

11 R. GERDES, C. W. BÖNING, J. WILLEBRAND Allgemeine Zirkulationsmodelle, Ozean

1 Einleitung

In einigen Aspekten der Modellierung der großräumigen ozeanischen Zirkulation ist in den vergangenen Jahren eine stürmische Entwicklung zu verzeichnen gewesen. Die wachsende Leistungsfähigkeit der Hochleistungsrechner erlaubte deutliche Verbesserungen der Modellauflösung und die umfangreichen Messprogramme, die im Rahmen des **World Ocean Circulation Experiment (WOCE)** im vergangenen Jahrzehnt durchgeführt werden konnten, lieferten wertvolle neue Datensätze zur Modellvalidierung und -optimierung. Zudem konnte durch theoretische Studien und moderne Meßmethoden ein besseres Verständnis von wichtigen, kleinskaligen Prozessen erreicht werden, das sich in physikalisch realistischeren Parameterisierungsansätzen für globale Zirkulationsmodelle niederschlagen beginnt.

Eine Hauptschwierigkeit in der Modellierung der ozeanischen Zirkulation besteht in der nichtlinearen Verknüpfung von Mechanismen äußerst unterschiedlicher räumlicher und zeitlicher Skala. Die globale Umwälzung der ozeanischen Wassermassen aufgrund der „*thermohalinen Zirkulation*“ – verursacht durch die der Meeresoberfläche aufgeprägten Dichteunterschiede infolge des Wärme- und Wasseraustauschs mit der Atmosphäre – bestimmt die hydrographischen Eigenschaften der Tiefsee auf Zeitskalen von Jahrhunderten bis Jahrtausenden und auch den ozeanischen Wärmetransport; die Struktur und Intensität der tiefen Umwälzbewegung hängen aber entscheidend ab von meso- und submesoskaligen Prozessen wie der Durchströmung enger untermeerischer Gräben oder der kleinskaligen Vermischung aufgrund brechender interner Wellen.

Randströme mit weniger als 100 km Breite sind integraler Bestandteil der großräumigen Zirkulation, das Golfstromsystem nimmt beispielsweise den nordwärtigen Transport der großräumigen Umwälzbewegung im Atlantik auf. Wirbel dominieren in manchen Regionen die Wärme-, Stoff- und Impulsflüsse und haben starken Einfluss auf die großräumige Zirkulation. Absinken in eng begrenzten polaren und subpolaren Regionen erneuert das überwiegende Volumen des Ozeans und ist damit entscheidend für die Reservoirfunktion des Ozeans für Wärme und Spurenstoffe, beispielsweise CO_2 (Abb.11-1). Diese Regionen sind aber auch Ausgangspunkte für sich global ausbreitende Temperatur- oder Salzgehaltssignale. Damit hängen klimarelevante Strömungsänderungen auf Zeitskalen von wenigen Jahren (Randwellen) bis zu Jahrhunderten (advective Erneuerung) zusammen. Wegen der extremen Zeitskalen, die mit der kleinskaligen Vermischung verbunden sind, wäre ein thermodynamisches Gleichgewicht (bei gleichbleibenden Randbedingungen) erst nach Tausenden von Jahren erreicht.

Das breite Spektrum der klimarelevanten Prozesse im Ozean ist nicht in einem einzigen Modell(typ) zu inkorporieren.

Derzeit erfassen ozeanische Komponenten von Klimamodellen, die für mehrere tausend Jahre integriert werden, Skalen oberhalb von 100 km. Globale oder beckenweite wirbelauf lösende Modelle können typischerweise nur einige Dekaden gerechnet werden, während Modelle zur Simulation von Konvektion und dreidimensionaler Turbulenz im Ozean auf idealisierte Konfigurationen und Zeiträume von Wochen bzw. Tagen beschränkt sind. Der zu erwartende Anstieg der Rechnerkapazität wird eine Integration dieser Modelle auf absehbare Zeit nicht zulassen. Ozeanmodelle sind daher bis auf weiteres auf Parameterisierungen relevanter Prozesse angewiesen. Wichtige Prozesse werden in jedem praktisch realisierbaren Gitter nur marginal aufgelöst, so dass auch Details der numerischen Darstellung von Bedeutung sind.

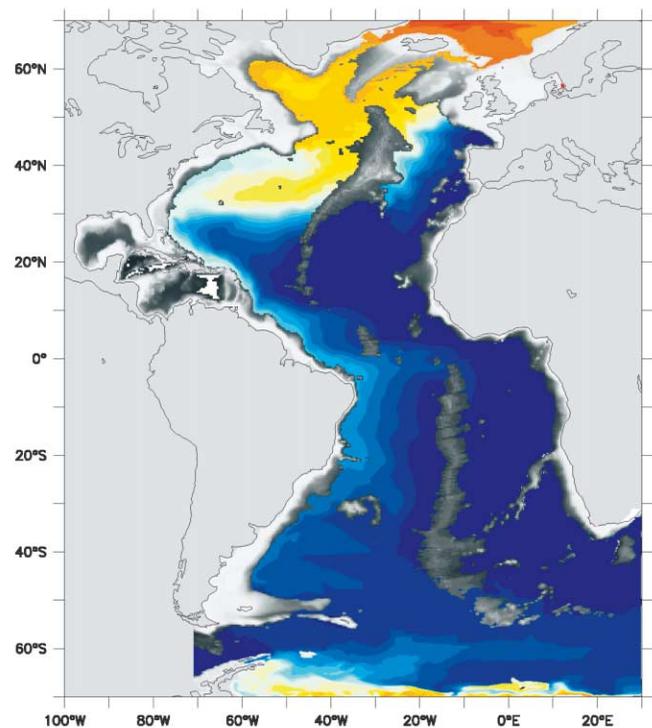


Abb.11-1: Anthropogenes CO_2 im Tiefenwasser (Verteilung auf der potentiellen Dichtefläche $\sigma_2=37,1$) im FLAME-Modell des IfM Kiel nach 100 Jahren Integrationszeit. Zu Anfang sind die Konzentrationen überall auf Null gesetzt. Die Einheiten sind $\mu\text{mol/l}$. Grau unterlegt ist die Bodentopographie oberhalb der Lage der Dichtefläche. Deutlich sind die hohen Konzentrationen im Europäischen Nordmeer zu sehen, wo die Dichtefläche nahe der Oberfläche liegt. Von dort breitet sich das CO_2 durch einzelne Passagen durch den Grönland-Schottland Rücken in den subpolaren Atlantik aus.

2 Verwendete Ozeanmodelle: Grundlagen und Unterschiede

Bei der Konzeption eines numerischen Zirkulationsmodells treten verschiedene Gesichtspunkte auf, welche jeweils die Notwendigkeit einer Wahl zwischen verschiedenen, a priori oft gleichwertigen Alternativen bedingen. Die wichtigsten dieser Gesichtspunkte sind (i) eine geeignete und praktikable Approximation für die grundlegenden Erhaltungsgleichungen der Hydro- und Thermodynamik, (ii) Parameterisierungen für die nicht explizit aufgelösten Prozesse, und (iii) die räumliche und zeitliche Diskretisierung mit den zugehörigen numerischen Algorithmen.

2.1 Physikalische Approximationen, Ausgangsgleichungen

Die weitaus meisten Zirkulationsmodelle basieren heute auf den sog. primitiven Gleichungen. Notwendig dafür ist die Gültigkeit der hydrostatischen Approximation, welche für die großräumige Zirkulation sehr gut erfüllt ist. In Modellen mit sehr hoher Auflösung (10 km und besser) wird diese Approximation jedoch problematisch; die quasi-hydrostatische Approximation (MARSHALL und SCHOTT 1999) hat in diesem Bereich bei nur unwesentlich erhöhtem Aufwand eine bessere Genauigkeit. Regelmäßig wird dabei die Boussinesq-Approximation verwendet, deren Hauptzweck es ist, die Schallwellen aus den Bewegungsgleichungen auszufiltern. Formal wird dabei die Massenerhaltung durch die Volumenerhaltung angenähert, und Dichteunterschiede im Ozean werden nur in Verbindung mit der Schwerkraft berücksichtigt. Der zugehörige Fehler von etwa 2 % konnte in der Vergangenheit meist toleriert werden. Für bestimmte Zwecke wie z. B. die sehr genaue Berechnung von Meeresspiegeländerungen ist allerdings eine bessere Darstellung erforderlich. Die Formulierung von GREATBATCH et al. (2001) ist hier sehr vielversprechend; dabei wird der Approximationsfehler unter 0,1 % gedrückt. In der sog. rigid-lid-Approximation wird die Adjustierung der Oberflächenauslenkung als unendlich schnell angesehen; dadurch werden die barotropen Schwerewellen ausgefiltert. Die mit der rigid-lid-Approximation implizierte Volumenerhaltung bedingt, dass Wasseraustausch durch die Oberfläche vernachlässigt wird und Verdunstung, Niederschlag, kontinentaler Abfluss usw. in einen entsprechenden Salzfluss umgerechnet werden müssen. Der zugehörige Fehler ist im offenen Ozean bis zu 3 %, kann bei großen Salzgehaltsänderungen wie z. B. in der Umgebung der Mündung großer Flüsse oder in Randmeeren aber erheblich größer sein. Weiterhin ist die direkte Berücksichtigung von Gezeitenprozessen mit der rigid-lid-Approximation nicht möglich. Dies ist vornehmlich in regionalen Studien von Bedeutung, könnte aber durch die Rolle der Gezeiten für die vertikale Vermischung im tiefen Ozean wichtig werden.

Die exakte Berücksichtigung der freien Oberfläche bietet keine prinzipiellen Schwierigkeiten und wird zunehmend häufig verwendet (GRIFFIES et al. 2000). Wegen der extrem kleinen Zeitschritte, die durch barotrope Schwerewellen in einem expliziten Lösungsverfahren nötig sind, werden häufig

implizite Zeitschrittverfahren verwendet. Implizite Verfahren sind hinsichtlich Gezeiten, Anwendung in flachen Schelfmeeren und wegen der Annahme kleiner Auslenkung im Vergleich zur Dicke der obersten Gitterzelle problematisch. Zeitlich explizite Methode erfordern in der Regel weniger Einschränkungen. Auf massiv parallelen Rechnern und insbesondere bei hoher horizontaler Auflösung sind diese Verfahren sogar rechnerisch effizienter als die impliziten Verfahren.

2.2 Vertikales Koordinatensystem

Von allen Aspekten der Diskretisierung in Ozeanmodellen ist die Wahl der vertikalen Darstellung von besonderer Wichtigkeit. Dabei gibt es drei prinzipiell unterschiedliche Ansätze, welche die Rolle der Dichteschichtung und der Bodentopographie im Ozean auf jeweils unterschiedliche Weise berücksichtigen.

Geopotentielle (oder kurz z-) Koordinaten bilden wegen der überragenden Größenordnung der Schwerkraft einen natürlichen Ausgangspunkt. Mit dieser Darstellung liegen die bei weitem meisten Erfahrungen vor. Die Vorteile der z-Koordinaten liegen in der einfachen Darstellung des horizontalen Druckgradienten und der einfachen und exakten Implementierung der nichtlinearen Zustandsgleichung. Auch lassen sich die durchmischte oberflächennahe Schicht und allgemein diabatische Prozesse relativ unkompliziert darstellen. Andererseits ist die im Inneren des Ozeans vorherrschende Ausbreitung und Vermischung entlang von Dichteschichten (genauer gesagt neutralen Schichten) im Rahmen von geopotentiellen Koordinaten recht schwerfällig zu implementieren und wegen unvermeidlicher Diskretisierungsfehler nicht ohne Abstriche zu realisieren. Insbesondere an Fronten und in Randströmen treten unter Umständen starke diapkyne Transporte auf, die weder physikalisch realistisch noch modelltechnisch leicht kontrollierbar sind. Die Wahl der Gitterebenen ist flexibel, allerdings gibt es normalerweise keine Diskretisierung, welche gleichzeitig für die Darstellung sowohl der Dichteschichtung als auch der Bodentopographie optimal wäre. Die Konvergenz der Lösung bei verfeinerter vertikaler Auflösung ist langsam, wenn wie üblich die Bodentopographie stufenförmig dargestellt wird (HAIDVOGEL und BECKMANN 1999). Andere Darstellungen der Topographie wie z. B. geländefolgende σ -Koordinaten oder "shaved cells" (ADCROFT et al. 1997) können dieses Problem vermeiden.

Die in Atmosphärenmodellen häufig verwendeten σ -Koordinaten werden im Ozean meist nur für regionale Studien verwendet. Die bessere Darstellung der Bodentopographie und der kinematischen Randbedingung am Boden sowie von Bodengrenzschichten sind deren wesentliche Vorteile. Dies führt unter anderem zu dramatisch verbesserten Ausbreitungseigenschaften von topographischen Wellen (GERDES 1993a), die für Anpassungsvorgänge entlang von Kontinentalrändern und unterseeischen Rücken von großer Bedeutung sind (DÖSCHER et al. 1994, GERDES und KÖBERLE 1995). Nachteile bei der Darstellung der Oberflächengrenz-

schicht können weitgehend durch eine leichte Modifikation der Koordinaten (s-Koordinaten) vermieden werden, wobei die obersten Schichten horizontal verlaufen und der Übergang zu bodenfolgenden Koordinaten graduell mit der Tiefe stattfindet. Andererseits stellt der Abschneidefehler im Druckgradientterm wegen der großen Bodenneigungen und der starken Schichtung in Ozeanmodellen ein erhebliches Problem dar. σ -Koordinaten teilen die Probleme der geopotentiellen Koordinaten mit fiktiven diapkyken Transporten an Fronten. Durch die auch im Inneren z. T. stark geneigten Koordinatenflächen ist dieses Problem eher noch verschärft, weil dort die Dichteflächen weitgehend horizontal verlaufen.

Wegen der überragenden Rolle der isopyknen Transporte erscheinen Dichteflächen als ideale Koordinatenflächen. In isopyknen Modellen wird häufig die potentielle Dichte zum Referenzdruck $p = 0$ (σ_0) verwendet, die unter adiabatischen Verhältnissen eine Erhaltungsgröße ist. Unglücklicherweise ist σ_0 nicht überall monoton mit der Tiefe. Wegen der Temperatur- und Salzgehaltsabhängigkeit der Kompressibilität von Meerwasser ist beispielsweise das kalte aber salzarme Antarktische Bodenwasser in 4 km Tiefe dichter als Nordatlantisches Tiefenwasser (NADW). Bei Oberflächendruck ist dagegen NADW dichter. Der Einsatz von potentiellen Dichten bei höheren Referenzdrücken (z. B. $p = 2000$ hPa, σ_2) vermindert dieses Problem und andere Fehler, die aus der Nichtlinearität der Zustandsgleichung herrühren. Ähnlich wie bei σ -Koordinaten bieten hybride Systeme aus horizontalen Koordinatenflächen im Bereich der durchmischten Deckschicht und potentiellen Dichteflächen im Inneren eine Möglichkeit, Nachteile der reinen isopyknen Koordinaten zu vermindern. In tiefen durchmischten Schichten, die im subpolaren Ozean mehrere hundert Meter tief sein können, fehlt sonst etwa die Auflösung des Geschwindigkeitsprofils oder sonst aktiv aufrecht erhaltener Schichtung. Letztere tritt beispielsweise bei biologischen Komponenten oder schnell veränderlichen Vorgängen (etwa dem Tagesgang) auf.

Alle drei gebräuchlichen vertikalen Koordinatensysteme sind im EU-Projekt DYNAMO (DYNAMO-Group 1997, WILLEBRAND et al. 2001) in ihrer Tauglichkeit für die großräumige Modellierung verglichen worden. Nicht zuletzt dank ihrer relativ hohen horizontalen Auflösung lieferten alle drei Ansätze brauchbare Ergebnisse und die Unterschiede, insbesondere was die großskaligen Aspekte von Zirkulation und Hydrographie angeht, fallen kleiner aus als bei entsprechenden gröber auflösenden Modellen. Einige der oben schon angesprochenen Punkte werden in Abb. 11-2 illustriert, die den zonal integrierten meridionalen Massentransport für die drei verglichenen Modelle zeigt. Alle Modelle weisen eine großräumige Umwälzbewegung auf, die durch das Absinken von dichtem Wasser in hohen nördlichen Breiten gespeist wird. Die Zelle ist unterschiedlich stark und reicht unterschiedlich weit nach unten. Im Dichtekoordinatenmodell MICOM reicht diese Zelle sogar bis zum Boden. Dies ist zum einen bedingt durch die sehr hohe Dichte des untermeerische Pässe überfließenden Wassers, die in diesem Modell nicht durch diapkyne Vermischung reduziert wird. Diese Version von MICOM arbeitete noch mit σ_0 , so dass zum anderen hier das Antarktische Bodenwasser fehlt, das in den beiden anderen

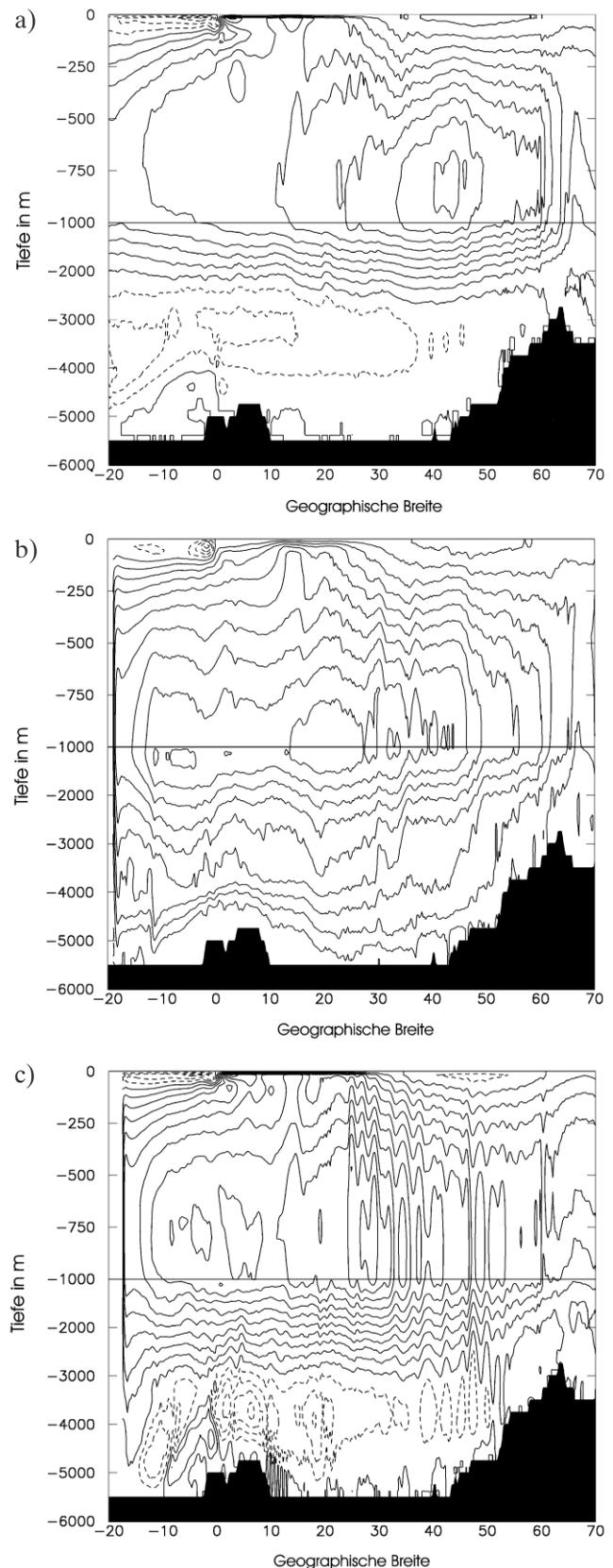


Abb. 11-2: Stromfunktion des zonal integrierten Volumentransports in drei Modellen des Atlantiks aus dem DYNAMO Modellvergleich, (a) geopotentielle Koordinaten (MOM), (b) isopykne Koordinaten (MICOM), (c) sigma-Koordinaten (SPEM). Der Linienabstand ist 2 Sv [$1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$] und negative Werte sind gestrichelt dargestellt. Die großräumige positive Zelle dreht im Uhrzeigersinn, Wasser sinkt im Norden ab und wird in der Tiefe nach Süden verfrachtet, nach WILLEBRAND et al. 2001.

Modellen die bodennahe Zelle von Süden her speist. Ein weiterer signifikanter Unterschied ist die großräumige Aufwärtsbewegung oberhalb von 1500 m, die in s- und im z-Koordinatenmodell die obere Zelle schon vor Erreichen des Südrandes teilweise schließt. Dies ist durch diapykne Vermischung im westlichen Randstrom verursacht, wo starke Flüsse entlang der Koordinatenflächen durch die extrem steil stehenden Dichteflächen auftreten. Die thermodynamische Bilanz wird durch die aufwärts gerichtete Advektion von dichtem Wasser kompensiert. Diese künstliche Schließung der Zirkulationszelle kann durch bessere Parameterisierung der kleinskaligen Prozesse weitgehend vermieden werden (BÖNING et al. 1995).

2.3 Parameterisierung kleinskaliger Prozesse

Die dringendste Aufgabe für globale Ozean-Klimamodelle ist eine Verbesserung der Parameterisierung kleinskaliger, nicht explizit aufgelöster Prozesse. Dazu gehören in erster Linie die mesoskalige Variabilität, kleinskalige thermodynamische Prozesse wie bodennahe Überströmungen (overflows) durch Meeresstraßen und die diapyknische Vermischung.

Im Gegensatz zu gebräuchlichen Atmosphärenmodellen werden Hoch- und Tiefdruck-Wirbel in der Regel in globalen Ozeanmodellen nicht explizit aufgelöst, weil die Anwachsraten barokliner Instabilität bei den vom Gitter aufgelösten Skalen zu klein sind, um gegen dissipative Effekte konkurrieren zu können. Einige wirbelauflösende (häufig wird der Begriff "eddy permitting" verwendet, wenn die Wirbel nur marginal erfasst werden) globale Modelle sind allerdings in jüngerer Zeit gerechnet worden (MALTRUD et al. 1998). Wegen der erheblichen Rechnerzeiten sind bisher nur einzelne Experimente über mehrere Dekaden simulierter Zeit möglich und werden zur Zeit zum Beispiel auf dem "Earth Simulator" in Japan durchgeführt. Die Wirbelskalen in den schwach geschichteten Meeresgebieten hoher Breiten werden so klein, dass selbst diese bisher ehrgeizigsten Projekte weit davon entfernt sind, dort realistische Wirbelenergien zu reproduzieren.

Die kleinskaligen Transporte von Tracern einschließlich Temperatur und Salzgehalt werden in der Regel durch diffusive Ansätze dargestellt. Für die Transporte durch mesoskalige Wirbel ("eddies") gibt es seit einigen Jahren jedoch erfolgreiche Parameterisierungsansätze, welche zu einer Energie-dissipation ohne gleichzeitige dichterelevante Vermischung führen. Dadurch kann die Dynamik der Wirbel und der relevanten Prozesse der barotropen/baroklinen Instabilität erheblich besser wiedergegeben werden (GENT und MCWILLIAMS 1990, GM-Parameterisierung). Unklar ist dabei allerdings, ob diese Parameterisierungen diffusiv in Bezug auf die Schichtdicke (GENT et al. 1995) oder die potentielle Vorticity (KILLWORTH 1997) sind. Ebenfalls ungeklärt ist die Verknüpfung der jeweiligen Koeffizienten mit den großräumigen Verteilungen, wenngleich vielversprechende Ansätze existieren (VISBECK et al. 1997).

Die Parameterisierung der zugehörigen wirbelinduzierten Impulsflüsse ist weniger fortgeschritten; insbesondere sind die in Regionen starker und/oder topographisch kontrollier-

ter Strömungen starke Wechselwirkungen zwischen mittlerer Zirkulation und Wirbelfeld bislang nur ansatzweise verstanden, wobei lokal dissipative Ansätze nicht länger ausreichen. Ein abgeschlossenes System strebt einem Gleichgewichtszustand mit maximaler Entropie zu. Ein wirbelgefülltes Becken mit variabler Bodentopographie strebt daher nicht einer Situation mit verschwindender mittlerer Zirkulation zu. Stattdessen wird sich eine mittlere zyklonale Zirkulation über tiefen Becken und antizyklonale Zirkulation über Erhebungen einstellen. Diese Tendenz wird in einer Parameterisierung von HOLLOWAY (1987) in einfacher Form berücksichtigt. Obwohl diese Parameterisierung inzwischen vielfach angewendet worden ist (z. B. EBY und HOLLOWAY 1994, ENGLAND und HOLLOWAY 1998), hat sie bisher keinen allgemeinen Eingang in Klimamodelle gefunden. Hauptproblem ist, dass die Stärke der Tendenz zur Gleichgewichtszirkulation unbekannt und die Abhängigkeit vom mittlerem Zustand und Wirbelfeld bisher wenig untersucht ist.

Die Verteilung der potentiellen Temperatur entlang 30° W (Abb. 11-3) aus drei Experimenten über eine Simulationsdauer von 500 Jahren aus dem deutschen Vergleichsprojekt OMIP (Ocean model intercomparison project, Abschlußbericht des BMBF Projekts 01 LA 9862/8, <http://www.awi-bremerhaven.de/modelling/GLOBAL/projects/omip/omip-report.pdf>) zeigt deutliche Effekte der unterschiedlichen Parameterisierung kleinskaliger Tracertransporte und der numerischen Realisierung der Traceradvektion. Am deutlichsten wird der Effekt der wirbelinduzierten Transporte im Südlichen Ozean, wo die Stärke der Subpolarfront durch den Abbau der verfügbaren potentiellen Energie deutlich reduziert ist. Modelle ohne explizit aufgelöste Wirbel oder GM-Parameterisierung weisen üblicherweise eine sehr tiefreichende meridionale Zirkulationszelle (Deacon Zelle) im Südlichen Ozean auf, die in Oberflächennähe aus den nordwärts gerichteten Ekmantransporten besteht. Das Fehlen zonaler topographischer Berandungen verhindert eine geostrophische Ausgleichsbewegung in den oberen 2 km, so dass tiefes Absinken nördlich des Breitenbereichs der Drake-Passage erfolgt. Die nicht geostrophischen, wirbelinduzierten Transporte erlauben eine Schließung der Deacon Zelle in flacheren Tiefen, was besser mit beobachteten Tracerverteilungen und Resultaten hochauflösender Modelle übereinstimmt. Diese Effekte haben unter anderem einen starken Einfluss auf die Gasaufnahme des Ozeans (ENGLAND und HIRST 1997) und können die globale CO₂ Bilanz erheblich modifizieren. Wenn die GM-Parameterisierung mit konstanten Koeffizienten verwendet wird, kann der Energieabbau, der im Südlichen Ozean realistisch ist, zu einer wesentlichen Verschlechterung des Modellergebnisses im Nordatlantik führen (ENGLAND und HOLLOWAY 1998, ENGLAND und RAHMSTORF 1999). Wirbelinduzierte Transporte in hochauflösenden Modellen zeigen einen starken Abfall in hohen Breiten des Nordatlantiks (BRYAN et al. 1999), der mit dem Ansatz von VISBECK et al. (1997) anscheinend gut wiedergegeben werden kann.

Diffusive Prozesse, die konzeptionell als Parameterisierung kleinskaliger, vom Gitter nicht aufgelöster Prozesse vorgesehen sind, dienen häufig auch dazu, Probleme numerischer

Algorithmen zu beheben. So dient die Reibung in Ozeanmodellen häufig dazu, Rauschen auf der kleinsten vom Gitter aufgelösten Skala zu unterdrücken und die Breite von Randströmen mit dem verwendeten Gitter verträglich zu machen. Auch führt die numerische Darstellung der Advektion oft dazu, dass die Ausbreitung von Tracern nicht wie erforderlich monoton bzw. positiv definit ist; daneben können auch Instabilitäten auftreten. Die Wahl einer diffusiven Parameterisierung hängt daher in der Regel von der diskreten Darstellung der Advektion ab. Insbesondere die Darstellung der Diffusion durch biharmonische oder Operatoren höherer Ordnung, mit von der Gitter-Skala abhängigen Koeffizienten, dient diesem Zweck. Erfolgreich sind allerdings auch positiv definite Advektionsalgorithmen verwendet worden, die sehr geringe implizite Diffusion aufweisen (GERDES et al. 1991; HECHT et al. 1998). In wenig turbulenten Fällen wird dadurch der gewünschte Grenzfall geringer Diffusivität erreicht.

2.4 Oberflächen- und Bodengrenzschichten

Die Oberflächengrenzschicht des Ozeans steht im direkten Austausch mit der Atmosphäre bzw. dem Meereis. Flusswasser kommt ebenfalls über die Oberflächengrenzschicht in den Ozean. Komplexe dynamische und thermodynamische Prozesse bestimmen die zeitliche Entwicklung in der Grenzschicht und können hier nur kurz erwähnt werden. Dazu gehören Vermischung vom Wind induzierte mechanische Bewegung, Destabilisierung der Wassersäule durch Auftriebsverlust an der Oberfläche und darauf folgende konvektive Vermischung, Scherungsinstabilität von Strömungen, Brechen von internen Schwerewellen, Advektion von turbulenter Energie und mehr. Man unterscheidet kontinuierliche Modelle und solche, die über eine vollständig turbulent durchmischte Schicht integrieren (*bulk mixed layer*, KRAUS und TURNER 1967, GASPAR 1988). Die vertikale (oder genauer diapiknische) Vermischung bei stabiler Schichtung erfordert Energie, und daher basieren Parameterisierungen oft auf energetischen Betrachtungen. In der einfachsten Form führt dies auf stabilitäts- oder von der Richardson-Zahl abhängige Vermischungskoeffizienten. Andere Ansätze stützen sich auf die Arbeiten von MELLOR und YAMADA (1982), siehe auch MELLOR (2001) sowie EZER (2000). Nicht lokale Effekte werden auch in einer Parameterisierung mit vorgegebenem Austauschkoefizienten (LARGE et al. 1994, LARGE 1998) berücksichtigt.

Durch WOCE-Beobachtungen wurde erwiesen, dass die diapiknische Vermischung im tiefen Ozean räumlich sehr inhomogen verteilt ist und sich auf Regionen mit sehr rauer Topographie konzentriert, ein Ergebnis welches bislang in Modellen nur unzureichend berücksichtigt wird. Gezeiten gehören zu den wahrscheinlichen Ursachen dieser inhomogenen Verteilung, und eine bessere Parameterisierung kann wahrscheinlich in Modellen erhalten werden, welche sowohl die Zirkulation als auch die Gezeiten darstellen. Schließlich kann auch die Vermischung durch Doppel-Diffusion, welche bislang nur ansatzweise in Modellen enthalten ist, zumindest regional die Wassermassenverteilung beeinflussen (MERRYFIELD et al. 1999, ZHANG et al. 1998).

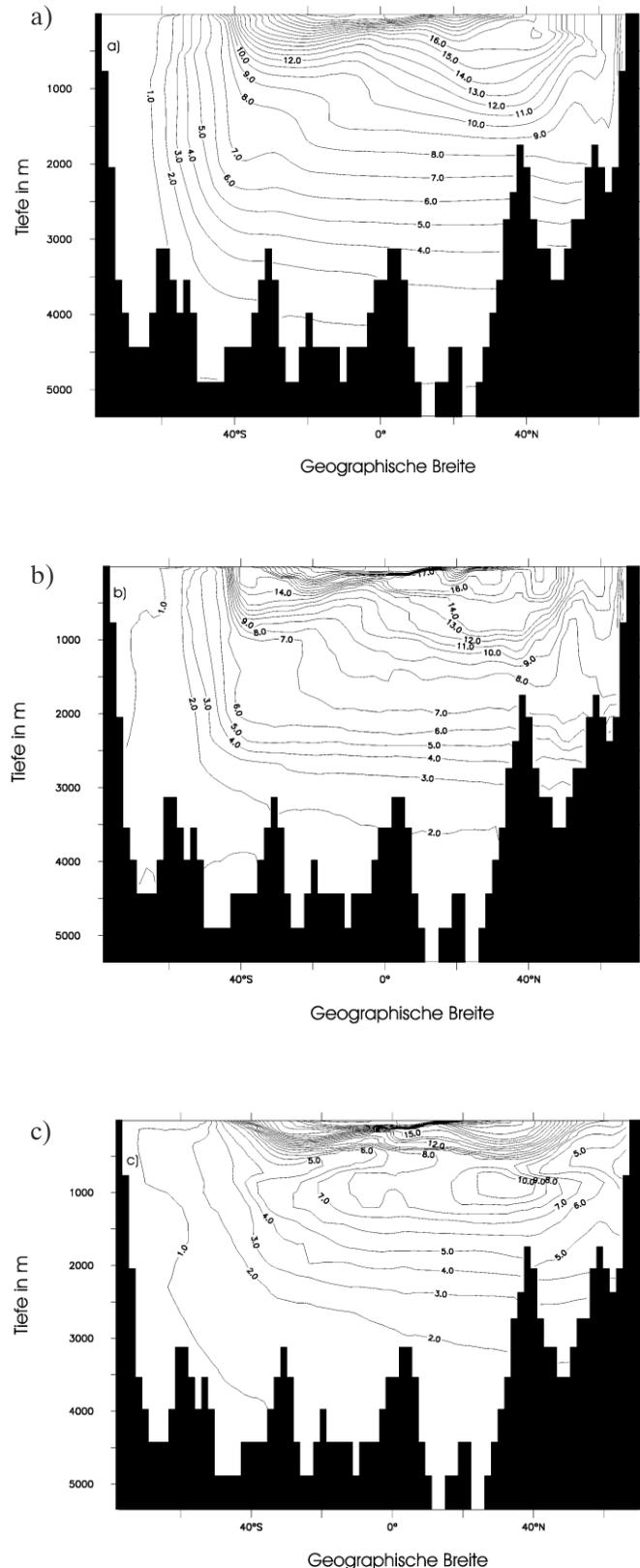


Abb. 11-3: Verteilung der potentiellen Temperatur entlang 30°W aus drei Experimenten mit einem globalen Modell (MOM aus dem deutschen OMIP), die sich in der Parameterisierung kleinskaliger Vermischung von Temperatur und Salzgehalt unterscheiden: (a) Horizontale Vermischung (Advektion mit zentralen Differenzen), (b) isopykne Vermischung (Advektion mit dem FCT Schema), (c) isopykne Vermischung und wirbelinduzierte Transporte nach der GM-Parameterisierung (FCT).

Wegen der hydrostatischen Approximation können großräumige Ozeanmodelle Prozesse mit großen Vertikalgeschwindigkeiten nicht adäquat darstellen, darunter insbesondere vertikale Konvektion, die aber für die thermohaline Zirkulation von erheblicher Bedeutung ist. Statisch instabile Schichtung wird dabei durch extrem hohe vertikale Vermischung beseitigt. Während lange Zeit Schemata verwendet wurden, die eine Homogenisierung der instabilen Wassersäule innerhalb eines Zeitschritts erreichten (*"convective adjustment"*, COX 1984, RAHMSTORF 1993), verwenden die meisten Modelle heute sehr große aber endliche Vermischungskoeffizienten. Dies hat den Vorteil, dass keine Abhängigkeit von Zeitschritt und vertikaler Diskretisierung besteht und dass ein adjungiertes Modell zur Datenassimilation mit weniger Aufwand realisiert werden kann. Die Verfahren liefern im Vergleich zu nicht-hydrostatischen Simulationen von Konvektion ähnliche Resultate. Allerdings erscheint die vertikale Vermischung von großen Arealen (mindestens die horizontale Fläche einer Gitterbox) in krassem Gegensatz zu der räumlichen Ausdehnung von konvektiven „Chimneys“, die im Ozean für die tiefe vertikale Vermischung verantwortlich sind. Hier sind Schemata befriedigender, die einen vertikalen Austausch von Wasserkörpern ohne Vermischung bewerkstelligen oder die kleinskalige Struktur von Konvektionszellen als *"subgrid-scale"* berücksichtigen. In der Praxis ist die Überlegenheit solcher Ansätze aber bisher nicht gezeigt.

Neben der Konvektion im offenen Ozean werden dichte Wasser, die durch extreme Bedingungen in Randbecken gebildet werden, durch Hangströmungen in große Tiefen verfrachtet. Die sogenannte *"slope convection"* stellt einen wesentlichen Antrieb der globalen thermohalinen Zirkulation dar. Der Modellierung dieser üblicherweise sehr schmalen und nur wenige hundert Meter mächtigen Strömungen kommt damit enorme Bedeutung zu und sie stellt gleichzeitig eine der größten Herausforderungen für die großräumige Ozeanmodellierung dar. Wie schon oben dargestellt sind diapkyne Vermischung und ungenaue Darstellung der Bodentopographie und der kinematischen Randbedingung am Boden erhebliche Probleme für die korrekte Modellierung bodennaher Strömungen in allen üblichen Modelltypen, auch wenn die Probleme an unterschiedlichen Stellen auftreten. Für z-Koordinatenmodelle ist in jüngster Zeit durch die Einführung von Topographie-folgenden Bodenrandschichtmodellen (u. a. BECKMANN und DÖSCHER 1997, GNANADESIKAN und PACANOWSKI 1997, KILLWORTH und EDWARDS 1999) eine Verbesserung erzielt worden. Der vielleicht wesentlichste Effekt dieser Verfahren besteht darin, dass eine dynamisch gesondert behandelte Verbindung zwischen den relativen flachen Schelfen und Schwellen, wo dichte Wasser gebildet werden oder aus einem Reservoir gespeist werden, und der Tiefsee geschaffen wird, auf der keine oder reduzierte künstliche Vermischung mit umliegenden Wassermassen stattfindet. Die Bodenrandschichtparameterisierungen tragen nicht dafür Sorge, dass die Transportraten dichten Wassers in die Tiefsee korrekt wiedergegeben werden, die unter anderem von Produktionsraten und hydraulischer Kontrolle in den Passagen zwischen Becken abhängen können. Auch das generelle Problem, dass

grob auflösende Modelle auf Bewegungen mit kleiner Rossby-Zahl beschränkt sind und Dickenänderungen von rotierenden Wassersäulen im Allgemeinen nicht unter Erhaltung der potentiellen Vorticity erfolgen (Gerdes 1993b), wird natürlich nicht aufgehoben.

3 Modellierung natürlicher Klimaschwankungen: Die Rolle des Ozeans

Was können die heutigen Ozeanmodelle leisten? Wo liegen die Hauptdefizite? Naturgemäß stellt das weite Spektrum ozeanischer Bewegungsformen und der ihnen zugrundeliegenden Dynamik sehr unterschiedliche Anforderungen an die Simulation. Einige prinzipielle Aussagen lassen sich machen, indem wir Zirkulationsschwankungen verschiedener Ursachen, in bestimmten (teilweise sich überlappenden) Periodenbereichen unterscheiden: windbedingte Schwankungen, auf interne Instabilitäten zurückgehende Variabilität und die dynamische Adaptation der thermohalinen Zirkulation an Tiefenwasserbildungsprozesse in den hohen Breiten.

Wie robust oder empfindlich heutige Modelle auf Unterschiede in Diskretisierungs- oder Parameterisierungsansätzen reagieren und inwieweit, realistische Antriebsfelder vorausgesetzt, ozeanische Messungen reproduziert werden können, soll im Folgenden diskutiert werden. Eine zentrale, wiederkehrende Frage wird dabei sein, wie realistisch Simulationen der großräumigen, meridionalen Massen- und Wärmetransporte im Nordatlantik einzuschätzen sind, insbesondere ihre Schwankungen auf Zeitskalen zwischen Wochen und Dekaden. Ein weiterer hier diskutierter, bis vor kurzem eher vernachlässigter Aspekt, ist die interne Variabilität der großräumigen ozeanischen Zirkulation. In diesem Zusammenhang ist auch von Bedeutung, wie die Empfindlichkeit von Ozeanmodellen auf verschiedene atmosphärische Randbedingungen zu bewerten ist.

3.1 Windbedingte Schwankungen

Die Variabilität der Schubspannung des Windes an der Meeresoberfläche stellt einen wesentlichen Antriebsmechanismus für Schwankungen ozeanischer Transporte auf synoptischen, jahreszeitlichen, teilweise auch interannualen Zeitskalen dar. Bemerkenswert ist, dass die windbedingten Schwankungen ozeanischer Strömungen im Gegensatz zum langjährigen Mittel die gesamte Wassersäule umfassen. Außer nahe des Äquators sind saisonale Strömungsänderungen daher barotrop und weisen in einzelnen Tiefen äußerst geringe Geschwindigkeiten auf. Dagegen können die Amplituden im vertikal-integrierten ozeanischen Massentransport leicht die Größenordnung der mittleren Transporte erreichen oder sie sogar übertreffen. Das auf diese Weise erzeugte, deutliche Signal z. B. im Jahresgang des meridionalen Wärmetransport wurde schon in einem der ersten, globalen OGCMs offenkundig (BRYAN und LEWIS 1979); die Abhängigkeit von verschiedenen Modellfaktoren, insbesondere der Gitterauflösung, und der zugrunde gelegten Windklimatologie wurde später eingehend im WOCE

”Community Modelling Effort“ (CME) untersucht (eine zusammenfassende Darstellung wird in BÖNING und BRYAN (1996) gegeben). Eine wesentliche Erkenntnis aller Modellstudien ist, dass für die windgetriebenen, insbesondere jahreszeitlichen Schwankungen integraler Größen wie dem meridionalen Wärmetransport in einem Ozeanbecken nur eine relativ geringe Abhängigkeit von internen Modellfaktoren, z. B. den Parameterisierungsansätzen für die Vermischung, besteht. Die entscheidende Einflussgröße für die Modellergebnisse ist in diesem Fall die vorgegebene Windschubspannung: Für den subtropischen Nordatlantik differierten die mit verschiedenen Windschubspannungs-Klimatologien simulierten Jahresamplituden um bis zu einem Faktor 2. Das für einen gegebenen Antrieb ansonsten robuste Modellverhalten wird vor allem auch in dem DYNAMO-Modellvergleich deutlich (Abb. 11-4): Die von den drei Modellen simulierte Amplitude der jahreszeitlichen Schwankungen stimmt vor allem in den Tropen und Subtropen weitgehend überein (eine Ausnahme bildet der Südatlantik, hier aber zurückzuführen auf unterschiedliche Behandlung des offenen Modellrandes in 20° S). Die völlig unterschiedlichen Diskretisierungskonzepte und damit zusammenhängenden Parameterisierungsansätze sind in dieser Hinsicht von untergeordneter Bedeutung. Während es für eine quantitative Überprüfung der in den Modellen simulierten, niederfrequenten Schwankungen beckenweit integrierter Transporte keine ausreichende Datenbasis gibt, kann ein wichtiger Teilaspekt des ozeanischen Reaktionsmusters heute direkt mit Messungen verglichen werden: Ein Großteil der Massentransportschwankungen im tiefen Ozean wird im westlichen Randstrombereich gebündelt und in langjährigen Messreihen sichtbar, die unter großem Aufwand an zwei Positionen im Atlantik gewonnen werden konnten. Sowohl der Vergleich der früheren CME-Modellergebnisse mit den Messungen des tiefen Randstroms östlich der Bahamas als auch der DYNAMO-Modelltest für den tiefen Randstrom nahe des Äquators zeigen eine auch quantitativ bemerkenswert gute Simulation der Jahresschwankungen.

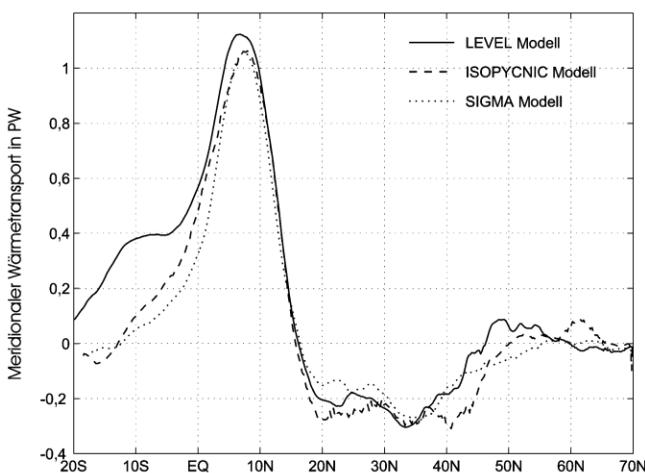


Abb.11-4: Amplitude des Jahresganges des meridionalen Wärmetransports in drei Modellen des Atlantiks aus dem DYNAMO Modellvergleich, nach BÖNING et al. 2001.

In einer Reihe von Simulationen mit unterschiedlichen Oberflächenrandbedingungen untersuchen EDEN und WILLEBRAND (2001) das langfristige Antwortverhalten des Atlantiks. Der meridionale Wärmetransport bei 48° N (Abb. 11-5) unterliegt zwischenjährlichen Schwankungen und steigt seit etwa 1970 an. Der größte Teil der ozeanischen Variabilität im Modell ist mit der Nordatlantischen Oszillation (NAO) assoziiert. Die unmittelbare Reaktion des Geschwindigkeitsfelds auf NAO-bedingte Änderungen der Windschubspannung ist barotrop und gehorcht weitgehend der topographischen Sverdrup-Beziehung

$$\mathcal{J}\left(\Psi, \frac{f}{H}\right) = \frac{1}{\rho_o} \nabla \times \left(\frac{\bar{\tau}}{H}\right), \tag{1}$$

wobei Ψ die Anomalie der Stromfunktion des vertikal integrierten Transports und H die Wassertiefe sind. Auf eine Verstärkung der NAO stellt sich nach einigen Jahren eine Verstärkung von subpolarem und subtropischem Wirbel ein, die der Gleichgewichtslösung für einen verstärkten Windschub über dem Nordatlantik entspricht. Während die schnelle Anpassung im Wesentlichen von der Qualität des Antriebsfelds und der Darstellung der Topographie abhängt, sind für die zweite Phase der baroklinen Anpassung die Ausbreitungseigenschaften von baroklinen Rossby Wellen entscheidend (GERDES und WÜBBER 1991).

In höheren Breiten spielt diese Anpassung eine immer geringere Rolle, weil die Ausbreitungsgeschwindigkeit barokliner Wellen bei schwacher Schichtung sehr gering wird. Hier spielen advektive Prozesse die dominierende Rolle auf der zwischenjährlichen Skala. Die periodische Ausbreitung von Temperatursignalen im Norwegisch-Atlantischen Strom und in dem Ast des Atlantischen Wassers, der durch die Fram-Straße ins Nordpolarmeer setzt, ist die herausragende Antwort auf NAO-Antrieb in hohen Breiten des Nordatlantiks. KARCHER et al. (2003) gelingt die Simulation dieser Temperaturimpulse durchs Europäische Nordmeer und ins Nordpolarmeer in guter Übereinstimmung mit Beobachtun-

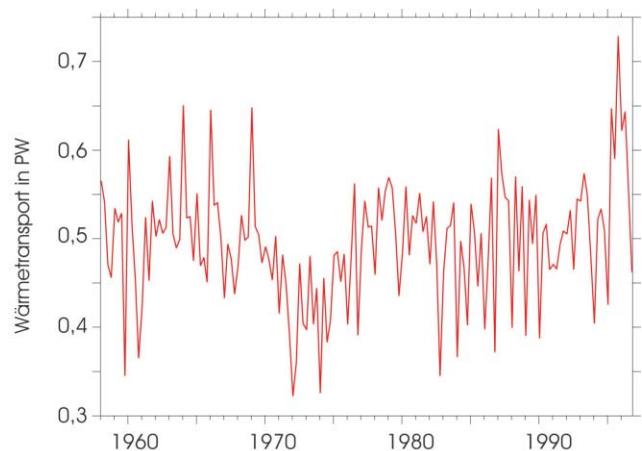


Abb.11-5: Meridionaler Wärmetransport bei 48° N (in PW) aus der Modellsimulation von EDEN und WILLEBRAND (2001), die mit atmosphärischen Daten der NCEP Reanalyse angetrieben worden ist.

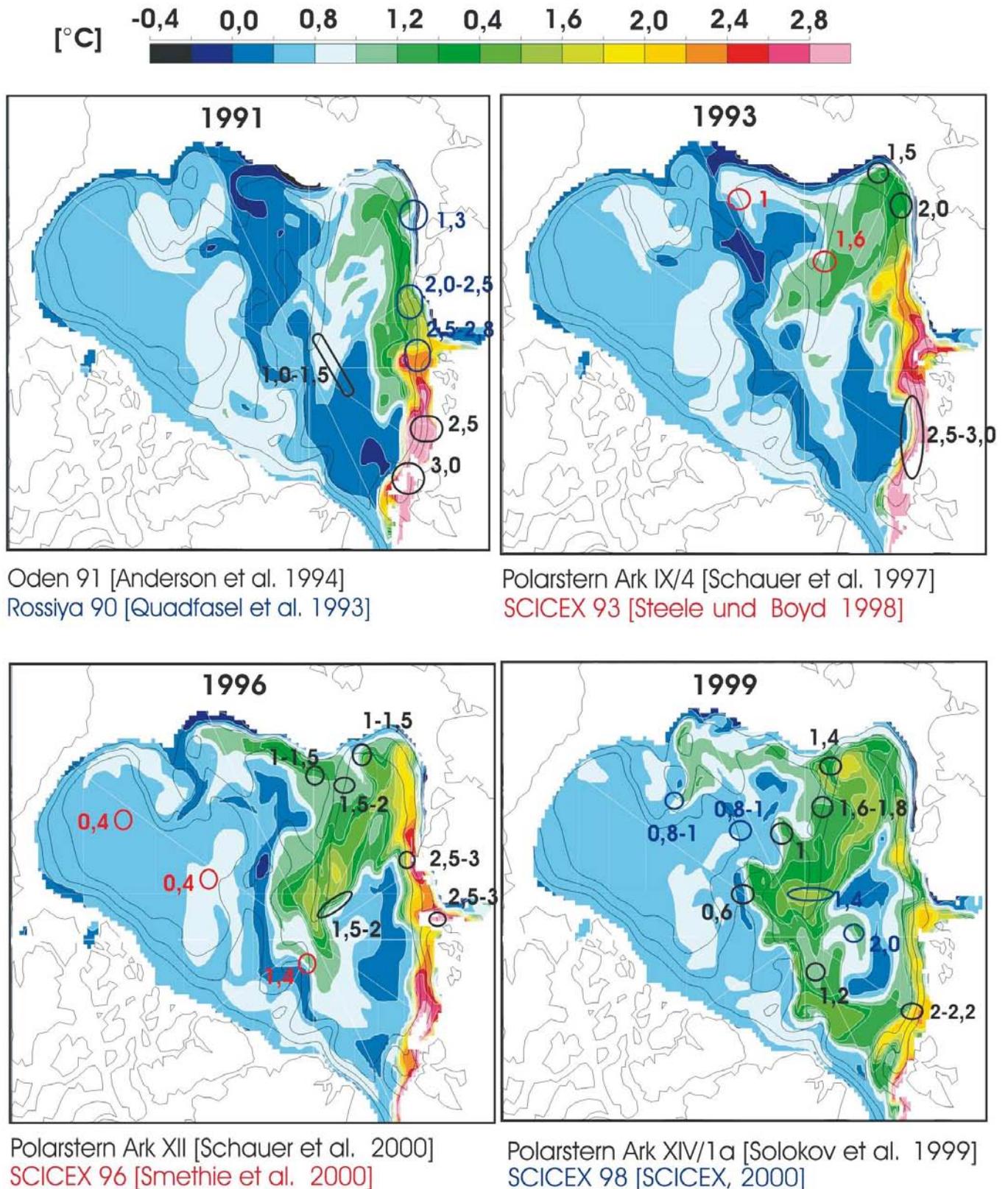


Abb.11-6: Temperatur in der Tiefe des Temperaturmaximums (das fast im gesamten hier gezeigten Nordpolarmeer unterhalb der Oberfläche liegt) für vier ausgewählte Jahre aus der Simulation von KARCHER et al. (2003). In den frühen 1990er Jahren pflanzt sich eine positive Temperaturanomalie von der Fram-Straße (unterer Rand) entlang des Randes nach Osten fort. In wenigen Jahren ist sie mit der vorherrschenden zyklonalen Zirkulation bis zum Lomonosov-Rücken gelangt und breitet sich entlang des Rückens zurück in Richtung Fram-Straße aus (1996). Ein Teil setzt sich ins Kanadische Becken fort. 1999 ist die Anomalie nördlich von Barents- und Kara-See verschwunden. Hohe Temperaturen sind allerdings wieder in unmittelbarer Nähe der Fram-Straße zu erkennen und deuten auf ein möglicherweise bevorstehendes weiteres "Arctic warming"-Ereignis hin. Einzelne Temperaturmessungen sind für die entsprechenden Jahre eingezeichnet.

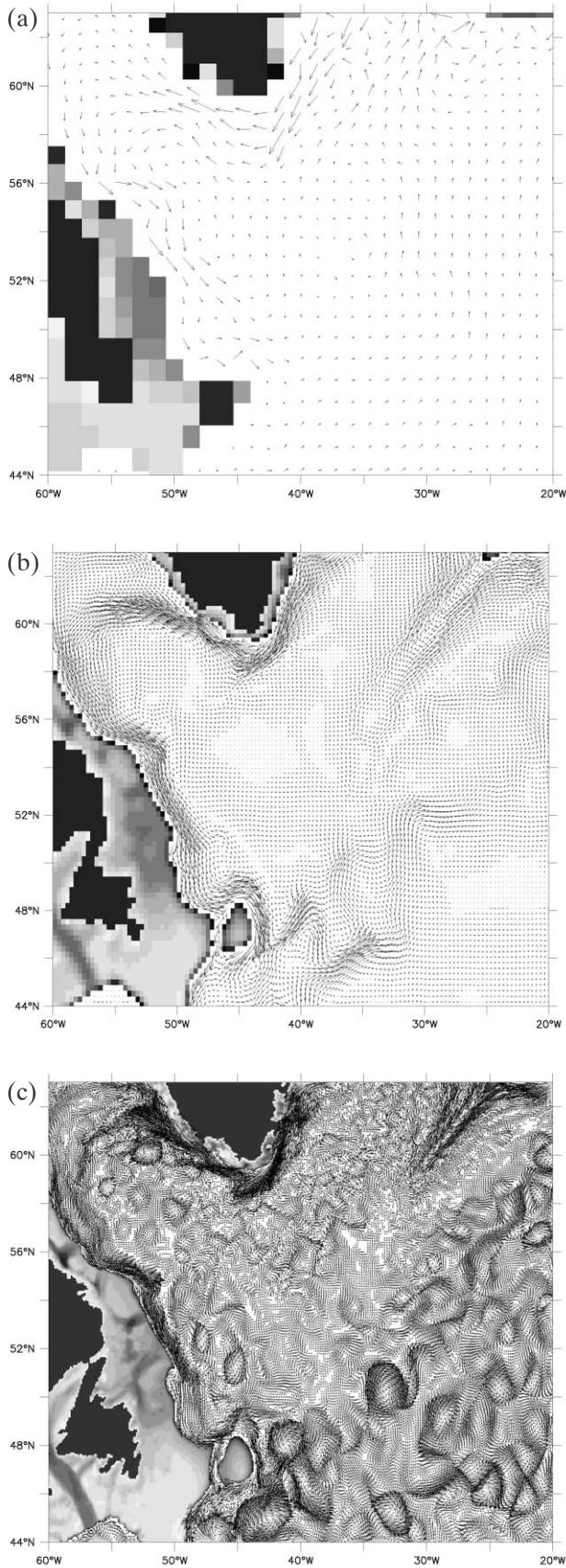


Abb. 11-7: Momentaufnahme der Geschwindigkeitsfelder in 700 m Tiefe aus drei Modellen unterschiedlicher räumlicher Auflösung aus der Kieler FLAME Atlantikmodellfamilie, (a) $4/3^\circ$, (b) $1/3^\circ$, (c) $1/12^\circ$ horizontale Auflösung. In (c) ist nur ein Viertel der Vektoren gezeigt. Grau unterlegt ist die Bodentopographie oberhalb von 700 m.

gen der hydrographischen Verhältnisse (Abb. 11-6). Die NAO-bedingten Schwankungen des Atlantischen Wassers sind für den Wärmetransport in die Barentssee und die Eisbedeckung dort von großer Bedeutung (KAUKER et al. 2003).

3.2 Wirbel und ihre Rolle in der Zirkulation

Wirbel und Mäander mit Ausdehnungen von 100-200 km in den Subtropen bzw. 50 km oder weniger in den höheren Breiten stellen ein dominierendes Signal im ozeanischen Bewegungsspektrum dar. In den meisten Regionen des Weltozeans übertrifft ihre Energie die der „mittleren“ Strömungen bei weitem. Da aufgrund der kleinen Skalen eine explizite Simulation in Klimasimulationen in der näheren Zukunft vermutlich nicht erreicht werden kann, bleibt die Frage einer realistischen Darstellung ihrer Effekte auf die großräumige Zirkulation nach wie vor aktuell.

Fortschritte in der Modellierung sind in der Integration und Analyse wirbelauflösender Modelle erreicht worden, die mit Gitterweiten von $1/10^\circ$ oder besser auch die kleinen Wirbelskalen des subpolaren Ozeans erfassen können. Die starke Verwirbelung der Meeresströmungen, und gleichzeitig die Konzentration der Energie der Wirbelbewegungen entlang der Hauptstromachsen bzw. Hauptfrontalzone im Ozean, wird in allen Momentaufnahmen hochauflösender Modellsimulationen deutlich.

Abb. 11-7 zeigt ein Beispiel aus einer aktuellen, $1/12^\circ$ fein auflösenden Version der Kieler Atlantikmodellfamilie ("FLAME", Family of Atlantic Model Experiments; siehe dazu auch: <http://www.ifm.uni-kiel.de/fb/fb1/tm/research/FLAME/index.html>). Wie kürzlich für ein ähnliches, amerikanisches $1/10^\circ$ Modell gezeigt (SMITH et al. 2000), gelingt erst mit dieser Auflösung eine befriedigende Simulation der aus Satelliten-Altimetermessungen abgeleiteten Wellenzahlspektren ozeanischer Variabilität in mittleren Breiten. Mit der verbesserten Darstellung der Mesoskala – die ja gleichzeitig die charakteristische Skala ozeanischer Randströmungen und Fronten darstellt – gehen deutlich verbesserte Darstellungen kritischer Strömungsregime einher, z. B. des Golfstroms bei Kap Hatteras oder des Nordatlantischen Stroms im Neufundlandbecken. Eine unbefriedigende Simulation dieser Strömungsverläufe stellt dagegen weiterhin ein großes Problem aller weniger hoch auflösender Modelle dar – einschließlich der damit verbundenen, stark fehlerhaften Simulation der Meeresoberflächentemperatur in den betroffenen Gebieten. Inwieweit eine verbesserte Darstellung des in solchen Regionen offenkundigen Effektes der ozeanischen Mesoskala in nicht-wirbelauflösenden Modellen gelingen kann, ist derzeit noch völlig offen.

Der Verlauf des Golfstroms ist anscheinend mit der Stärke der nördlich der Stromachse liegenden zyklonalen Rezirkulationszelle verbunden. Häufig wird die Rezirkulationszelle als von den Wirbeln angetrieben betrachtet (LOZIER 1997). Modellergebnisse weisen aber darauf hin, dass der tiefe westliche Randstrom (DWBC) die eigentliche treibende Kraft für die nördliche Zirkulationszelle ist (GERDES und KÖBERLE

1995). Damit bekommen die Transport- und Vermischungsprozesse in hohen Breiten entscheidende Bedeutung. GERDES et al. (2001) zeigen in einer regionalen Modellstudie, dass der Transport von subpolaren Wassermassen und der Transport der nördlichen Zelle das Strömungssystem und die Wärme- und Süßwasserbilanz in der Mittelatlantischen Bucht erheblich beeinflussen. Betroffen ist damit ein Meeresgebiet, das wegen seiner Energieabgabe an die Atmosphäre die Entstehung und Intensität von jenen Tiefdruckgebieten beeinflusst, die das (winterliche) Wettergeschehen in Nord-europa häufig dominieren. Die Mesoskala im Bereich der topographischen Schwellen zum Europäischen Nordmeer und im nördlichen Nordatlantik liegt bei wenigen bis einigen zehn Kilometern. Dass der Wärmetransport in Modellen von $O(10\text{ km})$ horizontaler Auflösung gegenüber gröber auflösenden Modellen auf realistische Werte ansteigt und erst ab solcher hoher Auflösung befriedigende Ergebnisse hinsichtlich der Golfstromposition erzielt werden (SMITH et al. 2000), mag daher nicht primär an der verbesserter Darstellung mesoskaliger Prozesse in mittleren Breiten liegen, sondern vielmehr daran, dass die Randströme und die Überströmung in hohen Breiten besser wiedergegeben werden.

3.3 Tiefenwasserbildung und thermohaline Zirkulation

Die thermohaline Zirkulation wird durch Wärme- und Süßwasseraustausch mit der Atmosphäre und dem Wasserablauf von den Kontinenten angetrieben. Häufig wird die globale Umwälzbewegung, wie sie in Abb. 11-2 in den großräumigen Zirkulationszellen des meridionalen Transports zum Ausdruck kommt, mit der thermohalinen Zirkulation gleichgesetzt. Zum einen ist dies eine unzulässige Vereinfachung, da auch windbedingte Änderungen ihren Niederschlag in den meridionalen Zirkulationszellen finden. Offensichtlich ist dies bei den Ekmanzellen, deren oberer Ast direkt durch den Ekmantransport gegeben ist. Zu diesen Zellen gehört auch die Deacon-Zelle des Südlichen Ozeans, die in vielen Modellen als sehr tiefreichende Zelle mit Absinken im Subtropenwirbel portraitiert wird. Sie ist in diesen Modellen mit dem sogenannten Drake-Passagen Effekt verbunden, der eine Beherrschung der Tiefenwasserproduktion im Nordatlantik durch den Windschub über dem Südlichen Ozean postuliert (TOGGWEILER und SAMUELS 1995, RAHMSTORF und ENGLAND 1997).

Zum anderen suggerieren die meridionalen Zirkulationszellen eine träge Umwälzbewegung des Wasservolumens ganzer Ozeanbecken. Dies ist nicht der Fall, denn der Großteil des Transports findet in den schnellen westlichen und östlichen Randströmen statt. Die meridionalen Zirkulationszellen sind zu schnellen Anpassungen an vorgegebene atmosphärische Flüsse fähig. Tiefe Konvektion in Randgebieten wie der Labradorsee, der Irmingersee oder dem Weddellmeer projiziert effektiv auf schnell fortschreitende Randwellen (Kelvinwellen oder topographische Rossbywellen). Diese Signale erlangen über die ozeanischen Wellenleiter entlang der Ränder und des Äquators innerhalb weniger Jahre globale Ausbreitung. Ein konzeptuelles Bild dieser Signalausbreitung wurde von KAWASE (1987) vorgestellt und von KARCHER und LIPPERT (1994) auf

realistische Topographie erweitert. DÖSCHER et al. (1994) sprechen die schnelle Kommunikation von thermohalinen Anomalien in einem realistischen Atlantikmodell an und GERDES und KÖBERLE (1995) stellen die Auswirkungen auf großräumige Stromsysteme heraus. In diesen Arbeiten wird auf die verschiedenen Phasen der thermohalinen Anpassung in Ozeanmodellen aufmerksam gemacht. GERDES und KÖBERLE (1995) finden eine weitere, etwas langsamere Anpassungsphase, die mit der Advektion von Dichteanomalien im tiefen westlichen Randstrom verbunden ist. Eine systematische Untersuchung der großräumigen ozeanischen Reaktion auf Änderungen der Konvektion in Labradorsee und Weddellmeer haben BRIX und GERDES (2003) vorgelegt.

Angesichts der herausragenden Rolle von Randwellen ist es problematisch, dass viele Modelle deren Eigenschaften nur verfälscht wiedergeben können. Wenn das Verhältnis von Gitterskala zu baroklinem Rossby-Radius groß ist, dann wird die Phasengeschwindigkeit der Randwellen stark unterschätzt, was falsche Zeitskalen einführt und zu starker Dämpfung der Signale verursacht (HSIEH et al. 1983). Auch hängen die Welleneigenschaften stark von der Darstellung der Topographie ab. Die typische Diskretisierung in z-Koordinatenmodellen führt zu großen Amplituden an einzelnen Stufen in der Bodentopographie und einer Verfälschung der Phasengeschwindigkeiten (GERDES 1993a).

Die Adaption an vorgegebene atmosphärische Flüsse beinhaltet sowohl relativ schnelle, adiabatische Mechanismen, die für eine dynamische Anpassung der Meridionaltransporte im Atlantik innerhalb weniger Jahre sorgen, als auch sehr langsame Advektions- und Vermischungsprozesse in den tiefen Ozeanbecken. Für die säkularen Zeitskalen darf die Rückkopplung mit der Atmosphäre nicht vernachlässigt werden, d. h. sie setzen gekoppelte Ozean-Atmosphäre Modelle voraus. Aber auch kürzere Zeitskalen erfordern u. U. eine Berücksichtigung der atmosphärischen Reaktion, um die Sensitivität der ozeanischen Zirkulation annäherungsweise zu reproduzieren. Die großskalige Reaktion des Ozeans auf Änderungen des thermohalinen Antriebs hängt von einer Reihe von Rückkopplungen ab (RAHMSTORF et al. 1996). Die wichtigsten Wechselwirkungen sind der Salzgehaltsfeedback (STOMMEL 1961), der Temperaturfeedback und die damit zusammenhängenden Wechselwirkungen mit atmosphärischen Feuchte- und Wärmetransporten. Eine negative Salzanomalie an der Oberfläche in hohen Breiten, beispielsweise durch erhöhten Abfluss vom Festland oder vermehrtes Schmelzen von Meereis, bedeutet eine Erniedrigung der Oberflächendichte, vermindertes Absinken von schwerem Wasser, eine Abschwächung der nordwärtigen Zirkulation und damit einen schwächeren Antransport von salzreichem Wasser. Ein verminderter nordwärtiger Transport von salzreichem Wasser ist üblicherweise aber auch mit vermindertem ozeanischem Wärmetransport nach Norden verbunden. Damit wird die Oberflächentemperatur in den Absinkgebieten niedriger, ein Effekt der die Dichte erhöht und der Salzgehaltsrückkopplung entgegenwirkt.

Inwieweit beide Effekte allerdings zum Tragen kommen, hängt von der Darstellung der Atmosphäre ab. Die häufig verwendeten Randbedingungen, mit denen sowohl Ober-

flächentemperatur als auch -salzgehalt über eine bestimmte Zeitkonstante an feste Werte angepasst werden, unterdrückt beide Rückkopplungsprozesse. Wird nur eine der Oberflächengrößen festgehalten, ist nur eine Rückkopplung zugelassen, was im Fall der positiven Salzgehaltsrückkopplung eine unrealistische Sensitivität der großräumigen ozeanischen Zirkulation gegenüber Störungen des Salzgehalts zur Folge hat. Diese sogenannten gemischten Randbedingungen sind für die "polar halocline catastrophe" (BRYAN 1986) verantwortlich, womit ein Zusammenbruch der thermohalinen Zirkulation durch den Eintrag von anomalen Süßwassermengen in hohen Breiten bezeichnet wird.

Andererseits können Anomalien des Oberflächensalzgehalts, wie sie etwa während der Großen Salzgehaltsanomalie während der 1970er Jahre im nördlichen Nordatlantik beobachtet worden sind (DICKSON et al. 1988) natürlich mit festgehaltenen Oberflächensalzgehalten nicht simuliert werden. Einen Ausweg bieten Oberflächenrandbedingungen, die eine Reaktion der Lufttemperatur zulassen: Sinkt die Ozeanoberflächentemperatur wird die Wärmeabgabe an die Atmosphäre reduziert und die Lufttemperatur sinkt ebenfalls. Die Oberflächendichte kann stärker zunehmen als bei festgehaltener, hoher Lufttemperatur. Eine fiktive Atmosphäre, die keine anomalen Transporte zulässt, kann nur durch Ausstrahlung auf geänderte Wärmeflüsse vom Ozean reagieren. Andererseits kann eine Atmosphäre mit fester Temperatur beliebige Wärmemengen vom Ozean aufnehmen und verteilen, sie erlaubt beliebige Transportraten. Die wirkliche Atmosphäre liegt zwischen diesen Extremen, wobei nach BRETHERTON (1982) eine Unterscheidung nach den räumlichen Skalen der SST-Anomalien vorzunehmen ist. Kleinskalige Anomalien können von der Atmosphäre effektiv durch laterale Transporte kompensiert werden, großskalige, im Extremfall globale Anomalien lassen eine solche schnelle Reaktion nicht zu. Die Skalenabhängigkeit der atmosphärischen Reaktion kann durch die Formulierung

$$Q = \gamma(T^* - T_o) - \mu \nabla^2(T^* - T_o) \tag{2}$$

für den Oberflächenwärmefluss realisiert werden, wobei T_o die Ozeanoberflächentemperatur und T^* eine Referenztemperatur ist, die sich als Ozeantemperatur bei verschwindenden ozeanischen Wärmetransporten interpretieren lässt. Die Faktoren γ und μ sind Zeitkonstanten, die eine langsame (skalunenabhängige) und eine schnelle Anpassung auf kleinen Skalen beschreiben. Damit wird eine deutliche Stabilisierung der thermohalinen Zirkulation erreicht (RAHMSTORF und WILLEBRAND 1995).

Eng mit dem Salzgehaltsfeedback verbunden ist das Phänomen der Hysterese der ozeanischen Meridionalzirkulation (RAHMSTORF 1995). Erhöht man ausgehend von einem Zustand mit einer der heutigen vergleichbaren Meridionalzirkulation die Süßwasserzufuhr in den Nordatlantik (etwa durch erhöhte atmosphärische Feuchtetransporte) findet man eine graduelle Abnahme der Stärke der Meridionalzirkulation, bis an einem kritischen Wert des Süßwasserflusses die Zirkulation zusammenbricht (Abb. 11-8). Eine graduelle Rückkehr zu geringeren Süßwassereinträgen führt

nicht unmittelbar zu entsprechenden Stärken der Meridionalzirkulation zurück, die Zirkulation folgt einem anderen Lösungsast. Offenbar hat die ozeanische Zirkulation mehrfache Gleichgewichtslösungen, die sich bei identischen Randbedingungen durch verschiedene Anfangsbedingungen erreichen lassen (MANABE und STOUFFER 1988).

Dekadische und multidekadische Variabilität der thermohalinen Zirkulation tritt in gekoppelten Modellen auf (u. a. DELWORTH et al. 1993, VON STORCH et al. 1997). Mögliche Ursachen für solche Fluktuationen sind interne, durch ozeanische Prozesse selbst aufrecht erhaltene Schwingungen, eine externe Anregung einer gedämpften ozeanischen Schwingung oder gekoppelte Schwingungen des Ozean-Meereis-Atmosphäre-Systems. Eine große Zahl von Studien mit Ozeanmodellen hat sich der Beantwortung dieser Frage gewidmet (u.a. WEAVER et al. 1993, GREATBATCH und ZHANG 1995, CHEN und GHIL 1996). Von besonderem Interesse ist hier, ob die Fluktuationen in Ozeanmodellen mit konstantem äußerem Antrieb mit denen in gekoppelten vergleichbar sind und welche Entstehungsmechanismen relevant sind. Letztlich scheinen zwei grundlegende Prozesse wesentlich zu sein (siehe den Überblicksartikel von RAHMSTORF 1997). Tiefenwasserbildungsgebiete zeichnen sich durch die höchste Oberflächendichte aus und Wasser geringerer Dichte wird in diese Gebiete transportiert. Eine Verstärkung der Tiefenwasserbildung führt zwangsläufig zu einem größeren Antransport leichteren Wassers, das die Tiefenwasserbildung behindert. Wenn die Zirkulation nicht unmittelbar sondern verzögert reagiert, können Oszillationen

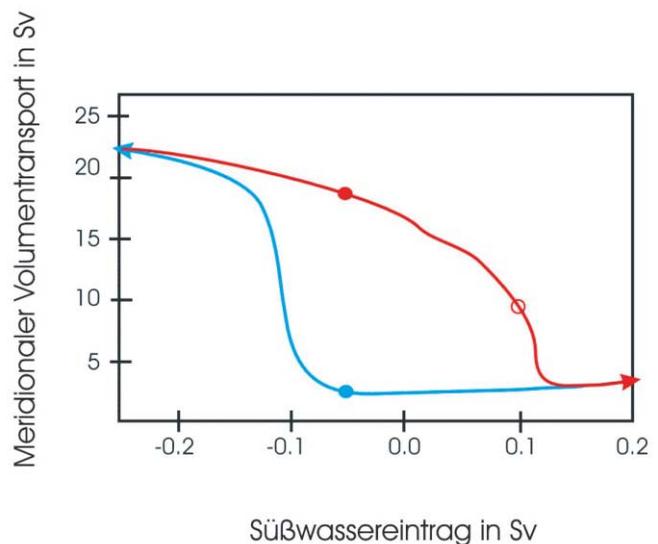


Abb. 11-8: Schematische Abhängigkeit des meridionalen Volumentransports vom Süßwassereintrag in den Atlantik. Ausgehend vom Zustand, der durch den roten Punkt gekennzeichnet ist, wird der Süßwassereintrag erhöht. Zunächst nimmt der Transport graduell ab. Oberhalb eines kritischen Werts (offener Kreis) ist nur noch ein geringer nordwärtiger Transport möglich. Wird jetzt der Süßwassereintrag wieder reduziert bewegt sich das System auf der blauen Kurve. Bei gleichen Süßwassereinträgen kann es verschiedene Transporte geben (blauer und roter Punkt), nach RAHMSTORF et al. 1996.

nen aufrecht erhalten werden. Während der zugrunde liegende Prozess robust ist, hängen die quantitativen Eigenschaften von Modelldetails ab, etwa der Darstellung der Beckengeometrie und der Bodentopographie, der Formulierung der Oberflächenrandbedingungen, der Advektion in Randströmen, der Vermischung und weiteren Parametern.

Ein zweiter wichtiger Mechanismus involviert Konvektion und muss nicht notwendigerweise mit Änderungen der großräumigen Zirkulation verbunden sein. Eine negative Dichteanomalie schwächt die Konvektion ab. Da die vertikale Vermischung reduziert ist oder fehlt, können konstante Süßwasserflüsse ein Dichtesignal an der Oberfläche akkumulieren, das die ursprüngliche Dichteanomalie verstärkt. Diese positive Rückkopplung kann ebenso wie der oben beschriebene Salzgehaltsfeedback zu mehrfachen Gleichgewichten führen (LENDERINK und HAARSMA 1994, RAHMSTORF 1995).

Interne ozeanische Variabilität ist bisher in relativ grob auflösenden oder stark vereinfachten Modellkonfigurationen beobachtet worden. Auftreten, Intensität und Zeitskala der Phänomene variiert stark von Modell zu Modell und die bisherigen Resultate können daher nicht als robust angesehen werden. Am wenigsten hängen vielleicht die sogenannten "flushes" (WEAVER et al. 1993, WINTON und SARACHIK 1993) von individuellen Modellkonfigurationen und -parametern ab. Durch Diffusion erwärmt sich dabei der tiefe Ozean über einen langen Zeitraum, in dem keine Erneuerung des Tiefenwassers durch Konvektion stattfindet. Schließlich wird die Schichtung statisch instabil und Konvektion setzt ein, wobei dann in einem "flush" gewaltige Wärmemengen an die Atmosphäre abgegeben werden. Danach ist die statische Stabilität wieder hergestellt und es folgt eine lange Ruheperiode. Offenbar sind solche Ereignisse für das heutige Klima nicht beobachtet und es ist fraglich, ob sie jemals aufgetreten sind. Sie setzen voraus, dass der Süßwassereintrag in hohen Breiten überwiegend so groß ist, dass Konvektion nicht einsetzt.

4 Entwicklungslinien

Die in den letzten Jahren möglich gewordene höhere räumliche Auflösung der Ozeanmodelle, die zur Untersuchung von Klimavariabilität eingesetzt werden, hat entscheidende Fortschritte gebracht. Extrem hohe Auflösung (besser als $1/10^\circ$) ist allerdings nach wie vor nur für einzelne Experimente und an wenigen Institutionen möglich. Während die Effekte mesoskaliger Wirbel hier zumindest in äquatorialen bis subpolaren Gebieten befriedigend modelliert werden, müssen allein wegen der Approximationen der Grundgleichungen immer noch eine Reihe von klimarelevanten Prozessen parameterisiert werden. Die größte Einschränkung ist aber, dass die Anfangsbedingungen die Lösung wegen der relativ kurzen Integrationszeiten stark beeinflussen.

Die Ergebnisse der hochauflösenden Zirkulationsmodelle sowie von Prozessmodellen werden in die Entwicklung und den Test von Verfahren zur physikalisch verbesserten Dar-

stellung der mesoskaligen Prozesse in Klimamodellen von O(100 km) Auflösung eingehen. Mit der Gent-McWilliams-Parameterisierung (GENT und MCWILLIAMS 1990), verbesserten Deckschichtmodellen und Bodenrandschichtmodellen sind in letzter Zeit auf diesem Gebiet schon erhebliche Fortschritte erzielt worden. Teilweise mangelt es den Parameterisierungen jedoch an physikalisch sinnvollen Anknüpfungen an die Parameter der großskaligen Verteilungen, die von Klimamodellen explizit aufgelöst werden. Bei rein empirischen Parameterisierungen besteht die Gefahr, dass sie nur für bestimmte Verhältnisse gültig sind und bei abweichenden Gegebenheiten, etwa einem glazialen Klima, nicht anwendbar sind oder zu falschen Ergebnissen führen.

Es ist trivial, dass Modelle gegen Beobachtungen getestet werden müssen. Das oben gesagte impliziert, dass dabei verstärkt auch Paläobeobachtungen herangezogen werden müssen. Der Charakter dieser Daten macht es vermutlich notwendig, weitere Tracer in Ozeanmodellen mitzuführen, die einen direkteren Vergleich mit paläoozeanographischen Proxydaten ermöglichen als es mit Temperatur, Salzgehalt und Strömungsgeschwindigkeit möglich ist.

Auch bestimmte Parameter, die klimatisch von großem Interesse sind, etwa die Stärke der meridionalen Umwälzbewegung, sind aus direkten Beobachtungen kaum zugänglich und eine Verifikation von Ozeanmodellen ist hier nur indirekt über den Einfluss der großräumigen Zirkulation auf die hydrographischen Felder möglich. Hier kommt Modellvergleichen besondere Bedeutung zu, wobei eine möglichst große Zahl von grundsätzlich verschiedenen Modellansätzen wünschenswert wäre. Neben dem Vergleich möglichst identisch konfigurierter Modelle ist daher auch ein Vergleich der Ergebnisse von globalen und regionalen Modellen und Modellen sehr unterschiedlicher räumlicher Auflösung anzustreben. Letzteres kann dem direkten Test von Parameterisierungen dienen (eine Beispiel liefern BRYAN et al. 1999).

Eine der zentralen Fragen ist, wie sich die thermohaline Zirkulation unter veränderten atmosphärischen Bedingungen verhalten wird. Dies ist ein inhärent gekoppeltes Problem, da wichtige Rückkopplungen von den atmosphärischen Transporten abhängen. Gekoppelte Modelle mit relativ einfachen atmosphärischen Komponenten verbinden hier die Vorteile geringen Rechenzeitbedarfs und der experimentellen Manipulierbarkeit der atmosphärischen Transporte. Die herausragende Problematik in der Ozeanmodellierung sind beckenweite Auswirkungen von kleinskaligen Prozessen. Die dazu zu rechnenden Randströme und Overflows sind zudem schlecht parameterisierbar, weil sie direkt mit der mittleren Advektion verbunden sind. Diese Phänomene sind aber räumlich deutlich lokalisiert. Es ist daher zumindest prinzipiell möglich, dass genestete Modelle bei relativ geringem Aufwand (insbesondere wenn die Möglichkeiten verteilten Rechnens genutzt werden) zur Verbesserung der großräumigen Zirkulation in Ozeanmodellen beitragen können. Generell gilt es, effizientere numerische Verfahren zur höher aufgelösten Darstellung kritischer Regionen in großskaligen Modellen zu entwickeln, sei es durch Nesting oder beispielsweise durch adaptive Gitter.

Literatur

- ADCROFT, A., C. HILL, J. MARSHALL, J., 1997: Representation of topography by shaved cells in a height coordinate ocean model. *Monthly Weather Review* **125**, 2293-2315.
- ANDERSON, L.G., G. BJOERK, O. HOBY, E. P. JONES, G. KATTNER, K. P. KOLTERMANN, B. LILJEBLAD, R. LINDEGREN, B. RUDELS, J. SWIFT, 1994: Water masses and circulation in the Eurasian Basin: results from the Oden 91 expedition. *Journal of Geophysical Research* **99**, 3273-3288.
- BECKMANN, A., R. DÖSCHER, 1997: A method for improved representation of dense water spreading over topography in geopotential-coordinate models. *Journal of Physical Oceanography* **27**, 581-591.
- BÖNING, C. W., W. R. HOLLAND, F. O. BRYAN, G. DANABASOGLU, J. C. MCWILLIAMS, 1995: An overlooked problem in model simulations of the thermohaline circulation and heat transport in the Atlantic Ocean. *Journal of Climate* **8**, 515-523.
- BÖNING, C. W., F. O. BRYAN, 1996: Large-scale transport processes in high-resolution circulation models. In: The Warmwatersphere of the North Atlantic Ocean, 91-128. W. Krauß (Hrsg.); *Gebr. Borntraeger, Berlin, Stuttgart*, 446 S.
- BÖNING, C.W., C. DIETERICH, B. BARNIER, Y. JIA, 2001: Seasonal cycle of meridional heat transport in the subtropical North Atlantic: a model intercomparison in relation to observations near 25 N. *Prog. Oceanogr.* **48**, 231-254.
- BRETHERTON, F.P., 1982: Ocean climate modeling. *Progress in Oceanography* **11**, 93-129.
- BRIX, H., R. GERDES, 2003: North Atlantic Deep Water and Antarctic Bottom Water: Their interaction and influence on the variability of the global ocean circulation. *J. Geophys. Res.* **108** No. C2 10.1029/2002JC001335.
- BRYAN, F.O., 1986: High latitude salinity effects and interhemispheric thermohaline circulations. *Nature* **323**, 301-304.
- BRYAN, K., J. K. DUKOWICZ, R. D. SMITH, 1999: On the mixing coefficient in the parameterization of Bolus velocity. *Journal of Physical Oceanography* **29**, 2442-2456.
- BRYAN, K., L. J. LEWIS, 1979: A water mass model of the world ocean. *Journal of Geophysical Research* **84**, 2503-2517.
- CHEN, F., M. GHIL, 1996: Interdecadal variability in a hybrid coupled ocean-atmosphere model, *Journal of Physical Oceanography* **26**, 1561-1578.
- DELWORTH, T., S. MANABE, R. J. STOUFFER, 1993: Interdecadal variations of the thermohaline circulation in a coupled ocean-atmosphere model. *Journal of Climate* **6**, 1993-2011.
- DICKSON, R.R., J. MEINCKE, S. A. MALMBERG, A. J. LEE, 1988: The great salinity anomaly in the northern North Atlantic. *Progress in Oceanography* **20**, 103-151.
- DÖSCHER, R., C. W. BÖNING, P. HERRMANN, 1994: Response of circulation and heat transport in the North Atlantic to changes in thermohaline forcing in northern latitudes: A model study. *Journal of Physical Oceanography* **24**, 2306-2320.
- DYNAMO Group, 1997: DYNAMO. Dynamics of North Atlantic Models: Simulation and assimilation with high resolution models. *Berichte aus dem Institut für Meereskunde* **294**, Universität Kiel, 342 S.
- EBY, M., G. HOLLOWAY, 1994: Sensitivity of a large-scale ocean model to a parameterization of topographic stress. *Journal of Physical Oceanography* **24**, 2577-2588.
- EDEN, C., J. WILLEBRAND, 2001: Mechanism of interannual to decadal variability of the North Atlantic Circulation. *Journal of Climate* **14**, 2266-2280.
- ENGLAND, M. H., A. C. HIRST, 1997: Chlorofluorocarbon uptake in a world ocean model 2: sensitivity to surface thermohaline forcing and subsurface mixing parameterization. *Journal of Geophysical Research* **102**, 15709-15731.
- ENGLAND, M. H., G. HOLLOWAY, 1998: Simulations of CFC content and water-mass age in the deep North Atlantic. *Journal of Geophysical Research* **103**, 15885-15902.
- ENGLAND, M. H., S. RAHMSTORF, 1999: Sensitivity of ventilation rates and radiocarbon uptake to subgrid-scale mixing in ocean models. *Journal of Geophysical Research* **104**, 2802-2828.
- EZER, T., 2000: On the seasonal mixed layer simulated by a basin-scale ocean model and the Mellor-Yamada turbulence scheme. *Journal of Geophysical Research* **105**, 16843-16855.
- GASPAR, P., 1988: Modelling the seasonal cycle of the upper ocean. *Journal of Physical Oceanography* **18**, 161-180.
- GENT, P. R., J. C. MCWILLIAMS, 1990: Isopycnal mixing in ocean circulation models. *Journal of Physical Oceanography* **20**, 150-155.
- GENT, P. R., J. WILLEBRAND, T. J. MCDUGALL, J. C. MCWILLIAMS, 1995: Parameterizing eddy-induced tracer transports in ocean circulation models. *Journal of Physical Oceanography* **25**, 463-474.
- GERDES, R., C. WÜBBER, 1991: Seasonal variability of the North Atlantic Ocean – a model intercomparison. *Journal of Physical Oceanography* **21**, 1300-1322.
- GERDES, R., C. KÖBERLE, J. WILLEBRAND, 1991: The influence of numerical advection schemes on the results of ocean general circulation models. *Climate Dynamics* **5**, 211-226.
- GERDES, R., 1993a: A primitive equation ocean circulation model using a general vertical coordinate transformation. Part 1: Description and testing of the model. *Journal of Geophysical Research* **98**, 14683-14701.
- GERDES, R., 1993b: A primitive equation ocean circulation model using a general vertical coordinate transformation. Part 2: Application to an overflow problem. *Journal of Geophysical Research* **98**, 14703-14726.
- GERDES, R., C. KÖBERLE, 1995: On the influence of DSOW in a numerical model of the North Atlantic general circulation. *Journal of Physical Oceanography* **25**, 2624-2642.
- GERDES, R., A. BIASTOCH, R. REDLER, 2001: Fresh water balance of the Gulf Stream system in a regional model study, *Climate Dynamics* **18**, 17-27.
- GNANADESIKAN, A., R. C. PACANOWSKI, 1997: Improved representation of flow around topography in the GFDL modular ocean model MOM2. *International WOCE Newsletter* **27**, 23-35 (unveröffentlichtes Manuskript).
- GREATBATCH, R. J., S. ZHANG, 1995: An interdecadal oscillation in an idealized ocean basin forced by constant heat flux. *Journal of Climate* **8**, 81-91.
- GREATBATCH, R. J., Y. LU, Y. CAI, 2001: Relaxing the Boussinesq approximation in ocean circulation models. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* **18**, 1911-1923.
- GRIFFIES, S. M., C. W. BÖNING, F. O. BRYAN, E. P. CHASSIGNET, R. GERDES, H. HASUMI, A. HIRST, A.-M. TREGUIER, D. WEBB, 2000: Developments in ocean climate modelling, *Ocean Modelling* **2**, 123-192.
- HAIIDVOGEL, D. B., A. BECKMANN, 1999: Numerical Ocean Circulation Modelling. *Imperial College Press, London*, 318 Seiten.
- HECHT, M. W., F. O. BRYAN, W. R. HOLLAND, 1998: A consideration of tracer advection schemes in a primitive equation ocean model. *Journal of Geophysical Research* **103**, 3301-3321.

- HOLLOWAY, G., 1987: Systematic forcing of large-scale geophysical flows by eddy-topography interactions. *Journal of Fluid Mechanics* **184**, 463-476.
- HSIEH, W. W., M. K. DAVEY, R. C. WAJSOWICZ, 1983: The free Kelvin wave in finite-difference numerical models. *Journal of Physical Oceanography* **13**, 1383-1397.
- KARCHER, M., A. LIPPERT, 1994: Spin-up and breakdown of source-driven deep North Atlantic flow over realistic bottom topography. *Journal of Geophysical Research* **99**, 12357-12373.
- KARCHER, M. J., R. GERDES, F. KAUKER, C. KÖBERLE, 2003: Arctic warming: Evolution and spreading of the 1990s warm event in the Nordic seas and the Arctic Ocean. *J. Geophys. Res.* **108** No. C2, 10.1029/2001JC001265.
- KAUKER, F., R. GERDES, M. KARCHER, C. KÖBERLE, J. LIESER, 2003: Variability of Northern Hemisphere sea ice: A combined analysis of model results and observations from 1978 to 2001, *Journal of Geophysical Research* (im Druck).
- KAWASE, M., 1987: Establishment of deep ocean circulation driven by deep-water production. *Journal of Physical Oceanography* **17**, 2294-2317.
- KILLWORTH, P. D., 1997: On the parameterisation of eddy transfer. Part I: Theory. *Journal of Marine Research* **55**, 1171-1197.
- KILLWORTH, P. D., N. R. EDWARDS, 1999: A turbulent bottom boundary layer code for use in numerical models. *Journal of Physical Oceanography* **29**, 1221-1238.
- KRAUS, E. G., J. S. TURNER, 1967: A one-dimensional model of the seasonal thermocline, II. The general theory and its consequences. *Tellus* **19**, 98-105.
- LARGE, W. G., J. C. MCWILLIAMS, S. C. DONEY, 1994: Oceanic vertical mixing: a review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization. *Reviews in Geophysics* **32**, 363-403.
- LARGE, W. G., 1998: Modelling and parameterizing oceanic planetary boundary layers. In: Chassignet, E. P., Verron, J. (Hrsg.), Ocean modeling and parameterization. NATO Advanced Study Institute, *Kluwer Academic Publishers*, Dordrecht, 451 S.
- LENDERINK, G., R. J. HAARSMA, 1994: Variability and multiple equilibria of the thermohaline circulation associated with deep-water formation. *Journal of Physical Oceanography* **24**, 1480-1493.
- LOZIER, M. S., 1997: Evidence for large-scale eddy-driven gyres in the North Atlantic. *Science* **277**, 361-364.
- MANABE, S., R. STOUFFER, 1988: Two stable equilibria of a coupled ocean-atmosphere model, *Journal of Climate* **1**, 841-866.
- MARSHALL, J., F. SCHOTT, F., 1999: Open-ocean convection: observations, theory and models. *Reviews in Geophysics* **37**, 1-64.
- MELLOR, G. L., 2001: One dimensional ocean surface layer modelling, a problem and a solution. *Journal of Physical Oceanography* **31**, 790-809.
- MELLOR, G. L., T. YAMADA, 1982: Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Geophysics and Space Physics* **20**, 851-875.
- MERRYFIELD, W. J., G. HOLLOWAY, A. E. GARGETT, 1999: A global ocean model with double-diffusive mixing, *Journal of Physical Oceanography* **29**, 1124-1142.
- QUADFASSEL, D., A. SY, B. RUDELS, 1993: A ship of opportunity section to the North Pole: upper ocean temperature observations. *Deep-Sea Research I* **40**, 777-789.
- RAHMSTORF, S., 1993: A fast and complete convection scheme for ocean models. *Ocean modelling* **101**, 9-11.
- RAHMSTORF, S., 1995: Bifurcations of the Atlantic thermohaline circulation in response to changes in the hydrological cycle. *Nature* **378**, 145-149.
- RAHMSTORF, S., 1997: Decadal variability of the thermohaline ocean circulation. In: Navarra, A. (Hrsg.), Beyond El Niño: Decadal and interdecadal climate variability. *Springer-Verlag*, Berlin, 309-332.
- RAHMSTORF, S., M. H. ENGLAND, 1997: Influence of Southern Hemisphere winds on North Atlantic Deep Water flow. *Journal of Physical Oceanography* **27**, 2040-2054.
- RAHMSTORF, S., J. WILLEBRAND, 1995: The role of temperature feedback in stabilizing the thermohaline circulation. *Journal of Physical Oceanography* **25**, 787-805.
- RAHMSTORF, S., J. MAROTZKE, J. WILLEBRAND, 1996: Stability of the thermohaline Circulation. In: W. Krauß (Hrsg.), The Warmwatersphere of The North Atlantic Ocean, *Gebr. Bornträger*, Berlin, 129-157.
- SCHAUER, U., R. D. MUENCH, B. RUDELS, L. TIMOKHOV, 1997: The impact of eastern Arctic shelf waters on the Nansen Basin. *Journal of Geophysical Research* **102**, 3371-3382.
- SCHAUER, U., B. RUDELS, E. P. JONES, L. G. ANDERSON, R. D. MUENCH, G. BJOERK, J. H. SWIFT, A.-M. LARSSON, 2002: Confluence and redistribution of Atlantic water in the Nansen, Amundsen and Makarov basins. *Annales Geophysicae* **20**, 257-273.
- SMITH, R. D., M. W. MALTRUD, F. O. BRYAN, M. E. HECHT, 2000: Numerical simulation of the North Atlantic Ocean at $1/10^\circ$. *Journal of Physical Oceanography* **30**, 1532-1561.
- SOKOLOV, V., S. PIVOVAROV, W. SCHNEIDER, 1999: Oceanography, in: ARCTIC '98: The expedition ARK-XIV/1a of RV Polarstern in 1998. *Reports on Polar Research* **308**, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, 159 S.
- STEELE, M., T. BOYD, 1998: Retreat of the cold halocline layer in the Arctic Ocean. *Journal of Geophysical Research* **103**, 10419-10435.
- TOGGWEILER, J. R., B. SAMUELS, 1995: Effect of Drake Passage on the global thermohaline circulation. *Deep-Sea Research I* **42**, 477-500.
- VISBECK, M., J. MARSHALL, T. HAINE, M. SPALL, 1997: Specification of eddy transfer coefficients in coarse resolution ocean circulation models. *Journal of Physical Oceanography* **27**, 381-402.
- VON STORCH, J.-S., V. KHARIN, U. CUBASCH, G. HEGERL, D. SCHRIEVER, H. VON STORCH, E. ZORITA, 1997: A 1260 year control integration with the coupled ECHAM1/LSG general circulation model. *Journal of Climate* **10**, 1526-1541.
- WEAVER, A. J., J. MAROTZKE, P. F. CUMMINS, E. S. SARACHIK, 1993: Stability and variability of the thermohaline circulation. *Journal of Physical Oceanography* **23**, 39-60.
- WILLEBRAND, J., B. BARNIER, C. W. BÖNING, C. DIETERICH, P. D. KILLWORTH, C. LE PROVOST, Y. JIA, J.-M. MOLINES, A. L. NEW, 2001: Circulation characteristics in three eddy-permitting models of the North Atlantic. *Progress in Oceanography* **48**, 123-161.
- WINTON, M., E. S. SARACHIK, 1993: Thermohaline oscillations induced by strong steady salinity forcing of ocean general circulation models. *Journal of Physical Oceanography* **23**, 1389-1410.
- ZHANG, J., R. W. SCHMITT, R. X. HUANG, 1998: Sensitivity of the GFDL modular ocean model to parameterization of double-diffusive processes. *Journal of Physical Oceanography* **28**, 589-605.