

Berichte
aus dem
Institut für Meereskunde
an der
Christian-Albrechts-Universität Kiel

Nr. 281
1995

Die Zirkulation des Oberflächen- und des Tiefenwassers im
Südlichen Brasilianischen Becken

von
Norbert Zangenberg

DOI 10.3289/IFM_BER_281

Kopien dieser Arbeit können bezogen werden bei:
Institut für Meereskunde an der Universität Kiel
Abt. Meeresphysik
Düsternbrooker Weg 20
24105 Kiel, Deutschland

ISSN 0341-8561

Diese Arbeit wurde von der Mathematisch-
Naturwissenschaftlichen Fakultät der
Universität Kiel als Dissertation angenommen.

Inhaltsverzeichnis

Kurzübersicht	1
Englischsprachige Kurzübersicht	2
1 Einleitung	3
2 Das Untersuchungsgebiet	7
3 Die Datenbasis	11
3.1 Auswahlkriterien für die Datenbasis	11
3.2 WOCE-Zonalschnitte A9 und A10	14
3.3 Quasisynoptische Daten der METEOR-Reise Nr. 15	15
3.4 1/4°-Modell nach Semtner und Cherwin	16
3.5 Zwischenjährliche Schwankungen	17
3.6 Ergänzende Datensätze	18
4 Wassermassenbetrachtung	20
4.1 Wassermassen im Untersuchungsgebiet	19
4.2 Wassermassenmerkmale	22
4.3 Wassermassenübergänge als Referenzflächen (LNM)	28
5 Großräumige Zirkulation	33
5.1 Zielsetzung der großräumigen Betrachtung	33
5.2 Festlegung der Referenzflächen (LNM)	34
5.3 Meridionaltransporte auf 19° S	39
5.4 Meridionaltransporte auf 30° S	45
5.5 Ableitung von Zonaltransporten	51
5.6 Zusammenfassung der großräumigen Zirkulation	54

6	Zirkulation im Südlichen Brasilianischen Becken	60
6.1	Oberflächentemperaturen und -salzgehalte	60
6.2	Geostrophische Transporte im westlichen Becken	68
7	Zeitliche Variabilität des Brasilstromtransports	86
7.1	Randstromtransporte im südwestlichen Atlantik	86
7.2	Transportschwankungen 1991-93	88
7.3	Ursachen der beobachteten Schwankungen	91
8	Vergleich mit bestehenden Zirkulationsmodellen	93
8.1	Modelle mit oberflächenahem Rezirkulationsmuster	93
8.2	Oberflächenzirkulation im 1/4°-Modell	95
8.3	Tiefenwasserzirkulation im Modell	103
9	Dynamik der Tiefenwasserzirkulation	108
9.1	Potentielle Vorticity	108
9.2	Einfaches Gedankenmodell	110
9.3	Vorticity-Modell der Tiefenwasserzirkulation	114
9.4	Diskussion der Modellergebnisse	120
10	Zusammenfassung	123
	Quellennachweis	128
	Englischsprachige Bild- und Tabellenunterschriften	136

Contents

German Abstract	1
English Abstract	2
1 Introduction	3
2 The area of investigation	7
3 The database	11
3.1 The choice of the database	11
3.2 WOCE zonal sections A9 und A10	14
3.3 Quasisynoptic dataset from METEOR cruise No. 15	15
3.4 1/4°-model from Semtner and Cherwin	16
3.5 Interannual fluktuations	17
3.6 Additional data sets	18
4 Watermasses	20
4.1 Water masses in the investigated area	19
4.2 Water mass characteristics	22
4.3 Water masses as reference levels (LNM)	28
5 Large scale circulation	33
5.1 Purpose of large scale analysis	33
5.2 Defintion of reference levels (LNM)	34
5.3 Meridional transports at 19° S	39
5.4 Meridional transports at 30° S	45
5.5 Derivation of zonal transports	51
5.6 Summary of the large scale circulation	54

6	Circulation of the Southern Brazil Basin	60
6.1	Surface temperature und salinity	60
6.2	Geostrophic transports in the western basin	68
7	Temporal variability of the Brasil Current transport	86
7.1	Boundary current transports in the southwestern Atlantic	86
7.2	Transport variations 1991-93	88
7.3	Causes of the observed variability	91
8	Comparison with existing circulation models	93
8.1	Models showing upper level rezirkulation	93
8.2	Upper level circulation in the 1/4°-Modell	95
8.3	Deep water circulation from models	103
9	Dynamics of the deep water circulation	108
9.1	Potential vorticity	108
9.2	A simple model concept	110
9.3	Vorticity model of the deep circulation	114
9.4	Discussion of the model results	120
10	Summary	123
	References	128
	English figure and table legends	136

Kurzübersicht

In der vorliegenden Arbeit wird die oberflächennahe Zirkulation und die Zirkulation des Tiefenwassers im westlichen Becken des Südatlantik anhand von räumlich hochauflösenden Beobachtungsdaten im Bereich zwischen 19° S und 30° S untersucht. Im oberflächennahen Bereich tritt unmittelbar östlich des südwärts gerichteten Brasilstroms ein nordwärtiger Gegenstrom auf, dessen Wassermassen die gleiche Wassermassencharakteristik wie der Brasilstrom aufweisen. Seine Transporte betragen ca. 60% der Transporte im Brasilstrom. Der Brasil-Gegenstrom bildet mit dem Brasilstrom eine geschlossene antizyklonale Rezirkulationszelle, die sich von der Brasil/Malvinas-Konfluenz bis ca. 25° S erstreckt. Durch die Rezirkulation werden die Transporte im Brasilstrom von etwa 10 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$) bei 25° S auf ca. 20 Sv bei 30° S erhöht. Der Gegenstrom verläuft auf an Ostflanke eines Rückens in der Topographie der Meeresoberfläche, der auf eine windgetriebene ozeanische Konvergenz zurückzuführen ist. Die Konvergenz ist Folge eines langgestreckten atmosphärischen Hochdruckgürtels vor der südamerikanischen Ostküste.

Aus den beobachteten Transporten des Nordatlantischen Tiefenwassers (NADW) kann abgeleitet werden, daß sich zwischen 19° S und 30° S ein Großteil des auftretenden NADW nicht meridional nach Süden, sondern zonal nach Osten ausbreitet. Nördlich von 19° S strömen ca. 21 Sv NADW entlang des südamerikanischen Kontinentalabhangs nach Süden, während die Transporte im tiefen westlichen Randstrom bei 25° S nur noch etwa 10 Sv betragen. Außerdem wird gezeigt, daß im nördlichen Teil des Argentinischen Beckens eine Rezirkulation des NADW nach Norden auftritt. Die Dynamik der NADW-Ausbreitung wird anhand eines Modells untersucht, daß auf der Erhaltung der potentiellen Vorticity in der NADW-Schicht basiert. Die Ergebnisse des Modells stimmen mit bisherigen Beobachtungen gut überein und betonen die besondere Bedeutung des zonalen topographischen Rückens vor der brasilianischen Küste bei 21° S für die NADW-Ausbreitung im südlicheren Bereich.

Abstract

In the present study the upper level and deep water circulation in the western South Atlantic basin between 19° S and 30° S is determined from an observational data set with high resolution. The upper level Brazil Current system includes the southward Brazil Current along the continental slope and an intense countercurrent to the north with transport rates of about 60% of the Brazil Current transport. The Brazil Countercurrent originates within the Brazil/Malvinas Confluence Zone and extends northward to about 25° S. It forms a closed cyclonic recirculation cell of the Brazil current which significantly increases the Brazil Current transport from about 10 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$) at 25° S to about 20 Sv at 30° S. An atmospheric high-pressure belt parallel and just offshore the South American coastline leads to a wind-forced oceanic convergence forming a ridge of the sea-surface topography. The induced northward geostrophic current at the eastern flank of this ridge corresponds to the observed countercurrent of the Brazil Current system.

From the analysis of the observed transports of North Atlantic Deep Water (NADW) it can be deduced that the major portion of the NADW flow between 19° S and 30° S spreads rather in an eastward direction rather than flowing meridionally. North of 19° S about 21 Sv of NADW are directed southward along the South American continental slope whereas south of this latitude transports of only 10 Sv of NADW are found in the deep western boundary current. Furthermore, a northward recirculation of NADW is taking place in the northern part of the Argentine Basin. In order to study the dynamics of the NADW circulation a conceptual model using the conservation of the NADW layer potential vorticity is proposed. The results of this model are consistent with the circulation as deduced from observational data and emphasize the influence of a zonal topographic ridge at 21° S off the Brazilian coast on the NADW circulation farther south.

Kapitel 1

Einleitung

Gegenstand der vorliegenden Arbeit ist die ozeanische Zirkulation des westlichen Südatlantiks im Bereich zwischen 19° S und 35° S. Die Schwerpunkte der Untersuchungen zur Wassermassenausbreitung im Südlichen Brasilianischen Becken bilden der oberflächennahe westliche Randstrom (Brasilstrom) und die Zirkulation des Nordatlantischen Tiefenwassers. Ziel der Arbeit ist es, Mechanismen für die beobachteten Zirkulationsmuster aufzuzeigen und die regionalen Prozesse in die großräumige Zirkulation des Südatlantiks einzubinden.

Bisher veröffentlichte Arbeiten stellen den Brasilstrom stets als relativ schwach ausgeprägten westlichen Randstrom im Südatlantik dar, der seinen Ursprung in einem vor der brasilianischen Küste bei ca. 10° S nach Süden umbiegenden Zweig des Südäquatorialstroms besitzt. Seine südwärtigen Transporte betragen bei 12° S (Stramma et al., 1989) lediglich ca. 2 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$). Die Brasilstromtransporte nehmen nach Süden langsam auf 3.8 Sv bei 20.5° S (Evans et al., 1983) zu und steigen im Bereich zwischen 23° S und 25° S abrupt auf Werte um 10 Sv an (Signorini, 1978; Evans und Signorini, 1985; Stramma, 1989). Eine Verdoppelung der Transporte im Oberflächenwasser auf ca. 20 Sv erfolgt bis 32° S (Stramma, 1989; Zemba, 1991) während der weitere Verlauf des Brasilstroms bis in den Bereich der

Brasil/Malvinas-Konfluenzzone (etwa 40° S) nur noch geringfügige Transportzunahmen ergibt. Gordon (1989) gibt bei 38° S und 43° S Transporte in Höhe von 21.5 Sv bzw. 22.5 Sv an. Der Verlauf des Brasilstroms wird parallel zur südamerikanischen Küstenkontur dargestellt, sein Stromkern liegt etwa über der 1000 m-Isobathe. Bei ca. 38° S löst sich der Brasilstrom vom westlichen Rand, ein Teil seiner Transporte verläuft als Rezirkulationsstrom nach Norden und trägt durch sein Eindrehen in den Brasilstrom bei etwa 30° S zur oben beschriebenen Intensivierung des Randstrom bei (Peterson und Stramma, 1991).

Die Untersuchung des westlichen Randstroms im eingangs genannten Gebiet ist von besonderem Interesse, da anhand neuerer Datensätze gezeigt werden kann, daß unmittelbar östlich des Brasilstroms eine intensive nordwärtige Rezirkulation gleicher Wassermassencharakteristik auftritt. In der vorliegenden Arbeit wird die von Zemba (1991) im Bereich zwischen 30° S und 38° S beobachtete, eng an den Brasilstrom angelehnte Rezirkulationströmung weiter nach Norden fortgesetzt, als bisher angenommen wurde. Sie bildet mit dem Brasilstrom zwischen ca. 25° S und Konfluenzzone eine geschlossene Rezirkulationszelle, deren Dynamik hier durch den Vergleich mit Ergebnissen aus bestehenden Zirkulationsmodellen erstmals beschrieben wird.

Zusätzlich wird ein Zirkulationskonzept entwickelt, anhand dessen die bislang nicht weiter untersuchte Verstärkung des Brasilstroms zwischen 23° S und 25° S erklärt werden kann. Das hier vorgestellte Konzept ermöglicht außerdem die Deutung der starken Streuung der Randstromtransporte bei ca. 30° S in der Zusammenstellung historischer Brasilstromuntersuchungen durch Peterson und Stramma (1991).

Die Frage nach der Bedeutung der hier betrachteten Region für die großräumige Ausbreitung des Nordatlantischen Tiefenwassers wird bereits durch die Arbeit von Wüst (1936) aufgeworfen. Während das Tiefenwasser in den nördlicheren Berei-

chen des Atlantiks stets als tiefer westlicher Randstrom in Erscheinung tritt, der außerhalb der Quellregion im Nordatlantik entlang des Kontinentalabhanges nach Süden verläuft, lassen die bei Wüst dargestellten Horizontalkarten des Salzgehaltes und der Sauerstoffkonzentration im Südlichen Brasilianischen Becken auf eine zonale Tiefenwasserausbreitung im Bereich zwischen 20° S und 30° S schliessen.

Nach den bisherigen Vorstellungen überquert das Nordatlantische Tiefenwasser den Äquator (Rhein et al., 1995) und verläuft als tiefer westlicher Randstrom entlang des südamerikanischen Kontinentalabhanges nach Süden. Bei etwa 20° S verhindert eine zonale Schwelle vor der brasilianischen Küste die direkte Ausbreitung nach Süden (Fu, 1981) und kann nur in östlicher Richtung umströmt werden. Im Bereich unmittelbar nördlich der Schwelle (17° S) wird daher eine Loslösung des Tiefenwasserstroms vom Kontinentalabhang beobachtet (DeMadron und Weatherly, 1994). Südlich der Schwelle biegt der tiefe Randstrom nach Westen um und folgt erneut dem Kontinentalabhang. Bei ca. 39° S löst sich der tiefe Randstrom endgültig vom südamerikanischen Kontinent, die Tiefenwasserausbreitung geschieht nun in ostwärtiger Richtung (Maamaatuaiahutapu, 1992).

In der vorliegenden Arbeit werden die bei Wüst (1936) und Gouretski und Jancke (1995) dargestellten Zirkulationszweige des Tiefenwassers im Untersuchungsgebiet anhand von Beobachtungsmaterial lokalisiert und die auftretenden Transporte quantifiziert. Es wird gezeigt, daß der Transport von Tiefenwasser bis 19° S im tiefen westlichen Randstrom geschieht, südlich dieser Breite jedoch eine Aufspaltung der Tiefenwasserausbreitung stattfindet. Entgegen den bisherigen Vorstellungen erfolgen über 50% des Tiefenwassertransports zwischen 20° S und 30° S zonal nach Osten gerichtet, der verbleibende Rest verläuft zunächst weiterhin als tiefer Randstrom vor der brasilianischen Küste. Die hier dargestellten Ergebnisse zeigen, daß die Fortsetzung des tiefen Randstroms im nördlichen Teil des Argentinischen Beckens

rezirkuliert und Tiefenwasser durch die Rezirkulation von Süden in das Brasilianische Becken importiert wird. Der Eintrag von Tiefenwasser in den Antarktischen Zirkumpolarstrom durch direkte südwärtige Ausbreitung entlang des südamerikanischen Kontinents ist nach den durchgeführten Transportberechnungen nur in sehr geringem Umfang möglich.

Durch den Vergleich der beobachteten Zirkulationstruktur des Tiefenwassers mit bestehenden Zirkulationsmodellen kann gezeigt werden, daß der bei 20° S am westlichen Rand zonal verlaufende Vitoria-Trinidad-Rücken die weiter südlich beobachtete Ausbreitung des Tiefenwassers entscheidend beeinflußt. Da die hier zum Vergleich herangezogenen Modelle den Einfluß kleinskaliger topographischer Besonderheiten nur ungenügend berücksichtigen, wird zur Untersuchung der Tiefenwasserzirkulation und seiner Aufspaltung ein einfaches Modellkonzept vorgestellt. Anhand der potentiellen Vorticity der Tiefenwasserschicht wird diskutiert, wie topographische Effekte im Untersuchungsgebiet durch Streckung bzw. Stauchung der Schicht das dynamische Verhalten des Tiefenwassers beeinflussen. Das hier vorgestellte einfache Vorticity-Modell ergibt ein Zirkulationsschema, daß der beobachteten Tiefenwasserausbreitung im Südlichen Brasilianischen Becken entspricht.

Kapitel 2

Das Untersuchungsgebiet

Das Brasilianische Becken umfaßt das Gebiet zwischen Äquator und ca. 30° S und erstreckt sich von der Küste Südamerikas bis zum meridional verlaufenden Mittelatlantischen Rücken, der das Becken bei 12° W bis 15° W nach Osten abschließt. Durch die zonal verlaufende Vitoria-Trinidad-Schwelle erfolgt eine topographische Untergliederung in das Nördliche bzw. Südliche Brasilianische Becken. Das Südliche Brasilianische Becken steht in direkter Verbindung mit dem nördlichen Becken, vom nach Süden zwischen 35° S und 50° S anschließenden Argentinischen Becken ist es durch die Rio-Grande-Schwelle getrennt (Abb. 2.1).

Die in dieser Arbeit betrachtete Region erstreckt sich nach Norden bis in das Gebiet unmittelbar nördlich der Vitoria-Trinidad-Schwelle. Die Schwelle verläuft auf 21° S vom südamerikanischen Schelf bei ca. 40° W bis zur Insel Trinidad (28° W). Sie besteht aus einer Kette von Bänken, über denen die mittlere Wassertiefe weniger als 200 m beträgt. Einzelne kanalartige Durchlässe im Westen der Schwelle besitzen Satteltiefen von 1000 - 1500 m, die den Durchstrom von Antarktischem Zwischenwasser ermöglichen (Müller et al., 1994).

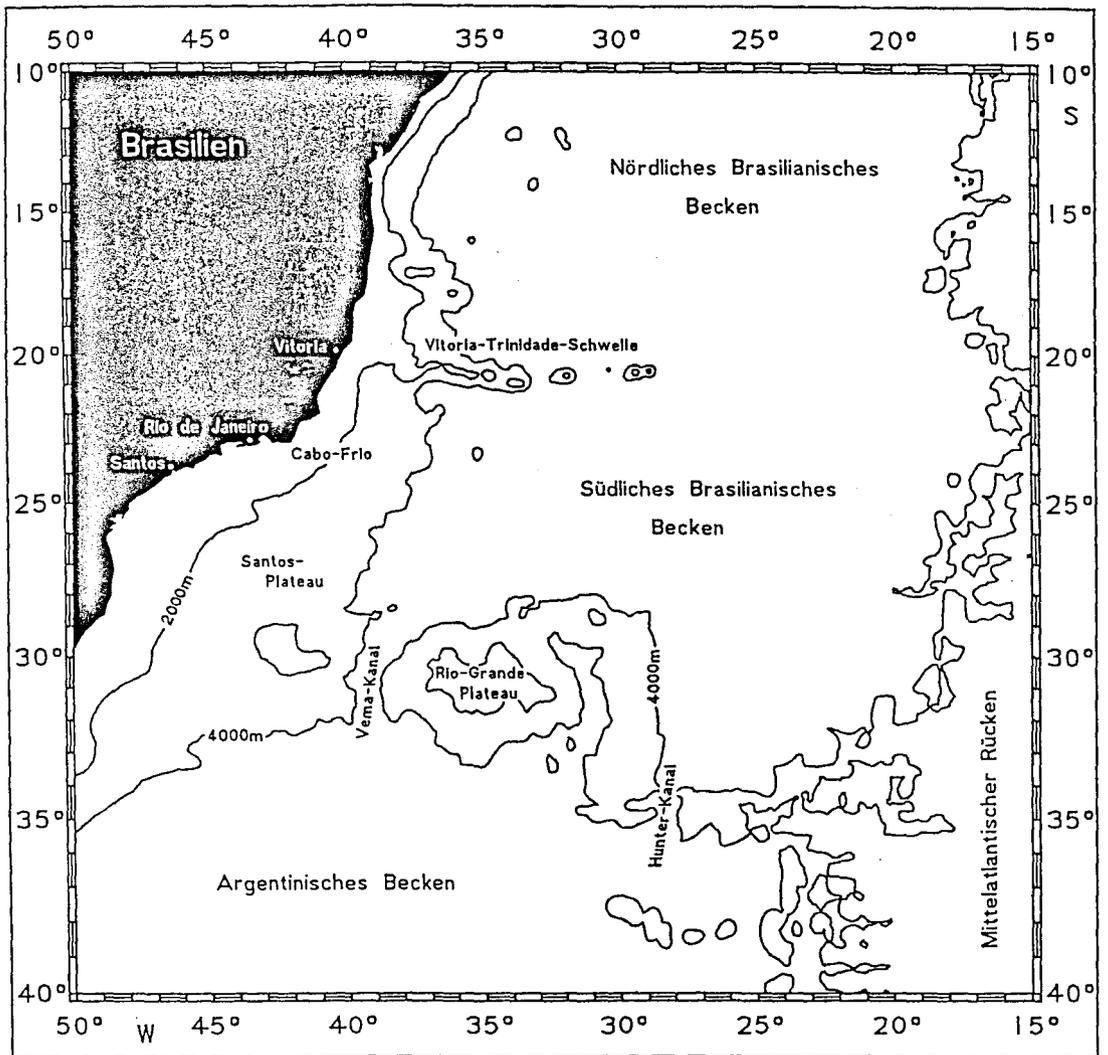


Abb. 2.1: Übersichtskarte zum Südlichen Brasilianischen Becken

Für die südwärtige Ausbreitung des Nordatlantischen Tiefenwassers stellt die Schwelle jedoch ein topographisches Hindernis dar (Fu, 1981). Der Südtransport von Tiefenwasser ist am Nordrand des Untersuchungsgebietes erst zwischen 33° W und Trinidad sowie im Bereich östlich der Insel möglich. Die mittlere Wassertiefe beträgt dort über 4000 m.

Die südliche Begrenzung des Untersuchungsgebietes bildet die bei ca. 30° S zwischen südamerikanischem Kontinentalabhang und Mittelatlantischem Rücken verlaufende Rio-Grande-Schwelle. Aus der Schwelle erhebt sich bei ca. 30° S, 35° W das Rio-Grande-Plateau, über dem Tiefen von weniger als 500 m auftreten. Unmittelbar westlich des Rio-Grande-Plateaus durchschneidet der Vema-Kanal die Rio-Grande-Schwelle und ermöglicht mit Wassertiefen von mehr als 4000 m den Einstrom von Antarktischen Bodenwasser aus dem Argentinischen Becken in das Brasilianische Becken (Hogg et al., 1982). Ein weiterer Kanal östlich des Rio-Grande-Plateaus, der Hunter-Kanal, erreicht ebenfalls Wassertiefen, die eine Bodenwasserausbreitung nach Norden zulassen (Speer und Zenk, 1993).

Im Westen reicht die betrachtete Region bis an den Schelf Südamerikas. Der Schelf verläuft, bei einer durchschnittlichen Breite von 50 km, zwischen Vitoria-Trinidad-Schwelle und Cabo Frio (23.5° S, 41.5° W) annähernd meridional. Südlich von Cabo Frio folgt der Schelfrand nicht mehr der südamerikanischen Küstenkontur, die zunächst nach Westen biegt, sondern verläuft bis 30° S nach Südwesten. Die Folge ist ein erheblich breiterer Schelf von mehr als 200 km. Die Isobathen des Kontinentalabhangs verlaufen parallel zum Schelfrand, der Übergang von der 200 m-Tiefenlinie zur 3000 m-Kontur geschieht innerhalb von 200 km. Der Isobathenverlauf vor der südamerikanischen Küste erhält seine Bedeutung zum einen aus der Beobachtung, daß der Kern des Brasilstroms stets im Bereich der 1000 - 2000 m-Tiefenlinien auftritt (Kapitel 6), zum anderen bildet der Kontinentalabhang die topographische

Führung des tiefen westlichen Randstroms vor dem südamerikanischen Kontinent (Kapitel 8). Ein auffälliges Merkmal der Bodentopographie des Südlichen Brasilianischen Beckens stellt das fast fünf Längengrade nach Osten ragende Santos-Plateau mit Wassertiefen zwischen 3000 und 4000 m dar, die ebenfalls einen Bodenwassertransport vom Argentinischen Becken in das Brasilianische Becken zulassen (Speer und Zenk, 1993).

Der zentrale Bereich des Südlichen Brasilianischen Beckens weist eine wenig differenzierte Bodentopographie mit Tiefen von mehr als 5000 m auf und wird nach Osten durch den Mittelatlantischen Rücken abgeschlossen. Der Mittelatlantische Rücken, über dem vorwiegend Wassertiefen um 2000 m auftreten, stellt die östliche Berandung der in dieser Arbeit betrachteten Region dar.

Kapitel 3

Die Datenbasis

3.1 Auswahlkriterien für die Datenbasis

Die beiden Schwerpunkte der vorliegenden Arbeit, Oberflächenzirkulation bzw. Tiefenwasserausbreitung im Südlichen Brasilianischen Becken, stellen neben der wünschenswerten flächigen Überdeckung der Region mit Beobachtungsdaten sehr unterschiedliche Anforderungen an das zugrundegelegte Datenmaterial. Eine Übersicht über die geographische Verteilung der verwendeten Beobachtungen ist in der Abbildung 3.1.1 zusammengestellt.

Alle Zirkulationsbetrachtungen in dieser Arbeit werden aus geostrophischen Transportberechnungen abgeleitet. Zur Festlegung der Referenzflächen für diese Berechnungen wurden verschiedene Ansätze überprüft. Die Bestimmung von geostrophischen Bezugsflächen allein aufgrund von Beobachtungen aus dem westlichen südatlantischen Becken ergab insgesamt unbefriedigende Ergebnisse. Die endgültige Auswahl erfolgte anhand der beiden zonalen transatlantischen CTD-Schnitte WOCE A9 und A10 (World Ocean Circulation Experiment), die eine Überprüfung der Bezugsflächen durch Bilanzrechnungen ermöglichen.

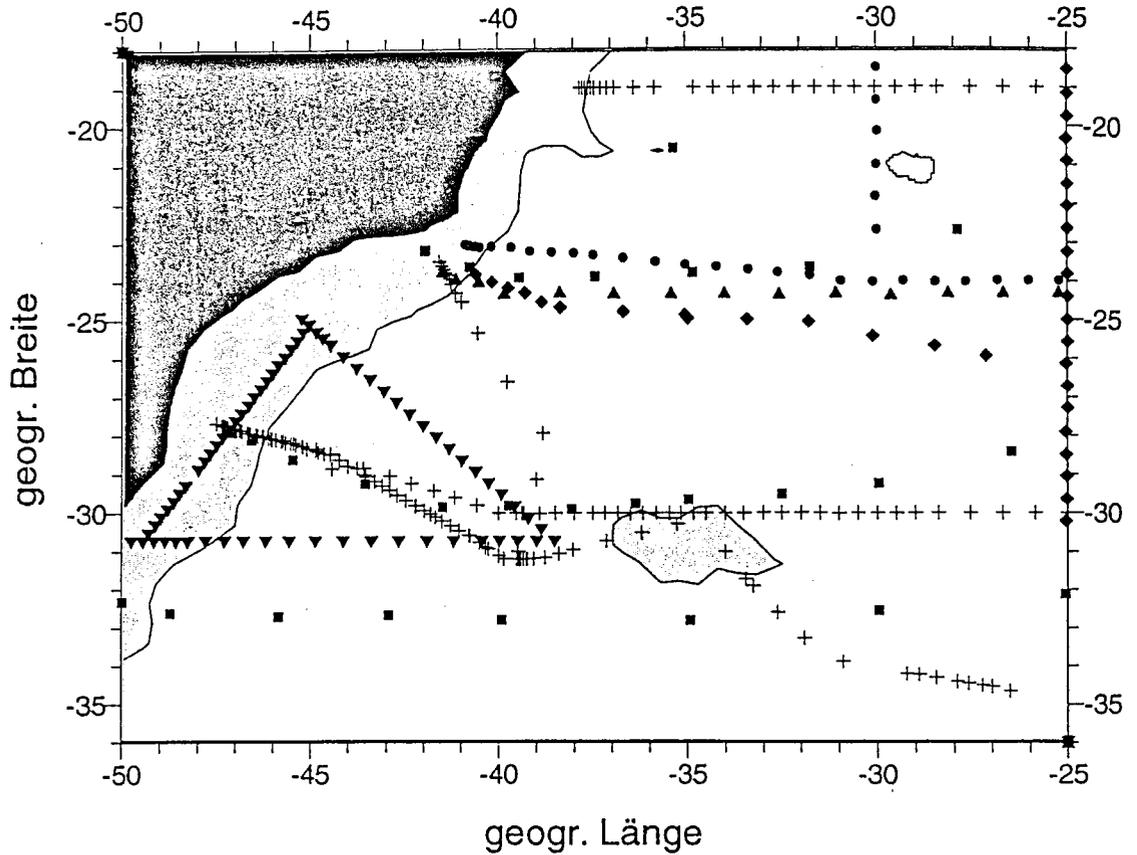


Abb. 3.1.1: Übersichtskarte über die in dieser Arbeit verwendeten Beobachtungen anhand von Schöpferdaten und CTD-Messungen. Wassertiefen unter 2000 m sind schattiert dargestellt. ■ ■ METEOR 1925-27, ▲ ▲ IGY, ● ● OCEANUS 133, ◆ ◆ SAVE, + + METEOR-Reise Nr. 15 und Nr. 22, ▼ ▼ COROAS.

Voruntersuchungen zu den durchzuführenden Zirkulationsanalysen haben gezeigt, daß besonders in der oberflächennahen Schicht neben saisonalen Schwankungen starke zwischenjährliche Veränderungen in der Zirkulation auftreten. Die Kombination von historischen Daten und aktuellen Beobachtungen zur Analyse des Oberflächen-Strömungsfeldes kann daher zu erheblichen Verzerrungen der Ergebnisse führen. Besonders deutlich wird dies an der zonalen Verlagerung des Brasilstromkerns und seines Gegenstroms, die bei ca. 30° S auf den METEOR-Reisen Nr. 15 und 22 beobachtet wurde. Die Abfolge der auftretenden nord- und südwardigen Transportbänder erscheint in der Gegenüberstellung der Einzelbeobachtungen (Kapitel 9) gegeneinander phasenverschoben. Ihre Überlagerung führt zu einer Auslöschung der geostrophischen Nettotransporte zwischen südamerikanischem Kontinent und Rio-Grande-Plateau und entspricht einer eher klimatologischen Zirkulationsdarstellung. Die Betrachtung der Oberflächenzirkulation stützt sich aus diesem Grund allein auf den quasisynoptischen Datensatz der METEOR-Reise Nr. 15 (Siedler und Zenk, 1992).

Die beobachtete zeitliche und räumliche Variabilität der Brasilstromtransporte im Bereich zwischen brasilianischem Schelf auf 28° S und dem Rio-Grande-Plateau wird anhand eines in den Jahren 1991-93 insgesamt dreimal aufgenommenen hydrographischen Schnittes behandelt. Es handelt sich hierbei um das Datenmaterial der oben genannten METEOR-Reisen Nr. 15 und 22.

Für die Untersuchung der Tiefenwasserzirkulation kann aufgrund des fehlenden Einflusses kurzzeitiger atmosphärischer Schwankungen eine erheblich höhere langzeitliche Stabilität angenommen werden. Zugunsten einer besseren horizontalen Datenbedeckung wurden die verfügbaren aktuellen Beobachtungen durch historische Datensätze ergänzt. Dieser kombinierte Datensatz bildet das Hintergrundfeld des

in Kapitel 8 vorgestellten Vorticity-Modells zur Betrachtung der Dynamik der Tiefenwasserausbreitung.

Die aus geostrophischen Transportberechnungen abgeleitete Zirkulation des Oberflächen- und Tiefenwassers wurde mit den Ergebnissen von bestehenden Zirkulationsmodellen verglichen. Der Vergleich zeigt, daß aufgrund der relativ kleinen Horizontalskalen in den beobachteten Strukturen nur der Vergleich mit einem hochauflösenden Modell sinnvoll ist. Zur Untersuchung der Zirkulationsdynamik im Oberflächen- und Tiefenwasser werden daher überwiegend die Ergebnisse des $1/4^\circ$ -Modells nach Semtner und Cherwin (1992) verwendet.

3.2 WOCE-Zonalschnitte A9 und A10

Der WOCE-Schnitt A9 wurde in der Zeit vom 10. Februar bis zum 7. März 1991 bei 19° S aufgenommen und erstreckt sich vom südamerikanischen Kontinent bis zur afrikanischen Küste. Zwei Jahre später (METEOR-Reise Nr. 22/5, 27. Dezember 1992 bis 30. Januar 1993) folgte WOCE A10 auf 30° S. Dieser Schnitt erstreckt sich ebenfalls von Südamerika bis nach Afrika und verläuft bei 28° S zunächst vom südamerikanischen Schelf südostwärts zum Rio-Grande-Plateau und von dort auf 30° S zonal nach Osten (Abb 3.1.1). Der westliche Teil dieses Schnittes stellt dabei eine Wiederholung des südlichen Schnittes der 15. METEOR-Reise dar.

Neben der hohen Datenqualität besitzen die WOCE-Schnitte zwei weitere Vorzüge für die vorliegende Arbeit. Insbesondere bei der Aufnahme von A10, der im westlichen Teil über einer stark variierenden Bodentopographie verläuft, wurden die Stationsabstände in Gebieten großer topographischer Gradienten erheblich verringert. Somit liegen nicht nur in den Randstrombereichen, sondern z.B. auch um das Rio-Grande-Plateau Daten mit hoher horizontaler Auflösung vor. Außerdem

bilden die beiden Schnitte A9 und A10 eine abgeschlossene Region mit kontinentalen Berandungen, die es ermöglicht, anhand von Bilanzberechnungen die Wahl der geostrophischen Bezugsflächen zu überprüfen.

3.3 Quasisynoptische Daten der METEOR-Reise Nr. 15

Oberflächensalzgehalt und -temperatur

Im Verlauf der 15. Reise des Forschungsschiffes METEOR (30. Dezember 1990 bis 28. Februar 1991) wurden weite Gebiete des Südlichen Brasilianischen Beckens durchquert. Während des gesamten Einsatzes im Becken wurden mit dem schiffsgebundenen Thermosalinographen Oberflächentemperatur und -salzgehalt aufgezeichnet, so daß nun ein quasisynoptischer Oberflächendatensatz zur Verfügung steht, der große Bereiche des Beckens überdeckt.

Der Thermosalinograph erfaßt kontinuierlich die in-situ-Werte von Temperatur und Salzgehalt in rund 4 m Wassertiefe. Die vorgewählte Abtastrate der anliegenden Daten lag bei 5 Minuten und ergibt bei Marschfahrt des Schiffes (ca. 11 kn) eine horizontale Auflösung der Oberflächenwerte von ungefähr 2 km. Aus den Rohdaten wurden hochfrequente Fluktuationen des Salzgehaltes und der Temperatur herausgefiltert. Die Kalibrierung des Thermosalinographen erfolgte durch Anpassung der aufgezeichneten Temperaturen und Salzgehalte an die Oberflächenwerte benachbarter CTD-Stationen. Abschließend wurden die kalibrierten Thermosalinographendaten auf einer Skala von durchschnittlich 20 km gemittelt.

Hydrographische Schnitte

Der Bereich des westlichen Randstroms vor der brasilianischen Küste wurde auf der 15. METEOR-Reise durch vier hydrographische Schnitte untersucht. Den nördlichsten dieser Schnitte bildet der transatlantische WOCE-Zonalschnitt A9 auf 19° S. An der südlichen Berandung des Untersuchungsgebietes liegt ein CTD-Schnitt vor, der aus einer Kombination der hydrographischen Stationen des ersten und des zweiten Fahrtabschnittes (30.Dezember 1990 bis 16.Januar 1991 bzw. 18.Januar bis 7.Februar 1991) gebildet wird. Der südliche Schnitt erstreckt sich vom südamerikanischen Schelf bei 28° S über den Vema-Kanal zum Rio-Grande-Plateau und von dort nach Osten bis in den Bereich des Hunter-Kanals. Zwei kürzere Schnitte von Rio de Janeiro bis zum Vema-Kanal sowie südlich des Vitoria-Trinidad-Rückens ergänzen die Beobachtungen im Randstrombereich (Abb. 3.1.1 und Abb. 6.2.1).

Die hier durchgeführten Untersuchungen zur Zirkulation der Wassermassen im Südlichen Brasilianischen Becken werden anhand von qualitätsgeprüften, auf 2 dbar interpolierten CTD-Daten vorgenommen. Die Qualität des vorliegenden Datenmaterials entspricht den im Rahmen des WOCE-Programmes geforderten Standards.

3.4 1/4°-Modell nach Semtner und Cherwin

Das globale wirbelaufösende Zirkulationsmodell von Semtner und Cherwin (1992) berücksichtigt die Vertikalstruktur des Ozeans in Form von 20 Schichten unterschiedlicher Schichtdicke. In Oberflächennähe beträgt die Dicke 25 m und steigt im Tiefenbereich größer 2000 m auf ca. 500 m an. Die Maximaltiefe des Modellozeans liegt bei 5000 m. Die Modellauflösung variiert mit der der geographischen Breite, in der hier betrachteten Region beträgt der mittlere Abstand der Gitterpunkte nach Länge x Breite etwa 0.4° x 0.3°. Eine eingehende Beschreibung des Modells und

seiner Entwicklung wird in den Arbeiten von Semtner (1974), Semtner und Cherwin (1988), Cherwin und Semtner (1990) gegeben.

Im Gegensatz zu den 1992 von Semtner und Cherwin veröffentlichten Modellergebnissen, die durch Antrieb mit einem monatlichen klimatologischen Windfeld nach Hellerman und Rosenstein (1983) entstanden, werden hier Modellergebnisse benutzt, denen das realistische Windfeld der Jahre 1986-89 zugrundegelegt ist. Für die vorliegende Arbeit wurden von A.J. Semtner (persönliche Mitteilung, 1993) Modell-daten zur Verfügung gestellt, die als Monatsmittelwerte der Modelljahre 1986-1989 Temperatur, Salzgehalt und die Horizontalkomponenten u und v des modellierten Strömungsfeldes enthalten.

3.5 Zwischenjährliche Schwankungen

Zur Untersuchung der zwischenjährlichen Schwankungen des Brasilstromtransports stehen drei hydrographische Schnitte zur Verfügung, mit denen der Bereich zwischen dem brasilianischen Schelf bei 28° S, 47° W und dem Rio-Grande-Plateau untersucht wurde (Abb. 3.1.1). Die erste Datenaufnahme erfolgte auf der METEOR Reise Nr. 15/1 (1. bis 8. Januar 1991). Im Rahmen von Verankerungsaufnahmen wurde ein Teil dieses Schnittes während der Reise Nr. 22/3 (25. bis 28. November 1992) erneut abgefahren und auf dem anschließenden Fahrtabschnitt 22/4 (3. bis 15. Dezember 1992) durch weitere CTD-Stationen vervollständigt. Die dritte Meßkampagne stellt der westliche Teil des WOCE-Schnittes A10 auf 30° S dar. Die Aufnahme erfolgte vom 28. Dezember 1992 bis zum 4. Januar 1993 auf der METEOR-Reise Nr. 22/5.

Der durchschnittliche Stationsabstand auf den drei genannten Schnitten beträgt im Bereich des Brasilstroms weniger als 25 km. Die Rezirkulation des Brasilstroms wird ebenfalls von allen drei Schnitten erfaßt, die horizontale Auflösung liegt hier

bei etwa 50 km, d.h. der Einfluß der stark variierenden Bodentopographie in diesem westlichen Teils des Südlichen Brasilianischen Beckens kann mit hinreichender Genauigkeit berücksichtigt werden.

3.6 Ergänzende Datensätze

Das Datenmaterial der METEOR-Expeditionen 15 und 22 bildet die Basis für die folgenden Analysen zur Zirkulation der Wassermassen im Südlichen Brasilianischen Becken. Im Zuge der Arbeit wird jedoch auch ein Modell zur Untersuchung der Tiefenwasserzirkulation vorgestellt, das die Topographie der 2 °C-Isotherme der potentiellen Temperatur (Übergang vom Nordatlantischen Tiefenwasser zum Antarktischen Bodenwasser) als Bodentopographie des Modellbeckens verwendet. Für diese Modellierung ist die räumliche Überdeckung der untersuchten Region mit der METEOR-Datenbasis nicht ausreichend, so daß ergänzende Datenquellen hinzugezogen werden mußten (Abb.3.1.1). Dies sind im einzelnen:

- Schöpferdaten der Deutschen Atlantischen Expedition, METEOR 1925/27, nach Wüst (1935). Die ursprünglichen Schöpferdaten liegen in digitalisierter und vertikal interpolierter Form vor. Verwendet werden Teile der Zonalschnitte auf 24° S, 28° S und 32° S.
- Untersuchungen mit Wasserschöpfern im Rahmen des Internationalen Geophysikalischen Jahres 1957-59 (IGY) auf 24° S, nach Fuglister (1962).
- Ein CTD-Zonalschnitt des Forschungsschiffes OCEANUS (Reise Nr. 133, Februar 1983) auf 23° S. Datenquelle ist die Woods Hole Oceanographic Institution.

- Messungen im Rahmen des South Atlantic Ventilation Experiments (SAVE), nämlich CTD-Schnitt SAVE-3 auf 23° S (Februar 1988), sowie Schöpferdaten des Meridionalschnittes SAVE-6 entlang 25° W (März 1989). Die verwendeten Daten stammen von der Scripps Institution of Oceanography.
- Der brasilianische WOCE-Beitrag COROAS (Circulacao Oceanica na Regiao Oeste do Atlantico Sul) in Form von zwei CTD-Schnitten (Februar/März 1993), die vom brasilianischen Schelf bei 25° S bzw. 31° S zum Vema-Kanal (30° S, 40° W) verlaufen. Die Daten wurden vom Instituto Oceanografico da Universidade Sao Paulo, Brasilien, zur Verfügung gestellt (E.J. Campos, Y.Ikeda, persönlicher Kontakt, 1994).

Kapitel 4

Wassermassenbetrachtung

4.1 Wassermassen im Untersuchungsgebiet

Im Südlichen Brasilianischen Becken werden die folgenden sechs Wassermassen mit überregionaler Bedeutung beobachtet (Reid, 1989):

- Oberflächenwasser (SF)
- Antarktisches Zwischenwasser (AAIW)
- Oberes Zirkumpolares Tiefenwasser (UCPDW)
- Nordatlantisches Tiefenwasser (NADW)
- Unteres Zirkumpolares Tiefenwasser (LCPDW)
- Antarktisches Bodenwasser (AABW)

Der Begriff SF bezeichnet in der vorliegenden Arbeit einen Wasserkörper, der aus Deckschichtwasser und dem volumenmäßig dominierenden Südatlantischen Zentralwasser (Emery und Meincke, 1986) gebildet wird. Statt der Bezeichnung SF findet man in der Literatur auch oft den Begriff Zentralwasser (CW) oder Südatlantisches Zentralwasser (SACW), obwohl in diesen Arbeiten die Wassersäule von der Oberfläche bis zur Obergrenze des AAIW betrachtet wird.

Die oben genannten Wassermassen gelangen mit der großräumigen Zirkulation in das Südliche Brasilianische Becken, ihre Entstehungsgebiete liegen alle außerhalb der hier untersuchten Region. Eine Übersicht über die Vertikalverteilung der Wassermassen ist in Abbildung 4.1.1 dargestellt. Der obere Bereich des Zirkumpolaren Tiefenwassers (CDW) nördlich von 50° S entspricht dem UCPDW, der untere stellt das LCPDW dar.

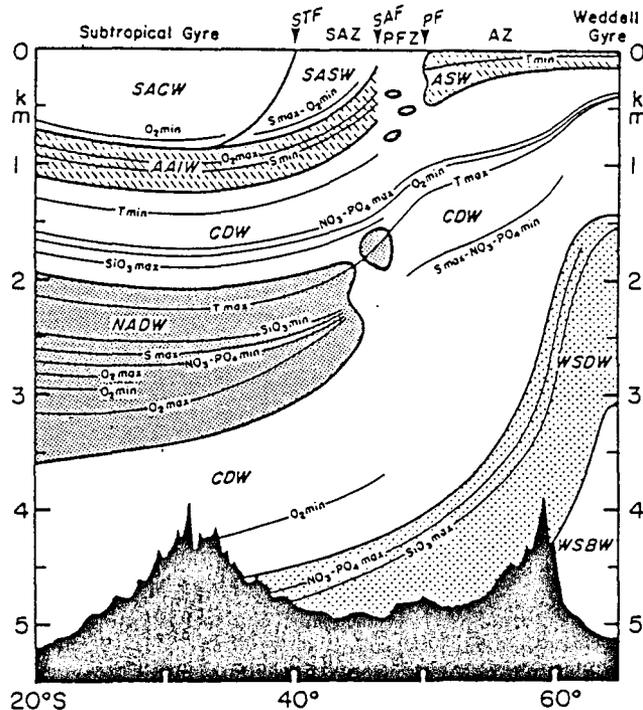


Abb. 4.1.1: Vertikalverteilung der Wassermassen und ihrer charakteristischen Eigenschaften im westl. Becken des Südatlantik (nach Peterson und Whitworth, 1989). Bezeichnet sind Subtropische Front (STF), Subantarktischer Bereich (SAZ), Subantarktische Front (SAF), Polarer Übergangsbereich (PFZ), Polarfront (PF), Antarktischer Bereich (AZ), Südatlantisches Zentralwasser (SACW), Subantarktisches Oberflächenwasser (SASW), Antarktisches Oberflächenwasser (ASW), Antarktisches Zwischenwasser (AAIW), Zirkumpolares Tiefenwasser (CDW), Nordatlantisches Tiefenwasser (NADW), Weddellmeer-Tiefenwasser (WSDW) und Weddellmeer-Bodenwasser (WSBW).

Durch die Betrachtung der lokalen Ausbreitung der Wassermassen im Südlichen Brasilianischen Becken soll die Bedeutung des Beckens für die großräumige Zirkulation untersucht werden. Den Schwerpunkt der vorliegenden Arbeit bildet dabei die Ausbreitung des SF und des NADW.

4.2 Wassermassenmerkmale

In diesem Abschnitt sollen die Eigenschaften der zuvor aufgeführten Wassermassen in kurzer Form zusammengefaßt werden. Ausführliche Beschreibungen sind in den Arbeiten von Reid et al. (1977), Reid (1989) sowie Peterson und Whitworth (1989) enthalten.

Oberflächenwasser (SF)

Das Oberflächenwasser im Untersuchungsgebiet ist warm und salzreich ($T > 7^{\circ}\text{C}$, $S > 34.50$), sein Nährstoffgehalt nach Holfort (1994) aufgrund der biologischen Produktion niedrig. Die hier verwendeten Datensätze zeigen, daß das SF im Norden des Untersuchungsgebietes (19°S) bis in Tiefen von etwa 500 m reicht, am Südrand (30°S) aber bis ca. 700 m zu beobachten ist. Das SF unterhalb der Deckschicht wird im Θ/S -Diagramm durch die SACW-Gerade dargestellt, die im Untersuchungsgebiet bei einem Dichtewert von etwa $\sigma_0 = 27.1 \text{ kg/m}^3$ endet. Die Analyse der Oberflächenwerte ergibt die höchsten Temperaturen ($T_{\text{Oberfl}} > 27^{\circ}\text{C}$) und Salzgehalte ($S_{\text{Oberfl}} > 37.0$) nördlich der Vitoria-Trinidad-Schwelle. Die niedrigsten beobachteten Werte

des Oberflächensalzgehaltes und der -temperatur ($T_{Oberfl} < 21^{\circ}\text{C}$, $S_{Oberfl} < 35.5$) treten östlich des Rio-Grande-Plateaus auf (siehe Kapitel 6, Abb. 6.1.1 und 6.1.2).

Antarktisches Zwischenwasser (AAIW)

Antarktisches Zwischenwasser entsteht an der Oberfläche des Südatlantiks (Gordon, 1971) und zwar bei ca. 50° S in der Übergangsregion zwischen Subantarktischer Front und Polarfront (Abb. 4.1.1). Es breitet sich von der Quellregion über den Äquator nach Norden aus und kann im östlichen Nordatlantik bis ca. 20° N beobachtet werden (Emery und Meincke, 1986).

Die Auswertung der in Kapitel 3 genannten hydrographischen Beobachtungen zeigt, daß für das AAIW im Untersuchungsgebiet $27.10 \text{ kg/m}^3 \leq \sigma_0 < 27.35 \text{ kg/m}^3$ gilt. Das AAIW ist durch ein absolutes vertikales Salzgehaltsminimum ($S \leq 34.4$) und ein intermediäres Sauerstoffmaximum mit Sauerstoffgehalten größer als 5.0 ml/l gekennzeichnet. Die potentielle Temperatur in seiner Kernschicht liegt bei $\Theta < 3.5^{\circ}\text{C}$.

Über seine Ausbreitungsrichtung im westlichen Südatlantik wurden kontroverse Arbeiten veröffentlicht: Ein Teil der Arbeiten nimmt eine direkte Ausbreitung des AAIW entlang des südamerikanischen Kontinentalabhangs nach Norden an (Wüst, 1936; Miranda und Filho, 1981; Evans und Signorini, 1985). Andere Veröffentlichungen sprechen sich für eine zunächst ostwärtige Ausbreitung und spätere Rezirkulation des AAIW im Subtropenwirbel aus, d.h. der Einstrom in das Brasiliatische Becken erfolgt aus östlicher Richtung (Buscaglia, 1971; Reid, 1977; Gordon und Greengrove, 1986). Auf diese Problematik wird im nächsten Abschnitt bei der Diskussion möglicher Referenziefen für die geostrophische Berechnung noch eingegangen.

Oberes Zirkumpolares Tiefenwasser (UCPDW)

Durch die Drake-Passage strömt Zirkumpolares Tiefenwasser (CPDW) in den Südatlantik ein (Sievers und Nowlin, 1984; Whitworth und Nowlin, 1987). Das CPDW wird im Südatlantik nördlich von ca. 50° S (Abb. 4.1.1) durch das nach Süden vordringende NADW in das leichtere UCPDW und das schwerere LCPDW aufgespalten (Reid et al., 1977; Peterson und Whitworth, 1989).

Das UCPDW tritt in der hier betrachteten Region in Tiefenlagen zwischen 1200 und 1500 m auf und ist durch ein Silikatmaximum gekennzeichnet (Holfort, 1994). Sein Sauerstoffgehalt ist niedrig, die Nährstoffkonzentration geringfügig höher als die der umgebenden Wassermassen (Holfort, 1994). Die Analyse der hydrographischen Datenbasis der vorliegenden Arbeit zeigt das UCPDW im Θ/S -Diagramm als Temperaturminimum im Kurvenbereich zwischen AAIW und NADW. Im CTD-Schnitt auf 30° S (Abb. 4.3.2) ist das UCPDW gut als intermediäres Temperaturminimum westlich des Rio-Grande-Plateaus zu beobachten.

Nordatlantisches Tiefenwasser (NADW)

NADW wird im subpolaren und polaren Nordatlantik gebildet (Warren, 1973). Wichtiger Bestandteil des NADW sind Wassermassen, die durch Überströmen der Tiefseerücken vom polaren Nordatlantik in die subpolaren Regionen gelangen (Dickson und Brown, 1994). Südlich ihrer durch die Bodentopographie stark untergliederten Quellgebiete breiten sich diese Wassermassen als tiefer nördlicher Randstrom in westlicher Richtung aus (McCartney, 1992). In der Labradorsee tritt als weitere Komponente des NADW das Labradorseewasser (Wunsch und Grant, 1982) zum tiefen nördlichen Randstrom hinzu. Vor der Küste Labradors dreht der tiefe nördliche Randstrom nach Süden, die NADW-Ausbreitung erfolgt dann als tiefer

westlicher Randstrom entlang des amerikanischen Kontinentalabhanges nach Süden (Schmitz und McCartney, 1993). Der tiefe westliche Randstrom läßt sich über den Äquator hinweg (Rhein et al., 1995) bis ca. 20° S beobachten, der weitere Verlauf der NADW-Zirkulation im westlichen Becken des Südatlantiks ist Gegenstand der Untersuchungen in den nachfolgenden Kapiteln. Hierbei soll geklärt werden, ob der Hauptanteil von NADW im westlichen oder im östlichen Becken des Südatlantiks in den Antarktischen Zirkumpolarstrom (ACC) eintritt. Als charakteristische Wassermasse innerhalb des ACC verläßt das NADW den Atlantik und wird vom ACC in den Indischen Ozean transportiert

Im Untersuchungsgebiet liegt die auftretende NADW-Dichte zwischen $\sigma_2 = 36.7 \text{ kg/m}^3$ und $\sigma_4 = 45.87 \text{ kg/m}^3$. NADW ist arm an Nährstoffen bei gleichzeitig hohem Sauerstoffgehalt (Holfort, 1994). Auffallendstes Kennzeichen des NADW ist jedoch sein hoher Salzgehalt, der nach den vorliegenden Beobachtungen im Südlichen Brasilianischen Becken Werte von $S \geq 34.9$ im NADW-Kern erreicht. Das intermediäre Temperaturmaximum im NADW tritt stets oberhalb des Salzgehaltmaximums auf, dessen Kern im Untersuchungsgebiet bei etwa 2300 m liegt (Abb. 4.3.1 und 4.3.2). Im Südlichen Brasilianischen Becken treten die höchsten Salzgehalte im NADW am westlichen Rand sowie in einem zonalen Streifen bei ca. 25° S auf (Gouretski und Jancke, 1995).

Unteres Zirkumpolares Tiefenwasser (LCPDW)

Das kennzeichnende Sauerstoffminimum des LCPDW ist nur südlich der Rio-Grande-Schwelle, d.h. im Argentinischen Becken, zu beobachten (Abb. 4.1.1). Im Südlichen Brasilianischen Becken tritt das LCPDW nicht mehr als eigenständige Wassermasse auf (Peterson und Whitworth, 1989).

Antarktisches Bodenwasser (AABW)

Das AABW im Südlichen Brasilianischen Becken setzt sich aus LCPDW und geringen Anteilen Weddelmeer-Tiefenwasser (WSDW) zusammen (Peterson und Whitworth, 1989). WSDW wird in mittleren Tiefen unterhalb des Weddel-Wirbels gebildet und breitet sich, von der Bodentopographie geführt, als westlicher Randstrom nach Norden in das Argentinische Becken aus (Carmack und Foster, 1975; Foster und Carmack, 1976). Im WSDW treten potentielle Temperaturen unter 0 °C auf, seine Dichte ist größer als $\sigma_4 = 46.05 \text{ kg/m}^3$ (Peterson und Whitworth, 1989).

In der vorliegenden Arbeit werden LCPDW und WSDW zum AABW zusammengefaßt. Als Obergrenze des AABW wird die im gesamten Atlantik beobachtete 2 °C-Diskontinuität (Broecker und Takahashi, 1976) in der potentiellen Temperatur bzw. deren Dichteäquivalent ($\sigma_4 = 45.87 \text{ kg/m}^3$) im Südlichen Brasilianischen Becken benutzt. AABW tritt im untersuchten Gebiet erst in Tiefen über 3200 m auf und besitzt hohe Konzentrationen an Sauerstoff und Nährstoffen bei vergleichsweise niedrigen Salzgehalten (Holfort, 1994).

Als Folge seiner hohen Dichte ist die Ausbreitung des AABW nach Norden eng an die Bodentopographie gebunden (Abb. 4.3.1 und 4.3.2). Der Einstrom von AABW in das Südliche Brasilianische Becken erfolgt hauptsächlich durch den Vema-Kanal westlich des Rio-Grande-Plateaus, der mit Wassertiefen von über 4000 m die Rio-Grande-Schwelle durchschneidet. Im Vema-Kanal werden im AABW potentielle Temperaturen unter 0 °C beobachtet (Speer und Zenk, 1993), die auf das oben genannte WSDW zurückzuführen sind.

Für die weiteren Untersuchungen in dieser Arbeit werden die zuvor beschriebenen Wassermassen in Dichteklassen eingeteilt. Die nachstehende Tabelle 4.2.1 zeigt die in den weiteren Untersuchungen verwendete Kennzeichnung der Wassermassen durch ihre charakteristischen Dichtebereiche.

Wassermassen-Klassifikation nach Dichteflächen		
	Obere Dichtefläche [kg/m ³]	Untere Dichtefläche [kg/m ³]
SF		$\sigma_0 = 27.10$
AAIW	$\sigma_0 = 27.10$	$\sigma_0 = 27.35$
UCDW	$\sigma_0 = 27.35$	$\sigma_2 = 36.70$
NADW	$\sigma_2 = 36.70$	$\sigma_4 = 45.87$
AABW	$\sigma_4 = 45.87$	

Tab. 4.2.1: Dichtebereiche der Wassermassen im Südlichen Brasilianischen Becken.

4.3 Wassermassenübergänge als Referenzflächen (LNM)

Im vorangegangenen Abschnitt wurden die Wassermassen des westlichen Beckens im Südatlantik beschrieben. Die Quelle des NADW liegt im Nordatlantik, während AAIW, UCPDW, LCPDW und AABW einen südlichen Ursprung besitzen. Am Westrand des Beckens besitzt das SF Charakteristika, die es als Wassermasse nördlicher Herkunft kennzeichnen.

Um aus hydrographischen Datensätzen geostrophische Geschwindigkeiten oder Transporte der genannten Wassermassen berechnen zu können, muß eine Bezugsfläche bekannter Geschwindigkeit vorgegeben werden. Diese kann durch direkte Messungen ermittelt werden oder bei fehlenden direkten Geschwindigkeitsmessungen über Wassermassenübergänge hergeleitet werden, sofern bestimmte Voraussetzungen gegeben sind.

Unter der Annahme, daß die Ausbreitung der genannten Wassermassen durch Beobachtung ihrer Kernschichten beschrieben werden kann, d.h. die Ausbreitung in erster Linie durch Advektion geschieht, folgt aus Kapitel 4.2, daß ein vertikales Geschwindigkeitsprofil im Südlichen Brasilianischen Becken eine Anzahl von Vorzeichenumkehrungen beim Übergang von einer Wassermasse auf die tiefergelegene aufweisen muß. Diese Übergangsbereiche zweier Wassermassen mit entgegengesetzter Ausbreitungsrichtung sollen in der weiteren Arbeit als Referenzniveau (LNM) für geostrophische Berechnungen verwendet werden.

Die in Kapitel 3 beschriebenen Datensätze enthalten oftmals lediglich Temperatur und Salzgehalt als beobachteten hydrographischen Parameter. Die Suche nach geeigneten LNM mußte daher auf Wassermassenübergänge beschränkt werden, die anhand von Temperatur und Salzgehalt zu erkennen sind. Es entfallen somit die Übergänge AAIW/UCPDW und UCPDW/NADW, deren Erkennung neben der

Messung der Sauerstoffkonzentration (CTD mit O₂-Sensor oder Wasserschöpfer) das Vorliegen von Schöpferdaten zur Nährstoffanalyse erfordert. Vertikalschnitte des Salzgehaltes und der potentiellen Temperatur sind in den Abbildungen 4.3.1 und 4.3.2 jeweils für den Nord- und Südrand des Untersuchungsgebietes dargestellt. Mit Hilfe der Abbildungen sollen nun die LNM diskutiert werden.

Übergang SF/AAIW

Da die Ausbreitung des SF sehr stark vom lokalen Windfeld abhängig ist, kann diese Wassermassengrenze nur kleinräumig als LNM benutzt werden. Außerdem müssen in der betreffenden Region direkte Strömungsmessungen im SF vorhanden sein oder es muß die Ausbreitung des SF anhand anderer Parameter (z.B. Oberflächensalzgehalt und -temperatur) eindeutig bestimmbar sein. Diese Voraussetzungen sind hier nur am Westrand des Untersuchungsgebietes bei 19° S erfüllt.

Eine Vorzeichenumkehr der Ausbreitungsrichtung zwischen SF und AAIW in der hier behandelten Region ist bislang nur vor der brasilianischen Küste südlich der Vitoria-Trinidad-Schwelle bis etwa Cabo Frio auf 23° S durch direkte Strömungsmessungen mit Langzeitverankerungen beobachtet worden (Müller et al., 1994).

Schmid et al. (1994) verwenden den Übergang SF/AAIW bei ihrer Betrachtung des Vitoria-Wirbels. In der vorliegenden Arbeit wird die Wassermassengrenze zwischen SF und AAIW jedoch nicht als LNM verwendet.

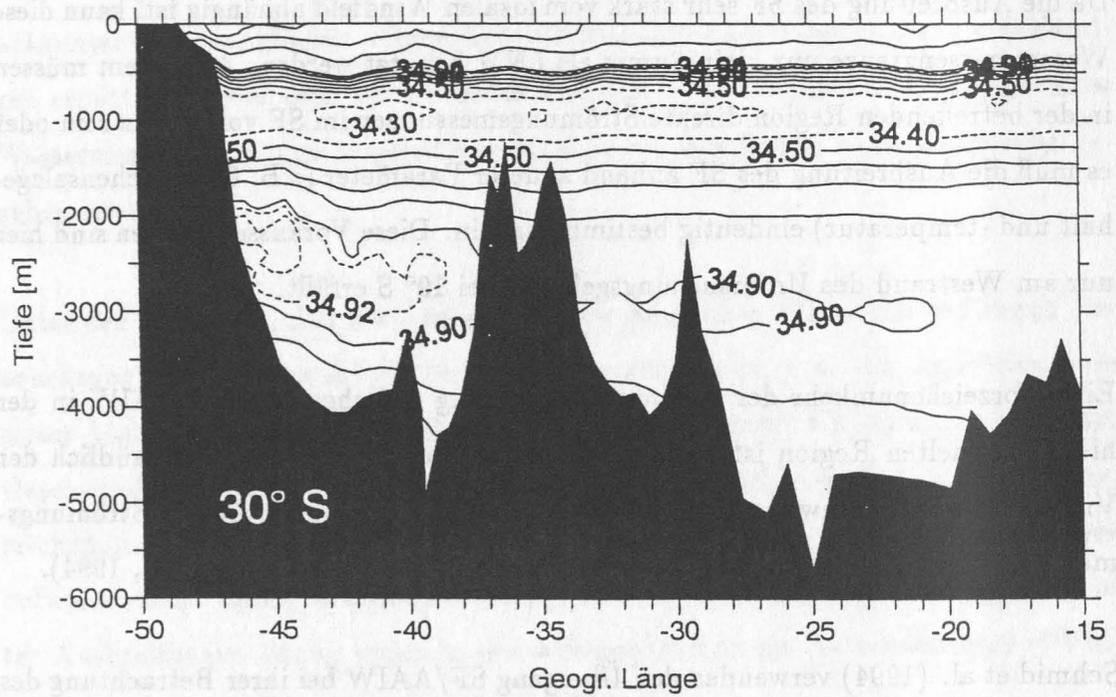
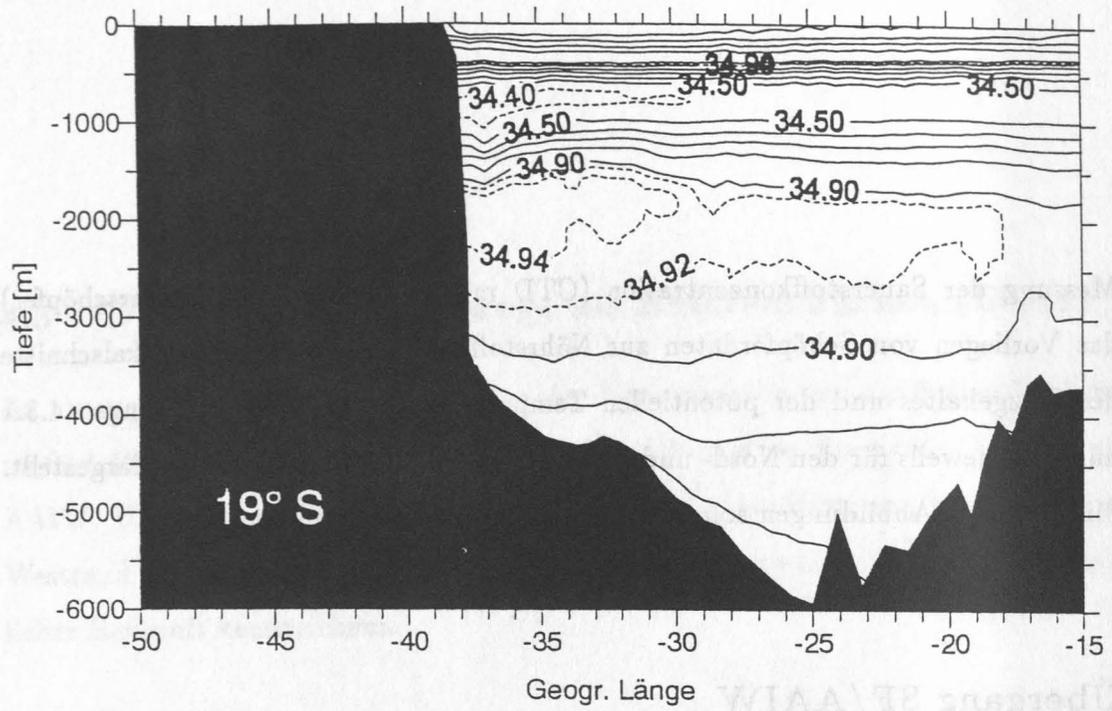


Abb. 4.3.1: Vertikale Salzgehaltsverteilung auf 19° S und 30° S. Der Isohalinenabstand unterhalb von 500 m beträgt $\Delta S = 0.1$. Die Kerne von AAIW und NADW sind durch gestrichelte Isohalinen bei ca. 900 m und 2300 m hervorgehoben.

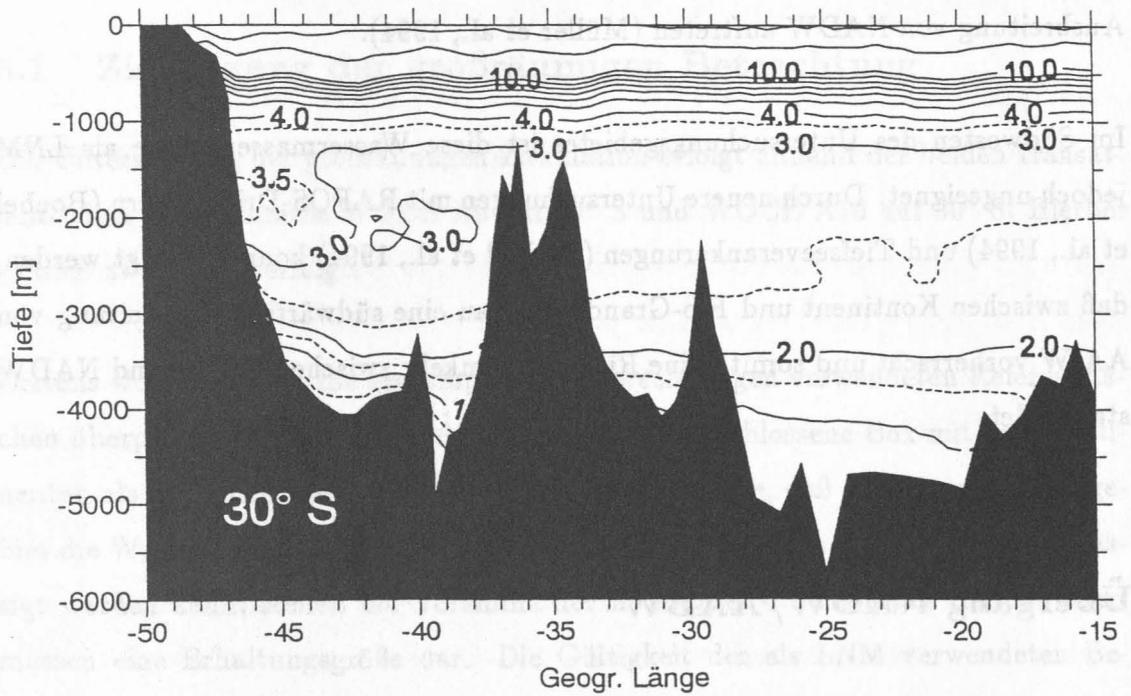
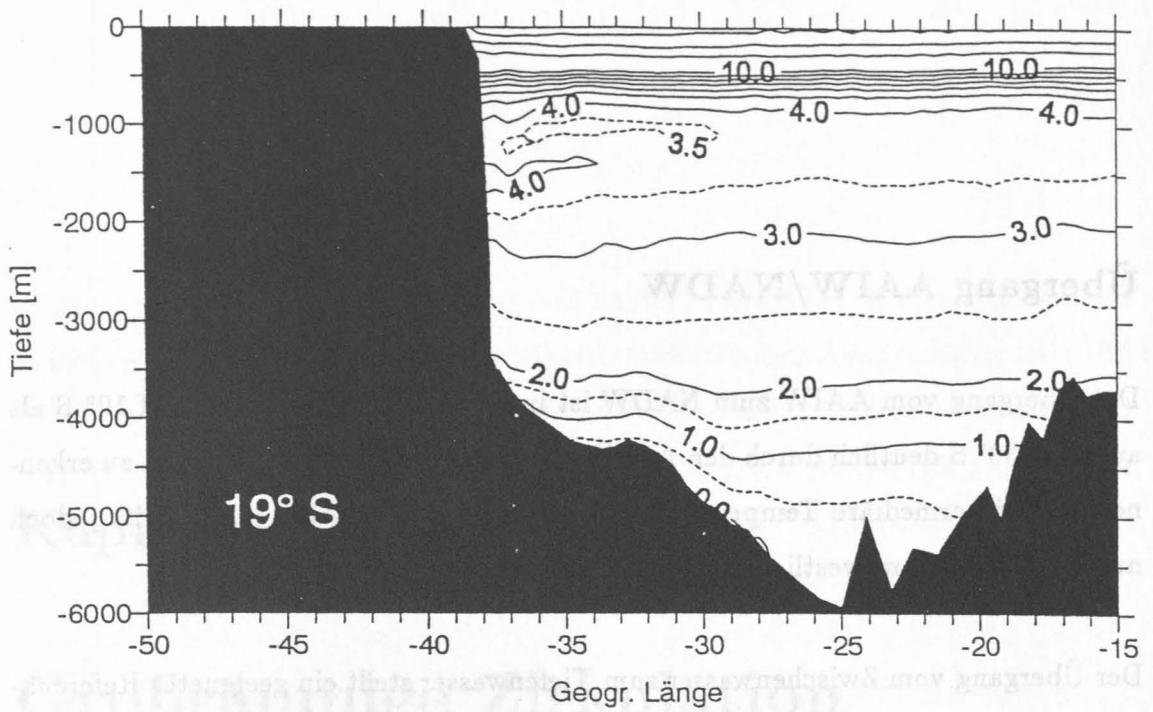


Abb. 4.3.2: Vertikale Verteilung der potentiellen Temperatur auf 19° S und 30° S. Der Isothermenabstand unterhalb von 500 m beträgt $\Delta\Theta = 1.0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Im Tiefenbereich größer 1000 m sind zusätzliche Isothermen mit $\Delta\Theta = 0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ gestrichelt dargestellt.

Übergang AAIW/NADW

Der Übergang vom AAIW zum NADW ist in Abbildung 4.3.1 sowohl auf 19° S als auch auf 30° S deutlich durch den Anstieg des Salzgehaltes bei ca. 1300 m zu erkennen. Das intermediäre Temperaturmaximum im NADW (Abb. 4.3.2) tritt jedoch nur unmittelbar am westlichen Rand in Erscheinung.

Der Übergang vom Zwischenwasser zum Tiefenwasser stellt ein geeignetes Referenzniveau für geostrophische Berechnungen am Nordrand des Untersuchungsgebietes dar, da hier nur nordwärtige oder zonale Transporte von AAIW bei südwärtiger Ausbreitung von NADW auftreten (Müller et al., 1994).

Im Südwesten des Untersuchungsgebietes ist diese Wassermassengrenze als LNM jedoch ungeeignet. Durch neuere Untersuchungen mit RAFOS-Driftkörpern (Boebel et al., 1994) und Tiefseeverankerungen (Tarbell et al., 1994) konnte gezeigt werden, daß zwischen Kontinent und Rio-Grande-Plateau eine südwärtige Ausbreitung von AAIW vorherrscht und somit keine Richtungsumkehr zwischen AAIW und NADW stattfindet.

Übergang NADW/AABW

Die Grenze zwischen NADW und AABW bildet eine gute Bezugsfläche für die durchzuführenden geostrophische Berechnungen und ist durch die 2 °C-Isotherme der potentiellen Temperatur (Abb. 4.3.2) oder die entsprechende Dichtefläche leicht zu beschreiben. Sie kann aber nur in den tiefsten Teilen ($z > 3500$ m) des Südlichen Brasilianischen Beckens als Nullniveau verwendet werden, da in den flacheren Bereichen kein AABW auftritt.

Kapitel 5

Großräumige Zirkulation

5.1 Zielsetzung der großräumigen Betrachtung

Die Untersuchung der großräumigen Zirkulation erfolgt anhand der beiden transatlantischen Zonalschnitte WOCE A9 auf 19° S und WOCE A10 auf 30° S. Hierbei werden zwei Ziele verfolgt:

Erstens werden die für die geostrophischen Berechnungen verwendeten Referenzflächen überprüft. Die beiden Schnitte bilden eine abgeschlossene Box mit den Kontinenten als seitlichen Berandungen. Unter der Annahme, daß im Untersuchungsgebiet die Wassermassentransformation durch vertikale Austauschprozesse vernachlässigt werden kann, stellen die Volumina der in Kapitel 4 definierten Hauptwassermassen eine Erhaltungsgröße dar. Die Gültigkeit der als LNM verwendeten Bezugsflächen kann durch Bilanzierung der berechneten geostrophischen Wassermassentransporte entlang der Boxumrandung überprüft werden.

Zweitens soll anhand der Schnitte die Wassermassenausbreitung im Südlichen Brasilianischen Becken, insbesondere die Zirkulation im NADW-Dichtehorizont, betrachtet werden. Die beiden WOCE-Schnitte A9 und A10 bilden die nördliche bzw.

südliche Berandung des Untersuchungsgebietes, d.h. sie stellen die Anbindung der Zirkulation im Inneren des Südlichen Brasilianischen Beckens an die großräumige Zirkulation her. Durch Bilanzberechnungen lassen sich aus den beiden Schnitten Zonaltransporte der einzelnen Wassermassen durch eine meridional verlaufende Grenzfläche bestimmen. Diese Berechnungen werden hier zur Bestimmung der NADW-Transporte über den Mittelatlantischen Rücken verwendet.

5.2 Festlegung der Referenzflächen (LNM)

Alle Transportbetrachtungen in den nachfolgenden Kapiteln berücksichtigen die zirkumpolaren Wassermassen nicht mehr als separate Wassermassen. UCPDW und AAIW werden zu einer Wassermasse zusammengefaßt, da Rintoul (1991) und Reid (1989) in ihren Arbeiten für beide Wassermassen gleiche Zirkulationsmuster angeben. Das AAIW/UCPDW wird im weiteren nur noch als AAIW bezeichnet. Aus dem gleichen Grund werden LCPDW und AABW nur noch gemeinsam als AABW behandelt.

Als LNM werden die in Kapitel 4.3 diskutierten Wassermassenübergänge benutzt. Als Referenzfläche dient jeweils der Dichtehorizont, der die angrenzenden Wassermassen per Definition trennt.

Die geostrophische Analyse aller verwendeten Datensätze ergibt, daß sich entlang des gesamten westlichen Randes der untersuchten Region eine Zone erstreckt, in der zwischen den beobachteten Wassermassen keine Vorzeichenumkehr in der Geschwindigkeit auftritt. Eine südwärtige Ausbreitungsrichtung kennzeichnet hier die Zirkulation der Hauptwassermassen von der Oberfläche bis zum Meeresboden. Die

Wassertiefe ist in diesem Bereich kleiner als 3500 m, so daß das nordwärts strömende AABW wegen zu geringer Tiefen nicht auftritt. Als Nullniveau der Bewegung wird am westlichen Rand daher der Meeresboden verwendet. Bei größeren Wassertiefen wird im Westen des Beckens der Übergang vom NADW zum AABW als LNM benutzt. In Abbildung 4.3.1 und 4.3.2 ist dieser Übergang zwischen zwei Wassermassen unterschiedlicher Ausbreitungsrichtung östlich von 45° W durch eine Schrägstellung der Isohalinen und Isothermen unterhalb von 3000 m zu erkennen. Außerhalb des klaren nordwärtigen Signals im AABW-Horizont dient die Grenze zwischen AAIW und NADW als LNM, da das AABW einerseits im zentralen Teil des Südlichen Brasilianischen Beckens wechselnde Ausbreitungsrichtungen aufweist, andererseits östlich des Mittelatlantischen Rückens, im Angola-Becken, gar nicht auftritt. Das AAIW besitzt in den betreffenden Bereichen entweder eine zonal nach Westen gerichtete Ausbreitung oder verläuft in nordwärtiger Richtung (Reid, 1977; Gordon und Greengrove, 1986). Wird eine als LNM benutzte Dichtefläche aufgrund zu geringer Wassertiefe nicht erreicht, wird der Meeresboden als Referenzniveau verwendet.

Besonders am westlichen Rand des Untersuchungsgebietes treten starke Gradienten in der Bodentopographie auf. Der bodennahe Transport zwischen zwei benachbarten Stationen unterschiedlicher Wassertiefe wird in dieser Arbeit aus der vertikalen Extrapolation des Geschwindigkeitsprofils der flacheren Station auf die Tiefe der tieferen Station bestimmt. Die benutzte Extrapolationsmethode ist bei McCartney (1994) beschrieben. Das kürzere Geschwindigkeitsprofil wird hierbei unterhalb der größten gemeinsamen Tiefe unter Benutzung der gewichteten vertikalen Geschwindigkeitsscherung oberhalb dieser Tiefe linear extrapoliert. Die Wichtung erfolgt mit dem Verhältnis des vertikalen Dichtegradienten oberhalb der größten gemeinsamen Tiefe zum Dichtegradienten unterhalb dieser Tiefe. Die Bestimmung des Dichtegradienten unterhalb der größten gemeinsamen Tiefe erfolgt hierbei aus dem tiefreichenden CTD-Profil.

In den folgenden Untersuchungen werden regional variierende LNM zur Bestimmung der geostrophischen Transporte verwendet. Die benutzten LNM und ihre jeweiligen Gültigkeitsbereiche sind in Tabelle 5.2.1 zusammengefaßt.

LNM der Zonalschnitte auf 19° und 30° S		
LNM	19° S	30° S
Boden	38.5° - 37.0° W	48.0° - 45.0° W
$\sigma_4 = 45.87 \text{ kg/m}^3$	37.0° - 28.0° W	45.0° - 17.0° W
$\sigma_2 = 36.70 \text{ kg/m}^3$	28.0° W - 11.0° E	17.0° W - 15.0° E

Tab. 5.2.1: Verwendete Refrenzflächen (LNM) und deren Gültigkeitsbereiche auf 19° S und 30° S.

Gegenstand besonderer Untersuchungen sind die Auswirkungen, die der Wechsel des LNM auf die zu berechnenden geostrophischen Transporte besitzt. Hierzu werden die Gradienten der geostrophischen Transporte der Hauptwassermassen auf beiden Schnitten durchgehend mit je einem der insgesamt drei benutzten LNM (Boden, $\sigma_2 = 36.70 \text{ kg/m}^3$ und $\sigma_4 = 45.87 \text{ kg/m}^3$) berechnet. Abbildung 5.2.1 zeigt die Ergebnisse am Beispiel des WOCE-Schnittes A10.

Aus den dargestellten Gradienten geht hervor, daß die Struktur der Transporte von SF und AAIW über den gesamten Schnitt nur wenig in Abhängigkeit von den drei LNM variiert. Im NADW und AABW dagegen beeinflußt die Wahl des LNM in den meisten Bereichen sogar das Vorzeichen des Gradienten, d.h. die Ausbreitungsrichtung der Wassermasse. Die Abbildung zeigt aber auch, daß auf beiden Schnitten Bereiche auftreten, in denen die Gradienten der Transporte bei tiefem und bei flachem LNM annähernd identisch sind. Dieser Fall tritt z.B. bei etwa 45° W , 26° W und 17° W auf (Abb. 5.2.1).

Fällt in diese Regionen mit Gradientengleichheit nun noch eine Besonderheit in der Wassermassenstruktur (z.B. Auftreten/Verschwinden von AABW bei 45° W bzw. 17° W), ist in diesem Bereich ein physikalisch sinnvoller Wechsel der Bezugsflächen möglich, ohne die zu bestimmenden kumulativen geostrophischen Transporte durch den Wechsel zu verfälschen. Die Wechsel zwischen zwei LNM sind in Abbildung 5.2.1 durch vertikale Linien bei 45° W und 17° W gekennzeichnet.

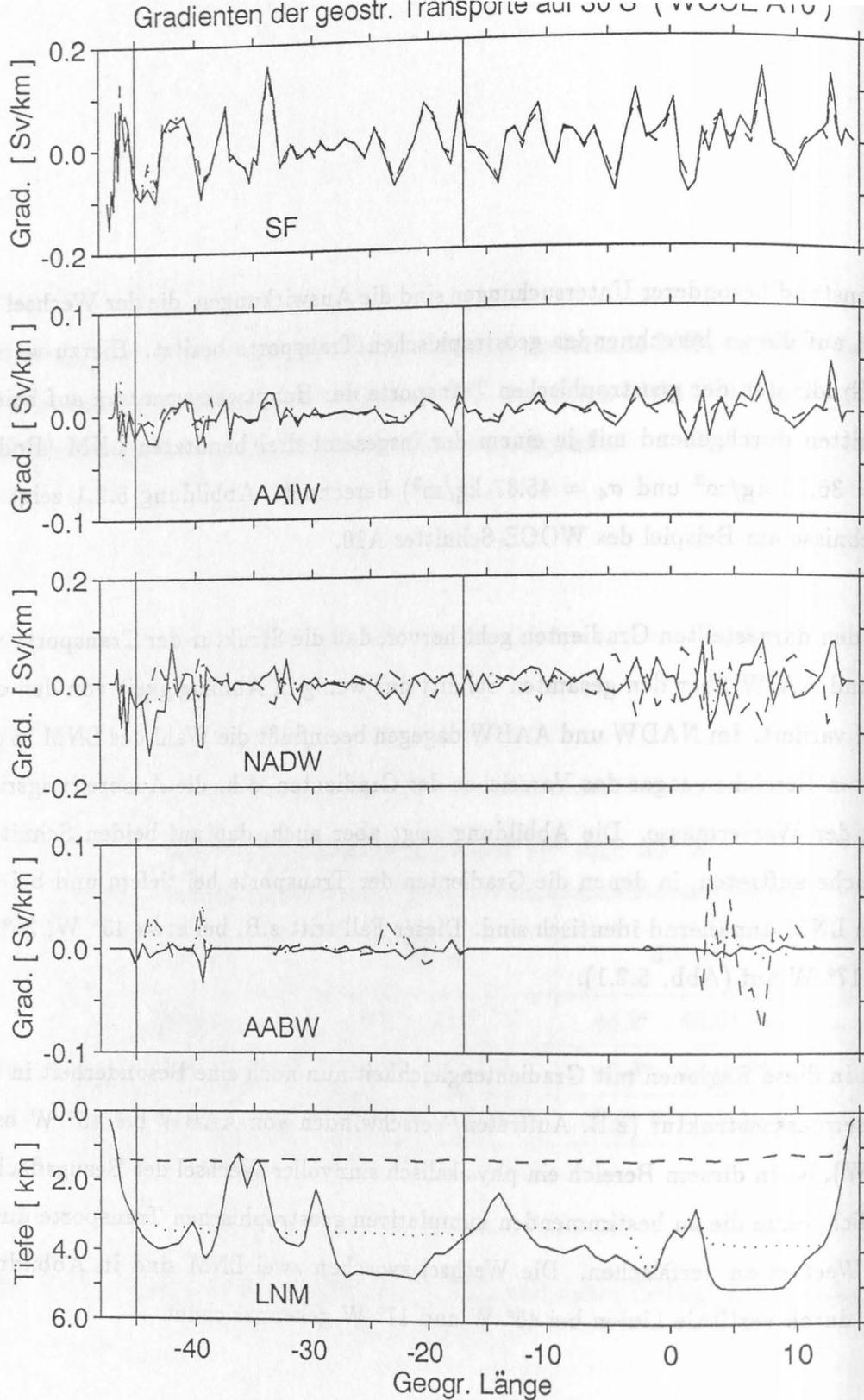


Abb. 5.2.1: Gradienten der geostrophischen Transporte in den Hauptwassermassen bei 30° S, berechnet für verschiedene Referenzflächen (LNM). Als LNM dienen $\sigma_2 = 36.70 \text{ kg/m}^3$ (- -), $\sigma_4 = 45.87 \text{ kg/m}^3$ (·····) und der Meeresboden (—). In der Arbeit verwendete LNM-Übergänge sind durch senkrechte Linien markiert. Das unterste Teilbild gibt die Tiefenlage der LNM über den WOCE-Schnitt A10 an.



5.3 Meridionaltransporte auf 19° S

Die berechneten kumulativen geostrophischen Meridionaltransporte auf 19° S sind in Abbildung 5.2.1 dargestellt. Als Bezugspunkt der Transportsummutation wird hier und im folgenden der dem südamerikanischen Kontinent nächstgelegene Endpunkt des betreffenden CTD-Schnittes verwendet. Die Vorzeichenkonvention für die Transportdarstellungen besagt, das nord- und ostwärtige Richtungen positiv, süd- und westwärtige negativ dargestellt werden.

Die Transportdiagramme der vier Hauptwassermassen sind entsprechend der Vertikalabfolge der Wassermassen untereinander angeordnet. In der Darstellung der kumulativen Transporte als Histogramme ist die Breite der einzelnen Histogrammbalken proportional zum jeweiligen Stationsabstand. Das dargestellte Bodenprofil wurde aus geloteten Wassertiefen auf den einzelnen CTD-Stationen gebildet.

Oberflächennaher Bereich (SF)

Die berechneten kumulativen geostrophischen Transporte in der Oberflächenschicht weisen auf 19° S generell nach Norden (Abb. 5.3.1). Eine Ausnahme hiervon stellt ein etwa 70 km breiter Bereich am westlichen Rand bei 37° W dar, in dem 9 Sv nach Süden verfrachtet werden. Das südwärtige Transportsignal tritt auch in den tieferen Dichtebereichen bis zum Meeresboden auf und fällt mit der Gradientenumkehr der Isohalinen und Isothermen bei 37° W (Abb. 4.3.1 und 4.3.2) zusammen. In Kapitel 6 wird gezeigt, daß das beobachtete tiefreichende Signal das keine Fortsetzung im Bereich südlich des Vitoria-Trinidad-Rückens besitzt.

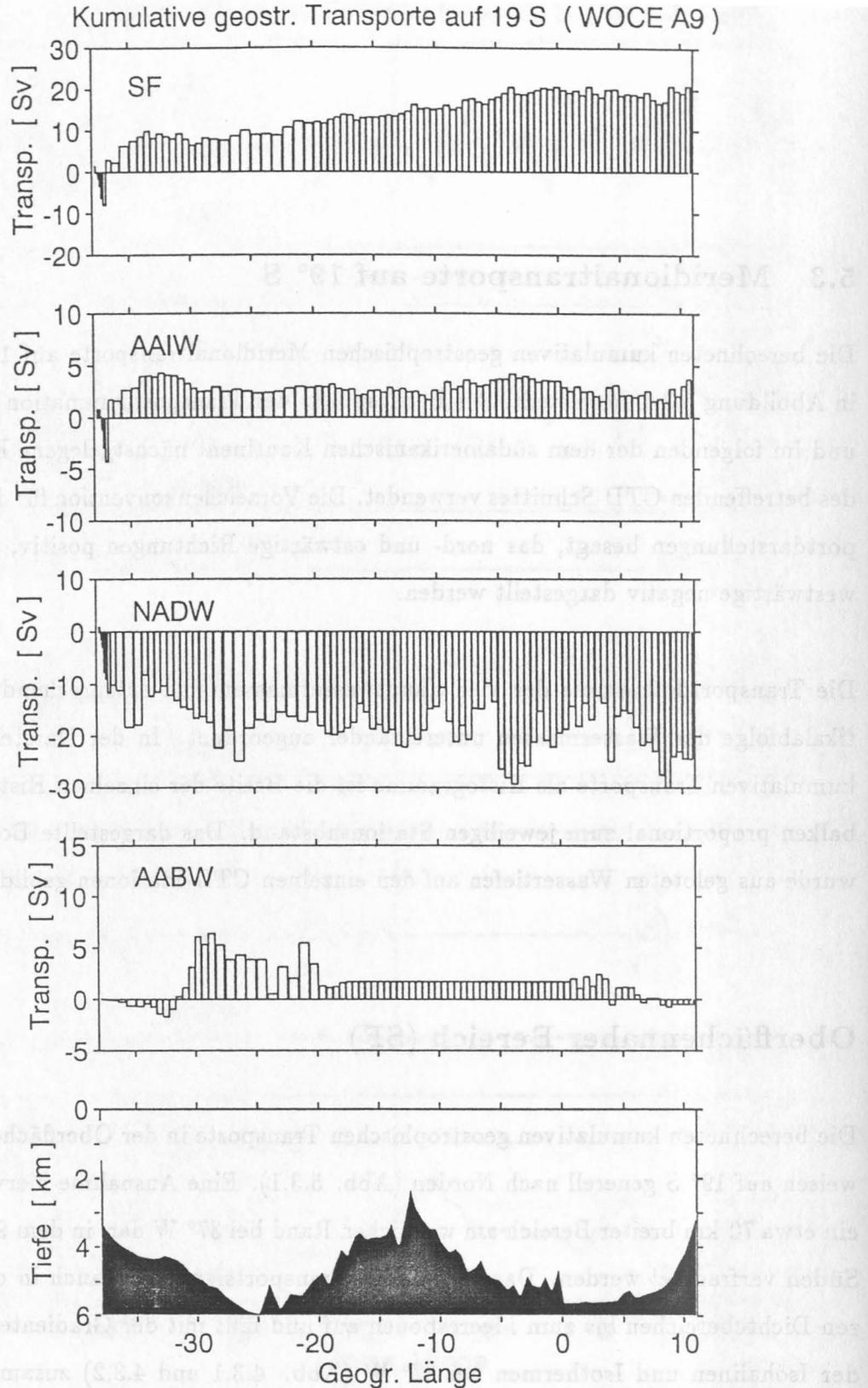


Abb. 5.3.1: Kumulative geostrophische Volumentransporte der Hauptwassermassen und Bodentopographie entlang des Zonalschnittes auf 19° S. Positive Transporte weisen nach Norden.

Getrennt durch eine scharfe Front in den Verteilungen von Oberflächentemperatur und -salzgehalt ($\Delta T_{\text{Oberfl}} = 1 \text{ } ^\circ\text{C}$, $\Delta S_{\text{Oberfl}} = 0.4$), schließt an den südwärts gerichteten Randstrom ein Gebiet an, in dem 17.5 Sv Oberflächenwasser nach Norden transportiert werden. Es erstreckt sich von 37° W bis 33.5° W und bildet ist die Region der stärksten nordwärtigen Transporte auf 19° S . Dieses Ergebnis steht in einem starken Kontrast zu der Arbeit von Stramma et al. (1990), in der für den gleichen Bereich südwärtige Transporte zwischen 4 und 6 Sv angegeben werden. Es stimmt jedoch gut mit der modellierten Oberflächenzirkulation bei 19° S aus dem $1/4^\circ$ -Modell von Semtner und Cherwin (Abb. 7.1.1) und sowie den Resultaten von Holfort (1994) überein.

Östlich der schwachen Südtransporte von 3 Sv zwischen 33° W und 30° W steigen die kumulativen geostrophischen Transporte langsam von 7 Sv auf 22 Sv bei 0° W an. Der Vergleich mit der schematisierten Darstellung der Oberflächenzirkulation bei Peterson und Stramma (1991) zeigt, daß in diesem Bereich der Südäquatorialstrom, die nordwestliche Fortsetzung des Benguela-Stroms, auftritt. Der langsame und gleichförmige Anstieg der hier berechneten Transporte weist auf eine sehr breite Ausprägung dieses Stroms bei 19° S hin.

Über dem zentralen Angola-Becken stagnieren die kumulativen Oberflächentransporte und werden östlich von 0° W rückläufig, d.h. sie weisen auf südwärtige Strömungen hin. Möglicherweise handelt es sich hierbei um die Ostflanke des von Gordon und Bosley (1991) beschriebenen zyklonalen Wirbels im Angola-Becken.

Antarktisches Zwischenwasser

Abbildung 5.3.1 zeigt, daß der stärkste meridionale Transport von AAIW auf 19° S im Westen des Nördlichen Brasilianischen Beckens erfolgt. Zwischen 36.7° W und 33° W werden ca. 8.6 Sv nach Norden transportiert. Der zentrale Teil des Beckens weist dagegen keine nennenswerten Meridionaltransporte auf. Das schmale Band intensiver Südströmung am Westrand des Zonalschnittes, daß sich bis zum Meeresboden erstreckt, wurde bereits beim SF erwähnt.

Erneute Meridionaltransporte von AAIW treten erst wieder östlich des Mittelatlantischen Rückens auf. Die berechneten nordwärtigen Transporte tragen jedoch nicht zum meridionalen Nettotransport von Zwischenwasser bei, da sie durch ein eigenes Rezirkulationsmuster im Angola-Becken kompensiert werden.

Der 19° S-Schnitt zeigt somit, daß die Ausbreitung des AAIW nach Norden im wesentlichen nur am Westrand des Brasilianischen Beckens erfolgt.

Nordatlantisches Tiefenwasser

Östlich von 36° W erfolgt der Einstrom von NADW (Abb. 5.3.1) in das Brasilianische Becken in Form von zwei Strombändern, die durch eine nordwärtige Rezirkulation bei etwa 33° W getrennt sind (Abb. 5.3.1). Eine derartige Rezirkulation ist auch bei DeMadron und Weatherly (1994) dargestellt.

Für das eng an die Ostflanke des Vitoria-Trinidad-Rückens angelehnte Band bei 36° W ergeben die Berechnungen in der vorliegenden Arbeit Transporte von etwa 7 Sv. In Kapitel 6 wird gezeigt, daß dieser westliche Einstrom den wesentlichen

Beitrag zum weiter südlich beobachteten tiefen Randstrom entlang des südamerikanischen Kontinentalabhangs liefert. Im Widerspruch zu der oben zitierten Arbeit zeigen aber die hier durchgeführten Berechnungen, daß der Hauptestrom von NADW in das Südliche Brasilianische Becken zwischen 33° W und 26° W erfolgt. Die Transportraten des Einstroms über dem zentralen Teil des westlichen Beckens betragen etwa 15 Sv. Die an späterer Stelle folgenden Analysen ergeben, daß ein Großteil dieser 15 Sv NADW eine südostwärtige Ausbreitung annehmen und den Mittelatlantischen Rücken zwischen 20° S und 30° S in ostwärtiger Richtung überströmen.

Während die Region von 26° W bis 10° W verschwindende mittlere kumulative Transporte bei alternierenden Ausbreitungsrichtungen aufweist, tritt das NADW über der Ostflanke des Mittelatlantischen Rückens als nordwärts gerichteter Strom in Erscheinung. Der hier beobachtete Randstrom wurde erstmals von Warren und Speer beschrieben (1991).

Östlich von 5° W weisen die berechneten NADW-Transporte auf einen zyklonalen Wirbel hin, der das gesamte zentrale Angola-Becken umfaßt. Bei der Betrachtung der kumulativen Transporte des NADW im östlichen Becken anhand von Abbildung 5.3.1 muß berücksichtigt werden, daß hier die über den gesamten Definitionsbereich des NADW von $\sigma_2 = 36.70 \text{ kg/m}^3$ bis $\sigma_4 = 45.87 \text{ kg/m}^3$ integrierten Transporte dargestellt ist. Eine detaillierte Analyse der Ausbreitung des Tiefenwassers im Angola-Becken ist in der Arbeit von Mohn (1992) zu finden, in der anstelle der integralen Transporte die Aufspaltung des NADW nach Tiefenbereichen benutzt wird.

Antarktisches Bodenwasser

Die Ausbreitung des AABW nach Norden erfolgt zwischen Vitoria-Trinidad-Rücken und 28° W als bodennaher Randstrom. Seine enge Anlehnung an den südamerikanischen Kontinentalsockel beim Eintritt in das Nördliche Brasilianische Becken wird aus den Abbildungen 4.3.1 und 4.3.2 deutlich sichtbar.

Aus der Gradientenumkehr der Isothermen und -halinen im 19° S-Schnitt wird ebenfalls deutlich, dass im westlichen Becken östlich von 28° W wechselnde AABW-Ausbreitungsrichtungen vorliegen. Der hier berechnete nordwärtige Gesamttransport von 4 Sv und die beobachtete Rezirkulation von AABW (Abb. 5.3.1) entspricht den Ergebnissen von DeMadron und Weatherly (1994).

Das AABW tritt im Angola-Becken auf 19° S nicht als eigenständige Wassermasse auf. Die zwischen 2° E und 8° E im Dichtebereich des AABW berechneten Südtransporte werden von Angola-Becken-Bodenwasser verursacht. Es besteht aus tiefem NADW mit etwa 20-prozentiger AABW-Beimischung (Bennekom und Berger, 1984). Seine potentielle Temperatur beträgt zwischen 1.9 und 2.0 °C und führt zur Einstufung in den AABW-Bereich, der durch die im westlichen Becken charakteristische Isopykne $\sigma_4 \geq 45.87 \text{ kg/m}^3$ (entspricht $\Theta = 1.9$ bis 2.0 °C) definiert wurde.

5.4 Meridionaltransporte auf 30° S

Oberflächennaher Bereich

Ein völlig anderes Bild der oberflächennahen Zirkulation im Südatlantik ergeben die berechneten kumulativen Transporte auf 30° S (Abb. 5.4.1). Während im zentralen Bereich zwischen 30° W und 5° E keine nennenswerten meridionalen Nettotransporte beobachtet werden, weisen der westliche und der östliche Teil deutlich ausgeprägte Randstromregionen auf.

Das Gebiet von der brasilianischen Küste bei 48° W bis unmittelbar östlich des Rio-Grande-Plateaus (bei ca. 33° W) ist durch eine Abfolge von südwärts gerichteten Strombändern gekennzeichnet, die durch nordwärtige Gegenströmungen getrennt werden. Der küstennahe Südstrom befindet sich über der 1000 m-Isobathe, er transportiert 9.3 Sv sehr warmen und salzreichen Wassers nach Süden. Das absolute Maximum mit Südtransporten von fast 20 Sv befindet sich bei 43° W über dem Santos-Plateau, d.h. die südwärtigen Transporte erstrecken sich über einen etwa 450 km breiten Bereich vor der brasilianischen Küste. Beide Strombänder sind Komponenten des Brasilstroms.

Unmittelbar östlich des absoluten Maximums befindet sich bei 46° W das Zentrum der nordwärtigen Brasilstromrezirkulation. Der Transport in der Rezirkulation beträgt 13 Sv, d.h. 65% des zuvor berechneten maximalen Südtransportes. Die beiden weiteren südlichen Maxima im Bereich des Rio-Grande-Plateaus werden bei der Betrachtung der Zirkulation im Inneren des Beckens (Kapitel 6) eingehender diskutiert.

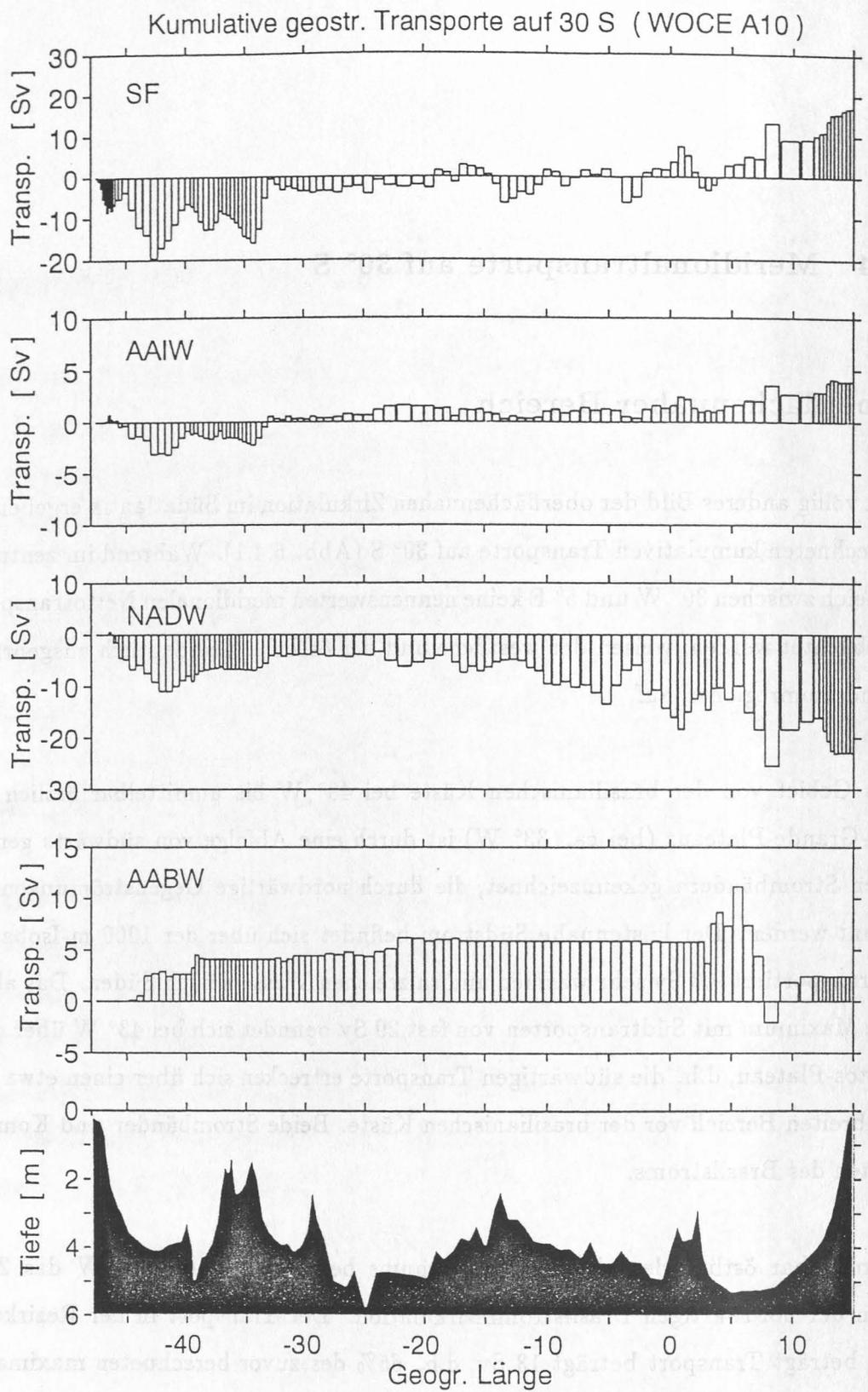


Abb. 5.4.1: Kumulative geostrophische Volumentransporte der Hauptwassermassen entlang des Zonalschnittes auf 30° S. Positive Transporte weisen nach Norden.

Der WOCE-Schnitt A10 liefert als wichtigste neue Erkenntnis, daß vom Schelf bis ca. 33° W die oberflächennahen Nettotransporte am Westrand des Südlichen Brasilianischen Beckens verschwinden, d.h. kein effektiver Nettotransport nach Süden stattfindet.

Das oberflächennahe Strömungsbild östlich des Walfischrückens bei 3° E prägen auf die afrikanische Küste hin stetig zunehmende kumulative Nordtransporte. Es handelt sich hierbei um den Benguela-Strom, der als östlicher Randstrom einen Teil des Subtropenwirbels im Südatlantik bildet. Nach Stramma und Peterson (1989) löst sich der Benguela-Strom bei etwa 30° S von der afrikanischen Küste und nimmt einen nordwestlichen Verlauf.

Die geostrophischen Meridionaltransporte im Benguela-Strom betragen auf dem Schnitt A10 zwischen 3° E und 15° E nordwärtige 21 Sv. Dieses Ergebnis stellt gleichzeitig eine Bestätigung des zugrunde gelegten LNM dar, da es gute Übereinstimmung mit der Inversanalyse von Fu (1981), die Transporte von 20 Sv auf 32° S ergab, und der Auswertung von historischen Datensätzen (21 Sv auf 32° S) durch Stramma und Peterson (1989) zeigt.

Antarktisches Zwischenwasser

Das AAIW besitzt zwischen dem südamerikanischen Kontinent und dem Rio-Grande-Plateau südwärtige geostrophische Nettotransporte, die auch durch direkte Messungen mittels RAFOS-Driftkörpern belegt werden. (Zenk, 1994). Die Struktur der kumulativen Transporte westlich von 33° W gleicht derjenigen des SF, da auch hier die bereits beschriebene Rezirkulation auftritt. Interessant ist, daß die beiden Salzgehaltminima ($S < 34.3$ in ca. 950 m Tiefe) aus Abbildung 4.3.1 im Bereich des stärk-

sten südwardigen Transportanstiegs bei etwa 43° W bzw. der größten nordwardigen Zunahme der Kompensationsströmung bei etwa 32° W auftreten (Abb.5.4.1).

Der zentrale Südatlantik weist eine ausgeglichene Transportbilanz für das Zwischenwasser auf, großräumige nordwardige Transporte konnten nicht festgestellt werden. Eine durchgehende Ausbreitung von AAIW nach Norden tritt erst im Bereich des Walfischrückens bei etwa 0° W bis hin zum afrikanischen Kontinent auf. Insgesamt werden 4 Sv AAIW auf 30° S nach Norden verfrachtet.

Nordatlantisches Tiefenwasser

Südwardige Transporte von NADW im westlichen Becken sind auf 30° S lediglich zwischen 46° W und 41° W zu beobachten. Das NADW verläuft hier als tiefer westlicher Randstrom entlang des Kontinentalabhangs, in dem 12 Sv nach Süden transportiert werden. Dieses Ergebnis stellt eine bemerkenswerte Diskrepanz zum beobachteten Südtransport von 23 Sv auf 19° S dar, zumal an den tiefen westlichen Randstrom eine nordwardige NADW-Rezirkulation beiderseits des Rio-Grande-Plateaus anschließt. Der beobachtete Gesamttransport von Tiefenwasser aus dem Brasilianischen Becken nach Süden beträgt westlich von 32° W lediglich etwa 4 Sv.

Abbildung 5.4.1 macht deutlich, daß auf 30° S nennenswerte südliche Nettotransporte von NADW erst über dem Mittelatlantischen Rücken und im Angola-Becken auftreten. Die Hauptausbreitung von NADW nach Süden erfolgt auf 30° S also nicht mehr als tiefer westlicher Randstrom vor dem südamerikanischen Kontinent, sondern östlich des Mittelatlantischen Rückens. Der sich aus den Beobachtungen als Konsequenz ergebende Zonalstrom über den Rücken wird in Abschnitt 5.5 diskutiert.

Nach Osten zunehmende Südtransporte, die von nordwärtigen Strombändern unterbrochen werden, kennzeichnen die Ausbreitung des Tiefenwassers im östlichen Becken. Eine genauere Analyse der Tiefenwasserzirkulation im südlichen Angola-Becken und nördlichen Kap-Becken befindet sich in der Arbeit von Mohn (1992).

Antarktisches Bodenwasser

Die berechneten Transporte lassen deutlich die Quellen des AABW im Südlichen Brasilianischen Becken erkennen. Der Einstrom vom Argentinischen Becken in das Brasilianische Becken erfolgt über dem Santos-Plateau bei 44° W, durch den Vema-Kanal bei 39° W und die als Hunter-Kanal bezeichnete Region bei etwa 24° W. Eine besondere Rolle für die Ausbreitung spielt der über 4000 m tiefe Vema-Kanal, an dessen westlicher Flanke sehr hohe nordwärtige Stromgeschwindigkeiten gemessen wurden (Hogg et al., 1982).

Der hier berechnete nordwärtige Transport von AABW soll in dieser Arbeit im wesentlichen nur als Qualitätskriterium für die benutzten LNM im westlichen Becken dienen. Auf 30° S betragen die AABW-Transporte nach der hier vorliegenden Analyse 5.9 Sv. Die Größenordnung des Nordtransportes liegt damit im Bereich früherer Transportbestimmungen auf 24° S. Anhand von IGY-Daten bestimmte Wright (1979) nordwärtige AABW-Transporte in Höhe von 6.4 Sv, Untersuchungen aufgrund von CTD-Schnitten ergaben Werte von 6.7 Sv (McCartney und Curry, 1993) bzw. 5.0 Sv (Speer und Zenk, 1993).

Weitere Transporte im Dichtebereich des AABW treten östlich des Walfischrückens auf. Am westlichen Rand des Kap-Beckens ist ein intensiver nordwärts gerichteten Randstrom von AABW zu erkennen, an den bei 6° E eine Rezirkulation anschließt.

Der Ausstrom aus dem Kap-Becken ist etwa doppelt so groß wie der nordwärtige Einstrom. Ursache hierfür ist wahrscheinlich das in Kapitel 5.3 beschriebene Angola-Becken-Tiefenwasser, daß von Norden in das Kap-Becken einströmt. Seine Dichte ist geringfügig größer als die hier verwendete AABW-Dichteuntergrenze von $\sigma_4 = 45.87$ kg/m³, d.h. in den kumulativen Schichttransporten (Abb. 5.4.1) sind die Transporte von Angola-Becken-Tiefenwasser im AABW-Horizont enthalten.

5.5 Ableitung von Zonaltransporten

In den beiden vorangegangenen Abschnitten wurden die beiden CTD-Schnitte auf 19° und 30° S diskutiert. Hierbei wurden zum einen die zugrundegelegten LNM durch den Vergleich mit früheren Arbeiten überpüft, zum anderen typische Strukturen in der Zirkulation der Hauptwassermassen aufgezeigt. Bei der Analyse der NADW-Ausbreitung deutlich, daß eine Verlagerung des NADW-Transportes vom westlichen Rand (19° S) in das östliche Becken (30° S) stattgefunden hat. Die Bestimmung von Zonaltransporten aus den beiden vorliegenden Zonalschnitten ist Gegenstand der folgenden Untersuchungen.

Betrachtet man die Bilanzen der über die gesamte Breite des Südatlantiks vertikal integrierten Transporte, so fordert die Erhaltungsgleichung des Volumens das Verschwinden der Meridionaltransporte über einen geschlossenen Zonalschnitt. Die integrierten Transporte über den Zonalschnitt auf 19° S ergeben nach den zuvor durchgeführten Berechnungen eine Transportimbalance von -0.6 Sv, d.h. die Erhaltungsgleichung wird in guter Näherung erfüllt. Auf 30° S beträgt der integrierte Meridionaltransport 0.5 Sv, die benutzte Kombination von LNM genügt auch hier der Forderung nach Volumenerhaltung.

Die Ergebnisse der Transportberechnungen aus den Abschnitten 5.3 und 5.4 sind für die Hauptwassermassen in Tabelle 5.5.1 aufgeschlüsselt nach westlichem bzw. östlichem Becken angegeben.

Kumulative Transporte der Hauptwassermassen in Sv				
	Westliches Becken		Östliches Becken	
	19° S	30° S	19° S	30° S
SF	13.9	0.6	7.1	16.5
AAIW	2.7	0.8	1.0	3.1
NADW	-22.1	-6.3	-2.4	-16.5
AABW	5.6/(-4.2)	5.9	(-2.2)	(-3.5)

Tab. 5.5.1: Wassermassentransporte zwischen Dichteflächen im westlichen und östlichen Becken des Südatlantiks im Bereich von 19° S bis 30° S. Werte in Klammern geben Transporte im Dichtebereich des AABW an, die auf einem Mischwassertyp mit einer dem AABW entsprechenden Dichte beruhen.

Für die weitere Zirkulationsanalyse werden die zonalen Schnitte jetzt zu einem geschlossenen Gebiet zusammengefügt, dessen westliche bzw. östliche Berandung von den Kontinenten gebildet wird. Verwendet man nun die in Kapitel 4.3 diskutierte Erhaltung der Hauptwassermassen im Untersuchungsgebiet, so lassen sich Zonaltransporte durch eine Grenzfläche innerhalb dieses Gebietes bestimmen. Die hier untersuchte Grenze ist der Übergang vom westlichen in das östliche Becken, d.h. die Bestimmung der Wassermassentransporte über den Mittelatlantischen Rücken (MAR) zwischen 19° S und 30° S.

Die Bilanzen der Transporte durch die nördliche bzw. südliche Berandung (19° S und 30° S - Schnitt) eines jeden Beckens ergeben die Transporte durch die jeweilige offene Seite, d.h. den Bereich oberhalb des MAR. Die derart abgeleiteten zonalen Wassermassentransporte über dem MAR sind als Wassermassen-Transportbilanzen der Becken in Tabelle 5.5.2 angegeben.

Zonaltransporte über den MAR zwischen 19° und 30° S		
	Bilanz westl. Becken	Bilanz östl. Becken
SF	-13.3	-9.4
AAIW	-1.9	-2.1
NADW	15.8	14.1/(15.5)

Tab. 5.5.2: Wassermassenaustausch zwischen dem Südlichen Brasilianischen Becken und dem Angola-Becken durch Zonaltransporte über den Mittelatlantischen Rücken (MAR). Der geklammerte Wert gibt die Transporte unter Einbeziehung jenes NADW im Angola-Becken an, das aufgrund seiner Dichte hier dem AABW-Niveau zugeordnet wird.

Im Bereich des AAIW und NADW zeigen die in jedem Becken separat berechneten Transportwerte gute Übereinstimmung. Das Südliche Brasilianische Becken besitzt

einen westwärtigen Einstrom von 1.9 Sv AAIW, das östliche einen Ausstrom von 1.9 Sv. Im Mittel werden also 2 Sv AAIW vom Angola-Becken über den MAR in das Brasilianische Becken transportiert. Der Export von NADW aus dem Südlichen Brasilianischen Becken nach Osten beträgt 15.8 Sv, 15.5 Sv werden im Angola Becken von Westen importiert. Der mittlere ostwärtige Zonaltransport von NADW über den Rücken liegt damit bei 15.7 Sv.

Im Dichtebereich des SF weichen die Einzelbilanzen der beiden Becken erheblich voneinander ab. Die Differenz zwischen SF-Einstrom in das Brasilianische Becken und SF-Ausstrom aus dem Angola-Becken beträgt -3.9 Sv. Eine mögliche Ursache für diese starke Abweichung kann darin liegen, daß die benutzten CTD-Schnitte bei 19° S und 30° S zeitlich zwei Jahre auseinanderliegen. Da die Zirkulation des SF sowohl saisonalen als auch zwischenjährlichen Schwankungen unterworfen ist, ist das Umlaufintegral der SF-Transporte für ein Gebiet, dessen Berandung durch eine Kombination nichtsynoptischer Datensätze gebildet wurde, nicht notwendigerweise repräsentativ. In den weiteren Betrachtungen wird für den westwärtigen SF-Transport der Mittelwert von 11.3 Sv benutzt.

5.6 Zusammenfassung der großräumigen Zirkulation

Oberflächenzirkulation

Die oberflächennahe Zirkulation weist sowohl bei 19° S als auch bei 30° S im westlichen Rand nach Süden gerichtete kumulative Transporte auf. Auf 19° S sind lediglich ein etwa 70 km breites Band sehr warmen und salzreichen Wassers

südlicher Ausbreitungsrichtung und Transporten von 9 Sv beobachtet, dessen weiterer Verlauf im folgenden Kapitel über die lokale Zirkulation im südlichen Becken betrachtet wird. Der Brasilstrom als deutlich ausgeprägter westlicher Randstrom ist erst im 30° S-Schnitt zu erkennen. Er besteht hier aus zwei Strombändern, von denen das küstennähere die höheren Temperaturen und Salzgehalte besitzt. Genauer zu untersuchen ist naheliegende Vermutung, daß es sich bei den Wassermassen in diesem Brasilstromzweig um Wasser aus dem Bereich nördlich des Vitoria-Trinidad-Rückens handelt. Der südwärtige Gesamttransport im Brasilstrom bei 30° S beträgt 20 Sv, seine Breite ca. 450 km. Unmittelbar östlich des Brasilstroms tritt eine starke nordwärtige Rezirkulation auf, welche die südwärtigen Brasilstromtransporte vollständig kompensiert. Die beobachtete Randstromintensivierung zwischen 19° S und 30° S und der weitere Verlauf der Rezirkulation im Südlichen Brasilianischen Becken bilden den Schwerpunkt der weiteren Betrachtungen der Oberflächenzirkulation.

Als weiteres Ergebnis der vorangegangenen Berechnungen ist festzuhalten, daß die subtropische Rezirkulation einen stärker zonal orientierten Verlauf besitzt, als in der Arbeit von Peterson und Stramma (1991) schematisiert dargestellt ist. Die WOCE-Schnitte A9 und A10 zeigen, daß über 50% der im Bengula-Strom auf 30° S beobachteten Transporte (21 Sv) zwischen 30° S und 19° S den Mittelatlantischen Rücken überqueren (mittlerer Zonaltransport -11.3 Sv). Auf 19° S zeigt das Verhältnis der nordwärtigen Transporte im westlichen Becken (13.9 Sv) zu denen im östlichen Becken (7.1 Sv), daß der Hauptstrom der subtropischen Rezirkulation bereits auf dieser Breite im westlichen Becken verläuft. Der hier ermittelte Nordtransport im östlichen Becken von 7.1 Sv stimmt gut mit den Transporten bei Stramma und Peterson (1989) überein, die in ihrer Arbeit auf 20° S für den Bereich östlich von 0° E Transporte von etwa 6 Sv nach Norden angeben.

Der nordwärtige Hauptstrom ist in Abbildung 5.3.1 bei etwa 35° W als stark nordwärtiges Stromband vor der südamerikanischen Küste zu erkennen und ist dort bereits 10 Breitengrade weiter südlich an den Kontinent angelehnt, als in der Abbildung von Stramma, Ikeda und Peterson (1990) angegeben wird.

Zwischenwasserausbreitung

Die Untersuchungen zur Zirkulation des Zwischenwassers zeigen, daß im westlichen Becken des Südatlantiks eine Aufspaltung des AAIW in einen nordwärtigen Hauptstrom und einen südwärtigen Ast erfolgt. Die Ausbreitung des AAIW in die weiter nördlich gelegenen Regionen des Atlantiks erfolgt auf 19° S nur am Westrand. Bei 30° S ähnelt das Zirkulationsmuster des AAIW dem des SF, d.h. es besitzt nordwärtige Nettotransporte im Angola-Becken und südliche Ausbreitung vor der brasilianischen Küste. Die rechnerischen Transportmuster sprechen in Verbindung mit dem abgeleiteten westwärtigen Zonaltransport über den Mittelatlantischen Rücken für die großräumige Ausbreitung des AAIW durch Mitführung im Subtropenwirbel (Buscaglia, 1971; Rienecker, 1977; Gordon und Greengrove, 1986). Gleichzeitig tritt aber im Gebiet westlich und östlich des Rio-Grande-Plateaus AAIW mit $S < 34.3$ (Abb. 4.3.1), d.h. die salzärmste AAIW im gesamten Untersuchungsgebiet, auf. Ein direkter Eintrag von AAIW aus südlicher Richtung ist daher im Bereich des Plateaus zu vermuten, konnte bislang aber nicht durch direkte Messungen mit RAFOS-Driftkörpern nachgewiesen werden (Boebel et al., 1994). Dieser Eintrag scheint allerdings nur lokale Bedeutung zu besitzen.

Tiefenwasserzirkulation

Die vorliegende Zirkulationsanalyse im Tiefenhorizont des NADW ergibt, daß dem südwardigen NADW-Transport von 20.8 Sv im tiefen westlichen Randstrom bei 19° S ein Südtransport von lediglich 6.3 Sv bei 30° S gegenübersteht. Das Ergebnis steht in guter Übereinstimmung mit der Arbeit von Holfort (1994), dessen Inversmodell Transporte von 19.2 Sv bei 19° S sowie 6.7 Sv bei 30° S ergibt. Die durchgeführten Bilanzberechnungen zeigen, daß sich die weit größere Menge von 15.7 Sv NADW zwischen 19° S und 30° S nach Südosten ausbreitet und im betrachteten Bereich den Mittelatlantischen Rücken zonal überströmt.

Derartig starke Zonaltransporte von NADW lassen sich auch aus dem Datenmaterial ableiten, daß der Arbeit von DeMadron und Weatherly (1994) zugrunde liegt. Die Autoren verwenden Auszüge aus dem SAVE-Datensatz, um NADW- und AABW-Transporte im Brasilianischen Becken zu bestimmen. Aus einem Zonalschnitt auf etwa 17° S (SAVE 2) werden in der zitierten Arbeit geostrophische NADW-Südtransporte im westlichen Becken in Höhe von ca. 12 Sv berechnet. Ein weiter südlich gelegener Schnitt (SAVE 3) weist bei ca. 25° S nordwärtige NADW-Transporte von 1 Sv auf. Eine aus diesen beiden Schnitten gebildete Box besitzt damit zwischen südamerikanischen Kontinent und Mittelatlantischen Rücken einen meridionalen NADW-Einstrom vom 13 Sv. Mit SAVE 6 wird dann von DeMadron und Weatherly ein Meridionalschnitt auf 25° W angegeben, der bei dem in dieser Arbeit verwendeten LNM (Übergang NADW/AABW) zwischen 17° S und 25° S keine zonalen Nettotransporte von NADW aufweist. Über den weiteren Verbleib der eingeströmten 13 Sv NADW im Südlichen Brasilianischen Becken werden in der genannten Arbeit keine Angaben gemacht.

Die oben genannte klare Verletzung der Kontinuitätsgleichung beruht auf einem

falsch gewählten LNM. NADW und AABW weisen im zentralen Teil des Südlichen Brasilianischen Beckens häufig gleichsinnige Ausbreitungsrichtungen auf, der Übergang NADW/AABW ist hier als LNM nicht geeignet. Ausserdem zeigen die Betrachtungen im Kapitel 4 der vorliegenden Arbeit, daß in bestimmten Bereichen des zentralen Südlichen Brasilianischen Beckens gar kein AABW auftritt. Die durchgeführten Analysen haben gezeigt, daß in diesen Regionen der Übergang AAIW/NADW ein geeignetes Referenzniveau für geostrophische Berechnungen darstellt. Angewandt auf den SAVE-Datensatz betragen die neu berechneten Zonaltransporte bei 25° W dann 12.6 Sv nach Osten.

Die in dieser Arbeiten berechneten Zonaltransporte von NADW aus dem Südlichen Brasilianischen Becken über den Mittelatlantischen Rücken in das Angola-Becken binden das bei Mohn (1992) dargestellte Zirkulationsschema des NADW im Bereich des südlichen Angola-Beckens und des Kap-Beckens in die großräumige NADW-Zirkulation ein. Die von Mohn verwendeten SAVE 4-Daten weisen bei 30° S, 5° E maximale NADW-Transporte von knapp 19 Sv nach Südosten auf. Die ebenfalls von Mohn ausgewerteten AJAX-Stationen ergeben entlang des Greenwich-Meridians zwischen 27° S und 33° S einen ostwärtigen NADW-Transport in Höhe von 18 Sv.

Gegenstand noch folgender Betrachtungen ist die Frage nach der Ursache für die Ablösung des Hauptstroms des tiefen westlichen Randstrom vom südamerikanischen Kontinent bei 19° S. Hierbei soll besonders die Bedeutung des zonal verlaufenden Vitoria-Trinidad-Rückens eingehend untersucht werden. In Kapitel 6 wird jedoch zunächst die lokale NADW-Zirkulation im Inneren des westlichen Becken, d.h. im Bereich südlich des Rückens, untersucht.

Bodenwassertransporte

Die Ausbreitung des Bodenwassers ist im betrachteten Gebiet auf das westliche Becken beschränkt, da die beckenumgebende Bodentopographie keine ausreichend tiefen Durchlässe für eine zonale Ausbreitung in das östliche Becken besitzt. Der Transport nach Norden wird von der Bodentopographie bestimmt, der Hauptstrom von AABW ist immer an die Westflanke der Becken und Passagen angelehnt. Dem Einstrom von 5.9 Sv AABW vom Argentinischen Becken in das Brasilianische Becken steht ein errechneter Ausstrom von 5.6 Sv bei 19° S gegenüber, an den nach Osten eine Rezirkulation von Mischwasser aus NADW und AABW anschließt.

Kapitel 6

Zirkulation im Südlichen Brasilianischen Becken

6.1 Oberflächentemperaturen und -salzgehalte

Der bereits in Kapitel 3 beschriebene Datensatz aus Oberflächentemperaturen und -salzgehalten der 15. Reise des Forschungsschiffes METEOR wird in diesem Abschnitt in Form von Oberflächenkarten (Abbildungen 6.1.1 und 6.1.2) dargestellt. Die Auswertung der Oberflächenkarten an dieser Stelle erfolgt unter dem Gesichtspunkt, daß aus der horizontalen Verteilung der beiden Parameter Rückschlüsse auf die Oberflächenzirkulation im Südlichen Brasilianischen Becken gezogen werden können.

Bei der Interpretation der Abbildungen ist zu beachten, daß die Oberflächenkarten aus Messungen entstanden sind, die über einen Zeitraum von zwei Monaten (30. Dezember 1990 - 28. Februar 1991) in wechselnden Regionen durchgeführt wurden. Räumlich benachbarte Meßwerte sind daher nicht unbedingt zeitlich zusammenhängend aufgenommen worden, d.h. kleinskalige Strukturen in den Karten können durch zeitliche Veränderungen des Oberflächenfeldes verursacht werden.

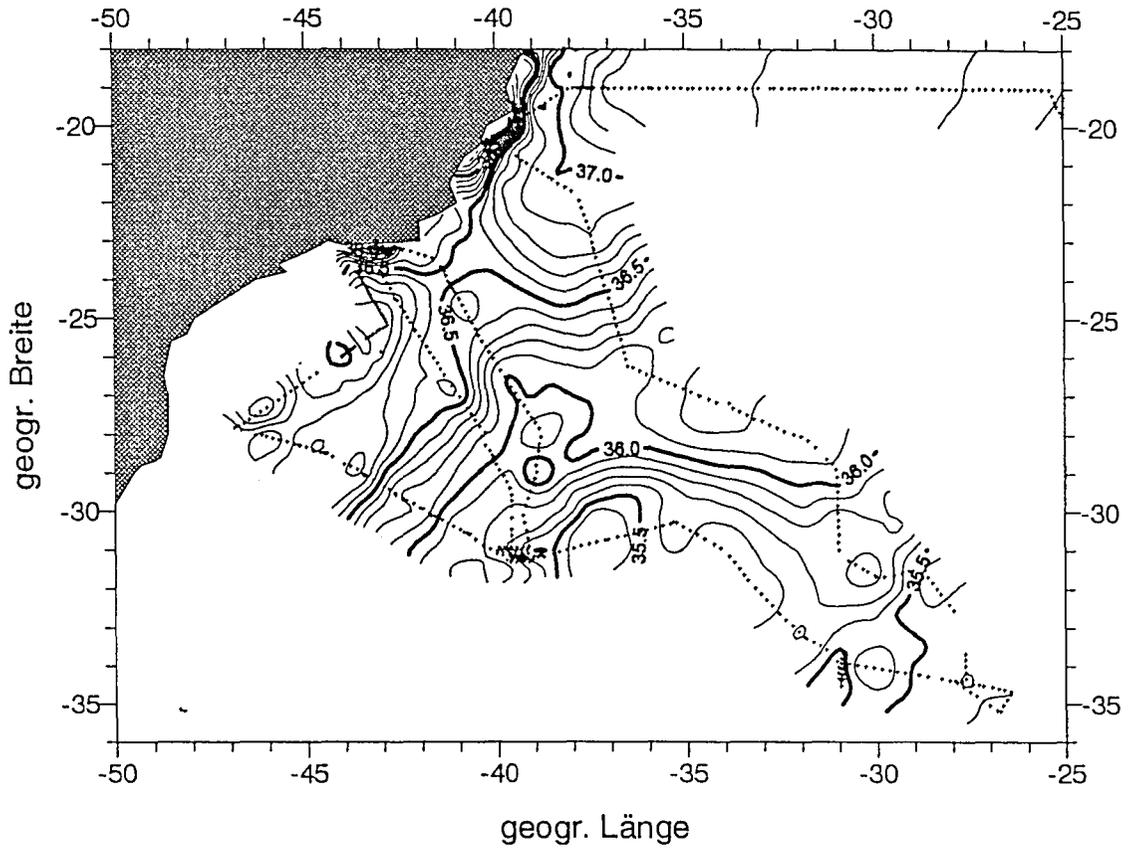


Abb. 6.1.1: Oberflächensalzgehalte in ca. 4 m Tiefe im Südlichen Brasilianischen Becken anhand von Thermosalinographendaten. Kleine Kreuze markieren die Kurse, auf denen die dargestellten Meßdaten im Zeitraum 30. Dezember 1990 - 28. Februar 1991 gewonnen worden sind.

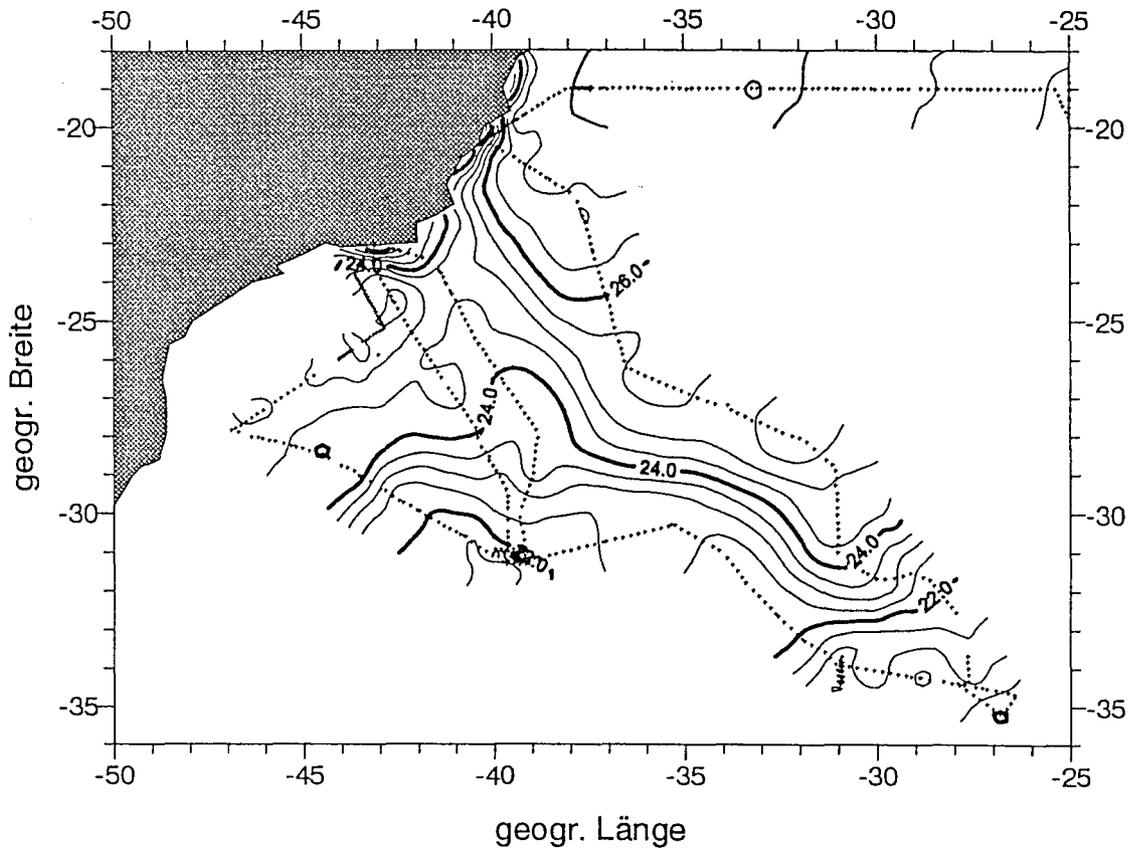


Abb. 6.1.2: Oberflächentemperaturen in ca. 4 m Tiefe im Südlichen Brasilianischen Becken anhand von Thermosalinographendaten. Kleine Kreuze markieren die Kurse, auf denen die dargestellten Meßdaten im Zeitraum 30. Dezember 1990 - 28. Februar 1991 gewonnen worden sind.

Die Abbildungen 6.1.1 und 6.1.2 zeigen, daß das betrachtete Gebiet in Regionen mit deutlich unterschiedlichen Oberflächentemperaturen und -salzgehalten zerfällt.

Unmittelbar vor der brasilianischen Küste erstreckt sich zwischen 19° und 24° S ein schmaler Streifen, in dem Küstenauftrieb saisonal oder auch ganzjährig beobachtet wird (Signorini, 1978; Matsuura, 1986). Der Auftriebseffekt ist am stärksten ausgeprägt bei etwa 23.5° S, 41.5° W und kommt in der Namensgebung des dort gelegenen Kaps (Cabo Frio) zum Ausdruck. In den Abbildungen 6.1.1 und 6.1.2 ist das Auftriebsgebiet deutlich durch die vor der Küste auftretende Drängung der Isothermen und Isohalinen zu erkennen. Die Oberflächensalzgehalte im Auftriebsgebiet liegen deutlich unter 35.5, die Oberflächentemperaturen sinken unter 22°C ab. Das Gebiet des Küstenauftriebs wird nach Osten durch eine scharfe thermohaline Front begrenzt, deren Verlauf durch die 36.5-Isohaline beschrieben wird (Abb. 6.1.1).

Der zweite Bereich befindet sich am nördlichen Rand des Untersuchungsgebietes und ist durch sehr hohe Salzgehalte und Temperaturen gekennzeichnet. Der westliche Teil des WOCE-Schnittes A9 auf 19° S zeigt außerhalb des Küstenauftriebs Salzgehalte von deutlich mehr als 37.0, die registrierten Maximalwerte betragen bis zu 37.4. Die Oberflächentemperaturen liegen dabei stets über 27.0°C . Von 19° S erstreckt sich die Zone nördlicher Extremwerte zungenförmig in südwestlicher Richtung bis etwa 24° S. Sie ist am deutlichsten anhand der Oberflächensalzgehalte (Abb. 6.1.1) zu verfolgen. Durch eine Nordauslenkung der 36.5-Isohalinen bzw. der 24.5°C -Isothermen bei etwa 25° S, 41° W wird diese Zunge von einem weiter südwestlich gelegenen Gebiet mit vergleichbar hohen Salzgehalten ($S > 36.5$) und Temperaturen ($T > 24.0^\circ\text{C}$) getrennt. Die Form der Isolinien bei 25° S, 41° W läßt auf Wirbelaktivität oder, in Anbetracht der nichtsynoptischen Datenaufnahme, zumindest auf starke zeitliche Variabilität schliessen. In der südwestlichen

Region mit hohen Oberflächenwerten sind kleinskalige Bereiche vorhanden, die hier als lokale Maxima die gleichen Oberflächencharakteristika wie die Wassermassen am Nordrand (19° S) des Untersuchungsgebietes aufweisen. Die beobachtete Verteilung sehr hoher Oberflächensalzgehalte und -temperaturen legt den Schluß nahe, daß vor der brasilianischen Küste ein südwärts gerichtetes Stromband verläuft, daß sich von 19° S bis 30° S erstreckt. Die Transporte in diesem Band werden aber offensichtlich im Gebiet vor Cabo Frio häufiger gestört, da sich im südwestlichen Bereich nur inselförmige Gebiete mit nördlicher Oberflächencharakteristik beobachten lassen.

Merkmal des dritten Gebietes sind Oberflächensalzgehalte, die zwischen 35.5 und 36.5 liegen. Die Isohalinen dieser Region sind auf ca. 30° S im Bereich zwischen 45° W und 40° W zunächst von Südwesten nach Nordosten orientiert. Unmittelbar nördlich des Rio-Grande-Plateaus spalten sich die Isohalinen in zwei Bündel auf (Abb. 6.1.1). Die Isohalinen 35.6 bis 36.1 biegen von der ursprünglichen Ausrichtung scharf nach Osten ab und nehmen erst bei 30° W erneut nordöstlichen Verlauf an. Besonders deutlich wird dieses ostwärtige Umbiegen am Verlauf der Isothermen (Abb. 6.1.2). Infolge der Divergenz der Isohalinenbündel entsteht bei 28° S, 34° W ein Bereich, der sehr gleichförmige Oberflächensalzgehalte besitzt und kaum horizontale Temperaturgradienten aufweist.

In der Arbeit von Stramma und Peterson (1990) wird die Drängung der Isohalinen in der Brasil-Malvinas-Konfluenz bei Salzgehalten um 35.5 als Brasilstrom-Front (BCF) bezeichnet. Die Front verläuft zunächst am Nordrand der Konfluenzzone und biegt bei etwa 40° S, 42° W nach Nordosten um (Abb. 6.1.3).

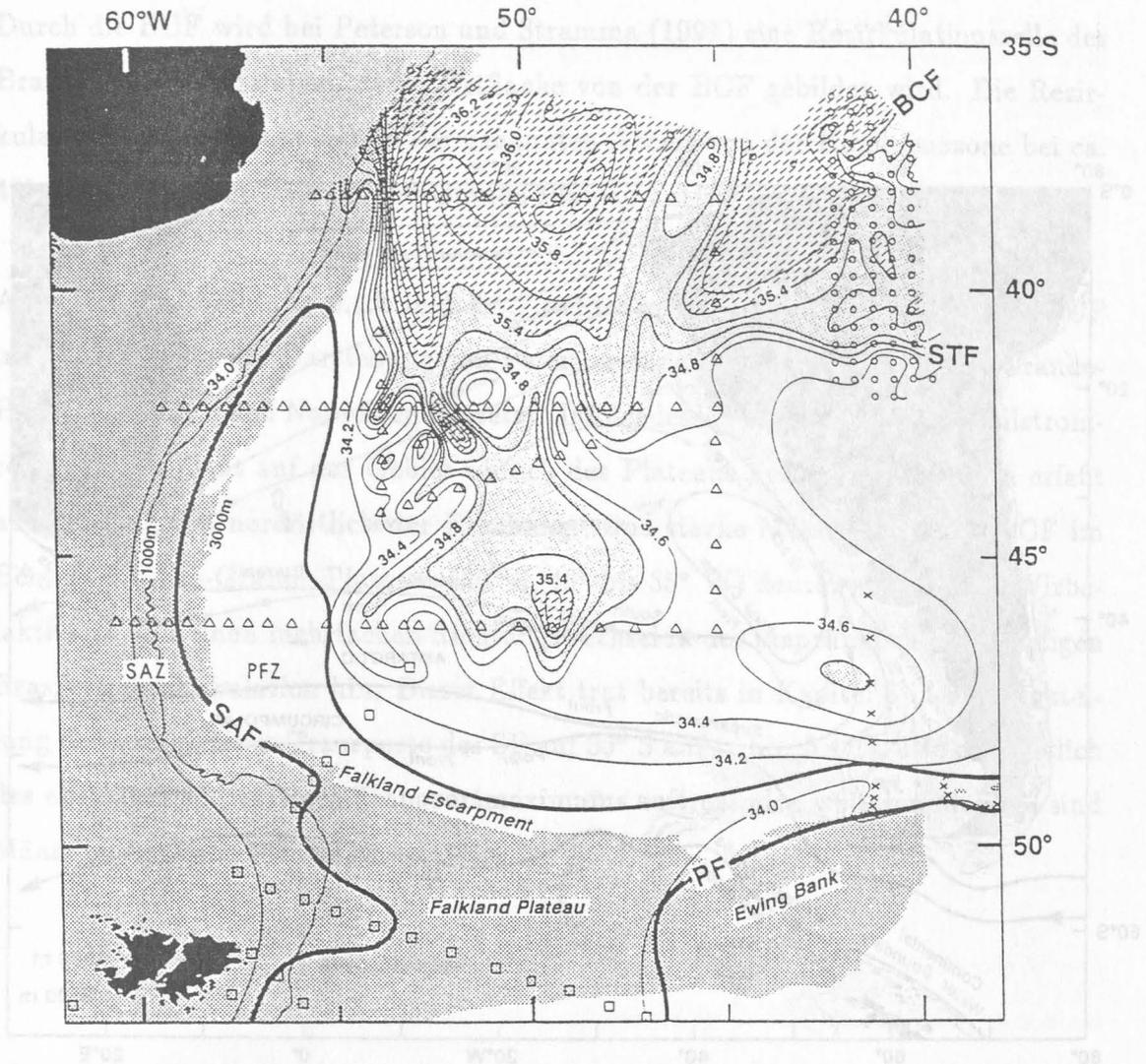


Abb. 6.1.3: Salzgehaltsverteilung in 100 m Tiefe im südwestlichen Südatlantik anhand von Schöpferdaten. In der Zeichnung gekennzeichnet sind Subantarktische Zone (SAZ) und Polare Frontalzone (PFZ) sowie der Verlauf von Polarfront (PF), Subantarktische Front (SAF), Subtropenfront (STF) und Brasilstrom-Front (BCF) (nach Peterson und Withworth, 1989). Die Abbildung ist der Arbeit von Peterson und Stramma (1991) entnommen.

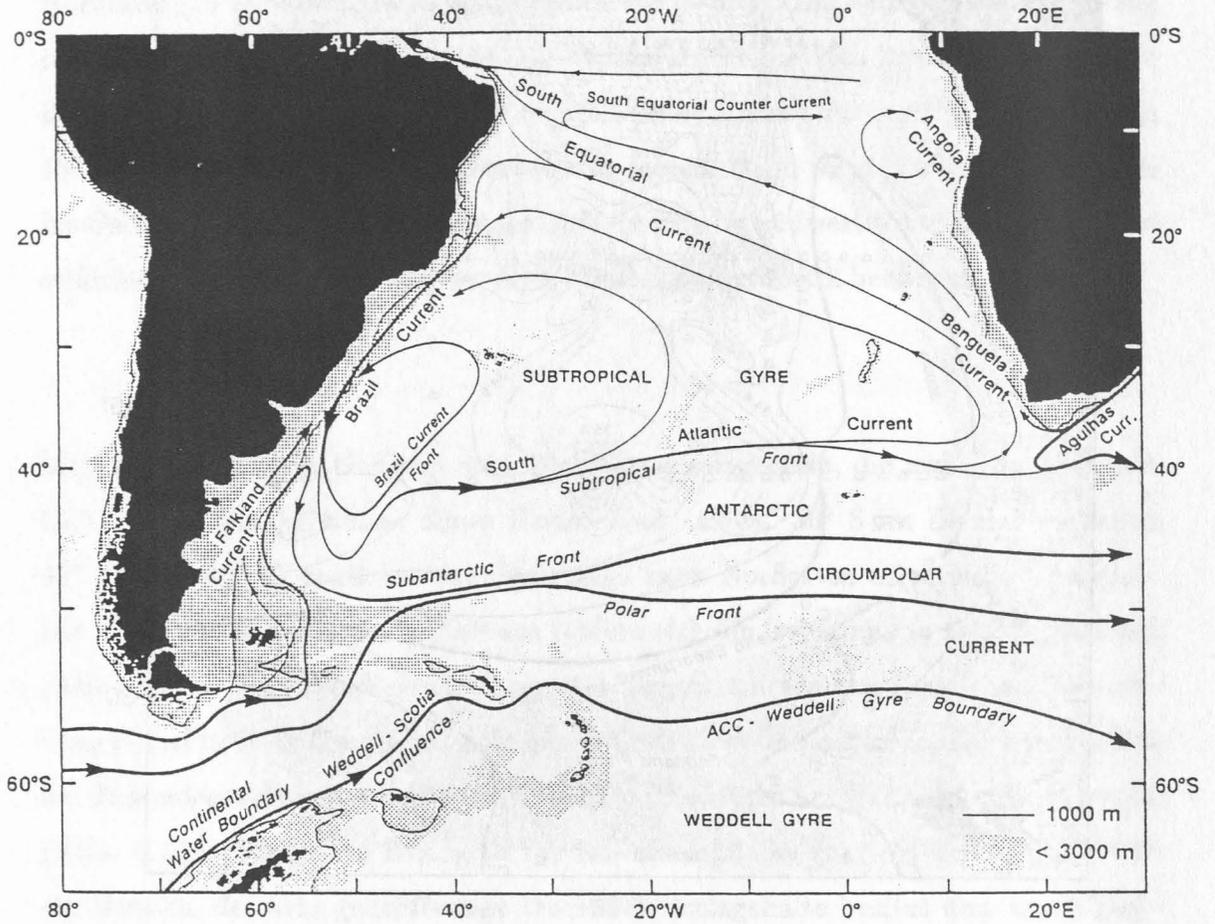


Abb. 6.1.4: Schematisierte Darstellung der großskaligen geostrophischen Oberflächenzirkulation im Südatlantik (nach Peterson und Stramma, 1991).

Durch die BCF wird bei Peterson und Stramma (1991) eine Rezirkulationszelle des Brasilstroms beschrieben, deren Ostflanke von der BCF gebildet wird. Die Rezirkulationszelle erstreckt sich in der genannten Arbeit von der Konfluenzzone bei ca. 40° S nach Norden bis zum Rio-Grande-Plateau auf 30° S (Abb 6.1.4).

Anhand der Abbildung 6.1.1 und 6.1.2 wird dagegen deutlich, daß sich die BCF im Gegensatz zu der Darstellung von Peterson und Stramma über das Rio-Grande-Plateaus hinaus nach Nordosten fortsetzt. Infolgedessen bleibt auch die Brasilstromrezirkulation nicht auf das Gebiet südlich des Plateaus beschränkt, sondern erfaßt auch die Region nordöstlich der Erhebung. Das starke Mäandrieren der BCF im Bereich des Rio-Grande-Plateaus (30° S, 40° bis 35° W) deutet auf erhöhte Wirbelaktivität und einen mehrfachen Richtungswechsel in der ursprünglich nordwärtigen Brasilstromrezirkulation hin. Dieser Effekt trat bereits in Kapitel 5 in der Darstellung der kumulativen Transporte des SF auf 30° S auf (Abb. 5.4.1). Die dort östlich des absoluten südwärtigen Transportmaximums auftretenden weiteren Maxima sind Mäander der Brasilstromrezirkulation.

Abb. 6.2.1: Geostrophische Referenzflächen (LNM) für die Schnitte A bis D der METEOR-Reise Nr. 15 im Südlichen Brasilianischen Becken.

6.2 Geostrophische Transporte im westlichen Becken

Grundlage der in diesem Abschnitt folgenden Untersuchungen zur Zirkulation der Hauptwassermassen im Südlichen Brasilianischen Becken bildet der Datensatz der METEOR-Reise Nr. 15. Anhand von vier hydrographischen Schnitten werden die geostrophischen Transporte der Hauptwassermassen berechnet und aus den Ergebnissen Horizontalkarten der schematisierten Zirkulation jeder Wassermasse abgeleitet.

Die vier verwendeten CTD-Schnitte werden im folgenden von Norden nach Süden fortlaufend als Schnitt A bis D bezeichnet, ihre geographische Lage ist in Abbildung 6.2.1 angegeben. Bei dem als Schnitt A bezeichneten CTD-Schnitt handelt es sich um den westlichen Teil des bereits in Kapitel 5 vorgestellten WOCE A9-Zonalschnittes auf 19° S. Schnitt D wird gebildet durch die Kombination der CTD-Stationen des ersten Fahrtabschnittes der genannten Reise (bis 40° W) mit denen des zweiten Fahrtabschnittes (40° W bis 26° W).

Der Weiserkarte folgen zunächst ohne weitere Anmerkungen die Abbildungen 6.2.2 bis 6.2.4. In ihnen sind die Ergebnisse der Transportberechnungen auf den Schnitten A bis D in der schon aus Kapitel 5 bekannten Form angegeben. Die Diskussion der berechneten Transporte erfolgt im Anschluß an die Abbildungen und wird nach Wassermassen getrennt geführt.

Die Referenzflächen (LNM) für die durchgeführten geostrophischen Berechnungen wurden anhand der Ergebnisse der Kapitel 4 und 5 ausgewählt. Die LNM variieren lokal, beim Übergang zwischen zwei LNM wurden, wie in Abschnitt 5.2 beschrieben, die Gebiete gleicher Transportgradienten benutzt. Die untenstehende Tabelle 6.2.1 enthält zusammengefaßt die auf den Schnitten A bis D verwendeten Bezugsflächen.

LNM der METEOR 15-Schnitte im westlichen Becken				
LNM	Schnitt A	Schnitt B	Schnitt C	Schnitt D
Boden	38.5° W - 36° W	gesamter Schnitt	24° S - 27° S	48° W - 45° W
$\sigma_4 = 45.87 \text{ kg/m}^3$ (NADW / AABW)	- -	- -	27° S - 31° S	45° W - 26° W
$\sigma_2 = 36.70 \text{ kg/m}^3$ (AAIW / NADW)	36° W - 25° W	- -	- -	- -

Tab. 6.2.1: Geostrophische Referenzflächen (LNM) für die Schnitte A bis D der METEOR-Reise Nr. 15 im Südlichen Brasilianischen Becken.

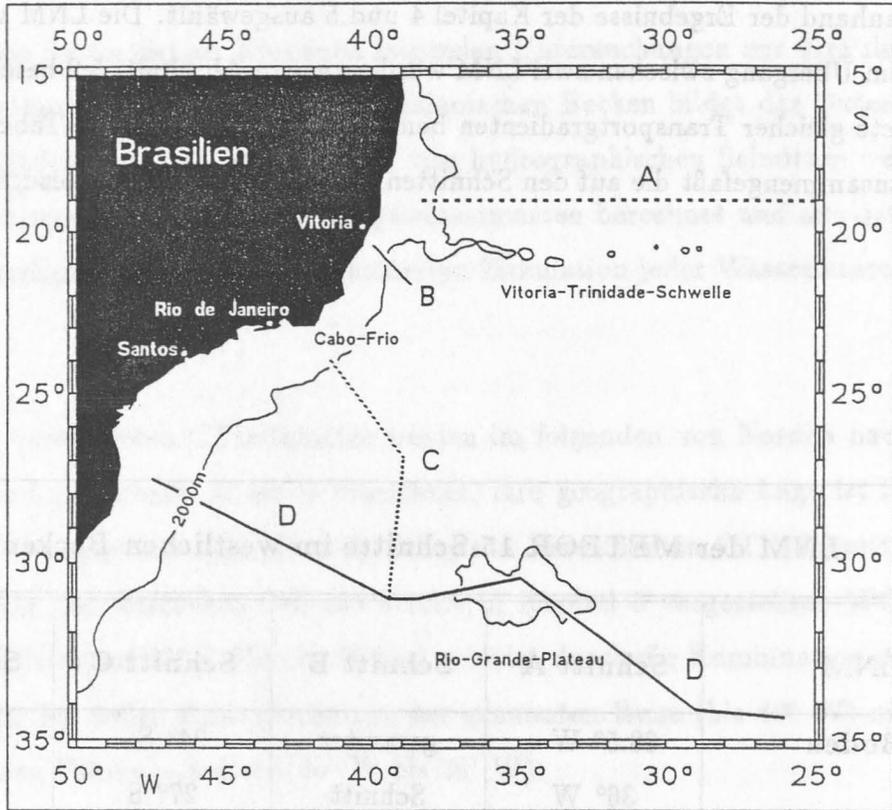


Abb. 6.2.1: Hydrographische Schnitte während der METEOR-Reise Nr. 15 im Südlichen Brasilianischen Becken (30.Dezember 1990 - 28.Februar 1991). Die Bodentopographie ist durch die 2000 m-Isobathe vereinfacht dargestellt.

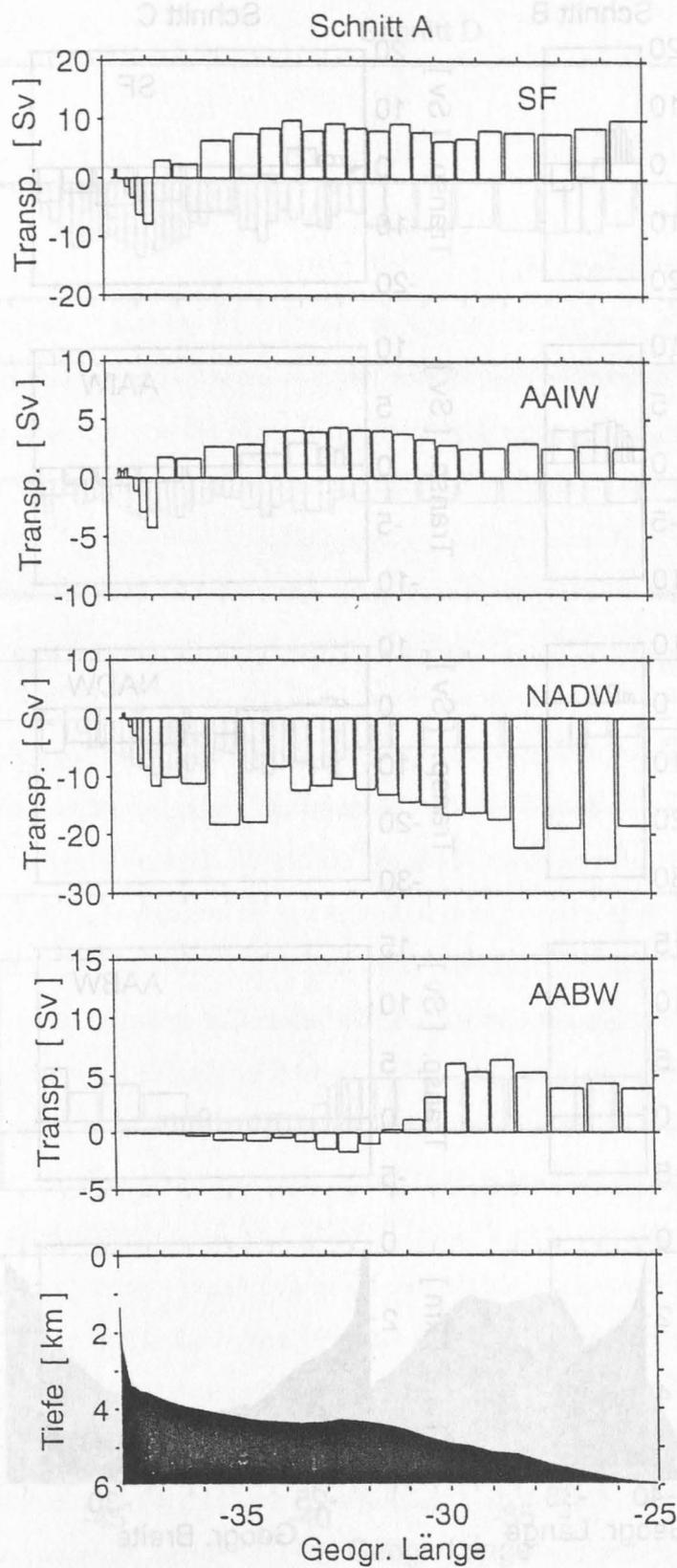


Abb. 6.2.2: Kumulative geostrophische Transporte der Hauptwassermassen und Bodentopographie auf Schnitt A.

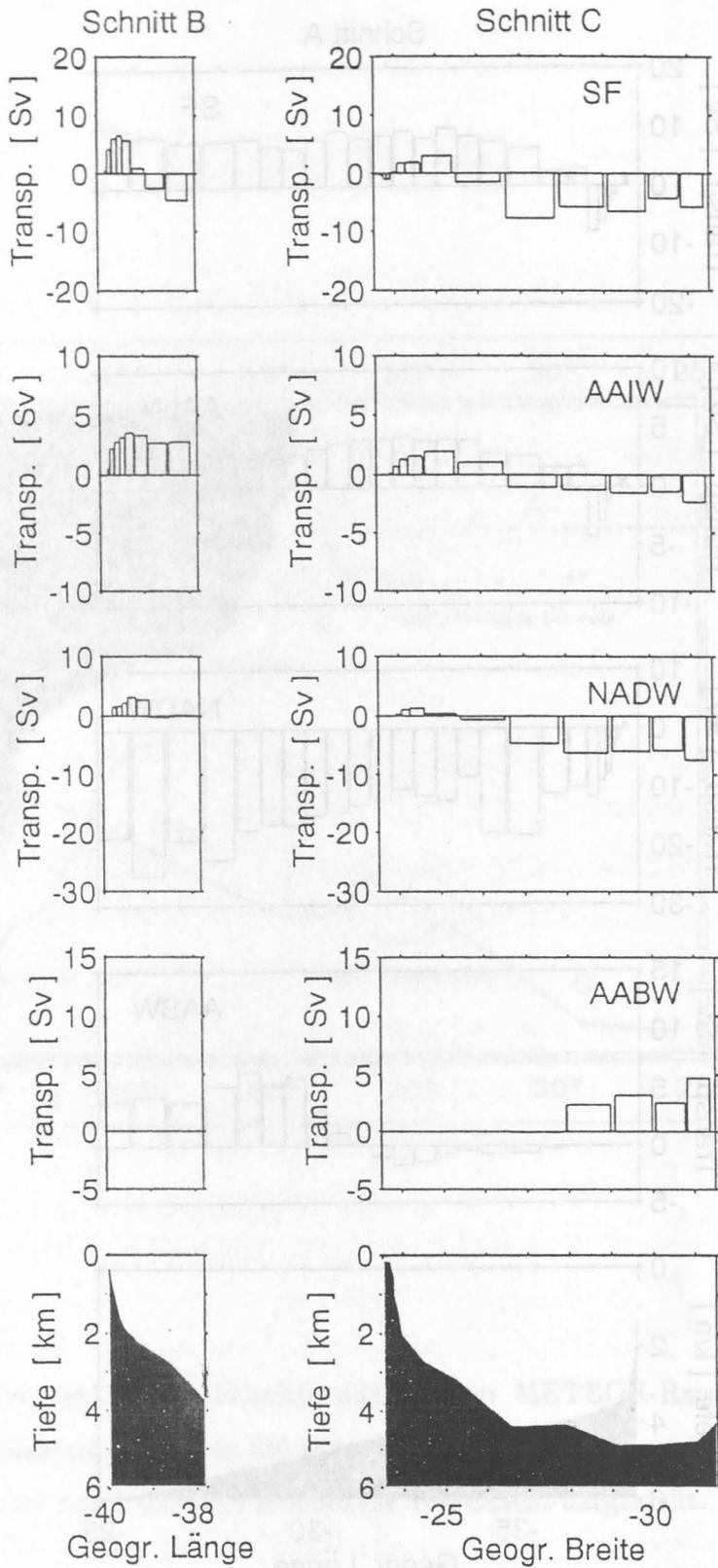


Abb. 6.2.3: Kumulative geostrophische Transporte der Hauptwassermassen und Bodentopographie auf den Schnitten B und C.

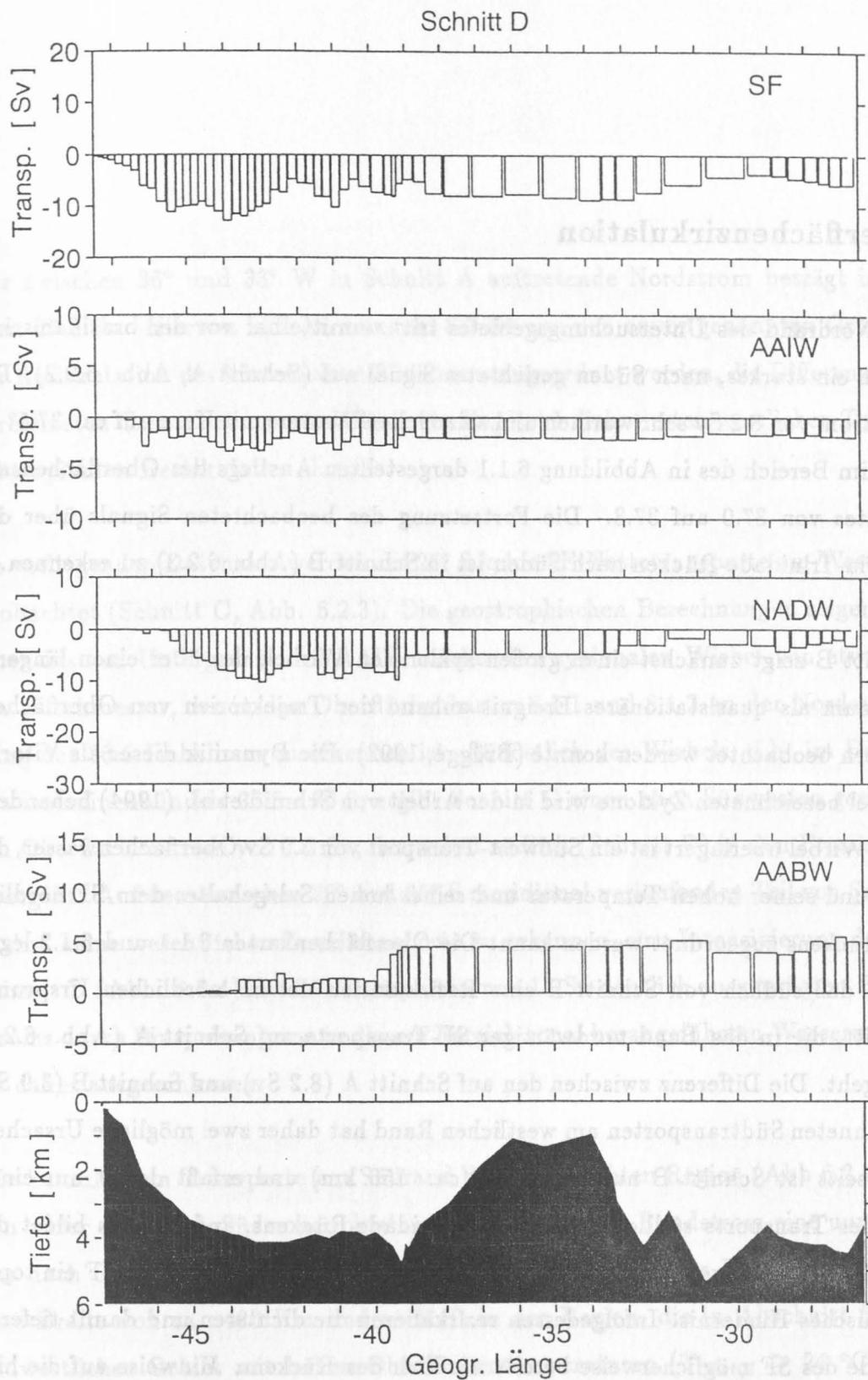


Abb. 6.2.4: Kumulative geostrophische Transporte der Hauptwassermassen und Bodentopographie auf Schnitt D.

Oberflächenzirkulation

Am Nordrand des Untersuchungsgebietes tritt unmittelbar vor der brasilianischen Küste ein starkes, nach Süden gerichtetes Signal auf (Schnitt A, Abb. 6.2.2). Der Südstrom von 8.2 Sv sehr warmen und salzreichen Wassers mit Kern auf ca. 37.5° W liegt im Bereich des in Abbildung 6.1.1 dargestellten Anstiegs des Oberflächensalzgehaltes von 37.0 auf 37.3. Die Fortsetzung des beobachteten Signals über den Vitoria-Trinidad-Rücken nach Süden ist in Schnitt B (Abb. 6.2.3) zu erkennen.

Schnitt B zeigt zunächst einen großen zyklonalen Wirbel, der über einen längeren Zeitraum als quasistationäres Ereignis anhand der Trajektorien von Oberflächen-driftern beobachtet werden konnte (Brügge, 1992). Die Dynamik dieser als Vitoria-Wirbel bezeichneten Zyklone wird in der Arbeit von Schmid et al. (1994) behandelt. Dem Wirbel überlagert ist ein Südwest-Transport von 3.9 Sv Oberflächenwasser, das aufgrund seiner hohen Temperatur und seines hohen Salzgehaltes dem SF nördlich des Rückens zugeordnet werden kann. Die Oberflächenkarten 6.1.1 und 6.1.2 legen nahe, daß südlich von Schnitt B eine Rezirkulation des SF nördlichen Ursprungs auftritt, die in das Band nordwärtiger SF-Transporte auf Schnitt A (Abb. 6.2.2) übergeht. Die Differenz zwischen den auf Schnitt A (8.2 Sv) und Schnitt B (3.9 Sv) berechneten Südtransporten am westlichen Rand hat daher zwei mögliche Ursachen: Einerseits ist Schnitt B nur sehr kurz (ca. 150 km) und erfaßt damit nur einen Teil des Transports südlich des Vitoria-Trinidad-Rückens, andererseits bildet der Rücken mit mittleren Wassertiefen von weniger als 200 m auch für das SF ein topographisches Hindernis. Infolgedessen rezirkulieren die dichteren und damit tieferen Anteile des SF möglicherweise bereits nördlich des Rückens. Hinweise auf die hier beschriebene antizyklonale Rezirkulationzelle sind auch in den Ergebnissen des Zirkulationsmodells von Semtner und Cherwin (Semtner und Cherwin, 1992) zu finden (Abb. 7.1.1).

Der zwischen 36° und 33° W in Schnitt A auftretende Nordstrom beträgt insgesamt 17.3 Sv. Hiervon können maximal 8.2 Sv aus den zuvor genannten Gründen der Rezirkulation des küstennahen Südstroms zugeordnet werden, die Differenz zum berechneten Gesamttransport stellt den in Kapitel 5 diskutierten westlichen Teil der subtropischen Rezirkulation dar.

Im vorliegenden Datensatz werden auf 25° S keine SF-Nettotransporte am Westrand beobachtet (Schnitt C, Abb. 6.2.3). Die geostrophischen Berechnungen zeigen hier einen bis zur Untergrenze des AAIW reichenden zyklonalen Wirbel von etwa 200 km Durchmesser, der in den Oberflächenkarten 6.1.1 und 6.1.2 an der Nordauslenkung der 36.5 Isohalinen zu erkennen ist. Südöstlich des Wirbels, d.h. im Bereich des Isohalinenbündels 36.5 - 36.0, ergibt Schnitt C einen nach Südwesten gerichteten Oberflächenstrom von 7.3 Sv, der weiter südlich (Schnitt D) in den Brasilstrom übergeht. Auf dem zwischen 28° und 31° S meridional verlaufenden Teil von Schnitt C sind keine wesentlichen Zonaltransporte zu erkennen, eine Intensivierung des auf Schnitt D (Abb. 6.2.4) mit SF-Transporten von 13 Sv deutlich ausgeprägten Brasilstroms durch Einspeisung von in diesem Bereich zonal herangeführten Wassermassen ist daher ausgeschlossen.

Die kumulativen Transporte am Südrand der untersuchten Region (Abb 6.2.4) zeigen außer dem nach Süden gerichteten oberflächennahen Randstrom eine unmittelbar nach Osten anschließende nordwärtige Rezirkulation. Der Randstrom besitzt eine Breite von ca. 400 Km und verläuft in der Region, die in Abschnitt 6.1 als südwestliches Gebiet mit hohen Oberflächentemperaturen ($T_{Oberfl} \geq 24^\circ\text{C}$) und -salzgehalten ($S_{Oberfl} \geq 36.5$) beschrieben wurde. Die Rezirkulation besitzt dagegen nur eine Breite von ca. 170 km und tritt bei 30° S im Bereich des Isohalinenbündels 36.5 - 36.0 auf. Bei Südtransporten von 13 Sv im Brasilstrom beträgt die beobachtete

Rezirkulation ca. 60 Prozent des Randstromtransportes, nämlich 8 Sv. Aufgrund der Ergebnisse der Berechnungen auf Schnitt C und der Oberflächenkarten folgt, daß sich die Rezirkulation zwischen 25° und 28° S mit dem auf Schnitt C in südwestlicher Richtung verlaufenden Oberflächenstrom vereinigt, nach Westen umbiegt und dann entlang des südamerikanischen Kontinents als Brasilstrom nach Süden verläuft.

Sehr schwierig zu interpretieren ist die Zirkulation des SF zwischen Rezirkulationsband und Rio-Grande-Plateau. Auf die Mäander- und Wirbelstrukturen wurde bereits in Abschnitt 6.1 eingegangen. Erschwerend kommt hinzu, daß Schnitt D aus zwei Teilstücken zusammengesetzt wurde, die zeitlich 12 Tage auseinanderliegen. Das westliche Teilstück bis 40° W wurde bis zum wurde am 9. Januar abgeschlossen, die Arbeiten an der östlichen Fortsetzung am 21. Januar wieder aufgenommen. Detailuntersuchungen der beiden in Abbildung 6.2.4 bei 41° W und 39.5° W südwardigen Maxima zeigen, daß diese Struktur nicht auf Mäander der Brasilstromrezirkulation zurückzuführen ist. Vielmehr handelt es sich um einen antizyklonalen Wirbel mit kälterem, salzärmerem Kern, der sich mit einer Translationsgeschwindigkeit von ca. 15 cm/s nach Osten bewegt und bei der Fortsetzung des CTD-Schnittes erneut erfaßt wurde.

Östlich des Rio-Grande-Plateaus tritt in Schnitt D ein weiteres nach Nordosten gerichtetes Stromband mit SF-Transporten von 5.9 Sv auf. In Verbindung mit der Brasilstromrezirkulation westlich des Plateaus bedeutet diese Beobachtung, daß die polwardigen Transporte von Oberflächenwasser im Brasilstrom bereits im westlichen Becken, im Bereich westlich der BCF, durch eine nordwardige Rezirkulation vollständig kompensiert werden.

Die Ergebnisse der Zirkulationsuntersuchungen im Bereich des Oberflächenwassers sind in Abbildung 6.2.5 schematisch dargestellt.

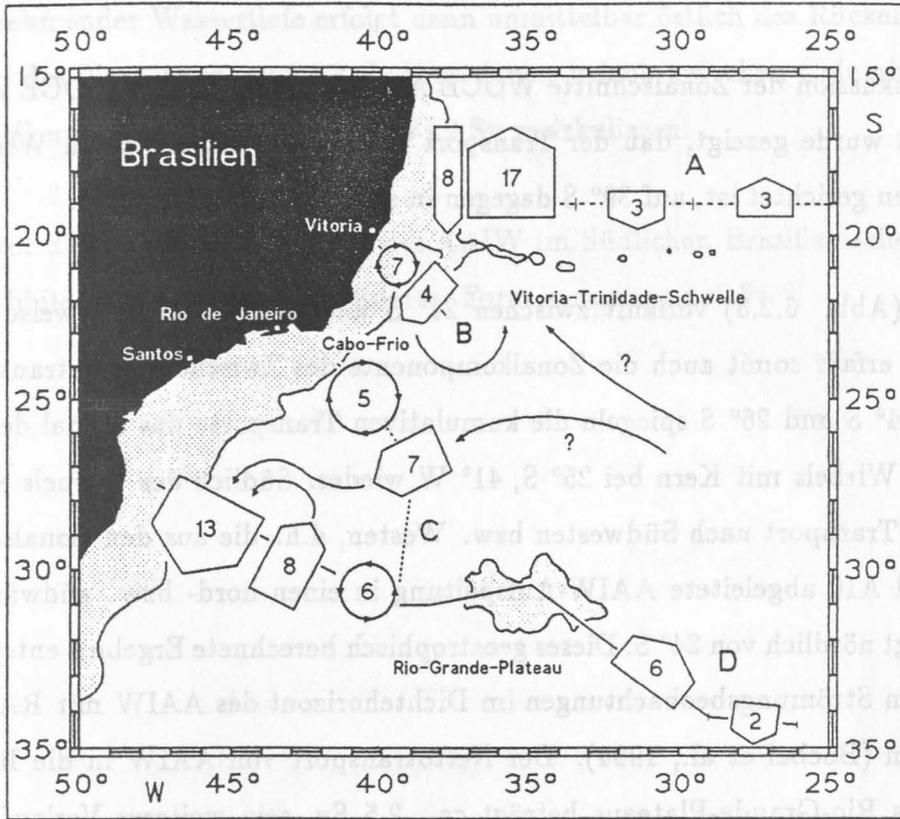


Abb. 6.2.5: Schematisierte Darstellung der geostrophischen SF-Transporte anhand der Daten der METEOR-Reise Nr. 15. Alle Transportangaben sind auf volle Sverdrup gerundet, Wassertiefen von weniger als 2000 m sind schattiert dargestellt.

Antarktisches Zwischenwasser

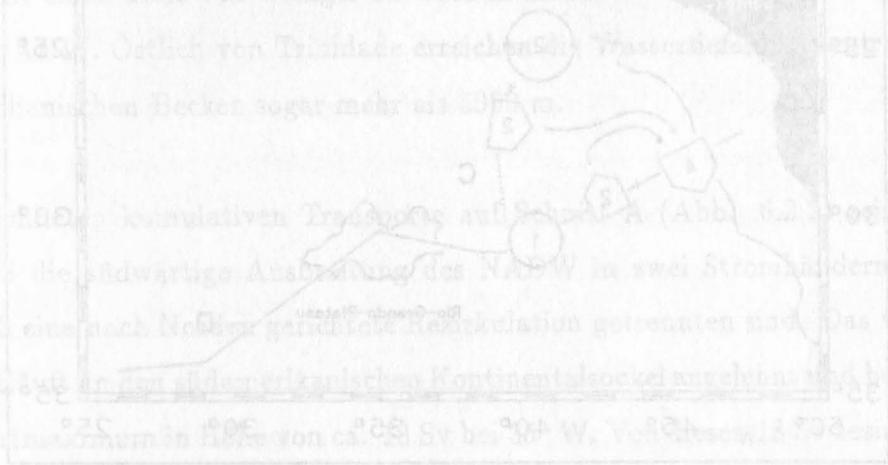
Bei der Diskussion der Zonalschnitte WOCE A9 in Kapitel 5.3 und WOCE A10 in Kapitel 5.4 wurde gezeigt, daß der Transport von AAIW auf 19° S am Westrand nach Norden gerichtet ist, auf 30° S dagegen in südliche Richtung weist.

Schnitt C (Abb. 6.2.3) verläuft zwischen 24° S und 31° S näherungsweise meridional und erfaßt somit auch die Zonalkomponente des Zwischenwassertransports. Zwischen 24° S und 26° S spiegeln die kumulativen Transporte das Signal des tiefreichenden Wirbels mit Kern bei 25° S, 41° W wieder. Südlich des Wirbels erfolgt der AAIW-Transport nach Südwesten bzw. Westen, d.h. die aus den Zonalschnitten A9 und A10 abgeleitete AAIW-Aufspaltung in einen nord- bzw. südwardigen Zweig erfolgt nördlich von 24° S. Dieses geostrophisch berechnete Ergebnis entspricht den direkten Strömungsbeobachtungen im Dichtehorizont des AAIW mit RAFOS-Driftkörpern (Boebel et al., 1994). Der Nettotransport von AAIW in die Region westlich des Rio-Grande-Plateaus beträgt ca. 2.5 Sv, sein weiterer Verlauf nach Süden ist aus Schnitt D (Abb. 6.2.4) zu entnehmen. Der Transport des AAIW auf 30° S erfolgt direkt unterhalb des Brasilstroms und weist außerhalb der Randstromregion das gleiche nordwardige Rezirkulationsmuster wie das SF auf.

Der nordwardige Zweig des AAIW wird erstmals südlich des Vitoria-Trinidad-Rückens als Randstrom in Schnitt B (Abb. 6.2.3) deutlich. Die Transporte betragen 2.7 Sv und werden vom Signal des Vitoria-Wirbels überlagert. Die weitere Ausbreitung des Zwischenwassers nach Norden erfolgt durch kanalartige Durchlässe im Westen des Rückens mit Satteltiefen von bis zu 1500 m. Belegt wird der Nordstrom durch die Strömungszeitreihen von zwei Tiefseeverankerungen, die für den Zeitraum von einem Jahr in den beiden westlichsten Kanälen ausgelegt waren (Müller et al., 1994). Nördlich des Rückens wird auf Schnitt A (Abb. 6.2.1) zunächst mit 2.3 Sv ein

AAIW-Transport beobachtet, der etwa dem Transport durch die Kanäle entspricht. Mit zunehmender Wassertiefe erfolgt dann unmittelbar östlich des Rückens ein Anwachsen des Nordstroms auf 4.7 Sv, von denen jedoch zwischen Columbia-Kuppe (32.5° W) und Insel Trinidad (28° W) 2 Sv rezirkulieren.

Die zuvor diskutierte Ausbreitung des AAIW im Südlichen Brasilianischen Becken ist in Abbildung 6.2.6 in schematisierter Form zusammengefasst.



Die beobachteten kumulativen Transporte auf Schnitt A (Abb. 6.2.6) zeigen, daß auf 13° S die abwärts gerichtete Ausbreitung des NADW in zwei Stromläufern erfolgt, die durch eine nach Norden gerichtete Rezirkulation getrennt sind. Das westliche Band verläuft an der albatrosenrischen Kontinentalrinne an der brasilianischen Küste und erreicht ein Maximum von ca. 2.8 Sv bei 30° W. Von 28° bis 33° W rezirkulieren 2 Sv zwischen 33° und 37° W. Bei 32° W setzen sich Transporte von NADW ein, die ein Maximum von 1.4 Sv bei ca. 24° W erreichen. Die zuvor beschriebene bathymetrische Lage legt nahe, daß sich der westliche NADW-Band zwischen Vitória-Trinidad-Rücken und der Columbia-Kuppe nach Süden erstreckt. Für das östlich der Insel Trinidad beobachtete Band ergeben die Betrachtungen in Kapitel 5 (Abb. 5.2.6) schematisierte Darstellung der geostrophischen AAIW-Transporte ein Bild, das im wesentlichen mit dem in Abbildung 6.2.6 übereinstimmt. Die Daten der METEOR-Fahrt Nr. 15. Alle Transportangaben sind auf volle 1000 m Wassertiefe bezogen. Wasserflächen von weniger als 2000 m sind schattiert hervorgehoben. Die NADW-Ausbreitung im südlichen Atlantik wird in Kapitel 6.3.1 im Zusammenhang mit der potentiellen Vorticity der NADW-Zweige untersucht.

Der direkt östlich des Vitória-Trinidad-Rückens am brasilianischen Kontinentalabhäng gelegene Schnitt B (Abb. 6.2.3) weist keine NADW-Transporte auf. Diese

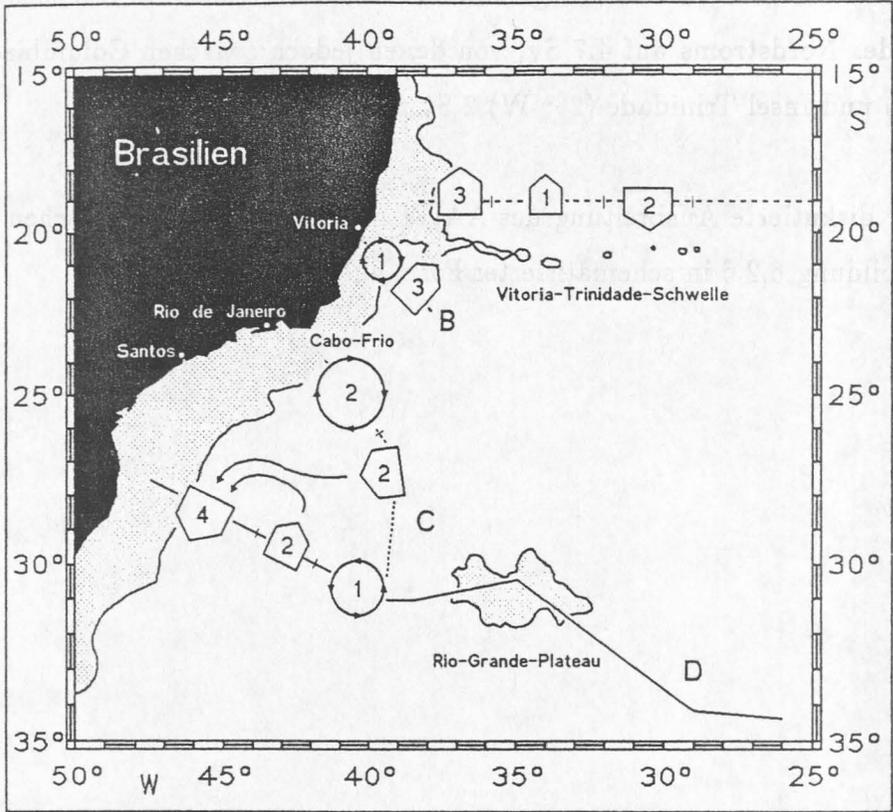


Abb. 6.2.6: Schematisierte Darstellung der geostrophischen AAIW-Transporte anhand der Daten der METEOR-Reise Nr. 15. Alle Transportangaben sind auf volle Sverdrup gerundet, Wassertiefen von weniger als 2000 m sind schattiert dargestellt.

Tiefenwasserzirkulation

Unmittelbar südlich von Schnitt A erstreckt sich der Vitoria-Trinidad-Rücken vom südamerikanischen Schelf bis etwa 34° W als massives topographisches Hindernis für die Ausbreitung des NADW nach Süden. Der Transport von NADW nach Süden ist daher erst im Gebiet zwischen 34° W und der Insel Trinidad (etwa 20° S, 30° W) bei Wassertiefen über 4000 m möglich. In dieser Passage bildet allerdings die Columbia-Kuppe mit einer Tiefe von weniger als 1000 m auf 32.5° W ein weiteres Hindernis für das NADW. Östlich von Trinidad erreichen die Wassertiefen im zentralen Teil des Brasilianischen Becken sogar mehr als 5000 m.

Die berechneten kumulativen Transporte auf Schnitt A (Abb. 6.2.2) zeigen, daß auf 19° S die südwardige Ausbreitung des NADW in zwei Strombändern erfolgt, die durch eine nach Norden gerichtete Rezirkulation getrennt sind. Das westliche Band verläuft an den südamerikanischen Kontinentalsockel angelehnt und besitzt ein Transportmaximum in Höhe von ca. 18 Sv bei 35° W. Von diesen 18 Sv rezirkulieren 9 Sv zwischen 35° und 32° W. Bei 32° W setzen erneut Südtransporte von NADW ein, die ein Maximum von 14 Sv bei ca. 24° W erreichen. Die zuvor beschriebene Bodentopographie legt nahe, daß sich das westliche NADW-Band zwischen Vitoria-Trinidad-Rücken und der Columbia-Kuppe nach Süden erstreckt. Für das östlich der Insel Trinidad beobachtete Band ergeben die Betrachtungen in Kapitel 5 daß dieses Band wahrscheinlich den Hauptanteil an dem aus Bilanzgründen erforderlichen ostwardigen Zonalstrom über den Mittelatlantischen Rücken darstellt. Die Ursachen für die beobachtete Aufspaltung des NADW werden in Kapitel 8 anhand der potentiellen Vorticity der NADW-Zweige untersucht.

Der direkt südlich des Vitoria-Trinidad-Rückens am brasilianischen Kontinentallabhang gelegene Schnitt B (Abb. 6.2.3.) weist keine NADW-Transporte auf. Diese

Beobachtung zeigt, daß der NADW-Einstrom zwischen Vitoria-Trinidad-Rücken und Insel Trinidad nicht unmittelbar südlich dieser Passage nach Westen dreht und als Randstrom entlang des Kontinentalabhanges verläuft. Erst in Schnitt C (Abb. 6.2.3) ist das NADW wieder als tiefer westlicher Randstrom mit Kern bei 26° S vorhanden. Der Transport in südwestlicher Richtung beträgt hier 9 Sv und entspricht damit dem Volumentransport des Schnitt A beobachteten westlichen Strombandes.

Der am Südrand des Untersuchungsgebietes gelegene Schnitt D (Abb. 6.2.4) setzt die bereits in Schnitt C beobachtete NADW-Ausbreitung als tiefer westlicher Randstrom nach Süden fort. Die Transportberechnungen ergeben 10 Sv und bestätigen damit die Annahme, daß nur ein Teil des auf Schnitt A beobachteten südwardigen NADW-Transportes als Randstrom entlang des südamerikanischen Kontinents verläuft. Schnitt D zeigt erneut östlich des Transportmaximums bei 44° W die bereits im Kapitel 5 auf dem WOCE-Schnitt A10 beobachtete Rezirkulation von NADW beiderseits des Rio-Grande-Plateaus. Die im Bereich zwischen 44° W und dem Plateau auftretenden südwardigen Transporte stellen Mäander der nordwärts gerichteten Tiefenwasserrezirkulation dar. Von den berechneten südwardigen 10 Sv NADW rezirkulieren beiderseits des Rio-Grande-Plateaus ca. 7 Sv, d.h. der Eintrag von Tiefenwasser in den Antarktischen Zirkumpolarstrom (ACC) durch Transporte entlang des westlichen Randes beträgt maximal 3 Sv.

Die aus den METEOR 15-Daten berechneten geostrophischen Transporte im Dichtebereich des NADW sind in Abbildung 6.2.7 zu einem Zirkulationsschema zusammengefaßt.

Bodenwasserausbreitung

Die AABW-Quellen für das Brasilianische Becken sind in Schnitt D deutlich zu erkennen. Das Bodenwasser strömt über dem Santos-Plateau (1.9 Sv) bei ca. 43° W, durch den Vema-Kanal (3.1 Sv) auf 39° W und im Bereich des Hunter-Kanals (0.7 Sv) östlich von 26° W vom Argentinischen Becken nach Norden.

Die weitere Ausbreitung des AABW im Südlichen Brasilianischen Becken wird in guter Näherung durch den Verlauf der 4000 m-Isobathe bestimmt. Schnitt C zeigt, daß die über dem Santos-Plateau und durch den Vema-Kanal in das Becken eingeströmten 5 Sv AABW nördlich des Vema-Kanals nach Osten umbiegen. Aufgrund der zu geringen Wassertiefen des küstennahen Schnitt B tritt in dem von diesem Schnitt erfaßten Bereich südlich des Vitoria-Trinidad-Rückens AABW nicht auf. Die Bodentopographie des Beckens legt nahe, daß sich das in Schnitt C beobachtete Bodenwasser nördlich des Rio-Grande-Plateaus zunächst zonal nach Osten ausbreitet und dann zwischen 35° und 30° W entlang der 5000 m-Isobathe nach Norden verläuft.

Der Ausstrom des AABW aus dem südlichen Becken wird in Schnitt A (Abb. 6.2.2) deutlich. Der Transport von 5.9 Sv Bodenwasser in das Nördliche Brasilianische Becken erfolgt als bodennaher westlicher Randstrom unmittelbar östlich der Insel Trinidad (20° S, 30° W).

Eine zusammenfassende Darstellung der oben genannten Ergebnisse wird in Abbildung 6.2.8 gezeigt.

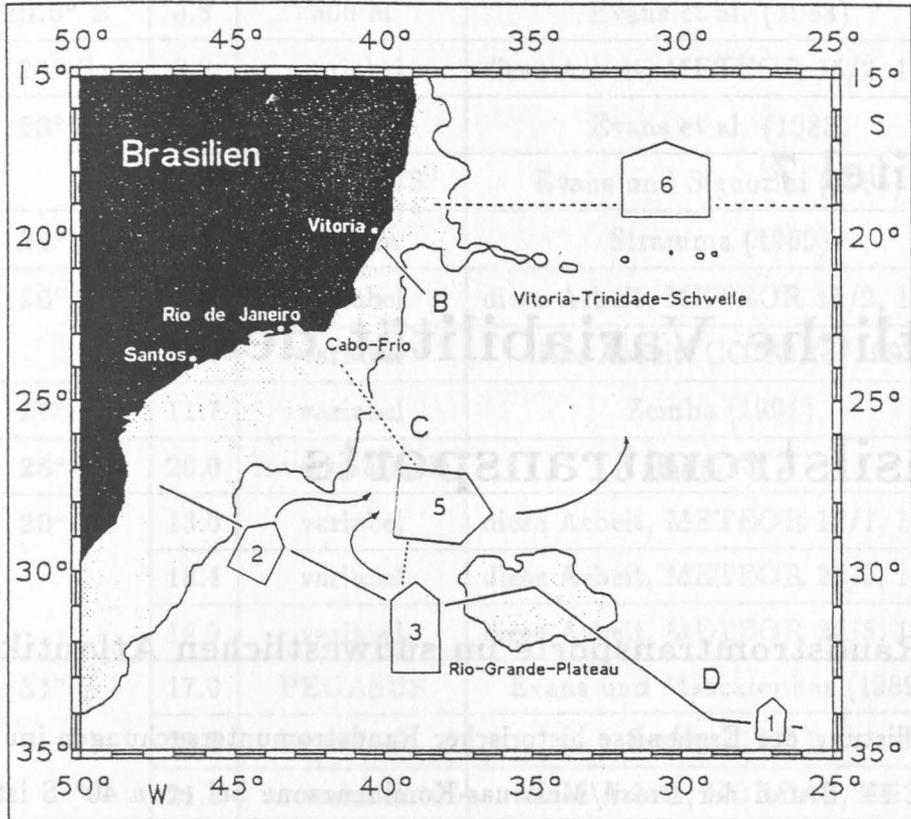


Abb. 6.2.8: Schematisierte Darstellung der geostrophischen AABW-Transporte anhand der Daten der METEOR-Reise Nr. 15. Alle Transportangaben sind auf volle Sverdrup gerundet, Wassertiefen von weniger als 2000 m sind schattiert dargestellt.

Kapitel 7

Zeitliche Variabilität des Brasilstromtransports

7.1 Randstromtransporte im südwestlichen Atlantik

Eine Auflistung der Ergebnisse historischer Randstromuntersuchungen im Bereich zwischen 19° S und der Brasil/Malvinas-Konfluenzzone bei etwa 40° S ist in der zusammenfassenden Betrachtung der Oberflächenzirkulation des Südatlantiks von Peterson und Stramma (1991) angegeben. Eine Schwierigkeit in der Interpretation der historischen Transportergebnisse resultiert aus der Definition der vertikalen Ausdehnung des Brasilstroms in den aufgeführten Arbeiten. Zumeist wird als Brasilstrom der oberflächennahe Bereich bis ca. 600-800 m Tiefe betrachtet, und die Transporte werden als Integral über diesen Bereich berechnet (z.B. Evans et al., 1983; Stramma, 1989; Signorini, 1978). Andere Arbeiten bezeichnen als Brasilstrom alle südgerichteten Wassermassentransporte am Westrand des Brasilianischen Beckens und beziehen damit in die Transportangaben im Bereich südlich von 30° S NADW-Transporte ein (z.B. McCartney und Zemba, 1988). In der vorliegenden Arbeit wurde als Brasilstrom stets der Transport im Bereich des Oberflächenwassers (SF, Definition entsprechend Kapitel 4) bezeichnet.

Transporte im oberflächennahen westlichen Randstrom			
Breite	Sv	LNМ	Quelle
19° S	6.5	500 m	Miranda und Filho (1981)
	8.1	variabel	diese Arbeit, METEOR 15/3, 1991
20.5° S	3.8	500 m	Evans et al. (1983)
21° S	3.9	variabel	diese Arbeit, METEOR 15/2, 1991
23° S	4.1	500 m	Evans et al. (1983)
	6.0	PEGASUS	Evans und Signorini (1985)
24° S	10.2	1300 m	Stramma (1989)
26° S	6.9	variabel	diese Arbeit, METEOR 15/2, 1991
	12.1	variabel	diese Arbeit, COROAS, 1993
27° S	11.7	variabel	Zemba (1991)
28° S	20.0	Inversmethode	Fu (1981)
29° S	13.0	variabel	diese Arbeit, METEOR 15/1, 1991
	18.4	variabel	diese Arbeit, METEOR 22/3, 1992
	19.9	variabel	diese Arbeit, METEOR 22/5, 1993
31° S	17.0	PEGASUS	Evans und Mascarenhas (1989)
	20.3	variabel	Zemba (1991)
	21.1	variabel	diese Arbeit, COROAS, 1993
32° S	19.2	800-1600 m	Stramma (1989)
33° S	17.5	800-1600 m	Stramma (1989)
34° S	24.2	variabel	Zemba (1991)
36° S	51.4	variabel	Zemba (1991)
38° S	19.0	1400 m	Gordon und Greengrove (1986)
	21.5	1500 m	Gordon (1989)
42° S	18.0	800 m	Schemainda (1980)
43° S	22.5	1500 m	Gordon (1989)

Abb. 7.1.1: Übersicht über Transportbestimmungen im Brasilstrom zwischen 19° S und 43° S.

Die Tabelle 7.1.1 wurde, gegenüber der von Peterson und Stramma, um weitere Bestimmungen zumeist jüngeren Datums ergänzt und nach Möglichkeit der hier benutzten Brasilstromdefinition angepaßt, d.h. es sind, soweit aus den zitierten Arbeiten nachvollziehbar, nur die Transporte des SF angegeben.

Bei der Betrachtung von Tabelle 7.1.1 fällt auf, daß die in der vorliegenden Arbeit berechneten Transporte der METEOR-Reise Nr. 15 auf 26° S und 29° S deutlich unter den Werten aus anderen Bestimmungen liegen. Diese Beobachtung ist Gegenstand des nachfolgenden Abschnitts, in dem Vergleichsdaten eines mehrfach abgefahrenen hydrographischen Schnittes verwendet werden.

7.2 Transportschwankungen 1991-93

Zur Beobachtung zwischenjährliche Schwankungen steht hier der im Rahmen von WOCE und dessen Teilprogrammen insgesamt dreimal aufgenommene Satz von hydrographischen Daten zwischen dem brasilianischen Schelf bei 28° S und dem Vema-Kanal zur Verfügung (siehe Kapitel 3, Beschreibung der Datenbasis). Abbildung 7.2.1 zeigt die aus diesen Datensätzen berechneten Transporte in der oberflächennahen, als SF definierten, Schicht.

Die Brasilstromaufnahme im Januar 1991 zeigt den Brasilstrom als unmittelbar vor der brasilianischen Küste verlaufenden Randstrom, der ein erstes südwärtsiges Transportmaximum bei 45.5° W besitzt. Das absolute Maximum befindet sich bei 44° W und weist SF-Transporte von 13 Sv auf. Die Breite des Südstromes beträgt ca. 350 Km, östlich von 44° W setzt die nordwärtige Brasilstromrezirkulation ein.

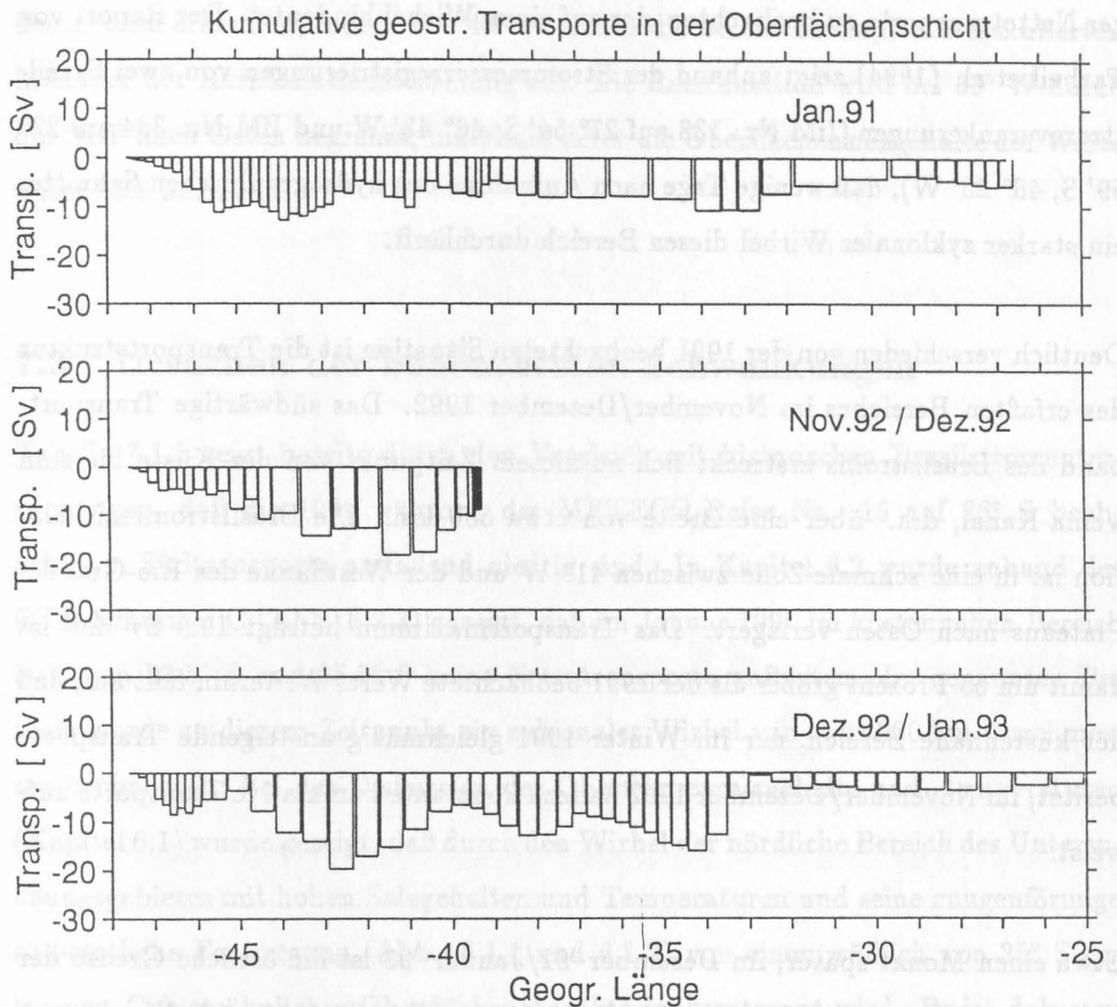


Abb. 7.2.1: Geostrophische Transporte in der oberflächennahen Schicht zwischen brasilianischen Schelf bei 28° S, 47.5° W und dem Vema-Kanal auf 30° S, 39° W anhand von Daten der Reisen METEOR Nr. 15/1 (1991), Nr. 22/3 (1992) und Nr. 22/5 (1993). Der Bereich östlich des Vema-Kanals wurde nur auf den Reisen Nr. 15/2 und 22/5 erfasst (siehe Abb. 3.1.1 und 6.2.1).

Zwischen den beiden südwardigen Maxima des Brasilstroms ist ein Bereich rückläufiger Nettotransporte zu beobachten, der auf einen Wirbel hindeutet. Der Report von Tarbell et al. (1994) zeigt anhand der Strommesserregistrierungen von zwei Brasilstromverankerungen (IfM Nr. 133 auf $27^{\circ} 54' S$, $46^{\circ} 42' W$ und IfM Nr. 334 auf $27^{\circ} 59' S$, $46^{\circ} 20' W$), daß wenige Tage nach Aufnahme des hydrographischen Schnittes ein starker zyklonaler Wirbel diesen Bereich durchläuft.

Deutlich verschieden von der 1991 beobachteten Situation ist die Transportstruktur des erfaßten Bereiches im November/Dezember 1992. Das südwardige Transportband des Brasilstroms erstreckt sich zu diesem Zeitpunkt von der Küste bis zum Vema-Kanal, d.h. über eine Breite von etwa 650 km. Die Brasilstromrezirkulation ist in eine schmale Zone zwischen $41^{\circ} W$ und der Westflanke des Rio-Grande-Plateaus nach Osten verlagert. Das Transportmaximum beträgt 19.9 Sv und ist damit um 65 Prozent größer als der 1991 beobachtete Wert. Weiterhin fällt auf, daß der küstennahe Bereich, der im Winter 1991 gleichmäßig ansteigende Transporte besitzt, im November/Dezember 1992 nahezu konstante kumulative Transporte aufweist.

Etwa einen Monat später, im Dezember '92/Januar '93 ist die östliche Grenze der südwardigen Transporte nach Westen verlagert und liegt jetzt auf $43^{\circ} W$, also nur noch ca. 450 km vor der brasilianischen Küste. In unmittelbarer Küstennähe existiert ein ausgeprägter Südstrom von 9.3 Sv sehr warmem ($T_{Oberfl} > 25^{\circ}C$) und salzreichem ($S_{Oberfl} > 36.9$) Oberflächenwasser. Das zweite nach Süden gerichtete Transportband zeigt niedrigere Oberflächentemperaturen und -salzgehalte ($T_{Oberfl} \approx 24^{\circ}C$, $S_{Oberfl} \approx 36.5$) und wird bei $43^{\circ} W$ von einer thermohalinen Front begrenzt, in der die Oberflächentemperatur auf $22^{\circ}C$ und der Oberflächensalzgehalt auf 36.0 abfallen. Der nach Süden gerichtete Transport in beiden Strombändern beträgt im Dezember 1992/Januar 1993 insgesamt 19.9 Sv. Zwischen $43^{\circ} W$ und

40° W ist die Brasilstromrezirkulation mit nordwärtigen Transporten von 12.3 Sv deutlich zu erkennen, östlich von 40° W treten die bereits in Kapitel 5 diskutierten Mäander der Rezirkulationsströmung auf. Die Rezirkulation wird bei 33° W durch die BCF nach Osten begrenzt, innerhalb derer die Oberflächensalzgehalte auf Werte unter 35.8 absinken.

7.3 Ursachen der beobachteten Schwankungen

Tabelle 7.1.1 zeigt bereits durch den Vergleich mit historischen Brasilstromuntersuchungen, daß die 1991 während der METEOR-Reise Nr. 15 auf 26° S beobachteten Südtransporte auffallend niedrig sind. In Kapitel 6.2 wurde anhand des CTD-Schnittes C (Abb. 6.2.3) gezeigt, daß im Januar 1991 im küstennahen Bereich zwischen 23.5° S und 25.5° S keine Nettotransporte auftraten. Im genannten Bereich wurde zu diesem Zeitpunkt ein zyklonaler Wirbel von etwa 200 km Durchmesser beobachtet. Bei der Diskussion der Oberflächensalzgehalte und -temperaturen (Kapitel 6.1) wurde gezeigt, daß durch den Wirbel der nördliche Bereich des Untersuchungsgebietes mit hohen Salzgehalten und Temperaturen und seine zungenförmige südwestliche Fortsetzung (Abb. 6.1.1 und 6.1.2) von einem südlich von 25° S gelegenen Gebiet ähnlicher Oberflächencharakteristik getrennt wird. Es ist daher zu vermuten, daß der auf 19° S in Schnitt A (Abb. 6.2.2) und südlich des Vitoria-Trinidad-Rückens in Schnitt B (Abb. 6.2.3) beobachtete warme und salzreiche, parallel zur brasilianischen Küste verlaufende Südstrom durch den Wirbel zur Rezirkulation nach Norden gezwungen wird.

Auf 19° S betragen die für Februar 1991 berechneten Südtransporte 8.1 Sv, südlich des Vitoria-Trinidad-Rückens wurden bei 21° S im gleichen Zeitraum 3.9 Sv beobachtet. Der kurze Schnitt B (Abb. 6.2.3) überdeckt dabei nicht die gesamte Breite des Südstromes, so daß die tatsächlichen Transporte größer sind. Vergleicht

man nun die auf 26° S festgestellten südwestwärtigen 6.9 Sv mit den Untersuchungen aus anderen Jahren, die Transportraten zwischen 10.2 und 12.1 Sv ergeben, so beträgt das mittlere Defizit etwa 4 Sv. Dieses Defizit könnte durch das von Norden herangeführte SF ausgeglichen werden, sofern dieses nicht in eine nordwärtige Rezirkulation übergehen würde (Abb. 6.2.5). Die Unterbrechung des küstennahen Südstromes stellt ein zeitlich begrenztes Ereignis dar, das von der Verweil- oder Lebensdauer des Wirbels im Gebiet um 25° S abhängig ist.

Die Zirkulationsuntersuchungen der Kapitel 5 und 6 haben in Verbindung mit dem Modellvergleich gezeigt, daß der Brasilstrom aus Oberflächenwasser gespeist wird, das bei etwa 25° S von Osten in den Randstrombereich einströmt (Abb. 6.2.5 und 7.1.1). Südlich von 25° S werden die Transporte dieser Brasilstromkomponente durch Wassermassen verstärkt, die in der Rezirkulationszelle herangeführt werden. Der Vergleich der Beobachtungen aus dem Jahre 1991 mit anderen Datensätze ergibt nun, daß noch eine dritte Komponente wesentliche Bedeutung für die Ausprägung des Brasilstroms besitzt. Es handelt sich hierbei um jenes Oberflächenwasser, das bereits bei 19° S als südwärtiger Randstrom entlang der brasilianischen Küste verläuft und sich bei etwa 25° S mit den beiden anderen Komponenten vereinigt. Beobachtbar bleibt die nördliche Komponente im Bereich südlich von 25° S durch ihre hohen Temperaturen und Salzgehalte. Wird ihr Zustrom unterbrochen, kommt es zu den beobachteten Transportschwankungen im Brasilstrom.

Durch das oben beschriebene Zirkulationskonzept für den oberflächennahen westlichen Randstrom im Südlichen Brasilianischen Becken können zwar die zeitlichen Transportschwankungen erklärt werden, nicht aber die beobachtete Variabilität der zonalen Strömungsstruktur. Die Änderungen der Zonalstruktur werden in Kapitel 8.2 diskutiert.

Kapitel 8

Vergleich mit bestehenden

Zirkulationsmodellen

8.1 Modelle mit oberflächennahem Rezirkulationsmuster

Durch den Vergleich der bisherigen Resultate der Analysen zur Oberflächen- und Tiefenwasserzirkulation mit bestehenden Zirkulationsmodellen soll die Dynamik der beobachteten Rezirkulationen und der Aufspaltung des Tiefenwassers untersucht werden.

Rezirkulationsmuster im oberflächennahen Bereich östlich des Brasilstroms sind in Arbeiten zu finden, die auf den folgenden Modellen beruhen:

- Globales Zirkulationsmodell des GFDL (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory) nach Cox (1984) und Pacanowski et al. (1991) in der modifizierten Version von England und Garçon (1993).
- Auf isopyknischen Koordinaten aufbauendes Südatlantikmodell nach Bleck und Boudra (1986), das die Basis für die Arbeiten von Smith et al. (1990) und Bleck und Smith (1990) bildet. Die Rezirkulationströmung östlich des Brasilstroms

ist in der Arbeit von Smith et al. (1994) zu erkennen.

- Wirbelaflösendes globales Zirkulationsmodell nach Semtner und Cherwin (1988) mit $1/4^\circ$ -Auflösung (Semtner und Cherwin, 1992) und der späteren $1/6^\circ$ -Version.
- SPEM-Modell (Sigma-coordinate Primitive Equation Modell) am Laboratoire des Ecoulements Geophysique et Industriels (LEGI), Grenoble (nach Haidvogel et al., 1991; Marchesiello et al., 1993). Erste Ergebnisse dieses Modells liegen im Bericht von Barnier (1994b) vor.

Mit Ausnahme der ersten Ergebnisse des SPEM-Modells und den Resultaten von Semtner und Cherwins $1/6^\circ$ -Modell entspricht keine der in den oben angegebenen Arbeiten dargestellten Rezirkulationen den Ergebnissen aus Kapitel 6. Alle Rezirkulationen enden bereits südlich von 30° S oder greifen weiter nach Osten aus, als die Beobachtungen belegen. Interessant ist, daß in allen Modellexperimenten die Rezirkulation stärker ausgeprägt ist, sobald das Modell nicht mehr mit einem klimatologischen, sondern einem realistischen Windfeld angetrieben wird. Desgleichen wird die auftretende Rezirkulation entscheidend von der Modellauflösung beeinflusst und ist am besten bei Semtner und Cherwin (1992) zu erkennen. In Abschnitt 8.2 wird daher die Rezirkulation des Brasilstroms auf der Basis dieses wirbelaflösenden $1/4^\circ$ -Modells untersucht.

Erste Ergebnisse des SPEM-Modells wurden 1994 auf dem Südatlantiksymposium in Bremen vorgestellt (Barnier, 1994a). Für die vorliegende Arbeit standen leider noch keine Daten des Modells zur Verfügung. Die bisherigen Modellexperimente lassen jedoch aufgrund der Vorabergebnisse (MOCA 65, klimatologischer Modellauf) erwarten, daß die Brasilstromrezirkulation vom Modell in guter Übereinstimmung mit den vorliegenden Beobachtungen wiedergegeben werden kann (B. Barnier, persönliche Mitteilung, 1995).

8.2 Oberflächenzirkulation im 1/4°-Modell

Um die Ergebnisse des wirbelaufösenden 1/4°-Modells mit den METEOR 15-Daten (Erfassungszeitraum 30.Dezember 1990 bis 28.Februar 1991) vergleichen zu können, wurden aus dem zur Verfügung stehenden Datensatz der Modelljahre 1986-1989 Vierjahresmittelwerte der einzelnen Modellmonate gebildet. Zum Vergleich wird hier die über vier Jahre gemittelte Horizontalgeschwindigkeit im Monat Januar verwendet. Abbildung 8.2.1 zeigt die modellierten Oberflächenströmungen in 37.5 m Tiefe.

Der Vergleich mit dem aus Beobachtungen abgeleiteten Oberflächen-Zirkulationschema (Abb. 6.2.5) zeigt in vielen Bereichen gute Übereinstimmung zwischen Modellergebnissen und Beobachtungen. Am Nordrand ist das auf Schnitt A (Abb. 6.2.1) bei 19° S beobachtete Band intensiver Nordströmung deutlich zu erkennen. Westlich dieses Bandes verläuft ein ebenfalls beobachteter schmaler südwärtiger Strom. Die Modellergebnisse stützen die aus der Verteilung der beobachteten Oberflächensalzgehalte (Abb. 6.1.1) abgeleitete Annahme, daß ein Teil des über den Vitoria-Trinidad-Rücken bei 20° S nach Süden transportierten SF nach Norden rezirkuliert. Ebenfalls im Modell enthalten ist der in Schnitt C (Abb. 6.2.3) festgestellte südwestwärtige Transport bei ca. 25° S, 40° W, der den Brasilstrom speist. Der Brasilstrom als ausgeprägter westlicher Randstrom ist auch im Modell erst südlich von 25° S zu erkennen. Im Modell angedeutet ist bei 35° S eine Rezirkulation östlich des Brasilstroms. Das dargestellte Umbiegen der Rezirkulation nach Osten und das anschließende Rückdrehen in den Randstrom bei ca. 31° S wurde jedoch nicht beobachtet.

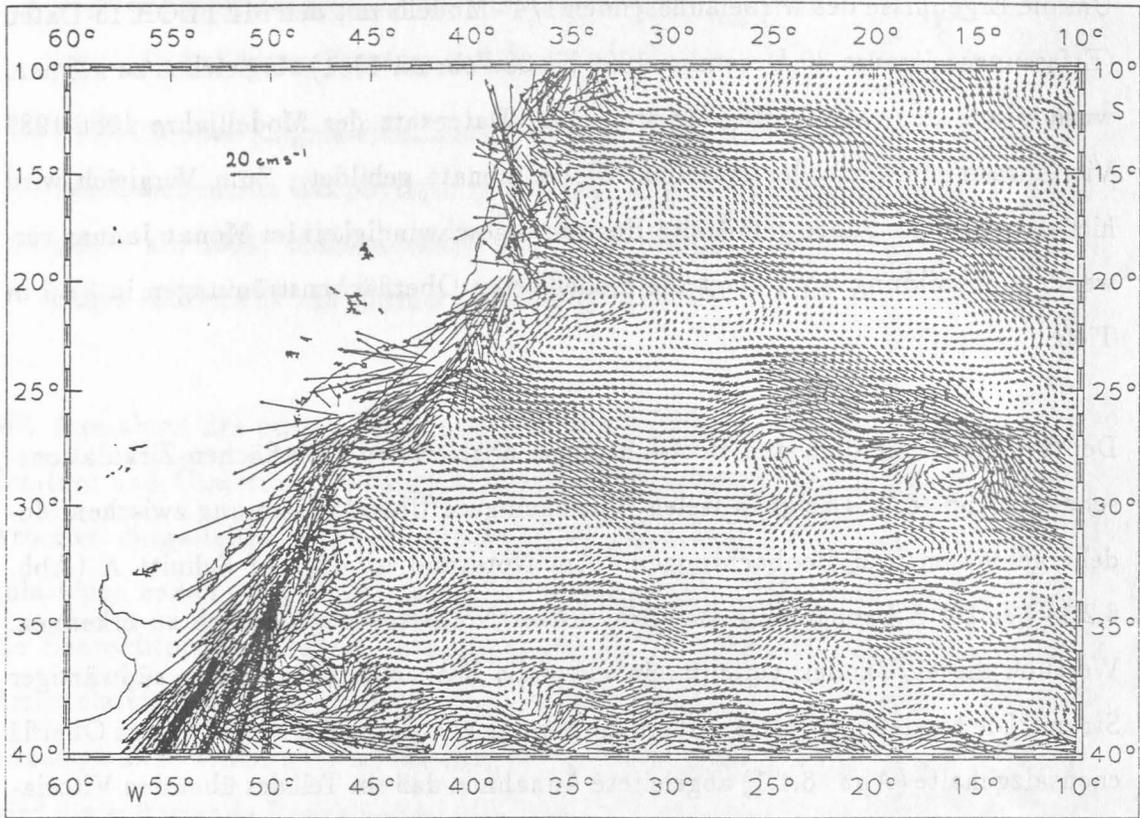


Abb. 8.2.1: Vierjahresmittel (Modelljahr 1986-89) der Horizontalgeschwindigkeiten in 37.5 m Tiefe für den Monat Januar. Die Geschwindigkeiten wurden mit dem 1/4°-Modell von Semtner und Cherwin bei Antrieb durch das realistische Windfeld erzeugt.

Ein deutlich besseres Ergebnis wird mit dem $1/6^\circ$ -Modell von Semtner und Cherwin erzielt (persönliche Mitteilung von A.J. Semtner, 1995). Die nachfolgenden Abbildungen 8.2.2 und 8.2.3 wurden von A.J. Semtner für die vorliegende Arbeit zur Verfügung gestellt. Abbildung 8.2.2 zeigt die modellierten Strömungen in 37.5 m Tiefe gemittelt über die Modelljahre 1992 - 94. Der Antrieb des Modells erfolgt wiederum durch das realistische Windfeld. Deutlich zu erkennen ist in dieser Darstellung eine östlich des Brasilstroms verlaufende nordwärtige Gegenströmung. Die Brasilstromrezirkulation löst sich bei etwa 39° S, 46° W aus dem östlich der Brasil-Malvinas-Konfluenz verlaufenden zonalen Stromband. An ihrer Ostflanke verläuft die bereits in Kapitel 6.1 beschriebene Brasilstromfront (BCF), der verbleibende Zonalstrom bildet den Südatlantischen Strom mit der subtropischen Front (STF) als südlicher Begrenzung (Peterson und Stramma, 1991).

Nach der Ablösung vom Zonalstrom dreht die Brasilstromrezirkulation nach Westen und verläuft ab 36° S eng an den Brasilstrom angelehnt nach Norden. Der modellierte Verlauf der Rezirkulation entspricht damit den Beobachtungen des Gegenstroms bei 36° S und 34° S (Zemba, 1991).

Während Abbildung 8.2.2 aufgrund der geringen Auflösung den Gegenstrom nur bis ca. 33° S erkennen läßt, zeigt die in Abbildung 8.2.3 dargestellte mittlere Auslenkung der Meeresoberfläche einen langen, schmalen Rücken parallel zur brasilianischen Küste. Auf der Südhalbkugel verläuft an der Ostflanke eines meridionalen Rückens der Topographie der Meeresoberfläche stets ein nach Norden gerichteter geostrophischer Strom. Aus Abbildung 8.2.3 kann daher geschlossen werden, daß sich die Brasilstromrezirkulation bis ca. 25° S nach Norden erstreckt.

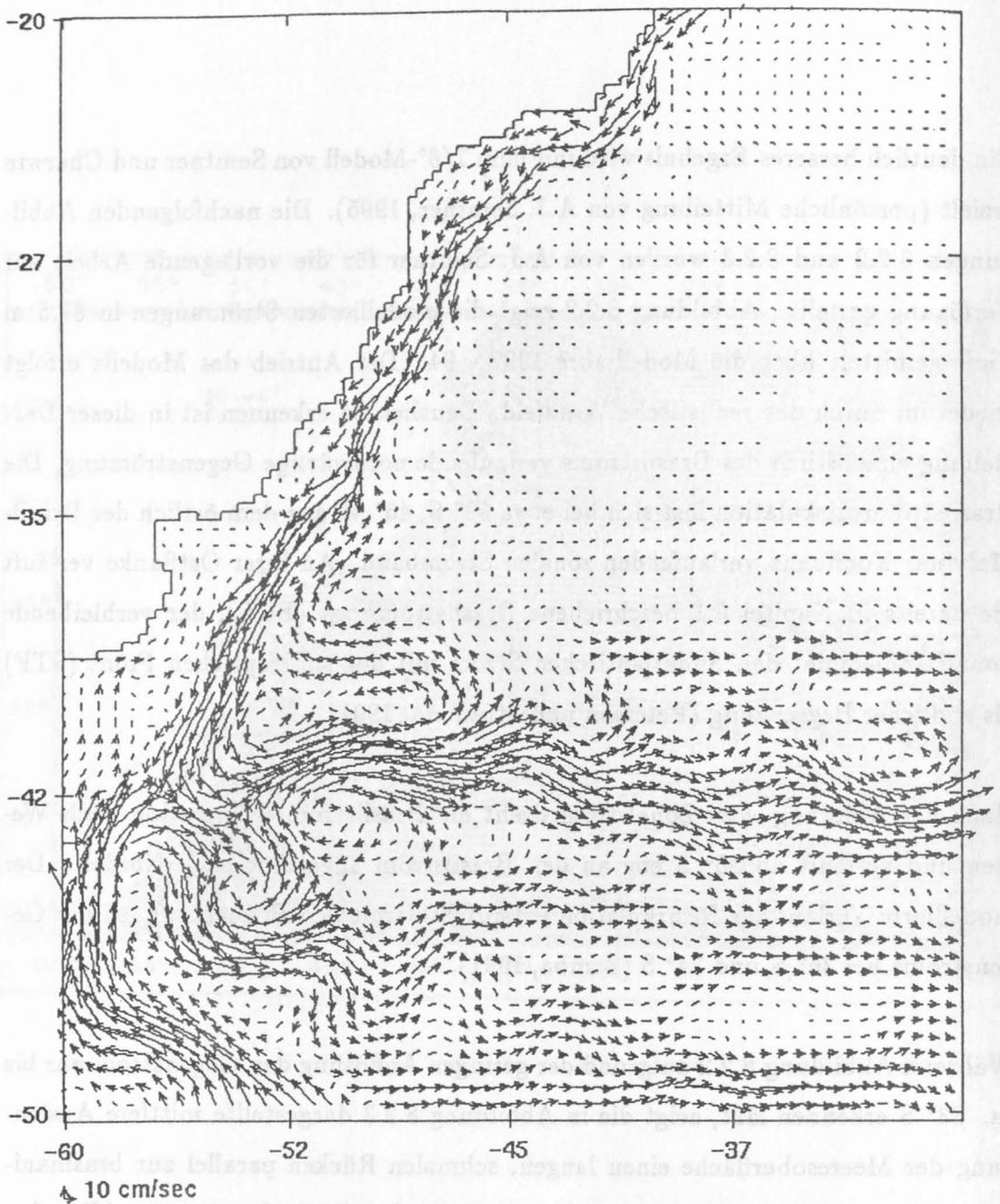


Abb. 8.2.2: Dreijahresmittel (1992 - 1994) der Horizontalgeschwindigkeiten in 37.5 m Tiefe. Die Geschwindigkeiten wurden mit dem $1/6^\circ$ -Modell von Semtner und Cherwin bei Antrieb durch das realistische Windfeld berechnet. Zur Verbesserung der Übersichtlichkeit ist in der Abbildung nur jeder dritte Strömungsvektor dargestellt (A.J. Semtner, 1995).

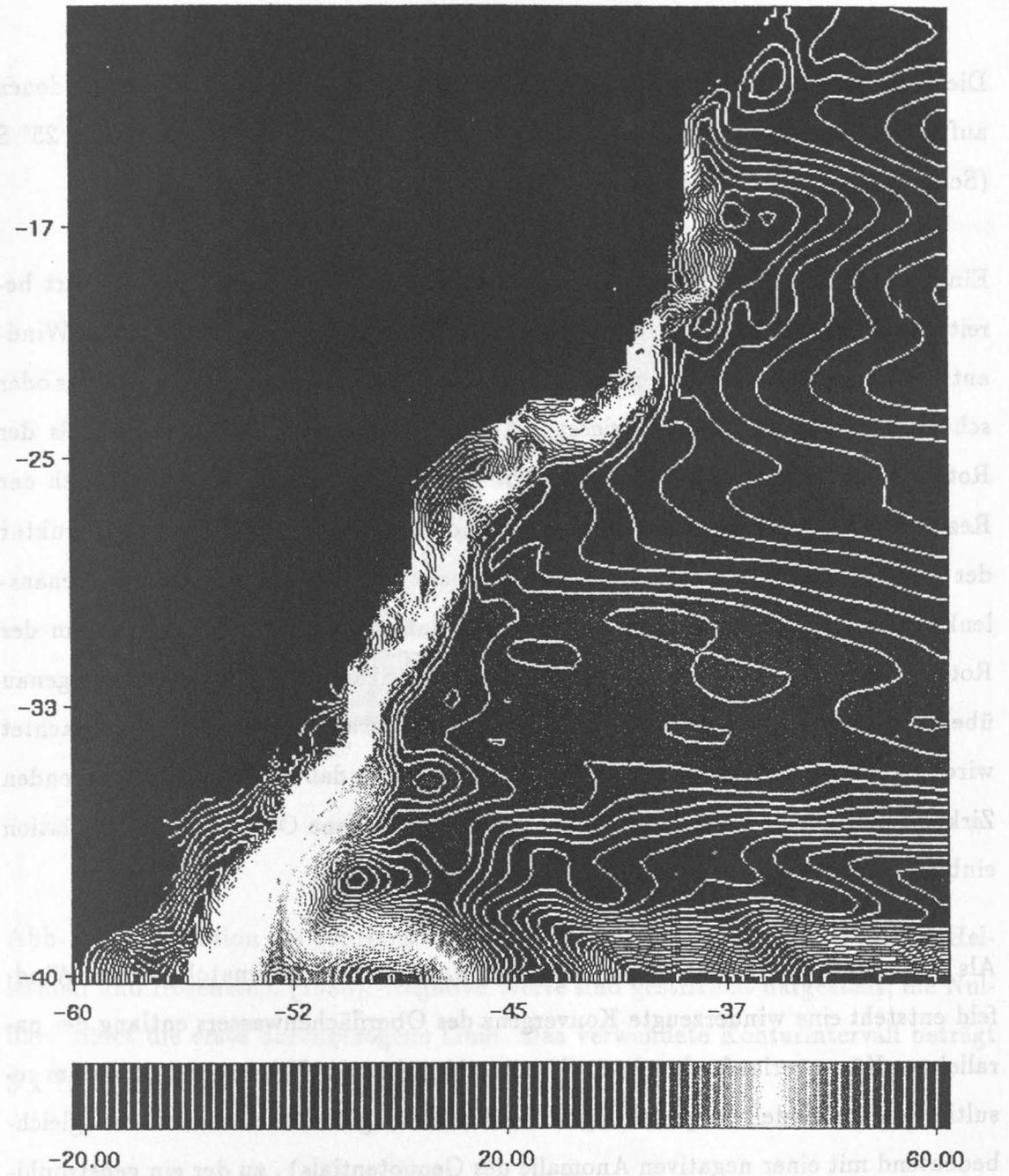


Abb. 8.2.3: Dreijahresmittel (1992 - 1994) der Auslenkung der Meeresoberfläche aus dem 1/6°-Modell von Semtner und Cherwin. Der Modellantrieb erfolgt durch das realistische Windfeld (A.J. Semtner, 1995).

Dieses Ergebnis wird durch die Beobachtungen in Kapitel 6 bestätigt, in denen auf 29° S (Schnitt D, Abb. 6.2.4) die Rezirkulation deutlich erkennbar, bei 25° S (Schnitt C, Abb. 6.2.3) jedoch nicht mehr vorhanden war.

Einen deutlichen Hinweis auf die Dynamik der Brasilstromrezirkulation liefert bereits die Tatsache, daß die eingangs genannten Modelle je nach verwendetem Windantrieb (realistisches oder klimatologisches Windfeld) die Rezirkulation stärker oder schwächer ausgeprägt reproduzieren. Aus der Darstellung des Jahresmittels der Rotation der Windschubspannung (Abb. 8.2.4) geht hervor, daß im Bereich der Rezirkulation eine positive Rotation der Windschubspannung auftritt. Die Struktur der Isolinien gleicher Rotation entspricht dabei den Isohypsen der Oberflächenauslenkung im $1/6^\circ$ -Modell (Abb. 8.2.3). Das langgestreckte lokale Maximum der Rotation der Windschubspannung vor der südamerikanischen Küste befindet sich genau über der Position, auf der in der Oberflächentopographie der Rücken beobachtet wird. Seine zonale Ausdehnung ist jedoch so schmal, daß nur die hochauflösenden Zirkulationsmodelle seinen Einfluß auf die windgetriebene Oberflächenrezirkulation einbeziehen können.

Als Folge der langstreckten atmosphärischen Antizyklone im klimatologischen Windfeld entsteht eine winderzeugte Konvergenz des Oberflächenwassers entlang der parallel zur Küste verlaufenden Antizyklonenachse. Aus der Konvergenz wiederum resultiert die im Modell dargestellte positive Auslenkung der Meeresoberfläche (gleichbedeutend mit einer negativen Anomalie des Geopotentials), zu der ein geostrophischer Strom gehört. Dieser Strom weist auf der küstenwärtigen Seite der Konvergenz nach Südwesten und intensiviert den Brasilstrom, auf der küstenabgewandten Flanke zeigt die geostrophische Strömung nach Nordwesten und bildet den beobachteten Rezirkulationstrom.

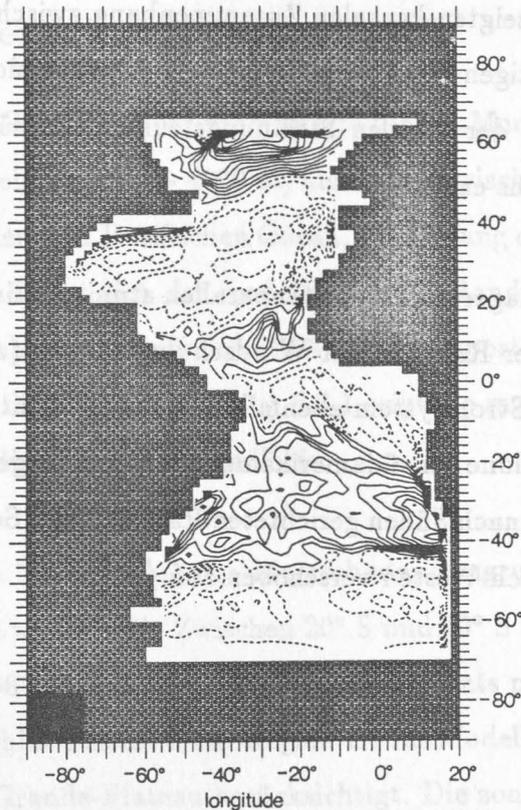


Abb. 8.2.4: Rotation des Jahresmittels der Windschubspannung $(\nabla \times \vec{\tau})_z$ nach Helerman und Rosenstein (1983). Negative Werte sind gestrichelt dargestellt, die Nulllinie bildet die erste durchgezogene Linie. Das verwendete Konturintervall beträgt $5 \times 10^{-7} \text{ N m}^{-3} \text{ rad}^{-2}$ (aus Onken, 1994).

Aus dem zuvor aufgezeigten kausalen Zusammenhang zwischen dem lokalen Windfeld und der nordwärtigen Brasilstromrezirkulation lassen sich die in Kapitel 7 diskutierten Variationen der zonalen Strömungsstruktur am südwestlichen Rand des Brasilianischen Beckens erklären.

Durch eine zonale Verlagerung des küstenparallelen atmosphärischen Hochdruckgürtels, d.h. der Zone positiver Rotation der Windschubspannung (Abb. 8.2.4), verschiebt sich das Oberflächen-Stromsystem ebenfalls in zonaler Richtung. Je dichter die atmosphärische Antizyklone der südamerikanischen Küste vorgelagert ist, desto schmaler wird das Band des nach Süden gerichteten Randstroms. Seine Rezirkulation tritt dann entsprechend nach Westen verschoben auf.

8.3 Tiefenwasserzirkulation im Modell

Das von England und Garçon (1993) modifizierte GFDL-Modell erzeugt einen Export von NADW (Modelltiefe 2000 - 4000 m) aus dem tropischen und subtropischen Atlantik in den Indischen und Pazifischen Ozean, der entlang des westlichen Randes verläuft. Bei etwa 40° S löst sich der modellierte tiefe Randstrom vom südamerikanischen Kontinentalabhang. Der weitere NADW-Transport in östlicher Richtung erfolgt im tieferen Teil des ACC. Abbildung 8.3.1 zeigt die modellierten Horizontalgeschwindigkeiten des NADW in 2250 m Tiefe.

Dem Modell liegt eine Topographie des Meeresbodens zugrunde, die lediglich die großskaligen Merkmale wiedergibt. Zwischen 20° S und 40° S verläuft der Übergang von der 1000 m- zur 4000 m-Isobathe als schmale Zone stets parallel zur Küste. Als weiteres Merkmal der hier betrachteten Region ist im Modell nur die Rio-Grande-Schwelle und das Rio-Grande-Plateau berücksichtigt. Die zonale Vitoria-Trinidad-Schwelle bei ca 20° S ist in der Modelltopographie nicht vorhanden, d.h. der tiefe westliche Randstrom kann, von der Topographie geführt, ungehindert am Kontinentalabhang nach Süden verlaufen.

Im Gegensatz zu dem zuvor dargestellten Modellergebnis zeigt das horizontale Strömungsfeld im 2475 m-Niveau des 1/4°-Modells von Semtner und Cherwin (Abb. 8.3.2) den Einfluß des Vitoria-Trinidad-Rückens auf den nach Süden verlaufenden tiefen westlichen Randstrom. Ergebnisse des 1/6°-Modells standen für die vorliegende Analyse noch nicht zur Verfügung. Obwohl die Topographie des Rückens aufgrund seiner geringen meridionalen Ausdehnung nur in sehr stark geglätteter Form in der Modelltopographie berücksichtigt ist, biegt der Randstrom bei ca. 20° S nach Osten um und rezirkuliert südlich des Rückens nach Westen.

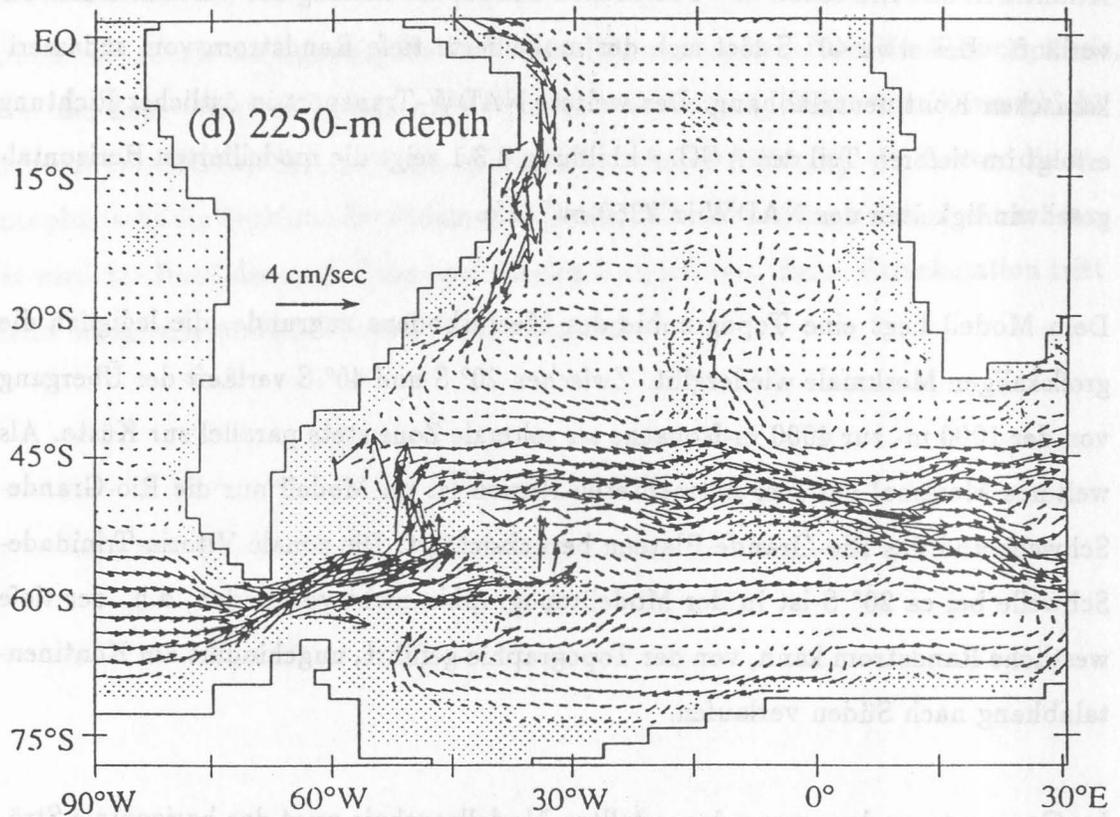


Abb. 8.3.1: Modellierte Horizontalgeschwindigkeiten im Tiefenbereich des NADW. Erzeugt wurde das Strömungsfeld mit dem Südatlantikmodell von England et al. (nach England, 1993). Modelltiefen unter 3000 m sind schattiert.

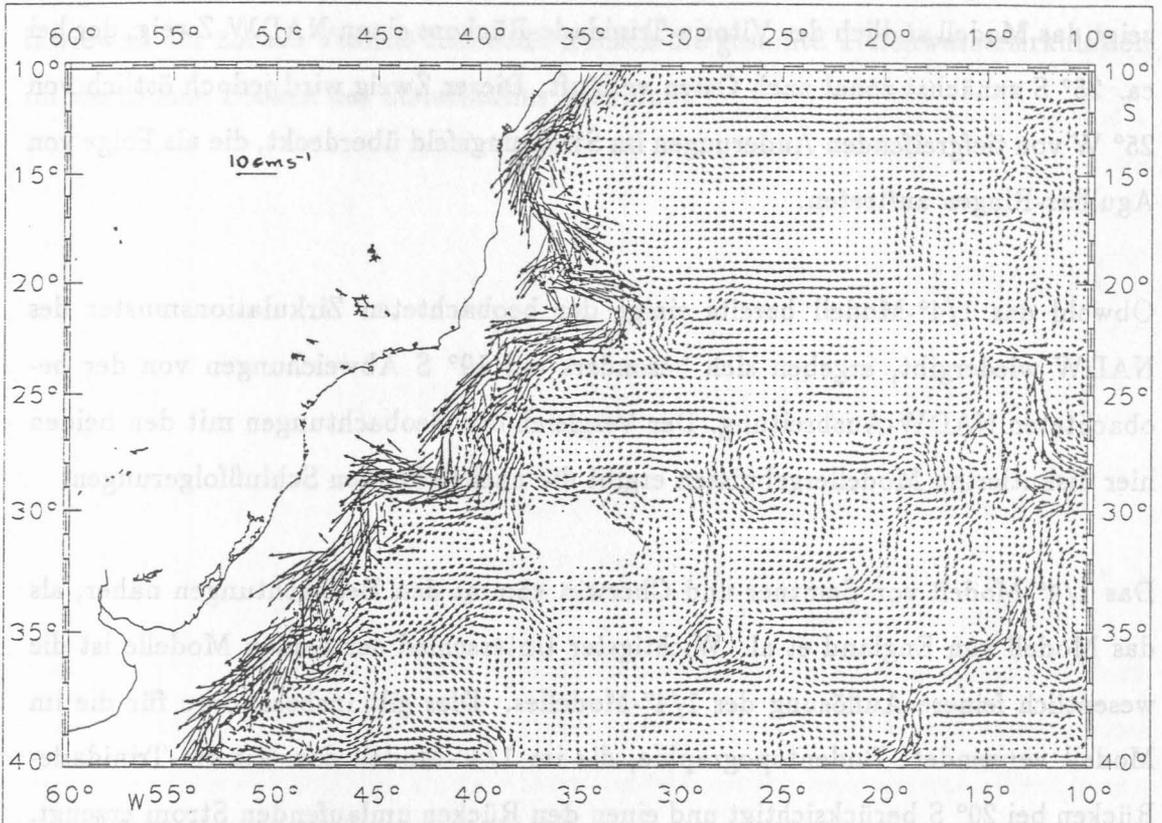


Abb. 8.3.2: Modellierte Horizontalgeschwindigkeiten im Tiefenbereich des NADW. Erzeugt wurde das Strömungsfeld mit dem $1/4^\circ$ -Modell von Semtner und Cherwin.

Das $1/4^\circ$ -Modell erzeugt einerseits einen tiefen westlichen Randstrom, der zwischen 20° S und 40° S oberhalb der 3000 m-Isobathe verläuft und im Gebiet südwestlich des Rio-Grande-Plateaus in eine nordwärtige Rezirkulation übergeht. Andererseits zeigt das Modell südlich des Vitoria-Trinidad-Rückens einen NADW-Zweig, der bei ca. 25° S zunächst zonal nach Osten verläuft. Dieser Zweig wird jedoch östlich von 25° W von tiefgreifenden Änderungen im Strömungsfeld überdeckt, die als Folge von Agulhas-Ringen auftreten.

Obwohl das $1/4^\circ$ -Modell bereits einige der beobachteten Zirkulationsmuster des NADW wiedergibt, ergeben sich besonders auf 19° S Abweichungen von der beobachteten NADW-Ausbreitung. Der Vergleich der Beobachtungen mit den beiden hier diskutierten Modellergebnissen ergibt die nachstehenden Schlußfolgerungen:

Das $1/4^\circ$ -Modell von Semtner und Cherwin kommt den Beobachtungen näher, als das Modell von England et al. Wichtigster Unterschied der beiden Modelle ist die wesentlich feinere Auflösung des $1/4^\circ$ -Modelles. Dies gilt insbesondere für die im Modell verwendete Bodentopographie, die im $1/4^\circ$ -Modell den Vitoria-Trinidad-Rücken bei 20° S berücksichtigt und einen den Rücken umlaufenden Strom erzeugt.

Interessanterweise differieren die beiden betrachteten Modelle in einer Region, in der ihre Topographien aufgrund der geringfügigen Variationen der realen Topographie nahezu identisch sind. Südlich von 30° S verläuft der NADW-Strom bei England et al. weiterhin als tiefer westlicher Randstrom und biegt bei 40° S zonal nach Osten um. Das $1/4^\circ$ -Modell dagegen weist südwestlich des Rio-Grande-Plateaus eine deutliche nordwärtige Rezirkulation auf, die durch Beobachtungen belegt wird (Kapitel 6). Außerdem erzeugt dieses Modell bei 25° S eine zonale NADW-Ausbreitung, die in Einklang mit dem aus Bilanzen berechneten Zonalstrom (Kapitel 5.5) steht.

Anhand des Vergleichs der beiden Modelle wurde bereits deutlich, daß die Modelltopographie einen großen Einfluß auf die simulierte NADW-Ausbreitung besitzt. Im folgenden Kapitel soll anhand eines einfachen eigenen Modells überprüft werden, inwieweit der zonale Vitoria-Trinidad-Rücken die gesamte Tiefenwasserzirkulation im westlichen Becken des Südatlantiks beeinflusst.

Kapitel 9

Dynamik der Tiefenwasserzirkulation:

9.1 Potentielle Vorticity

In den vorangegangenen Kapiteln wurde gezeigt, daß die Bodentopographie offenbar einen großen Einfluß auf die Ausbreitung des NADW besitzt. Veränderungen der Wassertiefe bedeuten oftmals Variationen in der vertikalen Mächtigkeit der Tiefenwasserschicht. Der Einfluß von Änderungen der Schichtdicke eines Wasserkörpers auf sein Bewegungsverhalten kann anhand der potentiellen Vorticity des Wasserkörpers untersucht werden.

Basis für die in diesem Kapitel folgenden Untersuchungen ist die Erhaltungsgleichung der potentiellen Vorticity Q .

$$\frac{d}{dt} \left(\frac{\zeta + f}{H} \right) = 0 \quad \text{bzw.} \quad Q = \frac{\zeta + f}{H} = \textit{konst.} \quad (9.1)$$

Gleichung (9.1) besagt, daß sich eine Wassersäule der Mächtigkeit H entlang einer Trajektorie mit $Q = konst.$ bewegt, die durch die Scherung der Horizontalgeschwindigkeit $\zeta = (\nabla \times \vec{v})_H$ in der Säule und den Coriolisparameter $f = 2\Omega \sin(\varphi)$, d.h. durch die geographische Breite, bestimmt wird.

Für die meisten Prozesse in der großräumigen Zirkulation reduziert sich (9.1) auf den einfachen Ausdruck

$$\frac{f}{H} = konst. \quad , \quad (9.2)$$

da die auftretenden horizontalen Geschwindigkeitsscherungen gegenüber der lokalen z -Komponente der Erdrotation vernachlässigbar klein sind. Im einfachsten Fall ist H gleich der Wassertiefe z , d.h. die Trajektorie der Wassersäule wird bestimmt durch die Bodentopographie. Konkret bedeutet dieser als topographische Steuerung bezeichnete Effekt, daß eine frei bewegliche Wasserparzelle bei zunehmender Wassertiefe stets polwärts, bei abnehmender Wassertiefe dagegen äquatorwärts abgelenkt wird.

Ist die Wassersäule dagegen nicht frei beweglich, sondern wird durch ein Hindernis auf eine rein zonale Bahn gezwungen, führt eine Vergrößerung der Wassertiefe zu einem Anwachsen von $|\zeta|$. Auf der Nordhalbkugel mit $f > 0$ folgt dann aus der Erhaltungsgleichung der potentiellen Vorticity Q , daß $\Delta\zeta > 0$, d.h. die Wassersäule beginnt gegen den Uhrzeigersinn zu rotieren. Für die Südhemisphäre gilt wegen $f < 0$ entsprechend $\Delta\zeta < 0$, die Rotation erfolgt also im Uhrzeigersinn.

9.2 Einfaches Gedankenmodell

Die Beeinflussung der Zirkulation durch den Vitoria-Trinidad-Rücken soll anhand eines einfachen Gedankenmodells erläutert werden

Betrachtet wird ein rechteckiges Becken mit variabler Beckentiefe H_i (Abb. 9.2.1). Das Becken wird in zonaler Richtung durch eine Wand mit $H_0 = 0$ unterteilt, die einen meridionalen Durchlaß der Tiefe H_2 besitzt. Für die Wassertiefen H_i im Becken gelte $H_i < H_{i+1}$. H_1 und H_2 sind konstant, während H_3 mit zunehmender Entfernung von der Region mit H_2 langsam linear anwächst. Die Dichte im Becken sei homogen und es wird der stationäre reibungsfreie Fall auf der Südhalbkugel betrachtet, also $f < 0$.

Im Westen des Beckens verlaufe nördlich der Wand nach Osten gerichteter Zonalstrom \vec{v} mit $\nabla \times \vec{v} = 0$ und $u = \text{konst.}, v = 0$. In diesem Zonalstrom bewegen sich die Wassersäulen A (bei φ_1 im Bereich mit H_1) und B (bei φ_2 im Bereich mit H_2). Die Wassersäulen besitzen die potentielle Vorticity

$$Q_A = \frac{f(\varphi_1)}{H_1} = \text{konst.} \quad \text{und} \quad Q_B = \frac{f(\varphi_2)}{H_2} = \text{konst.} \quad (9.3)$$

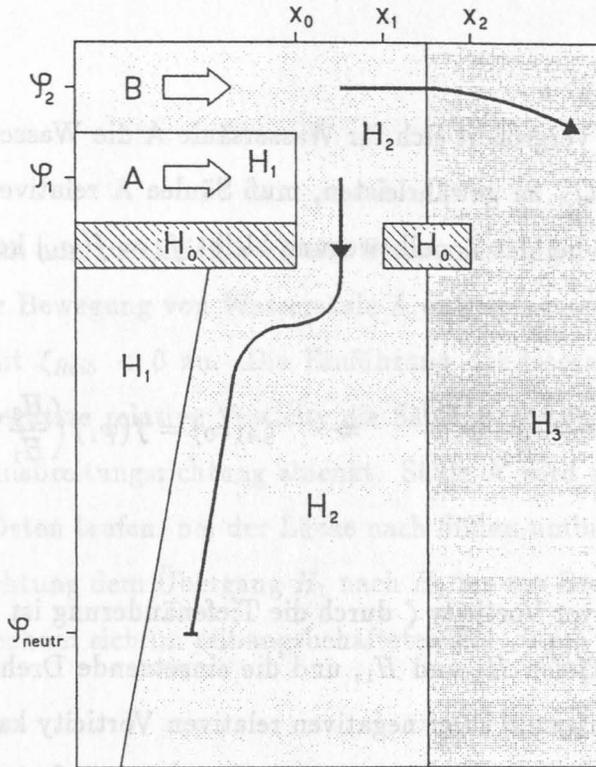


Abb. 9.2.1: Schematisierte Darstellung des Einflusses von Tiefenänderungen auf eine homogene Strömung parallel zu einem zonalen Rücken. Skizziert sind die Trajektorien zweier Wassersäulen A und B durch Linien konstanter potentieller Vorticity Q . Betrachtet wird die Situation auf der Südhemisphäre, d.h. Coriolisparameter $f < 0$. Für die Tiefen gilt $H_1 = \text{konst.}$, $H_1 < H_2 = \text{konst.}$ und $H_2 < H_3$ (linear anwachsend). Die Tiefenänderung erfolgt also für Säule A bei x_0 abrupt, während für Wassersäule B die Tiefe H_2 bei x_2 in das nach Osten linear anwachsende H_3 übergeht.

An der Stelle $x = x_0$ vergrößert sich für Wassersäule A die Wassertiefe von H_1 auf H_2 . Um konstantes Q_A zu gewährleisten, muß Säule A relative Vorticity ζ_A zugeführt werden, denn bei der Zonalbewegung bleibt $f_A = f(\varphi_1)$ konstant.

$$Q_A = \frac{f(\varphi_1)}{H_1} = \frac{f(\varphi_1) + \zeta_A(x_0)}{H_2} \quad \Rightarrow \quad \zeta_A(x_0) = f(\varphi_1) \left(\frac{H_2}{H_1} - 1 \right) < 0 \quad (9.4)$$

Der Gewinn an relativer Vorticity ζ durch die Tiefenänderung ist also proportional zum Verhältnis der Tiefen H_2 und H_1 , und die einsetzende Drehbewegung erfolgt im Uhrzeigersinn. Aufgrund ihrer negativen relativen Vorticity kann Wassersäule A nun durch die Mauerlücke auf einer Fläche mit $Q = Q_A$ nach Süden bewegt werden. Auf einer geographische Breite φ_{neutr} mit $f(\varphi_{neutr}) = f(\varphi_1) + \zeta_A(x_0)$ verschwindet die Rotation der Wassersäule, da ein negativer Zuwachs in f bei der polwärtigen Bewegung durch die Zufuhr von positivem ζ kompensiert werden muß, um Q_A konstant zu erhalten.

$$Q_A = \frac{f(\varphi_{neutr})}{H_2} = \frac{f(\varphi_1) + \zeta_A(x_0)}{H_2} \quad (9.5)$$

$$f(\varphi_{neutr}) = f(\varphi_1) \left(\frac{H_2}{H_1} \right) \quad (9.6)$$

$$\varphi_{neutr} = \arcsin \left(\frac{H_2}{H_1} \sin(\varphi_1) \right) \quad (9.7)$$

Berücksichtigt man nun zusätzlich noch eine Stromscheidung durch laterale Reibung, so führt diese der Bewegung von Wassersäule A entgegengesetzte Kraft weitere relative Vorticity mit $\zeta_{Reib} < 0$ zu. Die Einführung der lateralen Reibung bewirkt außerdem, daß negative relative Vorticity die Säule A stets rechtsweisend von der ursprünglichen Ausbreitungsrichtung ablenkt. Säule A wird also zunächst parallel zur Wand nach Osten laufen, bei der Lücke nach Süden umbiegen und von dort in südwestlicher Richtung dem Übergang H_1 nach H_2 bis zur Breite φ_{neutr} folgen. Die Breite φ_{neutr} berechnet sich im reibungsbehafteten Fal. durch

$$\varphi_{neutr} = \arcsin \left(\frac{H_2}{H_1} \sin(\varphi_1) + \frac{\zeta_{Reib}}{2\Omega} \right) \quad (9.8)$$

Für Wassersäule B gelten die gleichen Überlegungen wie zuvor für Säule A, sie jedoch nicht von der Lücke zwischen x_0 und x_1 beeinflußt, da sich die ursprüngliche Säulendicke H_2 erst bei x_2 verändert. Die bei x_2 einsetzende lineare Tiefenzunahme erfolgt langsam, infolgedessen ist $\zeta_B(x_2) < 0$ (wegen $H_2 < H_3$) sehr klein gegenüber f . Die Zunahme der Wassertiefe wird bei Säule B direkt durch eine polwärtige Ablenkung der Trajektorie kompensiert. Die Wassersäule biegt allmählich nach Süden und folgt dabei einer Kontur, auf der $f/H_3 = \text{konstant}$ gilt.

9.3 Vorticity-Modell der Tiefenwasserzirkulation

Topographie des Modells

Das Gedankenmodell des vorigen Abschnitts soll nun auf die Tiefenwasserzirkulation im Südlichen Brasilianischen Becken angewandt werden.

In der zu untersuchenden Region bilden der Vitoria-Trinidad-Rücken und die auf gleicher Breite weiter östlich gelegene Insel Trinidad für das NADW die beschriebene Wand. Nördlich und südlich des Rückens verläuft parallel zum Rücken eine Zone von durchschnittlich 30 km Breite, in der die Wassertiefe von 1500 m auf 3500 m zunimmt. Die Zone nördlich des Rückens wird im Modell als Region mit Tiefe $H_1 = konst.$ behandelt. H_1 wird innerhalb verschiedener Modellexperimente variiert. Bei ca. 34° W erfolgt die Tiefenzunahme östlich des Rückens innerhalb weniger Kilometer ($\Delta x < 5$ km) und kann daher in guter Näherung durch den Tiefensprung H_1 nach H_2 dargestellt werden.

Beobachtungen zeigen, daß das NADW im Südlichen Brasilianischen Becken etwa den Tiefenbereich zwischen 1500 m und 3500 m einnimmt. Da die Obergrenze des NADW (Übergang vom AAIW zum NADW, in Kapitel 5 angenähert durch $\sigma_2 = 36.7$) in Beobachtungsdaten wesentlich unschärfer als die Untergrenze (definiert durch $\Theta = 2^\circ\text{C}$ bzw. $\sigma_4 = 45.87$) auftritt, wurde für das Modell die Obergrenze mit $H_{oben} = 1500$ m fest vorgegeben. Die Untergrenze H_{unten} wurde durch Interpolation der Tiefenlage der 2°C -Isothermen der potentiellen Temperatur über das Untersuchungsgebiet festgelegt. Basis für die Interpolation bilden neben den bisher verwendeten METEOR 15-Daten historische Datensätze. In Gebieten, in denen die 2°C -Isotherme aufgrund zu geringer Wassertiefen nicht auftritt, wird als Tiefe H_{unten} die tatsächliche Wassertiefe aus einem topographischen Datensatz mit $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ -Auflösung benutzt.

Im Gebiet östlich und südlich der Wand, d.h. den früheren Regionen mit H_2 und H_3 , ist die Topographie H des Modells nun definiert durch $H = H_{\text{unten}} - H_{\text{oben}}$ bzw. $H = H_{\text{unten}} - 1500$ m.

Die mittlere Tiefe H beträgt im Inneren des Modellbeckens 2000 m, lokale Abweichungen haben die Größenordnung von maximal ± 200 m.

Den Westrand des Modells bildet eine Region konstanter Tiefe H_1 , die mit der Tiefe unmittelbar nördlich der Wand identisch ist. Dieser Bereich entspricht damit realen Wassertiefen, die nach der oben angegebenen Definition der Modelltiefen zwischen 0 m und 3000 m betragen.

Modellergebnisse

Betrachtet wird zunächst die mögliche Trajektorie der Wassersäule A, also der Einfluß der plötzlichen Zunahme der Wassertiefe an der Stelle x_0 . Die Trajektorie der Parzelle wird durch eine Linie konstanter potentieller Vorticity Q beschrieben. Im Rahmen mehrerer Modellexperimente wurde die Tiefe H_1 variiert und damit die als Folge des Tiefensprunges H_1 nach H_2 zugeführte relative Vorticity ζ_A verändert. Die Abhängigkeit der potentiellen Vorticity der Wassersäule A von ihrer Anfangsmächtigkeit H_1 ist in Abbildung 9.3.1 aufgetragen. Abbildung 9.3.2 zeigt die geographische Breite φ_{neutr} , bei der $\Delta f = \zeta_A$ auftritt, in Abhängigkeit von der Änderung der Schichtdicke ΔH beim Übergang von der Tiefe H_1 nach H_2 . Die Ergebnisse der Modellexperimente mit verschiedenen Anfangstiefen H_1 sind als Linien konstanter potentieller Vorticity Q in Abbildung 9.3.3 angegeben.

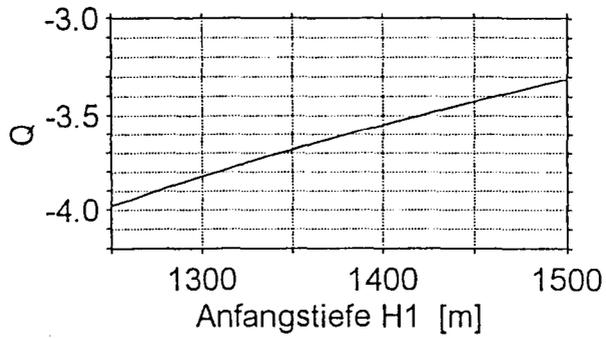


Abb. 9.3.1: Potentielle Vorticity Q von Wassersäule A (in $10^{-8} m^{-1} s^{-1}$) als Funktion der Anfangsschichtdicke H_1 .

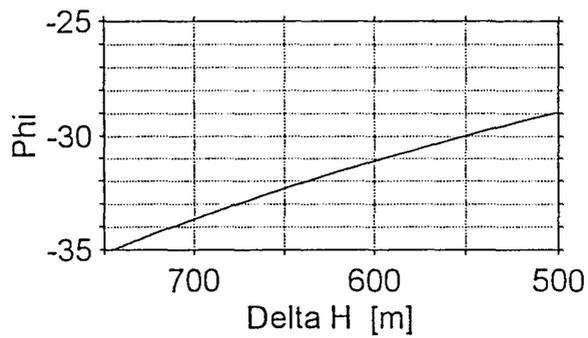


Abb. 9.3.2: Geographische Breite φ_{neutr} , bei der die breitenabhängige Änderung Δf des Coriolisparameters die relative Vorticity ζ_A aus dem Tiefensprung ΔH von Wassersäule A kompensiert.

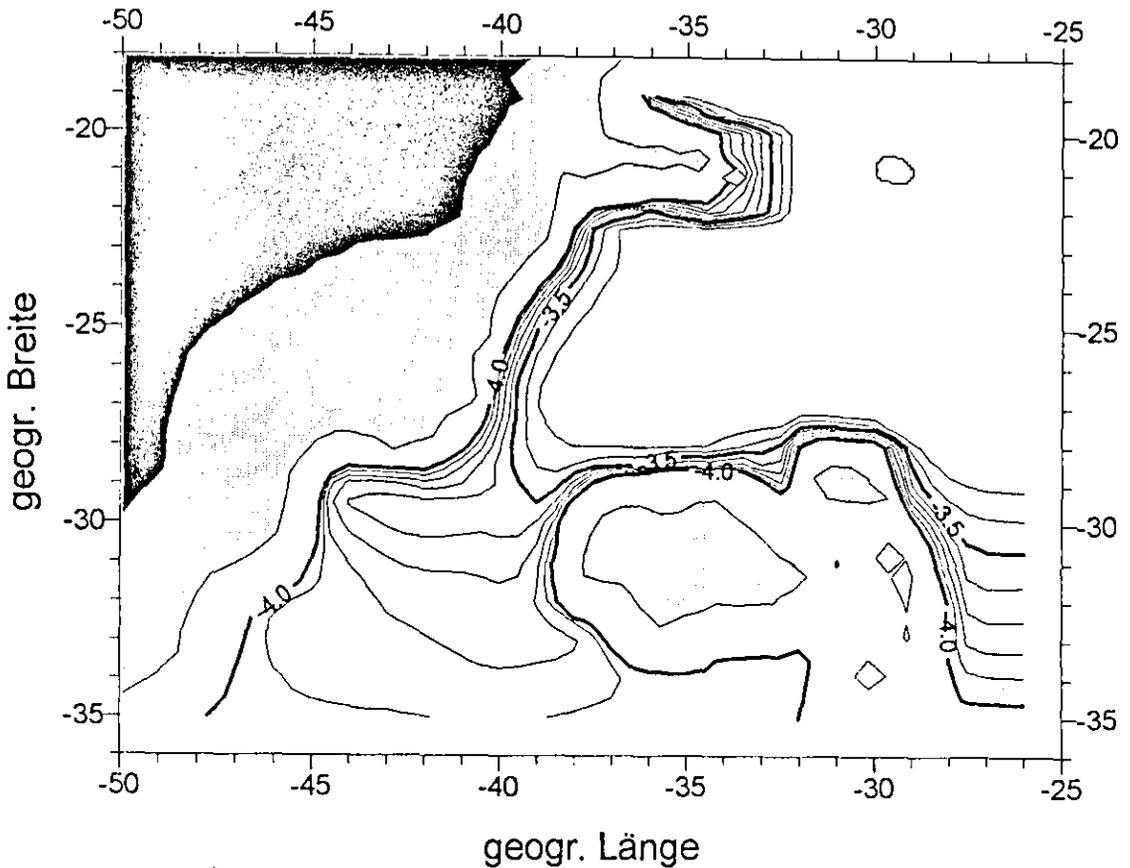


Abb. 9.3.3: Durch Konturen konstanter potentieller Vorticity Q (in $10^{-8}m^{-1}s^{-1}$) dargestellte Trajektorien der Wassersäule A, die in der Modellregion nördlich des Rückens von der Dicke H_1 auf H_2 gestreckt wurde. H_2 ist fest mit 2000 m vorgegeben, H_1 variiert für die verschiedenen Konturlinien zwischen 1250 m und 1500 m. Die Zuordnung von Q zu den Anfangstiefen H_1 ist in Abb. 9.3.1 angegeben. Schattiert dargestellt sind Bereiche, in denen die Modelltiefe weniger als 1500 m beträgt (entspricht einer realen Wassertiefe $z < 3000$ m).

Wassersäule B ist keinen plötzlichen Änderungen der Schichtmächtigkeit unterworfen, da sich H_2 im Modellgebiet nur geringfügig ändert. Ihre Trajektorien werden daher außerhalb des Startgebietes durch $f/H = \text{konstant}$ bestimmt. Die potentielle Vorticity von Säule B in Abhängigkeit von der Anfangstiefe H_2 ist in Abbildung 9.3.4 dargestellt, die hieraus resultierenden Trajektorien entlang der f/H -Konturen zeigt Abbildung 9.3.5.

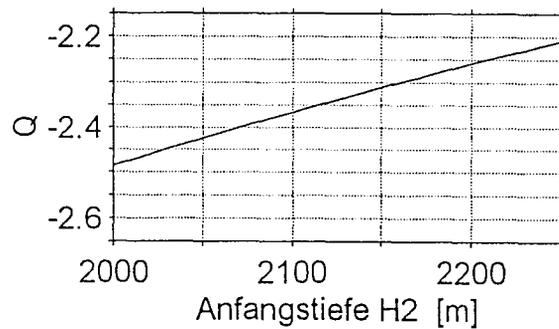


Abb. 9.3.4: Potentielle Vorticity Q von Wassersäule B (in 10^{-8} s^{-1}) als Funktion der Anfangsschichtdicke H_2 .

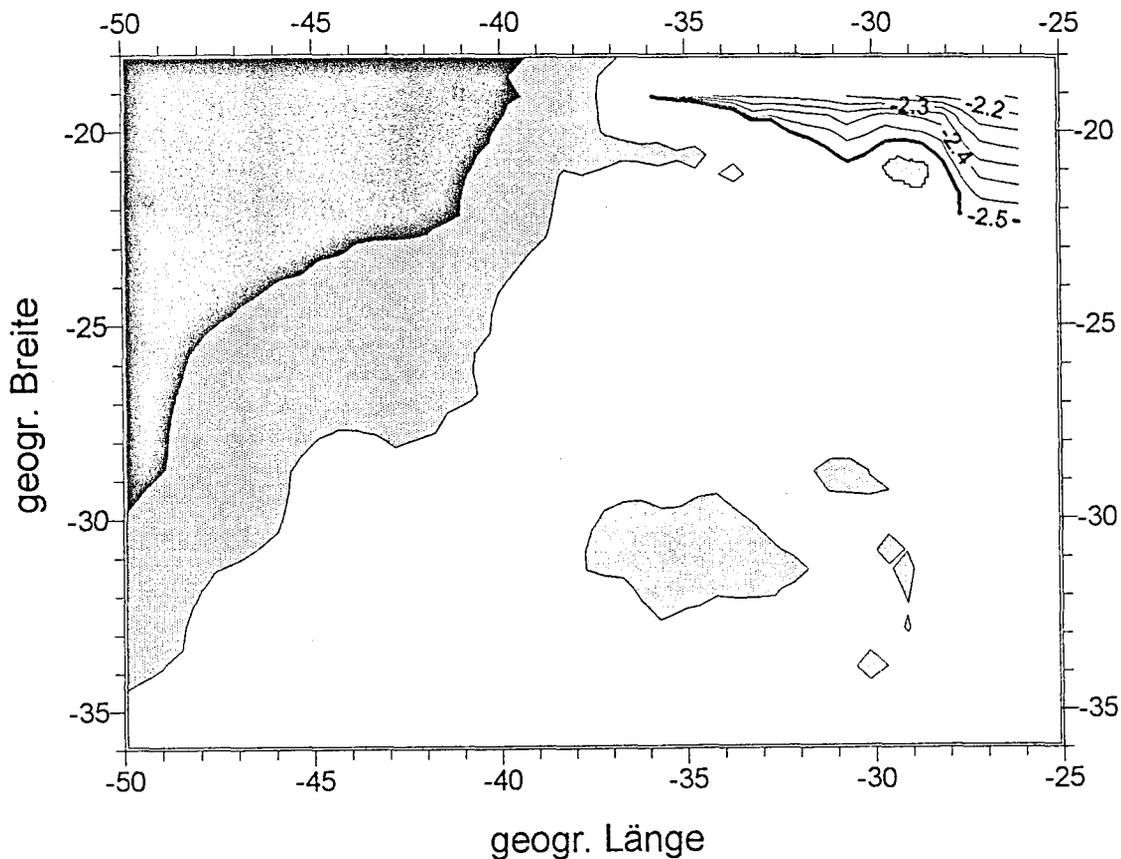


Abb. 9.3.4: Durch Konturen konstanter potentieller Vorticity Q (in $10^{-8}m^{-1}s^{-1}$) dargestellte Trajektorien der Wassersäule B, die in der Modellregion nördlich des Rückens die Anfangsmächtigkeit H_2 besitzt. H_2 variiert für die verschiedenen Konturlinien zwischen 2000 m und 2200 m. Die Zuordnung von Q zu den Anfangstiefen H_2 ist in Abb. 8.3.4 angegeben. Schattiert dargestellt sind Bereiche, in denen die Modelltiefe weniger als 1500 m beträgt (entspricht einer realen Wassertiefe $z < 3000$ m).

9.4 Diskussion der Modellergebnisse

Das hier verwendete einfache Vorticity-Modell zeigt bemerkenswert gute Übereinstimmung mit der in Kapitel 6 diskutierten beobachteten Zirkulation des Tiefenwassers. Vorausgesetzt wurde im Modell lediglich, daß die NADW-Ausbreitung nördlich des Vitoria-Trinidad-Rückens nicht mehr nur ausschließlich in Form eines an die Topographie des Kontinentalabhangs angelehnten tiefen westlichen Randstromes erfolgt. Abgeleitet wurde die Modellformulierung der Wassersäulen A und B aus dem WOCE-Schnitt A9 auf 19° S (Abb. 5.2.1 und 6.2.2), der zeigt, daß nur ca. 40 Prozent des Randstromtransportes auf 19° S am Kontinentalabhang verlaufen und damit starken topographischen Gradienten unterworfen sind. Der südwärtige Hauptstrom ist jedoch mehr als 500 km breit aufgefächert und verläuft in einer Entfernung von über 600 km vor dem südamerikanischen Kontinent über einem gradientenarmen Teil des Nördlichen Brasilianischen Beckens.

Die Reduzierung der tatsächlichen NADW-Ausbreitung von seiner Quelle im Nordatlantik bis zum Vitoria-Trinidad-Rücken auf zwei ostwärtige Strombänder nördlich des Rückens läßt die Frage nach der auf 19° S beobachteten NADW-Aufspaltung zunächst völlig offen. Dennoch läßt sich anhand dieser Vereinfachung der in Kapitel 5.5 aus Bilanzrechnungen abgeleitete ostwärtige Zonalstrom von NADW im Bereich 20° S bis 30° S erklären. Das Modell zeigt in Form von Wassersäule B, daß ein ostwärtiger Zonalstrom im Untersuchungsgebiet aus Wassermassen gebildet wird, die sich im Beckeninneren entlang von Konturen mit $f/H = \text{konstant}$ ausbreiten. Die relative Vorticity ζ dieser Wassermassen ist sehr klein gegenüber f , d.h. es treten innerhalb des Wasserkörpers nur geringe horizontale Geschwindigkeitscherungen auf, und die Mächtigkeit der Wasserschicht wird nicht wesentlich durch topographische Einfüsse verändert. Anhand der berechneten Werte der potentiellen Vorticity Q der Wassersäule B wird deutlich, daß das Wasser der in Kapitel 5.5 berechneten Zonalströmung aus dem küstenfernen und breiten NADW-Band nördlich

des Vitoria-Trinidad-Rückens stammt.

Das Modell zeigt weiterhin anhand von Wassersäule A, daß sich nur die NADW-Anteile, die bei 19° S eng an den Kontinentalabhang bzw. die Nordflanke des Rückens angelehnt sind, als tiefer Randstrom am Westrand des Beckens nach Süden ausbreiten können. Ermöglicht wird die Stabilisierung des NADW-Stroms am Westrand durch die Zufuhr negativer relativer Vorticity ζ aus der Zunahme der NADW-Schichtdicke. Das NADW, daß durch den Rücken von seiner ursprünglichen südwestlichen Ausbreitung am Kontinentalabhang in eine zonale ostwärtige Richtung über der nördlichen Rückenflanke gezwungen wurde, erfährt am Ostrand des Rückens eine erhebliche Tiefenzunahme. Im Modell wurde die Zufuhr von $\zeta_A < 0$ durch eine abrupte Tiefenzunahme im Bereich des Wanddurchlasses simuliert. Diese plötzliche Zunahme ist in der Realität durch die sehr steile Topographie am Ostrand des Vitoria-Trinidad-Rückens näherungsweise erfüllt.

Modell und Beobachtungen zeigen, daß die NADW-Ausbreitung entlang des Westrandes südlich des Vitoria-Trinidad-Rückens entlang von Konturen erfolgt, auf denen die Schichtdicke H konstant bleibt. Beobachtet wird der Hauptstrom von NADW im Bereich der 3500 m-Isobathe (Abb. 9.2.3 in Verbindung mit 6.2.2 - 4 und 4.3.1 - 2). Der NADW-Strom folgt $H = \text{konstant}$, solange $f(\varphi) + \zeta_A = \text{konstant}$ erfüllt wird. Die Bedingung $f(\varphi) + \zeta_A = \text{konstant}$ kann jedoch nur im Bereich zwischen Rücken und einer südlichen Breite φ_{neutr} erfüllt werden. Südlich von φ_{neutr} kann die polwärtige Abnahme von f nur noch durch eine Zunahme von H kompensiert werden, d.h. durch eine Verlagerung des NADW-Transports von Westrand in das tiefere Beckeninnere. Die mögliche Zunahme von H wird jedoch durch das in tieferen Bereichen auftretende AABW begrenzt. Infolgedessen dreht der tiefe westliche Randstrom südlich von φ_{neutr} zunächst nach Osten und verläuft über dem Beckeninneren entlang von Linien mit $f/H = \text{konstant}$.

Das Modell (Abb. 9.3.3) zeigt, daß die Ablösung des tiefen Randstroms vom Kontinentalabhang im Bereich südlich von 28° S erfolgt, d.h. südlich des WOCE-Schnittes A10 (Abb. 5.3.1) und des METEOR 15-Schnittes D (Abb. 6.2.4). Die beiden Schnitte belegen daher nur den im Modell beobachteten tiefen westlichen Randstrom und die NADW-Rezirkulation westlich des Rio-Grande-Plateaus. Belege für die modellierte Ausbreitung des NADW südlich von 28° S sind in den Zeitreihen von Langzeitverankerungen zu finden, die im Rahmen des Deep Basin Experiments zwischen südamerikanischem Kontinent und Rio-Grande-Plateau ausgelegt waren. Auf allen elf Positionen dieser Verankerungsanordnung zeigen die Strömungsmesser im Dichtehorizont des NADW bei stark fluktuierenden Signalen mittlere zonale Anteile (Tarbell et al., 1994).

Der Vergleich der Rezirkulation des NADW im Modell mit berechneten Transporten aus CTD-Messungen ergibt, daß das Modell die Struktur der Rezirkulation westlich des Rio-Grande-Plateaus korrekt darstellt. Die Detailbetrachtung zeigt aber auch, daß der Verlauf der Modellrezirkulation östlich des Plateaus weniger gut mit den Beobachtungen übereinstimmt. Als Ursache hierfür muß in erster Linie die sehr schlechte Überdeckung dieser Region mit Daten zur Erstellung der Modelltopographie anhand der Tiefenlage der 2 °C-Isothermen angesehen werden. Die Modelltopographie ist hier sehr glatt, die resultierenden Konturen von $f/H = \text{konstant}$ sind infolgedessen nach Umlaufen des Plateaus zonal ausgerichtet.

Kapitel 10

Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit wurde die Zirkulation des Oberflächen- und des Tiefenwassers im Südlichen Brasilianischen Becken betrachtet. Die Untersuchungen wurden mit dem Ziel geführt, die den beobachteten Zirkulationsstrukturen zugrunde liegende Dynamik aufzuzeigen. Im Verlauf der Analysen wurde deutlich, daß besonders die Zirkulation im oberflächennahen Bereich starken zeitlichen Schwankungen unterworfen ist. Das hier verwendete Beobachtungsmaterial der METEOR-Reise Nr. 15 bietet gegenüber früheren Arbeiten anderer Autoren den großen Vorteil, daß durch die quasisynoptische Datenaufnahme in großen Teilen des Südlichen Brasilianischen Beckens eine mögliche Verzerrung des beobachteten Strömungsfeldes durch Kombination nichtsynoptischer Datensätze vermieden werden konnte.

Aus der Analyse des oberflächennahen Strömungsfeldes am westlichen Rand des Südlichen Brasilianischen Beckens wurde ein Zirkulationsschema entwickelt, nach dem der Brasilstrom südlich von ca. 25° S aus drei Komponenten gebildet wird. Die Hauptkomponente des Brasilstroms bildet ein westwärtiger Zonalstrom mit Transporten von ca. 7 Sv, der bei etwa 25° S vor der brasilianischen Küste nach Süden dreht. Zusätzlich zu diesem Zonalstrom wird dem Bereich südlich von 25° S sehr warmes und salzreiches Wasser zugeführt (5-6 Sv), das in einem oberflächennahen westli-

chen Randstrom aus der Region nördlich des Vitoria-Trinidad-Rückens nach Süden transportiert wird. Es wurde gezeigt, daß der nördliche Eintrag von Oberflächenwasser starken zeitlichen Schwankungen unterworfen ist. Die dritte Komponente des Brasilstroms wird von der östlich des polwärtigen Randstroms verlaufenden Brasilstromrezirkulation (Größenordnung: ca. 60% der polwärtigen Transporte) gebildet. Durch ihr westwärtiges Eindrehen in den Brasilstrom bei etwa 25° S bildet die Rezirkulation eine eng an den Brasilstrom angelehnte, geschlossene Zirkulationszelle. Diese Zelle erstreckt sich von der Brasil/Mavinas-Konfluenzzone bei ca. 40° S nach Norden bis 25° S und bewirkt die beobachtete Intensivierung des Brasilstroms (Gesamttransport nach Süden ca. 20 Sv) im Bereich nördlich von 30° S.

Zur Untersuchung der Dynamik der beobachteten Rezirkulationszelle wurden Ergebnisse des 1/6°-Modells von Semtner und Cherwin benutzt, die bei einem Modellantrieb durch das realistische Windfeld entstanden sind. Anhand der Modellergebnisse ist es möglich, einen Zusammenhang zwischen dem lokalen Windfeld und der Brasilstromrezirkulation herzustellen. Die Betrachtung der Vertikalkomponente der Rotation der Windschubspannung zeigt, daß parallel zur südamerikanischen Küste eine Zone mit positiven Werten der Rotation der Windschubspannung verläuft. Sie ist Ausdruck eines langgestreckten atmosphärischen Hochdruckgebietes, dessen lokales Windfeld eine ozeanische Konvergenz hervorruft. In den Ergebnissen des 1/6°-Modells ist die Konvergenz als Rücken in der Topographie der Meeresoberfläche enthalten, der sich zwischen 40° S und 25° S erstreckt. Da sich an der Ostflanke eines solchen Rückens ein geostrophischer, auf der Südhalbkugel nach Norden setzender Strom befindet, entspricht dies Rezirkulationströmung. Der Zusammenhang zwischen Windschubspannung und Brasilstromrezirkulation konnte erst aufgrund der Ergebnisse des 1/6°-Modells gezeigt werden, da frühere Modelle die Rezirkulation mit ihrer geringen

zonalen Ausdehnung aufgrund einer zu groben Modellauflösung nicht wiedergeben konnten.

Der Zusammenhang zwischen dem lokalen Windfeld und der Zirkulation des Oberflächenwassers vor der brasilianischen Küste erklärt gleichzeitig die in den bisher vorliegenden historischen Brasilstromuntersuchungen auftretenden Streuungen der Randstromtransporte. Sie sind offenbar Folgen zeitlicher Variationen des Windfeldes. Die Ergebnisse entsprechen den Vermutungen von Garzoli und Bianchi (1987) und Garzoli und Giulivi (1994) über den Zusammenhang zwischen der zeitlichen Variabilität der geographischen Position der Konfluenz aus Brasil- und Malvinasstrom und dem lokalen Windfeld.

Die Betrachtung der Tiefenwasserzirkulation anhand des Beobachtungsmaterials ergab, daß dem Einstrom (22.1 Sv bei 19° S) von Tiefenwasser ins Südliche Brasilianische Becken kein Ausstrom (6.3 Sv bei 30° S) vergleichbarer Größenordnung gegenübersteht. Der Vergleich dieser Ergebnisse mit der historischen Darstellung der horizontalen Salzgehaltsverteilung im Tiefenwasserhorizont von Wüst (1936) und dem jüngeren Material von Gouretski und Jancke (1995) ergibt, daß sich zwischen 20° S und 30° S ein zungenförmiger Bereich hoher Salzgehalte vom südamerikanischen Kontinent nach Osten erstreckt. Aus den in der vorliegenden Arbeit durchgeführten Bilanzrechnungen konnten erstmals Transporte für diesen zonalen Tiefenwasserstrom abgeleitet werden. Die Berechnungen ergeben, daß 15.8 Sv zwischen 19° S und 30° S vom Brasilianischen Becken über den Mittelatlantischen Rücken in das Angola-Becken transportiert werden.

Zur Untersuchung des abgeleiteten Tiefenwasser-Zirkulationschemas wurden wiederum bestehende Zirkulationsmodelle herangezogen. Die Betrachtung der modellierten Tiefenwasserzirkulationen ergab, daß eine zonale Ausbreitung des Tiefen-

wassers nur in den Ergebnissen des hochauflösenden $1/4^\circ$ -Modell von Semtner und Cherwin angedeutet zu erkennen ist. Dies läßt vermuten, daß die zonale Tiefenwasserausbreitung auf einen räumlich kleinskaligen Effekt zurückzuführen ist. Die nachfolgenden Untersuchungen konzentrierten sich daher auf den Einfluß des zonalen Vitoria-Trinidad-Rückens, der bei 21° S zonal vor der brasilianischen Küste verläuft.

Auf der Basis der Erhaltung der potentiellen Vorticity wurde ein Modellkonzept entwickelt, das gute Übereinstimmung mit der aus Beobachtungen und Bilanzrechnungen abgeleiteten Tiefenwasserzirkulation aufweist. Das Modell zeigt, daß die Tiefenwasserausbreitung maßgeblich von den Gradienten der Bodentopographie bzw. von den Gradienten der Tiefenlage des NADW/AABW-Überganges gesteuert wird. Die Schichtdicke der Tiefenwasseranteile, die sich in einer Entfernung von ca. 700 Km von der brasilianischen Küste nach Süden ausbreiten (12 Sv bei 19° S), variiert nur in Abhängigkeit von der Tiefe der 2°C -Isothermen der potentiellen Temperatur. Die Variation dieser Tiefe erfolgt langsam und beträgt im zentralen Beobachtungsgebiet nicht mehr als 200 m. Das Tiefenwasser breitet sich daher in guter Näherung entlang von Konturen mit $f/H = \text{konst.}$ als Zonalstrom nach Südosten aus.

Ganz anders verhält sich das Tiefenwasser, daß bei 19° S an den Kontinentalabhang angelehnt nach Süden verläuft und durch den zonalen Rücken nach Osten abgelenkt wird. Im Bereich nördlich des Rückens und auch an dessen Nordflanke stellt die sehr steile Topographie des Meeresbodens die Untergrenze des Tiefenwassers dar. Unmittelbar östlich des Rückens entfällt jedoch diese durch die Topographie gebildete vertikale Begrenzung der Tiefenwasserschicht. Die neue Schichtdicke wird allein durch die Tiefe der 2°C -Isotherme, also einer erheblich größeren Tiefe als der Wassertiefe über der nördlichen Rückenflanke, bestimmt. Durch die vertikale Streckung wird dem Tiefenwasser relative Vorticity zugeführt, die durch eine polwärtige Bewegung

entlang des westlichen Randes kompensiert werden muß. Sobald eine bestimmte, von der Größe der Wassersäulenstreckung abhängige, geographische Breite erreicht ist, löst sich der Tiefenwasserstrom vom Westrand des Beckens und folgt im weiteren Verlauf Konturen mit $f/H = \text{Konst.}$

Die Ergebnisse des in dieser Arbeit vorgestellten Vorticity-Modells geben sowohl den zonalen Osttransport von Tiefenwasser zwischen 20° S und 30° S und den beobachteten tiefen westlichen Randstrom südlich des Vitoria-Trinidad-Rückens als auch die von Maamaatuaiahutapu et al. (1992) beschriebene und bei Tarbell et al. (1994) durch Langzeitströmungsmessungen belegte Ablösung des tiefen Randstroms südlich von 30° S wieder. Desgleichen erzeugt das Modell die in der vorliegenden Arbeit anhand von Beobachtungsdaten gezeigte nordwärtige Tiefenwasserrezirkulation westlich des Rio-Grande-Plateaus, die nördlich des Plateaus in einen ostwärtigen Zonalstrom übergeht.

Quellennachweis

Barnier B., A.P. de Miranda und P. Marchesiello, 1994a:

Modelling the ocean circulation in the South Atlantic. Symposium "The South Atlantic: Present and past circulation", Bremen, Germany, 15-19 August 1994, abstract in: Ber. Fachber. Geowiss., Universität Bremen, 52, p. 18.

Barnier B., A.P. de Miranda und P. Marchesiello, 1994b:

Modelling the ocean circulation in the South Atlantic : A strategy for dealing with open boundaries, in Le Project MOCA, Rapport de contrat IFREMER 93 1 430 073, 33 pp.

Bennekom A.J. van und G.W. Berger, 1984:

Hydrography and silica budget of the Angola Basin, Netherlands J. Mar. Res, 17, pp. 149-200.

Bleck R. und D. Boudra, 1986:

Wind-driven spinup in eddy-resolving ocean models formulated in isopycnic and isobaric coordinates. J. Geophys. Res., 91, pp. 7611-7621.

Bleck R. und L.T. Smith, 1990:

A wind-driven isopycnic coordinate model of the North and Equatorial Atlantic ocean, 1, Model development and supporting experiments. J. Geophys. Res., 95, pp. 3273-3286.

Boebel O., C.Schmid und W. Zenk, 1994:

Antarctic Intermediate Water recirculation in the South Atlantic. Symposium "The South Atlantic: Present and past circulation", Bremen, Germany, 15-19 August 1994, abstract in: Ber. Fachber. Geowiss., Universität Bremen, 52, p. 28.

Broecker W.S., T. Takahashi und Y.-H. Li, 1976:

Hydrography of the central Atlantic-I. The two-degree discontinuity. *Deep-Sea Res.*, 23, pp. 1083-1104.

Brügge B. 1992:

Oberflächenflächendrifter auf METEOR Reise Nr. 15, in Siedler G. und W. Zenk: WOCE Südatlantik 1991, Reise Nr. 15, 30. Dezember 1990 - 23. März, METEOR-Berichte, Universität Hamburg, 92-1, pp. 52-55.

Buscaglia, 1971:

On the circulation of Intermediate Water in the southwestern Atlantic Ocean, *J. Mar. Res.*, 29, pp. 245-256.

Carmack E.C. und T.D. Foster, 1975:

On the flow out of the Weddell Sea, *Deep-Sea Res.*, 20, pp 927-932.

Cherwin R.M. und A.J. Semtner, 1990:

An ocean modelling system for supercomputer architectures of the 1990's. In *Climate-Ocean- Interactions*, edited by M.E. Schlesinger, Kluwer Academic Press, Boston, Mass., pp. 87-95.

Cox M.D., 1984:

A baroclinic numerical model of the world ocean: Preliminary results, in *Numerical Models of Ocean Circulation*, pp. 107-120, National Academy of Sciences, Washington D.C.

DeMadron X. D. und G. Weatherly, 1994:

Circulation, transport and bottom boundary layers in the Brazil Basin. *J. Mar. Res.*, 52, pp. 583-638.

Dickson TR.R. und J. Brown, 1994:

The Production of North Atlantic Deep Water: Sources, rates and pathways. *J. Geophys. Res.*, 99, pp. 12319-12341.

Foster T.D. und E.C. Carmack, 1976:

Temperature and salinity structure in the Weddell Sea. *J. Phys. Oceanogr.*, 6, pp. 36-44.

Emery W.J. und J. Meincke, 1986:

Global water masses: Summary and review. *Oceanologica Acta* Vol.9 No. 4 pp. 383-391.

England M.H. und V.C. Garçon, 1994:
South Atlantic circulation in a World Ocean model. *Annales Geophysicae*, 12, pp. 812-825.

Evans D.L., S.R. Signorini und L.B. Miranda, 1983:
A note on the transport of the Brazil Current. *J. Phys. Oceanogr.*, 13, pp. 1732-1738.

Evans D.L. und S.R. Signorini, 1985:
Vertical structure of the Brazil Current. *Nature*, Vol. 315, pp. 48-50.

Fu L.L., 1981:
The general circulation and meridional heat transport of the subtropical South Atlantic determined by inverse methods. *J. Phys. Oceanogr.*, 11, pp. 1171-1193.

Fuglister F.C., 1960:
Atlantic Ocean atlas of temperature and salinity profiles and data from the International Geophysical Year of 1957-1958. Woods Hole Oceanographic Institution Atlas Series, 1, 209 pp.

Garzoli S.L. und A. Bianchi, 1987:
Time-space variability of the local dynamics of the Malvinas-Brazil Confluence as revealed by inverted echo sounders. *J. Geophys. Res.*, 92, pp. 1914-1922.

Garzoli S.L. und C. Giulivi, 1993:
What forces the variability of the south western Atlantic boundary currents ? *Deep Sea Res.*, submitted paper.

Gill A.E., 1982:
Atmosphere-Ocean Dynamics. International Geophysics Series, 30, Academic Press Inc.

Gordon A.L., 1971:
Oceanography of antarctic waters. In: *Antarctic Oceanology I*, edited by J.L. Reid, *Antarct. Res. Ser.*, 15, pp. 169-203.

Gordon A.L. und C.L. Greengrove, 1986:
Geostrophic circulation of the Brazil- Falkland confluence, *Deep-Sea Res.*, 33, pp. 573-585.

Gordon A.L., 1989:

Brazil-Malvinas Confluence - 1984. *Deep-Sea Res.*, 36, pp. 359-384.

Gordon A.L. und K.T. Bosley, 1991:

Cyclonic gyre in the tropical South Atlantic. *Deep-Sea Res.*, 38 (Suppl.), pp. 323-343.

Gouretski V. und K. Jancke, 1995:

A consistent pre-WOCE hydrographic data set for the South Atlantic: Station data and gridded fields. WHP Special Analysis Center Techn. Rept. No. 1 - WOCE Rept. No. 127/95.

Haidvogel D.B., J.L. Wilkin und R. Young, 1991:

A semi-spectral primitive equation ocean circulation model using vertical sigma and orthogonal curvilinear horizontal coordinates. *J. Comp. Phys.*, 94, pp. 151-185.

Hellerman S. und M. Rosenstein, 1983:

Normal monthly wind stress over the world ocean with error estimates. *J. Phys. Oceanogr.*, 13, pp. 1093-1104.

Hogg N., P. Biscaye, W. Gardner und W. J. Schmitz Jr., 1982:

On the transport and modification of Antarctic Bottom Water in the Vema Channel. *J. Mar. Res.*, 40 (Suppl), pp. 231-263.

Holfort J., 1994:

Großräumige Zirkulation und meridionale Transporte im Südatlantik. *Ber. Inst. Meeresk.*, Nr. 260.

Maamaatuaiahutapu K., V.C. Garcon, C. Provost, M. Boulahdid und A.P. Osiroff, 1992:

Brazil-Malvinas Confluence: Water-mass composition. *J. Geophys. Res.*, 97, pp. 9493-9505.

Marchesiello P., T. Nguyen und B. Barnier, 1993:

Modelling the South Atlantic Ocean: On the control of the circulation by the fluxes at the open boundaries. *Proceedings of the Forth International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography*, 29. March - 2. April 1993, Hobart, Tasmania.

Matsuura Y., 1986:

Contribuicao ao estudo da estrutura oceanografica da regio sudoeste entre Cabo Frio (RJ) e Cabo de Santa Marta Grande (sc). *Ciencia e cultura*, 38 (8), pp. 1439-1451.

McCartney M.S., 1992:

Recirculating components to the deep boundary current of the northern North Atlantic. *Prog. Oceanogr.*, 29, pp. 283-383.

McCartney M.S., 1993:

Crossing of the equator by the deep western boundary current in the western Atlantic Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 23, pp. 1953-1974.

McCartney M.S. und R.A. Curry, 1993:

Trans-equatorial flow of Antarctic Bottom Water in the western Atlantic Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 23, pp. 1264-1276.

Miranda L.B. und B.M.C. Filho, 1981:

Geostrophic flow conditions of the Brazil Current at 19° S, *Ciencia Interamericana*, 22, pp. 44-48.

Mohn C., 1992:

Das Tiefenwasser im südlichen Angola-Becken, Diplomarbeit an der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Christian-Albrechts-Universität in Kiel.

Müller T.J., N. Zangenberg, Y. Ikeda, P.L. Cacciari und W.H. Pinaya, 1994:

Direct measurements of the western boundary currents off the Brazilian Coast, Symposium "The South Atlantic: Present and past circulation", Bremen, Germany, 15-19 August 1994, abstract in: *Ber. Fachber. Geowiss., Universität Bremen*, 52, p. 100.

Onken R., 1994:

The asymmetry of western boundary currents in the upper Atlantic Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 24, pp. 928 - 948.

Pacanowski, R.C., K.W. Dixon und A. Rosati, 1991:

The GFDL Modular Ocean Model Users Guide version 1.0, GFDL Ocean Group Tech. Rep. No. 2, 46 pp.

Peterson R.G. und T. Whitworth, 1989:

The subantarctic and polar fronts in relation to deep water masses through the southwestern Atlantic. *J. Geophys. Res.*, 94, pp. 10817-10838.

Peterson R.G. und L. Stramma, 1991:

Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean, *Progr. Oceanogr.*, 26, pp. 1-73.

Reid J.L., 1989:

On the total geostrophic circulation in the south Atlantic Ocean: flow patterns, tracers and transports, *Progr.Oceanogr.*, 23, pp. 149-244.

Reid J.L., W.D. Nowlin jr. und W.C. Patzert, 1977:

On the characteristics and circulation of the southwestern Atlantic Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, 7, pp. 62-91.

Rhein M., L. Stramma und U. Send, 1995:

The Atlantic Deep Western Boundary Current: Water masses and transports near the equator. *J. Geophys. Res.*, 100, pp. 2441-2457.

Rintoul S.R., 1991:

South Atlantic Interbasin Exchange. *J. Geophys. Res.*, 96, pp. 2675-2692.

Schemainda R., 1980:

Ergebnisse ozeanologischer Untersuchungen mit dem Forschungsschiff "Ernst Häckel" im Konvergenzgebiet von Brasil- und Falklandstrom im Juni/Juli 1978. *Beiträge zur Meereskunde*, 44/45, pp. 109-121.

Schmid C., H.Schäfer, G. Podesta und W. Zenk, 1994:

The Vitoria Eddy and its relation to the Brazil Current. Symposium "The South Atlantic: Present and past circulation", Bremen, Germany, 15-19 August 1994, abstract in: *Ber. Fachber. Geowiss., Universität Bremen*, 52, p. 132.

Schmitz W.J., Jr. und M.S. McCartney, 1993:

On the North Atlantic circulation. *Rev. Geophys.*, 31, pp. 29-49.

Semtner A.J., 1974:

An oceanic general circulation model with bottom topography, *Tech. Rep. 9, Dep. of Meteorol., Univ. of Calif., Los Angeles*, 99 pp.

Semtner A.J. und R.M. Cherwin, 1988:

A simulation of the global circulation with resolved eddies. *J. Geophys. Res.*, 93, pp. 15502-15522.

Semtner A.J. und R.M. Cherwin, 1992:

Ocean general circulation from a global eddy-resolving model. *J. Geophys. Res.*, 97, pp. 55493-55550.

Siedler G. und W. Zenk:

WOCE Südatlantik 1991, Reise Nr. 15, 30. Dezember 1990 - 23. März, *METEOR-Berichte, Universität Hamburg*, 92-1, 126 pp.

Siedler G., W. Balzer, T.J. Müller, R. Onken, M. Rhein und W. Zenk, 1993:

WOCE South Atlantic 1992, Cruise No. 22, 22 September 1992 - 31 January 1993. METEOR-Berichte, Universität Hamburg, 93-5, 131 pp.

Signorini S.R., 1978:

On the circulation and the volume transport of the Brazil Current between the Cabo of Sao Tome and Guanabara Bay, Deep-Sea Res., 25, pp. 481-490.

Smith L.T., D.B. Boudra und R. Bleck, 1990:

A wind-driven isopycnic coordinate model of the North and Equatorial Atlantic Ocean, 2, The Atlantic basin experiments, J. Geophys. Res., 95, pp. 13105-13128.

Smith L.T., E.P. Chassignet und D.B. Olson, 1994:

Wind-forced variations in the Brazil-Malvinas confluence region as simulated in a coarse resolution numerical model of the South Atlantic. J. Geophys. Res., 99, pp. 5095-5117.

Speer K.G., W. Zenk, G. Siedler, J. Pätzold und C. Heidland, 1992:

First resolution of flow through the Hunter Channel in the South Atlantic. Earth and Planetary Science Letters, 113, pp. 287-292.

Speer K.G. und W. Zenk, 1993:

The flow of Antarctic Bottom Water into the Brazil Basin, J. Phys. Oceanogr., 23, pp. 2667-2682.

Stramma L. und R.G. Peterson, 1989:

Geostrophic transport in the Benguela Current region, J. Phys. Oceanogr., 20, pp. 846-859.

Stramma L., 1989:

The Brazil Current transport south of 23° S. Deep-Sea Res., 36, pp. 639-646.

Stramma L., Y.Ikeda und R.G. Peterson, 1990:

Geostrophic transport in the Brazil Current region north of 20° S, Deep-Sea Res., 37, pp. 1875-1886.

Tarbell S., R. Meyer, N. Hogg und W.Zenk, 1994:

A moored array along the southern boundary of the Brazil Basin for the Deep Basin Experiment - Report on a joint experiment 1991-1992. Woods Hole Oceanogr. Inst. Tech. Rept., WHOI-94-07, 107 pp.

Warren B.A., 1981:

Deep circulation of the world ocean, in: Evolution of physical oceanography, edited by B.A. Warren and C. Wunsch, MIT Press, 623 pp.

Warren B.A. und K.G. Speer, 1991:

Deep circulation in the eastern South Atlantic Ocean, Deep-Sea Res, 38 (Suppl.), pp. 281-322.

Wright W.R., 1970:

Northward transport of Antarctic Bottom Water in the western Atlantic Ocean, Deep-Sea Res., 17, pp. 367-371.

Wüst G., 1935:

Die Statosphäre. Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Atlantischen Expedition "METEOR" 1925-27,6(1)(2), pp. 109-288.

Wüst G. und A. Defant, 1936:

Atlas zur Schichtung und Zirkulation des Atlantischen Ozeans, Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Atlantischen Expedition "METEOR" 1925-27,6(Atlas), Beilagen I-CIII.

Wunsch C. und B. Grant, 1982:

Towards to the general circulation of the North Atlantic Ocean. Progr. Oceanogr., 11, pp 1-59.

Zemba J.C. und M.S. McCartney, 1988:

Transport of the Brazil Current: It's bigger than we thought. Abstract in EOS, 69(44), p. 1237.

Zemba J.C., 1991:

The structure and transport of The Brazil Current between 27° and 36° South, Ph.D thesis, Mass. Inst. of Technol. / Woods Hole Oceanogr. Inst. Joint Program.

Zenk W., 1994:

Lagrangesche Strömungsmessungen im Zwischenwasser des Südatlantiks, Bericht zum WOCE III-Status Seminar, Bad Honnef, Germany, 17./18. November 1994, pp. 32-34.

English figure and table legends

Fig. 2.1: Map of the Southern Brazilian Basin

Fig. 3.1.1: Observations from bottle data and CTD profiles used in the present analyses. Water depths less than 2000 m are shaded.

Fig. 4.1.1: Schematic presentation of the vertical distribution of water masses and their characteristics in the western basin of the South Atlantic (after Peterson and Withworth, 1989). Water masses and fronts shown are Subtropical Front (STF), Subantarctic Zone (SAZ), Subantarctic Front (SAF), Polar Frontal Zone (PFZ), Polar Front (PF), Antarctic Zone (AZ), South Atlantic Central Water (SACW), Subantarctic Surface Water (SASW), Antarctic Surface Water (ASW), Antarctic Intermediate Water (AAIW), Circumpolar Deep Water (CDW), North Atlantic Deep Water (NADW), Weddel Sea Deep Water (WSDW) and Weddel Sea Bottom Water (WSBW).

Tab. 4.2.1: Density ranges of the water masses in the Southern Brazil Basin. SF = Surface Water, AAIW = Antarctic Intermediate Water, UCDW = Upper Circumpolar Deep Water, NADW = North Atlantic Deep Water, AABW = Antarctic Bottom Water.

Fig. 4.3.1: Vertical distribution of salinity at 19° S and 30° S. Isohaline spacing below 500 m is $\Delta S = 0.1$. The cores of AAIW and NADW are marked by dashed isohalines at roughly 900 m and 2300 m.

Fig. 4.3.2: Vertical distribution of potential temperature at 19° S and 30° S. Isotherm spacing below 500 m is $\Delta \Theta = 1.0$ °C. Additional dashed isotherms below 1000 m denote contours with $\Delta \Theta = 0.5$ °C.

Tab. 5.2.1: Reference surfaces (LNM) for geostrophic computations and their meridional validity in the present study at 19° S and 30° S.

Fig. 5.2.1: Gradients of the geostrophic transport of the main water masses at 30° S with respect to different reference surfaces (LNM). The switching between two LNM used for the present calculations is marked by vertical lines. The figure at the bottom shows the depths of the different LNM along the WOCE section A10.

Fig. 5.3.1: Cumulative geostrophic volume transport of the main water masses and bottom topography along the zonal section at 19° S. Positive transport values are to the North.

Fig. 5.4.1: Cumulative geostrophic volume transport of the main water masses and bottom topography along the zonal section at 30° S. Positive transport values are to the North.

Tab. 5.5.1: Water mass transports between density surfaces in the western and eastern basin of the South Atlantic between 19° S and 30° S. Values in brackets are transports in the AABW density range belonging rather to a water mass mixture than to pure AABW.

Tab. 5.5.2: Water mass exchange between the Southern Brazil Basin and the Angola Basin due to zonal flow across the Mid Atlantic Ridge (MAR). The transport value in brackets gives the NADW transport in the Angola Basin including those NADW portions with densities, which by definition in the present study are referred to as AABW.

Fig. 6.1.1: Surface salinity at about 4 m depth in the Southern Brazil Basin from thermosalinograph recordings. Little crosses mark the cruise tracks along which the data were collected between 30. December 1990 and 28. February 1991.

Fig. 6.1.2: Surface temperature at about 4 m depth in the Southern Brazil Basin from thermosalinograph recordings. Little crosses mark the cruise tracks along which the data were collected between 30. December 1990 and 28. February 1991.

Fig. 6.1.3: Horizontal salinity distribution from bottle data at a depth of 100 m in the southwestern South Atlantic. Shown in the map are the Subantarctic Zone (SAZ), Polar Frontal Zone (PFZ), Polar Front (PF), Subantarctic Front (SAF), Subtropical Front (STF) and Brazil Current Front (BCF) according to Peterson and Withworth (1989). The figure was taken from Peterson and Stramma (1991).

Fig. 6.1.4: Schematic presentation of the large scale geostrophic upper level circulation of the South Atlantic (after Peterson and Stramma, 1991).

Tab. 6.2.1: Geostrophic reference surfaces (LNM) in the Southern Brazil Basin for sections A to D of METEOR cruise No. 15.

Fig. 6.2.1: Hydrographic sections in the Southern Brazil Basin during METEOR cruise No. 15 (30. December 1990 - 28. February 1991). A simplified bottom topography is given by the 2000 m isobath.

Fig. 6.2.2: Cumulative geostrophic transports of the main water masses and bottom topography along section A.

Fig. 6.2.3: Cumulative geostrophic transports of the main water masses and bottom topography along section B and C.

Fig. 6.2.4: Cumulative geostrophic transports of the main water masses and bottom topography along section D.

Fig. 6.2.5: Schematic presentation of the geostrophic surface water transport according to data from METEOR cruise No. 15. Transport values are rounded to full Sverdrup, water depths less than 2000 m are shaded.

Fig. 6.2.6: Schematic presentation of the geostrophic AAIW transport according to data from METEOR cruise No. 15. Transport values are rounded to full Sverdrup, water depths less than 2000 m are shaded.

Fig. 6.2.7: Schematic presentation of the geostrophic NADW transport according to data from METEOR cruise No. 15. Transport values are rounded to full Sverdrup, water depths less than 2000 m are shaded.

Fig. 6.2.8: Schematic presentation of the geostrophic AABW transport according to data from METEOR cruise No. 15. Transport values are rounded to full Sverdrup, water depths less than 2000 m are shaded.

Fig. 7.1.1: Brazil Current transport estimates between 19° S and 43° S.

Fig. 7.2.1: Geostrophic transport of surface water between the Brazilian shelf at 28° S, 47.5° W and the Vema Channel at 30° S, 39° W from METEOR cruise No. 15/1 (1991), No. 22/3 (1992) and No. 22/5 (1993). The region east of the Vema Channel was only covered by data during the cruises No. 15/2 and 22/5 (see also Fig. 3.1.1 and 6.2.1).

Fig. 8.2.1: Four year mean (model years 1986-89) of the horizontal velocity in January at 37.5 m depth. The velocities are generated with the 1/4°-model of Semtner and Cherwin driven by the realistic windfield.

Fig. 8.2.2: Three year mean (1992 -1994) of the horizontal velocity at 37.5 m depth from the 1/6°-model of Semtner and Cherwin. Forcing is due to the realistic windfield. In the figure only every third velocity vector is shown (A.J. Semtner, 1995).

Fig. 8.2.3: Three year mean of the sea surface height as computed with the 1/6°-model of Semtner and Cherwin. Forcing is due to the realistic windfield (A.J. Semtner, 1995).

Fig. 8.2.4: Wind stress curl $(\nabla \times \vec{v})_z$ after Hellerman and Rosenstein (1983). Dashed line mean negative values, the zero line is the first solid line. Contour interval is $5 \times 10^{-7} \text{ N m}^{-3} \text{ rad}^{-2}$ (figure taken from Onken, 1994).

Fig. 8.3.1: Horizontal velocities at the NADW depth level calculated with the South Atlantic model of England et al. (after England, 1993). Water depths less than 3000 m are shaded.

Fig. 8.3.2: Horizontal velocities at the NADW depth level generated by the $1/4^\circ$ -model of Semtner and Cherwin.

Fig. 9.2.1: Schematic presentation of the effects of changing water depth onto a homogenous flow parallel to a zonal ridge. The trajectories of two water columns A and B are shown by lines of constant potential vorticity Q . The szenario is discussed for the southern hemisphere, that means $f < 0$. The water depths are related by $H_1 = \text{const.}$, $H_1 < H_2 = \text{konst.}$ and $H_2 < H_3$ (increasing linearly). The depth change of column A at x_0 is a sudden one whereas column B experiences at x_2 a linear increase of depth.

Fig. 9.3.1: Potential vorticity Q of water column A (in $10^{-8}m^{-1}s^{-1}$) as a funktion of the initial water depth H_1 .

Fig. 9.3.2: Geographic latitude φ_{neutr} at which the meridional change Δf of the Coriolis parameter compensates the gain of relative vorticity ζ_A due to the sudden depth increase ΔH experienced by water column A.

Fig. 9.3.3: Trajectories of water column A shown by contours of constant potential vorticity Q (in $10^{-8}m^{-1}s^{-1}$). Column A is stretched from H_1 to H_2 in the model region north of the ridge at 19° S. H_2 is set to the fixed value of 2000 m whereas H_1 varies for the different contour lines from 1250 m to 1500 m. The relation between Q and H_1 is shown in figure 9.3.1. Shaded areas represent regions where the model depth is less than 1500 m (equivalent to a real ocean depth $z < 3000$ m).

Fig. 9.3.4: Potential vorticity Q of water column B (in $10^{-8}m^{-1}s^{-1}$) as a funktion of the initial water depth H_2

Fig. 9.3.5: Trajectories of water column B shown by contours of constant potential vorticity Q (in $10^{-8}m^{-1}s^{-1}$). Column B has the initial depth H_2 in the model region north of the ridge at 19° S. H_2 is varying between 2000 m and 2200 m. The relation between Q and H_2 is shown in figure 9.3.4. Shaded areas represent regions where the model depth is less than 1500 m (equivalent to a real ocean depth $z < 3000$ m).

Danksagung

Meinem Doktorvater Herrn Prof. Dr. G. Siedler möchte ich für sein Interesse und seine Betreuung danken. Ohne seine Hinweise und Anregungen hätte die Arbeit nicht in der vorliegenden Form entstehen können.

Herrn Dr. A.J. Semtner fühle ich mich zu besonderem Dank verpflichtet. Nur durch seine Bereitschaft, mir die bisher noch unveröffentlichten Ergebnisse seines $1/6^\circ$ -Modells zur Verfügung zu stellen, war es mir möglich, die Untersuchungen zu vervollständigen. Sehr geholfen haben mir dabei die von ihm kurzfristig erstellten Graphiken zur Brasilstromrezirkulation.

Herr Dr. B. Barnier unterstützte mich durch seine Diskussionsbereitschaft. Er gab mir anhand seines noch in Entwicklung befindlichen Zirkulationsmodells wichtige Hinweise für die von mir durchgeführten Modellvergleiche.

Den Mitarbeitern des Instituto Oceanografico da Universidade Sao Paulo, Brasilien, danke ich für ihre Gastfreundschaft während meiner Brasilienaufenthalte und das an meiner Dissertation gezeigte Interesse. Mein Dank richtet sich hierbei besonders an Herrn Dr. Y. Matsuura und Herrn Dr. E. Campos.

Bei Frau B. Engel bedanke ich mich von ganzem Herzen für ihre verständnisvolle und geduldige Unterstützung. Ihr Zuspruch gab mir besonders in der Endphase der Arbeit die erforderliche Kraft und Ausdauer.

Allen Mitarbeitern der Abteilung Meeresphysik schulde ich Dank für ihre Hilfsbereitschaft und ihr stets offenes Ohr bei meinen Problemen im Umgang mit den benutzten Computersystemen.