessive Kalbung dreier Tafelberge mit einer Gesamtfläche von etwa  $107225 \text{ km}^2$ . (e) und (f) Mit dem Ozeanmodell simulierte Verteilungen der Stromfunktion für den vertikal integrierten Massentransport (in Sv) für die im System vor und nach den Kalbungseignissen herrschenden geometrischen Verhältnisse. Die Dynamik der Tafelberge und ihr möglicher Einfluß auf das Ozeanregime werden hier nicht untersucht, d.h. für alle nachfolgenden Modellstudien werden die Eisberge aus dem System entfernt.

einer Verdopplung der Akkumulationsrate an der Eiskörperoberseite aus (von etwa  $30$  auf  $60 \text{ cm}_{\text{Eis}}\text{a}^{-1}$ ). Schließlich werden die beiden durch eine Erwärmung des Ozeans um  $0.2 \text{ }^\circ\text{C}$  bzw.  $0.5 \text{ }^\circ\text{C}$  charakterisierten Szenarien untersucht.

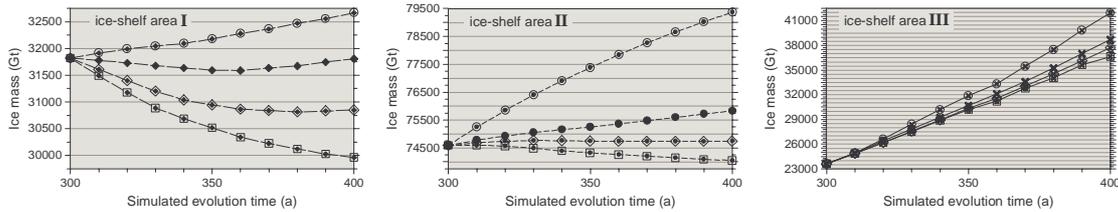
Abbildungen 2.7 (a)-(c) zeigen die mit dem Ozeanmodell für die entsprechenden Szenarien I-IV berechneten basalen Schmelz- und Anfrierraten für den Zustand bei der Simulationszeit von 300 Jahren. Wie zu erwarten, zeigen die unterschiedlichen Simulationen teilweise deutliche Reaktion auf die veränderten Randbedingungen. Im Vergleich zur basalen Massenaustauschrate bei unveränderten Randbedingungen (Abb. 2.7a) ist eine deutliche Erhöhung des basalen Schmelzens (bzw. eine Reduktion der marinen Anfrierrate) für den  $0.2 \text{ }^\circ\text{C}$  - Erwärmungslauf sowie den um  $0.5 \text{ }^\circ\text{C}$  erwärmten Ozean sichtbar. Die Auswirkungen auf die Eisgeometrie ist in den Abbildungen 2.7 (d)-(g) dargestellt. Gegenüber dem Referenzlauf resultiert allein aus der Verdopplung der Akkumulationsrate eine deutlich sichtbare Mächtigkeitzunahme des Schelfeiskörpers im gesamten Schelfeisgebiet. Demgegenüber sind in den Erwärmungsszenarien III und IV deutliche Abnahmen der Eismächtigkeit durch den Einstrom wärmerer Wassermassen in der östlichen Depression



**Abbildung 2.7:** Basale Schmelz- und Anfriterraten (in  $\text{m}\cdot\text{a}^{-1}$ ) für die Simulationszeit 300 Jahre für (a) die Szenarien I und II und (b), (c) für die Erwärmungsszenarien III und IV. (d) bis (g) zeigen die dann nach 50 Modelljahren daraus resultierenden Eismächtigkeitenverteilungen (in m).



**Abbildung 2.8:** Basale Schmelz- und Anfriterraten (in  $\text{m}\cdot\text{a}^{-1}$ ) (a) des Referenzlaufs und (b) bis (d) der Klimaszenarien II: erhöhte Oberflächenakkumulation, III: um  $0.2^\circ\text{C}$  erwärmter Ozean sowie IV: um  $0.5^\circ\text{C}$  erwärmter Ozean für den Simulationszeitpunkt 350 Jahre. (e)-(f) geben die entsprechenden mit dem Fließmodell berechneten Eismächtigkeitsverteilungen der Klimaszenarien nach 400 Jahren wieder.



**Abbildung 2.9:** Veränderungen der in den Schelfeisgebieten I, II und III jeweils gebundenen Eismasse für die vier betrachteten Szenarien: Referenzlauf (Einzelsymbole), doppelte Akkumulationsrate (Doppelsymbol mit Kreis), 0.2 °C - Erwärmungslauf (Doppelsymbol mit Raute) und 0.5 °C - Erwärmungslauf (Doppelsymbol mit Quadrat). Ein Gitterlinienintervall repräsentiert jeweils 500 Gt

als Reaktion auf erhöhtes Schmelzen die Folge, begleitet von einer generellen Abnahme der Eismächtigkeit im gesamten Schelfeisgebiet.

Die mit dem Ozeanmodell für die Simulationszeit 300 Jahre berechneten mittleren Netto-Schmelzraten an der Schelfeisbasis, die aus dem Referenzlauf hervorgehen, betragen im Schelfeisbereich I  $37,5 \text{ cm}_{\text{Eis}}\text{a}^{-1}$ , in den Bereichen II und III  $8,1 \text{ cm}_{\text{Eis}}\text{a}^{-1}$  bzw.  $13,1 \text{ cm}_{\text{Eis}}\text{a}^{-1}$ . Demgegenüber liefert der Modellauf, der das Klimaszenario eines moderaten Anstieges der Ozeantemperatur von  $0,2 \text{ }^{\circ}\text{C}$  beschreibt, für die drei Schelfeisbereiche I, II und III mittlere basale Netto-Schmelzraten von  $71,3 \text{ cm}_{\text{Eis}}\text{a}^{-1}$ ,  $13,6 \text{ cm}_{\text{Eis}}\text{a}^{-1}$  und  $19,7 \text{ cm}_{\text{Eis}}\text{a}^{-1}$ , d.h. insgesamt eine Zunahme der mittleren Schmelzrate im gesamten Schelfeisgebiet von etwa 74 Prozent. Für das Klimaszenario mit einem starken Anstieg der Ozeantemperatur von  $0,5 \text{ }^{\circ}\text{C}$  ergeben sich für die Bereiche I, II und III sogar Netto-Schmelzraten von  $95,7 \text{ cm}_{\text{Eis}}\text{a}^{-1}$ ,  $18,1 \text{ cm}_{\text{Eis}}\text{a}^{-1}$  bzw.  $22,6 \text{ cm}_{\text{Eis}}\text{a}^{-1}$ , was, bezogen auf das Ergebnis für das Referenzszenario, einem Anstieg der über das gesamte Schelfeisgebiet gemittelten Netto-Schmelzrate von 127 Prozent auf nunmehr  $32,7 \text{ cm}_{\text{Eis}}\text{a}^{-1}$  entspricht.

Abbildungen 2.8 (a)-(h) zeigen in Analogie zur vorangegangenen Abbildung die Ergebnisse für die Szenarien I bis IV nach einem weiteren Kopplungszyklus, d. h. die basalen Massenbilanzen für 350 Jahre Modellzeit und die resultierenden Eismächtigkeitsverteilungen nach 400 Jahren. Während die Unterschiede in den jeweiligen basalen Massenbilanzen für 300 und 350 Jahre Modellzeit gering sind (vgl. Abbildungen 2.7 a-c mit Abbildungen 2.8 a-d), setzen sich in den Eismächtigkeitsevolutionen die bereits im vorangehenden Kopplungszyklus beobachteten tendenziellen Veränderungen für die Szenarien II und IV mit extrem veränderten Randbedingungen fort. Dieses wird besonders aus Abbildung 2.9 (a)-(c) deutlich, die die zeitliche Entwicklung der in den Schelfeisgebieten I bis III jeweils gebundenen Gesamteismassen zeigt. Sowohl für den Referenzlauf I als auch für den Erwärmungslauf III tendiert das System hingegen bereits nach 100 Jahren Simulationszeit wieder deutlich gegen einen quasi-stationären Gleichgewichtszustand. Im Kantenbereich (ice-shelf area III) ist der bekannte Effekt durch die stetig vorrückende Schelfeisfront zu erkennen.

## Schlußfolgerungen

Die Anwendung des gekoppelten Schelfeis-Ozean-Modells auf idealisierte Systeme hat vor allem folgende wesentliche Erkenntnisse erbracht:

1. Um die unterschiedlichen charakteristischen Reaktionszeitskalen der Komponenten Ozean (wenige Jahre) und Schelfeis (einige zehner Jahre) zu berücksichtigen, hat sich ein asynchroner Kopplungszyklus für die jeweiligen Einzelmodelle von 10 Jahren bzw. 50 Jahren als besonders effizient herausgestellt. Hierdurch kann insbesondere eine kontinuierlich konvergierende Entwicklung eines beliebigen Anfangszustandes des Systems in einen quasi-stationären Endzustand plausibel modelliert werden.
2. Die Verteilung der Bereiche mit basalem Schmelzen bzw. mariner Akkumulation bestimmt in hohem Masse das kleinskalige Eismächtigkeitsrelief, während die großskalige Form des Schelfeiskörpers aus der vorgegebenen buchtförmigen Begrenzung durch Inlandeisbereiche und dem gewählten Inlandeismassenzufluß über die Aufsetzlinie resultiert.
3. Für längere Integrationszeiten ist es unerlässlich, ein effektives und möglichst realitätsnahes Kalbungskriterium für die Schelfeisfront in das Eismodell zu implementieren. Dieses hat wiederum signifikante Rückwirkungen auf das modellierte Ozeanregime.
4. Erste Klimaexperimente mit veränderten Randbedingungen zeigen, daß sich durch Anwendung des gekoppelten Modells die zu erwartenden Reaktionen des Schelfeis-Ozean-Systems einstellen und das System sehr sensitiv auf diese Veränderungen reagiert. Dieses Ergebnis ist eine wichtige Voraussetzung, um prognostische Studien für reale Schelfeis-Ozean-Systeme durchführen und quantitative Aussagen aus den Ergebnissen ableiten zu können.
5. Erste Experimente für idealisierte Schelfeis-Ozean-Systeme, die zusätzlich durch eine ausgeprägtere Meeresbodentopographie sowie innerhalb des Schelfeisgebietes gelegene Eiskuppeln charakterisiert sind (hiermit wird lokales Gründen bzw. Aufschwimmen des Schelfeiskörpers zugelassen), zeigen eine erheblich differenziertere zeitliche Entwicklung. Dieses stellt eine wesentlich bessere Approximation realer Schelfeisgebiete dar und erlaubt die Identifikation potentieller Schlüsselregionen bei Veränderungen.

### 2.1.3 Aufbereitung geometrischer Basisdaten

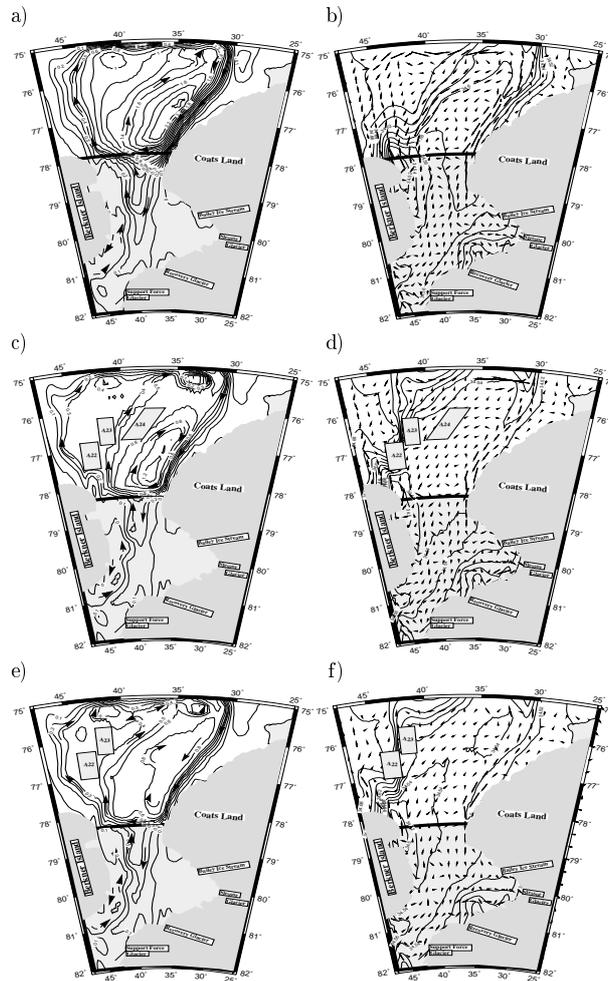
Um grundlegende Eingabedaten für die Modellanwendungen auf reale Schelfeis-Ozean-Systeme bereitstellen zu können, wurden im Projektzeitraum neue detaillierte digitale geometrische Modelle für die beiden Untersuchungsgebiete Filchner-Ronne-Schelfeis und Larsen Schelfeis erarbeitet, da für diese Gebiete vorher teilweise keine oder nur vergleichsweise ungenaue Geometriemodelle existierten. Basierend auf unterschiedlichsten Datengrundlagen, die aus der Satellitenaltimetrie, flugzeuggestützten Messungen der Eismächtigkeit und der Eisoberflächenhöhe, digitalisierten Höhen- und Eismächtigkeits-Kontourlinien sowie digitalen Geländemodellen unterschiedlicher Auflösung resultieren (ADD, GEBCO, ERS1/2-Daten, Bamber and Huybrechts, 1996; SCAR et al, 1998; Lythe et al., 2000, Vaughan et al., 1994; Schenke et al., 1998; Johnson et al., 1997, Domack et al., 2001), wurden mittels geeigneter Kombination der Daten, manueller Bearbeitung und spezieller Interpolations- und Filterverfahren neue hochauflösende Geometriemodelle für die Eisoberfläche, die Eismächtigkeit, die subglaziale Felsbetttopographie sowie die Bathymetrie insbesondere in den Subschelfeiskavernen abgeleitet (vgl. Zwischenberichte 1999-2000 und 2000-2001). Die Daten liegen nun auf Rastern von  $5\text{km} * 5\text{km}$  bzw.  $0.3^\circ * 0.1^\circ$  (Bathymetrie),  $2.5\text{km} * 2.5\text{km}$  (Eiskörpergeometrie Filchner-Ronne-Schelfeis) bzw.  $1.25\text{km} * 1.25\text{km}$  (Eiskörpergeometrie Larsen Schelfeis) vor und decken das jeweilige vollständige Schelfeisgebiet ab, teilweise sogar das gesamte Drainagesystem. Im Ozeanbereich überdecken die Daten die Bathymetrie der Schelfeiskavernen sowie der angrenzenden Schelf- und Tiefseebereiche des Weddellmeeres.

Karten, die auf den neuen digitalen geometrischen Modellen beruhen, sind in den beiden Zwischenberichten 1999-2000 und 2000-2001 sowie in Abbildung 2.11 dargestellt.

### 2.1.4 Modellgebiet Filchner-Ronne-Schelfeis

Wie bereits oben ausgeführt, sind die für das dritte Projektjahr vorgesehenen Arbeiten für das Filchner-Ronne-Schelfeis zu Gunsten der Untersuchungen im Bereich Larsen Schelfeis sowie der Modellierungen idealisierter Schelfeis-Ozean-Systeme verlagert worden. Eine Darstellung der einzelnen Ergebnisse zur Ozeanmodellierung, zur Schelfeismodellierung und der kombinierten Interpretation findet sich in den beiden Zwischenberichten 1999-2000 und 2000-2001.

Die Hauptgründe für diese Änderungen des ursprünglichen Arbeitsplans lagen einerseits in der Erkenntnis, daß das Fließregime des Filchner-Ronne-Schelfeises erheblich von einer Vielzahl von Bruchstrukturen mitbestimmt ist und für die numerische Simulation dieser



**Abbildung 2.10:** Auswirkungen von Eisbergkalbung und -gründung im Bereich des Filchner Schelfeises auf die Stromfunktion des vertikal integrierten Massentransportes (in SV) und den Salzgehalt in der Bodenschicht: (a) und (b) vor dem Kalbungsereignis 1986, (c) und (d) während der Gründung von drei Tafelberg zwischen 1987 und 1990, (e) und (f) nach der Verlagerung der Eisberge bzw. Verdriftung eine Eisberges (A24) zwischen 1991 und 1995.

Effekte zunächst neue Modellansätze entwickelt und implementiert werden mußten. Obwohl solche Ansätze inzwischen weitestgehend realisiert sind, wurden die Arbeiten dann vorrangig auf das Larsen Schelfeisgebiet konzentriert (auch hier ist der Einfluß von Bruchstrukturen auf die Eisdynamik erheblich und bei detaillierten Modellstudien zu berücksichtigen).

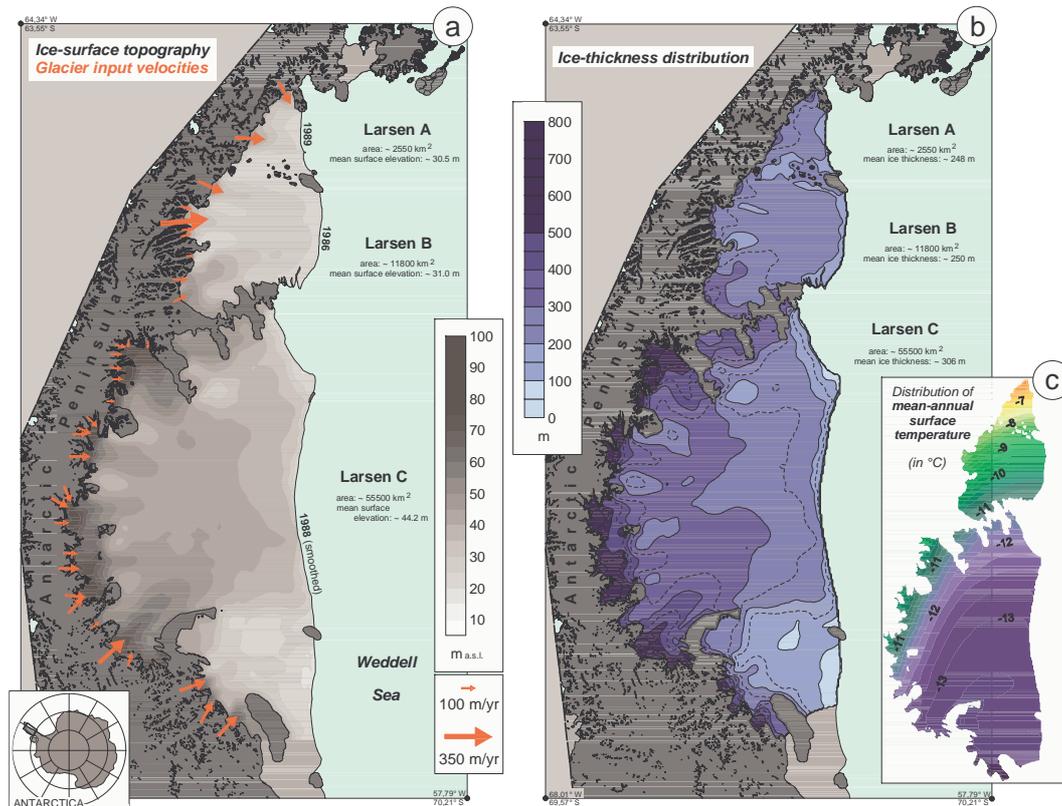
Wie im Zwischenbericht 2000-2001 ausgeführt, wurden für den Bereich des Filchner-Ronne-Schelfeises jedoch Untersuchungen zur Auswirkungen von Eisbergkalbungen und -gründungen auf die regionale Wassermassenzirkulation und -bildung durchgeführt (Abbildung 2.10). Diese, in Zusammenarbeit mit der Arbeitsgruppe Physikalische Ozeanographie des AWI (Schröder und Fahrback) durchgeführten Arbeiten umfassen die Auswertung und kombinierte Interpretation von Meßergebnissen der Hydrographie sowie Modellstudien

en zur Auswirkung auf das Strömungsregimes, des durch die Eisbergabbrüche an der Eisfront des Filchner Schelfeises und späteren Gründung auf dem Kontinentalschelf verursachten deutlichen Veränderungen. Die in drei Szenarien durchgeführten Modellsimulationen verdeutlichen, daß lokale Veränderungen der Schelfeisgeometrie und insbesondere die morphologischen Veränderungen der regionalen Geometrie durch das Gründen von Tafelgebirgen große Auswirkungen auf die Strömungsverhältnisse im Untersuchungsgebiet hat und damit auf die Bildungsgebiete der für diese Region wichtigen Wassermassen von hochsalinem Schelfwasser (HSSW). Die bis heute noch andauernde Gründung der Eisberge A22 und A23 verursacht eine Reduzierung der Bildung von HSSW, eine geringere Ventilation der Schelfeiskaverne und damit des Exports von Schelfeiswasser. Dies führt zu einer Erwärmung und Salzanreicherung der den Kontinentalabhang in die Tiefsee überströmenden Wassermassen. Hiermit tragen die Kalbungsereignisse an der Schelfeiskante nachhaltig zur Veränderung der Tiefen- und Bodenwasserbildung im Weddellmeer bei.

### 2.1.5 Modellgebiet Larsen Schelfeis

Die Modellierungen im Bereich des Larsen Schelfeises haben im Laufe des Projektzeitraums eine besondere Aktualität erlangt. Nachdem schon im Jahre 1995 der nördliche Bereich A des Larsen Schelfeises als Folge atmosphärischer Erwärmung zerfallen war (Vaughan und Doake, 1996; Doake et al., 1998) und somit ein Ozeanbereich von  $1600 \text{ km}^2$  an der Nordwestseite der Antarktischen Halbinsel eisfrei geworden war, hat sich im Frühjahr 2002 ein weiterer dramatischer Zerfall des Larsen B Schelfeises ereignet. Innerhalb von 3 Monaten ist ein Schelfeisgebiet von  $3235 \text{ km}^2$  zerfallen, und rund  $800 \text{ km}^3$  Eis sind dem Ozean als fragmentierte Eisschollen zugeführt worden (Showstack, 2002). Es sind bisher zwar noch keine hydrographischen Messungen in diesem Gebiet erfolgt, jedoch können die im Projekt durchgeführten Modellstudien zum Zerfall dieser Schelfeisgebiete und ihr Einfluß auf die Ozeanzirkulation zukünftig genauer untersucht werden.

Bevor zeitabhängige Sensitivitätsstudien mit dem gekoppelten Schelfeis-Ozean-Modell für das Larsen Schelfeis durchgeführt werden können, muß zunächst gewährleistet sein, daß für eine bestimmte Ausgangsgeometrie des Systems sowohl das Ozeanmodell wie auch das diagnostisch betriebene Schelfeismodell unabhängig voneinander hinreichend genau übereinstimmende Verteilungen der basalen Massenbilanz des Schelfeiskörpers (die eigentliche Austauschgröße für die gekoppelte Modellierung) liefern. Ansonsten werden bei einer Anwendung des gekoppelten Modells für diese Ausgangsgeometrie Änderungen im System simuliert, die allein daraus resultieren, daß sich mit einem der beiden oder sogar beiden Einzelmodellen bestimmte reale, die Dynamik des Systems mitbestimmende glaziale bzw. ozeanographische Vorgänge nur unzureichend oder überhaupt nicht erfassen und

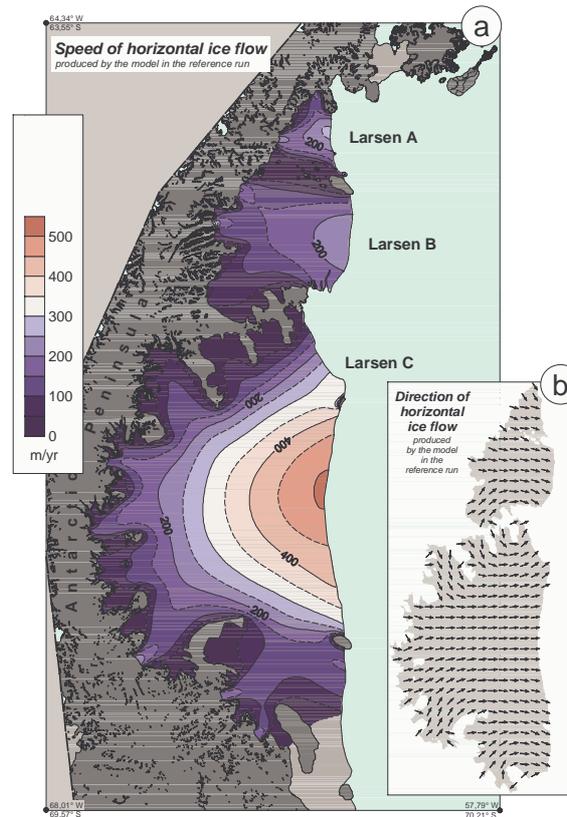


**Abbildung 2.11:** Das Larsen Schelfeis-System in seiner Ausdehnung zwischen 1986 und 1989: (a) Topographie der Eisoberseite und Geschwindigkeiten der Gletscherzuflüsse (Literatur- und Schätzwerte), (b) Eismächtigkeitsverteilung und (c) Verteilung der mittleren jährlichen Oberflächentemperaturen nach Vaughan und Doake (1996)

modellieren lassen. In diesem Fall ist es erforderlich, der Modellkopplung zunächst eine Modifizierung oder Erweiterung der betreffenden Modellkomponente voranzustellen.

### Eismodellierung

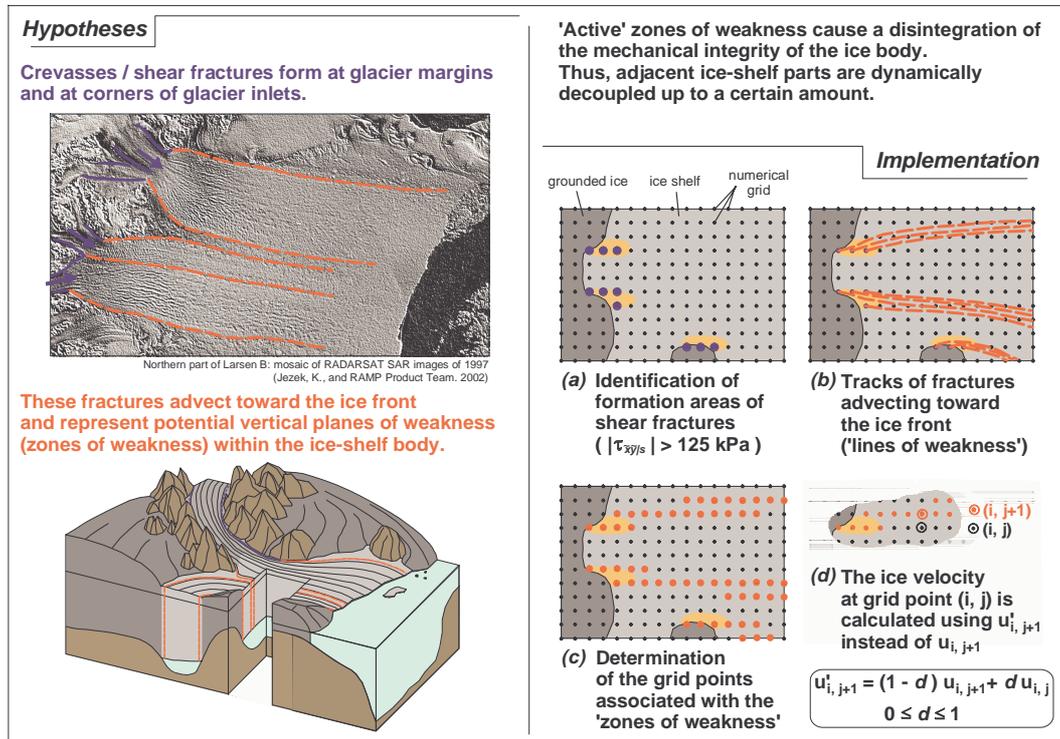
In Einklang mit in der Literatur dargestellten Erkenntnissen diverser glaziologischer Untersuchungen (z.B. Rott et al., 1998; Skvarca et al., 1999; Scambos et al., 2000; Rack et al., 1999, 2000) haben erste Anwendungen des Schelfeismodells auf das Larsen Schelfeis sowie anschließende Bewertungen der Ergebnisse mittels entsprechender direkter Beobachtungen und Meßresultate gezeigt, daß hier Bruchstrukturen im Schelfeiskörper einen erheblichen Einfluß auf dessen Fließregime zu haben scheinen. Um diesen Effekt mit dem Schelfeismodell zumindest näherungsweise erfassen und simulieren zu können, sind erhebliche Modellerweiterungen notwendig geworden. Geeignete Ansätze und Parametrisierungen mußten jedoch, da bislang keine entsprechenden Umsetzungen in der Literatur beschrieben sind, weitestgehend neu entwickelt und implementiert werden. Im Rahmen des abgelaufenen Projektes konnten grundlegende Arbeitsschritte einer solchen Modell-



**Abbildung 2.12:** Verteilung der mit dem ursprünglichen diagnostischen Fließmodell berechneten horizontalen Fließgeschwindigkeit in (a) Betrag und (b) Richtung.

weiterentwicklung realisiert und diverse Testläufe für das Larsen Schelfeis durchgeführt werden.

Abbildungen 2.11 (a)-(c) zeigen grundlegende für die Schelfeismodellierung verwendete Eingabedaten: die den neuen digitalen Geometriemodellen entnommenen Höhen der Eisoberseite und Eismächtigkeiten sowie die in Anlehnung an Literaturangaben hier gewählten Geschwindigkeiten der Gletscherzuströme in das Schelfeis und mittleren jährlichen Oberflächentemperaturen. Besonders für den Bereich Larsen C sind die vorgegebenen Zuflussraten allerdings lediglich abgeschätzt und daher mit großen Unsicherheiten behaftet. Die Verteilung der mittleren Oberflächentemperatur basiert auf den vor 1981 gemessenen Daten (Vaughan und Doake, 1996), die einen starken Temperatur-Nord-Süd-Gradienten von stellenweise mehr als  $-6\text{ }^{\circ}\text{C}$  im Bereich Larsen A auf weniger als  $-13\text{ }^{\circ}\text{C}$  im südlichen Larsen C Gebiet zeigen. Entsprechend der Temperaturverteilung wurden als Schelfeiskonfiguration für die Modellierung die vor den spektakulären Kalbungs- und Zerfallereignissen registrierten Verhältnisse gewählt. Damit bietet sich die Möglichkeit, die Eisdynamik in drei im wesentlichen unabhängigen Schelfeisystemen, die sehr unterschiedlichen Randbedingungen unterliegen und in ihrer Geometrie deutlich differieren, gleichzeitig numerisch



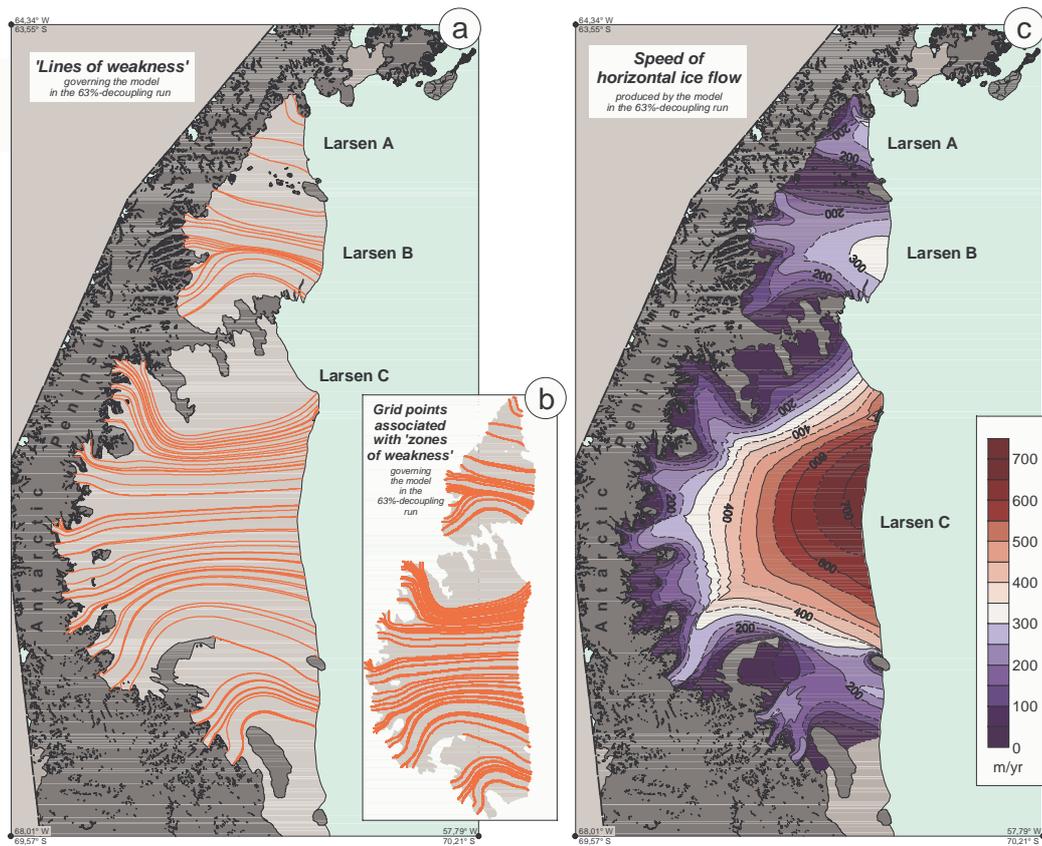
**Abbildung 2.13:** Idee und Implementierung zur Berücksichtigung des Effektes von Bruchstrukturen und ihrer Verschleppung auf die Schelfeisdynamik.

zu simulieren. Dieses ermöglicht eine wesentlich genauere und differenziertere Validierung nicht nur der Modellergebnisse, sondern damit letztlich auch der neu in das Modell implementierten Parametrisierungsansätze.

So liefert der mit dem ursprünglichen diagnostischen Fließmodell durchgeführte Testlauf eine Verteilung der horizontalen Fließgeschwindigkeit (Abbildung 2.12), die im Vergleich zu Messwerten als in vielen Bereichen deutlich zu gering eingestuft werden muß. Bei glaziologisch plausibler Wahl der im Fließmodell verwendeten "tuning"-Parameter ist eine deutlich verbesserte Anpassung der Modellergebnisse und Beobachtungen nicht zu erreichen.

Deshalb wurde, basierend auf der in Abbildung 2.13 skizzierten Idee und Implementierung, das Fließmodell erweitert, um den offensichtlichen Einfluß von Bruchstrukturen und insbesondere von deren verschleppten Relikten auf das großräumige Fließregime in erster Näherung berücksichtigen zu können.

Die Anwendung dieser neu entwickelten Parametrisierung, mit der sich die Trajektorien verschleppter Bruchstrukturen (Abb. 2.14 a und b) sowie die dort zu vermutende teilweise Entkopplung aneinandergrenzender Schelfeisbereiche beschreiben lassen, resultiert in ei-

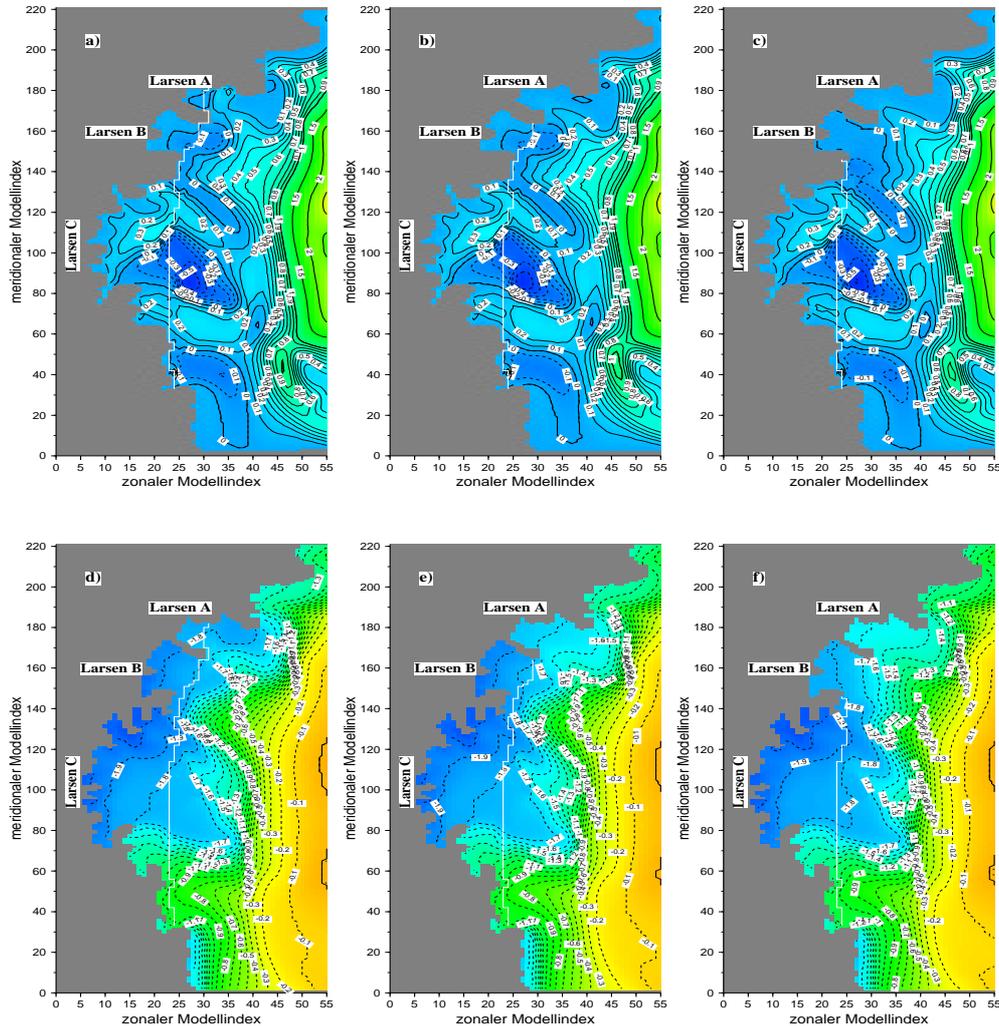


**Abbildung 2.14:** Ergebnisse mit dem erweiterten Fließmodell für das Larsen Schelfeis System: (a) Trajektorien verschleppter Bruchstrukturen, (b) Modellgitterpunkte im Bereich der Trajektorien, entlang der eine teilweise Entkopplung benachbarter Schelfeisgebiete simuliert wird, (c) resultierende Verteilung der horizontalen Fließgeschwindigkeiten.

nem nun deutlich veränderten Fließgeschwindigkeitsfeld für alle drei Teilgebiete Larsen A, B und C. Dieses Modellergebnis ist durch deutlich reduzierte Diskrepanzen zu Meßwerten und direkten Beobachtung gekennzeichnet und deutet insgesamt das große Potential einer solchen Modellerweiterung für die Schelfeismodellierung generell an, insbesondere auch hinsichtlich einer späteren Anwendung auf das Filchner-Ronne-Schelfeis.

### Ozeanmodellierung

Wie bereits im Zwischenbericht des zweiten Projektjahres beschrieben, wurden erstmalige Studien zur Modellierung der Ozeanzirkulation im Bereich der nordöstlichen Antarktischen Halbinsel durchgeführt. Im abgelaufenen Projektjahr sind die Studien erweitert worden. Auf der Grundlage der erarbeiteten Geometriedaten und unter Verwendung von Monatsmittelwerten der Hydrographie (T, S) aus einem größerskaligen Ozeanmodell des nordwestlichen Weddellmeeres (Schodlock, 2002), die durch die Projektgruppe Hellmer/Beckmann (AWI) zur Verfügung gestellt wurden, ist die Zirkulation im Bereich des



**Abbildung 2.15:** Stromfunktion des vertikal integrierten Massentransportes (in Sv) im Bereich des Larsen-Schelfeises repräsentativ für die Eisgeometrie vor 1995 (a), nach 1995 (b) und den Zustand im Jahre 2002 (c) nach dem Zerfall des Bereichs B. Die jeweilige Schelfeiskantenposition ist als weiße Linie eingetragen. (d), (e) und (f) geben die Temperaturverteilung (in °C) der entsprechenden Szenarien in der Bodenschicht wieder.

Larsen Schelfeises detailliert mit einer horizontalen Auflösung von  $0.1^\circ * 0.1^\circ$  untersucht worden. In einem auf drei Szenarien aufbauenden Modellexperiment wurde die Zirkulation und Wassermassenausbreitung für den Ausgangszustand vor 1995, d.h. vor dem Zerfall des Larsen A Schelfeises modelliert. Aufbauend auf diesen Ergebnissen ist sowohl das Larsen A Schelfeis (Experiment 2) als auch in einem weiteren Modellexperiment das Larsen B Schelfeis (Experiment 3) aus dem Geometriedatensatz entfernt und das Zirkulationsregime untersucht worden. In Abbildung 2.15 ist hierzu ein Vergleich der Stromfunktion des vertikal integrierten Massentransportes für den Zeitpunkt vor 1995, nach 1995 und für den Zustand 2002 dargestellt. Als Oberflächenantrieb für die Windschubspannung ist ein Jahresmittel nach Kottmeier und Sellmann (1996) verwendet worden, die Oberflächentem-

peraturen und -salzgehalte sind auf Druckschmelzpunkttemperatur bzw. einen mittleren Wert von 34.43 aus den Antriebsdaten mit einer Zeitskala von 30 Tagen herangeführt worden.

Wie zu erwarten, wirkt sich der Zerfall der nördlichen Schelfeisgebiete nur geringfügig auf die Zirkulation im Bereich Larsen C aus. Die Schelfeisgebiete A und B umfassen zusammen nur etwa 20 % der Gesamtfläche des Larsen Schelfeises und befinden sich stromabwärts, außerhalb des direkten Einstrombereiches des größten Schelfeisbereichs C. Die Zirkulation ist entsprechend der stark strukturierten Topographie der Schelfregion in einzelne Wirbel unterteilt, die den Becken und Rückensystemen zuzuordnen sind. Lediglich der Bereich A und B wird nach dem Zerfall der Schelfeisregionen durch die nordwärts gerichtete barotrope Strömung ausgefüllt. Die Verteilung der Ozeantemperaturen in der bodenfolgenden Schicht ( $\sigma$ -Schicht der Dicke  $0.24 \cdot H$  mit  $H$  Wassersäulenmächtigkeit) zeigt jedoch ein deutlicheres Bild. Aufgrund der relativ geringen Kontinentalschelfbreite dringen die Wassermassen des Weddell Wirbels bis weit vor die Schelfeiskante vor. Hier können sie teilweise unverändert unter das Schelfeis vordringen, wo es zu starken Schmelzprozessen nahe der Aufsetzlinie kommt. Der Zerfall der Schelfeisgebiete A und B führt jedoch zu einer starken Veränderung der Wassermasseneigenschaften im nördlichen Halbinselbereich. Während die Wassermassen zum Zeitpunkt vor 1995 den Kontinentalabhang mit etwa  $-1.7 \text{ }^\circ\text{C}$  überströmen (meridionaler Modellindex 180, zonaler Modellindex 45), ist die Temperatur nach dem Zerfall der Schelfeisgebiete A und B um etwa  $0.2 \text{ }^\circ\text{C}$  wärmer. Eine derartige Veränderung der Wassermasseneigenschaften in dieser Region hat weitreichende Konsequenzen für die Tiefen- und Bodenwasserbildung im nordwestlichen Weddellmeer. Nach Schröder et al. (2002) wurde in einer Vergleichsstudie über den Zeitraum 1998 - 2000 eine Erwärmung des Bodenwassers im Powell-Becken im nordwestlichen Weddellmeer um  $0.3 \text{ }^\circ\text{C}$  nachgewiesen, die unter anderem in Zusammenhang mit dem Zerfall des Schelfeisgebietes Larsen A bzw. einer veränderten Überströmung des Kontinentalhangs mit kalten und salzreichen Wassermassen gesehen wurde. Nach den Ergebnissen der in diesem Teilprojekt durchgeführten Untersuchungen könnte der Zerfall des Larsen B Schelfeises noch viel weitreichendere Auswirkungen auf die Tiefen- bzw Bodenwasserbildung in dieser Region haben. Hier können die im Jahre 2004/2005 geplanten Untersuchungen des Alfred-Wegener-Institutes während der geplanten Drift-Studie im westlichen Weddell Meer möglicherweise genauere Daten liefern.

Die Analyse der basalen Massenaustauschrate zwischen Schelfeis und Ozean und der damit verbundene Süßwasserfluß zeigt für die einzelnen Schelfeisgebiete folgende Bilanzgrößen: Während die Nettoschmelzrate im Bereich des Larsen C Schelfeises etwa  $-64.3 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$  (entsprechend  $-2.037 \text{ mSv}$ ) entspricht, sind die Größen für die Bereiche A und B mit jeweils  $-4.2 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$  ( $-0.133 \text{ mSv}$ ) bzw.  $-2.5 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$  ( $-0.079 \text{ mSv}$ ) vergleichsweise gering.

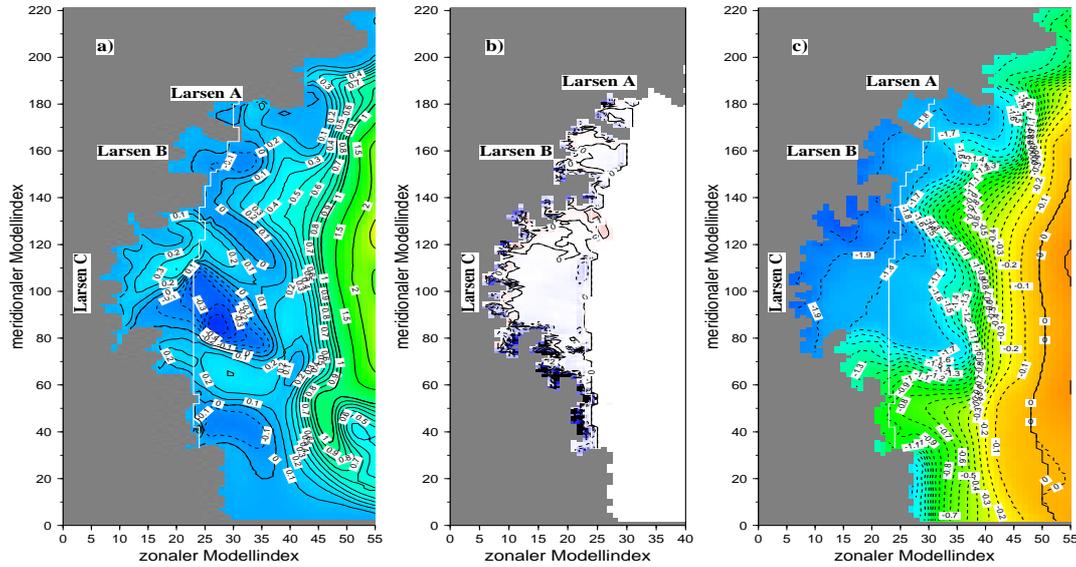
Schelfeisgebiet	Schmelzrate (km <sup>3</sup> a <sup>-1</sup> ) / (mSv)	Anfrierrate (km <sup>3</sup> a <sup>-1</sup> ) / (mSv)	Nettoschmelzrate (km <sup>3</sup> a <sup>-1</sup> ) / (mSv)
Experiment 1			
A	-2.9 / -0.092	0.4 / 0.013	-2.5 / -0.079
B	-5.6 / -0.177	1.4 / 0.044	-4.2 / -0.133
C	-70.2 / -2.225	5.9 / 0.186	-64.3 / -2.037
Σ A+B+C	-78.7 / -2.494	7.7 / 0.242	-71.0 / -2.249
Experiment 2			
B	-5.5 / 0.174	1.4 / 0.044	-4.1 / -0.130
C	-70.9 / -2.247	5.9 / 0.186	-64.0 / -2.028
Σ B+C	-76.4 / -2.421	7.3 / 0.230	-68.1 / -2.158
Experiment 3			
C	-63.4 / -2.009	6.3 / 0.199	-57.1 / -1.810
Experiment 4			
A	-2.9 / -0.092	0.4 / 0.013	-2.5 / 0.079
B	-5.6 / -0.177	1.4 / 0.044	-4.2 / 0.133
C	-73.7 / -2.335	5.8 / 0.184	-67.9 / 2.151
Σ A+B+C	-82.2 / -2.605	7.6 / 0.241	-74.6 / -2.364

**Tabelle 2.1:** Berechnete Massenbilanzgrößen aus der Ozeanmodellierung für die im Text beschriebenen vier Experimente.

Eine detaillierte Aufstellung der Schmelz- und Anfrierraten für die einzelnen Bereiche und Experimente ist in Tabelle 2.1 gegeben.

Die anhand der Ergebnisse der erweiterten Schelfeismodellierung (vgl. Abb. 2.14) berechneten Nettoschmelzraten für Larsen A, B und C ergeben sich zu  $-2.3 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$ ,  $-7.8 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$  bzw.  $-37.9 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$ . In anbetracht der großen Unsicherheiten, die sich durch die erforderliche Einbeziehung der weitgehend unbekanntenen Akkumulationsratenverteilung in die Berechnung der Nettoschmelzrate ergeben, kann die Übereinstimmung der aus der Ozean- bzw. Schelfeismodellierung abgeleiteten basalen Massenbilanzgrößen als hinreichend gut bewertet werden, um in einem nächsten Schritt das reale Schelfeisystem dann mit dem gekoppelten Schelfeis-Ozean-Modell untersuchen zu können.

Für die beiden Ozeanexperimente 2 und 3 zeigt sich darüber hinaus eine geringe bzw. deutliche Abnahme der Nettoschmelzrate für das Larsen C Schelfeisgebiet. Dies ist auf die durch den Zerfall der Teilgebiete A und B veränderten Strömungsverhältnisse im nördlichen Bereich des Larsen C Gebietes (vgl. Abb. 2.15 a und c, etwa bei meridionalem Mo-



**Abbildung 2.16:** Stromfunktion des vertikal integrierten Massentransportes (in Sv) im Bereich des Larsen-Schelfeises (a), basale Schmelz- und Anfrierrate (in  $\text{km}^3 \text{a}^{-1}$ ) (b) sowie Temperaturverteilung (in  $^{\circ}\text{C}$ ) in der Bodenschicht für einen Modellauf mit um  $0.1^{\circ}\text{C}$  erhöhter Tiefenwassertemperatur.

dellindex 120, zonalem Modellindex 30) zurückzuführen, die sich in einer Verstärkung des antizyklonalen Wirbels ausdrücken und zu einem leichten Zurückdrängen der anströmenden warmen Wassermassen führen (vgl. Abb. 2.15 d und f).

In einer Sensitivitätsstudie zur Reaktion des Larsen Schelfeisgebietes auf veränderte Wassermasseneigenschaften des Weddell Meeres wurde ein Experiment mit einer um  $0.1^{\circ}\text{C}$  erhöhten Wassertemperatur durchgeführt. Hiermit sollten die Auswirkungen des von Fahrbach et al. (1998) gemessenen Anstiegs der Temperaturen im warmen Tiefenwassers um  $0.01^{\circ}\text{C}$  pro Jahr seit 1989 untersucht werden. Die unter den sonst zu Experiment 1 identisch gewählten Randbedingungen sich ergebenden Resultate der Wassermassenzirkulation, Temperaturverteilung und basalen Massenaustauschrate sind in Abbildung 2.16 dargestellt.

Sowohl das Zirkulationsregime als auch die Temperaturverteilung in der Bodenschicht lassen verglichen mit dem Standardlauf in Experiment 1 Abb. 2.15 nur graduelle Unterschiede feststellen. Die Erhöhung der Temperaturen im Bereich des Tiefenwassers prägen sich kaum merklich auf dem Kontinentalschelf aus, so daß es nur zu einer geringfügigen Erhöhung der basalen Schmelz- und Anfrierrate an der Schelfeisunterseite kommt. Die Nettoschmelzrate ist lediglich von  $-71.0 \text{ km}^3 \text{a}^{-1}$  ( $-2.249 \text{ mSv}$ ) in Experiment 1 auf  $-74.6 \text{ km}^3 \text{a}^{-1}$  ( $-2.364 \text{ mSv}$ ) in Experiment 4 angestiegen (vgl. Tab. 2.1). Die Rezirkulation auf dem Kontinentalschelf und der Ausstrom von kalten, durch Schelfeiswasser abgekühlten Wassermassen stellt eine hinreichend große Wärmesenke für die anströmenden Wasser-

massen dar. Dies zeigt, daß im Larsen Schelfeisgebiet trotz des relativ schmalen Kontinentalschelfbereichs eine relativ geringe Reaktion des Schelfeises gegenüber leichten Anstiegen der Ozeantemperatur zu erwarten ist. Als Ursache für den Zerfall der Schelfeisregionen A und b scheidet der direkte Einfluß einer veränderten Ozeanströmung somit wahrscheinlich aus.

## 2.2 Nutzen und Verwertbarkeit der Ergebnisse

### 2.2.1 Wirtschaftlicher Nutzen:

Ein wirtschaftlicher Nutzen oder eine wirtschaftliche/kommerzielle Verwertbarkeit der Ergebnisse ist zumindest mittelfristig nicht gegeben.

### 2.2.2 Wissenschaftlicher Nutzen

Wissenschaftlich lassen sich die Ergebnisse dagegen in verschiedener Hinsicht weiter nutzen bzw. verwerten:

- Mit der Zusammenführung der einzelnen Modellkomponenten Schelfeis und Ozean zu einem gekoppelten Modellsystem steht erstmalig ein neues Werkzeug zur Untersuchung klimasensitiver Schelfeis-Ozean-Systeme zur Verfügung. Dieses Modellsystem wird in der Anschlußphase CLIVAR-2 in einem Projekt zur *"Quantifizierung des durch Schmelzen an der Schelfeisbasis verursachten Süßwassereintrages in die Schelfbereiche des Weddellmeeres"* eingesetzt. Hierin sollen die das Weddellmeer beherbergenden Schelfeisgebiete vollständig erfaßt und ihr bisher noch unbekannter Einfluß auf die Wassermassenbildung und -modifikation untersucht werden.
- Die Weiterentwicklung der einzelnen Modellkomponenten bietet für die *"stand-alone"* Modelle die Möglichkeit für weiterreichende Detailstudien und Untersuchungen bisher noch nicht modellierbarer komplexer Systeme. Insbesondere bieten sich für das Eismodell Untersuchungen von Kalbungsvorgängen an Schelfeisfronten sowie kleinskalig variierender eisdynamischer Fließvorgänge an. Mit dem Ozeanmodell können beliebige Eiskantenformen realitätsnah repräsentiert und lokale Verhältnisse in hoher Auflösung untersucht werden. Beide Einzelmodellkomponenten werden zukünftig in unterschiedlichen Projekten/Studien eingesetzt werden.
- Die neu entwickelten, hochauflösenden digitalen geometrischen Geländemodelle stellen eine wertvolle Grundlage für weiterführende, detaillierte Modelluntersuchungen sowie als Planungsgrundlage für zukünftige experimentelle Untersuchungen dar.

- Da die glaziologischen sowie ozeanischen Verhältnisse der Larsen Schelfeisregion bisher aus logistischen Gründen nur schlecht vermessen sind, stellen die erzielten Modellergebnisse eine erste Hypothese für die vorherrschenden glaziologischen wie ozeanographischen Gegebenheiten dar, die mit zukünftigen Messungen validiert bzw. als Einflußgrößen dieser Region für lokale und regionale Klimastudien angenommen werden können.

## 2.3 Entwicklung des Kenntnisstandes während der Projektlaufzeit an anderen Stellen

Eine vergleichbare Modellentwicklung zur Simulation von gekoppelten Schelfeis-Ozean-Systemen wird an anderer Stelle nicht durchgeführt. Lediglich Modelle für die Einzelkomponenten Ozean und Schelfeis werden an anderen Stellen betrieben. Während der Projektlaufzeit ist hier ein Modell zur Simulation der Ozeanzirkulation in Schelfeiskavernen weiter vorangetrieben worden, das auf einem isopyknischen Modellansatz nach Bleck und Hanson, 1998) basiert und vom MICOM-Modell (*Miami Isopycnic Coordinate Ocean Model*) adaptiert wurde. Erste Ergebnisse für idealisierten Geometrien wurden veröffentlicht (Holland und Jenkins, 2001)

## 2.4 Erfolgte und geplante Publikationen / Präsentationen

### 2.4.1 Publikationen

- Grosfeld, K., M. Schröder, E. Fahrbach, R. Gerdes, A. Mackensen, How iceberg calving changes the hydrography and circulation in the Filchner Ice Shelf / Ocean System, *J. Geophys. Res.* **106**(C5), 9039-9055, 2001.
- Grosfeld, K., H. Sandhäger, M. A. Lange, Sensitivity of a coupled ice shelf - ocean system to changed oceanographic boundary conditions, *Filchner-Ronne-Ice-Schelf-Report*, **15**, 2001 (in press).
- Saheicha, K., H. Sandhäger, M. A. Lange, Modelling the flow regime of Filchner Ice Shelf, *Filchner-Ronne-Ice-Schelf-Report*, **15**, 2001 (in press).
- Grosfeld, K., H. Sandhäger, M. A. Lange: Numerical simulations of changing ice-shelf / ocean systems, manuscript in preparation.
- Grosfeld, K., H. Sandhäger, M. A. Lange: How ice shelf disintegration influences the ocean circulation in the Larsen Ice Shelf region, manuscript in preparation.

### 2.4.2 Präsentationen

- Grosfeld, K., H. Sandhäger, M. A. Lange: First results of a 3-dimensional coupled dynamic ice shelf - ocean model, 25. Jahrestagung der European Geophysical Society (EGS), 25. - 28. April 2000, Nizza.
- Grosfeld, K., H. Sandhäger, M. A. Lange, Sensitivity of a coupled ice shelf - ocean system to changed oceanographic boundary conditions, Forum for Research on Ice Shelf Processes, Workshop 6. - 7. Juli 2000, Münster.
- Saheicha, K., H. Sandhäger, M. A. Lange, Modelling the flow regime of Filchner Ice Shelf, Forum for Research on Ice Shelf Processes, Workshop 6. - 7. Juli 2000, Münster.
- Grosfeld, K., H. Sandhäger, M. A. Lange: Das Larsen Schelfeis System: Anwendung eines gekoppelten Schelfeis-Ozean-Modells, 20. Internationale Polartagung, 25. - 30. März 2001, Dresden.
- Sandhäger, H. K. Grosfeld, M. A. Lange, K. Saheicha: Anwendung eines erweiterten numerischen Fließmodells zur Quantifizierung der basalen Massenbilanz des Filchner-Ronne-Schelfeises, 20. Internationale Polartagung, 25. - 30. März 2001, Dresden.
- Ausrichtung und Organisation des 15. Internationalen FRISP-Workshop (*Forum for Research on Ice Shelf Processes*) vom 6. -7. Juli 2000 in Münster.
- Internet-Seite des Teilprojektes unter:  
<http://earth.uni-muenster.de/projekte/clivar.html>

## 2.5 Literaturhinweise

- Bamber, J. L. and P. Huybrechts, Geometric boundary conditions for modelling the velocity field of the velocity field of the Antarctic Ice Sheet, *Ann. Glaciol.*, **23**, 364-373, 1996.
- BAS, SPRI and WCMC, *Antarctic digital database user's guide and reference manual*. Scientific Committee on Antarctic Research, Cambridge, U.K., 1993.
- Blatter, H., Velocity and stress fields in grounded glaciers: a simple algorithm for including deviatoric stress gradients, *J. Glaciology*, **41**(138), 333-344, 1995.
- Bleck, R. and H.P. Hanson, Ocean modeling in isopycnic coordinates, in Chassignet, E. P. and J. Verron (eds.) *Ocean modeling and parametrization*, 423-448, Kluwer Academic Publishers, 1998.
- Bryan, K., A numerical method for the study of the circulation of the world ocean, *J. Comput. Phys.*, **4**, 347-376, 1969.

- Cox, M. D., A primitive equation, 3-dimensional model of the ocean, *GFDL Ocean Group Tech. Rep. 1*, Geophys. Fluid Dyn. Lab., Princeton Univ., Princeton, N.J., 1984.
- Determann, J., and R. Gerdes, Melting and Freezing beneath ice shelves: Implications from a 3-D ocean circulation model, *Ann. Glaciol.* **20**, 413-419, 1994.
- Doake, C.S.M., H. F. J. Corr, H. Rott, P. Skvarca, and N.W. Young, Breakup and conditions for stability of the northern Larsen Ice Shelf, Antarctica, *Natur*, **391**, 778-780, 1998.
- Domack and 8 others, Cruise Reveals history of holocene Larsen Ice Shelf, *EOS*, **82**(2), January 9, 2000.
- Fahrbach, E., R. Meyer, G. Rohardt, M. Schröder, and R. Woodgate, Gradual warming of the Weddell Sea deepand bottom water, in Oerter, H. (ed.): *Filchner-Ronne-Ice-Shelf-Programme Report 12*, 24-34, Alfred-Wegener Institute for Polar- and Marine Research, Bremerhaven, 1998.
- Grosfeld, K., R. Gerdes and J. Determann, Thermohaline circulation and interaction between ice shelf cavities and the adjacent open ocean. *Journal of Geophysical Research*, **102**(C7), 15,595-15,610, 1997.
- Herterich, K., On the flow within the transition zone between ice sheet and ice shelf, in Van der Veen, C.J. and J. Oerlemans (eds.) *Dynamics of the West Antarctic Ice Sheet*, D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland, 185-202, 1987.
- Holland, D.M. and A. Jenkins, Adaptation of an isopycnic coordinate ocean model for the study of circulation beneath ice shelves, *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 1905-1927, 2001.
- IOC, IHO, and BODC, "GEBCO-97: The 1997 Edition of the GEBCO Digital Atlas", published on the behalf of the Intergovernmental Oceanographic Commission (of UNESCO) and the Hydrographic Organization as part of the General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO); British Oceanographic Data Centre, Birkenhead, 1997.
- Johnson, M. R., and A. M. Smith, Seabed topography under the southern and western Ronne Ice Shelf, derived from seismic surveys, *Antarct. Sci.*, **9**(2), 201-208, 1997.
- Kottmeier, Ch. and L. Sellmann, Atmospheric and oceanic forcing of Weddell Sea ice motion, *J. Geophys. Res.*, **101**(C9), 20,809-20,824, 1996.
- Lythe, M.B., Vaughan, D.G. and the BEDMAP Consortium, *BEDMAP - bed topography of the Antarctic*, 1:10,000,000 scale map. BAS (Misc) 9. Cambridge, British Antarctic Survey, 2000.
- Oerlemans, J. and C. J. van der Veen, *Ice sheets and climate*, D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland, 1984.
- Paterson, W.S.B., *The physics of glaciers*, Pergamon Press, 3rd edition, 1994.
- Rack, W., H. Rott, A. Siegel, and P. Skvarca, 1999, The motion field of northern Larsen Icer Shelf, Antarctic Peninsula, derived from satellite imagery, *Ann. Glaciol.*, **29**, 261-266, 1999.
- Rack, W. C.S.M. Doake, H. Rott, A. Siegel, and, P. Skvarca, Interferometric analysis of the deformation pattern of the northern Larsen Ice Shelf, Antarctic Peninsula, compared to field measurements and numerical modeling, *Ann. Glaciol.*, **31**, 205-210, 2000.
- Rott, H., W. Rack, T. Nageler, and P. Skvarca, Climatically induced retreat and collapse of northern Larsen Ice Shelf, Antarctic Peninsula, *Ann. Glaciol.*, **27**, 86-92, 1998.

Verbundvorhaben CLIVAR / marin

Teilvorhaben 03F0246A:

## **Integrale Erfassung der Intensität der thermohalinen Zirkulation**

Abschlussbericht

März 1999 - Februar 2002

Antragsteller:

Prof. Dr. Uwe Send <sup>1</sup>  
Prof. Dr. Monika Rhein <sup>2</sup>  
Dr. Walter Zenk <sup>1</sup>

Wissenschaftlicher Mitarbeiter:  
Dipl.-Oz. Torsten Kanzow <sup>1</sup>

<sup>1</sup> Institut für Meereskunde an der Universität Kiel

<sup>2</sup> Universität Bremen

--- 15. August 2002 ---

## 1. Aufgabenstellung

Die globale thermohaline Zirkulation (THZ) hat einen erheblichen Einfluss auf den Klimazustand, und es gibt eine Reihe von Indizien dafür, dass Schwankungen oder gar der Zusammenbruch der THZ eine Schlüsselrolle für die Klimavariabilität spielen. Numerische Simulationsläufe haben eine Vielfalt an Prozessen gefunden, die zu solcher Variabilität auf dekadischen Zeitskalen führen, aber Beobachtungen fehlen. Gilt es doch, die Intensität der THZ langfristig zu beobachten, um die Variabilität mit den Ursachen und dem Antrieb in Verbindung zu bringen.

Im Berichtszeitraum sollte begonnen werden, ein verankertes Array im tropischen Westatlantik aufzubauen. Zweck der Anordnung ist die dauerhafte Registrierung von Transporten mit Hilfe einer integralen Methode. Diese kombiniert verankerte Bodendruck- und Dichteaufzeichnungen zur Berechnung von geostrophischen Massentransportschwankungen. Da sich die THZ nicht auf den tiefen westlichen Randstrom beschränkt, erscheint die "Endpunkt-Methode" besonders vielversprechend. Letztere liefert im Prinzip beckenweite Integrale der tiefen Zirkulation. Zur Überführung der geostrophischen Transporte in absolute Transporte werden Bezugsmessungen beispielsweise mit Tiefendriftern (RAFOS-Floats), LADCP-Schnitte oder verankerte Strömungsmessungen vorgesehen. Ergänzende hydrographische und Tracerbeobachtungen tragen zur Transparenz der gewonnenen Datenzeitreihen von zur Zeit zwei Jahren bei.

## 2. Voraussetzungen

In den Arbeitsgruppen der Antragsteller lagen von Beginn des Vorhabens an sehr gute wissenschaftliche und technische Voraussetzungen aufgrund eigener Vorarbeiten vor. Sie reichen weit in die Anfangsphase des World Ocean Circulation Experiment (WOCE), also deutlich über zehn Jahre zurück. Von wesentlicher Bedeutung sind die hydrographischen Aufzeichnungsgeräte vom Typ MicroCat und MiniT, ohne deren Zuverlässigkeit und Driftarmut die Anwendungen der integralen Transportbestimmungen nicht durchführbar gewesen wären. Diese Beispiele werden hier stellvertretend für den massiven Einsatz von moderner Technik zur Gewinnung von Datensätzen mit dekadischen Schwankungen genannt. Ferner ist die Verfügbarkeit von ausreichender Schiffszeit als unverzichtbar zu nennen. Letztere konnte unter Nutzung von jahrelang gepflegten wissenschaftlichen Kontakten mit ausländischen Partnern verbessert werden.

### 3. Durchgeführte Arbeiten

Der Schwerpunkt der Feldarbeiten lag von Beginn des Projektes bei der Durchführung von jährlichen Besuchen bei den MOVE-Verankerungen im tropischen Westatlantik. Die Expeditionen wurden auch zu hoch aufgelösten Wiederholungsschnitten genutzt. Logistische Details zu den Expeditionen sind in Abb. 3.1 - 3.3 und in Tabelle 1 enthalten. Dort sind neben den drei Hauptfahrten für die primären Verankerungsarbeiten auch Teilnahmen an anderen Reisen verzeichnet, die durch unerwartete Ereignisse erforderlich wurden.

Tabelle 1: Überblick über die Expeditionsarbeiten zu MOVE, 2000-2002. Die drei Hauptreisen sind fett gedruckt.

Zeit	Schiff/Fahrt	Leiter	Vorhaben
28. Jan-5. Feb 2000	<b>KNORR</b>	M. McCartney	Auslegen der MOVE/GAGE-Arrays
28. Nov-26. Dez 2000	SONNE 152	M. Rhein	CTD, Tracer
28. Dez 2000 - 15. Jan 2001	<b>SONNE 153</b>	U. Send	Wechsel MOVE-Array
23. Jan-8. Feb 2002	<b>L'ATALANTE</b>	U. Send	Wechsel MOVE-Array, Tomo., CTD
Nov 2001	POLCA	(priv. Eigner)	Bergung der O-Boje von M3
7. Juni-4. Juli 2002	METEOR 53	M. Rhein	Bergung Tomograph, CTD -- DFG finanziert --
17. April-2. Mai 2002	KNORR	C. Mauritzen	Bergung Boje, Aufnahme GAGE

#### 4. Zusammenarbeit mit anderen Stellen

Die schon im Förderungsantrag vorgesehene Kooperation mit diversen in- und ausländischen Kollegen und Institutionen wurde verwirklicht. Neue Kontakte kamen hinzu. Eine Zusammenfassung enthält Tabelle 2.

Tabelle 2: Zusammenarbeit während der ersten drei Jahre des Meridional Overturning Variability Experiment (MOVE).

Partner	Institution	Ort	Verbindung
A. Chave	WHOI	Woods Hole MA	Bodendruckmesser, GRACE
C. Böning	IfM	Kiel	Bereitstellung von Modellergebnissen
D. Stammer	UCSD/SIO	La Jolla CA	Bereitstellung von Modellergebnissen
D. Webb	WRC	Falmouth MA	Tomographie
J. Marotzke	SOC	Southampton UK	Bereitstellung von Modellergebnissen
M. McCartney, C. Mauritzen	WHOI	Woods Hole MA	GAGE-Verankerungen, CTD-Messungen
P. Foden	POL	Bidston UK	Bodendruckmesser
T. Duda	WHOI	Woods Hole MA	RAFOS - Schallquelle
V. Zlotnicki	JPL	Pasadena CA	GRACE / Altimetrie
W. Johns	RSMAS	Miami FL	Integrale Methode

Abkürzungen:

IfM	Institut für Meereskunde
JPL	Jet Propulsion Laboratory
POL	Proudman Oceanographic Laboratory
RSMAS	Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Sciences
SIO	Scripps Institution of Oceanography
SOC	Southampton Oceanography Centre
UCSD	University of California, San Diego
WHOI	Woods Hole Oceanographic Institution
WRC	Webb Research Corporation
CTD	Conductivity Temperature Depth recorder
GAGE	Guiana Abyssal Gyre Experiment
GRACE	Gravity Recovery and Climate Experiment
RAFOS	Ranging and Fixing of Sound

## 5. Erhaltene Ergebnisse

### 5.1 Hydrographische Schnitte einschl. Tracer- und LADCP-Daten

Insgesamt wurde der hydrographische Schnitt längs 16°N (vgl. Abb. 3.1) bisher vier Mal wiederholt. Als ausgewähltes Beispiel sind im folgenden die Vertikalverteilungen des Salzgehaltes, von FCKW sowie der Nord-Süd-Komponente ( $v$ ) der momentanen Strömungsgeschwindigkeit vom Dezember 2000 dargestellt. In der Salzgehaltsverteilung (Abb. 5.1.1) ist deutlich die örtliche Topographie erkennbar. Links sieht man den extrem starken Abfall des Kontinentalhangs zwischen dem Antillenbogen und dem Guyana-Becken. Die Mulde mit einer mittleren Tiefe von  $>5000$  m endet im Osten mit den Kuppen des *Researcher Rise* bei  $\sim 51^\circ\text{W}$ . Unterhalb der Warmwassersphäre fallen die beiden Extreme in der Salzgehaltsverteilung besonders auf: Bei 900 m Tiefe finden wir die Ausläufer des nordwärts fließenden salzarmen Antarktischen Zwischenwassers (AAIW) mit  $S < 34.80$ . Diese Kernwassermasse ist weniger im westlichen Randstrom anzutreffen, weil es dort bereits zur Vermischung mit südwärts gerichteten Nordatlantischem Tiefenwasser (NADW) kommt. Im darunter gelegenen Stockwerk des oberen NADW ist der erhöhte Salzgehalt ( $S > 34.99$ ) nicht zu übersehen.

Diese Schicht mit maximalem Salzgehalt bei 1200 dbar fällt fast mit dem FCKW11-Maximum in Abb. 5.1.2 bei 1500 m Tiefe zusammen. Es fällt auf, dass das FCKW-Maximum nicht auf den Randstrom beschränkt ist, sondern sich weit bis zur Mitte des Guyana-Beckens nach Osten erstreckt. Es liegt nahe, hier die Wirkung der in den gemessenen Strompfaden (s. Abb. 5.2.1) sichtbaren Rezirkulation sowie des zentralen Wirbelfelds zu erkennen. Ansonsten ist in der FCKW-Verteilung die eng am Kontinentalhang angelehnte schmale Zunge mit erhöhten Werten bemerkenswert. Hier handelt es sich offensichtlich um "frisches" NADW, welches im Tiefenbereich 3000-4500 m ebenfalls in einer Rezirkulationsschleife eingebunden sein kann.

In die LADCP-Strömungsverteilung in Abb. 5.1.3 sind die Auslegeorte der RAFOS-Floats (vgl. Abb. 5.2.1) in Form von Kreuzen mit aufgenommen worden. Ansonsten fallen die vielerorts über den Messabstand kohärent erscheinenden Strukturen auf. Sie zeigen eine generelle südwärtige Drift an. Ausnahmen bilden der auf die oberen 1000 m beschränkte Wirbel nahe  $59^\circ\text{N}$  und die beiden bodennahen Zonen im äußersten Westen und am Fuß des *Researcher Rise*. Im letzteren Fall kann eine Erklärung für die dargestellten nordwärtigen Strombänder durch die Ausbreitung von Antarktischem Bodenwasser (AABW) gegeben werden. Die dargestellten Ergebnisse liefern einen stichhaltigen Grund für die Notwendigkeit eines beckenweiten integrierenden Messverfahrens zur Erfassung der thermohalinen Zirkulation.

### 5.2 Begleitende Lagrangesche Strömungsmessungen

Im Projekt war der Einsatz von gewichtsneutralen Tiefendrifter vorgeschlagen und bewilligt worden. Die inzwischen vorliegenden Ergebnisse von diesen RAFOS-Floats sollen die Überführung von Strömungsschwankungen in absolute Transporte unterstützen. Beim Einsatz von ausreichend vielen Floats ist diese Methode gut geeignet, um die Horizontalskala des Strömungsfeldes darzustellen. Wegen des nicht-synoptischen Charakters der vertikalen Strömungsverteilungen vom gefierten Doppler-Strömungsmesser (LADCP) kann es zu Aliasing-Effekten kommen (vgl. Abb. 5.1.3), die mit Lagrangeschen Verfahren weit geringer ausfallen. Beim letzteren Verfahren wird bereits über unerwünschte kurzperiodische und

kleinskalige Störungen vor der Aufzeichnung gemittelt. Eine Zusammenfassung des Potentials von Lagrangeschen Unterwasser-Messverfahren und den bei WOCE-Einsätzen erzielten Float-Ergebnissen findet sich in Davis & Zenk (2001).

Ein Beispiel für die erhaltenen Trajektorien aus dem zweiten Auslegejahr ist in Abb. 5.2.1 im geographischen Umfeld wiedergegeben. Im Mittel lag der Einsatzdruck der 12 Drifter bei 1400 dbar. Zur täglichen Ortung diente ein Feld von drei Schallquellen, von denen zwei im dargestellten Bildausschnitt (V-426, V-404) zu erkennen sind. Die dritte Quelle liegt noch am Südende der Sargassosee, also außerhalb des Bildes jenseits des oberen Rands. In allen Fällen war die Missionslänge der Floats auf ein Jahr begrenzt worden, um anhand der erhaltenen Trajektorien den künftigen Einsatz von technischen Geräten besser planen zu können.

Die dargestellten Trajektorien aus dem oberen Bereich des Nordatlantischen Tiefenwassers (NADW) lassen sich grob in zwei Regime teilen. Zum einen erkennt man links im Bild die klar an der Topographie ausgerichteten Strompfade östlich des Antillenbogens, zum anderen ist ein Wirbelfeld mit zonaler Ausrichtung östlich von etwa  $57^{\circ}\text{W}$  vorgegeben. Die Anordnung von vier Pfaden im Bereich zwischen  $13^{\circ}$ - $14^{\circ}\text{N}$  beinhaltet den tiefen westlichen Randstrom des NADW. In zwei Fällen ist eben östlich des Randstrombands eine deutliche Rezirkulationszelle mit nur 120 km Breite erkennbar. Eines der Randstrom-Floats mündet südlich von  $9^{\circ}\text{N}$  in das äquatoriale Stromsystem.

Im Regime der Verbindungslinie zwischen zwei Schallquellen wird die Ortsbestimmung von Floats stärker fehlerbehaftet, was man an den leicht verrauschten Trajektorien der Wirbelgruppe von Floats erkennt. Die generelle Ausrichtung der Trajektorien ist zonal mit überlagerter Drift nach Westen. Ein Vergleich mit dem LADCP-Schnitt in Abb. 5.1.3 lässt eine grobe Übereinstimmung hinsichtlich des tiefen Randstroms und der Rezirkulationszelle erkennen. Wegen des zonalen Charakters des Wirbelfelds im Inneren des Guyana-Beckens eignet sich der dargestellte LADCP-Schnitt mit der Nord-Süd-Komponente weniger für Vergleiche.

### **5.3 Hydrographische Zeitserien**

Von den drei geostrophischen Verankerungen (M1, M2, M3 in Abb. 3.1 bzw. 3.2) liegen bislang zweijährige Zeitserien von Temperatur und Salzgehalt im NADW- und AABW-Tiefenbereich von guter Qualität vor. Die dritte Aufzeichnungsperiode ist angelaufen. In Abb. 5.3.1 sind beispielhaft die Temperaturanomalien dargestellt. Das jeweilige zeitlich gemittelte Profil wurde abgezogen. Am westlichen Rand (M3) sieht man Schwankungen auf wöchentlicher Zeitskala. Interessant ist, dass sich hier die niedrigste Anomalie in beiden Jahren im Herbst und Winter zeigt. Diese treten im Zusammenhang mit starken südwardigen Strömungen auf. Aufgrund dieser Aufzeichnungen konnte bislang ein längerfristiger Trend zu kälterem und salzärmerem oberem NADW (Molinari et al., GRL, no 25, 1998) nicht beobachtet werden. Hierzu sind deutlich längere Zeitreihen erforderlich. Die zentrale (M2) und östliche (M1) Verankerung zeigen Schwankungen auf monatlicher Skala, wobei die bei M2 einen mehr barotropen Charakter haben. Diese rühren wahrscheinlich von Rossby-Wellen her, die die geneigte Hintergrundsichtung an den Verankerungspositionen vorbeiführen. Die mehr barokline Struktur bei M1 könnte ihre Erklärung in einer Abschottung durch den Mittelatlantischen Rücken oder in einem in der Tiefe schwächer geneigten Temperaturfeld haben.

## 5.4 Transporte im Niveau des Nordatlantischen Tiefenwassers (NADW)

Aus den Bodendruck- und den hydrographischen Zeitserien lassen sich die geostrophischen Transportschwankungen bestimmen (Abb. 5.4.1, oben). Über den gesamten Schnitt integriert weisen sie monatliche Schwankungen von teilweise mehr als 10 Sv auf und zeigen auch längerfristige Variabilität. Interessant ist, dass diese zu einem Teil vom direkten Randstromtransport (Abb. 5.4.1, unten) kompensiert wird, was als klarer Hinweis für einen mäandrierenden Randstrom zu deuten ist und gleichzeitig die Notwendigkeit der im zweiten Jahr hinzugefügten Strömungsmesserverankerung M4 belegt. Die östlichen (M1-M2) und westlichen geostrophischen (M2-M3) Beiträge sind klar auf monatlichen und kürzeren Zeitskalen antikorreliert. Somit zeigt sich unsere Annahme bestätigt, dass eine Integration über den gesamten Schnitt (M1-M3) das Signal/Rauschen-Verhältnis der THZ auf längeren Zeitskalen deutlich erhöht. Ein vorläufiger Versuch, absolute geostrophische Strömungen zu berechnen, ist in Abb. 5.4.2 für den ersten Messzeitraum (Februar 2000-Januar 2001) dargestellt. Dieser zeigt einen gesamten (M1-M3 geostrophischer plus direkter Randstromtransport westlich davon) südwardigen Transport von 12 Sv, wobei sich im östlichen Teil ein im Mittel nordwardiger Transport von ca. 5 Sv zeigt, was für ein Rezirkulationsschema spricht. Diese Betrachtung ist wie gesagt vorläufig, es stehen weitere Untersuchungen zum Bezugsniveau an. Dabei gilt es, speziell die GAGE-Strömungsmesserdaten, die erhaltenen Floattrajektorien, die LADCP-Schnitte sowie Grenzen zwischen Wassermassen zu erörtern. Abb. 5.4.3 zeigt das zeitliche Mittel der in den MOVE/GAGE-Verankerungen gemessenen meridionalen Geschwindigkeiten. Die vorläufigen Mittelwerte der GAGE-Strömungsmesser wurden uns freundlicherweise von M. McCartney (vgl. Tabelle 2) zur Verfügung gestellt. Klar erkennbar ist der südwärts setzende westliche Randstrom. Unmittelbar daran scheint sich ein erstes nordwardiges Rezirkulationsband anzuschließen, ein weiteres lässt sich im tiefen NADW und AABW im Ostteil des Schnitts beobachten. Im oberen NADW-Bereich im Zentrum des Schnitts tritt noch ein Gebiet mit schwachen nordwardigen Strömungen hervor. Insgesamt bestätigen diese Ergebnisse sehr schön, den Ansatz einer integralen Methode zur Erfassung des kalten Zweigs der THZ zu nutzen. Die ausstehenden endgültigen GAGE-Datenprodukte werden sich voraussichtlich als sehr aufschlussreich beim Vergleich mit den geostrophischen Messungen erweisen.

## 5.5 Genauigkeitsbetrachtungen

Von entscheidender Bedeutung bei der Berechnung geostrophischer Daten ist die Genauigkeit der zugrunde liegenden Dichteverteilungen und Bodendrücke. Im vorliegenden Experiment sind Fehlertoleranzen von  $< 0.003$  °C, 0.003 PSU sowie ein Äquivalent von 2 mm in den Druckschwankungen notwendig, um Transportfehler von wenigen Sverdrup zu erhalten (T. Kanzow, 2002). Dies stellt eine Herausforderung dar und bedarf sehr sorgfältiger Kalibrierung. Abb. 5.5.1 zeigt eindrucksvoll, dass die geforderten Genauigkeiten in Temperatur und Salzgehalt erreicht werden können. Besonders in der Tiefe, wo im  $\theta/S$ -Diagramm kaum eine zeitliche Variabilität vorliegt, zeigt sich, wie extrem gut die verankerten und gefierten Messungen übereinstimmen.

Ab der zweiten Messperiode kamen an M1 und M3 jeweils zwei verschiedene Sensortypen zur Erfassung der Bodendruckschwankungen zum Einsatz, zum einen das Fabrikat Digiquartz von Paroscientific (in den PIES) und zum anderen Bourdonrohre (Filloux, 1970, Nature, 226), die von Alan Chave (vgl. Tabelle 2) bereitgestellt werden. Der Einsatz verschiedener Systeme ermöglicht eine bessere Trennung von Langzeitdrift und tatsächlichen ozeanischen Signalen sowie eine Abschätzbarkeit der Messgenauigkeiten. Bei den Bodendruckmessungen sind zwei

Probleme auseinanderzuhalten: Zunächst einmal weisen diese Art von Messungen jeweils eine langzeitliche Driftcharakteristik auf, die durch Anpassen einer je nach Gerätetyp geeigneten Driftkorrektur entfernt wird. Abb. 5.5.2 legt nahe, dass die Entfernung der langzeitlichen Gerätedrift mit Genauigkeiten von ca. 1 mm geschehen kann, da das Residuum (blaue Kurve) der Gerätedifferenzen nahezu keine Drift mehr aufweist. Ein anderes Problem zeigte sich im Vergleich der beiden unterschiedlichen Gerätetypen unerwarteterweise auf monatlichen Zeitskalen. Hier gibt es sehr wohl Druckdifferenzen der benachbarten Sensoren. Die mittlere quadratische Abweichung liegt bei etwa 3 mm.

Es zeigt sich sehr klar, dass diese mit Temperaturschwankungen einhergehen. Zusammen mit den Herstellern arbeiten wir an der Lösung des Problems. Dabei stellte sich unter anderem heraus, dass der Bliley-Referenzkristall zur Frequenzmessung im Digiquartzsensor nicht temperaturkompensiert wird, sondern eine feste Temperatur von 5 °C zugrunde gelegt wurde. Inzwischen gibt es aber temperaturabhängige Kalibrierkoeffizienten für den Blileykristall, die nun bei einer Nachkalibrierung auf die Druckzeitserien angewendet werden sollen. Gleichzeitig ist auch noch ein Laborversuch zur Ermittlung der Temperaturabhängigkeit der Druckmessungen beider Gerätetypen geplant. Somit sollte sich also im Nachhinein die Genauigkeit noch auf die geforderten 2 mm senken lassen.

## 5.6 Technische Entwicklungen

Im Rahmen von MOVE wurde begonnen, eine Telemetrieboje zur Echtzeit-Übermittlung von Temperatur-, Leitfähigkeits- und Druckdaten der verankerten CTD-Recorder (MicroCAT) zu entwickeln. Dabei werden die Daten von beliebig vielen Sensoren induktiv über den Verankerungsdraht an die Boje übertragen, um von dort aus per Argos-Satellitenservice nach Kiel versandt zu werden. Eine Forderung dabei war, diese Boje möglichst klein zu bauen, um die auftretenden mechanischen Kräfte im Wellengang zu minimieren. Das Design begünstigt ferner die Handhabbarkeit der Boje bei den Bergungs- und Auslegearbeiten und schützt sie vermutlich besser vor Piraterie. Die zur Zeit benutzte Senderanordnung findet in einer 17"-Glaskugel Platz (teilbare Benthos-Kugel).

Zwei hauptsächliche Problemfelder gab es zu bearbeiten. Erstens musste der elektronische Teil, also das Ansprechen der MicroCats über das induktive MODEM in der Boje und die Kommunikation der Boje mit den Argos-Satelliten gewährleistet sein. Hier ist eine inzwischen sehr stabile und zuverlässige Entwicklungsstufe erreicht, die Bojen senden problemlos länger als ein Jahr. Anders sieht es noch beim mechanischen Teil aus. Da sich die Boje während des gesamten Verankerungszeitraumes an der Wasseroberfläche befindet, ist sie permanent dem Seegang ausgesetzt. Dies hat bislang mutmaßlich zum vorzeitigen Verlust von zwei Bojen im jetzt laufenden dritten Verankerungsjahr geführt. Eine dieser Bojen konnte aber durch die Besatzung des amerikanischen Forschungsschiffes KNORR (vgl. Tabelle 1) geborgen werden, so dass einige Verbesserungsmöglichkeiten ausfindig gemacht werden konnten. Die nächste Gerätegeneration sollte diese Probleme also nicht mehr aufweisen.

Abb. 5.6.1 zeigt von der Telemetrieboje der Verankerung M1 übertragene Zeitserien aus dem oberflächennahen Bereich. Diese sollen einen Beitrag zum amerikanisch-französisch-brasilianischen PIRATA-Experiment leisten, das hydrographische Daten der oberen 500 m Wassersäule sowie meteorologische Messungen aus dem tropischen Atlantik aus einem Netz von Verankerungen in Echtzeit zur allgemeinen Verfügung stellt.

## 6. Darstellung von Ergebnissen

Mitteilungen von Mitgliedern der Arbeitsgruppe sind durch (\*) gekennzeichnet.

### **Publikationen:**

Davis, R.E. and Zenk\*, W., 2001: Subsurface Lagrangian observations during the 1990's. In Siedler, G., Church, J. and Gould, J.W. (Eds.), *Ocean Circulation and Climate*, Academic Press, 123-139.

Dushaw, B., Bold, G., Chiu, C.-S., Colosi, J., Cornuelle, B., Desaubies, Y., Dzieciuch, M., Forbes, A., Gaillard, F., Gavrilov, A., Gould, J., Howe, B., Lawrence, M., Lynch, J., Menemenlis, D., Mercer, J., Mikhalevsky, P., Munk, W., Nakano, I., Schott, F., Send\*, U., Spindel, R., Terre, T., Worcester, P., and Wunsch, C., 2001: Observing the Ocean in the 2000s: A Strategy for the Role of Acoustic Tomography in Ocean Climate Observation. In: Koblinsky, C.J., and Smith, N.R. (Eds.), *Observing the Oceans in the 21st Century*. Godae Project Office, Bureau of Meteorology, Melbourne, Australia, 391-418. ISBN 0642 70618 2.

Imawaki, S., Zenk\*, W., Wijffels, S., Römmich, D., and Kawabe, M., 2001: Ocean boundary currents. In: Koblinsky, C.J., and Smith, N.R. (Eds.) 2001, *Observing the Oceans in the 21st Century*. Godae Project Office, Bureau of Meteorology, Melbourne, Australia, 285-306. ISBN 0642 70618 2.

Send\*, U., Weller, R., Cunningham, S., Eriksen, C., Dickey, T., Kawabe, M., Lukas, R., McCartney, M., and Østerhus, S., 2001: Oceanographic Timeseries Observatories. In: Koblinsky, C.J., and Smith, N.R. (Eds.), *Observing the Oceans in the 21st Century*. Godae Project Office, Bureau of Meteorology, Melbourne, Australia, 376-390. ISBN 0642 70618 2.

Zenk\*, W.: Ocean Currents: Abyssal currents in the world's ocean. In: Steele, J.H., Thorpe, S.A., and Turekian, K.K. (Eds.), *Encyclopedia of Ocean Sciences*, Academic Press, 2001, Vol. 1, 12-28.

Send\*, U., Kanzow\*, T., Zenk\*, W. and Rhein\*, M., 2002: Monitoring the Atlantic Meridional Overturning Circulation at 16°N. CLIVAR-Exchange, accepted.

Kanzow\*, T., 2000: Integrale Erfassung langperiodischer Transporte: Simulation und Optimierung eines verankerten Systems. Diplomarbeit, CAU, Kiel.

### **Posterdarstellungen:**

Send\*, U., Zenk\*, W., Rhein\*, M., Kanzow\*, T.: MOVE: Monitoring the meridional overturning transport in the tropical West Atlantic.

- Ocean Obs 99 Conference, St. Raphael, Frankreich, Okt. 1999
- IAPSO Assembly, A Ocean Odyssey, Mar del Plata, Argentinien, Okt. 2001
- EGS Assembly, Nizza, Frankreich, April 2000

**Vorträge:**

Kanzow\*, T. et al.: Monitoring the meridional overturning transport in the tropical West Atlantic. EGS General Assembly, Nizza, Frankreich, April 2002

Kanzow\*, T. et al.: German CLIVAR/MOVE moorings along 16°N, PIRATA workshop, Fortaleza, Brasilien, September 2000

Send\*, U.: MOVE array and THZ transport variability. Workshop on circulation and variability of the tropical Atlantic, Kiel, August 2002

Zenk\*, W.: The Kiel MOVE array in the tropical Atlantic. Jahrestagung des Ocean Observation Panel for Climate, Kiel, Juni 2002

## 7. Verzeichnis der Abbildungen:

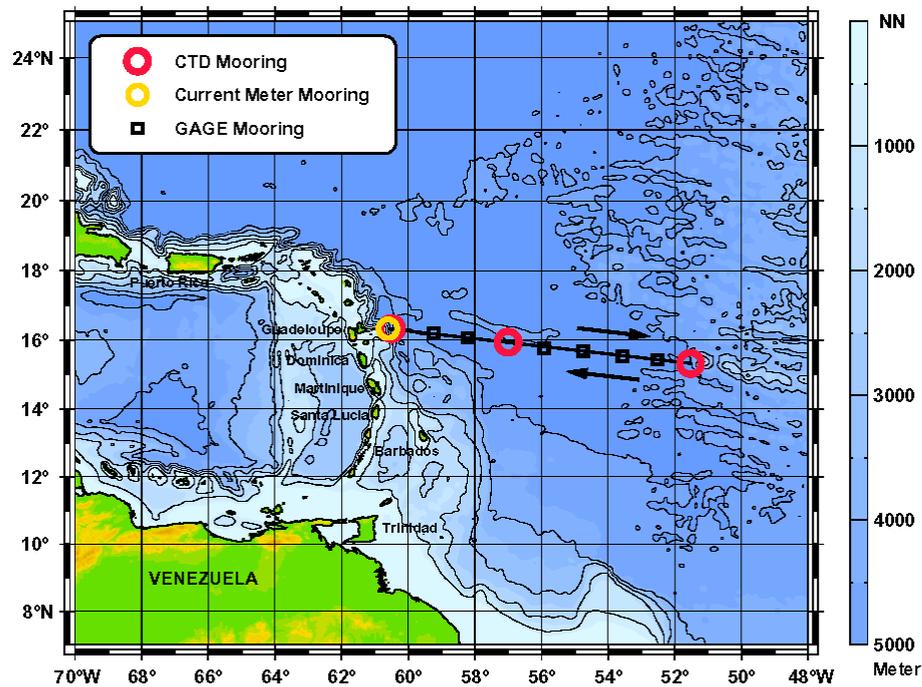


Abb. 3.1: Lagekarte zum Meridional Overturning Variability Experiment (MOVE), das in den beiden ersten Jahren mit dem amerikanischen Guiana Abyssal Gyre Experiment (GAGE) gemeinsam durchgeführt wurde. Das Untersuchungsgebiet liegt auf 16°N im tropischen Nordatlantik zwischen dem Antillenbogen und dem Mittelatlantischen Rücken.

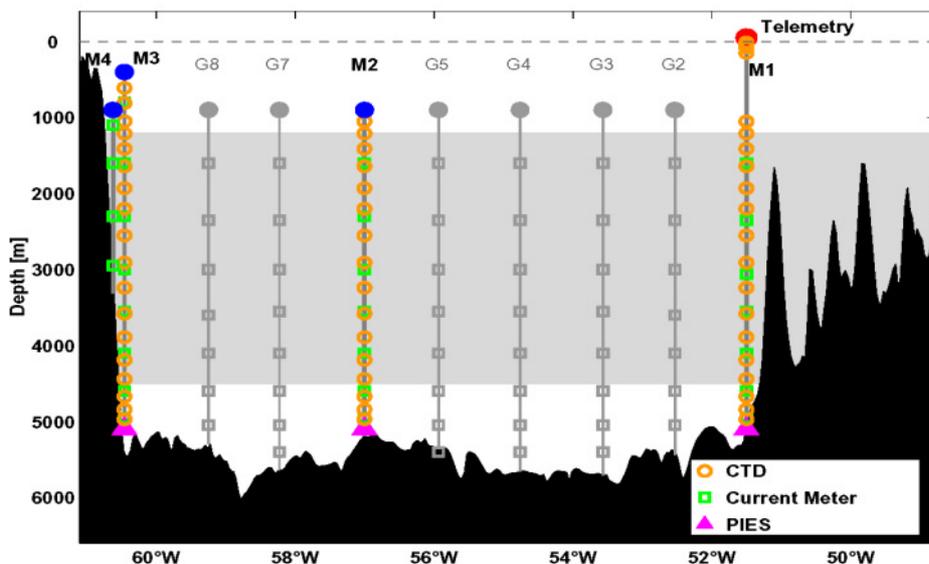


Abb. 3.2: Anordnung der MOVE (M)- und GAGE (G)-Verankerungen und Überblick über die durchgeführten Feldarbeiten westlich von Guadeloupe. Der schattierte Bereich markiert das Niveau des Nordatlantischen Tiefenwassers (NADW).

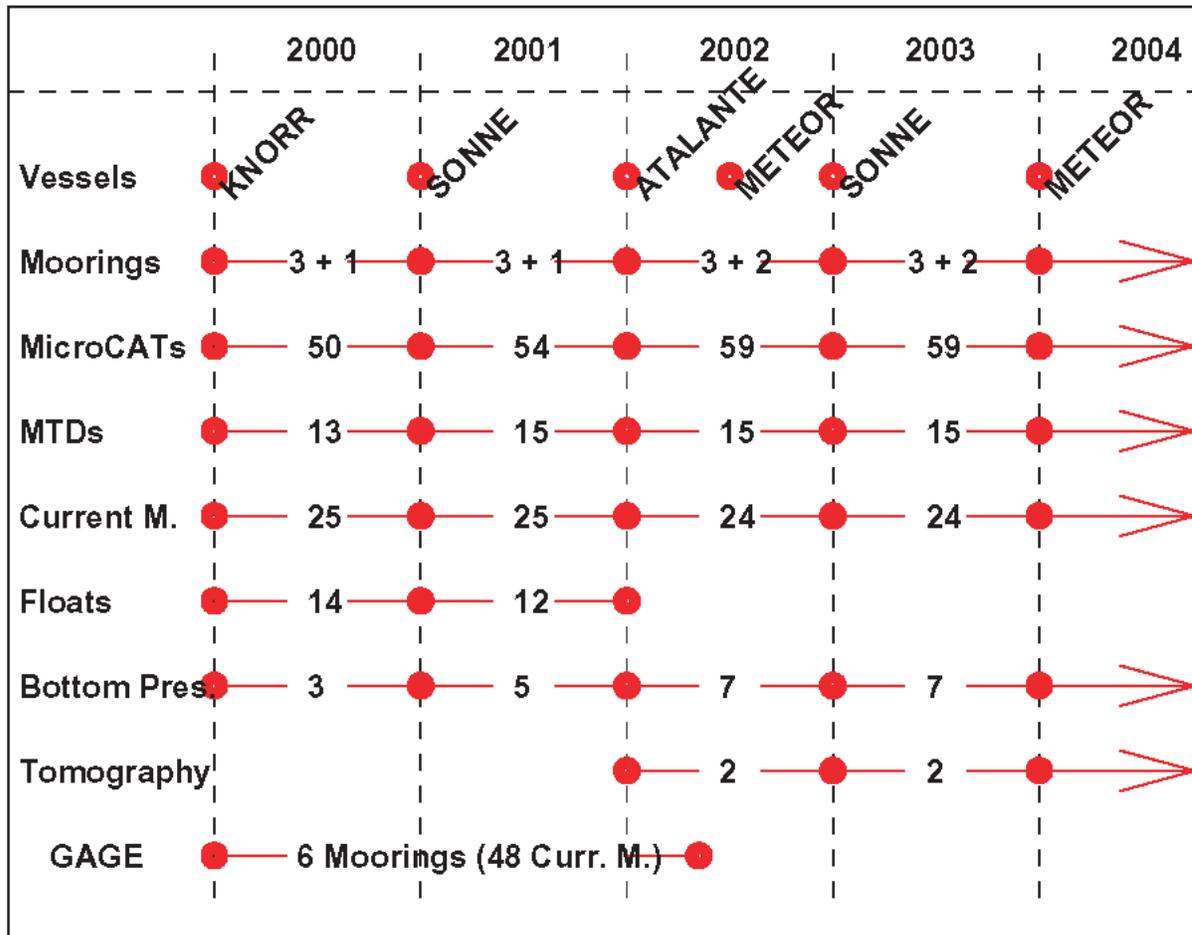


Abb. 3.3: Zeit- und Geräteinsatzplan für die Periode 2000 - 2002. Die Stückzahlen sind als Ziffern an den Balken angegeben. Das amerikanische Guiana Abyssal Gyre Experiment (GAGE) wurde zwischenzeitlich abgeschlossen.

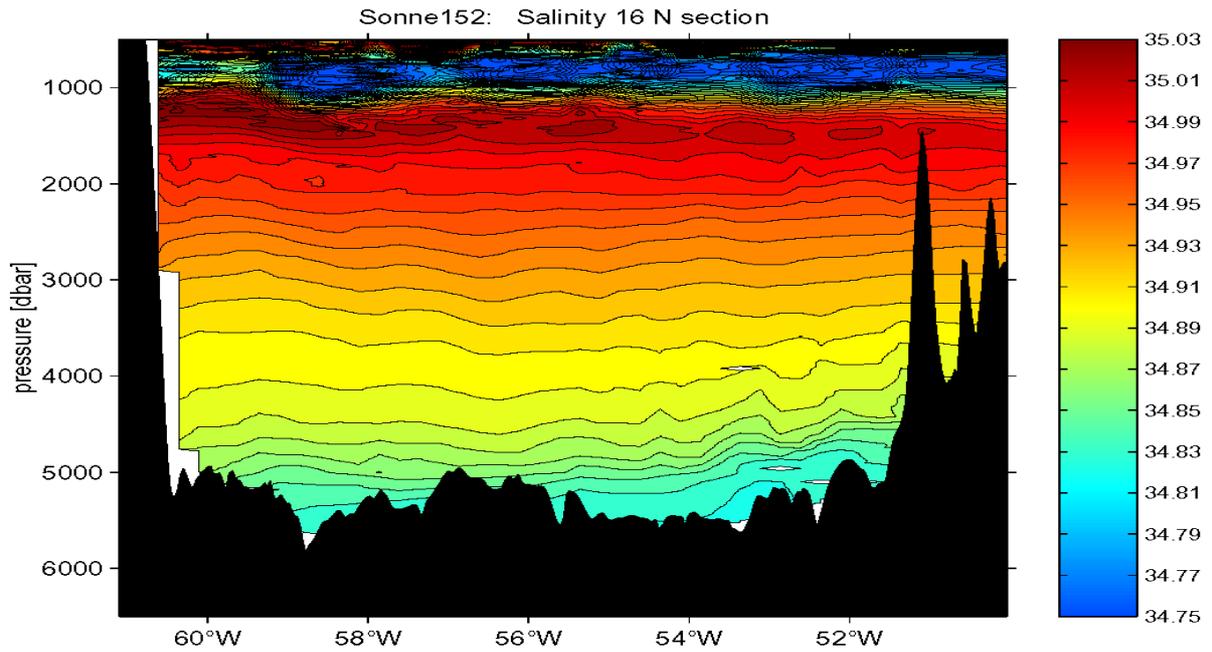


Abb. 5.1.1: Salzgehaltsverteilung auf dem MOVE-Schnitt aus dem Dezember 2000 aufgrund von Beobachtungen während der SONNE-Fahrt 152.

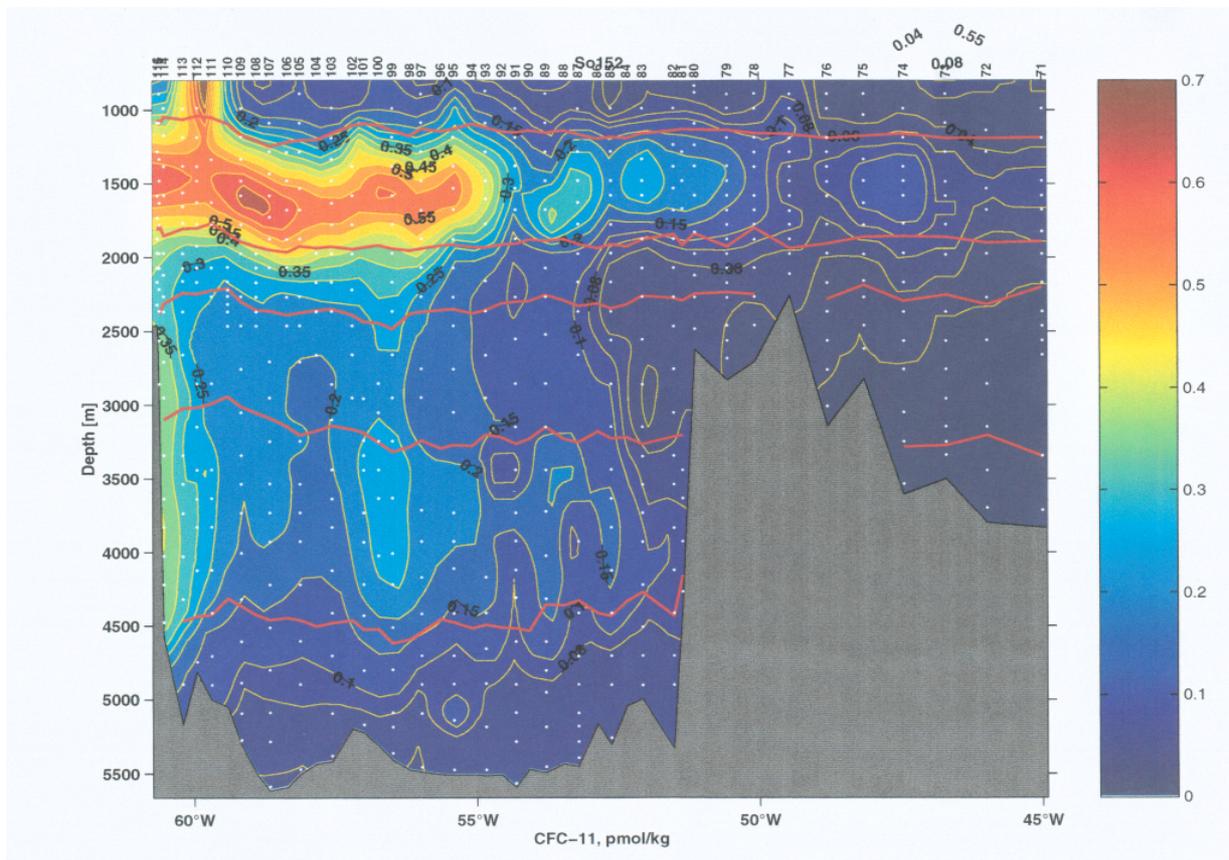


Abb. 5.1.2: Verteilung des Fluorkohlenwasserstoffs F-11 in [pmol/kg] auf dem SONNE-Schnitt vom Dezember 2000. Der dargestellte Schnitt verläuft im Osten nach Erreichen des Mittelatlantischen Rückens nach SE.

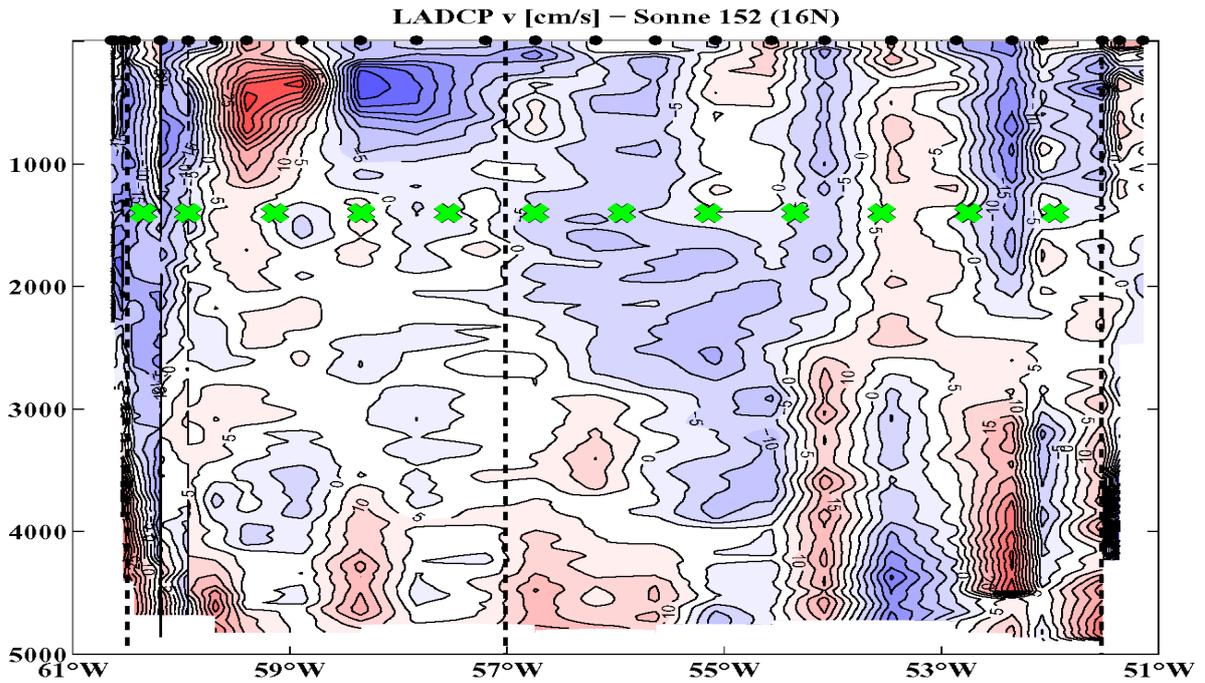


Abb. 5.1.3: Momentane Verteilung der Nord-Süd-Strömungskomponente auf dem SONNE-Schnitt zwischen dem Kontinentalhang östlich von Guadeloupe und dem Mittelatlantischen Rücken, Dezember 2000.

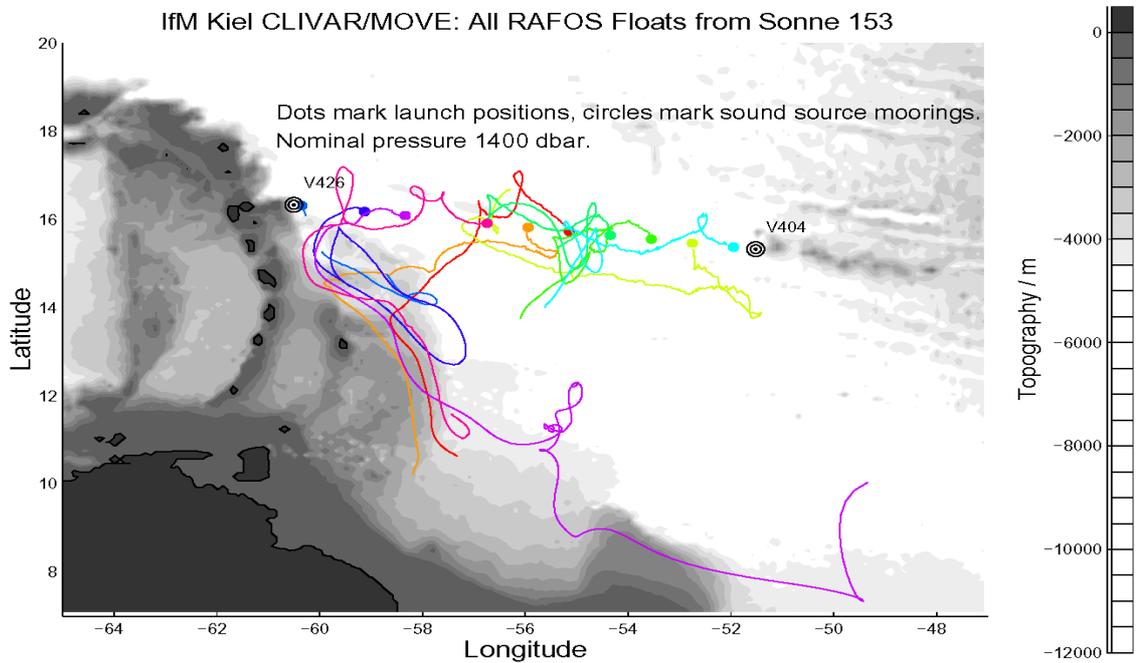


Abb. 5.2.1: RAFOS-Float-Trajektorien vom 2. Jahr (2001) aus dem 1400 dbar-Tiefenbereich. Die Kurvenschar lässt sich in Floats aus dem westlichen Randstrom und solche gliedern, die ein Wirbelfeld im inneren Guyana-Becken aufgezeichnet haben.

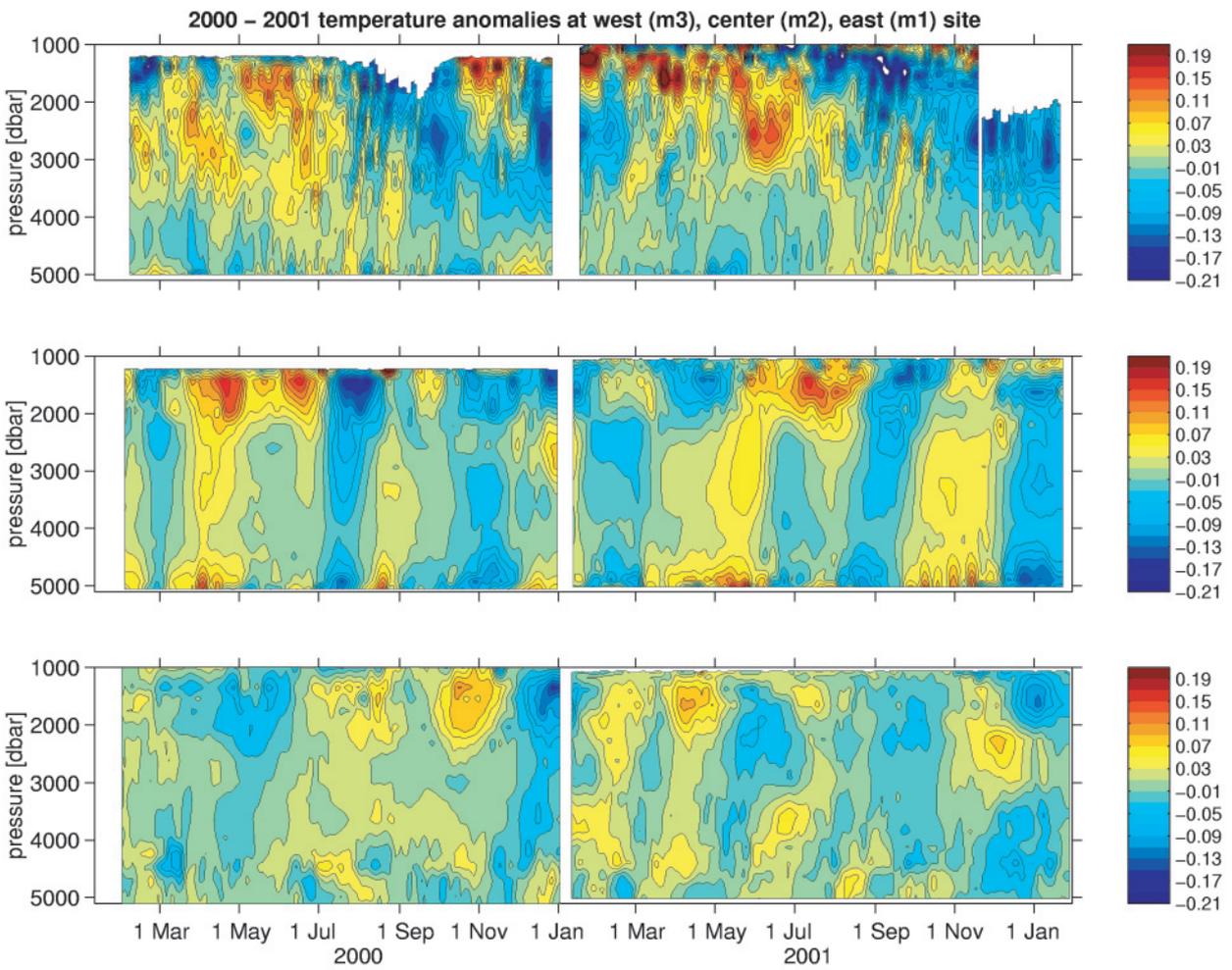


Abb. 5.3.1: Temperaturanomalien in [°C] von der westlichen (M3), zentralen (M2) und östlichen (M1) geostrophischen Verankerung (oberes / mittleres / unteres Bild) von Februar 2000 - Februar 2002. Die Lücken im Januar 2001 stammen vom planmäßigen Verankerungswechsel, die fehlenden Daten im oberen NADW nach November 2001 bei M3 erklären sich durch einen Verankerungsabbriss.

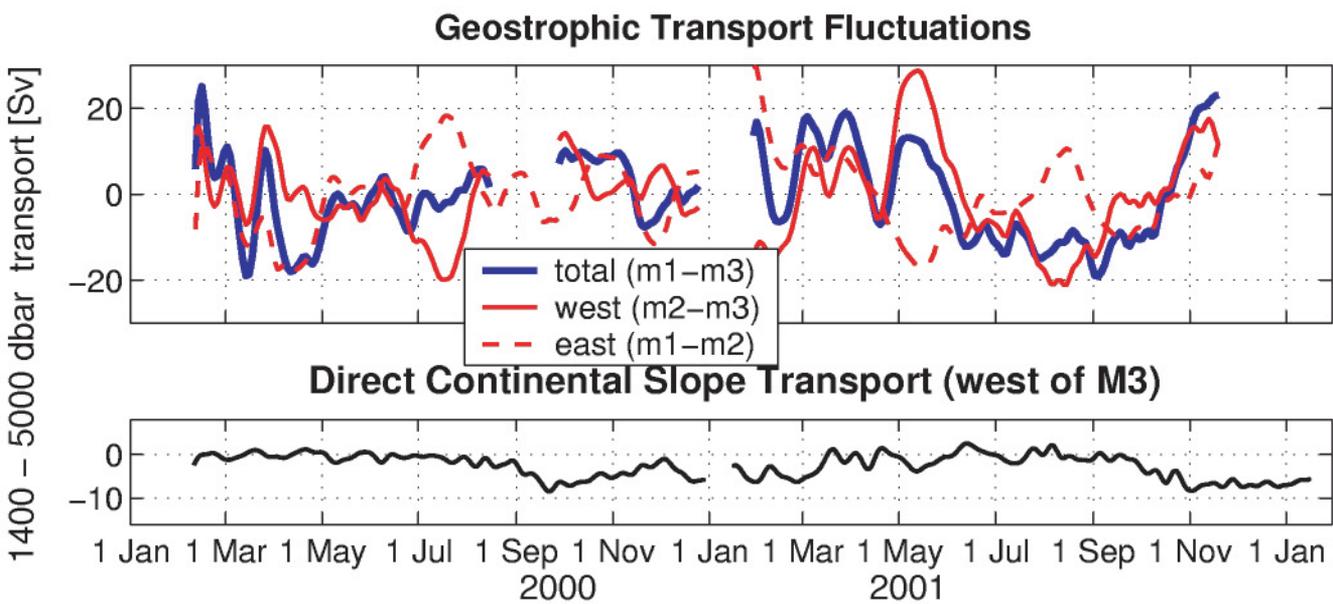


Abb. 5.4.1: Oben: Meridionale geostrophische Transportfluktuationen im 1400-5000 dbar-Bereich. Zur Darstellung wurden die Beiträge der dynamischen Höhe (interner Anteil) und der Bodendrücke (externer Anteil) zusammengefügt. Zu sehen ist der Transport durch den gesamten Schnitt (M1-M3, blau), der westliche Anteil (M2-M3, rot durchgezogen) und der östliche Anteil (M1-M2, rot gestrichelt). Unten: Direkt gemessener meridionaler Transport über dem Kontinentalabhang (westlich von M3) im 1400-5000 dbar-Bereich.

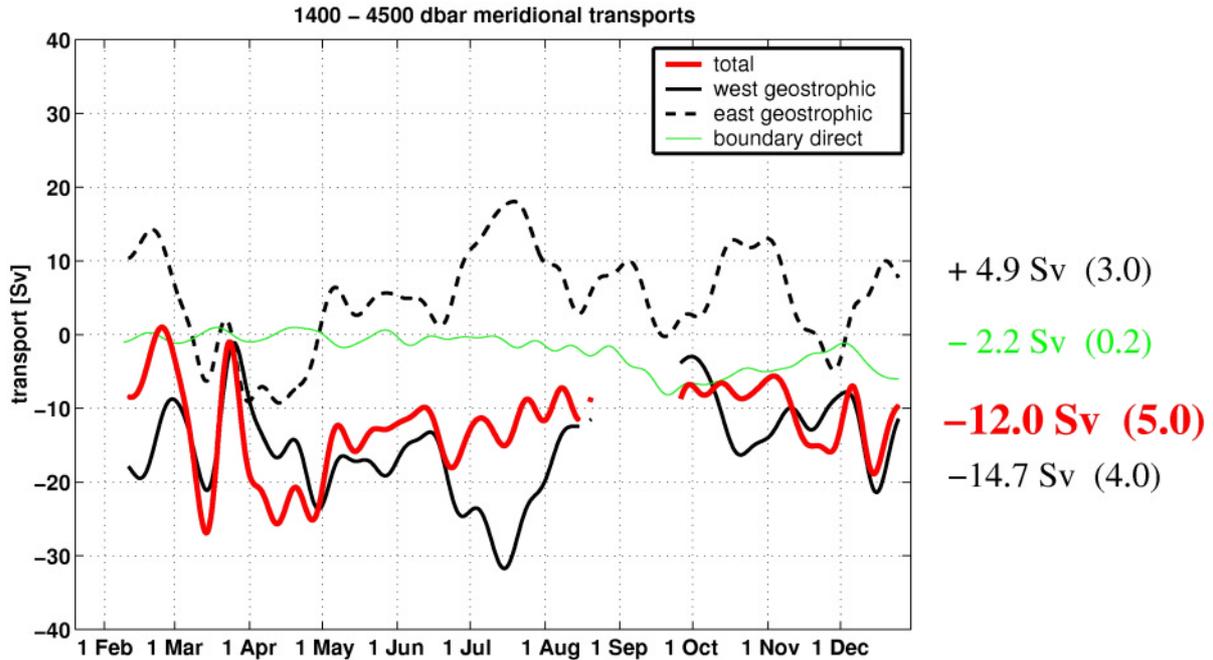


Abb. 5.4.2: Vorläufige absolute meridionale Transporte von der ersten Verankerungsperiode im Jahre 2000 aus dem NADW-Tiefenbereich. Zur Ermittlung der Bezugsfläche für die geostrophischen Fluktuationen wurden zeitliche Mittel der direkten Strömungsmessungen an den Verankerungen M1, M2 und M3 verwendet. Die Zahlen am Bildrand geben die mittleren Transporte einschließlich der Unsicherheiten an.

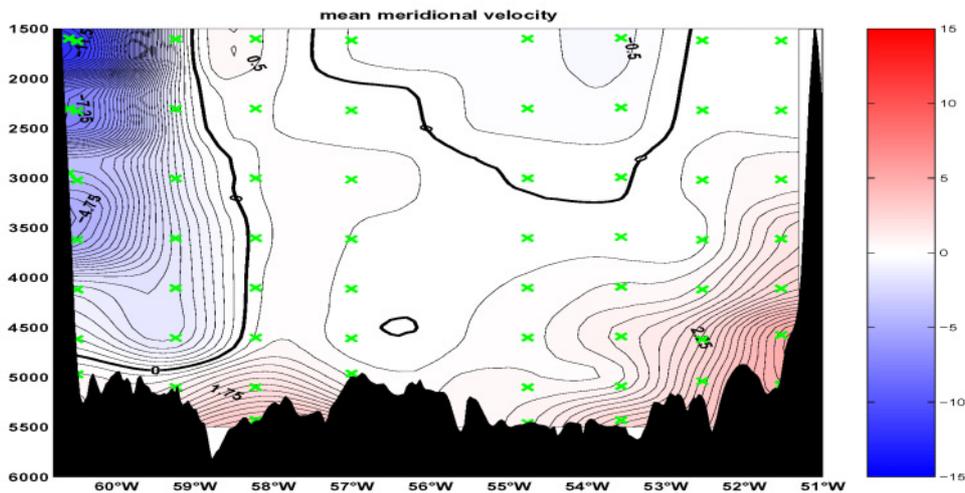


Abb. 5.4.3: Direkt gemessene meridionale Strömungsgeschwindigkeiten in [cm/s] der MOVE/GAGE-Verankerungen. Dargestellt ist das zeitliche Mittel über den jeweiligen Verankerungszeitraum (MOVE: Feb. 2000-Feb. 2002, GAGE: Feb. 2000 - Mai 2002). Von M1 (östlichste Verankerung) ging nur die erste Messperiode ein (Feb. 2000 – Jan. 2001), da es starke Anzeichen dafür gibt, dass an dem Ort der zweiten Auslegung die bodennahen Strömungen im Schattenbereich eines topographischen Hindernisses lagen. Die GAGE-Daten sind noch als vorläufig zu betrachten. GAGE-Verankerung (G5) konnte (siehe Abb. 3.2) noch nicht geborgen werden.

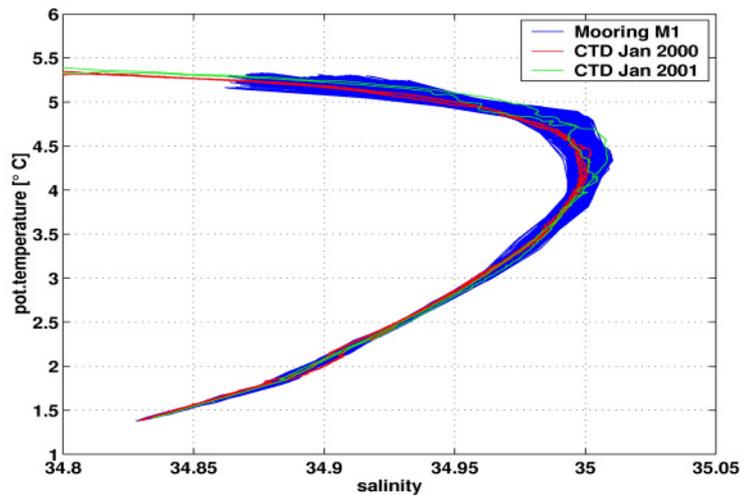


Abb. 5.5.1: Endgültig kalibrierte  $\theta/S$ -Daten (potentielle Temperatur vs. Salzgehalt) von Verankerung M1 während der ersten Messperiode (blau) und CTD-Profile in unmittelbarer Nähe von M1 vor und nach dem Messzeitraum (rot bzw. grün).

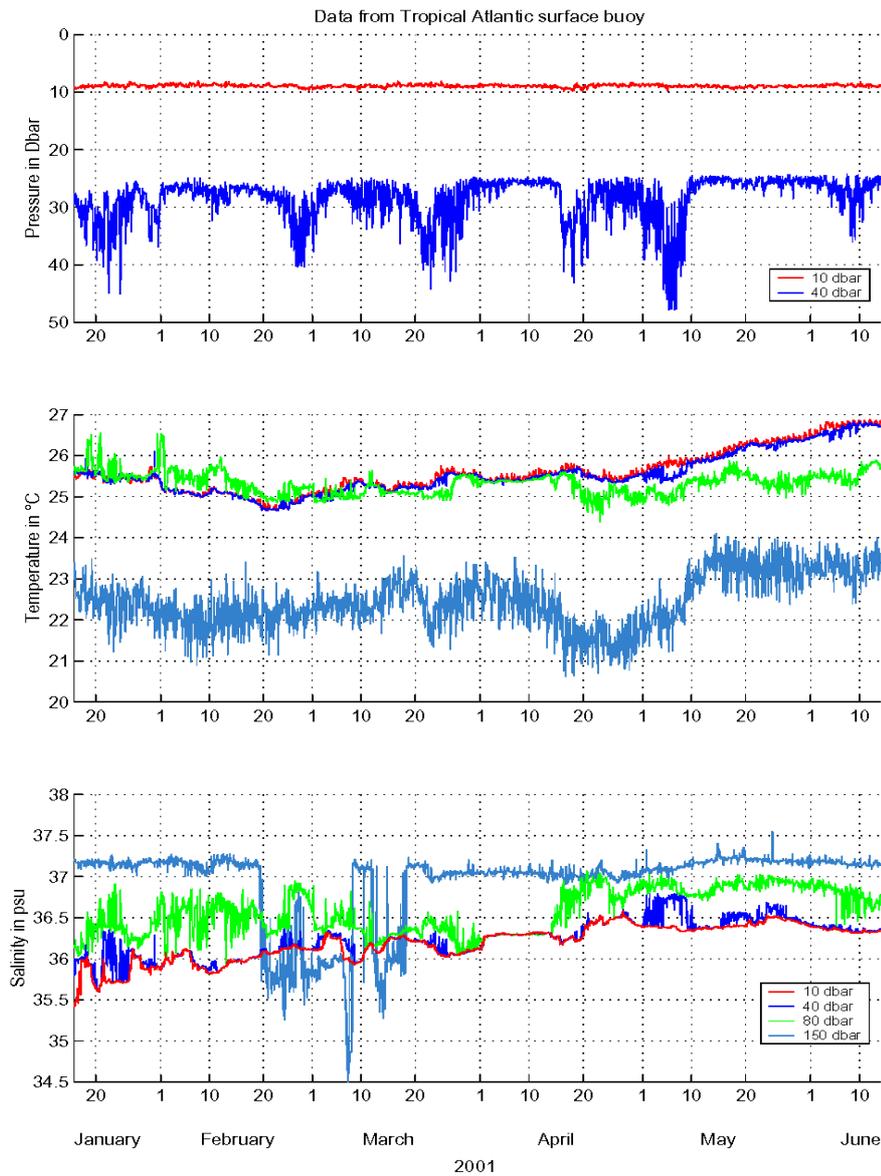


Abb. 5.6.1: Per Telemetrieboje übertragene Zeitserien von Druck, Temperatur und Salzgehalt von verankerten MicroCats bei M1 im Zeitraum Januar - Juni 2001. Danach riss die Boje mutmaßlich in Folge von Fischereiaktivitäten ab, was Schnittspuren im Draht der später geborgenen Verankerung nahelegen. Dessen ungeachtet, meldete sich die driftende Boje noch ca. ein weiteres Jahr lang mit Positionsangaben, jedoch ohne Messwerte.

## Final Report for the Project CLIVAR

### Study of the Atlantic thermohaline circulation in a highly efficient global ocean-atmosphere model

Principal Investigators: Stefan Rahmstorf und Andrey Ganopolsky

Postdoctoral Researcher: Miguel A. Morales Maqueda

Potsdam Institute for Climate Impact Research, PO Box 601203, 14412 Potsdam

## **1 Introduction**

As explained in the project proposal and in our June 2000 and May 2001 reports, this project has been devoted to the investigation of the role played by the global and Atlantic oceanic overturning circulation in shaping the global climate and its variability on multi-year to millennial time scales. The main tasks undertaken or started during the project's run time have been the following.

### **1. Development of the CLIMBER3.alpha climate model.**

The numerical tool employed in this study is the new coupled atmosphere-ocean-sea ice model CLIMBER3, version alpha, that encompasses the quasi-geostrophic atmosphere circulation model POTSDAM2 (Petoukhov et al., 2000; Ganopolski et al., 2001), the ocean general circulation model MOM3 (Pacanowski and Griffies, 1998) and the dynamic-thermodynamic sea ice model ISIS (e.g. Morales Maqueda and Rahmstorf, 2002).

The atmospheric component of the model has been in service for a number of years and has not been the object of major modifications in this project. In contrast, the ocean (MOM3) and sea-ice (ISIS) modules have undergone significant changes in the course of the last two years (see June 2000 and May 2001 reports as well as below). A physically-based interface that permits the conservative exchange of fluxes between the model components has also been implemented.

### **2. Study of the large-scale modes of circulation of the model ocean and their stability.**

Our aim here has been to help elucidating the stability of the oceanic overturning and the mechanisms whereby it is sustained. To achieve this end, the use of a coupled atmosphere-ocean model is indispensable, as atmospheric temperature, freshwater and, possibly, wind feedbacks strongly control the transformation of oceanic water masses (e.g., Rahmstorf and Willebrand, 1995; Latif et al. 2000; Toggweiler and Samuels, 1995).

### 3. Investigation of the "natural" variability of the coupled model.

The model CLIMBER2, forerunner of CLIMBER3.alpha, has been used to simulate the long-term variability of the climate system on orbital time scales (Ganopolski et al., 2000). It has also been used to investigate possible mechanisms for abrupt climatic changes, such as Dansgaard-Oeschger events (Ganopolski and Rahmstorf, 2001). However, the ocean model employed in CLIMBER2 is a meridionally averaged one and hence does not include important features of the ocean dynamics, such as the gyre circulation. We have therefore deemed important to repeat the long-term variability experiments mentioned above with the more complete CLIMBER3.alpha model.

## 2 Project results

Of the three tasks enumerated above, the first one has successfully been carried out to completion, the second one is still in progress, and the third one has recently been started. As is substantiated below, much has nevertheless been accomplishment in the project.

In our previous May 2001 report we have described some of problems that we have faced and solved during the validation of both the uncoupled MOM3-ISIS and the coupled CLIMBER3.alpha models. For the most part, these problems had to do with the ocean model numerics, and they arose from the new formulations of the non-linear free surface, the upper ocean mixed layer, the bottom boundary layer, and the isopycnal Gent-McWilliams kew fluxes. While the solution of these difficulties led to a significant improvement in the quality of our simulations, we found that many important features of the oceanic circulation and water mass distribution were still poorly represented in our model. Specifically, deep water formation in the North Atlantic was as weak and shallow as in our earlier simulations, while excessive deep and bottom waters were being created in the Southern Ocean. In addition, during the coupling of the ocean model to a model of the ocean's biogeochemistry (M. Hofmann, PIK, personal communication), it was found that the simulated Equatorial current system was too slow to produce a realistic simulation of nutrients in the area. These deficiencies are neither new nor particular to MOM, as they plague all coarse resolution ocean models to date (see, for example, Griffies et al, 2000). However, their existence raises doubts as to the adequacy of these models for studying the overturning circulation, and we felt therefore that an investigation of the origin of these problems and further MOM3 development was required. A summary of our results follows.

### 2.1 Further development of MOM3

#### 1. Bottom topography.

Bottom topography is one of the main drivers of the ocean circulation. It tightly controls the strength and geometry of the ocean gyres and of the Antarctic Circumpolar Current. It determines as well salient aspects of the overturning circulation since many deep and intermediate water masses are sourced in near-bottom flows occurring at oceanic sills, fractures, and ridges. These circulation features are very poorly represented in coarse resolution models because of the very deficient representation of the bottom topography.

In MOM, the bottom topography is defined by interpolation of bathymetric data onto the active tracer (temperature and salinity) grid. In this way, ocean volume, and heat and salt contents are optimally represented. In order to derived the bottom topography that is "seen" by the ocean

currents, a further interpolation from the tracer grid into the momentum grid is required that, in practice, decreases the ability of the model to resolve the circulation over key areas, such as the Greenland-Iceland-Scotland ridges or Drake Passage. To circumvent this problem, we have implemented a new way of calculating the model's bottom topography. Following a procedure which is exactly the opposite of that used in MOM, we first interpolate the observed bathymetry onto the momentum grid and from this interpolated field we derive the bottom topography of the tracer grid. In this way, the model has a larger number of active velocity points over poorly resolved topographic features and the bottom circulation is hence better represented. While the order in which the interpolations are carried out would be of only minor importance in a high resolution model, its impact on a coarse resolution one is striking. Figure 1 illustrates this point by comparing the Atlantic overturning circulation in two model runs with the bottom topography calculated with the original MOM procedure and the one we have succinctly described above. Note that most bathymetric features are smoother when the second method is employed, and that the Greenland-Iceland-Scotland ridges, Drake Passage and virtually all continental shelves are significantly deepened, which allows for a more vigorous oceanic circulation and, in particular, a stronger and deeper overturning cell in the Atlantic Ocean. While, overall, the use of the new bottom topography leads to an improvement in the representation of the currents, the virtual disappearance of the continental shelves turns out to be detrimental for the formation of Antarctic Bottom Water, as this water mass requires for its formation the contribution from brines that accumulate over the shelves during the wintertime growth of sea ice and reach the deep ocean as downsloping bottom boundary layer flows.

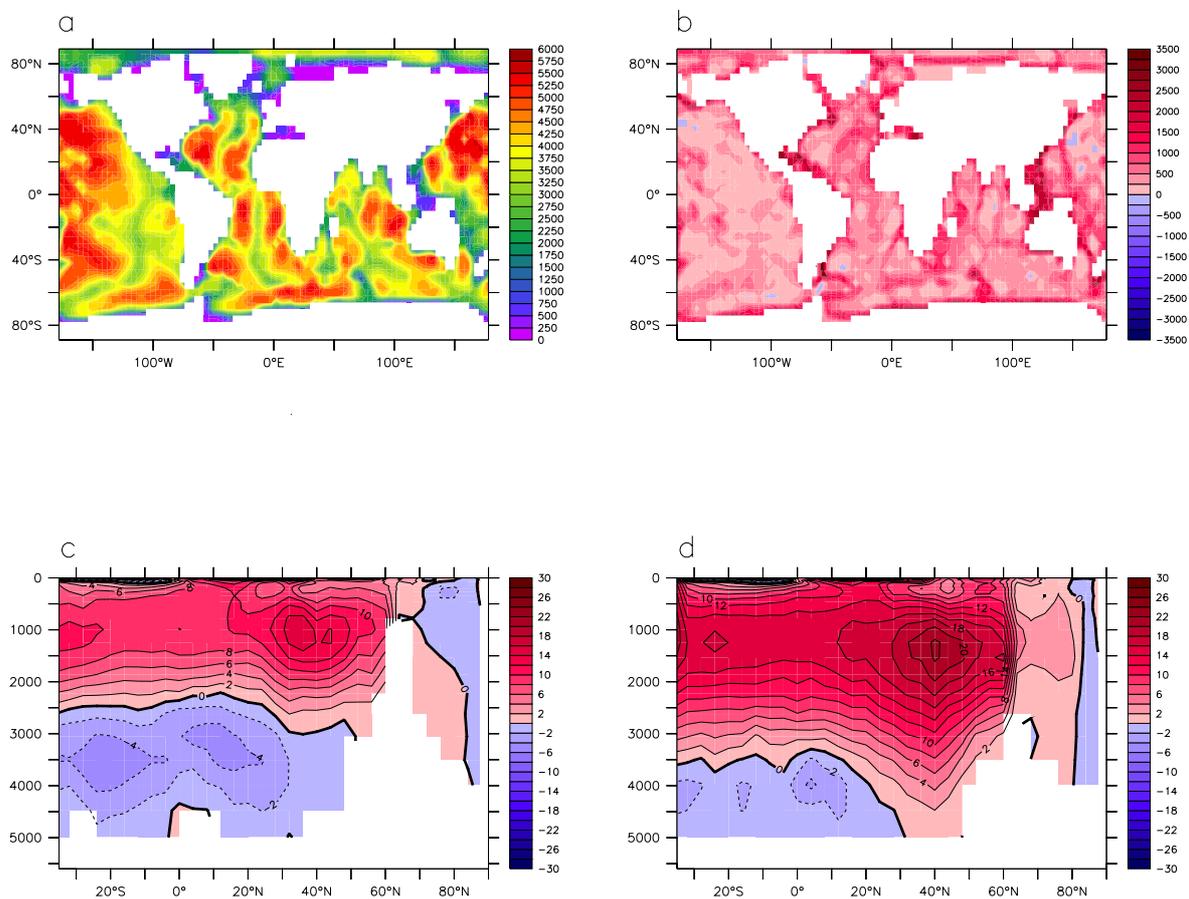


Figure 1: Panel a:  $4^\circ \times 4^\circ$  resolution bottom topography (ocean's floor depth in m) as determined with the original MOM algorithm. Panel b: difference between the  $4^\circ \times 4^\circ$  resolution bottom topography determined with the new algorithm based on interpolation of bathymetry onto the momentum grid and the bottom topography depicted in panel a (in m). Panel c: annual mean meridional overturning stream function in the Atlantic (in Sv) for a 3000-year integration in which the bottom topography is that depicted in panel a. Panel d: as in panel c, but the bottom topography is that calculated with the new method.

## 2. Isopycnal and Gent-McWilliams parameterisation of eddy processes.

The importance of employing suitable parameterisations of both isopycnal diffusion processes and baroclinic eddy transport in coarse resolution ocean models does not need to be stressed here. In previous versions of MOM, the use of the now classic parameterisations of Redi and Gent and McWilliams has been shown by some authors to improve the representation of the thermocline and deep ocean temperatures, and to lead both to an intensification of the meridional heat transport and a weakening of spurious convective activity (e.g. Danabasoglu et al., 1994). Other authors, however, have reported adverse effects of the Redi and Gent-McWilliams parameterisations on the Atlantic overturning circulation in MOM, which becomes shallow and weak (England and Rahmstorf, 1999). As announced in our report of May 2001, we have carried out an investigation of the ocean model sensitivity to several formulations of the isopycnal fluxes.

In collaboration with A. Griesel (PIK), we have incorporated in the model the non-homogeneous Gent-McWilliams formulation of Visbeck et al. (1997) and Bryan et al. (1999). The motivation for using spatially varying Gent-McWilliams diffusivities is that it has been suggested that they should lead to enhanced eddy transport in the Southern Ocean, thus reducing anomalously large deep water formation in the area, while still allowing for strong convection, and hence overturning, in the North Atlantic. Unfortunately, our results do not confirm these conjectures. Compared to a control experiment with constant Gent-McWilliams thickness diffusivities, neither of the two parameterisations cited above introduces significant changes, favourable or otherwise, in the model's steady state. We presume that this "non-result" is partly linked to the low resolution of the model ( $4^\circ \times 4^\circ$  in the horizontal and 25 m in the the upper 100 m of the oceanic domain), that prevents an appropriate representation of isopycnal slopes close to the ocean surface. We plan to repeat these experiments in a model version with higher horizontal and vertical resolutions.

Another problem we have devoted some attention to is that of the tapering of the Redi and Gent-McWilliams coefficients. In isopycnal mixing parameterisations for z-coordinate models, the slope of the isopycnals controls the amount of vertical mixing that takes place at a given point. Within the surface mixed layer isopycnal slopes are obviously very steep, and hence isopycnal and mixed layer mixing interfere. For example, Redi diffusion close to the surface is likely to yield vertical fluxes much larger than those derived from physically based mixed layer schemes such as KPP (see May 2001 report). (Note in addition that tapering needs to be applied as well for numerical stability reasons.) Traditionally, this problem is dealt with by tapering to 0 both the Redi and Gent-McWilliams diffusivities as the isopycnal slopes grow. However, setting the Gent-McWilliams diffusivity to 0 in the surface mixed layer does not seem appropriate, as deep mixed layers are very often sites of strong frontal activity and baroclinic eddy formation, whose parameterisation is the very *raison d'être* of the Gent-McWilliams theory. In frontal and convective regions, baroclinic eddies are created and through them available potential energy is released. To take into account this effect, a version of the model was prepared in which the Gent-McWilliams diffusivities were ascribed a maximum value in mixed layers (typically 1 to 2 orders of magnitude smaller than in the ocean interior) rather than being tapered to 0. As is revealed in Figure 2, this approach reduces the maximum depth of the simulated high latitude mixed layers, which is realistic, but also the strength of the Atlantic overturning, which probably is not. Further study is required in order to determine whether this treatment of isopycnal tapering is truly able to capture the large-scale physics of near-surface baroclinic eddies.

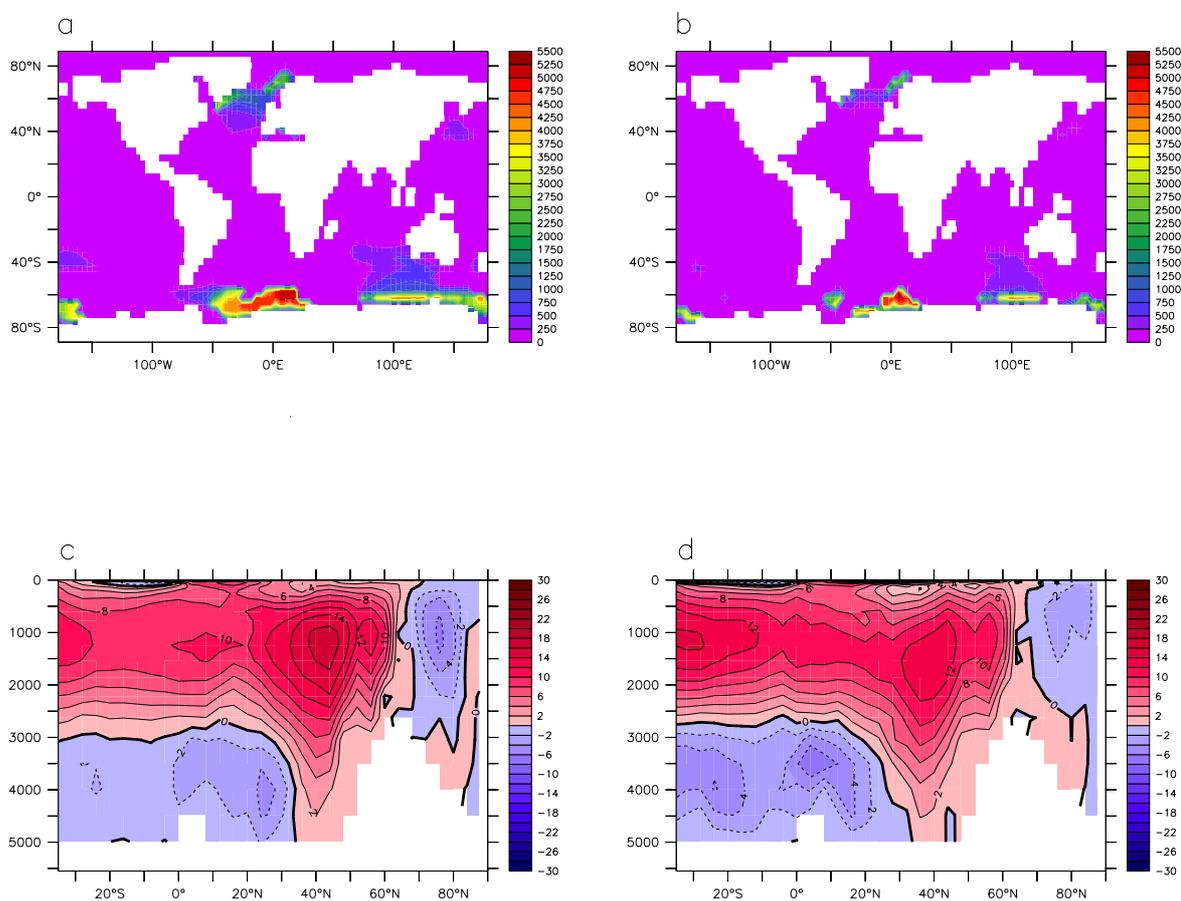


Figure 2: Panel a: Maximum depth of the mixed layer in a 1000-year simulation where Redi and Gent-McWilliams diffusivities are tapered to 0 when the isopycnal slope is larger than 0.01 (model resolution is  $4^\circ \times 4^\circ$ ). The value of both Redi and Gent-McWilliams thickness diffusivities in the ocean interior is  $10^7 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ . Panel b: as in panel a, but the Gent-McWilliams is ascribed a constant value of  $10^5 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$  when the isopycnal slope is larger than 0.01. Panel c: annual mean meridional overturning stream function in the Atlantic (in Sv) for the simulation corresponding to panel a. Panel d: annual mean meridional overturning stream function in the Atlantic (in Sv) for the simulation corresponding to panel b.

### 3. Horizontal momentum flux.

For numerical reasons, large scale ocean models need to employ unrealistically large horizontal viscosities on western boundary currents. The use of spatially constant viscosities lead then to strong dissipation everywhere in the ocean, which creates serious problems as regards the representation of key oceanographic features, such as the subtropical and subpolar gyres, the Equatorial currents, and the Antarctic Circumpolar Current (e.g., Large et al., 2001; Toggweiler and Samuels, 1995). Due to excessive friction and the attending distortion of the horizontal momentum balance, these current systems have a tendency to be too slow and too broad in large scale simulations. To alleviate this problem, we have introduced in MOM a non-uniform 3-dimensional viscosity field, with high viscosities along western boundary currents ( $\sim 10^9$ - $10^{10}$  cm<sup>2</sup> s<sup>-1</sup>) and smaller viscosities elsewhere ( $\sim 10^7$ - $10^8$  cm<sup>2</sup> s<sup>-1</sup>). The use of this procedure, which, unbeknown to us at the time, has also been proposed by Large et al. (2001), results in a significant intensification of both the Equatorial surface current and the Equatorial Undercurrent (Figure 3). Unfortunately, low viscosities lead to the appearance of considerable amounts of noise in some high latitude regions such as the Southern Ocean. This noise is controlled in our model by operating a splitting of the horizontal momentum transfer as follows. Friction is divided into a "baroclinic component" which is calculated with the non-uniform viscosities, and a "barotropic component" which is constant with depth and is calculated with a uniform viscosity equal to the maximum viscosity along western boundary currents. Although somewhat artificial, this method allows to remove the noise at high latitudes while preserving the integrity of the Equatorial current system.

Together with the modifications described in our preceding reports, the parameterisations presented above are now part of a standard version of the ocean model, whose development is essentially completed. We need to add here that the experiments at the higher resolution of  $2^\circ \times 2^\circ$  we advanced in our previous report have not yet been carried out. The main reason for this omission is that we judged it an inefficient use of computing time to perform the very expensive "high resolution" simulations with any of our previous physically problematic model versions. Relatedly, we note here that, in collaboration with S. Grafutko (PIK), we are in the process of adapting the ocean model code so that it is able to run in parallel on our IBM-SP parallel supercomputer. Once this is completed, the integration of higher resolution simulations with the model will be commenced.

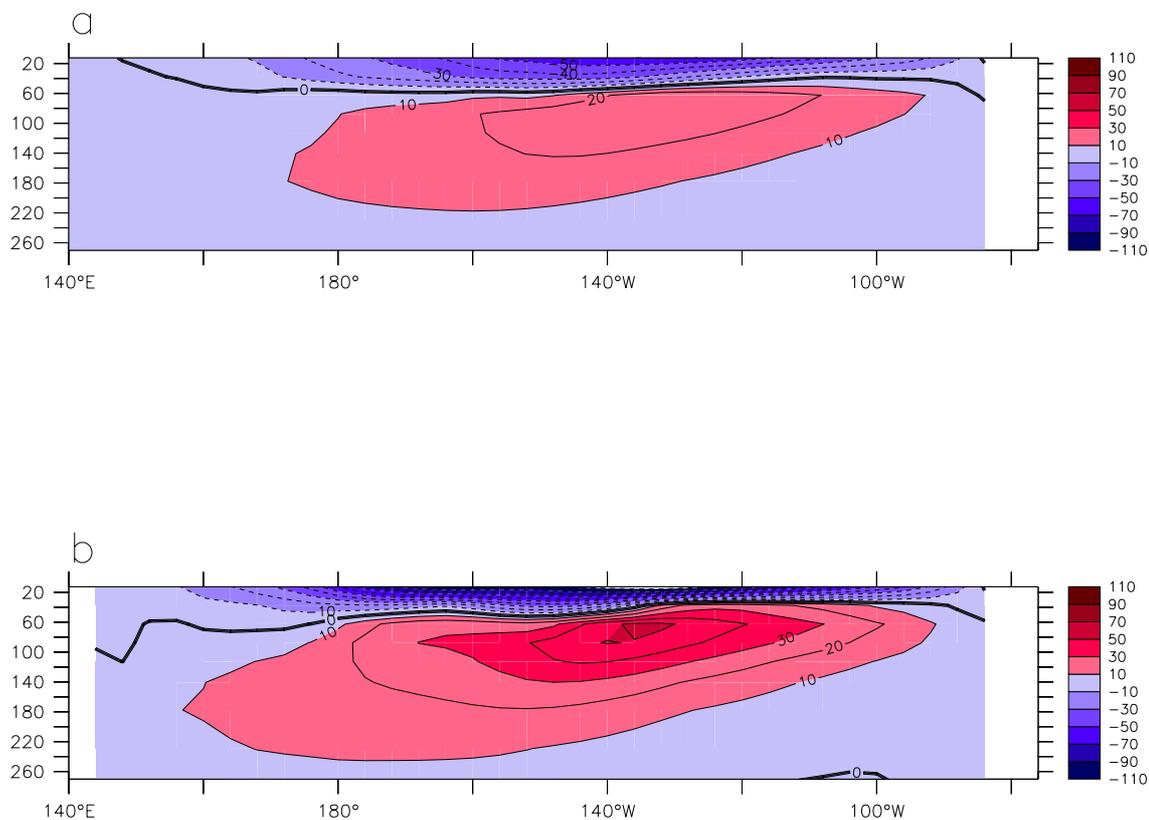


Figure 3: Panel a: simulated annual mean Equatorial currents between the surface and 300 m depth in the Pacific Ocean. Model resolution is  $4^\circ \times 4^\circ$  and viscosities have a spatially uniform value of  $3.65 \times 10^9 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ . Panel b: as panel a, but viscosities are non uniform, with values that vary smoothly between  $3.65 \times 10^9 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$  in western boundary regions and  $3.65 \times 10^8 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$  in the ocean interior. Observed maximum values of the Equatorial Undercurrent hover around  $80\text{-}90 \text{ cm s}^{-1}$ .

## 2.2 Further development of ISIS

Within the frame of our collaboration with T. Fichefet and H. Goosse (UCL), one of the authors (MAMM) has introduced in the sea-ice model the lead parameterisation of Biggs et al. (2000). Leads are open water areas within the ice cover. They are critical for the heat balance of the ice and of the underlying ocean, as more than 50% of the heat losses to the atmosphere in winter occur through leads. In summer, leads absorb virtually the bulk of the shortwave radiation reaching the ocean surface. The new parameterisation allows to determine a variable thickness of accretion of ice within leads. This accretion thickness tightly controls the lead opening and closing rates and hence exerts a strong control on the large scale behaviour of the ice-ocean system. With this new parameterisation, a hindcast simulation of the Arctic and Antarctic sea ice variability was carried out for the period 1955-2001, using as forcing data the National Centers for Environmental Prediction-National Center for Atmospheric Research (NCEP-NCAR) reanalysis. Compared to simulations in which a constant ice accretion thickness is used, the model tends to better reproduce the seasonal cycle and the interannual variability of Arctic and Antarctic ice area and volume when the new lead parameterisation is used (Fichefet et al., 2002). However, the simulated summer sea ice cover tends to decay too rapidly in both hemispheres, although less so than in the case of a constant ice accretion thickness. An article where the lead parameterisation is described in detail and sensitivity experiments are discussed is in preparation (Morales Maqueda, M. A. and T. Fichefet, Sensitivity of a global ocean-sea ice model to the parameterization of frazil ice collection thickness in leads).

## 2.3 Studies on the mechanisms that sustain the Atlantic overturning circulation

In our document of May 2001 we reported on the progress made in the design of a coupling interface for the atmosphere-ocean-sea ice model (CAOS). This interface is now fully operational (M. Montoya, PIK, personal communication). As part of the testing of both the interface and the coupled model, we have carried out an investigation on the role of Southern Ocean winds in controlling the Atlantic overturning circulation. This work can be summarised as follows (for details, see Montoya et al., On the role of Southern Ocean winds in controlling the Atlantic overturning circulation, in preparation). It has been suggested that the intensity of the inflow and outflow from the Atlantic basin is largely determined by the strength of the Southern Ocean zonal wind-stress component (Toggweiler and Samuels, 1995). The basic idea is that the surface inflow into the Atlantic occurs via northbound Ekman transport generated by the Southern Ocean westerlies, and that a compensating geostrophic outflow from the Atlantic takes place at depths below that of Drake Passage sill, so that a zonal pressure gradient driving the outflow can be sustained. These two meridional circulation branches are connected in the south through Ekman upwelling and in the north through the formation of North Atlantic Deep Water (NADW). This hypothesis has been challenged on the basis that the large sensitivity of NADW outflow to the zonal wind-stress in the Southern Ocean exhibited by some ocean models results from the use of restoring surface boundary conditions that impede North Atlantic temperatures to respond to changes in the circulation (Rahmstorf and England, 1997). In contrast, in models that take into account in a simplified way the negative temperature feedback of the Atlantic meridional overturning circulation, the sensitivity of the NADW outflow to changes in the Southern Ocean winds is greatly reduced. These latter studies employ either fixed freshwater fluxes or restoring to surface salinity, as well as a linearized representation of surface heat fluxes and atmospheric heat transport. We have readdressed this problem by using the coupled CLIMBER3.alpha model. Our

---

results suggest that the Atlantic overturning circulation is indeed not so sensitive to Southern Ocean winds as initially suggested. In particular, the model is able to sustain a significant overturning and outflow even in the absence of zonal winds south of 30°S. However, both air and ocean surface temperatures in the North Atlantic are responsive to changes in Southern Ocean winds. For example, a doubling of the wind stress south of 30°S leads to a surface warming in the Atlantic area north of 50°N of about 0.5°C. These results suggest hence that variations in southern hemisphere winds might exert an important control on northern hemisphere temperatures. The ramifications of this potential teleconnection for present day and past climates (Last Glacial Maximum winds around Antarctica where probably 50 to 100% stronger than today) is one of our immediate subjects of research.

### **3 Final situation of the Project in comparison with the initial objectives**

Although the third task outlined in the Introduction has not unfortunately been completed and the second one is, as explained above, still in progress, we feel that the results achieved during the last three years have been a success.

In the process of developing the atmosphere-ocean-sea ice model and correcting deficiencies in its original implementation, we have gained precious experience as regards both the numerics and physics of this kind of models, an experience that will be most valuable during the next phase of the Project. We note that with the work carried out here, we have contributed, and are contributing, to the advent of the new generation of climate models, notably as regards their ocean and sea ice components. We have established new informal collaborations with international laboratories (e.g. with the Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, as part of the modifications introduced by us in MOM3 are expected to be incorporated in future releases of the model) and pursued those announced in the Project's proposal (e.g. with the Unit'e ASTR of the Universit'e Catholique de Louvain for the sea ice model development).

The work carried out so far has generated valuable scientific results that have already been published or are in the process of being prepared. In collaboration with A. Griesel, M. Hofmann, and M. Montoya (PIK) we are in the process of writing several manuscripts that will report on the new physical and numerical parameterisations we have created for MOM3 (specifically, the asynchronous free surface scheme described in our May 2001 report, and the three topics spoken of above in Section 2.1.). Additional recent publications of MAMM with links to the sea-ice research carried out for this project are Tear et al. (2002) and Morales Maqueda et al. (2002).

## References

- Biggs, N. R. T, M. A. Morales Maqueda, and A. J. Willmott, 2000. Polynya flux model solutions incorporating a parameterisation for the collection thickness of consolidated new ice. *J. Fluid Mechanics*, 408, 179-204.
- Bryan, K, J. K. Dukowicz, and R. D. Smith, 1999. On the mixing coefficient in the parameterization of bolus velocity. *J. Phys. Oceanogr.*, 29, 2442-2456.
- Danabasoglu, G., J. C. McWilliams, and P. R. Gent, 1994. The role of mesoscale tracer transports in the global ocean circulation. *Science*, 264, 1123-1126.
- England, M.H. and S. Rahmstorf, 1999. Sensitivity of ventilation rates and radiocarbon uptake to subgrid-scale mixing in ocean models. *J. Phys. Oceanogr.*, 29, 2802-2827.
- Fichefet, T., H. Goosse, and M. A. Morales Maqueda, 2002. A hindcast simulation of the Arctic and Antarctic sea ice variability, 1955-2001. Submitted to *Polar Research*. Ganopolski, A., and S. Rahmstorf, 2001. Simulation of rapid glacial climate changes in a coupled climate model. *Nature*, 409, 153-158.
- Ganopolski, A., and S. Rahmstorf, 2001. Simulation of rapid glacial climate changes in a coupled climate model. *Nature*, 409, 153-158.
- Ganopolski, A., S. Rahmstorf, V. Petoukhov, and M. Claussen, 2000. Simulation of modern and glacial climates with a coupled global model of intermediate complexity. *Nature*, 391, 350-356.
- Ganopolski, A., V. Petoukhov, S. Rahmstorf, V. Brockin, M. Claussen, and C. Kubatzki, 2001. CLIMBER-2: A climate system model of intermediate complexity. Part II: Model sensitivity. *Clim. Dyn.*, 17, 735-751.
- Griesel, A., and M. A. Morales Maqueda, 2001. A volume and tracer conserving method for Asynchronous integrations of dynamics and tracers in an ocean model using a nonlinear free surface. In preparation. To be submitted to *Ocean Modelling*.
- Griffies et al., 2000. Developments in ocean climate modelling. *Ocean Modelling*, 2, 123-192.
- Large, W. C., G. Danabasoglu, J. C. McWilliams, P. R. Gent, and F. O. Bryan, 2001. Equatorial circulation of a global ocean climate model with anisotropic horizontal viscosity. *J. Phys. Oceanogr.*, 31, 518-536.

---

Latif, M., Roeckner, E., Mikolajewicz, U., and Voss, R., 2000. Tropical stabilization of the thermohaline circulation in a greenhouse warming simulation. *J. Clim.*, 13, 1809-1813.

Morales Maqueda, M. A., and S. Rahmstorf, 2002. Did Antarctic sea-ice expansion cause glacial CO<sub>2</sub> decay? *Geophys. Res. Lett.*, 29, 111-113.

Morales Maqueda, M. A., N. R. T. Biggs and A. J. Willmott, 2002. Polynyas and climate: An overview of observations and modelling. Invited contribution to *Reviews of Geophysics*, submitted.

Petoukhov, V., A. Ganopolski, M. Claussen, A. Eliseev, C. Kubatzki, and S. Rahmstorf, 2000. CLIMBER-2: A climate system model of intermediate complexity. Part I: Model description and performance for present climate. *Clim. Dyn.*, 16, 1-17.

Rahmstorf, S., and M. H. England, 1997. Influence of Southern Hemisphere winds on North Atlantic Deep Water flow. *J. Phys. Oceanogr.*, 27, 2040-2054.

Rahmstorf, S., and A. Ganopolski, 1999. CLIVAR Antrag. Untersuchung der thermohalinen Atlantikzirkulation in einem hocheffizienten globalen Ozean-Atmosphären-Modell.

Rahmstorf, S., J. Willebrand, 1995. The role of temperature feedback in stabilizing the thermohaline circulation. *J. Phys. Oceanogr.*, 25, 787-805.

Rahmstorf, S., A. Ganopolski, and M. A. Morales Maqueda, 2000. June 2000 Report for the Project "Study of the Atlantic thermohaline circulation in a highly efficient global ocean-atmosphere model".

Rahmstorf, S., A. Ganopolski, and M. A. Morales Maqueda, 2001. May 2001 Report for the Project "Study of the Atlantic thermohaline circulation in a highly efficient global ocean-atmosphere model".

Tear, S., A. J. Willmott, M. A. Morales Maqueda, and N. R. T. Biggs, 2002. One-dimensional models for closure of a coastal latent heat polynya. *J. Phys. Oceanogr.*, in press.

Toggweiler, J. R., and B. Samuels, 1995. Effect of Drake Passage on the global thermohaline circulation. *Deep-Sea Res. I*, 42, 477-500.

Visbeck, M., J. Marshall, T. Haine, and M. Spall, 1997. Specification of eddy transfer coefficients in coarse-resolution ocean circulation models. *J. Phys. Oceanogr.*, 27, 381-402.

## **Stabilität der thermohalinen Zirkulation im Nordatlantik im Falle globaler Erwärmung durch vermehrte Emission anthropogener Treibhausgase**

### **Zuwendungsempfänger**

Dr. Uwe Mikolajewicz, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Bundesstraße 55, 20146 Hamburg

Tel.: 040/41173243; Fax: 040/41173298

email: mikolajewicz@dkrz.de

### **Projektmitarbeiter**

Dr. Johann Jungclaus, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Bundesstrasse 55, 20146 Hamburg

Tel.: 040/41173109; Fax: 040/41173298

email: jungclaus@dkrz.de

### **1. Aufgabenstellung**

Die Aufgabenstellung des Projektes bestand in der Untersuchung der Variabilität und Stabilität der atlantischen thermohalinen Zirkulation (THZ) in einem durch vermehrte Emission anthropogener Treibhausgase veränderten Klima. Die Untersuchungen wurden mit gekoppelten Atmosphäre-Meereis-Ozeanmodellen durchgeführt. Dabei bestand eine Kernaufgabe darin, das Modell an die Projekterfordernisse anzupassen und die realistische Simulation von Tiefenwasserbildung im Ozeanmodell zu überprüfen. Neben einer Standardkonfiguration mit relativ hoher numerischer Auflösung war eine weniger rechenzeitintensive Version zur Durchführung von Prozeßstudien zu entwickeln. Im Ozeanmodell wurde das Modellgitter derart gestaltet, dass die Tiefenwasserbildungsgebiete im nördlichen Nordatlantik relativ hoch aufgelöst wurde, um eine deutlich bessere Simulation der beteiligten Prozesse und Wechselwirkungen zu ermöglichen. Daneben waren neue Parameterisierungen subskaliger Prozesse zu implementieren. Nach Test- und Sensitivitätsstudien zur Verifizierung des Modells (unter heutigen Klimabedingungen) waren Experimente mit dem gekoppelten Modell durchzuführen und hinsichtlich der Variabilität und der Sensitivität gegenüber einer globalen Erwärmung durch vermehrte Emission anthropogener Treibhausgase zu analysieren. Das Projekt liefert einen Beitrag zum Punkt D3

der internationalen CLIVAR Forschungsprogramms.

## **2. Planung und Ablauf des Vorhabens**

Planung und Ablauf ergaben sich aus den folgenden Arbeitsschwerpunkten:

- 1.) Analyse von bereits existierenden Simulationen mit den gekoppelten Ozean-Eis-Atmosphäre Modellen ECHAM3/LSG und ECHAM4/OPYC hinsichtlich der Stabilität der THZ und der Rolle spezifischer Feedbackmechanismen.
- 2.) Erstellung eines an die Projektfragestellung angepaßten Eis-Ozean-Atmosphäre Modells unter Verwendung der neuesten Versionen der am MPI entwickelten Komponentenmodelle.
- 3.) Prozeßstudien zur Tiefenwasserbildung im Ozean unter heutigen Klimabedingungen
- 4.) Durchführung und Analyse der Simulationen mit dem vollständigen gekoppelten Modell. Untersuchungen von Prozessen und Rückkopplungsmechanismen im System Eis-Ozean-Atmosphäre

Die Arbeiten wurden entsprechend dem Ablaufplan durchgeführt. Abweichungen vom im Antrag vorgesehen Zeitplan ergaben sich aus folgenden Gründen:

Technische Voraussetzungen:

Eine wesentliche Einschränkung erfuhr die Projektarbeit dadurch, dass die bereits für das Jahr 2000 geplante Bereitstellung einer neuen Grossrechenanlage am DKRZ nicht mehr während der Projektlaufzeit durchgeführt wurde. Erst im Frühjahr 2002 wurde die erste Ausbaustufe installiert. Dies führte nicht nur dazu, dass mehrere geplante Simulationen und Sensitivitätsstudien nicht durchgeführt werden konnten, sondern auch zu einem erheblichen Mehraufwand bei der Modellentwicklung. Zusätzliche Arbeit wurde z.B. notwendig, um eine an die eingeschränkten Ressourcen angepaßte Modellversionen mit geringerer Auflösung zu erstellen.

Abweichungen auf Grund während der Projektarbeit gewonnener Erkenntnisse

Während im Antrag von der Verwendung des bereits bestehenden Atmosphärenmodells ECHAM4 ausgegangen wurde, zeichnete sich zu Projektbeginn die Fertigstellung der neuen Version ECHAM5 ab. ECHAM5 besitzt gegenüber der Vorgängerversion verbesserte Parameterisierungen der Wolken und verbesserte Advektionsalgorithmen. Auch wenn dadurch zeitliche Verzögerungen in Kauf genommen werden mußten, konnte letztlich ein gekoppeltes Modell erstellt werden, das mit den neuesten Versionen der Komponenten kompatibel ist. Für das Ozeanmodell war zunächst eine Modellversion anvisiert worden, die sich durch besonders hohe numerische Auflösung im Bereich der Arktis und der Grönland-Norwegen-Island (GIN) See auszeichnete. Simulationen, in denen das Modell mit At-

mosphären- und Ozean- (NCEP Reanalyse) für die Jahre 1948-2000 angetrieben wurde, zeigten in der Tat die erwartete verbesserte Darstellung der Absinkprozesse in der Grönland- und Labradorsee. Allerdings zeigte das Modell eine unzureichende Darstellung der thermohalinen Umwälzbewegung und einen zu geringen meridionalen Wärmetransport im Atlantik. Aus diesem Grund wurden Modellkonfigurationen mit einer global homogenen Verteilung der Gitterpunkte gewählt, die sich dennoch durch relativ gute Auflösung der Tiefenwasserbildungsgebiete auszeichnen.

Insgesamt ergaben sich zeitliche Verzögerungen, die gegenüber dem ursprünglichen Zeitplan eine stärkere Gewichtung der Arbeitsschwerpunkte eins, zwei und drei gegenüber dem Komplex vier mit sich brachten. Mit den in diesem Projekt erbrachten Arbeiten ergeben sich jedoch sehr gute Voraussetzungen für das Nachfolgeprojekt im CLIVAR Programm, da die wesentlichen technischen Fragen geklärt werden konnten.

### **3. Wissenschaftlicher und technischer Stand zum Zeitpunkt der Antragstellung**

Simulationen mit gekoppelten atmosphärischen und ozeanischen Zirkulationsmodellen haben gezeigt, daß das Klima in West- und Nordeuropa im Mittel um mehrere Grade kälter wird, wenn der nordwärtige Wärmetransport durch den Ozean ausfällt (siehe z.B. Manabe und Stouffer, 1988, Schiller et al. 1997). Es gibt einen weit verbreiteten Erklärungsansatz für die "Jüngere Dryas" Eiszeit in Europa (ca. 11.000 Jahre vor heute), der sie mit aufgrund starkem Schmelzwassereintrags in den nördlichen Nordatlantik zusammenbrechender thermohaliner Zirkulation samt stark reduzierten nordwärtigen Wärmetransporten im Atlantik erklärt (s. z.B. Rooth 1982, Broecker et al. 1988).

Fast alle Simulationen mit gekoppelten ozeanischen und atmosphärischen Zirkulationsmodellen, die Klimaänderungen als Folge von erhöhten atmosphärischen Konzentrationen von Treibhausgasen untersuchen, zeigen neben einer globalen Erwärmung auch eine Abschwächung der thermohalinen Zirkulation (insbesondere des Atlantiks) und damit eine Reduktion der Ventilation des tiefen Ozeans (z.B. Stouffer et al. 1989, Cubasch et al. 1992, 1994 und 1995, Manabe et al. 1991, Washington und Meehl 1989, Mitchell et al. 1995). Das hat einige Autoren dazu bewogen, vor der Möglichkeit irreversibler Klimaänderungen insbesondere in Europa mit der Möglichkeit plötzlicher starker Abkühlung infolge stark reduzierter Wärmetransporte des Atlantiks zu warnen (z.B. Broecker, 1995, Rahmstorf, 1997).

Im Extremfall tritt ein völliges Abkoppeln des tiefen Ozeans auf bei einer Vervielfachung der atmosphärischen CO<sub>2</sub> Konzentrationen (Manabe und Stouffer 1994). Bei einer Verdoppelung der atmosphärischen CO<sub>2</sub> Konzentrationen hingegen trat eine zeitweilige Abschwächung der Tiefenwasserbildung im Atlantik auf, innerhalb von wenigen Jahrhunderten wurde allerdings wieder eine Zirkulation erreicht, die dem Anfangszustand sehr ähnlich war.

In einer Untersuchung mit einem 2,5-dimensionalen Modell, das in seinen Responsecharakteristiken an das GFDL-Modell angepaßt wurde, zeigten Stocker und Schmittner (1997), daß es in ihrem Modell einen Bifurkationspunkt gibt, der darüber entscheidet, ob

die Erneuerung des Tiefenwassers ganz zum Erliegen kommt oder nicht. Der wichtigste Kontrollparameter scheint dabei die Erwärmungsrate (dargestellt durch eine Kombination aus Klimasensitivität des Atmosphärenmodells und Anstieg der CO<sub>2</sub> Konzentrationen in der Atmosphäre) zu sein. Neuere, allerdings kürzere, bis dahin noch nicht veröffentlichte Simulationen mit etwas höheraufgelösten (typischerweise etwa 300 km) Modellen hingegen zeigen entweder keine (das MPI Modell ECHAM4/OPYC, T42 Auflösung) oder eine deutlich geringere (das neue gekoppelte Modell des Hadley Centre) Abschwächung der thermohalinen Zirkulation im Nordatlantik.

In den Experimenten von Manabe und Stouffer (1994) mit dem gekoppelten OAGCM des GFDL dauerte es ca. 200 Jahre, bis die Ventilation des tiefen Atlantiks völlig unterbunden war. Der Prozeß der Abschwächung der thermohalinen Zirkulation ist nicht notwendigerweise linear, sondern kann möglicherweise auch innerhalb weniger Dekaden zu einer deutlichen Reduktion der Erneuerung des Tiefenwassers führen. Tziperman (1997) untersuchte den Prozeß der spontanen Instabilität des gekoppelten Systems Ozean-Atmosphäre mit demselben Modell, und zeigte, daß für NADW Produktionsraten von weniger als 6 Sv im ungekoppelten spinup des Ozeanmodells die resultierende Zirkulation nicht stabil war und das System spontane Übergänge in einen Zirkulationsmode ohne NADW ausführte.

Auch die relative Bedeutung der Prozesse, die zu einer Abschwächung der thermohalinen Zirkulation führen, war noch nicht vollständig in gekoppelten OAGCMs untersucht worden. Die GFDL-Gruppe führt in der Regel die Abschwächung der thermohalinen Zirkulation insbesondere des Atlantiks auf den stärkeren atmosphärischen Feuchtetransport und den daraus resultierenden höheren Eintrag von Süßwasser in den nördlichen Nordatlantik zurück (s. z.B. Stouffer et al. 1989, Manabe et al. 1991, Manabe und Stouffer, 1994). Abgeleitet wird dieses im wesentlichen sowohl aus Zeitreihen des Süßwassereintrags in höhere Breiten als auch durch eine Faktorenanalyse für die relativen Beiträge von Temperatur und Salzgehaltsänderungen für die Dichte des tiefen Ozeans mit der impliziten Annahme, daß die Reduktion im Salzgehalt in hohen Breiten im wesentlichen eine Folge des geänderten Frischwassereintrags ist. Mikolajewicz et al. (1990) haben in einem Experiment mit einem ungekoppelten Ozeanmodell, das mit gemischten Randbedingungen angetrieben wurde, eine entsprechende Abschwächung der thermohalinen Zirkulation des Nordatlantiks mit einer negativen Salzgehaltsanomalie im nördlichen Nordatlantik als Folge einer vorgeschriebenen Erwärmung gefunden. Die Süßwasserflüsse an der Oberfläche wurden in diesem Experiment konstant gehalten. Die Abschwächung der thermohalinen Zirkulation in diesem Experiment war also eindeutig eine Folge der infolge der Erwärmung geänderten thermischen Dichteflüsse an der Ozeanoberfläche. Als Folge der Abschwächung der thermohalinen Zirkulation und der daraus resultierenden längeren Verweilzeiten entstand dann eine Dipolanomalie im oberflächennahen Salzgehalt entsprechend dem Vorzeichen der klimatologischen Nettofrischwasserflüsse an der Oberfläche, mit negativen Werten im nördlichen Nordatlantik und positiven Werten in den Subtropen. Es waren zwar eine Reihe von Rückkopplungsmechanismen bekannt -und in zahlreichen Studien untersucht worden-, welche die Stabilität der thermohalinen Zirkulation beeinflussen, insbesondere gegenüber Störungen im Nordatlantik, (advektiver Feedback im Ozean, Wärmetransporte in Ozean und Atmosphäre, Frischwassertransporte, Ekmantransporte), die Bedeutung dieser einzelnen Faktoren in einem deutlich wärmerem Klima war allerdings unklar. Ein weiteres Problem bestand in der Darstellung der für die Bildung von Tie-

fenwasser relevanten Prozesse: Alle bis dahin veröffentlichten Modelle hatten die gemeinsame Schwäche, daß sie allein schon aufgrund ihrer groben Auflösung die Tiefenwasserproduktion und die Overflowprozesse nur sehr mangelhaft darstellen konnten.

Der Zuwendungsempfänger brachte umfangreiche Erfahrung auf dem Gebiet der Untersuchung der Stabilität der thermohalinen Zirkulation im Falle von Schmelzwassereintrag ein. Es wurden die ersten OGCM-Simulation zur Untersuchung der Reduktion von NADW als Folge von Schmelzwassereintrag und der Abhängigkeit von der Lage der Einleitung durchgeführt (z.B. Mikolajewicz und Maier-Reimer, 1994, Mikolajewicz, 1996). In einer Reihe von weiteren Publikationen wurden die Rolle der Wärmeflussparametrisierung (Mikolajewicz und Maier-Reimer, 1994), der Einfluß geänderter Ekmantransporte (Mikolajewicz, 1996) und der Topographie (Maier-Reimer et al. 1990, Mikolajewicz et al. 1993, Mikolajewicz und Crowley, 1997) auf die Stabilität der thermohalinen Zirkulation untersucht. Desweiteren wurde die Stabilität der thermohalinen Zirkulation und die Größe einzelner Rückkopplungsmechanismen in Simulationsexperimenten mit dem gekoppelten ECHAM3/LSG OAGCM untersucht (Schiller et al. 1997). In einem weiteren Papier wurden die Auswirkungen eines Zusammenbruchs der thermohalinen Zirkulation im Nordatlantik auf den Nordpazifik untersucht (Mikolajewicz et al., 1997).

Der Zuwendungsempfänger war auch beteiligt der Kopplung des LSG-Modells (Maier-Reimer et al., 1993, Mikolajewicz und Maier-Reimer, 1994) an das ECHAM Atmosphärenmodell. Die ersten Anwendungen des gekoppelten Modells waren Simulationen, in denen die Klimaänderungen infolge erhöhter atmosphärischer CO<sub>2</sub> Konzentrationen untersucht wurden (Cubasch et al. 1992, 1994, 1995, Mikolajewicz et al. 1994). In Simulationen mit dem ungekoppelten LSG-Ozeanmodell wurden auch der Meeresspiegelanstieg infolge globaler Erwärmung zum ersten Mal mit einem OGCM untersucht. Der Effekt von globaler Erwärmung und Abschwächung der thermohalinen Zirkulation auf den Kohlenstoffkreislauf und die ozeanische Aufnahme von anthropogenen CO<sub>2</sub> und die potentielle Rückkopplung auf die globale Erwärmung wurde in der Arbeit von Maier-Reimer et al. (1996) untersucht.

Das HOPE Ozeanmodell Modell wurde am MPI entwickelt (Latif et al., 1986, Wolff et al., 1996) und für eine Vielzahl von Fragestellungen angewandt (z.B. Latif et al., 1993, 1994, Drijfhout et al. 1996). Es enthält ein state-of-the-art Meereismodell mit viskos-plastischer Rheologie und Schnee. Zum Projektbeginn stand eine Version zur Verfügung, bei der die numerische Formulierung vom Arakawa-E Gitter auf das Arakawa-C Gitter umgestellt worden war, was zu einer Verbesserung der Effizienz führte. Außerdem wurde dadurch die Darstellung von Schwerewellen deutlich verbessert. Eine zusätzliche Option mit konformen Abbildungen der geographischen Koordinaten erlaubt die Anwendung als formal globales Modell, das aber regional deutlich unterschiedliche Auflösungen erlaubt, wobei die Gitterzellen quadratisch bleiben (Maier-Reimer, 1997).

### **3.1 Literatur zum wissenschaftlichen und technischen Stand zum Zeitpunkt der Antragstellung**

Begutachtete Veröffentlichungen unter Beteiligung des Zuwendungsempfängers

- Cubasch, U., K. Hasselmann, H. Höck, E. Maier-Reimer, U. Mikolajewicz, B.D. Santer and R. Sausen (1992). Time-dependent greenhouse Warming Computations with a Coupled Ocean-Atmosphere Model. *Climate Dynamics* 8, 55-69.
- Cubasch, U., B. D. Santer, A. Hellbach, G. Hegerl, H. Höck, E. Maier-Reimer, U. Mikolajewicz, A. Stössel and R. Voss (1994). Monte Carlo Climate Change Forecasts with a Global Coupled Ocean-Atmosphere Model. *Climate Dynamics* 10, 1-19.
- Cubasch, U., G. Hegerl, A. Hellbach, H. Höck, U. Mikolajewicz, B. D. Santer und R. Voss (1995). A Climate Change Simulation Starting at an Early Time of Industrialization. *Climate Dynamics* 11, 71-84.
- Maier-Reimer, E., U. Mikolajewicz and T. Crowley (1990). Ocean sensitivity experiment with an open American Isthmus. *Paleoceanography* 5, 349-366.
- Maier-Reimer, E., U. Mikolajewicz and K. Hasselmann (1993). Mean circulation of the Hamburg LSG OGCM and its sensitivity to the thermohaline surface forcing. *Journal of Physical Oceanography* 23, 731-757.
- Maier-Reimer, E., U. Mikolajewicz and A. Winguth (1996). Interactions between ocean circulation and the biological pumps in the global warming. *Climate Dynamics* 12, 711-721.
- Mikolajewicz, U., B. D. Santer and E. Maier-Reimer (1990). Ocean response to greenhouse warming. *Nature* 345, 589-593.
- Mikolajewicz, U., E. Maier-Reimer, T. J. Crowley and K.-Y. Kim (1993). Effect of Drake and Panamanian Gateways on the circulation of an ocean model. *Paleoceanography* 8, 409-426.
- Mikolajewicz, U., U. Cubasch, G. Hegerl, H. Höck, E. Maier-Reimer, B.D. Santer and S. Schultz (1994). Changes in the Ocean Circulation of the North Atlantic due to an Increase of Atmospheric Greenhouse gas Concentrations. *ICES mar. Sci. Symp.*, 198, 292-296.
- Mikolajewicz, U. and E. Maier-Reimer (1994). Mixed boundary conditions in ocean general circulation models and their influence on the stability of the model's conveyor belt. *Journal of Geophysical Research* 99, C11, 22,633-22,644.
- Mikolajewicz, U. and T. J. Crowley (1997). Response of a coupled ocean/energy balance model to restricted flow through the Central American isthmus, *Paleoceanography*, 12, 429-441.
- Mikolajewicz, U., T. J. Crowley, A. Schiller and R. Voss (1997). Modeling North Atlantic/North Pacific teleconnections during the Younger Dryas, *Nature* 387, 384-387. 429-442.
- Schiller, A., U. Mikolajewicz and R. Voss (1997). The Stability of the North Atlantic Thermohaline Circulation in a Coupled Ocean-Atmosphere General Circulation Model, *Climate Dynamics*, 13, 325-347.

Nicht begutachtete Veröffentlichungen:

Maier-Reimer, E. and U. Mikolajewicz (1991). The Hamburg Large Scale Geostrophic Ocean General Circulation Model (Cycle 1). Ed.: Modellberatungsgruppe, Deutsches Klimarechenzentrum Hamburg, Technical Report No. 2

Mikolajewicz, U. (1996). A meltwater induced collapse of the 'conveyor belt' thermohaline circulation and its influence on the distribution of  $\Delta^{14}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  in the oceans, MPI-Report No. 189, 25p.

#### Zitierte Fremdveröffentlichungen

Broecker, W. S. (1995) Chaotic climate. *Scientific American* 273, 5, 62-68.

Broecker, W.S., M. Andree, W. Wolfli, H. Oeschger, G. Bonani, J. Kennett and D. Peteet (1988). The chronology of the last deglaciation: implications to the cause of the Younger Dryas event. *Paleoceanography* 3, 1-19.

Drijfhout, S., C. Heinze, M. Latif and E. Maier-Reimer (1996). Mean circulation and internal variability in an ocean primitive equation model. *J. Phys. Oceanogr.* 26, 559-580.

Gent, P. R., J. Willebrand, T. J. McDougall, and J. C. McWilliams (1995), Parameterizing eddy-induced tracer transports in ocean circulation models. *J. Phys. Oceanogr.* 25, 463-474.

Latif, M., A. Sterl, E. Maier-Reimer, and M. M. Junge (1993). Structure and predictability of the El Niño/Southern Oscillation phenomenon in a coupled ocean atmosphere general circulation model. *J. Climate* 6, 700-708.

Latif, M., M. Asenbaum, A. Sterl, M. M. Junge, and E. Maier-Reimer (1994). Climate variability in a coupled GCM. Part II: The Indian Ocean and monsoon. *J. Climate* 7, 1449-1462.

Maier-Reimer, E. (1997), Design of a closed-boundary regional model of the Arctic Ocean, Proceedings of the workshop on Polar Processes in global climate, Cancun, november 1996, American Meteorological Society, Boston, 72-73.

Manabe, S. and R. J. S. Stouffer (1988). Two stable equilibria of a coupled ocean atmosphere model, *J. Clim.* 1, 841-866.

Manabe, S., R. J. Stouffer, M. J. Spelman and K. Bryan (1991). Transient responses of a coupled ocean-atmosphere model to gradual changes of atmospheric  $\text{CO}_2$ . Part I. *J. Clim.* 4, 785-818.

Manabe S. and R. J. Stouffer (1994) Multiple Century response of a coupled ocean-atmosphere model to an increase in atmospheric carbon dioxide. *J. Clim.* 7, 5-23.

Mitchell, J. F. B., T. J. Johns, J. M. Gregory, and S. F. B. Tett (1995). Climate response to increasing levels of greenhouse gases and aerosols. *Nature* 376, 501-504.

Rahmstorf, S. (1997) Ice-cold in Paris, *New Scientist* 2068, 26-30.

Rooth, C. (1982) Hydrology and ocean circulation. *Progr. Oceanogr.* II, 131-149.

Stocker, T. F. and A. Schmittner (1997). Influence of  $\text{CO}_2$  emission rates on the stability of the thermohaline circulation. *Nature* 388, 862-865.

Stouffer, R. J., S. Manabe and K. Bryan (1989) Intewrhemispheric asymmetry in climate response to a gradual increase of atmospheric CO<sub>2</sub>. Nature 342, 660-662.

Terray, L., E. Sevault, E. Guilyardi, O. Thual (1995), OASIS 2.0, Ocean atmosphere sea ice soil. User's Guide and reference manual, C.E.R.F.A.C.S, Toulouse.

Tziperman, E. (1997) Inherently unstable climate behaviour due to weak thermohaline ocean circulation. Nature 386, 592ff.

Washington W. M. and G. A. Meehl (1989) Climate sensitivity due to increased CO<sub>2</sub>: Experiments with a coupled atmosphere and ocean general circulation model. Climate Dynamics 4, 1-38.

Wolff, J.-O., E. Maier-Reimer, S. Legutke (1996), The Hamburg Ocean Primitive Equation Model HOPE, Technical Report No. 13, DKRZ, Hamburg 103 pp.

#### **4. Zusammenarbeit mit anderen Stellen**

Zusammenarbeit ergab sich während der Phase der Modellerstellung mit dem CLIVAR Projekt von M. Latif und der Arbeitsgruppe um E. Roeckner. Hinsichtlich der Validierung des Ozeansmodells, besonders in hohen nördlichen Breiten, fand ein Austausch mit der Arbeitsgruppe von R. Gerdes (AWI Bremerhaven) statt. Die Validierung der Bodengrenzschichtparameterisierung zur Verbesserung der Darstellung des Overflows fand im Kontext des internationalen DOME Programmes statt, an denen in- und ausländische Institutionen beteiligt sind (siehe auch <http://www.rsmas.miami.edu/personal/tamay/DOME/dome.html>).

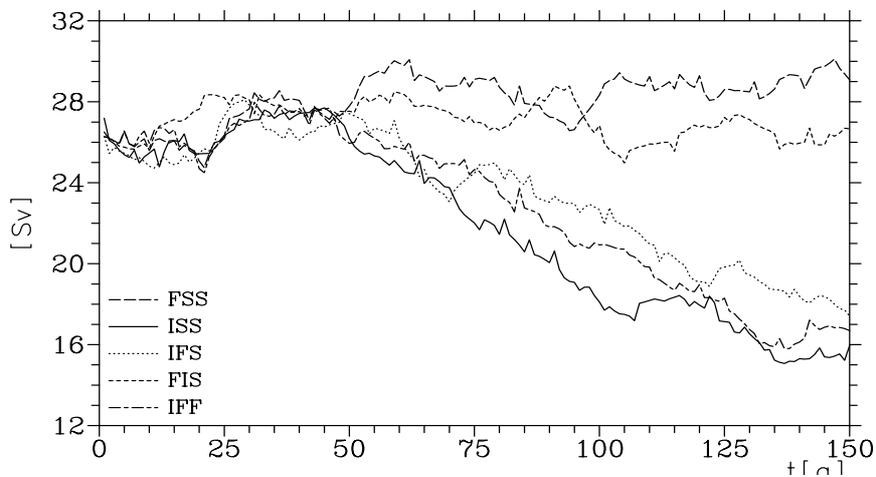
### **5. Ergebnisse**

#### **5.1. Analyse von bereits existierenden Simulationen mit den gekoppelten Ozean-Eis-Atmosphäre Modell ECHAM3/LSG und ECHAM4/OPYC hinsichtlich der Stabilität der THZ und der Rolle spezifischer Feedbackmechanismen**

Die relative Bedeutung individueller Atmosphäre-Ozeanflüsse, die zur Abschwächung der THC führen, wurden für das ECHAM3/LSG Modell bewertet. Es konnte gezeigt werden (Mikolajewicz und Voss, 2000), dass der direkte Effekt der Oberflächenerwärmung mit den verbundenen Rückkopplungsmechanismen im Ozean den dominanten Prozeß im Modell darstellt (Abb. 1). Die relativen Anteile von Impuls- und Frischwasserflüssen lagen jeweils unter 25%. Veränderungen im atmosphärischen Feuchtetransport verstärken den Frischwasserfluss in mittlere und höhere Breiten und schwächen die THC. Ein stärkerer Export von Frischwasser aus der atlantischen Domäne in den Pazifischen und indischen Ozean intensiviert dagegen die THC leicht. Die modifizierten Impulsflüsse verstärken die Bildung von NADW im Atlantik. Im GFDL Modell (Dixon, pers. Mitteilung) findet sich dagegen keine Veränderung des Feuchtetransportes im Nordatlantik.

In den 700 Jahre langen Simulationen mit dem ECHAM3/LSG Modell, in denen der atmosphärische CO<sub>2</sub> Gehalt langsam erhöht wurde, bis er nach 60 Jahren das doppelte, bzw.

a)



b)

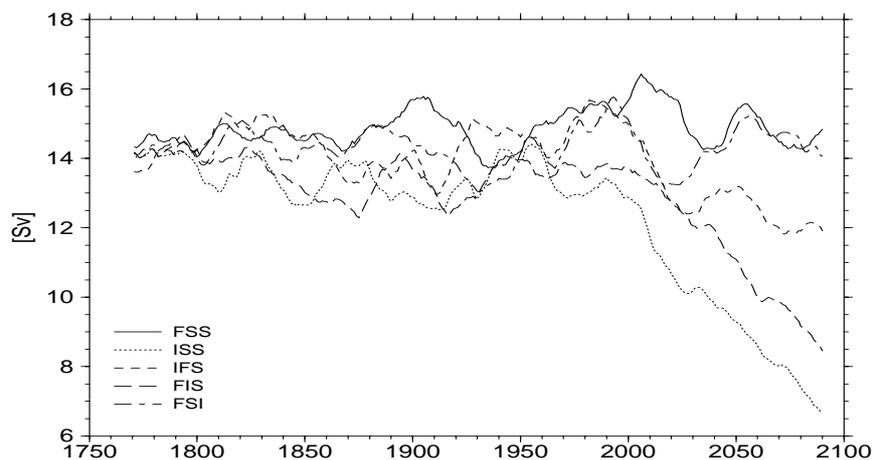


Abb. 1: Zeitreihen der zonal integrierten Stromfunktion im Atlantik bei 30N und 1500m Tiefe in den Simulationen des a) ECHAM3/LSG Modells (Mikolajewicz und Voss, 2000) und b) des GFDL Modells (nach Dixon et al. 2000). Die Experimente sind in der untenstehenden Tabelle beschrieben.

Experiment	CO <sub>2</sub> concentration	Freshwater flux	Wind stress
FSS	fixed present-day	simulated	simulated
ISS	increasing	simulated	simulated
IFS	increasing	from FSS	simulated
FIS	fixed present-day	from ISS	simulated
FSI	fixed-pesent day	simulated	from ISS
IFF	increasing	from FSS	from FSS

Tabelle 1: Liste der in Abb. 3 verwendeten Experimentacronyme.

nach 120 Jahren das Vierfache der heutigen Konzentrationen erreicht hatte und danach konstant auf diesem Niveau gehalten wurde, sieht man für den Fall einer Vervierfachung der atmosphärischen CO<sub>2</sub> Konzentrationen zudem ein starkes Abschwächen der thermohalinen Zirkulation (zwischen den Jahren 150 und 200 um fast 50% im Nordatlantik), aber kein völliges Unterbinden der Ventilation des tiefen Atlantiks (Voss und Mikolajewicz, 2001). Im Modell ECHAM4/OPYC fand sich keine ausgeprägte Abschwächung der THC als Konsequenz globaler Erwärmung infolge eines CO<sub>2</sub> Anstieges. Es konnte gezeigt werden (Latif et al., 2000), daß tropische Ozean-Atmosphäre Wechselwirkungen zu einer deutlichen Zunahme des Oberflächensalzgehalts im Atlantik führen. Diese Anomalien werden in die Absinkregionen advehiert und kompensieren dort den Dichteeffekt einer Erwärmung der oberen Wassermassen. Der von Latif et al. untersuchte Stabilisierungsprozess war in den bis dahin vorliegenden Modellstudien (z. B. GFDL) nicht adäquat dargestellt worden, da die Modelle keine ausreichende Auflösung in den Tropen aufweisen. Diese Einschätzung mußte auch für die ursprünglich für dieses Projekt vorgesehene Modellversion GINHOPE mit seiner dezidiert groben Auflösung außerhalb der nördlichen Tiefenwasserbildungsgebiete getroffen werden. Dies stellte einen weiteren Grund dar, die Entwicklung dieser Modellvariante nicht weiter zu verfolgen. Andere neue Modelle, wie das Climate System Model des NCAR (Gent, 2001) und das HadCM3 des Hadley Centre (Thorpe et al., 2001; Vellinga et al., 2001) zeigen ebenso, eine Erholung der zunächst abgeschwächten THZ durch nordwärtigen Salztransport aus niedrigen Breiten.

## **5.2. Erstellung eines an die Projektfragestellung angepaßten Eis-Ozean-Atmosphäre Modells.**

Das gekoppelte Atmosphären-Eis-Ozeanmodell wurde aufgesetzt und die einzelnen Komponenten an die Bedürfnisse des Projektes angepaßt. Das gekoppelte System besteht aus dem Atmosphärenmodell ECHAM 5 und dem Ozean/Meereismodell C-HOPE, die beide am MPI entwickelt wurden. Zur Steuerung der Rechenprozesse und der Kommunikation wird die vom CERFACS (Toulouse, Frankreich) erstellte Software OASIS (Terray et al., 1995) verwendet. Während im Antrag noch davon ausgegangen wurde, die Version ECHAM 4 als Atmosphärenmodell zu verwenden, zeichnete sich zu Beginn der Bewilligungsphase die Bereitstellung der Version ECHAM 5 ab, so daß die Kopplung mit dieser Version vorgenommen wurde. ECHAM 5 besitzt gegenüber der Vorgängerversion verbesserte Schemata für Strahlung, Wolken und Traceradvektion. Das Ozeanmodell C-Hope stellt eine Weiterentwicklung des MPI Ozeanmodells HOPE (Wolff et al., 1996) dar. Das hydrostatische Modell basiert auf den primitiven Gleichungen, ist auf dem Arakawa-C Gitter formuliert und besitzt eine freie Oberfläche. Ein Eismodell mit viskos-plastischer Rheologie ist in das Ozeanmodell eingebettet. Die thermodynamische Komponente enthält Schnee. Das Modell bietet die Möglichkeit, die geographischen Koordinaten in konformer Abbildung darzustellen. Als formal globales Modell erlaubt es so eine höhere Auflösung in bestimmten Gebieten. Für das Ozeanmodell war zunächst eine Modellversion anvisiert worden, die sich durch besonders hohe numerische Auflösung im Bereich der Arktis und der Grönland-Norwegen-Island See auszeichnete, im Restozean jedoch relativ geringe Auflösung aufwies (GINHOPE). Simulationen, in denen dieses Modell mit Atmosphären-daten (NCEP Reanalyse) für die Jahre 1948-2000 angetrieben wurde, zeigten in der Tat die erwartete verbesserte Darstellung der Absinkprozesse in der Grönland- und Labradorsee. Allerdings wies das Modell eine unzureichende Darstellung der thermohalinen Umwälzbewegung und einen zu geringen meridionalen Wärmetransport im Atlantik auf. Aus diesem Grund wurden Modellkonfigurationen mit einer global homogeneren Verteilung der Gitterpunkte gewählt, die sich dennoch durch relativ gute Auflösung der Tiefen-

wasserbildungsgebiete auszeichnen. In der höherauflösenden Standardversion wird von einem 2.8 Grad (T42)-Gitter ausgegangen und die Gitterpole werden auf Grönland und die Antarktis projiziert. Zusätzlich wird eine Gitterverfeinerung am Äquator eingeführt. Im weniger rechenzeitintensiven Modell-set-up wird zum einen auf diese Verfeinerung verzichtet, zum anderen wird von einem 3-Grad Gitter ausgegangen. Beide Modelle zeigen relativ hohe Auflösung um Grönland und damit in den Tiefenwasserbildungsgebieten der Grönland- und Labradorsee (Abb. 2)

Wie andere Ozeanmodelle mit geopotentieller Vertikalkoordinate zeigte auch C-HOPE

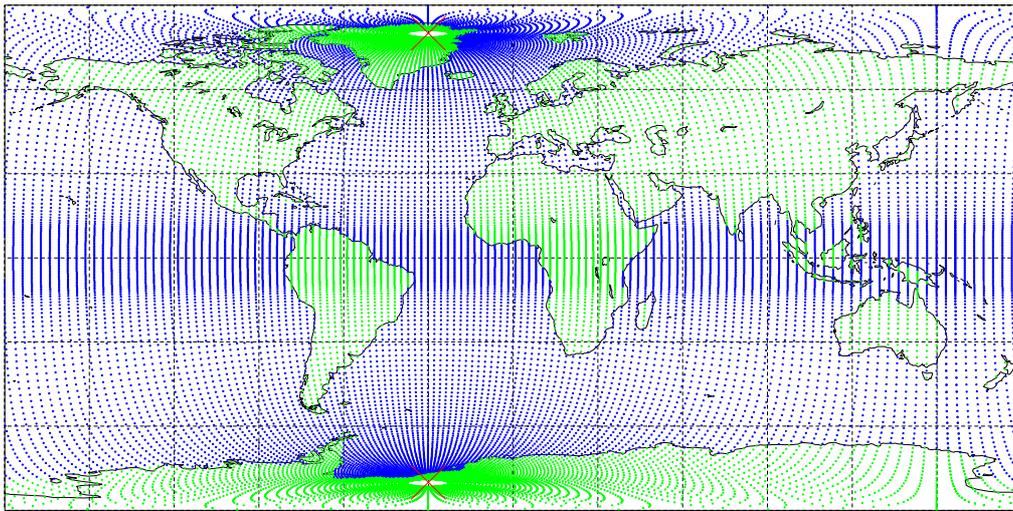
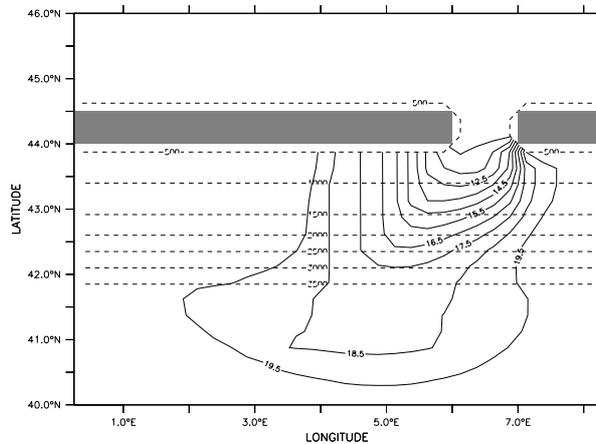


Abb. 2: Das für die Ozeankomponente des gekoppelten Modells HT43-T42 verwendete Gitter. In der weniger rechenzeitintensive Version GROB-T21 wurde auf eine Gitterverfeinerung in niederen Breiten verzichtet und eine unsymmetrische Verteilung der Pole verwendet.

eine unzureichende Darstellung des Absinkens von schweren Wassermassen auf dem Kontinentalabhang und beim „overflow“ durch die Passage der Grönland-Schottland Schwelle. Nachdem ein recht einfacher Parameterisierungsansatz nach Campin und Goosse (1999) nicht den gewünschten Erfolg zeigte wurde ein eigenes Schema entwickelt, wobei auf Erfahrungen des Projektmitarbeiters im Bereich der Overflowmodellierung zurückgegriffen werden konnte (z.B. Jungclaus et al., 2001). Der Ansatz folgt im wesentlichen der Parameterisierung von Beckmann und Döscher (1997), erlaubt aber, daß sich die schwere Wassermasse entsprechend ihrer Dichte in der Wassersäule einschichtet und nicht notwendigerweise von einer Bodenzelle in die nächste Bodenzelle fließen muß. Das Verfahren wurde in einer von Killworth und Edwards (1999) vorgeschlagenen Konfiguration getestet (Abb. 3) und zeigte eine ähnliche Verbesserung des Absinkverhaltens wie das wesentlich aufwendigere Verfahren von Killworth und Edwards (1999). Im HOPE Modell zeigten sich Verbesserung im Mittelmeerausstrom, in der Irminger/Labradorsee und im Isländischen Becken (Marsland et al., 2002; Dengg et al., in Vorbereitung). Daneben wurden noch weitere Parameterisierungen im Ozeanmodell implementiert, um subskalige Mischungsprozesse besser darzustellen. Dies sind die isopyknische Vermischung, eine Tra-

a)



b)

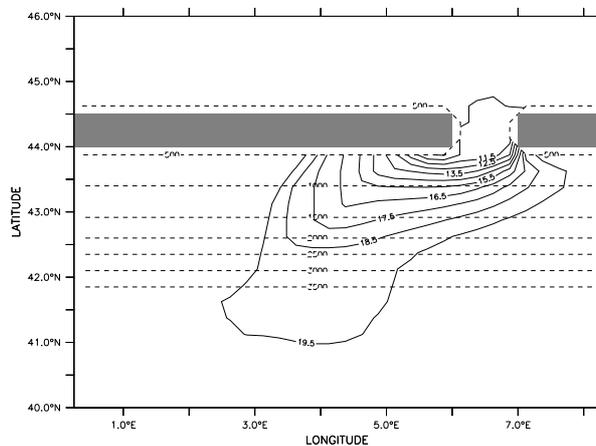
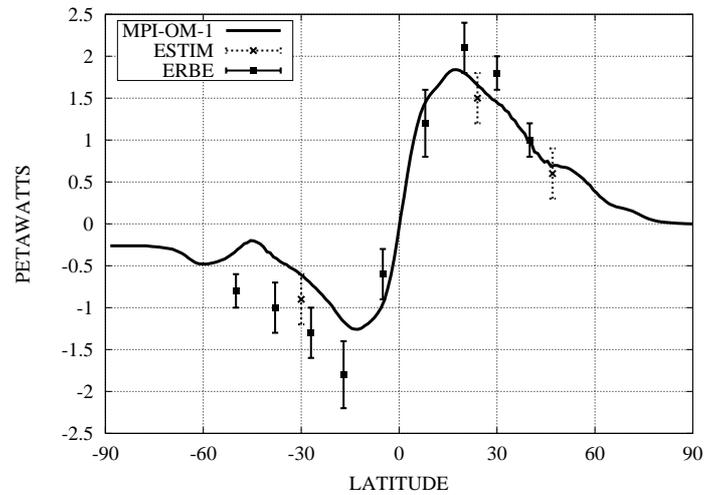


Abb. 3: Auswirkungen der Bodengrenzschichtparameterisierung auf die Simulation des Absinkens von dichtem Wasser auf einem idealisierten Kontinentalabhang. Im Experiment mit der neuen Parameterisierung (a) erreicht der Kern des kalten Wassers nach 30 Tagen Simulation eine wesentlich größere Tiefe als der Vergleichslauf (Konfiguration und Anfangsbedingungen nach Killworth and Edwards (1999)).

certransportparameterisierung nach Gent und McWilliams (Gent et al., 1995) und Visbeck et al. (1997). Die Verbesserungen im Ozeancode fanden Eingang in die neueste Version des Modells und eine Beschreibung und erste Validierung des Modells ist veröffentlicht (Marsland et al., 2002)

Die Kopplungssoftware OASIS bietet eine modulare Struktur, sodaß verschiedene Modellversionen bzw. Komponenten leicht ausgetauscht werden können. Die notwendigen Unterprogramme zur Kommunikation der Modelle mit OASIS wurden erstellt, an den Großrechner angepaßt und getestet. Da die Modelle auf ausgesprochen unterschiedlichen Modellgittern arbeiten, wurde ein Interpolationsprogramm für die Projektion der Modellfelder auf das entsprechenden Gitter des empfangenden Modells entwickelt, das den Anforderungen nach Fluß- und Flächenerhaltung Rechnung trägt. Für das CLIVAR Projekt wurden zwei gekoppelte Systeme verwendet, eine höherauflösende Version (HT43-T42) mit äquatorverfeinerung im Ozean und einem T42 (2.8125 Grad) Gitter in der Atmosphäre

a)



b)

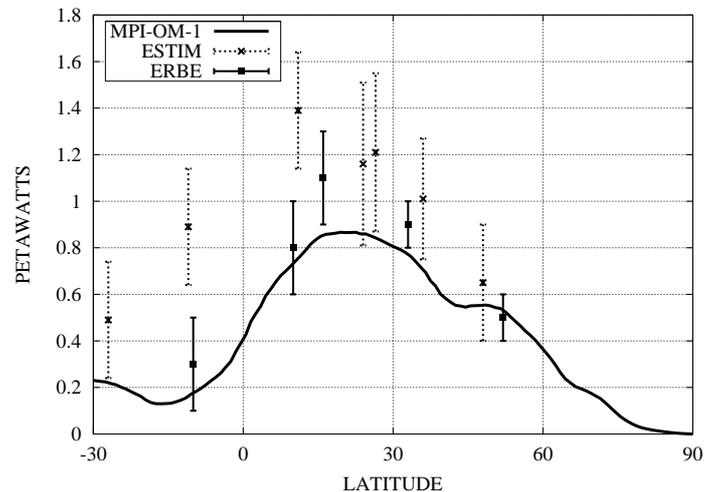
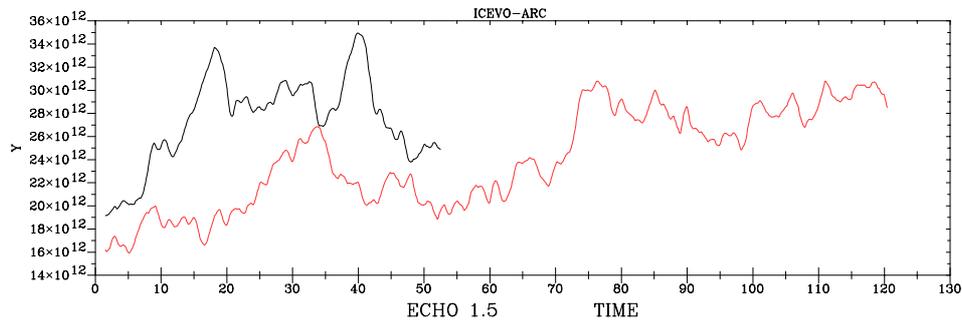


Abb. 4: Meridionaler Wärmetransport (über die Jahre 50-299 gemittelt) im gekoppelten Modell HT43-T42. a) global, b) Atlantik. Beobachtungsanahmen (ESTIM) stammen von Rintoul und Wunsch (1991), McDonald und Wunsch (1996) und Johns et al. (1997), die ERBE Berechnungen stammen von Trenberth und Salomon (1994).

für Szenarien und eine weniger rechenzeitintensive Version (GROB-T21) mit einem ähnlichem, aber vereinfachten Gitter im Ozean und einer T21 Atmosphäre. Die Modellversionen wurden umfangreichen Tests unterzogen. Dabei konnte festgestellt werden, dass zumindest die höherauflösende Version keine Flusskorrektur benötigt, um ein stabiles Klima zu liefern. Der mittlere Zustand des HT43-T42 Modells wurde in einem mehr als 350-jährigen Kontrolllauf ermittelt. Wichtige integrale Größen wie die Stärke der meridionalen Umwälzbewegung und des meridionalen Wärmetransportes stimmen befriedigend mit Beobachtungen bzw. anderen Modellen mit gleichem technischen Stand überein (Abb.4). Verbesserungen gegenüber den Vorgängerversionen mit regulären Gittern ergaben sich vor allem in der Darstellung der nordhemisphärischen Eisbedeckung und der Tiefenwasserbildung. Im neuen Modell findet tiefreichende Konvektion sowohl in der Grönland- als auch in der Labradorsee statt. Die Bodengrenzschichtparameterisierung verbessert die Wasser-

a)



b)

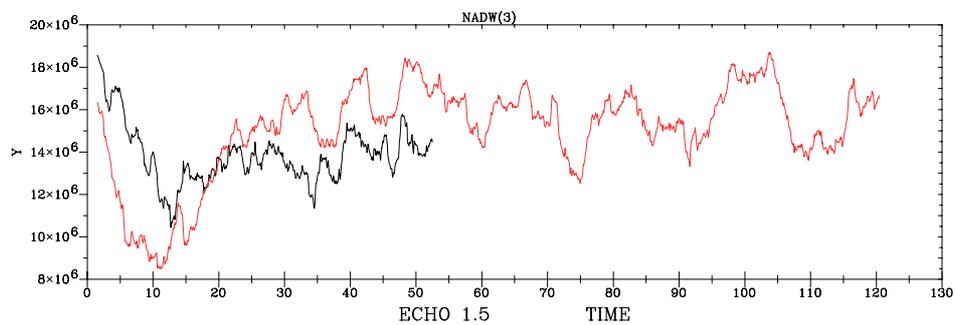


Abb. 5: Vergleich der Zeitreihen des a) Arktischen Eisvolumens und b) des südwardigen Transports im Bereich des NADW bei 50N für das gekoppelte Modell GROB-T21 (lange Zeitreihe, grau) und das mit NCEP-Reanalysedaten für die Jahre 1948-2000 angetriebene Ozeanmodell (schwarz).

masseneigenschaften nicht nur im Bereich der Overflows sondern besonders im Einflussbereich des Mittelmeerwassers (Marsland et al., 2002).

Das Aufsetzen der weniger rechenzeitintensiven Version GROB-T21 machte weitere Einstellungs- und Anpassungsarbeiten notwendig. Insbesondere stellte sich heraus, dass dies nicht ohne Flusskorrektur für die Frischwasserforcierung auskommt. Eine Modellsimulation mit (schwacher) Anpassung an Beobachtungsdaten wurde durchgeführt und im Vergleich mit ungekoppelten Experimenten getestet. Abb. 5 zeigt Zeitreihen zweier typischen Kenngrößen, dem Arktisches Eisvolumen (Abb. 5 a) und der Stärke der südwärtsgerichteten tiefen Strömungen im Atlantik bei 50N (Abb. 5b). Das Eisvolumen erreicht nach einer Drift über ca. 80 Jahre ein vergleichbares Eisvolumen mit ähnlicher Variabilität. Die Stärke des Westlichen Randstroms (NADW) ist mit etwa 14-15 Sv in beiden Fällen ähnlich und auch vergleichbar mit dem Kontrolllauf des höherauflösenden Modells. Das GROB-T21 Modell ist wesentlich schneller als das HT43-T42 Modell, so dass sich mehrere Prozeßstudien durchführen lassen. Damit ist eine gute Grundlage für die weitere Verwendung im CLIVAR Nachfolgeprojekt gelegt.

### 5.3 Prozeßstudien zur Tiefenwasserbildung im Ozean unter heutigen Kli-

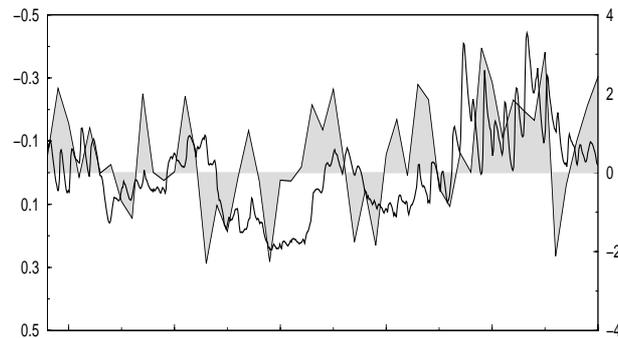
## **mabedingungen**

Dazu wurde das Modell mit einem auf Beobachtungsdaten beruhenden Anfangsfeld (World Ocean Atlas, 1998) initialisiert. Nach einer fünfhundertjährigen spin-up Phase, in der ein atmosphärischer Antrieb für ein perpetueller Jahr (Röske, pers. Mittlg.) vorgeschrieben wurde, wurden tägliche Antriebsdaten aus der NCEP Reanalyse für den Zeitraum 1948 bis 2000 angewendet. Der mittlere Zustand und die Variabilität wurde mit Beobachtungsdaten verglichen. Das Modell liefert eine maximale Umwälzrate von ca. 17 Sv im Atlantik und einen nordwärtigen Wärmetransport von etwa 0.9 PW. Ein Vergleich der zeitlichen Entwicklung der Wassernassencharakteristik auf dem WOCE A1 Schnitt zeigte eine vergleichbare Struktur und Variabilität wie die Beobachtungen (Bersch, 2001). Insbesondere wurden Studien zur Variabilität der Konvektionstätigkeit in Abhängigkeit vom Zustand der Nordatlantischen Zirkulation (NAO) und zur Rolle von anomalen Frischwasser- bzw. Eisexporten aus dem Arktischen Ozean untersucht (Mikolajewicz et al., 2001). Das Modell zeigt dabei eine gute Repräsentation der Konvektion in der Labradorsee und in der GIN See. Das Modell gibt den von Dickson et al. (1996) beschriebene Sensitivität in der relativen Bedeutung der Absinkregionen nördlich und südlich des Grönland-Schottland Rückens (GSR) in Abhängigkeit vom Zustand der Nordatlantischen Oszillation wieder. Der zeitliche Verlauf der Konvektionsaktivität in der Labradorsee stimmt mit der von Curry et al. (1998) beschriebenen überein (Abb. 6). Dabei konnte nicht nur der direkte Zusammenhang einer anomal positiven NAO mit verstärkter Konvektionstätigkeit reproduziert werden, sondern auch die Abschwächung der Konvektion durch advehierte Frischwasseranomalien. Für letztere, deren prominentestes Beispiel die „Great Salinity Anomaly“ (Dickson et al., 1988) ist, sind aussergewöhnliche Eisexporte aus der Arktis verantwortlich (Belkin et al., 1998).

In den Modellsimulationen findet man eine deutliche Reaktion der arktischen Meereisbedeckung auf die atmosphärische Variabilität. So findet z.B. in den Wintern 1965/66 und 1987/88 deutliche Maxima im arktischen Eisvolumen. In diesen Jahren stauen sich große Mengen Meereis im pazifischen Sektor der Arktis. Mit einer Veränderung im Windsystem löst sich die Eisansammlung auf. Ein großer Teil verlässt den Arktischen Ozean durch die Framstrasse (Abb. 6c) und wird mit dem Ostgrönlandstrom weiter nach Süden verfrachtet, wo es als Frischwasseranomalie die Konvektionstätigkeit beeinflusst (Mikolajewicz et al., in Vorbereitung). Die dichtesten Komponenten des Nordatlantischen Tiefenwassers werden durch die Overflows über den Grönland-Schottland Rücken gespeist. Der Rücken und die GIN-See bilden dabei ein hydraulisches System, das Variationen integriert. Im Modell wurde die Variabilität im Overflow der Dänemarkstrasse analysiert. Während der südwärtige Transport kaum Abweichungen vom Mittelwert von etwa 3Sv zeigte, wurden in der Temperatur (Dichte) erhebliche Variationen gefunden. Diese lassen sich sowohl mit Veränderungen im atlantischen Einstrom in die GIN See (Dickson et al., 1999) als auch mit zeitlich-räumlich Variationen in der Konvektionstätigkeit erklären. So führten die extrem niedrigen Atmosphärentemperaturen am Anfang der 70er Jahre in der Islandsee (Bacon, 1998) zu verstärkter Konvektion, deren Temperatursignal sich dem Dänemarkstrassenausstrom direkt mitteilt (Abb. 6).

Die Modellsimulationen zeigten, daß das Modell in der Lage ist, die Tiefenwasserbildung und deren Variabilität realistisch zu reproduzieren. Eine wichtige Rolle scheint dabei die

a)



b)

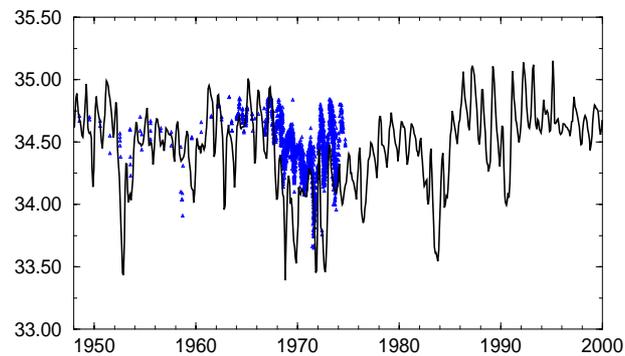


Abb. 6: Zeitreihen der simulierten a) Temperaturanomalien in 1400m Tiefe und b) des Oberflächensalzgehalts in der zentralen Labradorsee. In a) ist die Temperaturachse invertiert und der NAO Index ist schattiert dargestellt. In b) sind zusätzlich (Dreieckssymbole) die beobachteten Daten des Ozeanwetterschiffes Bravo eingezeichnet.

c)

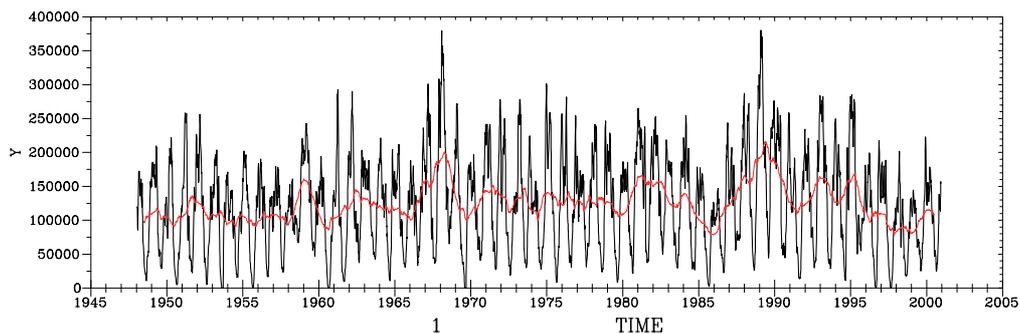
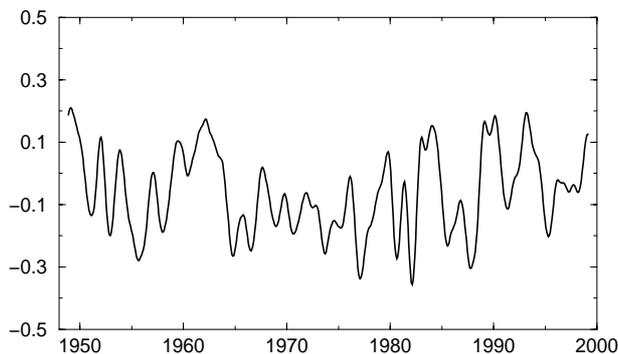


Abb. 6 c: Eisexport (in Sv) durch die Framstrasse als Jahres- und Monatsmittel

Simulation der Meereisbedeckung und ihrer Variabilität zu spielen. Das Modell erbringt dabei vergleichbare Ergebnisse wie Regionalmodelle anderer Gruppen (z.B. das ungekoppelte Eismodell des IfM Kiel (Hillmer, 2001)). Die neu eingeführte Parameterisierung der bodennahen Konvektion am Kontinentalabhang (slope convection) verbesserte die besonders wichtige Repräsentation des Überströmens der Grönland-Schottland- Schwelle.

a)



b)

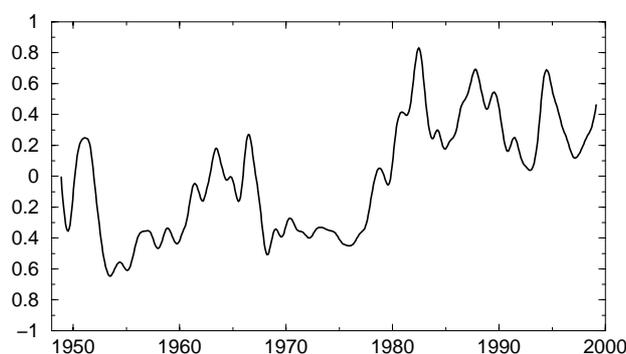


Abb. 7: Zeitreihen a) des Overflowtransportes (in Sv) durch die Dänemarkstrasse und b) der Temperaturanomalie im Overflowwasser.

## 5.4 Durchführung und Analyse der Simulationen mit dem vollständigen gekoppelten Modell. Untersuchungen von Prozessen und Rückkopplungsmechanismen im System Eis-Ozean-Atmosphäre

In der Standardkonfiguration (HT43-T42) wurde ein Kontrolllauf (über mehr als 350 Jahre) und mehrere Experimente, in denen der CO<sub>2</sub> Gehalt jährlich um 1% ansteigt, durchgeführt. Eine wichtige Voraussetzung für die Analyse der Klimaänderungsstudien ist das Verständnis der "natürlichen" Variabilität unter unforcierten Bedingungen. Aus diesem Grund wurde zunächst ein längerer Kontrolllauf analysiert. Das Experiment zeigte, dass das Modell ohne Flusskorrektur ein stabiles Klima liefert. Dies stellt einen wesentlichen Fortschritt gegenüber den Vorläufermodellen dar. Weitere Verbesserungen sind ein wesentlich höherer meridionaler Wärmetransport (ca. 0.9 PW im Atlantik) und eine verbesserte Simulation der nordhemisphärischen Eisbedeckung und der Zirkulation der Arktis. Hinsichtlich der Tiefenwasserbildung simuliert das Modell sowohl tiefreichend Konvektion in der Grönlandsee als auch in der Labradorsee. Die THZ zeigt eine deutliche multidekadische Variabilität mit einer Periode von etwa 80 Jahren auf (Abb. 8). Eine Analyse der Oberflächentemperatur des Nordatlantiks zeigt, dass letztere mit der THZ deutlich korreliert sind (Abb. 9a). Latif et al. (eingereicht, 2002) argumentieren deshalb, dass die (durch Satellitenbeobachtungen einfach zu erhaltenden) SST Anomalien als Proxy für die Stärke der Umwälzbewegung im

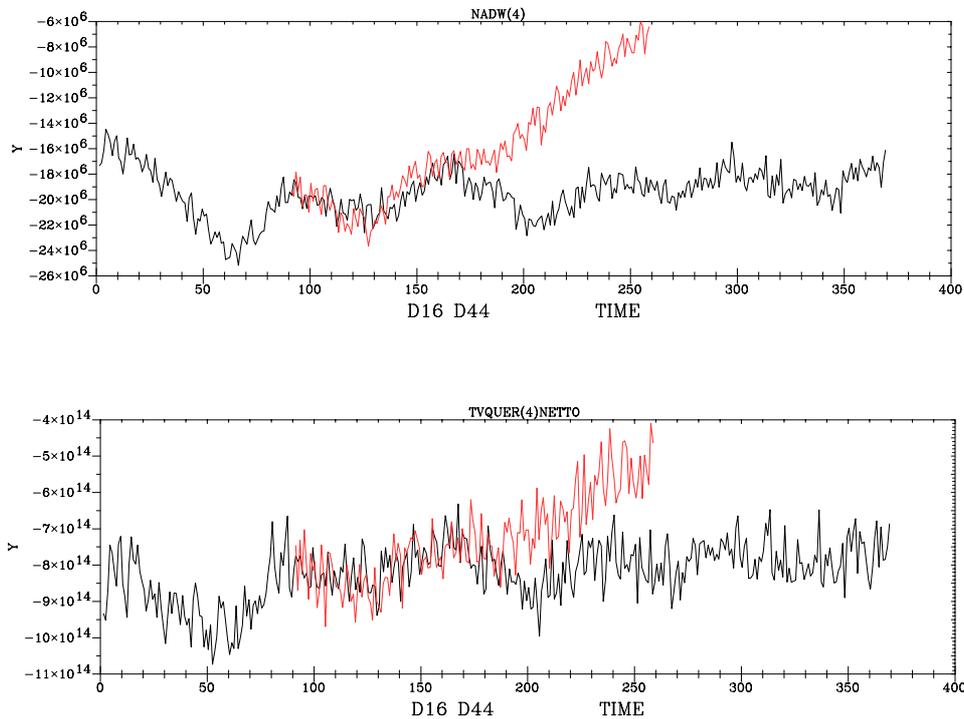
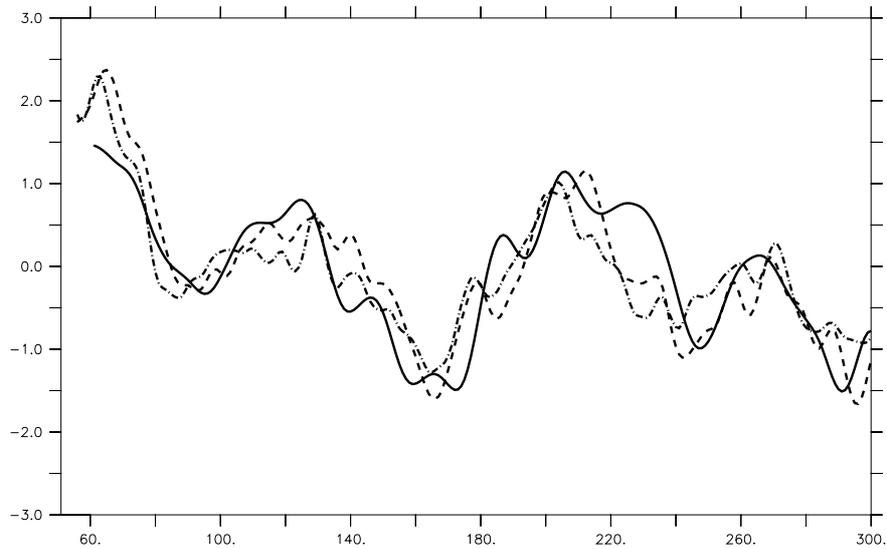


Abb. 8: Zeitreihen a) des südwardigen Transports im Bereich des Nordatlantischen Tiefenwassers und b) des ozeanischen Wärmetransports bei 30N im Atlantik für das Kontrollexperiment (schwarz) und das CO<sub>2</sub>-Anstiegsszenario (grau).

Atlantik verwendet werden könnten. Dieser Zusammenhang besteht sowohl im Kontroll-experiment als auch im Erwärmungsszenario. Da direkte Messungen der THZ äußerst schwierig und kostspielig sind, ergäbe sich hier ein alternativer Ansatz, der allerdings noch durch weitere Beobachtungen verifiziert werden muß. Die Stärke der THZ hängt im Modell deutlich von der Konvektionsaktivität vor allem in der Labradorsee ab. Während diese auf interannualen und interdekadischer Zeitskalen bei Abwesenheit von kurzzeitig auftretenden Salzgehaltsanomalien vom lokalen atmosphärischen Antrieb bestimmt wird (siehe Abschnitt), dominiert auf längeren Zeitskalen der Salzgehalt des oberen Ozeans die Konvektionstätigkeit. Abb. 9b zeigt normalisierte Zeitreihen der Konvektionstiefe in der zentralen Labradorsee, des Salzgehalts der oberen 300m und der THZ. Deutlich ist, dass Salzgehalt und Konvektion hoch korreliert sind und der THZ um wenige Jahre vorausgehen. Eine Regressionsanalyse (THZ gegen das zweidimensionale Feld des Salzgehalts im oberen Ozean (0-300m)) zeigt, dass der nördliche Nordatlantik zur Zeit maximaler Umwälzbewegung bis hinein in Barents und Kara See relativ salzreich (und warm) ist (Abb 10). Im Bereich der Laptev See und der zentralen Arktis entstehen aber hier negative Salz-anomalien vor allem aus dem schmelzenden Eis. Zusätzlich begünstigen die warmen Verhältnisse vermehrten Niederschlag über der GIN-See, der Arktis und über Russland, wo wichtige Zuflüsse der Arktis gespeist werden. Die Frischwasseranomalien breiten sich über die zentrale Arktis und die Framstrasse entlang des Ostgrönlandstroms aus und erreichen die Tiefenwasserbildungsgebiete in der GIN- und Labradorsee (Abb. 10b). Hier behindert

a)



b)

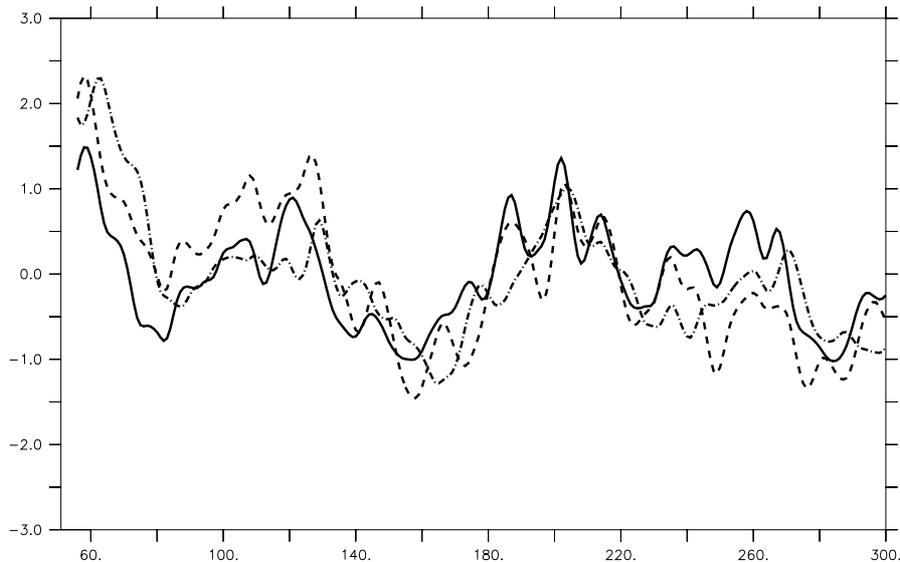
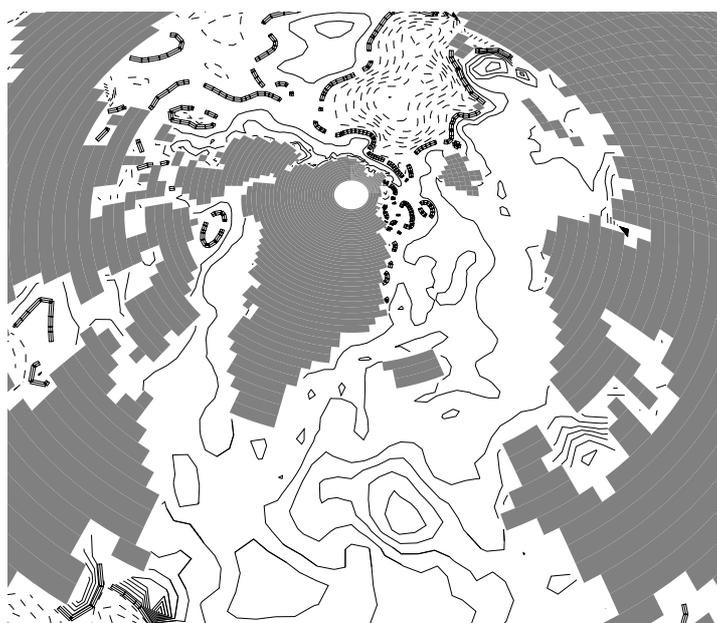


Abb. 9: Normalisierte Zeitreihen aus dem Kontrolleperiment: a) Maximum der meridionalen Umwälzbewegung bei 30N (gestrichelte Linie), Meeresoberflächentemperatur in der Region 40N-60N, 50W-10W (durchgezogene Linie) und Wärmetransport bei 30N (Punkt-Strich-Linie). b) Konvektionstiefe in der zentralen Labradorsee (durchgezogene Linie), Salzgehalt des oberen Ozeans (0-300m) in der zentralen Labradorsee (gestrichelte Linie) und dem Wärmetransport bei 30N (Punkt-Strich Linie).

die geringe Dichte des Oberflächenwassers dann die Konvektion, was zu einer Abschwächung der THZ führt. Delworth et al. (1993) beschreiben eine THZ Variabilität mit etwa 50-80 jähriger Periode, die sie auf den Ab- und Aufbau von potentieller Energie in den grossskaligen Wirbelsystemen zurückführen. Die relative Rolle einzelner Prozesse, wie etwa die Frage nach der Bedeutung des atmosphärischen Rückkoppelungsbeitrag über die Niederschlagsveränderung konnte jedoch nicht abschliessend geklärt werden, da dazu zu-

sätzliche Sensitivitätsstudien notwendig sind. Im Laufe der weiter geplanten Untersuchungen und der in Vorbereitung befindlichen Publikation (Jungclaus et al, in Vorbereitung) sind solche Experimente geplant. Eine Untersuchung des Einflusses des atlantischen Einstroms auf die arktische Meereisbedeckung und Lufttemperatur wird von Semenov et al. (in Vorbereitung, 2002) durchgeführt. Die Reaktion des gekoppelten Systems auf ver-

a)



b)

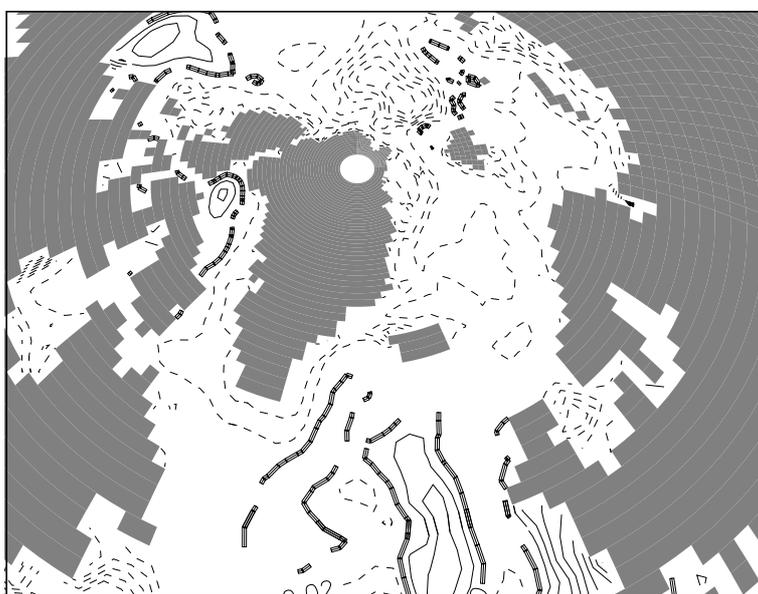


Abb. 10: Regression der Meridionalen Umwälzbewegung auf den Salzgehalt (in psu per Standardabweichung des THZ Maximums bei 30N)im oberen Ozean (0-300m) a) zur Zeit des THZ Maximums und b) 20 Jahre später. Konturintervall 0.02 psu, negative Werte gestrichelt.

mehrten CO<sub>2</sub>-Eintrag wurde in mehreren Experimenten untersucht, in denen ein Anstieg des Spurengasgehalts um jährlich 1% bis hin zu einer Vervielfachung vorgeschrieben wurde. Erste Analysen hinsichtlich der Stabilität der THZ zeigen, dass die multidekadische Variabilität zunächst auch im Erwärmungsszenario die Entwicklung dominiert. Abb. 8 zeigt, dass THZ und Wärmetransport über die ersten 80 Jahre kaum vom Kontrollexperiment zu unterscheiden sind (was darauf hinweist, dass anthropogene Klimaveränderungen für lange Zeit von der natürlichen Variabilität verdeckt sein können). Erst nach ca. 80 Jahren ergibt sich ein deutlicher Rückgang der Umwälzbewegung im Ozean (in Abb. 8a dargestellt als Transport im Tiefen Westlichen Randstrom bei 30N). Nach dem Jahr 170 erkennt man einen nahezu lineare Verminderung des Transportes von etwa 18 Sv im Jahr 160 bis ca. 8 Sv im Jahr 240. Wie auch im ECHAM4/OPYC Modell (Latif et al., 2000) steht einem vermehrten Frischwassereintrag in hohen Breiten eine Salzanreicherung in niedrigen Breiten gegenüber. Abb. 11 zeigt in ähnlicher Weise wie die Abb. 4b aus Latif et al. (2000) ein Hovmueller-Diagramm des mittleren Salzgehalts im Nordatlantik (zonal integriert). Im späteren Verlauf des Experiments zeigt sich eine nordwärtige Verlagerung des anomal salzreichen Wassers. Allerdings ist das Experiment zum jetzigen Zeitpunkt nicht abgeschlossen und eine Klärung der Frage, ob es zu einer Stabilisierung der THZ auch in diesem extremen Fall von vermehrten CO<sub>2</sub>-Eintrag kommt, steht noch aus.

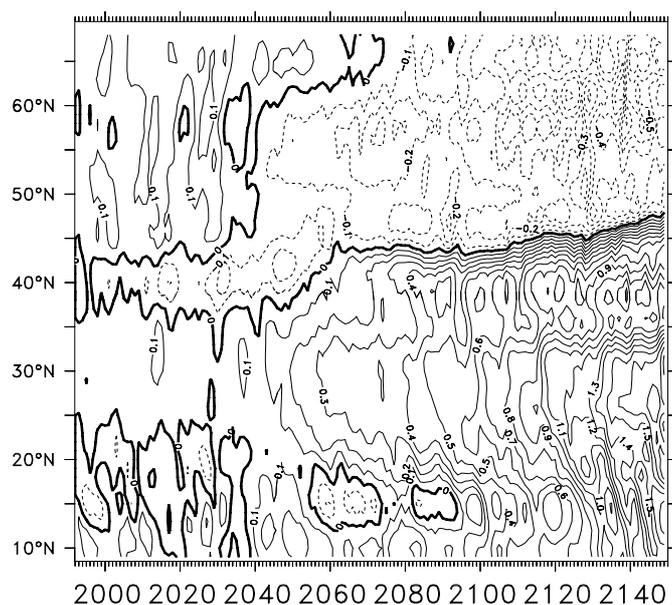


Abb. 11: Zeitliche Entwicklung des Salzgehalts der oberen 375m im Nordatlantik (zonal integriert) im CO<sub>2</sub>-Anstiegsexperiment. Vom Istwert wurde der Anfangswert abgezogen (Konturintervall 0.1 psu, negative Werte gestrichelt).

## 6. Voraussichtlicher Nutzen des Projektes

1.) Neue Erkenntnisse zur Sensitivität der Tiefenwasserproduktion im nördlichen Nordatlantik auf lokale Forcierung und Fernwirkung aus der Arktis wurden mit Hilfe des ungekoppelten Ozeanmodells gewonnen.

2.) Ein neues, an die Projektfragestellung angepaßtes, gekoppeltes Ozean-Eis-Atmosphäre Modell wurde entwickelt, getestet und angewendet. Dieses steht für Nachfolgeprojekte, insbesondere das Nachfolgeprojekt des Zuwendungsempfängers zur Verfügung.

3.) Neue Erkenntnisse zur relativen Rolle einzelner die Variabilität und Stabilität der THZ bestimmenden Rückkopplungsmechanismen wurden mit Hilfe der gekoppelten Modelle gewonnen.

## **7. Fortschritte anderer Gruppen.**

Auch andere Institutionen stellten verbesserte gekoppelte Klimamodelle in Dienst und veröffentlichten erste Ergebnisse. Hier sind das NCAR in Boulder, USA und das Hadley Centre in Bracknell, Grossbritannien hervorzuheben. In der Ozeanmodellentwicklung gibt es neben einem generellen Trend zu höheren Auflösungen die Tendenz, curvilineare Gitter zu verwenden (MPI, NCAR, LODYC, Paris). Physikalische Parameterisierungen wie die, die im C-HOPE Modell implementiert worden sind, findet man auch in anderen Modellen (z.B. Gent et al., 2002). Es sind verschiedene Formulierungen für die Bodengrenzschichtparameterisierung entwickelt worden, die im Rahmen des DOME Projektes analysiert und bewertet werden sollen (Dengg et al., in Vorbereitung). Den Modellen der neueren Generation der Klimamodelle ist gemeinsam, dass sie keiner Flusskorrektur bedürfen, um ein stabiles Klima über mehrere Jahrhunderte zu simulieren. Dies wird sowohl auf die verbesserte Auflösung als auch auf Parameterisierungsfortschritte vor allem im Ozean zurückgeführt (z.B. Wood et al., 1999; Gent et al., 2002).

Die Experimente mit der neuesten Version des Hadley Center Modells HadCM3 zeigen eine Abschwächung der THZ um 20-25% im Falle einer Vervierfachung der CO<sub>2</sub>-Konzentration. Wood et al. (1999) konstatieren dabei eine Veränderung der relativen Bedeutung der Tiefenwasserquellen nördlich (Grönlandsee) und südlich (Labradorsee) des Grönland-Schottland Rückens. Während die Konvektion in der Labradorsee völlig zusammenbricht, bleibt die Tiefenwasserproduktion nördlich des Rückens aktiv und hält den Ausstrom von relativ schweren Wasser durch die Dänemarkstrasse aufrecht. Die Prozesse, die im Hadley Centre Modell die relative Stabilität der THZ bestimmen, werden von Thorpe et al. (2001) und Vellinga et al. (2002) beschrieben. Letztere heben dabei die Bedeutung einer Verschiebung der Innertropischen Konvergenzzone für den Frischwassereintrag in den Ozean hervor. Latif (2001) analysiert beobachtete Meeresoberflächentemperaturen (SST) und sieht einen generellen Zusammenhang zwischen den pazifischen und atlantischen SSTs. Perioden besonders warmer pazifischer SST werden mit einer Verzögerung von wenigen Jahrzehnten gefolgt von ebensolchen Anomalien im Atlantik. Diese wirken sich auf die Stärke der atlantischen THZ aus und verändern auch die Entwicklung der Nordatlantischen Oszillation. Delworth und Dixon (2000) sehen in der NAO bzw. der Arktischen Oszillation (AO) einen möglichen stabilisierenden Faktor für die THZ. Falls der beobachtete Trend zu hohen positiven NAO bzw. AO Indizes eine Folge der bereits erfolgten globalen Erwärmung ist wie es z. B. Shindell et al. (2001) vorschlagen, so sollte dies mit intensivierten Westwinden und Wärmeverlust des Ozeans in der Labradorsee einhergehen und so zu einer Verstärkung der THZ führen. Delworth und Mann (2000) vergleichen beobachtete und simulierte mul-

tidekadische Variabilität in der Nordhemisphäre und finden vergleichbare Zeitskalen für die Oberflächentemperatur. Im Modell hängt die SST Fluktuation mit einer Zeitskala von etwa 70 Jahren mit Veränderungen der thermohalinen Zirkulation zusammen.

## **8. Literatur**

### Eigene Veröffentlichungen

#### begutachtete Veröffentlichungen:

Dickson, R.R., J. Meincke, I. Vassie, J. H. Jungclaus und S. Østerhus (1999) Possible predictability in the overflow from Denmark Strait. *Nature* 397, 243-246.

Jungclaus, J.H., J. Hauser und R. H. Käse (2001) Cyclogenesis in the Denmark Strait overflow plume. *J. Phys. Oceanogr.*, 31, 3214-3229.

Latif, M., E. Roeckner, U. Mikolajewicz und R. Voss (2000). Tropical stabilisation of the thermohaline circulation in a greenhouse warming simulation. *J. Climate* 13, 1809-1813.

Latif, M., E. Roeckner, J. H. Jungclaus, H. Haak, S. Marsland, U. Mikolajewicz, S. Legutke, S. Hagemann und M. Botzet, (2002), Reconstructing, monitoring, and predicting decadal-scale changes in the North Atlantic thermohaline circulation with sea surface temperature, eingereicht bei Science.

Marsland, S.J., H. Haak, J.H. Jungclaus, M. Latif und F. Röske (2002), The Max-Planck-Institute global ocean/sea ice model with orthogonal curvilinear coordinates. *Ocean Modelling*, im Druck

Mikolajewicz, U. und R. Voss (2000) The role of the individual air-sea flux components in CO<sub>2</sub>-induced changes of the ocean's circulation and climate. *Climate Dyn.* 16, 627-642.

Voss, R. und U. Mikolajewicz (2001) Long-term climate changes due to increased CO<sub>2</sub> concentration in the coupled atmosphere-ocean general circulation model ECHAM3/LSG. *Climate Dyn.* 17, 45-60.

#### nicht begutachtete Veröffentlichungen:

Mikolajewicz, U., J. H. Jungclaus und H. Haak (2001) Simulating the ocean response to atmospheric variability. In: Ritchie, H. (Hrsg.) *Research activities in atmosphere and oceanic modelling*, CAS/JSC working group on numerical experimentation report No. 31, WMO/TD-No. 1064.

#### in Vorbereitung befindliche Veröffentlichungen

Dengg, J., A. Biastoch, J.H. Jungclaus und C. Böning (2002), DOME phase II: A benchmark configuration for overflow across the Greenland-Iceland-Scotland Ridge, zur Veröffentlichung in *Ocean Modelling*.

Jungclaus, J.H., U. Mikolajewicz, H. Haak und M. Latif (2002), Simulating North Atlantic Variability in a global ice-ocean model, zur Veröffentlichung in *J. Climate*, Sonderausgabe zum MPI Klimamodell.

Mikolajewicz, U., J. H. Jungclauss und H. Haak (2002), Multi-decadal variability of the thermohaline circulation in the coupled AOGCM ECHAM5/MPI-OM1, zur Veröffentlichung in *J. Climate*, Sonderausgabe zum MPI Klimamodell.

#### Zitierte Fremdveröffentlichungen

Bacon, S. (1998) Decadal variability in the outflow from the Nordic Seas to the deep Atlantic Ocean. *Nature* 394, 871-874.

Beckmann, A. und R. Döscher, 1997, A method for improved representation of Dense water spreading over topography in geopotential-coordinate models, *J. Phys. Oceanogr.*, 27, 581-591.

Belkin, I.M., S. Levitus und J. Antonov (1998) Great salinity anomalies from the North Atlantic. *Prog. Oceanogr.* 41, 1-68.

Bersch, M. (2001) NAO-induced changes of the upper-layer circulation in the Northern North Atlantic Ocean, submitted, *J. Geophys. Res.*

Campin, J.-M. und H. Goosse, 1999, Parameterization of density-driven downsloping flow for a coarse-resolution ocean model in z-coordinate, *Tellus*, 51A, 412-430.

Curry, R.G., M.S. McCartney und T.M. Joyce (1998) Oceanic transport of subpolar climate signals to mid-depth subtropical waters. *Nature* 394, 575-577.

Delworth, T.L., S. Manabe und R. Stouffer (1993), Interdecadal variations of the thermohaline circulation in a coupled ocean-atmosphere model, *J. Climate*, 6, 1993-2001.

Delworth, T.L. und M.E. Mann (2000), Observed and simulated multidecadal variability in the Northern Hemisphere, *Clim. Dyn.*, 16, 661-676.

Delworth, T.L. und K.W. Dixon (2000) Implications of the recent trend in the Arctic/North Atlantic Oscillation for the North Atlantic thermohaline circulation. *J. Climate* 13, 3721-3727.

Dickson, R.R., J. Meincke, S.A. Malmberg und A.J. Lee (1988) The 'Great Salinity Anomaly' in the northern North Atlantic. *Prog. Oceanogr.* 20, 103-151.

Dickson, R.R., J. Lazier, J. Meincke, P. Rhines und J. Swift (1996) Long term coordinated changes in the convective activity of the North Atlantic. *Prog. Oceanogr.* 38, 241-295.

Gent, P. R., J. Willebrand, T. J. McDougall, und J. C. McWilliams (1995), Parameterizing eddy-induced tracer transports in ocean circulation models. *J. Phys. Oceanogr.* 25, 463-474.

Gent, P.R. (2001) Will the North Atlantic Ocean thermohaline circulation weaken during the 21st century? *Geophys. Res. Lett.* 28, 1023-1026.

Gent, P.R., A.P. Craig, C.M. Bitz und J.W. Weatherly (2002), Parameterization improvements in an eddy-permitting ocean model for climate, *J. Climate*, 15, 1447-1459.

Hillmer, M. (2001) A model study of Arctic Sea Ice variability, Dissertation, Universität Kiel, 152 pp.

Johns, W.E., T.N. Lee, R.J. Zantopp und E. Fillenbaum (1997), Updated transatlantic heat

- flux at 26.5N, WOCE Newsletter, 27, 15-22.
- Killworth, P.D. und N. R. Edwards (1999) A turbulent bottom boundary layer code for use in numerical ocean models, *J. Phys. Oceanogr.*, 29, 1221-1236.
- Latif, M. (2001) Tropical Pacific/Atlantic Ocean interactions at multi-decadal time scales. *Geophys. Res. Lett.* 28, 539-542.
- MacDonald A.M. und C. Wunsch (1996), Oceanic estimates of global heat transport, WOCE Newsletter, 24, 5-6.
- Rintoul, S. und C. Wunsch (1991) Mass, heat, oxygen, and nutrient fluxes and budgets in the North Atlantic Ocean, *Deep Sea Res.*, 38, Suppl. 1, S355-S377.
- Shindell D.T., G.A. Schmidt, R.L. Miller und D. Rind (2001). Northern hemisphere winter climate response to greenhouse gas, ozone, solar, and volcanic forcing, *J. Geophys. Res.*, 106, 7193-7210
- Terray, L., E. Sevault, E. Guilyardi, O. Thual (1995), OASIS 2.0, Ocean atmosphere sea ice soil. User's Guide and reference manual, C.E.R.F.A.C.S, Toulouse.
- Thorpe, R.B., J.M. Grgory, T.C. Johns, R.A. Wood und J.F.B. Mitchell (2001), Mechanisms determining the Atlantic thermohaline circulation response to greenhouse gas forcing in a non-flux-adjusted climate model, *J. Climate*, 14, 3102-3116.
- Vellinga, M., R.A. Wood und J.M. Gregory (2002), Processes governing the recovery of a perturbed circulation in HadCM3, *J. Climate*, 15, 764-780.
- Wolff, J.-O., E. Maier-Reimer, S. Legutke (1996), The Hamburg Ocean Primitive Equation Model HOPE, Technical Report No. 13, DKRZ, Hamburg 103 pp.
- Wood, R.A., A.B. Keen, J.F. Mitchell und J.M. Gregory (1999) Changing spatial structure of the thermohaline circulation in response to atmospheric CO<sub>2</sub> forcing in a climate model, *Nature* 399, 572-575.