

Zuwendungsempfänger:
Prof. Dr. Friedrich Schott, IFM-GEOMAR Kiel

Förderkennzeichen: 03G0170A

**Vorhabenbezeichnung: SO 170-TROPENZIRKULATION: Ozeanographische
Forschungsreise in den westlichen tropischen Atlantik und anschließende
Verarbeitung der Daten**

Laufzeit des Vorhabens: 1.3.2003 - 31.12.2005

Schlussbericht

Autoren des Berichts: Friedrich Schott und Lothar Stramma

1. Aufgabenstellung, Planung, Ablauf

1.1 Aufgabenstellung

Das Ziel des Vorhabens war es, eine physikalisch-ozeanographische Forschungsfahrt im April-Mai 2003 mit dem Forschungsschiff RV Sonne in den tropischen Westatlantik durchzuführen (Reise SO-170) und die Daten dieser physikalisch-ozeanographischen Messfahrt aufzubereiten und auszuwerten.

1.2 Voraussetzungen, unter denen das Vorhaben durchgeführt wurde

Aus früheren Messungen der WOCE-Phase als auch aus der CLIVAR-I Phase 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 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 war eine gute Voraussetzung, dort den äquatorwärtigen Zweig der flachen subtropischen thermohalinen Zelle zu vermessen. Dies wurde wiederholt im Rahmen des BMBF geförderten CLIVAR-marine Teilprojekts „Mechanismen tropisch-subtropischer Wechselwirkungen im Atlantik“ von Schott, Böning, Dengg, Fischer und Stramma durchgeführt, und die Sonne Reise SO170 hatte zum einen das Ziel, in der oberen Wassersäule Messungen im Rahmen des CLIVAR-Projekts durchzuführen und zusätzlich auch Messungen im tiefen Ozean durchzuführen und diese Messungen im Rahmen des Projekts SO-170 auszuwerten.

Mit dem Forschungsschiff 'Sonne' stand eine Forschungsplattform zur Verfügung, mit der die anfallenden Feldarbeiten der CTD/LADCP Vermessungen sowie der schiffsgebundenen ADCP-

Strömungsmessungen und Verankerungsarbeiten sehr gut durchgeführt werden konnten. Personal mit ausgiebiger Erfahrung für die Datenerfassung und die spätere Auswertung der Daten war vorhanden. Voraussetzung für die optimale Durchführung der Messfahrt war die Genehmigung der vor Brasilien beantragten Messungen. Der Erhalt der Genehmigung war aufgrund der guten wissenschaftlichen Verbindungen zu brasilianischen Wissenschaftlern zu erreichen.

1.3 Planung und Ablauf des Vorhabens

Im ursprünglichen Antrag wurden wie auf vorangegangenen Sonne-Reisen die Flugkosten für das wissenschaftliche Personal und für die Materialtransporte beantragt. Es wurde aber bereits 2002 mitgeteilt, dass für 2003 nur die Charterkosten bewilligt werden könnten. Da die Sonne-Reise im direkten Zusammenhang mit dem BMBF-CLIVAR Projekt ‚Mechanismen tropisch-subtropischer Wechselwirkungen im Atlantik‘ von F. Schott et al. stand, konnte im Zusammenarbeit mit dem PTJ erreicht werden, dass 2002 im CLIVAR-Projekt nicht benutzte Personalmittel für die Flüge und Transporte für die Sonne-Reise 2003 benutzt werden konnten, ansonsten hätte die Fahrt nicht durchgeführt werden können.

Die Reise SO 170 begann am 21. 3. 2003 in Auckland. Der Zuwendungsbescheid wurde allerdings erst am 2.4.2003 in Bonn abgeschickt. Da normalerweise der Chartervertrag mit der Reederei vor Beginn der Fahrt geschlossen werden muss, kam es im Vorfeld der Reise zu langwierigen Telefonaten, Gesprächen und Schriftwechseln, um die Lage der Bewilligung zu klären. Dies hat erhebliche Arbeitszeit von Personen der Wissenschaft, der Verwaltung und des Projektträgers in Anspruch genommen, die damit den eigentlichen Aufgaben der involvierten Personen verloren ging.

Schließlich konnte die Fahrt in Auckland nur termingerecht beginnen, da die Reederei auf die mündlichen Zusage einer anstehenden Bewilligung das Schiff in Auckland losfahren ließ, obwohl noch kein Chartervertrag vorlag.

Die bewilligten Charterkosten umfassten den Transit durch den Pazifik vom 21.3.2003 in Auckland, Neuseeland nach Port of Spain, Trinidad, sowie die eigentliche Forschungsreise von Port of Spain am 23.4.2003 bis zum Ausstiegshafen Recife, Brasilien am 22.5.2003. Trotz Verzögerungen und Einschnitten in der Bewilligung konnte die Fahrt erfolgreich durchgeführt werden und erbrachte eine sehr gute Datenausbeute. Es wurden 111 CTD und 110 LADCP Profile auf vier Schnitten nördlich vom südamerikanischen Kontinent und 3 Schnitten östlich von Nordostbrasilien durchgeführt (Abbildung 1). Bei ca. 11°S wurden 4 Verankerungen aufgenommen und durch 4 Neuauslegungen an der gleichen Position ersetzt. Außerdem wurde eine RAFOS-Verankerung ausgelegt.

Bewilligt wurden für 2004 Personalmittel zur Aufbereitung und erster Auswertung der Zirkulation des tiefen Ozeans. Für 2005 wurde die Fortsetzung der Stelle zur Auswertung und Veröffentlichung der Daten beantragt, jedoch wurde die Stelle nur für 2004 bewilligt. Da die Auswertearbeiten in Zusammenhang mit den CLIVAR Auswertungen weit vorangetrieben werden konnten, wurden bereits 2004 Veröffentlichungen zur Tiefenzirkulation erstellt. Damit waren Ende 2004 die durchgeführten Arbeiten dem Zeitplan voraus. Somit konnte das Gesamtziel nach Abschluss des Vorhabens erreicht werden, auch wenn im Jahre 2005 keine Förderung mehr bestand. Die von Brasilien geforderte Datenablieferung innerhalb eines Jahres wurde termingerecht durchgeführt.

Bewilligt war für 2004 eine BAT Iia Stelle für Auswertearbeiten sowie Studentenverträge. Die BAT Iia Stelle wurde in zwei halbe Verträge für Mette Lünig und Jens Schafstall aufgespalten. Da von den beiden die vorgesehenen Studentenaufgaben mit erledigt wurden, konnten somit die Studentenverträge eingespart werden. Ein kleiner Teil der Gelder für die Studentenverträge wurde zur Teilnahme von Dr. Stramma am Sonne-Statusseminar im März 2005 umgewidmet, die restlichen Gelder wurden an den Projektträger zurückgegeben.

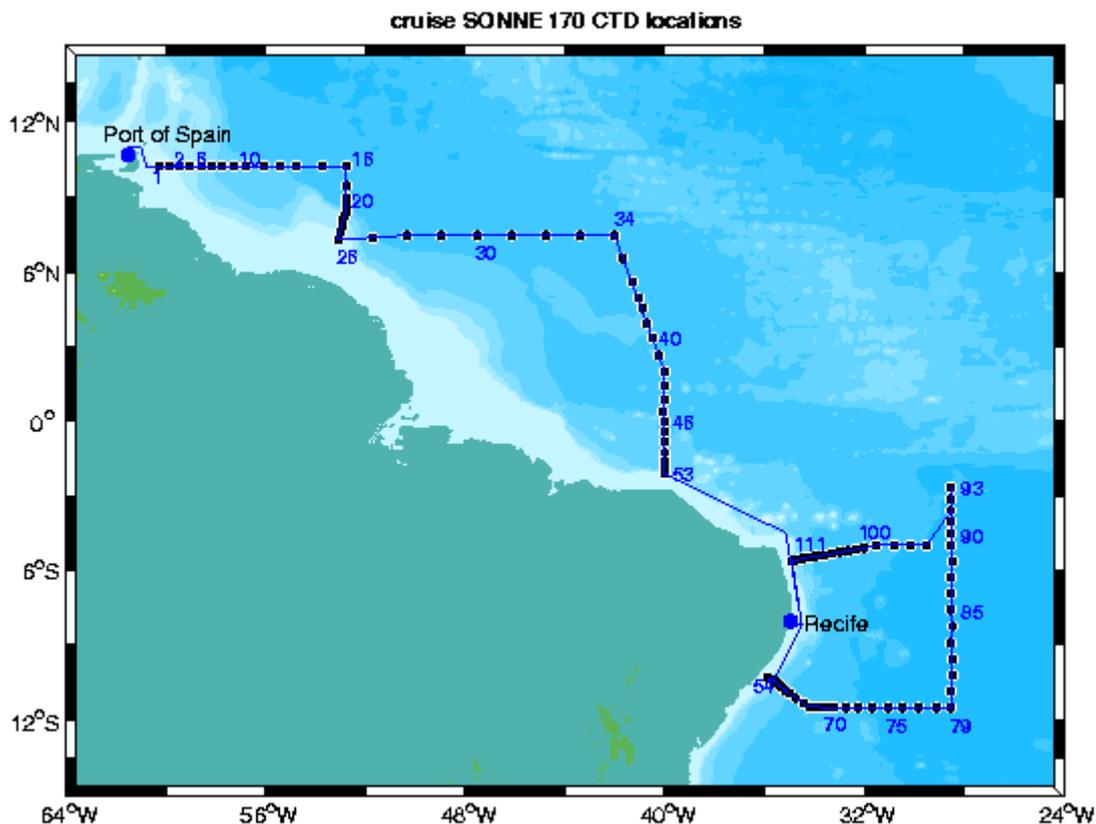


Abb. 1 Fahrtroute und Verteilung der CTD-Stationen auf der Sonne-Reise 170 von Port of Spain, Trinidad (23.4.2003) nach Recife, Brasilien (22.5.2003).

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.

Langjährige gute Erfahrungen gab es auf dem Gebiet der Schiffs-ADCP Messungen. Neuartige

Phased Array Schiffs-ADCP's mit grosser Reichweite der Herstellerfirma RD Instruments in San Diego lieferten sehr gute Ergebnisse und waren eine wichtige Komponente der Schiffsmessungen.

Der technische Stand der anderen eingesetzten Geräte wie CTD und LADCP war so ausgereift, dass es zu keinen größeren Problemen kam. Langjährige Erfahrung gab es auch auf dem Gebiet der Verankerungsauslegungen und den verwendeten verankerten Messgeräte.

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 Zusammenarbeit mit der Gruppe von der NOAA und RSMAS in Miami. Auf regelmässigen Workshops wurde und wird weiterhin ein Austausch und eine Zusammenarbeit mit diesen Gruppen aufrecht erhalten. Das bisher letzte dieser Treffen fand im Oktober 2005 in Venedig statt.

2 Ergebnisse, Nutzen und Fortschritte

2.1 Erzielte Ergebnisse

Wichtige Resultate wurden bereits 2004 erzielt. Im Zwischenbericht für das Jahr 2004 waren wichtige Ergebnisse zum Teil bereits vorgestellt worden, von denen hier einige wiederholt werden.

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. Erste Ergebnisse zu den Änderungen der Strömungen sowie der Wassermassenverteilungen im oberen als auch im tiefen Ozean sowie eine Reihe von weiteren Informationen der Verankerungsarbeiten wurden im cruise report der Reise SO 170 vorgestellt. Dieser Bericht ist sowohl den Küstenländern als auch dem Projektträger BEO termingerecht zugeleitet worden, und die darin beschriebenen Ergebnisse werden hier nicht nochmals dargestellt.

Ein neuartiges 75 Khz Phased Array Schiffs-ADCP mit dem Namen *Ocean Surveyor* konnte von der Herstellerfirma RD Instruments in San Diego für die Fahrten Sonne 170 bis 172 ausgeliehen werden und lieferte sehr gute Ergebnisse. Ein Vorteil des neuen Gerätes ist die Möglichkeit von zeitlich hochauflösenden tiefreichenden Strömungsmessungen.

Wichtige Erkenntnisse zu Wirbeln im tiefen Ozean vor Brasilien aus der Reise SO 170 zusammen mit früheren Arbeiten wurden von Dengler et al. (2004) beschrieben. Dengler und Eden (2005) ordneten diese Ergebnisse auch in die globalen Zusammenhänge ein, und im Folgenden werden die Hauptaussagen aus der Arbeit von Dengler und Eden (2005) wiedergegeben:

Ringförmige Wirbel nahe der Oberfläche wurden in vielen Regionen des Ozeans beobachtet.

Nördlich des Äquators im westlichen tropischen Atlantik transportieren beispielsweise die „Brasilstromringe“ warmes Wasser nach Norden, südlich des Kaps der guten Hoffnung bilden die „Agulhasringe“ einen wesentlichen Bestandteil der dortigen Ozeanzirkulation und an der Ostküste von Nordamerika entstehen die „Golfstromringe“, die warmes Wasser nordwärts transportieren. Bisher waren allerdings noch keine solche kohärenten Wirbel in großen Tiefen vermutet worden, wie unsere Messungen und Modellsimulationen es aufzeigen.

Diese Ringe und Wirbel können als Teil einer weltumspannenden Zirkulation betrachtet werden (Abb. 2), der globalen Umwälzzirkulation. Im Europäischen Nordmeer, der Labradorsee und nahe der Antarktis - in der Weddell-See und im Rossmeer - werden im Winter durch Konvektion kalte Wassermassen in großen Tiefen erzeugt. Diese Wassermassen strömen dann äquatorwärts und werden dabei vom direkten Einfluss der Atmosphäre abgeschirmt. Das neu gebildete Wasser strömt aber nicht gleichmäßig durch den tiefen Ozean, sondern bildet aufgrund des unterschiedlich starken Einflusses der Erdrotation auf die Strömung an verschiedenen geographischen Breiten starke westliche Tiefenrandströme, welche die tiefen ozeanischen Becken mit neu gebildeten Wassermassen versorgen. Die Existenz dieser Tiefenrandströme wurde schon in den 1950'er Jahren postuliert und seither in allen Ozeanen beobachtet.

Auf ihrem Weg durch den tiefen Ozean werden die kalten Wassermassen langsam mit darüber liegenden wärmeren Wassermassen vermischt, was ein Aufsteigen der kalten Wassermassen zur Folge hat. Die durch Turbulenz bedingten Vermischungsraten sind relativ klein, aber um mehrere Größenordnungen größer als rein molekulare Vermischung. Die vertikale Vermischung stellt den Antrieb für die Tiefenzirkulation dar, wobei die Strömungsrichtung der Tiefenrandströme durch die Verteilung der Bildungsgebiete von Tiefenwasser vorgegeben ist. Das Aufsteigen der Wassermassen und die Konvektion nahe den Polen erzeugen eine oberflächennahe Ausgleichströmung, die wiederum warme Wassermassen in die Tiefwasserbildungsgebieten zurückführt. Allerdings werden diese oberflächennahen Strömungen zusätzlich direkt durch den Wind angetrieben, dessen Einfluss in der Regel dominiert. Die oberflächennahe Strömung bewegen sich aus dem gleichen Grund wie das Tiefenwasser überwiegend auch in westlichen Randströmen, die jedoch durch rezirkulierende, d.h. entgegen gesetzte, aber wesentlich schwächere Strömungen im Osten der Ozeane teilweise kompensiert werden.

Die globalen Umwälzzirkulation besteht also aus einer tiefen und oberflächennahen Zirkulation, die durch Abkühlung an den Polen und die vertikale Vermischung im Inneren aufrechterhalten wird und von der direkt windgetriebenen Zirkulation überlagert ist. Beide Strömungssysteme transportieren große Wärmemengen polwärts und geben sie dort an die Atmosphäre ab. Dieser ozeanische Wärmetransport liegt in ähnlicher Größenordnung wie der in der Atmosphäre selbst, wobei beide zu einem relativ milden Klima in hohen und mittleren Breiten beitragen. Bildungsgebiete von Tiefenwasser treten in der Nordhemisphäre nur im Atlantik auf. Deshalb strömt das kalte Tiefenwasser aus dem Nordatlantik nach Süden, über den Äquator in den südlichen Atlantik und teilweise bis in den Indischen Ozean.

Die Vermessung der meridionalen Umwälzzirkulation und insbesondere ihrer Änderung ist aufgrund der großen Ausdehnung der Ozeane und der starken räumlichen und zeitlichen Variabilität der Strömungen nur mit gewaltigem Aufwand möglich. Bisherige Messkampagnen beschränkten sich deshalb auf die Vermessung der meridionalen Umwälzzirkulation zu einem Zeitpunkt (während einer Schiffkampagne) oder auf eine langfristige Erfassung der Tiefenrandströme. Messungen des Tiefenrandstroms in verschiedenen Regionen des Nordatlantiks zeigten einen am Kontinentalabhang sitzenden Stromkern in einer Tiefe zwischen 1500 und 3000 m. In den verschiedenen Untersuchungsregionen wurden unterschiedliche Volumentransporte des Tiefenrandstroms bestimmt, die zwischen 10 Sv ($1 \text{ Sv} = 1 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) und 40 Sv lagen. Eine

Erklärung für die unterschiedlichen Transporte des Tiefenrandstroms ist das Vorhandensein von tiefen Rezirkulationszellen, in denen Tiefenwasser entfernt von dem westlichen Kontinentalabhang zurückgeführt wird.

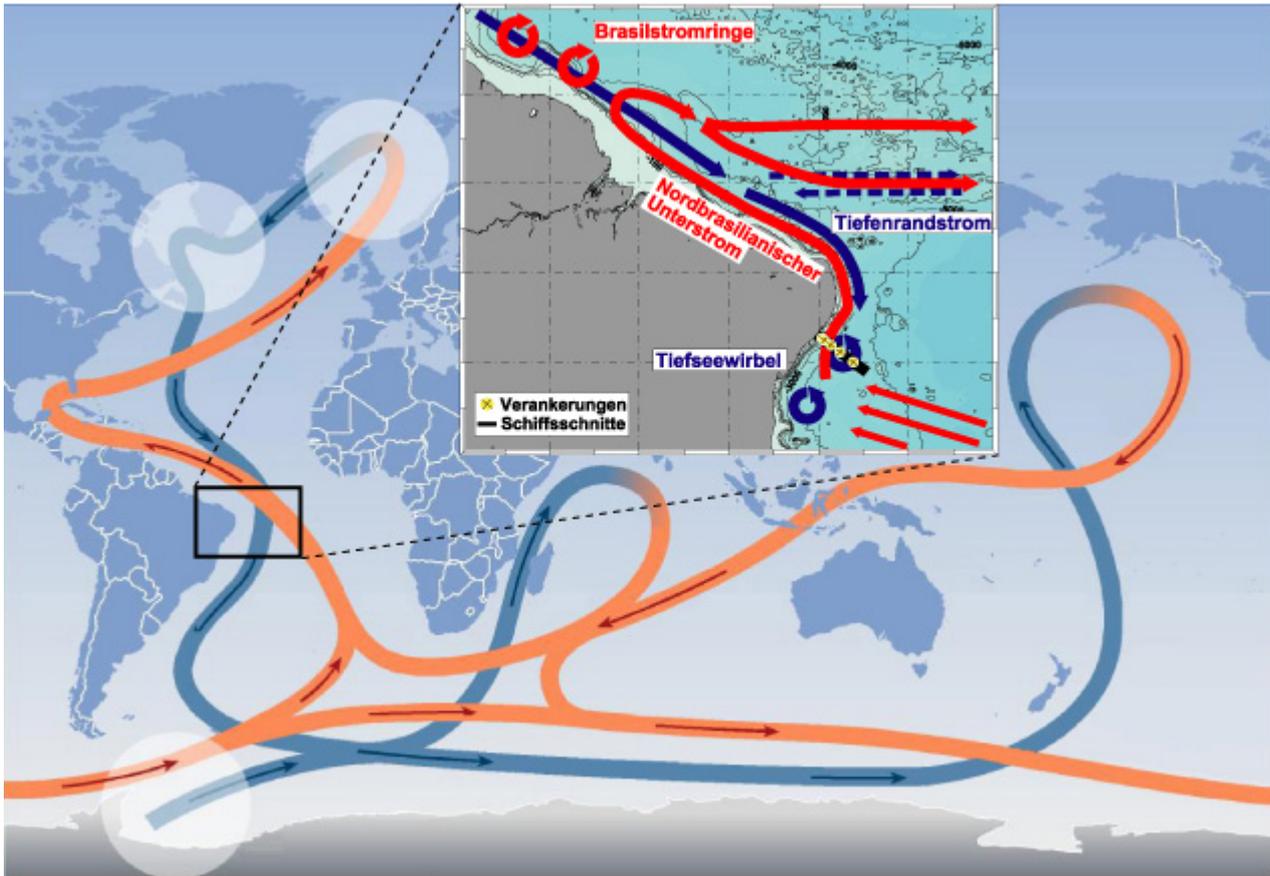


Abb. 2: Schematische Darstellung der Zirkulation von warmen Wassermassen (rot) und kalten Wassermassen (blau), die den Zusammenhang mit den Tiefenwasserbildungsregionen (helle Kreise) und dem Aufsteigen von Tiefenwassermassen beschreibt. Das eingesetzte Bild zeigt die westliche Randstromzirkulation vor der Küste Brasiliens und die Lage des Messprogramms.

Vor der Küste Brasiliens tritt sowohl der westliche Tiefenrandstrom als auch ein westlicher Oberflächenrandstrom auf. Die oberflächennahe Strömung, die hier Nordbrasilianischer Unterstrom genannt wird, transportiert warme Wassermassen aus dem Südatlantik und dem Indischen Ozean entlang der Küste über den Äquator nach Norden. Der Stromkern liegt in einer Tiefe von 300 m und sein Volumentransport beträgt 23 Sv. Ein Anteil des Stroms wird nördlich des Äquators durch die Brasilien-Ringeln weiter nordwärts Richtung Karibik befördert (Abb. 2) um von dort aus durch den Golfstrom und später durch den Nordatlantikstrom in die subpolaren und polaren Regionen des Nordatlantiks transportiert zu werden.

Im Rahmen des international koordinierten Klimaforschungsprogramms CLIVAR (Climate Variability) führte unsere Wissenschaftlergruppe am Kieler Leibniz - Institut für Meereswissenschaften ein 5-jähriges Messprogramm vor der Küste Brasiliens durch. Das Ziel des

Forschungsvorhabens war, langzeitliche Veränderungen der Strömungen vor Brasilien und der mitgeführten Wassermassen zu untersuchen. Dabei wurden 5 Tiefseeverankerungen ausgelegt (Abb. 3), an denen akustische und mechanische Strömungsmesser sowie Salzgehalts- und Temperatursensoren in verschiedener Tiefe befestigt waren. Die Verankerungen wurden jährlich auf Expeditionen der Deutschen Forschungsschiffe *FS Meteor* und *FS Sonne* gewartet. Zusätzlich wurden die Verankerungsmessungen durch die Aufnahme von räumlich hochaufgelösten Strömungsfeldern (Abb. 3) und der Temperatur- und Salzgehaltsverteilung während diesen mehrwöchigen Forschungsfahrten ergänzt.

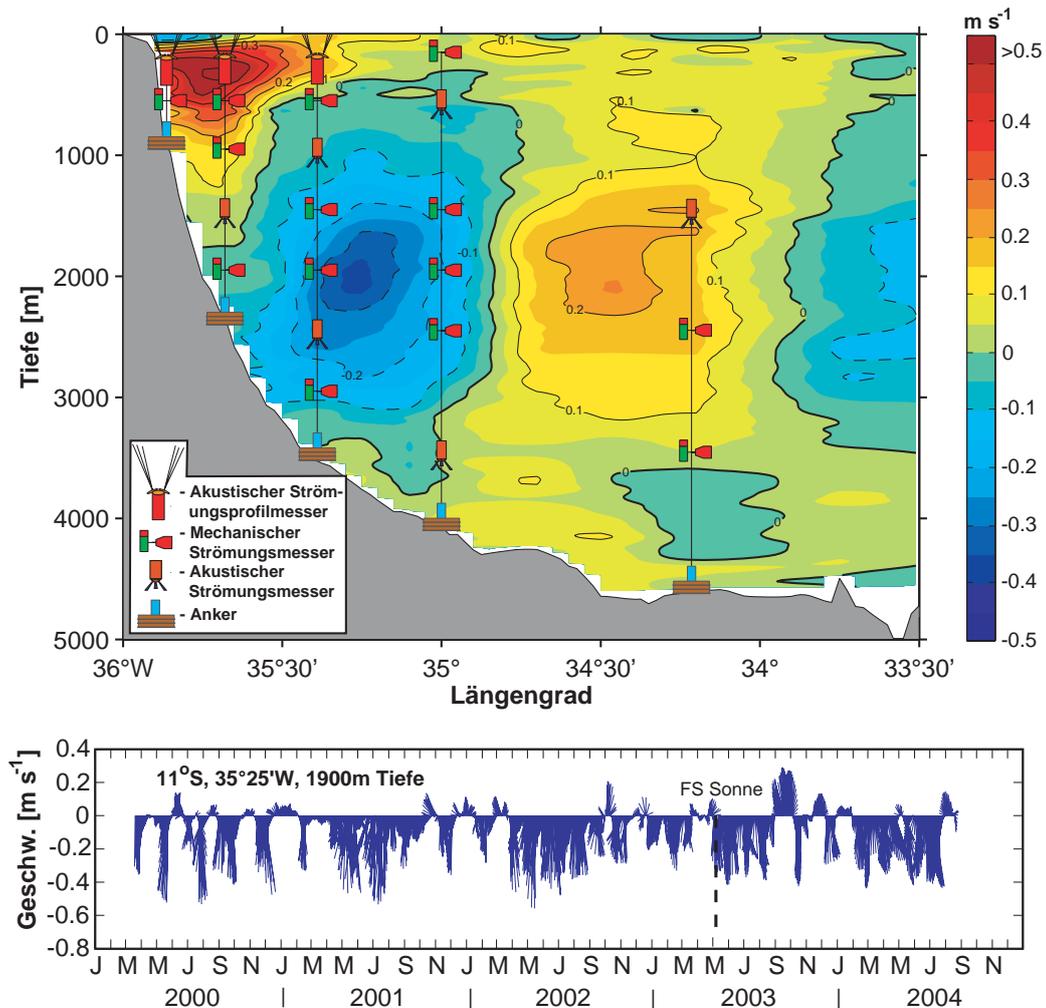


Abb. 3: Oben: Aufbau des Verankerungsfeldes vor der Küste Brasiliens bei 11°S und Verteilung des während einer Reise mit *FS Sonne* im Mai 2003 gemessenen küstenparallelen Geschwindigkeitsfeldes (Farbkonturen, positive Geschwindigkeiten kennzeichnen nordwärtige Strömungen). Die starke südwärtsige Strömung in 1000 bis 3000 m Tiefe am Kontinentalabhang und die nordwärtige Strömung östlich davon sind Teil eines Tiefseewirbels. An der Küste oberhalb von 1000 m ist der Nordbrasilianische Unterstrom durch das nordwärtige Strömungsmaximum deutlich zu erkennen.

Unten: Zeitserie der Geschwindigkeit eines Strömungsmessers aus 1900 m Tiefe. Die starken Fluktuationen

in der Geschwindigkeit werden durch die Tiefseewirbel hervorgerufen.

Die während des Messprogramms aufgenommenen Strömungszeitreihen aus größeren Tiefen des Ozeans zeigen anstelle relativ stetiger südwärtiger Geschwindigkeiten am Kontinentalabhang, die ein westlicher Tiefenrandstrom hervorrufen würde, stark ausgeprägte Strömungsfluktuationen. Die Fluktuationen haben Perioden von 60 bis 70 Tagen, Amplituden von bis zu $0,4 \text{ m s}^{-1}$ und sind in den Tiefen von 1000 bis 3000 m ausgeprägt. Die direkt vom Schiff aufgenommenen räumlich hochaufgelösten Strömungsfeldern zeigen in der Tiefe teilweise starke südwärtige Strömungen direkt an der Küste, jedoch gleichzeitig auch ebenso starke nordwärtige Strömungen etwas weiter im Inneren des Ozeans. Darüber hinaus konnten wir anhand der hydrographischen Daten feststellen, dass beiden Strömungskerne neugebildetes Wasser aus dem Nordatlantik enthalten. Die einzige Erklärung die zu diesen Aufnahmen passt ist eine Art Wirbelstrasse, wobei alle 60-70 Tage ein Wirbel die Verankerungen passiert und dabei neugebildetes Tiefenwasser nach Süden transportiert. Unsere hochauflösenden numerischen Modellsimulationen, die auf den neuen Supercomputern des Deutschen Klima Rechenzentrums in Hamburg integriert wurden, zeigen ein mit den Messungen vergleichbares Bild (Abb. 4). Kohärente Wirbelstrukturen bilden sich im Tiefenrandstrom südlich des Breitengrades von Recife, der nördlich dieser Stelle als kontinuierlicher Randstrom der Küste folgt, südlich von Recife aber in kohärente Wirbel zerfällt die dann langsam südwärts ziehen. Der Volumentransport dieser Wirbel wurde auf 18 Sv abgeschätzt.

Im Modell zeigt sich weiterhin, dass die Wirbel und der Tiefenrandstrom stromaufwärts von April bis September stärker ausgeprägt sind als im Rest des Jahres. Deshalb vermuten wir auch im realen Ozean einen Zusammenhang zwischen Randstromstärke und Wirbelanzahl beziehungsweise Wirbelstärke. In einem Zukunftsszenario mit reduzierter globaler Umwälzzirkulation, die von den Klimamodellen vorhergesagt wird, könnten die Wirbel vor Brasilien also stark abgeschwächt sein oder ganz verschwinden. Unsere Geschwindigkeitszeitserien aus den Verankerungen zeigten allerdings während des gesamten 5-jährigen Messprogramms starke Strömungsfluktuationen und weisen daher noch nicht auf eine Abnahme des südwärtigen Transports von Tiefenwasser hin.

Ein weiterer Schwerpunkt der Auswerte-Arbeiten im Rahmen des BMBF CLIVAR-Projekts richtete sich auf die mittleren Transporte und Schwankungen im Randstromgebiet vor Brasilien (Schott et al. 2005). Bei 5°S wurden im Zeitraum 1990-2004 insgesamt 9 Schiffsvermessungen durchgeführt. Bei 11°S waren die Transportmessungen der 5 bisherigen Reisen sehr unterschiedlich. Die Transporte im Tiefenwasserbereich, die auf der Sonne-Reise 170 gemessen wurden, waren sehr hoch im Vergleich zu den anderen Reisen.

Bei 5°S wurden im Zeitraum 1990-2004 insgesamt neun Schiffsvermessungen durchgeführt. Das neueste Mittel der Strom- und Transport-Verteilung aus den 9 Schnitten, das den Sonne-170 Schnitt beinhaltet, zeigt Abb. 5. Aus den Transportmessungen bei 5°S und 11°S entnimmt man die wichtige Tatsache, dass der nordwärtige Randstrom, der Nordbrasilianische Unterstrom (NBUC), bei 11°S bereits voll entwickelt ist, d.h. der wesentliche zonale Zustrom ins Randstromgebiet weiter im Süden erfolgt (Schott et al. 2005). Insbesondere die zweite Schicht, im Dichtebereich $\sigma_{\theta} = 24.5\text{-}26.8 \text{ kg/m}^3$ transportiert bereits ca. 13 Sv über 11°S und erfährt nur noch geringen Zustrom aus dem Inneren im $5\text{-}11^{\circ}\text{S}$ Breitenbereich. Ein interessantes neues Ergebnis ist, dass sich in der dritten Schicht, ca. 400-1000 m, sowohl bei 5°S als auch bei 11°S , ein südwärtiger Gegenstrom jenseits des NBUC findet, mit einem Transport von ca. 6 Sv bei 5°S .

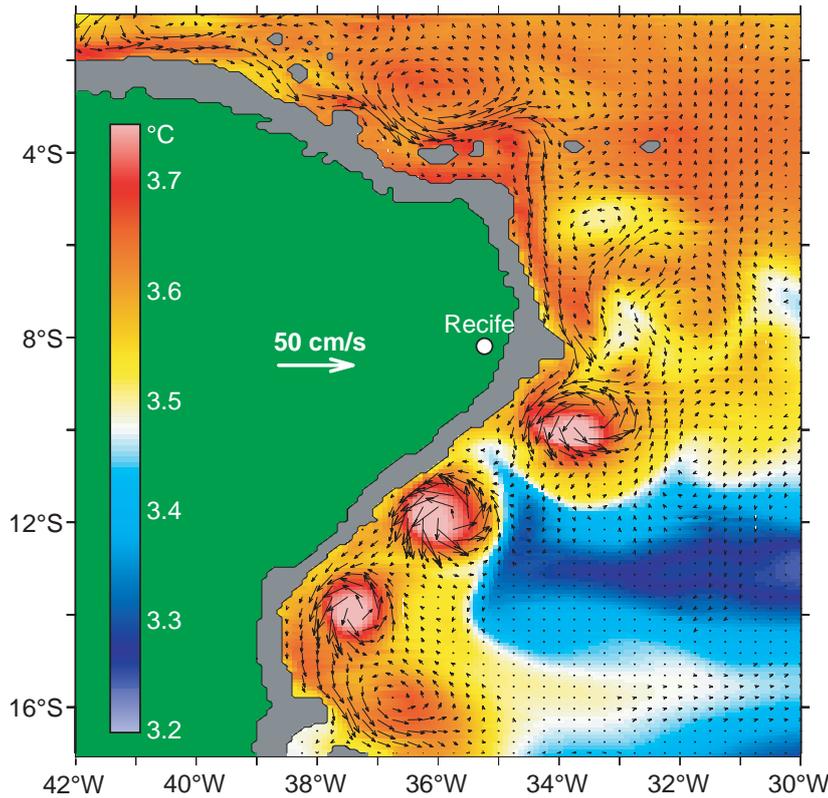


Abb. 4: Strömungen (Pfeile) und Temperaturverteilung (Farbkonturen) in 1900 m Tiefe aus einer hochauflösenden Modellsimulation. Die Simulation zeigt die Ausbildung einer Wirbelstrasse in der Tiefsee südlich von Recife, Brasilien.

Bei 11°S waren die direkten Transportmessungen der 5 bisherigen Reisen sehr unterschiedlich. Die Verankerungszeitreihen können dazu benutzt werden, die zeitliche Entwicklung der Änderungen zu untersuchen. Dabei ergab sich, dass Jahres- und Halbjahresgänge eine wichtige Rolle spielen. Wie Abb. 6 zeigt, sind bei 11°S die Amplituden der Schwankungen von Anfang Januar bis Ende April gering, stark hingegen von Mai bis Dezember. Besonders auffällig ist, dass die Transportschwankungen in Gegenphase sind, d.h. ein starker nordwärtiger Randstrom im oberen Ozean mit einem starken südwärtigen Randstrom im Tiefenwasser gekoppelt ist.

In Tabelle 1 werden die mittleren Transporte der Tiefenwasserschichten inklusive der Reise aus dem Jahr 2004 aus Schott et al. (2005) wiedergegeben. Abhängig von den Entstehungsgebieten des Nordatlantischen Tiefenwassers (NADW) wird das NADW in 3 Schichten unterteilt. Das obere NADW stammt aus dem Labradorseewasser und nimmt den Dichtebereich $\sigma_1 = 32.15 \text{ kg/m}^{-3}$ bis $\sigma_2 = 37.00 \text{ kg/m}^{-3}$ ein. Das mittlere Tiefenwasser darunter nimmt den Bereich $\sigma_2 = 37.00 \text{ kg/m}^{-3}$ bis $\sigma_4 = 45.83 \text{ kg/m}^{-3}$ ein und stammt aus dem Gibbs-Bruchzonen Wasser. Das untere NADW stammt aus dem Dänemark-Strassen Overflow Wasser und liegt im Bereich $\sigma_4 = 45.83 \text{ kg/m}^{-3}$ bis $\sigma_4 = 45.90 \text{ kg/m}^{-3}$.

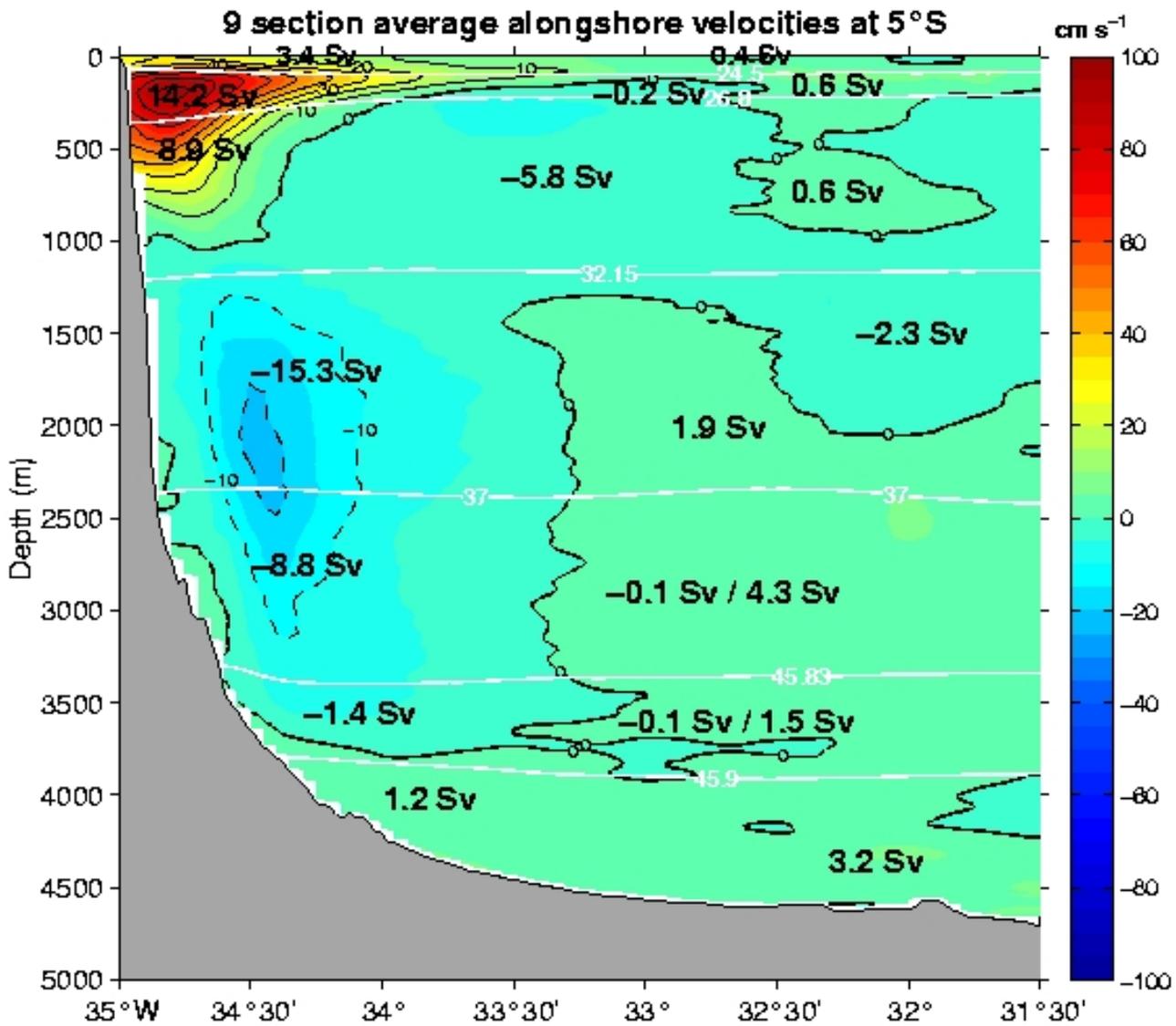


Abb. 5: Mittlere küstenparallele Geschwindigkeiten und Transporte in Sv aus 9 ADCP/VMADCP Schnitten zwischen 1990 und 2004 entlang 5°S für Dichtebereiche, die die Wassermassen repräsentieren. Die gewählten Grenzen sind $\sigma_{\theta}=24.5$ und 26.8 , $\sigma_1=32.15$, $\sigma_2=37.0$ sowie $\sigma_4=45.83$ und 45.90 kg/m^3 (nach Schott et al. 2005).

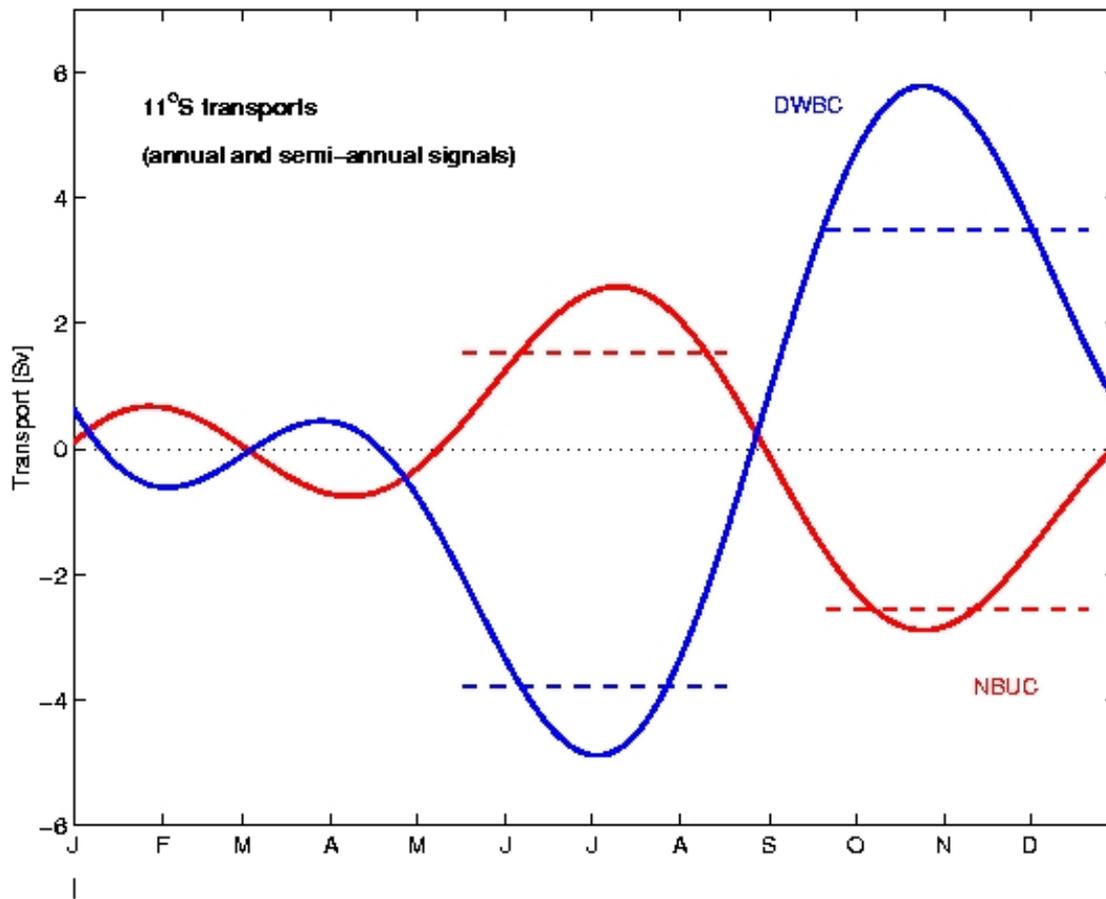


Abb. 6: Summe aus Jahres- und Halbjahresgang der Transporte des oberen westlichen Randstroms (Nordbrasilianischer Unterstrom, NBUC) und des tiefen westlichen Randstroms (DWBC) aus einer 4-jährigen Verankerungszeitreihe bei 11°S (nach Schott et al. 2005).

Auf dem 5°S-Schnitt (Tabelle 1) beträgt der Gesamttransport der drei NADW-Schichten 25.5 Sv im Randstrom während der Randstrom bei 11°S 35.5 Sv beträgt. Gleichzeitig ist die Rezirkulation östlich vom tiefen westlichen Randstrom bei 11°S höher als bei 5°S, was klar der Einfluss der oben beschriebenen Wirbel ist. Die Tatsache, dass der Nettotransport (Tabelle 1) bei 11°S immer noch 4.3 Sv höher ist liegt daran, dass die östliche Begrenzung des gemittelten Bereichs von der Ausdehnung der Schiffsschnitte abhängt.

Zunehmendes Interesse in den Tropen erfahren zur Zeit die Sauerstoffminimumzonen auf den Ostseiten der tropischen Ozeane in 100 bis 900 m Tiefe und die Zufuhr in diese Gebiete durch das äquatoriale Stromsystem. In einer Vergleichsarbeit der Sauerstoffminimumzonen vom Atlantik mit dem Pazifik benutzten Stramma et al. (2006) den *RV Sonne* Schnitt auf 28°W um zu zeigen, dass in den ostwärtigen Strömungen sauerstoffreiches Wasser in die Sauerstoffminimumzonen transportiert wird (Abb. 7).

Schließlich wurde auch der auf 28°W gefahrene Schnitt für eine weitere Veröffentlichung benutzt, bei der es um die Zirkulation im zentralen äquatorialen Atlantik geht (Brandt et al. 2006). Darin wurde die Zirkulation und die intrasaisonale Variabilität der oberen 700 m aus insgesamt 11 Schiffsschnitten, die zwischen 1999 und 2005 zwischen 23°W und 29°W gewonnen wurden untersucht und mit Verankerungsdaten verglichen.

Tabelle 1: Transporte der drei Komponenten des Nordatlantischen Tiefenwassers (NADW) der Kaltwassersphäre über den 5°S und 11°S-Schnitt in den vorgegebenen Dichteschichten (in Sv) aus Schott et al. (2005).

(Dichtebereich σ_x kg/m ⁻³)	Oberes NADW 32.15-37.00	Mittleres NADW 37.00-45.83	Unteres NADW 45.83-45.90	total
<u>5°S Schnitt</u> (west of 31.5°W)				
Randstrom	-15.3	-8.8	-1.4	-25.5
Offshore	-0.4	4.2	1.4	5.2
Netto	-15.7	-4.6	0.0	-20.3
<u>11°S Schnitt</u> (west of 32.0°W)				
Randstrom	-24.5	-10.3	-0.7	-35.5
Offshore	8.9	2.4	-0.4	10.6
Netto	-15.6	-7.9	-1.1	-24.6

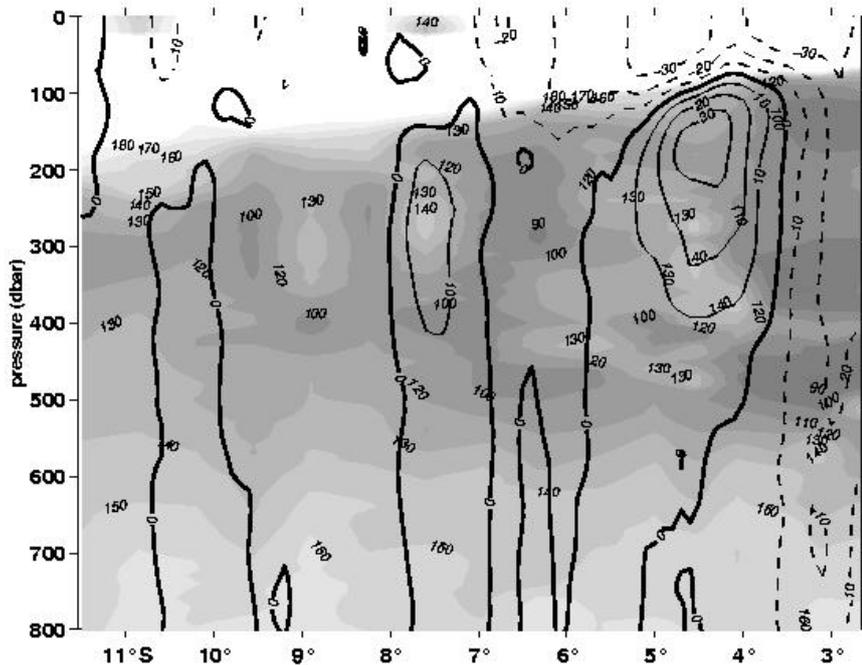


Abb. 7: Verteilung von gelöstem Sauerstoff in $\mu\text{mol kg}^{-1}$ auf dem 28°W Schnitt von FS Sonne zwischen 11.6°S und 2.5°S im May 2003 mit ein Konturintervall von $10 \mu\text{mol kg}^{-1}$. Die Grauschattierung ist in $10 \mu\text{mol kg}^{-1}$ Schritten für Werte kleiner $180 \mu\text{mol kg}^{-1}$. Überlagert ist das ADCP Geschwindigkeitsfeld mit 10 cm/s Konturintervallen. Die Nulllinie ist die dicke durchgezogene Linie, negative (westwärtige) Geschwindigkeiten sind gestrichelt, positive (ostwärtige) Geschwindigkeiten als durchgezogene Linien (nach Stramma et al. 2006).

Wissenschaftlich-technische Ergebnisse:

ADCP Auswertung

Weitere Fortschritte gab es in der Berechnung von Strömungsprofilen der gesamten Wassersäule aus einer Kombination von LADCP- und Schiffs-ADCP-Messungen. Das während früherer Messkampagnen angewendete Scherungsverfahren (Fischer und Visbeck, 1993) wurde durch ein Inversverfahren (Visbeck, 2002) ersetzt. Dieses Verfahren erlaubt die Einbeziehung von Informationen aus anderen Messverfahren, wie zum Beispiel die genauen Strömungsmessungen des Schiffs-ADCPs in Oberflächennähe. Dadurch konnte eine Verbesserung der Genauigkeiten erreicht werden, die sich nicht nur auf die aktuellen Daten bezieht, sondern auch auf frühere Messungen anwendbar war. Die daraus resultierenden Ergebnisse wurden bereits in wissenschaftlichen Arbeiten verwendet (Schott et al., 2005).

Literatur: (Veröffentlichungen mit SO-170 Ergebnissen sind unter 2.4 aufgeführt):

Fischer, J., and M. Visbeck, 1993. Deep velocity profiling with self-contained ADCP's. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 10, 764-773.

Visbeck, M., 2003. Deep velocity profiling using lowered acoustic Doppler current profilers bottom track and inverse solutions. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19, 794-807.

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 haben und 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. Letztlich werden dann verbesserte Ozeanmodelle in die Klimamodellierung einfließen.

Die Ergebnisse werden interessierten Wissenschaftlern z.B. zur Modellvalidierung zur Verfügung gestellt. Es werden aber auch diese Ergebnisse einer breiten Öffentlichkeit bekannt gemacht (z.B. als Internetdarstellung) wie etwa hinsichtlich der Float-Daten aus dem ersten Bewilligungszeitraum (die weiterhin ihre Daten übertragen, und die vom französischen Coriolis Zentrum verarbeitet und bereitgestellt werden; siehe <http://www.ifremer.fr/coriolis/cdc/default.htm>), es werden die Daten auch auf dem globalen Datennetz (GTS) in nahezu Echtzeit bereitgestellt, um so in Modellen assimiliert werden zu können. Es wurden aber auch die Ergebnisse einer breiten Öffentlichkeit bekannt gemacht. (als Internetdarstellung:

<http://www.ifm.uni-kiel.de/volvoceanrace/beitraege/sonnefahrt/beitrag.htm>). Auf dieser Internetseite wurde eine Übersicht der Ziele der Fahrt gegeben sowie ausführliche wöchentliche Berichte von See aus über die laufenden Arbeiten und Ergebnisse der Öffentlichkeit zugänglich

gemacht.

2.3 Fortschritte auf dem Gebiet von anderen Stellen

Numerische Modelluntersuchungen der Zusammenhänge bei Klimauntersuchungen der Gruppe von M. Latif am IFM-GEOMAR 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. Weiterhin wurden an der Univ. of Miami (Gruppe E. Chassignet) Simulationen der tropisch-atlantischen Zirkulation mit dem dort entwickelten Schichten-Modell (MICOM) und dessen Hybrid-Version (HYCOM) durchgeführt, deren Interpretation in enger Kooperation mit unseren Beobachtungs-Analysen vorangetrieben werden.

Mehrere internationale Gruppen führen Untersuchungen im tropischen Atlantik durch, deren Ergebnisse einen Einfluss auf das Vorhaben haben konnten. Es bestand ein kontinuierlicher Austausch der Ergebnisse der verschiedenen Gruppen (wie unter 1.5 beschrieben), mit dem Ziel, Überschneidungen zu vermeiden und gemeinsame Veröffentlichungen durchzuführen.

2.4 Erfolge und geplante Veröffentlichungen der Ergebnisse

Wie bei erzielten Ergebnissen aufgeführt, sind in mehreren Veröffentlichungen und Veröffentlichungsmanuskripten Ergebnisse des Projekts eingegangen:

Brandt, P., F.A. Schott, C. Provost, A. Kartavtseff, V. Hormann, B. Bourles and J. Fischer (2006): Circulation in the central equatorial Atlantic – mean and intraseasonal to seasonal variability. *Geophysical Research Letters*, (im Druck).

Dengler, M., F.A. Schott, C. Eden, P. Brandt, J. Fischer and R.J. Zantopp (2004): Break-up of the Atlantic deep western boundary current into eddies at 8°S. *Nature*, 432, 1018-1020.

Dengler, M. and C. Eden (2005): Wirbel in der Tiefsee. *Spektrum der Wissenschaft*, Juni 2005, 16-20.

Schott, F.A., M. Dengler, R. Zantopp, L. Stramma, J. Fischer and P. Brandt, (2005): The shallow and deep western boundary circulation of the South Atlantic at 5-11°S. *Journal of Physical Oceanography*, 35, 2031-2053.

Stramma, L., J. Karstensen and M. Visbeck (2006): The oxygen minimum zones in the eastern tropical Atlantic and Pacific oceans. *Progress in Oceanography*, (submitted).

3. Erfolgskontrollbericht

(siehe Extraseite)