

4.14 Ozeanzirkulation und arktisches Meereis unter dem Einfluss anthropogener Klimaänderungen

JOCHEM MAROTZKE, UWE MIKOLAJEWICZ & TORBEN KOENIGK

Ocean circulation and Arctic sea ice under the influence of anthropogenic climate change: Anthropogenic warming is expected to be considerably stronger in the Arctic, compared to the global mean. Here, we present some of the climate changes up to year 2100, as simulated with the newest version of the Max Planck Institute for Meteorology (MPI-M) climate model. Our simulations show Arctic warming of between 6° C and 8° C, by year 2100, and a near-complete disappearance of Arctic sea ice during the summer months, by year 2070. The model's »conveyor belt« circulation weakens by about 30%, by year 2100, but it does not collapse. A monitoring effort has begun to continuously observe the strength of the »conveyor belt« at 26.5° N.

Seit langem wird vermutet, dass die menschengemachte Erwärmung während des 21. Jahrhunderts in hohen nördlichen Breiten deutlich stärker ausfallen wird als im globalen Mittel. Daher hat sich immer ein besonderes Augenmerk auf die Arktis gerichtet, wenn die Auswirkungen der globalen Erwärmung prognostiziert wurden. Wir stellen hier einige der zu erwartenden Klimaänderungen bis zum Jahr 2100 vor, die mit dem neuesten Klimamodell des Max-Planck-Instituts für Meteorologie (MPI-M) simuliert wurden. Dabei mussten Annahmen über die zukünftige Entwicklung der anthropogenen Emissionen gemacht werden. Die im folgenden hauptsächlich diskutierten Resultate stammen von Experimenten, die mit den wahrscheinlichsten Annahmen über die zukünftige Entwicklung der Zusammensetzung der Atmosphäre angetrieben worden sind (das so genannte IPCC-Szenario A1B). Danach wird sich bis zum Jahr 2100 die Konzentration von CO₂ in der Atmosphäre gegenüber dem heutigen Wert in etwa verdoppeln (bzw. gegenüber dem

präindustriellen Wert auf das Zweieinhalbfache ansteigen). Zusätzlich sind noch die Folgen von stark reduzierten anthropogenen Emissionen simuliert worden (IPCC-Szenario B1). Selbst in diesem Szenario steigt die atmosphärische CO₂-Konzentration noch um ca. 50% gegenüber den heutigen Werten an. Von jedem Experiment sind jeweils 3 Realisierungen gerechnet worden, um Effekte natürlicher Klimavariabilität von dem anthropogenen Klimasignal trennen zu können.

Als Folge der erhöhten CO₂-Konzentrationen steigt die globale Mitteltemperatur in dem Modell bis zum Ende des Jahrhunderts um fast 4° C gegenüber dem präindustriellen Wert an (Szenario A1B), in den Simulationen mit deutlich reduzierten Emissionen (Szenario B1) immerhin noch um etwas mehr als 2,5° C (Abb. 4.14-1). Offensichtlich beginnt der Anstieg der globalen Mitteltemperatur etwa 1980 und beschleunigt sich in den folgenden Jahrzehnten. Es zeigen sich aber deutliche regionale Unterschiede im Temperaturanstieg. Er wird über

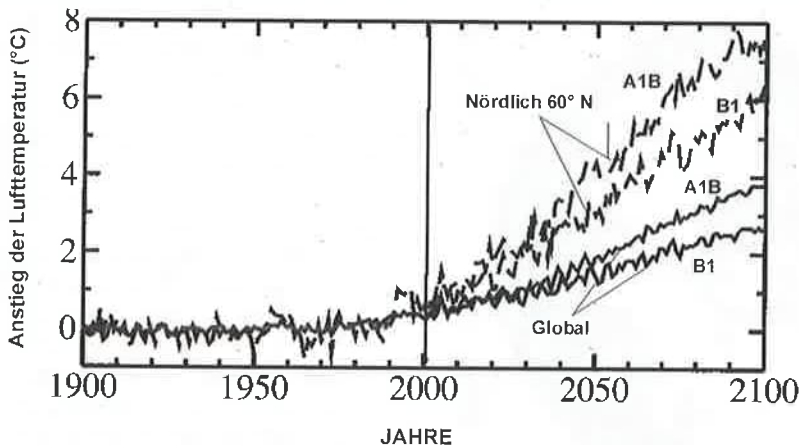


Abb. 4.14-1: Zeitreihen der Anomalien von Jahresmitteln der bodennahen Lufttemperatur in Grad Celsius. Bis zum Jahr 2000 ist der Lauf mit beobachtetem Antrieb durchgeführt. Die durchgezogenen Kurven nach 2000 zeigen den global gemittelten Temperaturverlauf in den Simulationen mit der wahrscheinlichsten Annahme über die zukünftige Entwicklung der Zusammensetzung der Atmosphäre (IPCC Szenario A1B, obere Kurve) oder im Falle starker Reduktion der anthropogenen Emissionen von klimawirksamen Gasen (IPCC Szenario B1, untere Kurve). Zusätzlich dargestellt (gestrichelte Kurven) ist der Temperaturverlauf gemittelt über das Gebiet nördlich von 60° N (IPCC Szenario A1B, obere Kurve; IPCC Szenario B1, untere Kurve). Jede Kurve stellt das Mittel über drei Realisierungen dar.

E-Mail-Adresse: marotzke@dkrz.de

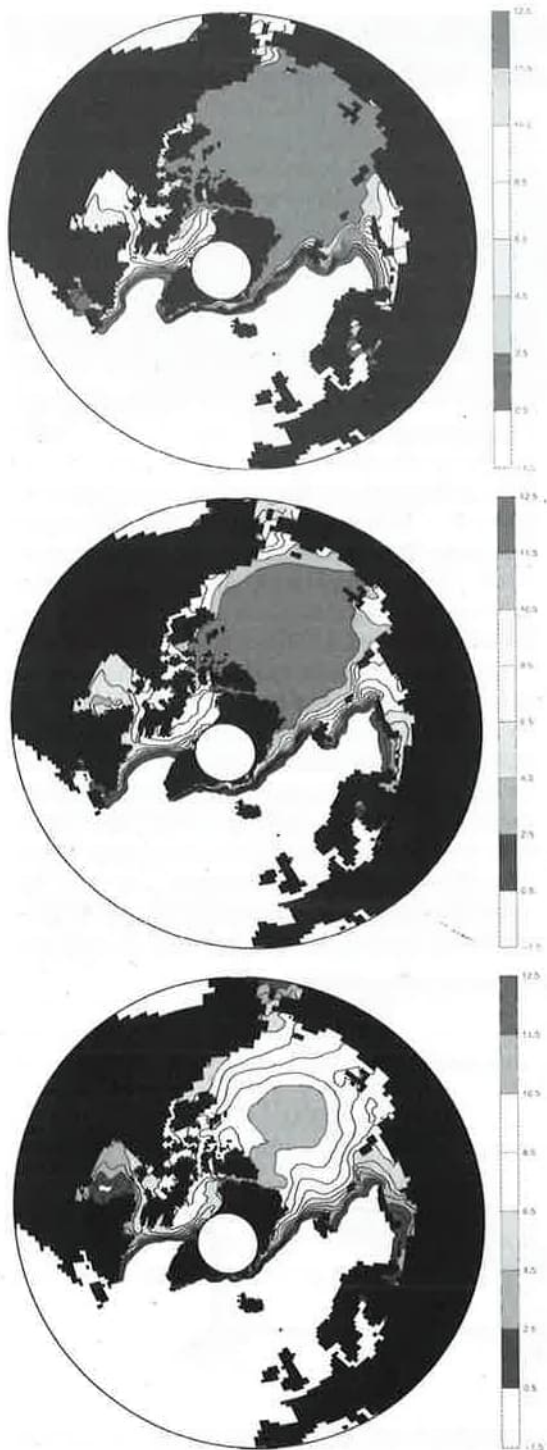


Abb. 4.14-2: Durchschnittliche Anzahl der Monate mit einer Eisbedeckung von mehr als 15% in dem Gitterpunkt. Der Isolinienabstand beträgt 1 Monat. Dargestellt ist das Mittel über drei Realisierungen, gemittelt über den Zeitraum 1900 bis 2000 (a), 2030 bis 2050 (b) und 2080 bis 2100 (c).

dem Ozean auf Grund der größeren Wärmekapazität und der zunehmenden Verdunstung generell geringer sein als über Land. Zusätzlich tritt aufgrund des Eis- bzw. Schnealbedoeffekts eine deutliche Verstärkung der Erwärmung in hohen nördlichen Breiten auf (Abb. 4.14-1). Der Temperaturanstieg nördlich von 60° N ist fast doppelt so hoch wie der globale Temperaturanstieg, so dass hier im Jahr 2100 eine Erwärmung von mehr als 7° C simuliert wird (Szenario A1B). Dieses lässt sich dadurch erklären, dass verringerte Schnee- oder Eisbedeckung die Erdoberfläche dunkler macht und dadurch mehr von der Sonnenstrahlung absorbiert wird, was zu einer zusätzlichen Erwärmung führt.

Veränderung in der Eisbedeckung der Arktis

Die starken Temperaturänderungen haben einen erheblichen Einfluss auf den Zustand des arktischen Ozeans, insbesondere auf das Meereis (Abb. 4.14-2). Für die Periode 1900–2000 simuliert das Modell im Vergleich zu Beobachtungen einen etwas zu großen Bereich mit ganzjähriger Eisbedeckung. In der Realität taut es an der sibirischen Küste im Sommer häufig ab, was im Modell nur selten vorkommt. Die maximale Eisausdehnung wird vom Modell dagegen recht gut simuliert. In der Periode 2030 bis 2050 ist das ganzjährig eisbedeckte Gebiet deutlich reduziert. Zu diesem Zeitpunkt sind die Küsten mit Ausnahme von Nordgrönland und Teilen des kanadischen Archipels im Sommer eisfrei. Im Gegensatz dazu hat sich die Meereisausdehnung im Winter nur wenig verändert. Nur im Bereich der Barentssee sieht man einen klaren Rückgang der Lage der winterlichen Eiskante bis Nowaja Semlja. Am Ende des Jahrhunderts ist die Arktis im Sommer nahezu komplett eisfrei.

Die Abnahme der winterlichen Eisausdehnung hingegen fällt wesentlich schwächer aus. Auch jetzt noch ist die Arktis im Winter nahezu komplett eisbedeckt, wobei das Eis aber wesentlich dünner ist als heute. Dieses wird auch aus der zeitlichen Entwicklung des simulierten Meereseisvolumens deutlich (Abb. 4.14-3). Ab ungefähr 1990 simuliert das Modell abnehmende Meereseisvolumina. Ab 2030 sieht man einen dramatischen Rückgang des Eisvolumens, ab ca. 2070 ist die Arktis im Sommer nahezu eisfrei. Im Winter nimmt das Meereseisvolumen auf ca. ein Drittel des heutigen Wertes ab. Während des gesamten be-

trachteten Zeitraums ist die Menge an neu gebildetem Eis vergleichsweise konstant (s. Differenz zwischen Winter- und Sommereisvolumen). Während aber heute die Arktis überwiegend von dickem, mehrjährigem Eis bedeckt ist, nimmt der Anteil von einjährigem Eis deutlich zu. Ab ca. 2060 gibt es fast nur noch relativ dünnes einjähriges Eis, da im Sommer das im vorhergehenden Winter gebildete Eis komplett abschmilzt.

Neben dem starken Einfluss auf das Klima wird die Abnahme und das spätere völlige Verschwinden des Sommereises einen deutlichen Einfluss auf die Lebensbedingungen diverser auf die heutigen Bedingungen der Arktis spezialisierten Säugetiere haben, wie z.B. Eisbären oder Walrosse (um nur die größten zu nennen). Der Schiffsverkehr durch die Arktis wird wohl - zumindest im Sommer - wesentlich bessere Bedingungen vorfinden und vermutlich erheblich zunehmen.

Veränderung in der Ozeanzirkulation

Selbst ein flüchtiger Blick auf die Karten der Meereisbedeckung im Europäischen Nordmeer zeigt den starken Einfluss der Ozeanzirkulation. Im Osten, vor der Küste Norwegens, strömt relativ warmes Wasser nach Norden und verhindert die Eisbildung. Dagegen fließt im Westen der kalte Ostgrönlandstrom nach Süden, in ihm drifft das Meereis bis zur Südspitze Grönlands und weiter. Das warme Wasser vor Norwegen kühlt sich auf dem Weg nach Norden ab, sinkt und verlässt das Nordmeer schließlich wieder durch die Dänemarkstraße in einer Tiefe von mehreren hundert Metern. Gespeist wird die Strömung vor Norwegen aus dem System Golfstrom-Nordatlantikstrom, stammt also ursprünglich aus den Subtropen. Sie ist somit Teil eines größeren, in der Tat globalen Strömungssystems, oft auch das marine Förderband genannt. Dieses Förderband ist entscheidend dafür verantwortlich,

dass vor allem im Winter die Temperaturen in Europa um einige Grad Celsius höher sind als auf vergleichbaren Breiten etwa an der Westküste Kanadas¹. Es wäre nun völlig falsch, das Bild eines Förderbandes wörtlich zu nehmen, sich also eine scharf abgegrenzte Strömung vorzustellen. Summiert man aber an einem bestimmten Breitenkreis und separat für jede Tiefe die nord- und südwardigen Strömungsbeiträge auf, ist tatsächlich richtig, dass im Atlantik die Gesamtheit der oberflächennahen, also warmen Strömung nach Norden gerichtet ist. Diese bemerkenswerte Tatsache gilt im Atlantik für alle Breitengrade. Die Gesamtheit der tiefen, also kalten Strömung erfolgt nach Süden. Somit muss also Wasser in hohen nördlichen Breiten absinken, zum Beispiel im Europäischen Nordmeer, wie beschrieben. Im Gegensatz zum Atlantik hat der subtropische Pazifik zwar ebenfalls einen nordwardigen oberflächennahen Randstrom, den Kuroschio, dessen Wasser kehrt aber in Oberflächennähe wieder nach Süden zurück und sinkt nicht in große Tiefen ab.

Die Hauptbeiträge zur oberflächennahen Gesamtströmung im Atlantik erfolgen in den Subtropen am Westrand, also durch den Golfstrom. In mittleren und hohen Breiten erfolgt der Hauptbeitrag zur Oberflächenströmung im Ozeaninnern. Die südwardige Gesamtströmung in der Tiefe ist immer am Westrand konzentriert. In allen Breiten und Tiefen gibt es noch zusätzliche Beiträge zur Gesamtströmung, die für eine Gesamtbetrachtung wichtig sind.

In qualitativer Übereinstimmung mit früheren Ergebnissen zeigen unsere Modellrechnungen für das 21. Jahrhundert eine Abschwächung des marinen Förderbandes im Atlantik um knapp 30% (Abb. 4.14-4), es findet aber kein vollständiger Kollaps statt. Erste Analysen deuten

¹ Um die Vergleichbarkeit zu gewährleisten, muss man maritime Klimate miteinander in Beziehung setzen. Man darf also nicht etwa das Klima Westeuropas mit dem kontinentalen Klima Labradors vergleichen.

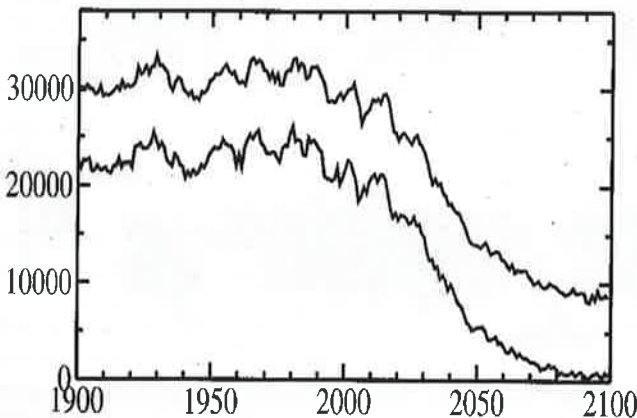


Abb. 4.14-3: Zeitreihen des Meereisvolumens in km^3 auf der Nordhemisphäre für Februar (obere Kurve) und August (untere Kurve). Bis zum Jahr 2000 ist der Lauf mit beobachtetem Antrieb durchgeführt, danach mit der wahrscheinlichen zukünftigen Entwicklung (IPCC Szenario A1B). Dargestellt ist jeweils das Mittel über 3 Realisierungen.

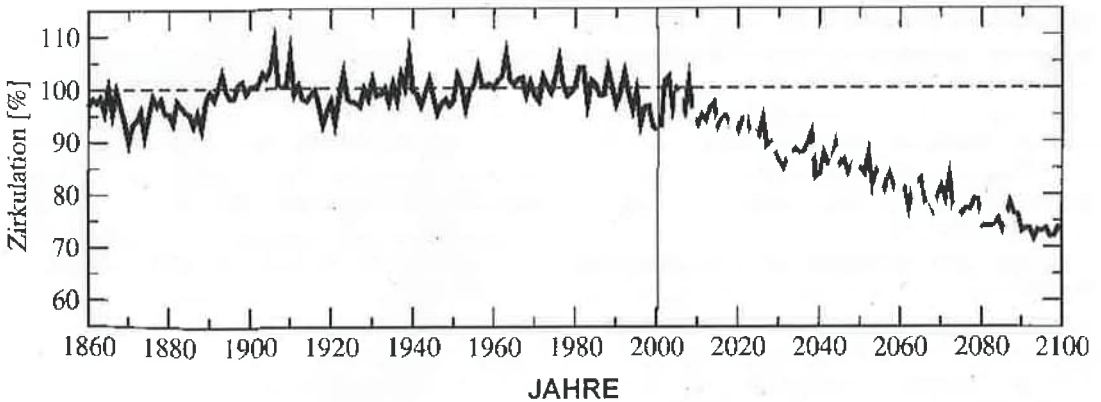


Abb. 4.14-4: Simulierte Stärke des marinen Förderbandes bei 30° N, in Prozent des Mittelwertes von 1961–1990. Bis zum Jahr 2000 ist der Lauf mit beobachtetem Antrieb durchgeführt, danach mit der wahrscheinlichen zukünftigen Entwicklung (IPCC Szenario A1B). Dargestellt ist jeweils das Mittel über 3 Realisierungen.

an, dass diese Abschwächung sowohl auf die überdurchschnittliche Erwärmung in hohen nördlichen Breiten zurückzuführen ist wie auch auf die zusätzliche Zufuhr von Süßwasser durch Eisschmelze, verstärkten Eintrag durch Flüsse und höhere Niederschläge. Dadurch wird das Oberflächenwasser in hohen Breiten weniger salzig und somit leichter, was das Absinken behindert. Der Wärmetransport im Atlantik sinkt im Verlauf des 21. Jahrhunderts um 20%. Dies führt zu einer Verlangsamung der Erwärmung im östlichen Nordatlantik, nicht aber zu einer Abkühlung.

Vermessung des marinen Förderbandes

Wie realistisch die in Abb. 4.14-4 dargestellte Variabilität in der Stärke des marinen Förderbandes ist, kann ebenso wenig aus Beobachtungen beurteilt werden wie die Genauigkeit der Prognose einer Abschwächung in der Zukunft oder die regionalen Folgen einer solchen Abschwächung etwa für das Europäische Nordmeer. Daher wurde im Februar 2004 ein Programm gestartet, um die Stärke des marinen Förderbandes bei 26,5° N im Atlantik kontinuierlich zu vermessen (<http://www.soc.soton.ac.uk/rapidmoc/>). Die Herausforderung liegt hauptsächlich dar-

in, dass eine Abdeckung des Ozeans mit direkten Strömungsmessern unmöglich ist, selbst für einen einzigen Breitenkreis. Da die Erde aber schnell rotiert, behilft man sich mit einem Trick, in Analogie zu der Interpretation einer Wetterkarte. Dort verläuft die Luftströmung im Wesentlichen parallel zu den Isobaren, und die Gesamtheit der Strömung zwischen zwei Punkten kann durch die Anzahl der Isobaren, die zwischen diesen Punkten verlaufen, abgelesen werden. Im Ozean bedeutet dies, dass man an ausgewählten Punkten (Abb. 4.14-5) über verankerte Messgeräte die Temperatur und den Salzgehalt als Funktion der Tiefe kontinuierlich vermisst. Daraus kann man die Dichte des Wassers berechnen und das Druckfeld herleiten, hieraus wiederum die Gesamtströmung zwischen den Verankerungen bestimmen. Bei genügender Abdeckung des Breitenkreises 26,5° N lässt sich somit die Gesamtzirkulation über diesen Breitenkreis, als Funktion der Tiefe und der Zeit, bestimmen.

Zum Erfassen der Profile wurden in ca. 20 festen Tiefen Geräte an den Verankerungen befestigt, die Temperatur und Salzgehalt quasi-kontinuierlich (zeitliche Auflösung 15 Minuten) aufzeichnen. Bei einigen Verankerungen wurde eine kürzlich entwickelte Alternative verwendet, ein selbstständig profilierendes Messgerät, das ca.



Abb. 4.14-5: Positionen der Verankerungen (Kreuze) für die Phase 2004–2005 im Überwachungsprogramm des marinen Förderbandes.

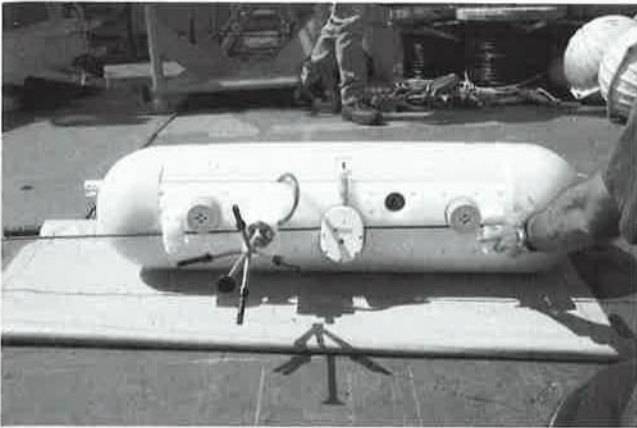


Abb. 4.14-6: Selbstständig profilierendes Messgerät zur Erfassung von Temperatur, Salzgehalt und Geschwindigkeit.

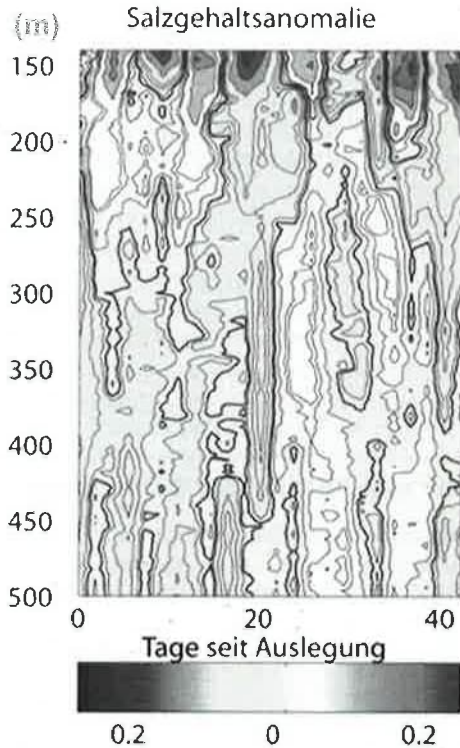
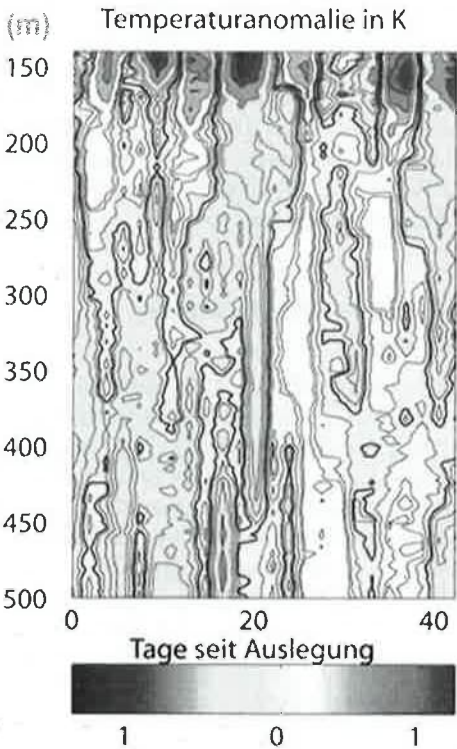


Abb. 4.14-7: Vorläufige und teilweise Ergebnisse des in Abb. 4.14-6 dargestellten Geräts. Dargestellt sind Anomalien der Temperatur (*links*) und des Salzgehalts (*rechts*), relativ zum zeitlichen Mittel an jeder Tiefe. Zu erkennen ist die deutliche Korrelation von Schwankungen in den beiden Größen.

alle vier Tage eine volles Tiefenprofil von Temperatur und Salzgehalt erfasst, mit einer vertikalen Auflösung von 2 m oder besser (Abb. 4.14-6). Die so gewonnenen Daten liefern Temperatur und Salzgehalt als Funktion von Tiefe und Zeit (Abb. 4.14-7), aus Profilen dieser Art wird zur Zeit eine erste Zeitreihe der Stärke des marinen Förderbandes erstellt. Damit wird es zum ersten Mal möglich

sein, dessen Variabilität auf Zeitskalen von Monaten bis Jahren zu bestimmen. Das ist wichtig zum Testen der Genauigkeit von Modellen, aber auch unerlässlich für die Frage, ob eine bestimmte Änderung in der Stärke des marinen Förderbandes einen menschengemachten Trend reflektiert oder lediglich Ausdruck natürlicher Schwankungen ist ♦