

**Über Volumentransporte und
Wärme- und Süßwasserflüsse
im nördlichen Nordatlantik im Herbst 1994**

Dissertation

zur Erlangung des Doktorgrades
der Naturwissenschaften im Fachbereich
Geowissenschaften
der Universität Hamburg

vorgelegt von

Sofie Woelk

aus

Hamburg

Hamburg

2000

Als Dissertation angenommen vom Fachbereich Geowissenschaften
der Universität Hamburg

auf Grund der Gutachten von Prof. Dr. J. Meincke und
Dr. A. Sy

Hamburg, den 22. Mai 2000

Prof. Dr. U. Bismayer
Dekan
des Fachbereichs Geowissenschaften

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	1
1.1 Motivation	1
1.2 Die Bodentopographie des subpolaren Nordatlantiks	4
1.3 Die allgemeine Zirkulation	5
1.3.1 Die oberflächennahe Zirkulation	7
1.3.2 Die Tiefenzirkulation	9
1.4 Zwischenjährliche Variabilität und die Nordatlantische Oszillation	12
2. Allgemeines zu Wärme- und Süßwasserflüssen	17
2.1 Literaturüberblick	17
2.1.1 Meridionaler Wärmefuß	18
2.1.2 Meridionaler Süßwasserfluß	22
2.1.3 Austausch durch den Kanadischen Archipel und die Beringstraße	28
2.2 Oberflächenflüsse für die SPNA-Box	29
2.2.1 Datenbasis und Mittelungszeitraum	29
2.2.2 Süßwasserfluß	31
2.2.3 Wärmefuß	33
2.3 Zwischenjährliche Schwankungen in der Wärme- und Süßwasseradvektion	34
2.3.1 Oberflächenwasser	34
2.3.2 Tiefenwasser	37
2.4 Zusammenfassung	39
3. Hydrographie und Schichteneinteilung	41
3.1 Datenbasis	41
3.2 Die vier Stockwerke des subpolaren Nordatlantiks	44
3.2.1 SPMW und NACW	45
3.2.2 LSW	47
3.2.3 ISOW	51
3.2.4 DSOW und LDW	53
3.3 Bestimmung der Grenzflächen	53
3.4 Zusammenfassung	56
4. Initialisierung der Boxmodelle und Durchführung des LNM-Boxmodells	57
4.1 Der Ekmantransport	58
4.2 Die relativen geostrophischen Geschwindigkeiten	61
4.3 Zusammenfassung der Eingangsgrößen und ihrer Unsicherheiten	62
4.4 Das LNM-Boxmodell	64

4.5	Initialer LNM für das Inverse Boxmodell	67
4.6	Zusammenfassung	70
5.	Das Inverse Boxmodell	72
5.1	Methode	72
5.2	Vorliegendes Problem	76
5.3	Experimente zur Bestimmung von Lösungsrang und Erhaltungsparameter	78
5.3.1	Aufbau der Experimente	78
5.3.2	Experiment I	79
5.3.3	Experiment II	82
5.3.4	Experiment III	84
5.3.5	Rückschlüsse	84
5.4	Sensitivität der Lösung	87
5.4.1	Das gesamte Lösungsspektrum und die resultierende Transporte und Flüsse	87
5.4.2	Einzelstudien	92
5.5	Die Geschwindigkeitsverteilung	93
5.6	Zusammenfassung	96
6.	Diskussion der Wärme- und Süßwasserflüsse	98
6.1	Beiträge der horizontalen und vertikalen Zirkulation	99
6.2	Vergleich mit anderen Beobachtungen auf den Schnitten	104
6.2.1	Vergleich mit <i>Bersch</i> (1995)	104
6.2.2	Vergleich mit <i>Lorbacher</i> (2000)	112
6.3	Weitere Vergleiche	116
6.3.1	Flüsse in die SPNA-Box	116
6.3.2	Meridionale Flüsse auf den Schnitten A1 und A2	117
6.3.3	Hat 1994 ein anomaler Eintrag von Süßwasser in die SPNA-Box stattgefunden?	120
6.4	Zusammenfassung	123
7.	Diskussion der Volumentransporte	125
7.1	Transporte der westlichen Randströme	125
7.2	Meridionaler Transport in Abhängigkeit von der Tiefe	128
7.3	Wassermassenumwandlung	130
7.3.1	Gebiet zwischen A1/E und dem Grönland-Schottland-Rücken	131
7.3.2	In der Labradorsee	136
7.3.3	Meridionale Umwälzung des gesamten Nordatlantiks	137
7.4	Horizontale Zirkulation	138
7.4.1	SPMW- und LSW-Schicht	138
7.4.2	INADW	140
7.5	Zusammenfassung	143
8.	Zusammenfassung	145
	Literaturverzeichnis	150

Glossar und Abkürzungsverzeichnis

A1/E,A1/W A2	und	Die in der vorliegenden Untersuchung verwendeten WOCE-Schnitte
AABW		Antarktisches Bodenwasser
ADCP		Der akustische Dopplerprofilstrommesser ermöglicht die schiffsgebundene Strömungsmessung
ARK-Box		Box, die den arktischen Ozean, das europäische Nordmeer und den Subpolaren Nordatlantik nördlich A1/E umschließt
CGFZ		Charlie-Gibbs-Bruchzone; Bruchzone im Mittelatlantischen Rücken bei 52° 40' N.
CN		„condition number“, Verhältnis vom kleinsten zum größten Eigenwert
c_p		Wärmekapazität von Seewasser [$\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$]
CTD		„conductivity, temperature, depth“, Sonde die Leitfähigkeit, Temperatur und Druck mißt
DNBC		Tiefer nördlicher Randstrom im subpolaren Nordatlantik
DSOW		Dänemarkstraßen-„overflow“-Wasser
DWBC		Tiefer westlicher Randstrom im subpolaren Nordatlantik
EGC		Ostgrönlandstrom
ES		Eriador Seamount
F		Süßwasserfluß im Ozean [Sv]
\tilde{F}		Süßwasserfluß im Ozean pro Einheitstiefe oder -länge [Sv m^{-1}]
FCKW		Fluorchlorkohlenwasserstoff wird als Wassermassentracer verwendet
H		Wärmefluß im Ozean [W]
\tilde{H}		Wärmefluß im Ozean pro Einheitstiefe oder -länge [W m^{-1}]
Inverses Boxmodell		hier: liefert über Erhaltungsgleichungen eine barotrope Korrekturgeschwindigkeit relativ zu einem initialen Geschwindigkeitsfeld (<i>Wunsch</i> , 1977)
ISOW		Island-Schottland-„overflow“-Wasser
$kAbfl$		kontinentaler Abfluß
LDW		Wassermasse, die aus Antarktischem Bodenwasser und altem Nordatlantischen Tiefenwasser besteht
INADW		unteres Nordatlantisches Tiefenwasser
LNМ		„level of no motion“, als bewegungslos angenommene Schicht im Ozean
LNМ-Boxmodell		liefert über Erhaltungsgleichungen ein geostrophisches Geschwindigkeitsfeld relativ zu einem „level of no motion“
LS-Box		Box, die die Labradorsee nordwestlich von A1/W umschließt
LSW		Labradorsee Wasser
MAR		Mittelatlantischer Rücken

MOC	Meridionale Umwälzungszirkulation
MW	Wasser des Mittelmeerausstroms
$N - V$	Niederschlag minus Verdunstung
NAC	Nordatlantischer Strom
NACW	Nordatlantisches Zentralwasser
NADW	Nordatlantisches Tiefenwasser
NCEP/NCAR	„National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research Reanalyse Project“, liefern atmosphärische Reanalyse-Daten
NfIB	Neufundland Becken
NAO	Nordatlantische Oszillation
NAO-Index	Index für die Luftdruckdifferenz zwischen dem Island-Tief und dem Azoren-Hoch
PW	peta Watt = $10^{15} \text{W} = 10^{15} \text{ kg m}^3 \text{ s}^{-2}$
ρ	Dichte von Seewasser [kg m^{-3}]
RR	Reykjanes Rücken, nördlicher Abschnitt des Mittelatlantischen Rückens
σ_θ	potentielle Dichte bezogen auf die Meeresoberfläche [kg m^{-3}]
SAW	Subarktisches Wasser
SAIW	Subarktisches Zwischenwasser
SPMW	Subpolares Modewasser
SPNA-Box	Box zwischen den Schnitte A1 und A2
SST	Temperatur an der Meeresoberfläche [$^\circ \text{C}$]
SUNADW	flaches oberes Nordatlantisches Tiefenwasser
Süßwasser	Wasser mit einem Salzgehalt gleich 0
Sv	Sverdrup = $10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$
T	Temperatur ($^\circ \text{C}$)
τ	Windschubspannung [N m^{-2}]
θ	potentielle Temperatur bezogen auf die Meeresoberfläche [$^\circ \text{C}$]
uNADW	oberes Nordatlantisches Tiefenwasser
v	normale Geschwindigkeit über einen Schnitt [m s^{-1}]
WEB	Westeuropäisches Becken
WOCE	„World Ocean Circulation Experiment“, Internationales Projekt
x	Koordinate entlang eines Schnittes
XBT	Der „Expendable Bathythermograph“ ist eine freifallende Sonde zur einmaligen Benutzung, die Temperatur und Druck mißt
z	Tiefenkoordinate

1. Einleitung

1.1 Motivation

Ozean und Atmosphäre teilen sich den Wärmetransport vom Äquator in Richtung der Pole, um die Ungleichgewichte in den lokalen Strahlungsbilanzen zu kompensieren. Im Nordatlantik führt der Nordatlantische Strom (NAC) warmes Wasser nach Nordeuropa und sorgt dort für ein relativ mildes Klima. Störungen in diesem System können daher dramatische klimatische Auswirkungen haben. Generell ist diese polwärtige Advektion ein Bestandteil der meridionalen Umwälzung des Ozeans („meridional overturning circulation“, MOC), die durch die Abkühlung des Ozeans in subpolaren und polaren Regionen und der damit verbundenen Konvektion angetrieben wird. Im Nordatlantik erreicht die Konvektion eine besondere Intensität (z.B. *Warren, 1983; Zaucker et al., 1994*) und sorgt für einen gegenüber anderen Ozeanen verstärkten meridionalen Wärmefluß. Neben dem Wärmeverlust ist auch der Süßwasseraustausch zwischen Ozean und Atmosphäre von Bedeutung, da er die Dichte der Oberflächenschichten und damit auch die MOC beeinflusst. Sowohl Beobachtungen (*Dickson et al., 1988*) als auch numerische Modellstudien (z.B. *Bryan, 1986; Mauritzen und Häkkinen, 1999*) demonstrierten, daß es im Nordatlantik durch Änderungen dieser Größe zu Änderungen der Konvektion kommt, die im Extremfall zu einem Abbruch der MOC führen können. So führte die „great salinity anomaly“, die Ende der Sechziger Jahre durch einen anomal hohen arktischen Eisexport durch die Framstraße erzeugt wurde, zuerst in der Labradorsee und in den Achtziger Jahren in der Grönlandsee zu einer erheblichen Verringerung der Konvektionstiefen (*Dickson et al., 1988*). Insgesamt ist es somit für die Klimaforschung von zentralem Interesse, Informationen über mögliche Änderungen im ozeanischen Wärme- und Süßwasserfluß zu erlangen. Neben der Modellierung können auch direkt anhand von Beobachtungen Transporte und Flüsse berechnet werden. Da alle Verfahren erhebliche Nachteile und Ungenauigkeiten enthalten, ist es notwendig, die Untersuchungsmethoden zu kombinieren, um in einer Synthese ein möglichst gutes Bild der Realität zu erhalten. Bevor dieser Schritt getan werden kann, sollten jedoch optimale Ergebnisse der einzelnen Methoden vorliegen. Der Beitrag dieser Arbeit liegt in der Optimierung auf Beobachtungen basierender Transport- und Flußabschätzungen. Für einen quasisynoptischen Zeitraum (Herbst 1994) werden anhand von zwei hydrographischen transatlantischen Schnitten der Reisen Me-

teor 30/2 und 30/3 ozeanische Wärme- und Süßwasserflüsse und Volumentransporte im subpolaren Nordatlantik quantifiziert.

Zur vorgelegten Arbeit

Die in der vorliegenden Untersuchung verwendeten hydrographischen Schnitte stellen eine Realisation der Wiederholungsschnitte WOCE-AR7/A1 (A1) und WOCE-AR19/A2 (A2) (Abbildung 1.1) dar, die innerhalb des „World Ocean Circulation Experiment“ (WOCE) zur Beobachtung zeitlicher Änderungen im Nordatlantik eingeführt wurden. Die Schnitte wurden so positioniert, daß sie sich in unmittelbarer Nähe zu den Quellen neugebildeten Tiefenwassers befinden. Da dort die höchsten Kontraste in den sich Richtung Pol und Äquator bewegenden Wassermassen auftreten, sind zeitliche Veränderungen der Tiefenzirkulation dort am deutlichsten zu erwarten. Der Schnitt A2 grenzt unmittelbar südlich an die Hauptkonvektionsgebiete des Nordatlantiks. Somit ist es möglich, anhand von Transportabschätzungen normal zu dieser Linie die gesamte Umwälzungsrate der Meridionalzirkulation im Atlantik abzuschätzen. Da A2 außerdem zwischen dem Subpolaren und Subtropischen Wirbel positioniert ist, ist es möglich, Aussagen über den Austausch dieser beiden Systeme zu treffen. A1 liegt auf der Linie Schottland-Grönland-Labrador und damit südlich der „overflow“ Regionen des Grönland-Schottland-Rückens und innerhalb der Labradorsee. Da in beiden Gebieten konvektive Erneuerung des Tiefenwassers stattfindet, erlaubt die Unterteilung in A1/W und A1/E, die Anteile der beiden Tiefenwasserbildungszentren an der meridionalen Umwälzung zu unterscheiden. Die drei Schnitte bilden zusammen mit dem Verlauf der Küsten drei Boxen (Abbildung 1.1), die im folgenden als Subpolare Nordatlantik- (SPNA-), Labradorsee- (LS-) und Arktischer-Ozean- (ARK-) Box bezeichnet werden. Letztere beinhaltet zusätzlich zum Arktischen Ozean auch das europäische Nordmeer und das Gebiet zwischen A1/E und der Grönland-Schottland Schwelle.

Die Analyse der Daten der Reisen Meteor 30/2 und 30/3 (16.10.- 15.12.1994) bietet eine bis 1994 einmalige Gelegenheit, die Transformation von Warm- zu Kaltwasser im Nordatlantik anhand quasisynoptischer Beobachtungen unter Berücksichtigung der Rolle einzelner Regionen zu bilanzieren. Andere Untersuchungen haben sich bisher entweder nur auf die Analyse eines Schnittes bezogen (*Lorbacher, 2000; Bersch, 1995; Koltermann et al., 1999; Bacon, 1997*) und konnten daher keine räumliche Differenzierung vornehmen oder fassen historische Einzelbeobachtungen zusammen (*McCartney und Talley, 1984*) und liefern daher kein für einen speziellen Zeitpunkt gültiges Bild.

Generell ist es bei der Bestimmung von Wärme- und Süßwasserflüssen im Ozean anhand von Beobachtungen notwendig, das totale Geschwindigkeitsfeld zu kennen. Dies ist jedoch aus Sicht der messenden Ozeanographie nach wie vor schwer zu ermitteln. Veran-

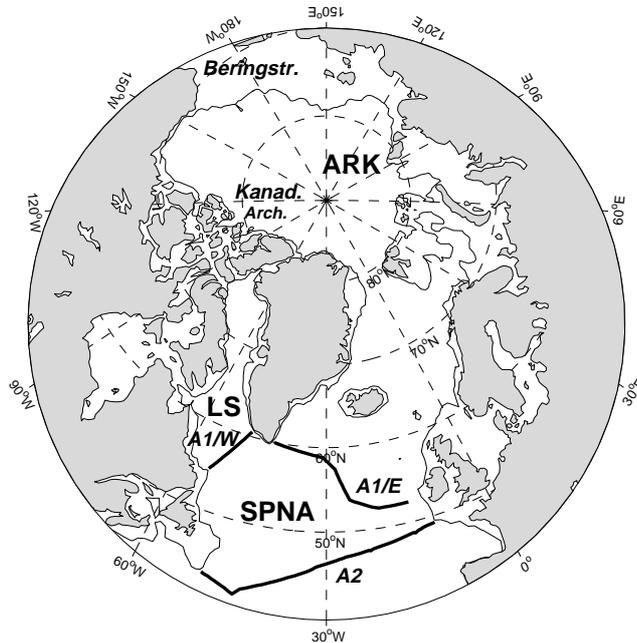


Abbildung 1.1: Lage der Schnitte A1 (WOCE-A1) und A2 (WOCE-A2) und Unterteilung des Untersuchungsgebietes in drei Boxen: SPNA-Box (= subpolarer Nordatlantik), ARK-Box (= Arktischer Ozean, europäisches Nordmeer und das Gebiet zwischen A1/E und der Grönland-Schottland Schwelle) und LS-Box (= Labradorsee nordwestlich von A1/W). Die 200 m Tiefenlinie ist mit eingezeichnet.

kerte Strömungsmesser, Drifter und schiffsgebundene akustische Dopplerprofilstrommesser (ADCP) geben nur räumlich stark begrenzte Informationen und sind zudem teilweise sehr kostenaufwendig. Eine alternative Möglichkeit, wie sie in dieser Arbeit verwendet wird, ist das Geschwindigkeitsfeld innerhalb der Wassersäule aus einem gemessenen Dichtefeld über die thermische Windgleichung zu berechnen. Aus dem Dichtefeld allein läßt sich jedoch nur das relative Geschwindigkeitsfeld bezüglich einer Referenzfläche feststellen. Die Lage und die Geschwindigkeit der Referenzfläche werden mit zwei verschiedenen Boxmodellen bestimmt und die Ergebnisse beider Modelle verglichen. Das erste Boxmodell basiert auf der Annahme einer bewegungslosen Referenzfläche („level of no motion“, LNM) und der Bedingung, daß kein Netto-Transport in die ARK-, LS- und SPNA-Box resultiert (LNM-Boxmodell). Das zweite ist ein Inverses Boxmodell (*Wunsch*, 1978), welches zusätzlich fordert, daß kein Netto-Transport in definierte Schichten der SPNA-Box, die außerhalb tieferreichender Konvektion liegt, erfolgt. Unter der Annahme einer Minimumsbedingung für die Geschwindigkeit der Referenzfläche liefert es eine eindeutige Lösung.

Das Inverse Boxmodell liefert gegenüber der Strömungsmessung nur eine indirekte

Abschätzung des totalen Geschwindigkeitsfeldes. Die zentralen Fragestellungen dieser Untersuchung sind daher, inwieweit deckt sich diese Abschätzung mit Ergebnissen anderer zum Teil auf Strömungsmessungen basierende Untersuchungen und resultieren aus ihr vollständige Wärme- und Süßwasserflüsse. Darüber hinaus werden allgemein Unterschiede zu Ergebnissen anderer Autoren, die ebenfalls Wärme- und Süßwasserflüsse im Untersuchungsgebiet berechnet haben, diskutiert. Zur Erörterung dieser Punkte werden die Geschwindigkeitsfelder in einzelne Komponenten zerlegt und ihre Bedeutung für die Wärme- und Süßwasserbilanz analysiert. Außerdem werden Divergenzen im ozeanischen Wärme- und Süßwasserfluß mit Austauschraten zwischen Ozean und Atmosphäre verglichen, die aus meteorologischen Daten bestimmt wurden.

Die Arbeit ist folgendermaßen gegliedert: Zuerst folgt eine Übersicht hinsichtlich Bodentopographie, Zirkulation und niederfrequenter Variabilität im Untersuchungsgebiet. Dann werden ozeanische Wärme- und Süßwasserflüsse aus der Literatur zusammengestellt, synoptische atmosphärische Wärme- und Süßwasserflüsse berechnet und die Rolle der anomalen Advektion von Wärme und Süßwasser erörtert (Kapitel 2). In den ersten beiden Kapiteln werden Erwartungswerte für Transporte, Wärme- und Süßwasserflüsse definiert, die später zur Validierung der Ergebnisse der vorliegenden Arbeit verwendet werden. In Kapitel 3 wird der in dieser Untersuchung verwendete hydrographische Datensatz beschrieben. Charakteristische Wassermassen werden identifiziert und die Wassersäule in Schichten unterteilt, die später für die Anwendung des Inversen Boxmodells benötigt werden. In Kapitel 4 wird der Ekmantransport aus Winddaten abgeschätzt und über das LNM-Boxmodell die barokline Komponente des Geschwindigkeitsfelds bestimmt. In Kapitel 5 wird nach einem Überblick zur Inversen Boxmodellierung und der Durchführung von Experimenten ein für die vorliegende Untersuchung geeignetes Verfahren zur Inversen Boxmodellierung bestimmt. Weiter werden die Fehler durch Unsicherheiten bei der Modellkonfiguration abgeschätzt. In Kapitel 6 werden die resultierenden Wärme- und Süßwasserflüsse und in Kapitel 7 die resultierende Zirkulation analysiert und diskutiert.

1.2 Die Bodentopographie des subpolaren Nordatlantiks

Die Topographie des nördlichen Nordatlantiks (Abbildung 1.2) ist geprägt durch den Verlauf des Mittelatlantischen Rückens (MAR). Im Süden des Untersuchungsgebiets trennt er das Neufundlandbecken vom Westeuropäischen Becken. Weiter im Norden wird er als Reykjanesrücken bezeichnet und separiert das Irmingerbecken vom Islandbecken. Am westlichen Rand des Untersuchungsgebietes ist das Labradorbecken zwischen Nordamerika und Grönland und ganz im Osten, abgetrennt durch das Rockallplateau, der Rockall-

trog. Die nördlichen Becken werden nach Norden durch den Kanadischen Archipel bzw. den Grönland-Schottland-Rücken begrenzt.

Im Mittelatlantischen Rücken, am südlichen Ende des Reykjanesrücken, befindet sich die Charlie-Gibbs-Bruchzone (CGFZ), die mit einer Tiefe von 3600 m einen Tiefenwasseraustausch zwischen dem Neufundlandbecken und dem Westeuropäischen Becken ermöglicht.

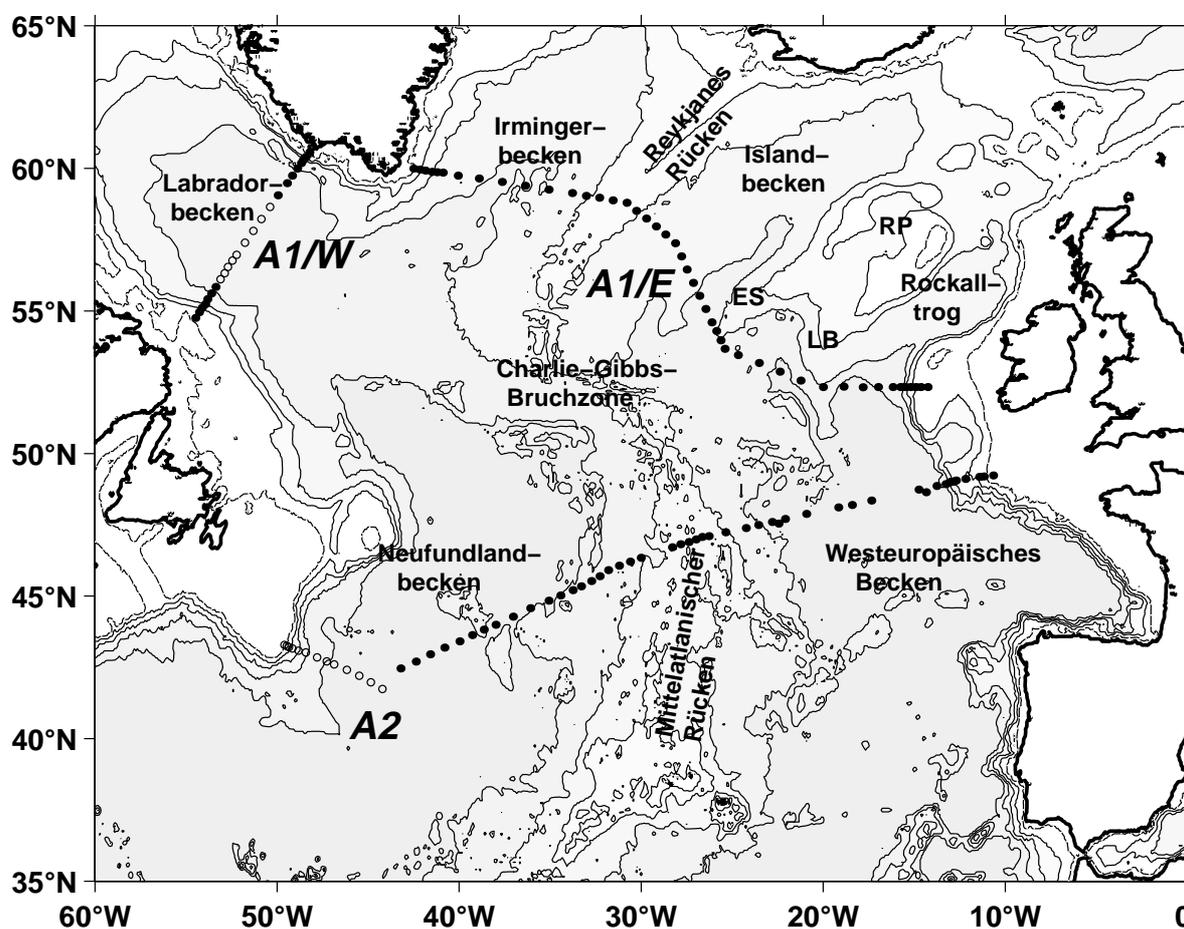


Abbildung 1.2: Stationen der Reisen Meteor 30/3 und 30/2 (Punkte) und Hudson 94/3 und 94/8 (Kreise). Mit A2, A1/E und A1/W werden die Schnitte WOCE-A1 und WOCE-A1 bzw. WOCE-AR19 und WOCE-AR17 bezeichnet. Die 200, 1000, 2000, 3000 und 4000 m Tiefenlinien sind hervorgehoben. Abkürzungen: RP: Rockallplateau, ES: Eriador Seamount, LB: Lorien Bank.

1.3 Die allgemeine Zirkulation

Im nördlichen Nordatlantik und im Arktischen Ozean führen Wechselwirkungen zwischen Ozean und Atmosphäre zur Bildung dichten Oberflächenwassers. Konvektives Absinken und die nachfolgende horizontale Ausbreitung im tiefen Ozean treiben eine meridionale Umwälzungszelle (MOC) an. Die dabei entstehende Massenverluste werden durch einen nordwärtsgerichteten Transport von warmem Oberflächenwasser kompensiert. Die MOC ist ein Bestandteil der alle Weltozeane umspannenden thermohalinen Zirkulation, des sogenannten „great ocean conveyor belts“ (*Broecker, 1991*).

Der MOC überlagert sind der antizyklonale Subtropenwirbel und der zyklonale Subpolare Wirbel, die sich aufgrund der meridionalen Abhängigkeit der Stärke und Richtung des Windfeldes ausbilden. Eine Zone maximaler Westwinde, die Westwindtrift, trennt diese beiden Wirbel. In der Atmosphäre ist diese Region durch ein zonal verlaufendes Band mit minimalen Beträgen der Rotation im Windschubspannungsfeld charakterisiert. Im Ozean wird dieser Übergang durch die subarktische Front gekennzeichnet. Diese trennt warmes und salzreiches Wasser subtropischen Ursprungs von kaltem, salzarmen Wasser subarktischen Ursprungs. Der Austausch zwischen den beiden Wirbeln erfolgt hauptsächlich über den Nordatlantischen Strom (NAC) und den tiefen westlichen Randstrom (DWBC). Der NAC transportiert warmes, salzreiches Wasser entlang der subarktischen Front nach Norden, wodurch die durch das Absinken entstandenen Massenverluste ersetzt werden. Der DWBC transportiert neugebildetes Nordatlantisches Tiefenwasser (NADW) entlang der amerikanischen Küste Richtung Süden. Beide bilden die Hauptbestandteile der MOC.

Die relative Bedeutung der windgetriebenen und der thermohalinen Zirkulation und deren Wechselwirkungen im Untersuchungsgebiet, im Gebiet des Subpolaren Wirbels und im Übergangsbereich zu den Subtropen, werden in der Literatur kontrovers beschrieben (z.B. *Loder et al., 1998*). Numerische Modellstudien (*Greatbatch et al., 1991*; *Böning et al., 1996*) zeigen, daß der Windantrieb eine eher unbedeutende Rolle für die tiefreichende Zirkulation des subpolaren Nordatlantiks hat. Zirkulationsmuster, die grundsätzlich den Beobachtungen entsprechen, zeigen bei vollständiger Vernachlässigung des Windes kaum Veränderungen. Die diagnostische Modellberechnungen von *Greatbatch et al. (1991)* demonstrieren, daß der JEBAR Effekt („joint effect of baroclinicity and relief“) den Hauptantrieb des Subpolaren Wirbels darstellt. Nach ihren Berechnungen trägt der windgetriebene Anteil nur mit 2 Sv, d.h. ca. 5% der gesamten Zirkulationsstärke des Subpolaren Wirbels, bei. Auch aus Beobachtungen läßt sich schließen, daß die allgemeine Zirkulation nördlich von 40-50° N, im Gegensatz zur vorwiegend windgetriebenen Zirkulation weiter südlich, thermohalin getrieben und durch „bottom forcing“ charakte-

risiert ist (Arhan *et al.*, 1989). Mit dem Begriff „bottom forcing“ bezeichnen die Autoren den Einfluß von großskaliger Topographie auf Tiefenrandströme in unmittelbarer Nähe der Tiefenwasserquellen.

Generell geht sowohl aus Beobachtungen (z.B. Krauss, 1995) als auch aus numerischen Modellstudien (z.B. Böning und Herrmann, 1994) hervor, daß ein sich über die ganze Wassersäule erstreckender Subpolarer Wirbel existiert, der eine erhebliche barotrope Komponente besitzt (9 bis 10 Sv bei Krauss, 1995). Tabelle 1.1 faßt die Beobachtungen der Zirkulationsstärke des Subpolaren Wirbels vor Ostgrönland zusammen, die einen Wertebereich zwischen 20 und 36 Sv ergeben.

Tabelle 1.1: Tiefenintegrierter Transport vor Ostgrönland. Literaturübersicht.

Transport	Daten	Autor
32 Sv	Hydrographie und Strömungsmessungen (Sept. 1991)	Bersch (1995)
30 Sv	Hydrographie und Tracer	Reid (1994)
27-33 Sv	Hydrographie und Strömungsmessungen	Clarke (1984)
36 Sv	Zusammenfassung von Beobachtungen	Schmitz und McCartney (1993)
20-33 Sv	Hydrographie und Strömungsmessungen (Aug. 1991)	Bacon (1997)

Der Wertebereich liegt zwischen 20 und 36 Sv.

In den folgenden beiden Abschnitten wird die oberflächennahe und die Tiefenzirkulation im einzelnen beschrieben. Dabei werden bereits die dominierenden Wassermassen eingeführt. Deren genaue Charakterisierung ist jedoch Bestandteil der Beschreibung der Hydrographie auf den Schnitten A1 und A2 in Kapitel 3.

1.3.1 Die oberflächennahe Zirkulation

Mit dem NAC wird Wasser aus den Subtropen in den subpolaren Nordatlantik eingetragen (Abbildung 1.3). Nach der Ablösung vom amerikanischen Kontinentalabhang überquert der NAC, aufgespalten in mehrere Zweige, die jeweils mit thermohalinen Fronten verbunden sind, den Atlantik. Der Hauptstrom ist mit der nördlichsten Front, der subarktischen Front, verbunden und überquert auf der geographischen Breite der Charlie-Gibbs-Bruchzone (CGFZ) den Mittelatlantischen Rücken (MAR) (z.B. Belkin und Levitus, 1996). Stark variabel und Gegenstand der Forschung sind die Orte der Abspaltungen des NAC vom amerikanischen Küstenverlauf, der nach Süden über A2 rezirkulierende Anteil und die Anzahl und Lage der Fronten, bzw. Strömungsäste, in Abhängigkeit von der Zeit (Arhan, 1990; Sy *et al.*, 1992; Belkin und Levitus, 1996; Rossby, 1996).

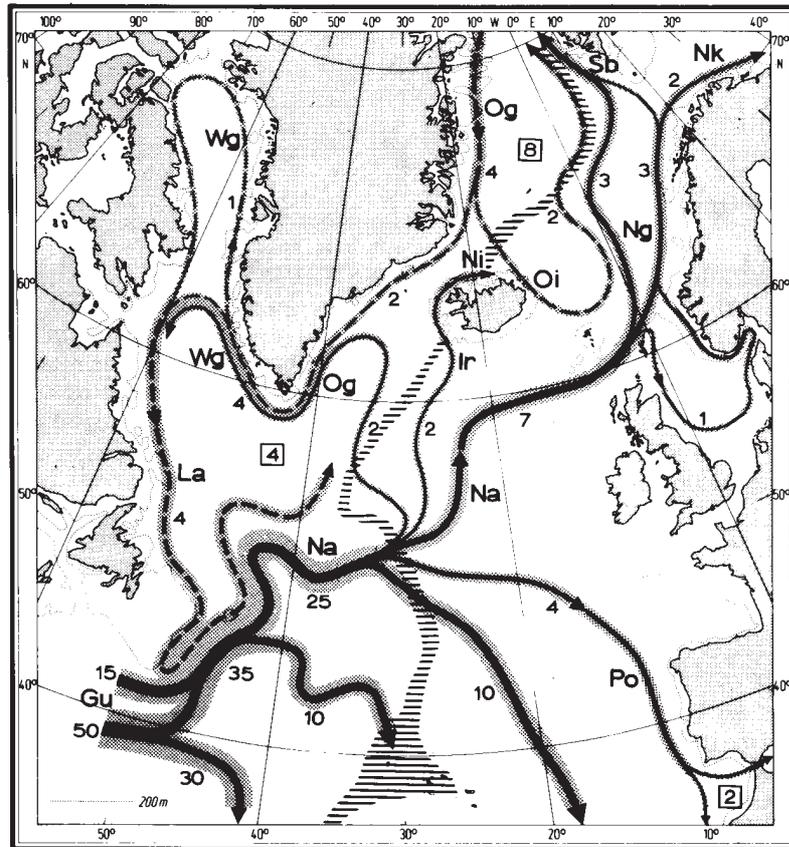


Abbildung 1.3: Skizze der Zirkulation in den obersten 1000 m nach *Krauss* (1995) basierend auf *Dietrich et al.* (1980). Transporte in Sverdrup ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m s}^{-1}$); Quadrate markieren absinkendes Wasser. Gu: Golfstrom; Ir: Irmingerstrom; La: Labradorstrom; Na: Nordatlantiktrom; Nk: Nordkapstrom; Ng: Norwegischer Strom; Ni: Nordislandstrom; Og: Ostgrönlandstrom; Oi: Ostislandstrom; Po: Portugalstrom; Sb: Spitzbergen Strom; Wg: Westgrönlandstrom.

Der resultierende Austausch zwischen dem Subtropen und dem Subpolaren Wirbel, also die Umwandlungsrate von Warm- zu Kaltwasser, wird in der Literatur mit Werten zwischen 13 und 27 Sv angegeben (Tabelle 1.2). Bevor sich der NAC vom amerikanischen Kontinent abspaltet, kann er Transportraten bis zu 200 Sv erreichen (Abbildung 3.2), verstärkt durch eine räumlich fixierte, antizyklonale Rezirkulationszelle an seiner Ostseite (Kapitel 3). Die Rezirkulationszelle wird seit ihrer Beschreibung von *Mann* (1967) in der Literatur oft auch als „Mann-Eddy“ bezeichnet.

Erreicht das durch den NAC importierte Wasser subtropischen Ursprungs den zentralen und östlichen Nordatlantik, führen Wechselwirkungen mit der Atmosphäre zu winterlicher Konvektion und Subpolares Modewasser (SPMW) wird gebildet. Die Bezeichnung

Tabelle 1.2: Zusammenfassung von Abschätzungen der meridionalen Umwälzungsrate (MOC) im Nordatlantik. (*¹: Jahre mit positivem NAO-Index; *²: Jahre mit negativem NAO-Index)

MOC	Daten	Autor
17 Sv (36° N)	Hydrographie (1958,81)	<i>Roemmich und Wunsch</i> (1985)
14-20 Sv (36° N)	Hydrographie (1958,81,93)	<i>Dobroliubov et al.</i> (1996)
17.6 Sv (53.5° N)	Hydrographie (Winter 1962)	<i>Krauss</i> (1986)
13 Sv	Zusammenfassung von Beobachtungen	<i>Schmitz und McCartney</i> (1993)
27 Sv (A2)	Hydrographie	<i>Macdonald und Wunsch</i> (1996)
15.6-20.6 Sv (A2)	Hydrographie* ¹ (1957,97)	<i>Lorbacher</i> (2000)
13.1-13.7 Sv (A2)	Hydrographie* ² (1982,93,94,96,98)	<i>Lorbacher</i> (2000)
15 Sv (A1/E)	Hydrographie und Strömungsmessungen (Sept. 1991)	<i>Bersch</i> (1995)
15 Sv	Zirkulationsmodell(1/3°)	<i>Böning et al.</i> (1996)
18 Sv	Zirkulationsmodell (ca. 4°)	<i>Rahmstorf</i> (1996)
16-23 Sv	Zirkulationsmodell (2°)	<i>Schiller</i> (1995)
Der Wertebereich liegt zwischen 13 und 27 Sv.		

Modewasser erhält es aufgrund seiner vertikalen Homogenität, die mit einer niedrigen hydrostatischen Stabilität und somit niedrigen potentiellen Vorticity verbunden ist. Eingespeist in die zyklonale Zirkulation des Subpolaren Wirbels erfährt es von Winter zu Winter eine schrittweise Umwandlung zu immer kälteren und frischeren Eigenschaften. Dieser Prozeß führt zur Ausbildung verschiedener SPMW-Varianten (Kapitel 3). *McCartney und Talley* (1982) bezeichnen Labradorsee-Wasser (LSW) als die kälteste und extremste Variante von SPMW. Seine nahezu homogenen Eigenschaften erstrecken sich in extremen Wintern über einen Tiefenbereich von über 2000 m (*Clarke und Gascard*, 1983).

Generell existieren drei Ausbreitungsrouten des SPMW. Ein Teil rezirkuliert südlich der subarktischen Front und östlich des Mittelatlantischen Rückens in den Subtropischen Wirbel. Ein anderer Teil gelangt mit Ausläufern des NAC über den Grönland-Schottland-Rücken ins Europäische Nordmeer (8 Sv, *Hansen et al.*, 1999) und ersetzt dort die Massenverluste, die durch die „overflows“ entstanden sind. Ein weiterer Teil speist sich innerhalb des Irmingerstroms in den Subpolaren Wirbel ein (Abbildung 1.3). Der Irmingerstrom vereinigt sich nach der zyklonalen Umrundung der Irmingersee mit dem Ostgrönlandstrom (EGC), der salzarmes, kaltes, arktisches Schelfwasser transportiert. Nach der Umrundung der Südspitze Grönlands und der Labradorsee hat sich der obere Teil des Subpolaren Wirbels noch um den Eintrag arktischen Wassers durch den Kanadischen Archipel vermehrt. Vor Westgrönland wird der lokale Abschnitt des Subpo-

laren Wirbels als Westgrönlandstrom (WGC) und vor Labrador als Labradorstrom (LC) bezeichnet.

1.3.2 Die Tiefenzirkulation

Ein Schema der Tiefenzirkulation für Wasser mit $\sigma_{\Theta} > 27.8 \text{ kg m}^{-3}$, welches auf einer Zusammenstellung von Strömungsmessungen basiert, liefert Abbildung 1.4. Dieser Dichtebereich entspricht dem unteren Teil des Nordatlantischen Tiefenwassers (INADW). Der Antrieb für die skizzierte thermohaline Zirkulation ist der Einstrom von Zwischen- und Tiefenwasser aus dem Europäischen Nordmeer, welches über den Grönland-Schottland-Rücken in den subpolaren Nordatlantik gelangt. Die beiden resultierenden Wassermassen werden entsprechend ihrer Überströmungsorte, Dänemarkstraße und Island-Schottland-Rücken, mit Dänemarkstraßen-, „overflow water“ (DSOW) und Island-Schottland-, „overflow water“ (ISOW) bezeichnet. Beim Überströmen des Grönland-Schottland-Rückens werden beide Wassermassen durch Vermischungsprozesse mit SPMW angereichert. Dieser Vorgang wird im allgemeinen als „entrainment“ bezeichnet (z.B. *Dickson und Brown*, 1994). Die gesamte Quellstärke des „overflow water“ inklusive „entrainment“ beträgt ca. 9 Sv (Abbildung 1.4). Zusammen mit einem Mischprodukt aus Antarktischen Bodenwasser und „altem“ Nordatlantischen Tiefenwasser, dem „lower deep water“ (LDW), welches aus Richtung Süden ins Untersuchungsgebiet vordringt, bilden ISOW und DSOW den tiefen nördlichen Randstrom, den „deep northern boundary current“ (DNBC). Dieser kann auch als unterstes Stockwerk des zyklonalen Subpolaren Wirbels angesehen werden. Bei der Umrundung Kap Farewells hat der DNBC nach *Dickson und Brown* (1994) insgesamt 13.3 Sv erreicht (Abbildung 1.4).

Oberhalb von $\sigma_{\Theta} = 27.8 \text{ kg m}^{-3}$ breitet sich neu gebildetes Tiefenwasser aus der Labradorsee (LSW) im subpolaren Nordatlantik aus. Diese Wassermasse wird auch als flaches Nordatlantisches Tiefenwasser (uNADW) bezeichnet. *Sy et al.* (1997) zeigen auf der Basis von Beobachtungen eine schematische Darstellung der Ausbreitungspfade (Abbildung 1.5). Rezirkulierende Komponenten von LSW im Islandbecken und in der Iringersee führen zu einem weiteren Anwachsen des DNBC. Als tiefer westlicher Randstrom (DWBC) verlassen LSW, DSOW, ISOW und LDW gemeinsam die Labradorsee und die Region des Subpolaren Wirbels und strömen entlang des amerikanischen Kontinents nach Süden. *Schmitz und McCartney* (1993) geben den gesamten Transport des DWBC mit 16 Sv an.

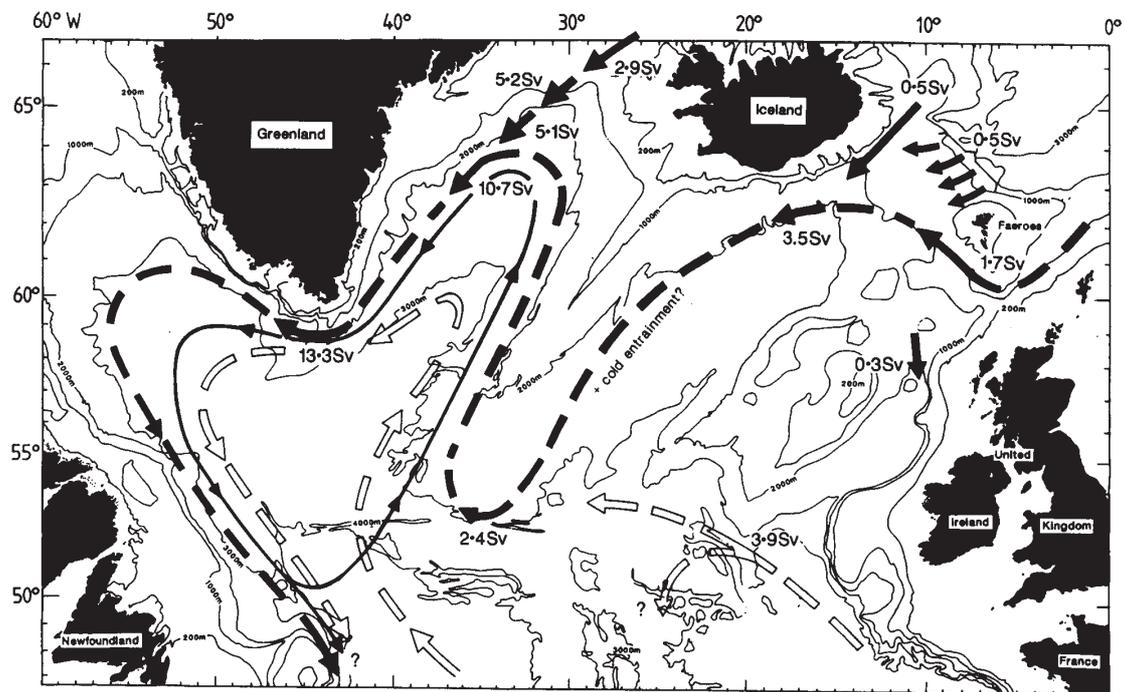


Abbildung 1.4: Abbildung aus *Dickson und Brown (1994)*: Zusammenfassung der Tiefenwasserzirkulation des subpolaren Nordatlantiks unterhalb von $\sigma_\theta = 27.8 \text{ kg m}^{-3}$. Transportraten basieren auf Strömungsmessungen.

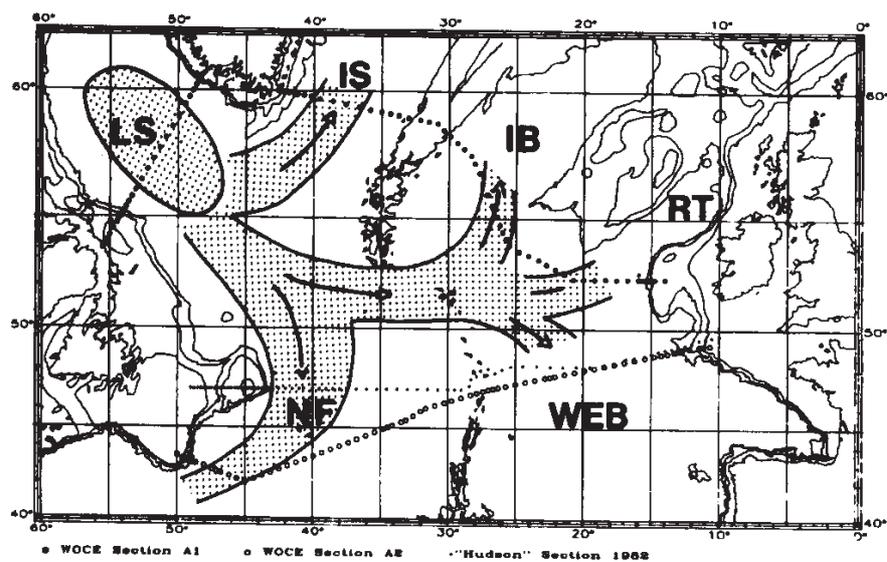


Abbildung 1.5: Ausbreitung von Labradorsee Wasser (*Sy et al., 1997*)

1.4 Zwischenjährliche Variabilität und die Nordatlantische Oszillation

Über den bisher beschriebenen mittleren Zustand hinaus sind zwischenjährliche Schwankungen innerhalb der Zirkulation des subpolaren Nordatlantiks bekannt, die sich vermutlich größtenteils auf die Nordatlantische Oszillation (NAO) zurückführen lassen. Es folgt jetzt eine Beschreibung der NAO und eine Aufzählung von beobachteten Veränderungen im Ozean, die zum Teil mit der NAO in Zusammenhang gebracht wurden. Insgesamt soll eine Grundlage von Informationen geschaffen werden, die es ermöglicht, den Zeitpunkt der Beprobung des in der vorliegenden Untersuchung bearbeiteten Datensatzes (1994) in einen zeitlichen Kontext zu setzen.

Die atmosphärische Zirkulation über dem nördlichen Nordatlantik wird im wesentlichen durch die Druckdifferenz der Luftdrucksysteme „Azoren-Hoch“ und „Island-Tief“ bestimmt. Diese Luftdruckverteilung ist z.B. verantwortlich für die Existenz der Westwindtrift. Niederfrequente Schwankungen der Lage und Intensität dieses Luftdrucksystems werden als Nordatlantische Oszillation (NAO) bezeichnet. Ein möglicher Maßstab für diese Schwankung ist die zeitliche Variabilität der Luftdruckdifferenz zwischen den beiden Zentren. Abbildung 1.6 zeigt die Differenz der mit der Standardabweichung normierten winterlichen Luftdruckanomalien (relativ zum Langzeitmittel) zwischen Lissabon (Portugal) und Stykkisholmur (Island). Dieser von *Hurrell* (1995) verwendete NAO-Index stellt jedoch wegen seiner festen Bezugspunkte, die nicht immer mit den Luftdruckzentren übereinstimmen, eher eine Untertreibung der wahren Differenz dar. *Hurrell* benutzt für den Index nur ein Mittel über die Wintermonate Dezember bis März, da für diesen Zeitraum die stärkste Amplitude der NAO in der Atmosphäre beobachtet wird. Der NAO-Index erklärt z.B. mehr als ein Drittel der totalen Varianz des Drucks an der Meeresoberfläche über dem Nordatlantik (*Cayan*, 1992).

Der NAO-Index enthält eine langzeitliche Variabilität mit einer dekadischen Komponente, die sich mit der Zeit zu verstärken scheint (*Hurrell und van Loon*, 1997). Phasen mit niedrigem Index entsprechen einer niedrigen Luftdruckdifferenz und schwachen Westwinden. Während der Sechziger Jahre des zwanzigsten Jahrhunderts war die längste und extremste negative Phase in der beobachteten Zeitreihe (Abbildung 1.6). In diesem Zeitraum war die Westwinddrift bei einer relativ nördlichen Lage des Islandtiefs eher schwach. In den späten Achtzigern und frühen Neunzigern war die längste positive Phase. In diesen Zeitraum fällt auch das in der vorliegenden Untersuchung betrachtete Jahr 1994.

Die Auswirkungen der NAO auf die latenten und sensiblen Wärmeflüsse an der Meeresoberfläche analysierte *Cayan* (1992) anhand von Schiffsbeobachtungen aus dem Zeit-

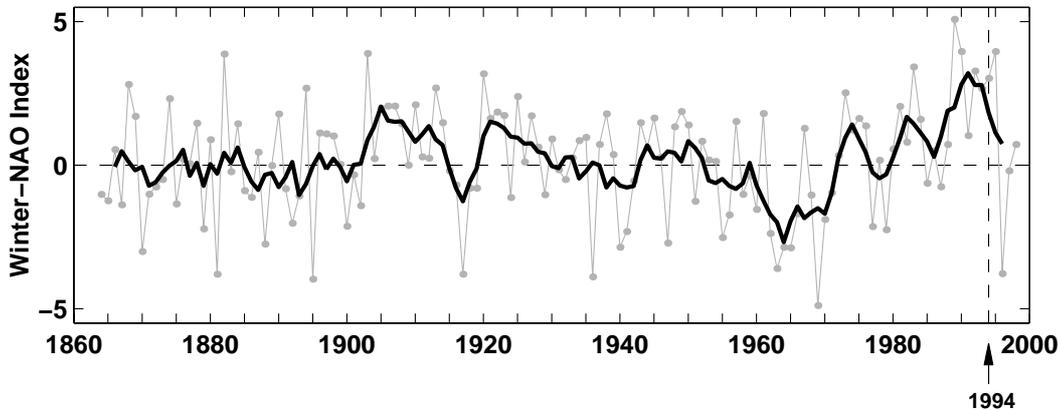


Abbildung 1.6: Winter-NAO-Index nach *Hurrell* (1995): winterliche Differenz normalisierter Luftdrücke (Dezember bis März) zwischen Lissabon (Portugal) und Stykkisholmur (Island) (graue Linie). Schwarze Linie: laufendes Mittel über 5 Winter. Jahreszahl bezieht sich auf die Monate Januar bis März.

raum 1946 bis 1986. Unter Anwendung von Bulkformeln auf die meteorologischen Daten erstellte er Karten der Amplituden von Wärmeflußanomalien an der Meeresoberfläche (Abbildung 1.7). Für Jahre mit hohem NAO-Index ist die Wärmeabgabe im subpolaren Nordatlantik über die drei Wintermonate lokal über 150 Wm^{-2} höher als für Jahre mit niedrigem Index. *Hurrell* (1995) und *Xie und Arkin* (1996) analysierten die Auswirkungen auf den atmosphärischen Süßwasserfluß durch Niederschlag minus Verdunstung ($N - V$) und zeigen ebenfalls Muster lokaler Korrelationen mit dem NAO-Index. Nach Abbildung 1.8 ist die Größe $N - V$ für die Meeresgebiete vor der Ostküste der USA und vor Nordeuropa negativ und für Südeuropa und die Labradorsee positiv mit dem NAO-Index korreliert.

Sutton und Allen (1997) leiten aus Schiffsbeobachtungen (1945-89) eine Vorhersagbarkeit der Meeresoberflächentemperatur des Nordatlantiks innerhalb von Dekaden ab. Nach ihren Beobachtungen breiten sich SST-Anomalien entlang der Golf-/Nordatlantik-Strom-Achse mit einer Periode von 12-14 Jahren aus. Diese Ausbreitung entspricht in etwa einer Geschwindigkeit von ca. 1.7 cm s^{-1} . Die Anomalien haben eine Längenskala von 2000 km und eine Amplitude von $0.5\text{-}1^\circ \text{ C}$.

Ein Resultat von niederfrequenter Variabilität im lokalen Wärmeaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre sind Schwankungen in der Aktivität von Tiefenwasserbildungszentren. *Dickson* (1997) beschreibt einen Wechsel in der konvektiven Aktivität der Labrador- und der Grönlandsee. So ist in Jahren mit niedrigem Index eine verstärkte Aktivität der Grönlandsee und in Jahren mit hohem Index eine verstärkte Aktivität der Labradorsee

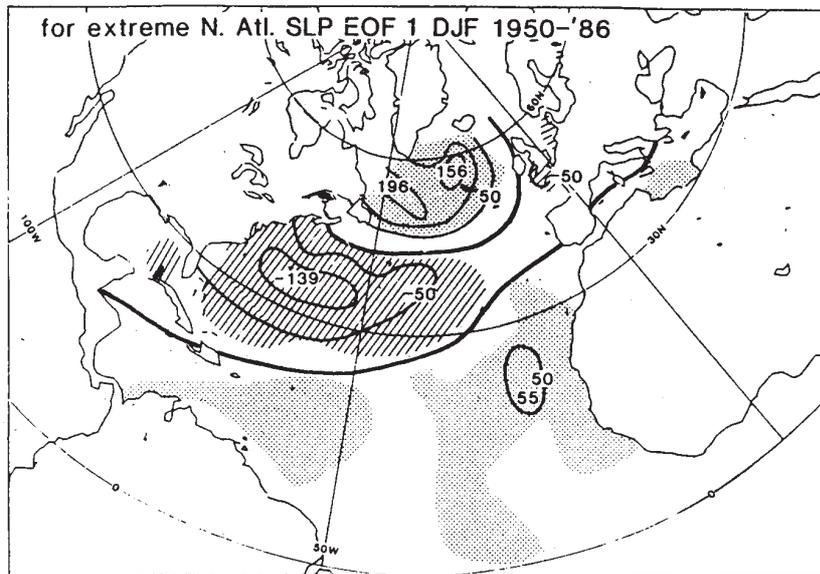


Abbildung 1.7: Differenzen im latenten plus sensiblen Wärmefluß zwischen Wintern mit positivem und negativem NAO-Index. Abbildung entnommen aus *Cayan* (1992).

beobachtet worden. Die jüngste Phase verstärkter Konvektion in der Labradorsee begann im Winter 1988 und setzte sich bis zum Winter 1994 fort (*Bersch et al.*, 1999). Im Winter 1996 endete die Phase tieferreichender Konvektion. Da intensive Konvektion in der Labradorsee mit extrem niedrigen Wassertemperaturen verbunden ist, führt sie zu einer Abkühlung und Vertiefung des LSW im Nordatlantik (*Sy et al.*, 1997; *Dickson*, 1997). Zusätzlich beobachten *Sy et al.* (1997) in den Neunzigern eine 3-4 mal schnellere Ausbreitung des LSW im Nordatlantik als bisher angenommen (*Read und Gould*, 1992). Das LSW erreicht die Irmingersee nach 6 Monate, das Islandbecken nach 2-3.5 Jahren und den Rockalltrog nach 4-5.5 Jahre. *Curry et al.* (1998) zeigen anhand von Zeitserien hydrographischer Daten, daß das gleiche neugebildete LSW 6 Jahre benötigt, um die Region nahe den Bermudas zu erreichen, und daß das neugebildete LSW eine Abkühlung und Verdickung der LSW-Schicht im Nordatlantik verursacht. LSW aus Jahren mit niedrigem NAO-Index ist hingegen wärmer und in seiner vertikalen Ausdehnung geringer. Ein Folge davon ist, daß es dem Wasser des Mittelmeeraustroms, welches sich direkt oberhalb des LSW befindet (Abschnitt 3.2.1), eine bessere nordwärts und westwärts gerichtete Ausbreitung ermöglicht.

Neben den oben genannten Schwankungen in der Größe $N - V$ spielen auch Variationen im arktischen Eisexport durch die Framstraße und durch den Kanadischen Archipel sowie in der Produktion von Eis in der nördlichen Labradorsee eine wichtige Rolle für die Süßwasserbilanz des subpolaren Nordatlantiks (*Belkin et al.*, 1998). Ein berühmtes Bei-

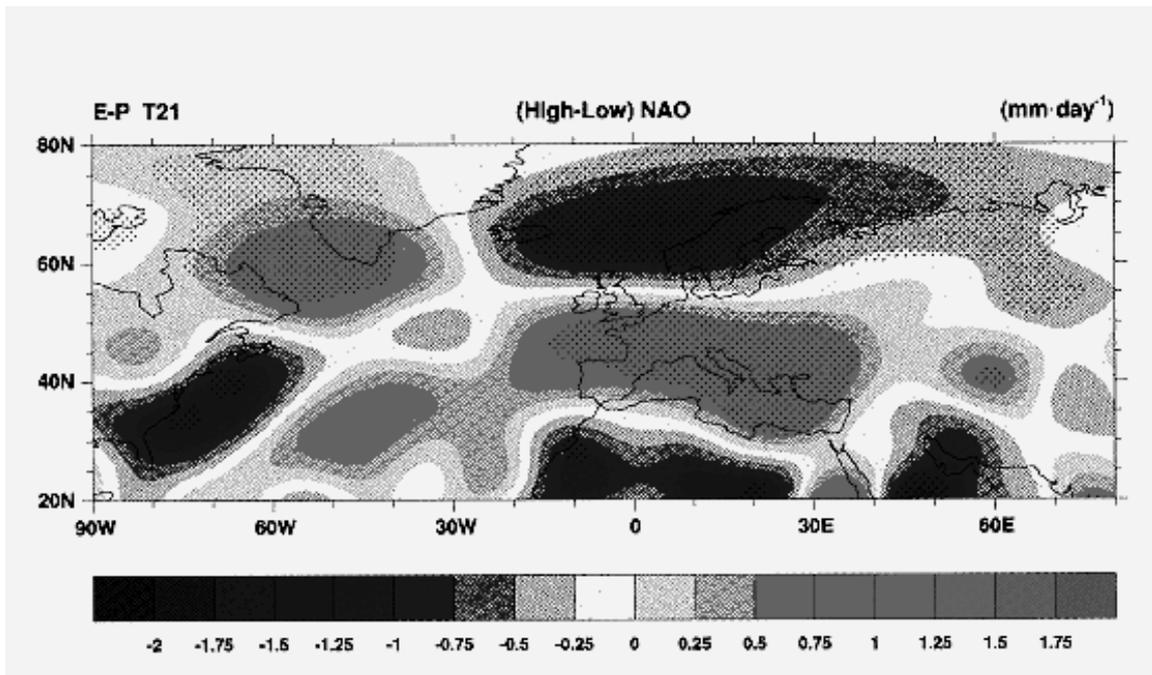


Abbildung 1.8: $N - V$ berechnet aus dem atmosphärischen Feuchtehaushalt (ECMWF Analysedaten) für Winter mit hohem minus Winter mit normalen oder niedrigem NAO-Index (Abbildung aus *Hurrell, 1995*).

spiel für die Auswirkungen der Schwankungen im arktischen Framstraßeneisexport stellt die „great salinity anomaly“ (GSA) der Siebziger Jahre dar (*Dickson et al., 1988*). Auf der Basis von Beobachtungen zeigten *Dickson et al. (1988)*, daß sich Ende der Sechziger Jahre ein anomal hoher Süßwasserexport aus der Arktis nördlich von Island aufgestaut hat. Von dort breitete sich dieses Signal dann als GSA mit der Zirkulation des Subpolaren Wirbels aus. Sie verursachte zuerst in der Labradorsee und später, in den Achtziger Jahren, in der Grönlandsee eine Verringerung der konvektiven Aktivität (*Dickson et al., 1988*). Das mit der Salzgehaltsanomalie verbundene Salzdefizit, das durch die Labradorsee advehiert wurde, betrug 72×10^9 Tonnen. Dieses Defizit entspricht einem Süßwasservolumen von 2000 km^3 und einem Süßwasserfluß von 0.05 Sv über ein Jahr. Nach *Aagaard und Carmack (1989)* ist für die Entstehung der obigen Anomalie ein Zuwachs von 20% im arktischen Eisexport durch die Framstraße notwendig. Generell demonstrieren *Dickson et al. (1999)* anhand einer Zeitreihe des arktischen Eisexports durch die Framstraße von 1991 bis 1996 bei 81° N (*Vinje et al., 1997*), daß dieser mit dem NAO-Index zu korrelieren scheint (Abbildung 1.9).

Ein Szenario für eine weitere GSA, die sich in den Achtziger Jahren im subpolaren Nordatlantik ausbreitete, stellten *Belkin et al. (1998)* auf. Die Autoren glauben jedoch, daß die GSA der Achtziger Jahre im Gegensatz zur der aus den Siebziger Jahren auf

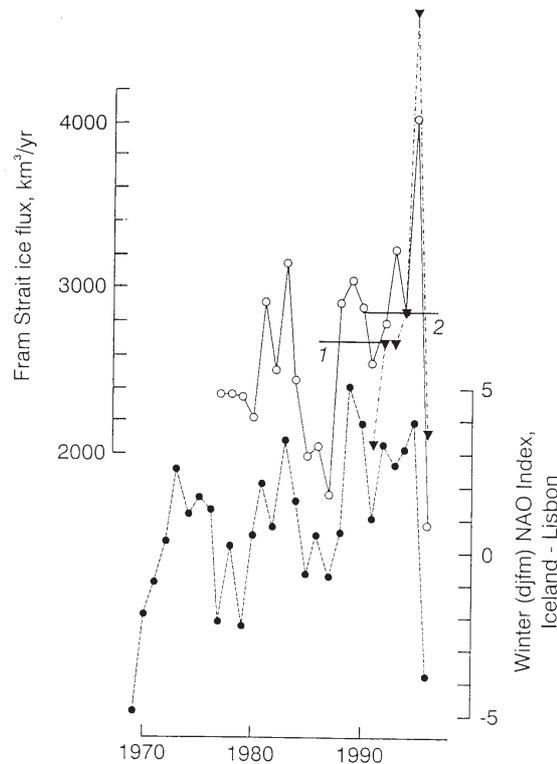


Abbildung 1.9: Beobachteter arktischer Eisexport durch die Framstraße nach *Vinje et al.* (1997) (gefüllte Dreiecke) im Vergleich zum NAO-Index (gefüllte Kreise). Offene Kreise sind Modellergebnisse. Abbildung entnommen aus *Dickson et al.* (1999).

anomale Eisverhältnisse in der Region Baffin Bay und Labradorsee zurückzuführen ist.

Als letztes Phänomen im Zusammenhang mit der NAO sei eine von *Bersch et al.* (1999) beobachtete Verlagerung der subarktischen Front erwähnt. Diese zeigen die Autoren anhand einer Zeitserie hydrographischer Schnitte entlang A1/E (6 Realisationen in den Jahren 1991 bis 1996). *Bersch et al.* (1999) vermuten, daß diese Schwankungen auf den Wechsel in der Intensität der Westwinde zurückzuführen sind. Mögliche Mechanismen sind nach Meinung der Autoren die Advektion von Temperatur- und Salzgehaltsanomalien aus den Subtropen und Änderungen in der Aufwölbung des Subpolaren Wirbels. So geht z.B. der Übergang von hohem (Winter 1994/95) zu niedrigen (Winter 1995/96) NAO-Index mit einer westwärts gerichteten Verlagerung der subarktischen Front im Islandbecken einher.

2. Allgemeines zu Wärme- und Süßwasserflüssen

In diesem Kapitel wird ein Überblick über die meridionalen Wärme- und Süßwasserflüsse im nördlichen Nordatlantik gegeben. Zuerst werden Ergebnisse aus der Literatur vorgestellt. Dabei werden auch die in der vorliegenden Untersuchung verwendeten Gleichungen zur Bestimmung von Wärme- und Süßwasserflüssen aus einem ozeanischen Geschwindigkeitsfeld eingeführt und Austauschraten durch den Kanadischen Archipel und die Beringstraße für die Boxmodell-Rechnungen festgelegt. Dann werden Austauschraten zwischen Ozean und Atmosphäre für das Gebiet zwischen A1 und A2 (SPNA-Box) anhand meteorologischer Reanalysedaten bestimmt. Desweiteren wird die Rolle niederfrequenter Schwankungen in der ozeanischen Advektion von Wärme und Süßwasser bezüglich der Bilanz der SPNA-Box erörtert und anhand von Beispielen quantifiziert. Insgesamt sollen aus diesem Überblick Erwartungsbereiche resultieren, mit denen später die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit verglichen werden können.

2.1 Literaturüberblick

Zur Bestimmung des ozeanischen meridionalen Wärme- und Süßwasserflusses existiert eine indirekte und eine direkte Methode.

Bei der indirekten Methode wird der ozeanische Wärme- und Süßwasserfluß aus dem Ungleichgewicht der atmosphärischen Bilanz abgeleitet. Sie basiert auf der Annahme, daß für abgeschlossene Meeresgebiete der Netto-Fluß zwischen Ozean und Atmosphäre durch Meeresströmungen ausgeglichen wird. Praktisch wird der Austausch zwischen Ozean und Atmosphäre unter Verwendung von meteorologischen Beobachtungsgrößen anhand von sogenannten „bulk“-Formeln bestimmt. Beginnend an einem Referenzpunkt, z.B. der zonalen Berandung eines Ozeans, wird der Fluß durch die Meeresoberfläche kumulativ aufsummiert. Diese Methode hat den Vorteil, daß bei Kenntnis meteorologischer Felder der meridionale Fluß kontinuierlich z.B. als Funktion der geographischen Breite aufgetragen werden kann und so großräumige Information liefert.

Bei der direkten Methode wird der Fluß aus dem ozeanischen Transportfeld bestimmt. Da in der Regel Beobachtungen lediglich entlang von Schnitten vorliegen, kann diese Me-

thode nur räumlich begrenzte Information liefern. Aus der Literatur ist jedoch bekannt, daß diese Methode genauere Werte als die indirekte liefert und daher zur Verbesserung der Ergebnisse der indirekten Methode notwendig ist.

2.1.1 Meridionaler Wärmefluß

Indirekte Methode

Die Breitenabhängigkeit des meridionalen Wärmeflusses im Atlantik im Vergleich zu der in den zwei anderen Weltozeanen zeigt eine Darstellung von *Hsiung* (1985) (Abbildung 2.1). Sie benutzte Schiffsbeobachtungen aus dem Zeitraum 1949 bis 1978 und schätzte anhand von „bulk“-Formeln klimatologische Austauschraten zwischen Ozean und Atmosphäre ab. Die Ergebnisse von *Hsiung* (1985) zeigen, daß im globalen Mittel der ozeanische Wärmefluß vom Äquator zu den Polen gerichtet ist und Maxima bei 25° N und 15° S hat (Abbildung 2.1). Doch der Wärmefluß im Atlantik weicht von diesem globalen Mittel ab und ist überall nach Norden gerichtet. Diese Tatsache resultiert daraus, daß ein Großteil des globalen Tiefenwassers im nördlichen Nordatlantik erneuert wird. Um die an der Oberfläche entstandenen Massenverluste zu ersetzen, muß über den Äquator hinweg warmes Wasser nach Norden advehiert werden. Außerdem demonstriert Abbildung 2.1, daß der Atlantik im klimatologischen Mittel von seiner südlichen Grenze bis ca. 30° N kontinuierlich Wärme aufnimmt und nördlich von 30° N kontinuierlich Wärme abgibt. Für das gesamte Untersuchungsgebiet, von A2 über A1 bis zur Beringstraße, ist demnach eine Konvergenz im ozeanischen Wärmefluß zu erwarten.

Wie groß die Unsicherheit bei der Bestimmung des ozeanischen Wärmeflusses ist, zeigen *Hasse et al.* (1996) für drei verschiedene indirekte und drei direkte, punktuelle Abschätzungen im Nordatlantik (Abbildung 2.2). Alle drei indirekten Bilanzierungen starten mit einem Integrationspunkt von 0.1 PW bei 65° N (nach *Aagaard und Greisman*, 1975). Der schattierte Bereich entspricht einer Abschätzung der Unsicherheit der indirekten Berechnungen. Er zeigt, wie sich die Unsicherheit indirekter Abschätzungen mit Entfernung vom Integrationsbeginn vergrößert. Bei 50° N, d.h. im Gebiet der vorliegenden Untersuchung, hat sie bereits eine Amplitude von 0.2 PW erreicht und ist fast so groß wie der Mittelwert, ca. 0.4 PW.

Direkte Methode

Der Wärmefluß im Ozean normal zu einem Schnitt ist

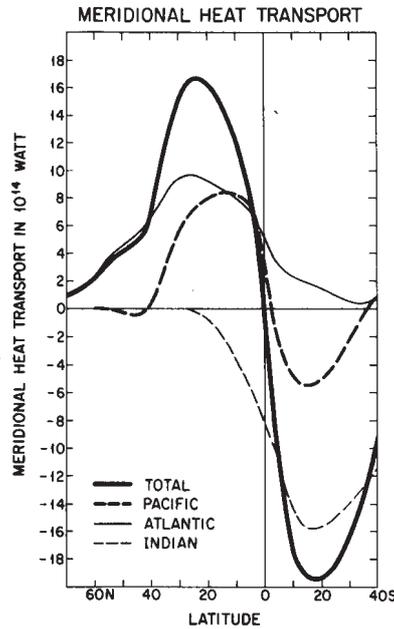


Abbildung 2.1: Meridionale Wärmeflüsse im Ozean. Klimatologische Werte auf der Basis von meteorologischen Schiffsbeobachtungen (1949-1978) (*Hsiung*, 1985). Positive Werte entsprechen einem nach Norden gerichteten Wärmefluß.

$$H = \iint c_p \rho \theta(x, z) v(x, z) dz dx, \quad (2.1)$$

wobei c_p die Wärmekapazität, ρ die Dichte, θ die potentielle Temperatur und v die zum Schnitt senkrechte Geschwindigkeitskomponente des Wassers ist. Die Größen c_p und ρ werden im allgemeinen als konstant angenommen (z.B. *Fiadeiro und Veronis*, 1983). Gleichung 2.1 beschreibt nur dann einen Wärmefluß, wenn das Geschwindigkeitsfeld mit keinem Nettotransport verbunden ist, also wenn gilt

$$\iint v(x, z) dx dz = 0. \quad (2.2)$$

Ist Gleichung 2.1 mit einem Nettotransport verbunden, entspricht H einem Wärmetransport. Bei transozeanischen Schnitten im Atlantik entspricht der Wärmefluß über diesen Schnitt der Wärmeabgabe des Ozean zwischen dem Schnitt und der Beringstraße. Der Wärmetransport, der durch die Beringstraße erfolgt, ist bei dieser Bilanz vernachlässigbar (Abschnitt 2.1.3).

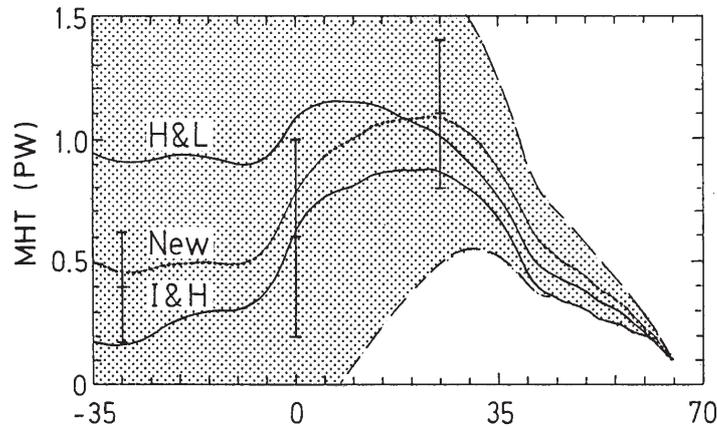


Abbildung 2.2: Vergleich ozeanischer meridionaler Wärmeflüsse im Atlantik von 35° S bis 70° N auf der Basis unterschiedlicher Datensätze und Methoden (Hasse *et al.*, 1996). Durchgezogene Linien und gepunkteter Bereich zeigen Abschätzungen mit Hilfe der indirekten Methode von Isemer und Hasse (1987) (I&H), Hastenrath und Lamb (1978) (H&L) und Hasse *et al.* (1996) (New). Direkte Abschätzungen auf der Basis hydrographischer Schnitte liegen für 35° N, 0° und 25° N vor.

Wertebereiche

Einen Literaturüberblick über direkte und indirekte Abschätzungen meridionaler Wärmeflüsse auf der geographischen Höhe von A2 und A1 gibt Tabelle 2.1. Die Divergenzen zwischen A1 und A2 (SPNA-Box) sind um den Unterschied korrigiert, der sich im klimatologischen Mittel bezüglich einer Box zwischen 45 und 56.5° N und der SPNA-Box ergibt (berechnet in Abschnitt 2.2.3).

Eine besondere Referenz stellt die von Lorbacher (2000) angegebene zeitliche Entwicklung auf A2 dar. Anhand von 7 Realisationen von A2 aus den Jahren 1958 bis 1998 konnte sie Aussagen über die zeitlichen Schwankungen direkt abgeschätzter ozeanischer Wärme- und Süßwasserflüsse treffen. Weiter sind in Tabelle 2.1 Wärmeflüsse als Ergebnis des Zirkulationsmodell von Böning und Bryan (1996) hinzugefügt. Zusammenfassend ist die gesamte Spanne der angegebenen Literaturwerte angegeben. Eine Diskussion der Werte findet in Kapitel 6 während des Vergleichs mit den Ergebnissen der vorliegenden Arbeit statt.

Tabelle 2.1: Zusammenfassung von ozeanischen meridionalen Wärmeflüssen im Nordatlantik aus der Literatur. (*¹: Jahre mit positivem NAO-Index; *²: Jahre mit negativem NAO-Index; *³: korrigiert von 53.5 auf 56.5° N; *⁴: korrigierte Werte, Erläuterung siehe Text.)

Wärmefluß	Daten	Autor
nordwärtsgerichteter meridionaler Wärmefluß auf A2		
indirekte Methode		
0.43 (45° N)	Klimatologie	<i>Hastenrath und Lamb</i> (1978)
0.544 PW (45° N)	Klimatologie (1949-78)	<i>Hsiung</i> (1985)
0.35 (45° N)	Klimatologie	<i>Isemer und Hasse</i> (1987)
0.554 PW (45° N)	Klimatologie, Schiffsbeobachtungen	<i>Bunker</i> (1988)
0.51±0.15 PW (45° N)	Klimatologie, Schiffsbeobachtungen	<i>Hasse et al.</i> (1996)
0.7 PW (50° N)	Klimatologie	<i>Hastenrath</i> (1982)
direkte Methode		
0.65 ± 0.25 PW (A2)	WOCE Daten (A2 von 1982)	<i>Macdonald und Wunsch</i> (1996)
0.55 - 0.70 PW (A2)	1982,93,94,96,98* ¹	<i>Lorbacher</i> (2000)
ca. 0.30 (A2)	1958 u. 1997* ²	<i>Lorbacher</i> (2000)
Zirkulationsmodell		
0.47 PW (45° N)	klimatologischer Wert	<i>Böning und Bryan</i> (1996)
Der Wertebereich liegt zwischen 0.30 und 0.70 PW.		
nordwärtsgerichteter meridionaler Wärmefluß auf A1		
indirekte Methode		
0.28 PW (56.5° N)	Klimatologie	<i>Hastenrath und Lamb</i> (1978)
0.31 PW (56.5° N)	Klimatologie (1949-78)	<i>Hsiung</i> (1985)
0.23 PW (56.5° N)	Klimatologie	<i>Isemer und Hasse</i> (1987)
0.25 PW (56.5° N)	Klimatologie, Schiffsbeobachtungen	<i>Bunker</i> (1988)
0.31 PW (56.5° N)	Klimatologie	<i>Hasse et al.</i> (1996)
direkte Methode		
0.47 PW* ³ (56.5° N)	1962	<i>Krauss</i> (1986)
0.49 PW (A1/E)	Hydrographie und Strömungsmessungen (Sept. 1991)	<i>Bersch</i> (1995)
0.28±0.06 PW (A1/E)	Hydrographie und Strömungsmessungen (Aug. 1991)	<i>Bacon</i> (1997)
Zirkulationsmodell		
0.37 PW (56.5° N)	klimatologischer Wert	<i>Böning und Bryan</i> (1996)
Der Wertebereich liegt zwischen 0.22 bis 0.57 PW.		
Divergenz zwischen A1 und A2		
indirekte Methode		
-0.113 PW* ⁴		<i>Hastenrath und Lamb</i> (1978)
-0.197 PW* ⁴		<i>Hsiung</i> (1985)
-0.083 PW* ⁴		<i>Isemer und Hasse</i> (1987)
-0.267 PW* ⁴		<i>Bunker</i> (1988)
-0.163 PW* ⁴		<i>Hasse et al.</i> (1996)
Der Wertebereich liegt zwischen -0.08 bis -0.27 PW.		

2.1.2 Meridionaler Süßwasserfluß

Indirekte Methode

Generell ist der Atlantik ein Ozean, in dem, über seine gesamte Fläche betrachtet, die Verdunstung gegenüber dem Niederschlag überwiegt. *Wijffels et al.* (1992) integrierten die von *Baumgartner und Reichel* (1975) tabellarisch aufgelisteten atmosphärischen Süßwasserflüsse aus Niederschlag, Verdunstung und kontinentalem Abfluß und erhielten einen Netto-Verdunstungsüberschuß von 0.543 Sv. Neben dem Austausch mit der Atmosphäre trägt jedoch auch der Austausch durch die Beringstraße zum meridionalen Süßwasserfluß im Atlantik bei. In der Literatur existieren zwei verschiedene Ansätze, den Süßwassereintrag in den arktischen Ozean durch die Beringstraße zu definieren.

Wijffels et al. (1992) definierten den gesamten Anteil an reinem Wasser (Meerwasser abzüglich Salz) von $0.794 \cdot 10^9 \text{ kg s}^{-1}$ bzw. 0.774 Sv als nördliche Randbedingung. Diesen Wert leiteten die Autoren aus einem Import von 0.8 Sv bei einem Salzgehalt von 32.5 (nach *Coachman und Aagaard*, 1988) ab. Als Konsequenz erhielten sie einen über den ganzen Atlantik nach Süden gerichteten Süßwasserfluß und einen Süßwasserexport über die südliche Grenze des Atlantiks (35° S) von $0.13 \cdot 10^9 \text{ kg s}^{-1}$.

Im Gegensatz zu dem Ansatz von *Wijffels et al.* (1992) leiteten *Aagaard und Carmack* (1989) den Süßwasserfluß durch die Beringstraße aus dem Salzgehaltskontrast zwischen dem Beringstraßeneinstrom und dem Arktischen Ozean ab (Abschnitt 2.1.3). Unter Verwendung dieser Randbedingung (0.053 Sv) ergibt sich ein deutlich von Null verschiedener Süßwasserimport am südlichen offenen Rand des Atlantiks. Letztendlich können beide Betrachtungsweisen durch die Verschiebung um einen konstanten Betrag - Differenz der beiden Definitionen des Süßwassereintrages durch die Beringstraße von *Wijffels et al.* (1992) und *Aagaard und Carmack* (1989) - ineinander überführt werden.

In der vorliegenden Arbeit wird größtenteils auf die Süßwasserflußdivergenz im Untersuchungsgebiet, also nördlich von A2 bzw. 45° N bis zur Beringstraße, eingegangen, wodurch das Definitionsproblem des Süßwasserflusses durch die Beringstraße umgangen wird.

Den meridionalen Verlauf des ozeanischen Süßwasserflusses im Nordatlantik zeigt Abbildung 2.3, auf der Basis von Tabelle 1 aus *Schmitt et al.* (1989). Verdunstung (*Bunker*, 1976) und Niederschlag (*Dorman und Bourke*, 1981) basieren auf meteorologischen Schiffsbeobachtungen und der kontinentale Abfluß ist der Weltwasserbilanz von *Baumgartner und Reichel* (1975) entnommen. Der untere Teil von Abbildung 2.3 zeigt die einzelnen Komponenten, Niederschlag minus Verdunstung ($N - V$) und kontinentale Süßwasserzufuhr ($kAbfl$), des Süßwassereintrags als Funktion der Breite. Die Integration startet mit einem Süßwasserfluß von 0.106 Sv bei 70° N , ohne Berücksichtigung des

Süßwasserflusses durch die Beringstraße. Von 70° bis 45° N ist der Süßwassereintrag in den Ozean positiv, wobei die beiden Anteile, $N - V$ und kontinentaler Abfluß, in etwa die gleiche Größenordnung haben. Südlich von 45° N überwiegt die Verdunstung und führt bei ca. 28° N zu einer Vorzeichenumkehr im meridionalen Süßwasserfluß. Der Schnitt A2 bzw. 45° N liegt im Übergangsbereich vom humiden zum ariden Klima und A1 bzw. 56.5° N in einer humiden Region. Für das Gebiet zwischen 45 und 56.5° N ergibt sich linear interpoliert ein Süßwassereintrag von 0.08 Sv, wovon 0.023 Sv $N - V$ und 0.057 Sv kontinentaler Abfluß sind.

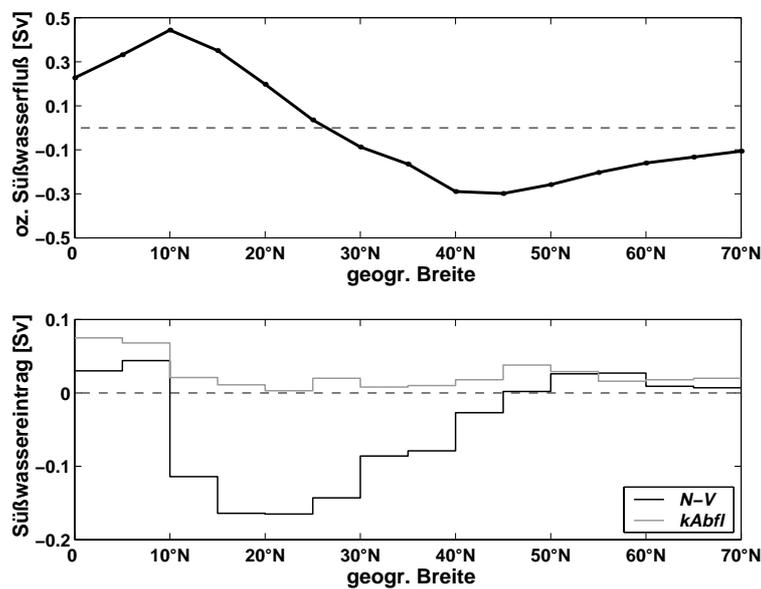


Abbildung 2.3: Oben: Nordwärtsgerichteter Süßwasserfluß im Nordatlantik als Funktion der geographischen Breite (*Schmitt et al.*, 1989). Unten: Süßwassereintrag durch Niederschlag minus Verdunstung ($N - V$) und kontinentaler Abfluß ($kAbfl$) (*Schmitt et al.*, 1989).

Die Unsicherheit bei der Bestimmung von Süßwasser-Austauschraten zwischen Ozean und Atmosphäre geben *Wijffels et al.* (1992) „optimistisch“ mit 30% an. Mit einem Integrationsbeginn bei 65° N summiert sich dieser Fehler für den meridionalen Süßwasserfluß im Ozean und hat beim Äquator 0.42 Sv erreicht (*Wijffels et al.*, 1992).

Direkte Methode

Ist das Transportfeld entlang eines transozeanischen Schnittes im Atlantik bekannt, kann der meridionale Süßwasserfluß bestimmt werden. Anders als bei der Berechnung des Wärmeflusses ist bei der Berechnung des Süßwasserflusses der Eintrag durch die Meerengen Beringstraße und Kanadischer Archipel nicht vernachlässigbar (Abschnitt 2.1.3).

Werden stationäre Verhältnisse angenommen, ist der meridionale Süßwasserfluß F die Summe aus dem Süßwasserfluß durch die Beringstraße (F_{Ber}) und dem Integral des atmosphärischen Flusses (Niederschlag, Verdunstung und kontinentaler Abfluß) zwischen der Beringstraße und dem hydrographischen Schnitt (F_{Atm}):

$$F = F_{Atm} + F_{Ber} \quad (2.3)$$

Es existieren zwei Möglichkeiten, aus einem ozeanischen Transportfeld den Süßwasserfluß abzuleiten. Bei einer geschlossenen Salzbilanz kann aus dem Ungleichgewicht der Volumenbilanz (A) oder bei einer geschlossenen Volumenbilanz aus dem Ungleichgewicht der Salzbilanz (B) der Süßwasserfluß abgeleitet werden.

zu A): Eine geschlossene Salzbilanz bedeutet

$$\iint S(x, z)v(x, z)dzdx + S_{Ber}V_{Ber} = 0, \quad (2.4)$$

wobei S_{Ber} und V_{Ber} Salzgehalt und Volumentransport des arktischen Beringstraßeneinstroms sind. Für diesen Fall gilt unter Annahme von Stationarität

$$\iint v(x, z)dzdx + V_{Ber} = -F_{Atm}, \quad (2.5)$$

das bedeutet F_{Atm} entspricht der Divergenz im ozeanischen Süßwasserfluß. Im instationären Fall können durch die Advektion von Salzgehaltsanomalien Süßwasserflüsse entstehen (Abschnitt 2.3), die der rechten Seite von Gleichung 2.5 hinzugefügt werden müßten.

Um aus Gleichung 2.5 einen meridionalen Süßwasserfluß abzuleiten, wird Gleichung 2.3 verwendet und F_{Ber} je nach Definition (Abschnitt 2.1.2) entsprechend *Aagaard und Carmack* (1989) (0.053 Sv) oder entsprechend *Wijffels et al.* (1992) (0.774 Sv) vorgegeben. Werden die Schnitte A1/E und A1/W getrennt betrachtet, muß auch der Süßwasserfluß durch den Kanadischen Archipel berücksichtigt werden (Abschnitt 2.1.3).

Wie bereits erwähnt wird in dieser Arbeit vorwiegend die Süßwasserflußdivergenz im Untersuchungsgebiet zwischen A2 bzw. 45° N und der Beringstraße betrachtet, wodurch das Definitionsproblem des Süßwasserflusses durch die Beringstraße (Abschnitt 2.1.2) umgangen wird.

Bei einer ausgeglichenen Volumenbilanz (ohne Berücksichtigung der Süßwasserflüsse) gilt (B),

$$\iint v(x, z) dz dx + V_{Ber} = 0 \quad (2.6)$$

und Gleichung 2.4 ist in Anwesenheit von Süßwasserflüssen zwischen Ozean und Atmosphäre nicht mehr erfüllt. Resultierende Ungleichgewichte in der Salzbilanz können durch die Multiplikation mit $-S_{ref}$ (z.B. 35) in Süßwasserflüsse umgewandelt werden (z.B. *Rahmstorf*, 1996):

$$-\frac{1}{S_{ref}} \left(\iint S(x, z) v(x, z) dz dx + S_{Ber} V_{Ber} \right) = F_{Atm} \quad (2.7)$$

Dieses Verfahren wird später in der vorliegenden Arbeit verwendet, um Süßwasserflüsse einzelner Komponenten des Geschwindigkeitsfeldes, die ausgeglichene Volumentransportbilanzen haben, zu berechnen (Kapitel 6).

Wertbereiche

Aus den Literaturangaben lassen sich Wertebereiche ableiten, die zum späteren Vergleich mit den Ergebnissen der vorliegenden Arbeit verwendet werden können. Dabei muß jedoch berücksichtigt werden, daß die hydrographischen Schnitte A1 und A2 die flachen Schelfregionen (flacher 200 db) vernachlässigen und nicht exakt zonal verlaufen.

Die Vernachlässigung der flachen Schelfe hat zur Folge, daß die dortigen Süßwassertransporte bei der Bilanzierung der Schnitte nicht mit erfaßt werden. Diese sind jedoch zum Teil erheblich. Für den Schelf vor Ostgrönland gibt *Bacon* (1997) einen Schätzwert von 0.032 Sv nach Süden an. Für den Schelf vor Neufundland bei ca. 46° N erhielten *Loder et al.* (1998) anhand von Beobachtungen einen Süßwasserfluß von 0.026 Sv relativ zu einem Referenzsalzgehalt von 34.8. Bezüglich 35 (mittlerer Salzgehalt auf A2) entspricht dieser Wert einem Süßwasserfluß von 0.028 Sv. Für den irischen Schelf kann anhand Beobachtungen von *Mohn* (2000) ein Süßwasserfluß abgeschätzt werden. Dort wird mit dem östlichen Schelfrandstrom warmes salzreiches Wasser in nördliche Richtung transportiert. Mit einem mittleren Transport von 0.5 Sv und einem Salzgehalt von 35.50 (*Mohn*, 2000) verursacht er relativ zu einem Salzgehalt von 35 einen zusätzlichen Süßwasserfluß von 0.007 Sv nach Süden. Insgesamt ist somit zu erwarten, daß bei einer Bilanzierung der Schnitte A1 und A2 ein Süßwasserfluß nach Süden von ca. 0.04 Sv vernachlässigt wird. Deswegen wird dieser Betrag von den indirekt über meteorologische Daten bestimmten meridionalen Süßwasserflüssen abgezogen.

Der nicht zonale Verlauf der hydrographischen Schnitte erschwert einen direkten Zugriff auf Angaben in Abhängigkeit von der geographischen Breite: Um aus den Angaben von *Schmitt et al.* (1989) eine möglichst gute Abschätzung zu erhalten, wird die Größe

$N - V$ bis zur jeweils mittleren Breite des Schnittes (45 und 56.5°N) und der kontinentalen Abfluß bis zu den jeweils mittleren Breiten der Schnittenden (49 und 54°N ; als Schnittenden sind hier die Verlängerungen bis zu nächsten Landmarke gemeint) integriert. Die Werte für die SPNA-Box werden weiter um den Unterschied korrigiert, der sich für die Größe $N - V$ im klimatologischen Mittel bezüglich einer Box zwischen 45 und 56.5°N und der SPNA-Box ergibt (berechnet in Abschnitt 2.2.2).

Alle indirekten und direkten Abschätzungen meridionaler Süßwasserflüsse aus der Literatur sind in Tabelle 2.2 zusammengefaßt. Speziell sei zu bemerken, daß der Wert von *Aagaard und Carmack* (1989) sich auf den Grönland-Schottland-Rücken bezieht und daher die Region zwischen A1/E und dem Rücken vernachlässigt. Da jedoch nach der Karte von *Schmitt et al.* (1989) (Abbildung 2.4, links) der Eintrag in dieser Region um Null liegt, wird der Wert von *Aagaard und Carmack* (1989) trotzdem mit zum Vergleich herangezogen. Im Vergleich zu Tabelle 2.1 ist die Anzahl der Literaturwerte spärlich. Dieser Zustand spiegelt die Tatsache wider, daß der Süßwasserfluß im Ozean eine schlecht zu beobachtende und daher nur wenig beobachtete Größe ist. Von der meteorologischen Seite betrachtet liegt das daran, daß Süßwasserflüsse zwischen Ozean und Atmosphäre (Niederschlag und Verdunstung) sehr schwierig zu beobachten sind. Die Verdunstung läßt sich zwar indirekt aus dem latenten Wärmefluß ableiten, doch der Niederschlag kann bisher nur ungenau aus flächendeckenden Beobachtungen (z.B. Satelliten oder durch Reanalyse Modelle) abgeleitet werden.

Tabelle 2.2: Zusammenfassung von ozeanischen meridionalen Süßwasserflüssen im Nordatlantik aus der Literatur. Bei allen Angaben ist der Süßwasserfluß durch die Beringstraße entsprechend der Definition nach *Aagaard und Carmack* (1989) ($F_{Ber} = 0.053$ Sv; $F_{KA} = 0.017$ Sv) enthalten. (*¹: Jahre mit positivem NAO-Index; *²: Jahre mit negativem NAO-Index; *³ nur Arktischer Ozean und Europäisches Nordmeer; *⁴ korrigierte Werte, Erläuterung siehe Text.)

Süßwasserfluß	Daten	Autor
nordwärtsgerichteter meridionaler Süßwasserfluß auf A2		
indirekte Methode		
-0.282 Sv	Klimatologie	<i>Baumgartner und Reichel</i> (1975)
-0.228 Sv* ⁴ + F_{Ber}	Klimatologie	<i>Schmitt et al.</i> (1989)
direkte Methode		
-0.20 ± 0.13 Sv	WOCE Daten (A2 von 1982)	<i>Macdonald und Wunsch</i> (1996)
von -0.178 bis -0.271 Sv + F_{Ber}	1982,93,94,96,98 * ¹	<i>Lorbacher</i> (2000)
von 0.152 bis -0.047 Sv + F_{Ber}	1958 u. 1997 * ²	<i>Lorbacher</i> (2000)
Wertebereich liegt zwischen -0.28 und 0.10 Sv.		
nordwärtsgerichteter meridionaler Süßwasserfluß auf A1		
indirekte Methode		
-0.19 Sv	Klimatologie	<i>Baumgartner und Reichel</i> (1975)
-0.161 Sv* ⁴ + F_{Ber}	Klimatologie	<i>Schmitt et al.</i> (1989)
-0.202 Sv * ³	Klimatologie	<i>Aagaard und Carmack</i> (1989)
+ $F_{Ber} - F_{KA}$ (ca. 70° N)		
direkte Methode		
-0.17 ± 0.06 Sv + $F_{Ber} - F_{KA}$ (A1/E)	Hydrographie und Strömungsmessungen (Aug. 1991)	<i>Bacon</i> (1997)
-0.14 Sv + $F_{Ber} - F_{KA}$ (A1/E)	Hydrographie und Strömungsmessungen (Sept. 1991)	<i>Bersch</i> (1995)
Wertebereich liegt zwischen -0.20 und -0.11 Sv.		
Divergenz zwischen A1 und A2		
indirekte Methode		
0.059 Sv* ⁴ ($N - V = 0.028$ Sv* ⁴ ; $kAbfl = 0.031$ Sv* ⁴)	Klimatologie	<i>Schmitt et al.</i> (1989) und <i>Baumgartner und Reichel</i> (1975)
Wertebereich liegt bei 0.06 Sv.		

2.1.3 Austausch durch den Kanadischen Archipel und die Beringstraße

Zur Bilanzierung der ARK- und LS-Box ist es notwendig, den Austausch durch die Beringstraße und den Kanadischen Archipel zu kennen. Der Transport durch den Kanadischen Archipel ist generell vom Arktischen Ozean in die Labradorsee gerichtet und mit einem Süßwasserfluß verbunden. *Rudels* (1986) beobachtete einen mittleren Transport von 1 Sv. Der mit diesem Transport verbundene Wärmetransport beträgt 0.004 PW. Im Vergleich zu den meridionalen Wärmeflüssen im Subpolaren Nordatlantik (Tabelle 2.1), die um Faktor 100 größer sind, ist dieser Wärmefluß vernachlässigbar. Die mit dem arktischen Export verbundenen Salzgehalte (*Rudels*, 1986) ergeben einen Süßwasserfluß relativ zum mittleren Salzgehalt des Arktischen Ozeans (34.8) (*Aagaard und Greisman*, 1975) von 0.0425 Sv. Dieser Wert entspricht ca. 20% des mittleren meridionalen Süßwasserflusses und ist damit für die vorliegende Untersuchung relevant.

Eine weitere Referenz für den Transport durch den Kanadischen Archipel sind 1.7 Sv, die *Fissel et al.* (1988) beobachteten. Zusammen mit den Salzgehalten von *Aagaard und Greisman* (1975) für den arktischen Export durch den Kanadischen Archipel (34.2) und dem mittleren Salzgehalt des arktischen Ozeans (34.8) resultiert hieraus ein Süßwasserfluß von 0.029 Sv.

Der Beringstraßeneinstrom in den Arktischen Ozean beträgt auf der Basis von Langzeit-Strömungsmessungen 0.8 Sv (*Coachman und Aagaard*, 1988; *Roach et al.*, 1995). In Kombination mit den Salzgehalten von *Aagaard und Greisman* (1975) für den pazifischen Import (32.5) und den Arktischen Ozean (34.8) ergibt sich ein Süßwasserfluß von 0.053 Sv.

Tabelle 2.3: Austausch durch den Kanadischen Archipel und die Beringstraße aus der Literatur.

Transporte und Süßwasserflüsse	Daten	Autor
Einstrom in die Labradorsee durch den Kanadischen Archipel		
1 Sv Transport	Hydrographie	<i>Rudels</i> (1986)
0.043 Sv Süßwasserfl.		
1.7 Sv Transport	Strömungsmessungen	<i>Fissel et al.</i> (1988)
0.029 Sv Süßwasserfl.	in Kombination mit <i>Aagaard und Greisman</i> (1975)	
Beringstraßeneinstrom in den Arktischen Ozean		
0.8 Sv Transport	Strömungsmessungen	<i>Coachman und Aagaard</i> (1988)
0.8 Sv Transport	Strömungsmessungen	<i>Roach et al.</i> (1995)
0.053 Sv Süßwasserfl.	und Hydrographie	

2.2 Oberflächenflüsse für die SPNA-Box

Es werden Austauschraten zwischen Ozean und Atmosphäre für die SPNA-Box anhand der NCEP/NCAR („National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research“) Reanalysedaten (*Kalnay et al.*, 1996) bestimmt. Diese werden mit klimatologischen Flüssen aus der Literatur verglichen. Desweiteren werden Zeitreihen erstellt, um die von *Cayan* (1992) und *Hurrell* (1995) beobachtete zwischenjährliche Variabilität zu demonstrieren und bezüglich der SPNA-Box zu quantifizieren.

2.2.1 Datenbasis und Mittelungszeitraum

Grundlage der folgenden Abschätzung sind Monatsmittelwerte der meteorologische Reanalysedaten des NCEP/NCAR Modells mit einer Auflösung von $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ über den Zeitraum 1982 bis 1994 (*Kalnay et al.*, 1996). Dieser Datensatz umfaßt u.a. die Größen totaler Niederschlag [$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$], sensibler- und latenter Wärmefluß [Wm^{-2}] sowie kurz- und langwellige Strahlung [Wm^{-2}]. Aus dem totalen Niederschlag und dem latenten Wärmefluß dividiert durch die latente Verdunstungswärme von Seewasser (*Gill*, 1982), läßt sich die Größe $N - V$ bestimmen. Der Netto-Wärmefluß ist die Summe der vier genannten Wärme- und Strahlungsflüsse. Um für die gesamte Fläche der SPNA-Box Volumen- und Wärmeaustauschraten durch die Meeresoberfläche zu erhalten, wurden die Flüsse für jede $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ Box innerhalb der beiden Schnitte ausgerechnet und aufsummiert.

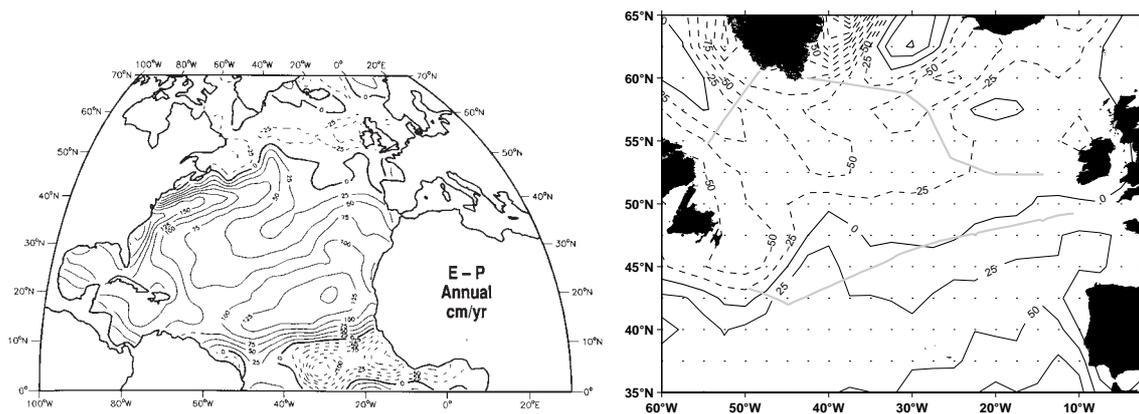


Abbildung 2.4: Verdunstung minus Niederschlag in cm pro Jahr. Links: Beobachtete Klimatologische Verteilung aus *Schmitt et al.* (1989). Rechts: Klimatologisches Mittel (1982-94) auf der Basis des NCEP/NCAR Reanalyse Modelldatensatzes. Die Lage der WOCE-Schnitte A1 und A2 und der Modellgitterpunkte sind zur Orientierung mit eingetragen.

Bevor auf die Netto-Oberflächenvolumenflüsse konkret eingegangen wird, sei auf ein

generelles Problem bei den Reanalysedaten hingewiesen. Da direkte Messungen des Niederschlags und der Verdunstung entweder nur mit geringer Auflösung oder in schlechter Qualität vorhanden sind, werden sie innerhalb der Reanalyse aus anderen Beobachtungsgrößen abgeleitet (*Kalnay et al.*, 1996). In arktischen Regionen ist dies jedoch beim NCEP/NCAR-Datensatz nur schlecht gelungen (*Helmut Haak*, pers. Mitt.). Abbildung 2.4 demonstriert, daß diese Tendenz für den subpolaren Nordatlantik nicht zu gelten scheint. Sie zeigt die klimatologische Verteilung der Größe Verdunstung minus Niederschlag der NCEP/NCAR Reanalysedaten (1982-1994) im Vergleich zur beobachteten Verteilung, ebenfalls im klimatologischen Mittel, von *Schmitt et al.* (1989). Beide Verteilungen stimmen sowohl qualitativ als auch in den Größenordnungen überein. Sowohl der Nulldurchgang bei ca. 45° N als auch die Minima vor Neufundland und im Zentralen Subpolaren Nordatlantik und die 50 cm pro Jahr Linie vor Portugal sind in beiden Verteilungen vorhanden. Stark voneinander abweichende Muster sind erst nördlich von A1 zu erkennen. Insgesamt werden daher die NCEP/NCAR Reanalysedaten als geeignet angesehen, die zwischenjährliche Variabilität des Süßwasseraustausches zwischen Ozean und Atmosphäre innerhalb der SPNA-Box zu untersuchen.

Um die niederfrequenten Schwankungen im Wärme- und Süßwasseraustausch zwischen Ozean und Atmosphäre darzustellen, wurden gleitende Mittelwerte über 12 Monate verwendet. Dieses Mittelungsfenster besitzt den Vorteil, saisonale Signale, die speziell für den Wärmefluß um Faktor 10 größer sind als das zwischenjährliche Signal (ohne Abbildung), zu eliminieren. Dies ist sinnvoll, da die saisonalen Schwankungen im Oberflächenwärmefluß hauptsächlich für die jahreszeitlich bedingte Erwärmung und Abkühlung der oberen Wasserschicht verantwortlich sind und nur ein Bruchteil der gesamten Wärme advehiert wird und in einem meridionalen Wärmefluß resultiert (*Hsiung*, 1985).

Ein weiteres Argument für die Verwendung von Jahresmittelwerten ist, daß ein Jahr in etwa der Zeit entspricht, die ein Wasserpaket in Oberflächennähe benötigt, um die SPNA-Box zu durchqueren. Diese Tatsache läßt sich anhand von zwei Abschätzungen belegen: A) Ein Jahr entspricht in etwa der Volumenaustauschzeit der obersten Schicht der SPNA-Box (Fläche: $3.7 \cdot 10^{12} \text{ m}^2$; mittlere Schichtmächtigkeit: 500 m), wenn als Quelle ein NAC mit ca. 60 Sv angenommen wird. B) Einjährige Trajektorien des numerischen Zirkulationsmodells von *Sarmiento und Bryan* (1982) (Abbildung 2.5) aus einer Tiefe von 159 m zeigen, daß die Aufenthaltsdauer von Teilchen innerhalb der SPNA-Box in etwa dieser Zeitspanne entspricht.

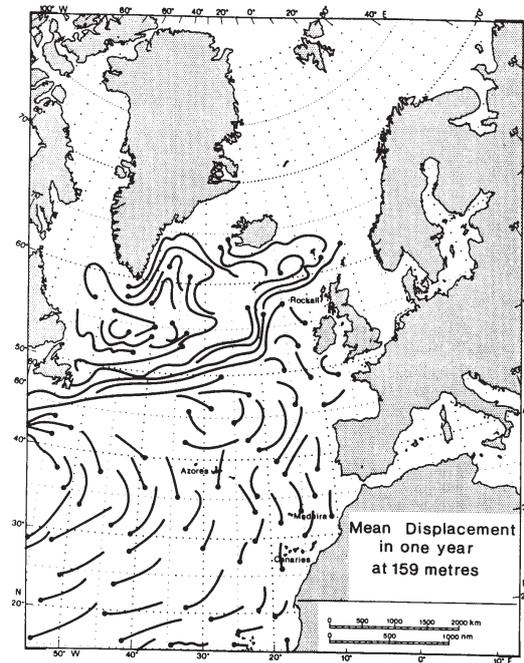


Abbildung 2.5: Abbildung aus *Marshall et al.* (1993): Mittlere Verlagerung von Wasserteilchen in einem Jahre in einer Tiefe von 159 m aus dem Modell von *Sarmiento und Bryan* (1982).

2.2.2 Süßwasserfluß

Niederschlag minus Verdunstung

Eine Zeitreihe von $N - V$ bezüglich der SPNA-Box auf der Basis der NCEP/NCAR-Flüsse mit einem gleitenden Mittel über 12 Monate zeigt Abbildung 2.6 (oben). Der mittlere Süßwassereintrag durch $N - V$ in die SPNA-Box beträgt nach dieser Darstellung 0.030 Sv. Der Süßwassereintrag in eine Box zwischen 45 und 56.5° N beträgt 0.038 Sv. Dieser Wert stimmt mit dem klimatologischen Wert von *Schmitt et al.* (1989) von 0.036 Sv für die Box zwischen 45° und 56.5° N überein. Es wird daher davon ausgegangen, daß die NCEP/NCAR-Flüsse realitätsnah sind.

Die zeitliche Entwicklung in Abbildung 2.6 demonstriert, daß die Größe $N - V$ immer positiv ist und antiproportional zum NAO-Index verläuft: Jahre mit relativ niedrigem Index, 1985 bis 1988 und 1991, sind mit einem hohem Wert für $N - V$ und Jahre mit hohem Index, 1983 und 1989-1990, sind mit einem niedrigen Wert für $N - V$ verbunden. Generell ergeben sich Abhängigkeiten dieser Art auch aus den Untersuchungen von *Hurrell* (1995) und *Xie und Arkin* (1996) (Abschnitt 1.4), die eine Korrelation des NAO-Index mit der Größe $N - V$ beobachteten. Für das Gebiet der SPNA-Box lieferte jedoch die Analyse von *Hurrell* (1995) (Abbildung 1.8) keine eindeutige Aussage, da sowohl Regionen mit positiver als auch negativer Korrelation innerhalb der Box zu finden sind. Aus der Zeitrei-

he in Abbildung 2.6 ergibt sich, daß die Größe $N - V$ bezüglich der SPNA-Box mit einer Amplitude von ca. 0.015 Sv schwankt. Somit liegen die zwischenjährlichen Schwankungen des Wertes $N - V$ in der gleichen Größenordnung wie der Langzeitmittelwert, wobei maximale Werte von 0.050 Sv und minimale von 0.015 Sv erreicht werden (Tabelle 2.4).

Eine Ausnahme innerhalb dieses zeitlichen Trends stellt jedoch die Zeit um 1994 dar, die für die vorliegende Arbeit von Interesse ist: Trotz relativ hohen NAO-Indexes steigt der Wert für $N - V$ an, und der Mittelwert für die 12 Monate vor Oktober 1994 ist mit 0.04 Sv relativ hoch.

Tabelle 2.4: Zusammenfassung von Süßwasserflüssen in die SPNA-Box.

Gebiet	Süßwasserfluß	Autor
Niederschlag minus Verdunstung		
45 - 56.5° N	0.038 Sv	1982 - 94 (NCEP/NCAR)
45 - 56.5° N	0.036 Sv	<i>Schmitt et al.</i> (1989)
SPNA-Box	0.030±0.015 Sv	1982-94 (NCEP/NCAR)
SPNA-Box	0.040 Sv	1994 (NCEP/NCAR)
SPNA-Box	0.028 Sv	nach <i>Schmitt et al.</i> (1989)
Der Wertebereich für die SPNA-Box liegt zwischen 0.015 und 0.045 Sv		
kontinentaler Abfluß		
45 - 56.5° N	0.070 Sv	<i>Schmitt et al.</i> (1989)
SPNA-Box	0.031 Sv	nach <i>Schmitt et al.</i> (1989)

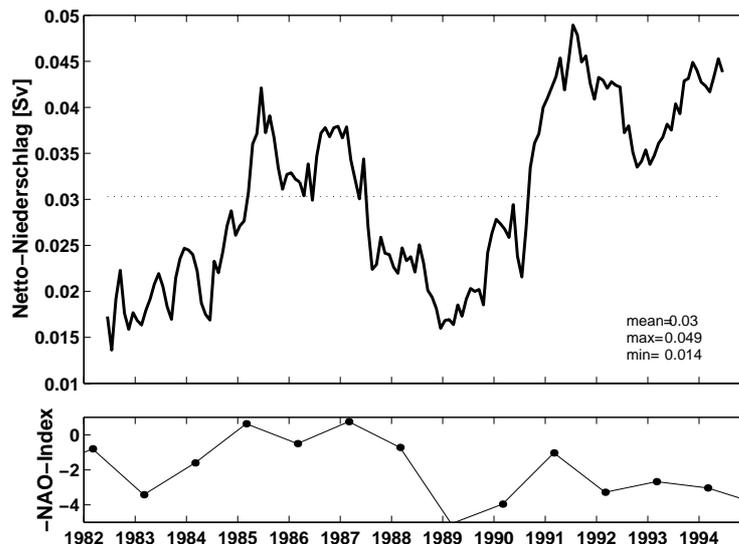


Abbildung 2.6: Oben: Zeitreihe der Größe $N - V$ für die SPNA-Box auf der Basis des NCEP/NCAR-Reanalyse Datensatzes. Gleitendes Mittel über 12 Monate. Unten: Negativer NAO-Index.

2.2.3 Wärmefluß

Die Zeitreihe des Netto-Wärmeflusses durch die Oberfläche der SPNA-Box auf der Basis der NCEP/NCAR-Flüsse mit einem gleitenden Mittel über 12 Monate zeigt Abbildung 2.7. Der klimatologische Mittelwert beträgt -0.119 PW und die Extremwerte -0.048 PW und -0.200 PW. Um zu überprüfen, ob der NCEP/NCAR-Fluß in Übereinstimmung mit der Literatur steht, wurde zusätzlich der klimatologische Wert für eine Box zwischen 45 und 56.5° N berechnet (-0.156 PW). Dieser Wert liegt im unteren Bereich des Literaturspektrums, welches von -0.12 PW (*Isemer und Hasse, 1987*) bis -0.311 PW (*Bunker, 1988*) reicht.

Tabelle 2.5: Zusammenfassung von Wärmeabgaben an die Atmosphäre für der SPNA-Box.

Gebiet	Wärmefluß	Autor
45 - 56.5° N	-0.156 PW	1982-94 (NCEP/NCAR)
45 - 56.5° N	-0.12 bis -0.304 PW	Literaturwerte
SPNA-Box	-0.119 ± 0.028 PW	1982-94 (NCEP/NCAR)
SPNA-Box	-0.125 PW	1994 (NCEP/NCAR)
SPNA-Box	-0.083 bis -0.267 PW	korrigierte Literaturwerte
Der Wertebereich für die SPNA-Box liegt zwischen -0.083 und -0.267 PW		

Der Nettowärmefluß in Abbildung 2.7 unterliegt einer zwischenjährlichen Variabilität, die sich zum Teil parallel zum NAO-Index verhält: Minima im NAO-Index, wie z.B. 1987 und 1991, fallen mit einem relativ schwachen und Maxima, wie z.B. 1989-90 und 1992 bis 1994, mit einem relativ hohen Wärmeverlust an die Atmosphäre zusammen. Dieses Verhalten entspricht den Beobachtungen von *Cayan* (1992), die zeigen, daß in Jahren mit hohem Index gegenüber Jahren mit niedrigem Index der Wärmefluß im Gebiet der SPNA-Box im Mittel bis zu 50 Wm^{-2} und im Zentrum des Subpolaren Wirbels um mehr als 150 Wm^{-2} erhöht ist (Abbildung 1.7). Der Schwankungsbereich auf der Basis der NCEP/NCAR-Reanalydaten ist mit ca. 40 Wm^{-2} bezüglich der SPNA-Box mit *Cayans* Untersuchung in Übereinstimmung. Da die NCEP/NCAR-Wärmeflüsse sowohl im klimatologischen Mittel als auch bezüglich zeitlicher Variabilität in Übereinstimmung mit der Literatur stehen, werden sie als realitätsnah betrachtet.

Der Wert, der für diese Untersuchung von Belang ist, also das Mittel über die 12 Monate vor der Beprobung der Schnitte (Oktober 1993 bis September 1994) beträgt -0.125 PW und entspricht somit fast dem klimatologischen Mittel, obwohl es sich um einen Zeitraum mit hohem NAO-Index handelt. Erst bei Mittelung über einen längeren Zeitraum ergeben sich Werte (ca. -0.14 PW), die der oben beschriebenen Tendenz entsprechen.

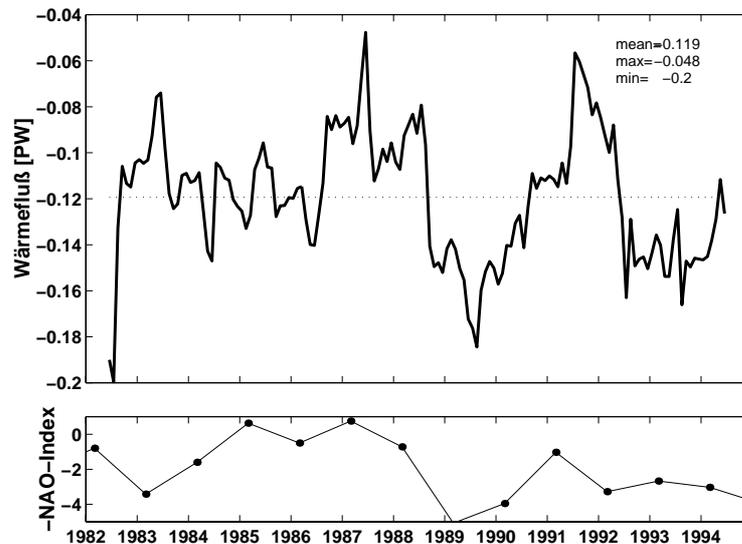


Abbildung 2.7: Oben: Jahresmittelwerte des Netto-Wärmeflusses durch die Oberflächen der SPNA-Box auf der Basis des NCEP/NCAR Datensatzes. Der Mittelwert der Zeitreihe beträgt -0.119 PW. Unten: negativer winterlicher NAO-Index nach *Hurrell (1995)*.

2.3 Zwischenjährliche Schwankungen in der Wärme- und Süßwasseradvektion

Neben dem direkten Austausch zwischen Ozean und Atmosphäre können auch zwischenjährliche Schwankungen in der Advektion von Wärme- und Süßwasser zur momentanen ozeanischen Bilanz beitragen, wie z.B. die in Abschnitt 1.4 erwähnte „great salinity anomaly“ (*Dickson et al., 1988*) demonstriert. Aber auch im Tiefenwasser können Signale durch Schwankungen des Austausches zwischen Ozean und Atmosphäre in den Bildungsgebieten der Wassermassen entstehen. In den beiden nächsten Abschnitten werden die Größenordnungen dieser Flüsse abgeschätzt.

2.3.1 Oberflächenwasser

Aus der Literatur sind Ursachen bekannt, die zur Entstehung von lokalen Süßwasseranomalien im nördlichen Nordatlantik beitragen können. Bereits in Abschnitt 1.4 wurden als Ursachen zwischenjährliche Variationen im arktischen Eisexport durch die Framstraße und den Kanadischen Archipel, sowie lokale Veränderungen der Größe $N - V$ erwähnt. Aus einer Analyse von Meeresoberflächen-Temperaturen von *Sutton und Allen (1997)* geht hervor, daß im Subpolaren Nordatlantik auch die Ausbreitung von Temperaturanomalien eine Rolle spielt. Welche Auswirkungen für die Bilanz der SPNA-Box von 1994 aufgrund dieser Variationen erwartet werden können, wird exemplarisch anhand von drei

Beispielen gezeigt.

Variationen im arktischen Eisexport durch die Framstraße

Im Mittel beträgt der arktische Eisexport durch die Framstraße 0.088 Sv (*Aagaard und Carmack, 1989*). Der EGC transportiert dieses Eis fast vollständig bis zu Dänemarkstraße: Nur ca. 2% verbleiben in der Grönlandsee. Beim Durchqueren der Dänemarkstraße ist fast alles Eis geschmolzen, so daß nur noch ca. 0.018 Sv in Form von Eis und der Rest in Form von Süßwasser weiter nach Süden gelangen (*Aagaard und Carmack, 1989*).

Die Größenordnung zwischenjährlicher Schwankungen im arktischen Eisexport durch die Framstraße zeigt Abbildung 1.9, die *Dickson et al. (1999)* anhand einer Zeitreihe von 1991 bis 1996 bei 81° N von *Vinje et al. (1997)* erstellt haben. Eine optische Interpretation dieser Abbildung und die Berücksichtigung des Breitengradunterschieds und des Salzgehalts von Eis entsprechend *Aagaard und Carmack (1989)* liefern für den betrachteten Zeitraum einen Mittelwert von 0.088 Sv und eine zwischenjährliche Variabilität von ca. 40%, d.h. 0.04 Sv.

Um zu diskutieren ob es ein Signal gibt, das bezüglich A1/E im Herbst 1994 relevant sein könnte, muß die Advektionzeit von der Framstraße bis zu A1/E geschätzt werden. Die Advektionszeit der „great salinity anomaly“ betrug etwa 2 Jahre. Übertragen auf die Messungen vom Herbst 1994 ist daher der Zeitraum um 1992 von Interesse. Abbildung 1.9 zeigt einen Anstieg des Eisexports von 1991 auf 1993 um ca. 700 km³ Jahr⁻¹. Dieser Wert entspricht einem zusätzlichen Eistransport von 0.023 Sv bzw. einem zusätzlichen Süßwasserfluß über 79° N von 0.018 Sv.

Niederschlagsanomalien vor der Ostküste der USA

Der größte Eintrag in die oberste Schicht der SPNA-Box findet durch des NAC statt. Es ist daher zu erwarten, daß sich zeitliche Änderungen im Salzgehalt des NAC in der Süßwasserbilanz der SPNA-Box auswirken werden. Aus der Karte von *Hurrell (1995)* (Abbildung 1.8) geht hervor, daß über einem Großteil des Golfstromgebiets die Größe $N - V$ mit einer zwischenjährlichen Amplitude von 1 mm Tag⁻¹ variiert. Demnach war das Wasser, welches durch den NAC in die SPNA-Box importiert wird, zeitweilig relativ hohen bzw. niedrigen Oberflächensüßwasserflüssen ausgesetzt. Diese niederfrequenten Schwankungen im Wert von $N - V$ können daher zur Ausbildung von Anomalien führen.

Um speziell für den Zeitraum Herbst 1994 eine Aussage treffen zu können, dient Abbildung 2.8. Diese Zeitreihe von $N - V$ im Zentrum des Golfstroms, bei 40° N und 62.5° W, auf der Basis der NCEP/NCAR-Reanalysedaten und mit einem gleitenden Mittel über 12 Monate demonstriert in Übereinstimmung mit der Karte von *Hurrell (1995)*, daß die Amplitude zwischenjährlicher Schwankungen ca. 1 mm Tag⁻¹ beträgt. So ist z.B. von

1992 auf 1993 der Wert für $N - V$ um ca. 2 mm Tag^{-1} gestiegen und von 1993 auf 1994 um ca. 1 mm Tag^{-1} gesunken. Um aus diesen Raten einen Süßwasserfluß abzuschätzen, wird aus Abbildung 1.8 die Fläche abgeschätzt, über die sich die Anomalien in der Größe $N - V$ erstrecken (ca. $900 \cdot 1800 \text{ km}^2$). Es ergeben sich Süßwasserflußanomalien von 0.02 bzw. 0.04 Sv. Von dem Golfstrom spaltet sich etwa die Hälfte ab und geht in den NAC über (*Schmitz und McCartney, 1993*). Das bedeutet, daß ca. 0.01 bzw. 0.02 Sv der ursprünglichen Süßwasseranomalie das Gebiet der SPNA-Box erreichen. Auch in diesem Fall muß wieder eine Advektionszeit bis zum Erreichen von A2 angenommen werden. *Sutton und Allen (1997)* leiteten aus Beobachtungen ab, daß Wärmeanomalien für diese Strecke ca. 2 Jahre benötigen. Übertragen auf Abbildung 2.8 bedeutet das, daß im Herbst 1994 gerade die Süßwasseranomalie, die 1992 vor der Ostküste der USA erzeugt wurde, auf A2 angekommen sein könnte und dort einen anomalen Süßwassereintrag von 0.02 Sv verursacht haben könnte.

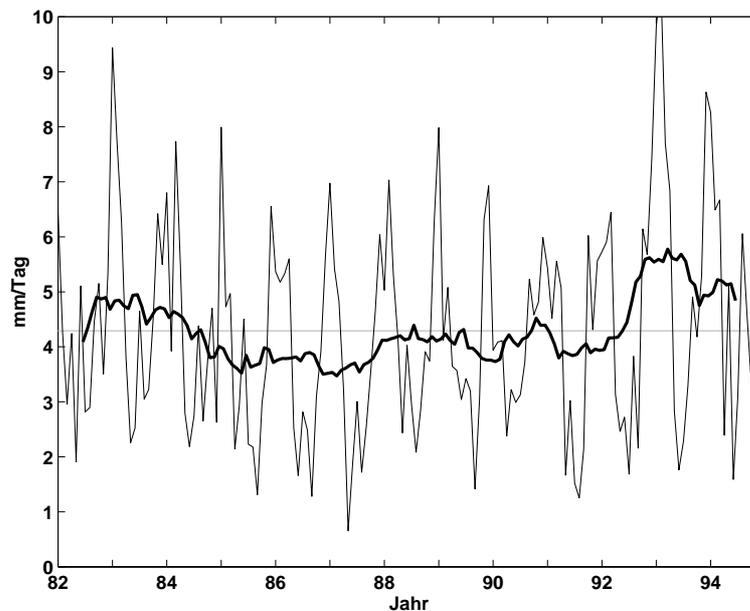


Abbildung 2.8: Niederschlag minus Verdunstung für einen Punkt im Zentrum des Golfstroms (40° N und 62.5° W). Zeitreihe mit gleitendem Mittel über 12 Monate. Datenbasis: NCEP/NCAR Reanalyse Modell, Monatsmittelwerte 1982-1994.

SST-Anomalie vor der Ostküste der USA

Sutton und Allen (1997) beobachteten die Ausbreitung von Anomalien der Meeresoberflächentemperatur entlang der Golfstrom/NAC-Achse (Abschnitt 1.4). Die Autoren können jedoch nicht abschließend klären, ob es sich tatsächlich um advective Prozesse oder um Wechselwirkungen zwischen Ozean und Atmosphäre handelt.

Extrapoliert man ihre Beobachtungen aus dem Zeitraum 1947-1988, trifft im Jahr 1994 eine Wärmeanomalie im Gebiet der SPNA-Box ein. Unter der Annahme, daß die Anomalie 500 km breit und 500 m tief ist, verursacht sie eine Wärmeflußanomalie von 0.017 PW.

Eine Zeitreihe von XBT-Schnitten (XBT steht für „Expendable Bathythermograph“) zwischen Neufundland und Südengland seit 1988 kann die Existenz einer Anomalie im Jahr 1994 nicht bestätigen (*Sy*, pers. Mitt.).

2.3.2 Tiefenwasser

Die innerhalb von WOCE erstellten hydrographischen Zeitreihen bieten eine Möglichkeit, die Größenordnungen von Flüssen abzuschätzen, die durch die zeitlichen Änderungen der Eigenschaften der Tiefenwassermassen verursacht werden. Für die vorliegende Untersuchung ist es von Interesse, die Flüsse, die sich bezüglich fest definierter Dichtebereiche ergeben, zu untersuchen. Um eine Abschätzung der Größenordnung zu bekommen, wird der Irmingersee-Abschnitt von A1/E betrachtet: Dort sind die größten Signale zu erwarten, da sich dieser Abschnitt in nächster Nähe zu zwei Tiefenwasserquellen, dem Dänemarkstraßen-„overflow“ und der Labradorsee, befindet. A1/E wurde innerhalb von sechs Jahren fünfmal beprobt, wobei der in dieser Untersuchung verwendete Datensatz von 1994 eine der Realisierungen darstellt. Auf der Basis dieser hydrographischen Zeitreihe (*Manfred Bersch*, pers. Mitt.) zeigt Abbildung 2.9 für die Irmingersee die Änderungen von Temperatur und Salzgehalt in den Dichtebereichen, die LSW und DSOW umschließen. Die Lage der Kreise im θ/S -Diagramm kennzeichnet dabei jeweils den Unterschied relativ zu 1994.

In allen betrachteten Jahren ist sowohl der LSW-Dichtebereich als auch der DSOW-Dichtebereich salzreicher und wärmer als 1994 (Abbildung 2.9). Der größte Unterschied besteht relativ zu 1991: Im LSW-Dichtebereich ist die Temperatur um 0.19°C und der Salzgehalt um 0.014 und im DSOW-Dichtebereich ist die Temperatur um 0.32°C und der Salzgehalt um 0.026 gesunken. Unter Verwendung der Transporte von *Bersch* (1995) für diese Schichten ergeben sich Wärme- und Süßwasserflüsse in der Größenordnung von 0.002 PW und 0.001 Sv.

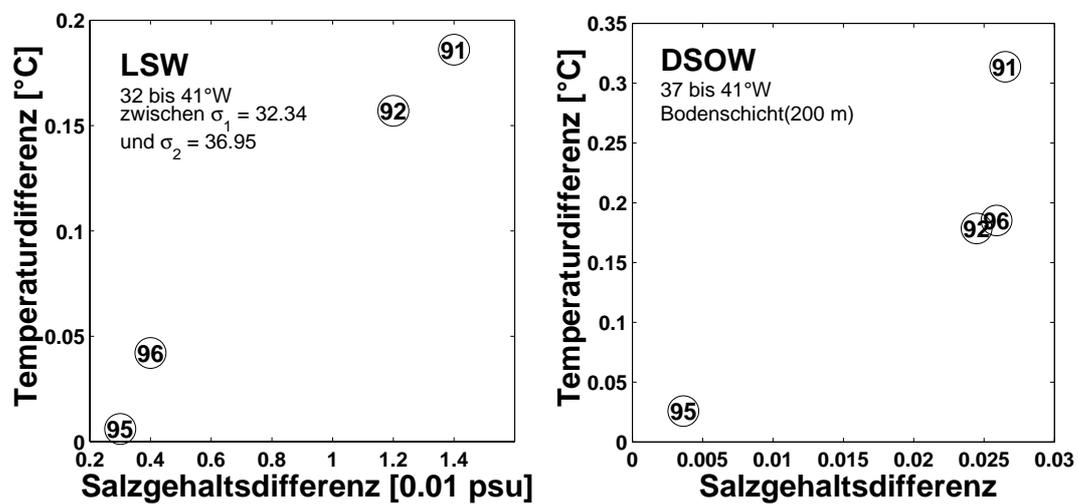


Abbildung 2.9: Änderungen von Temperatur und Salzgehalt im LSW- und DSOW-Dichtebereich in der Irmingersee relativ zu 1994. Datenbasis ist die hydrographische Zeitserie mit fünf Realisierungen entlang des WOCE-Schnittes A1/E (*Manfred Bersch*, pers. Mitt.). Man beachte die unterschiedlichen Skalierungen der Achsen.

2.4 Zusammenfassung

In diesem Kapitel wurde ein Literaturüberblick über die Wärme- und Süßwasserflüsse im nördlichen Nordatlantik geliefert sowie Zeitreihen des atmosphärischen Wärme- und Süßwasserflusses für die SPNA-Box anhand der NCEP/NCAR-Reanalysedaten (1982-94) erstellt. Zusammenfassend wurden Erwartungsbereiche für die entsprechenden Flüsse (Tabelle 2.6) festgelegt, die später zum Vergleich mit den Ergebnissen der vorliegenden Arbeit verwendet werden. Da die Schnitte A1 und A2 nicht exakt zonal verlaufen und die flachen Schelfregionen nicht beprobt wurden, sind die Literaturwerte zum Teil korrigiert worden, um für die vorliegende Untersuchung vergleichbare Werte zu erhalten.

Tabelle 2.6: Erwartungsbereiche auf der Basis von Literaturangaben und Zeitreihen des atmosphärischen Wärme- und Süßwasserflusses für die SPNA-Box. Positive Werte sind nach Norden bzw. in den Ozean gerichtet. Zusammenfassung der Tabellen 2.1, 2.2, 2.4 und 2.5.

	Wärme flu ß [PW]	Sü ßwasser flu ß [Sv]
A2	0.30 - 0.70	-0.28 - 0.10
A1	0.22 - 0.57	-0.20 - -0.11
SPNA-Box	-0.08 - -0.27	0.02 - 0.05
		plus ca. 0.03 Sv kontinentaler Abflu ß

Nach den Angaben aus Tabelle 2.6 ist der Wärme flu ß über beide Schnitte nach Norden und der Sü ßwasser flu ß im Mittel nach Süden gerichtet. Weiter wird deutlich, daß für die SPNA-Box netto eine Wärmeabgabe an die Atmosphäre und ein Sü ßwassereintrag in den Ozean zu erwarten sind. Über diese allgemeine Beschreibung hinaus, konnten folgende Detailaussagen gemacht werden:

- Der durch die fehlende Beprobung der flachen Schelfe mit Wassertiefen kleiner 200 db vernachlässigte Anteil des meridionalen Sü ßwasserflusses beträgt nach Literaturangaben ca. 0.04 Sv nach Süden. Dieser Wert entspricht ca. 20% des gesamten meridionalen Sü ßwasserflusses.
- Die Analyse der Oberflächen flu ß-Zeitreihen für die SPNA-Box ergab, daß sowohl beim Wärme- als auch beim Sü ßwasser flu ß die Mittelwerte mit -0.12 PW und 0.03 Sv von der gleichen Größenordnung wie die zwischenjährige Variabilität (± 0.13 PW und ± 0.02 Sv) sind. Die Schwankungen verlaufen dabei parallel zum NAO-Index: Jahre mit hohem Index unterliegen einem verringerten Sü ßwassereintrag und einem erhöhten Wärmeverlust und umgekehrt. Der für die vorliegende Untersuchung relevante Zeitraum 1994 stellt jedoch eine Ausnahme von diesem

Verhalten dar: Trotz eines hohen NAO-Indexes für 1994 sind die Jahresmittelwerte (12 Monate vor der Beprobung) mit -0.125 PW bzw. 0.044 Sv eher im Bereich des Langzeimittels bzw. darüber und entsprechen daher eher einer Situation mit niedrigem NAO-Index.

- Es wurde diskutiert ob für die SPNA-Box eine anomale ozeanische Advektion von Süßwasser im Zeitraum 1994 erwartet werden kann. Erörtert wurden Änderungen im Süßwassertransport des EGC verursacht durch Schwankungen im arktischen Eisexports durch die Framstraße sowie des NAC verursacht durch Schwankungen in der Größe $N - V$ vor der Ostküste der USA. Die Analyse von Zeitreihen des Eisexports und der Größe $N - V$ sowie die Berücksichtigung bekannter Strömungsstrukturen ergab, daß beide Prozesse zusammen einen anomalen Süßwasserimport in die SPNA-Box von ca. 0.04 Sv verursacht haben könnten. Dieser Wert entspricht ca. 20% des meridionalen Süßwasserflusses und ca. 100% des Oberflächensüßwasserflusses in die SPNA-Box. Im Gegensatz dazu sind die Wärmeflußanomalien über A2, wie sie auf Grundlage der Untersuchung von *Sutton und Allen* (1997) abgeschätzt wurden, mit einer Größenordnung von 0.02 PW (ca. 5% des meridionalen Wärmeflusses und ca. 11% des Wärmeverlustes innerhalb der SPNA-Box) relativ unbedeutend.
- Die Analyse des Wiederholungsschnittes A1/E zeigte, daß anomale Wärme- und Süßwasseradvektion durch zwischenjährliche Schwankungen in den Tiefenwassereigenschaften in der Größenordnung von 0.002 PW und 0.001 Sv zu erwarten sind.

3. Hydrographie und Schichteneinteilung

In diesem Kapitel werden die innerhalb der vorliegenden Arbeit verwendeten hydrographischen Daten von den Schnitten A1 und A2 aus dem Herbst 1994 vorgestellt. Das Kapitel beginnt mit einem Überblick über die Datenbasis. Dann werden anhand der Temperatur- und Salzgehaltsverteilungen die einzelnen Stockwerke der Wassersäule beschrieben. Es wird untersucht, welche Neutralen Flächen die beschriebenen Wassermassen auf beiden Schichten trennen. Diese Neutralen Flächen werden in Kapitel 5 für das Inverse Boxmodell verwendet.

3.1 Datenbasis

Eine Übersicht über die in der vorliegenden Arbeit verwendeten hydrographischen Daten gibt Tabelle 3.1. Alle Daten erfüllen den WOCE-Meßstandart und liegen daher mit einer Genauigkeit vor, die 0.002 beim Salzgehalt, 0.002° C bei der Temperatur und 3 db beim Druck beträgt (*WOCE International Project Office*, 1994). Im Wesentlichen werden die quasisynoptischen Daten der Reisen Meteor 30/2 und 30/3 (*Koltermann et al.*, 1996), die innerhalb von 2 Monaten stattfanden, benutzt. Da jedoch auf Grund der Wetterverhältnisse die Schnitte A1/W und A2 nicht zu vernachlässigende „Datenlücken“ aufweisen, müssen diese mit Hilfe von Daten anderer Reisen gefüllt werden.

Tabelle 3.1: Übersicht über die in der vorliegenden Untersuchung verwendeten hydrographischen Daten. (*¹: entspricht nur einem Teilabschnitt der gesamten Reise.)

Reise	Zeitraum	Stationen	Fahrtleiter
A2			
Meteor 30/2	16.10.-9.11.1994	52	Koltermann
Hudson 94030	13.10.- 7.11.1994,* ¹	11	Clarke
A1/W			
Meteor 30/3	18.11. - 24.11.1994	15	Meincke
Hudson 94008	24.5. - 12.6.1994	11	Lazier
A1/E			
Meteor 30/3	25.11.-15.12.1994	45	Meincke

Auf A2 befindet sich eine Datenlücke am westlichen Ende des Schnittes in der Region des Nordatlantischen Stroms (NAC) (Zeitraum 7.-9.11.1994). Während der Hudson Reise 94030 wurde genau dieser fehlende Abschnitt ca. 2 Wochen vorher (23.-25.10.1994) beprobt. Ein Feld von Strömungsmesserverankerungen (ACM6, siehe Abbildung 3.1) innerhalb dieses Abschnittes (*Clarke et al.*, 1998) gibt Auskunft über die zeitliche Variabilität der Hydrographie und der totalen Transporte. So verlagert sich in der Zeit zwischen den beiden Fahrten das System LC, NAC und „Mann-Eddy“ (Abschnitt 1.3.1) nach Westen. Daraus resultiert, daß die absoluten Transporte innerhalb des räumlich fixierten Verankerungsgebiets von 200 auf 60 Sv sinken (Abbildung 3.2).

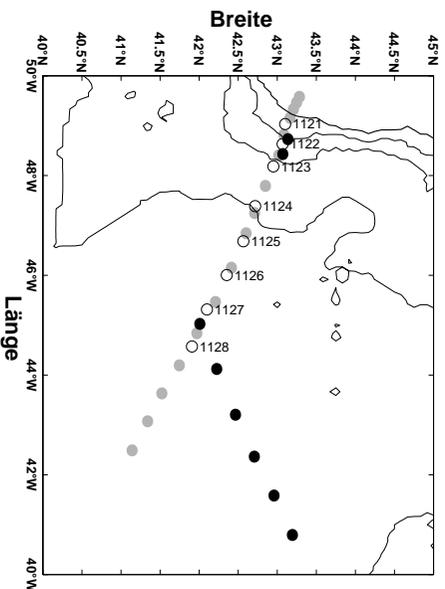


Abbildung 3.1: Positionen der Strommesserverankerungen ACM6 (offene Kreise), der Meteor 30/2 CTD-Stationen (schwarze Punkte) und der Hudson 94030 CTD-Stationen (graue Punkte).

Diese hohe zeitliche Variabilität erschwert eine korrekte Darstellung des NAC und seiner östlichen Rezirkulation durch eine Kombination der beiden Datensätze. Tests ergaben zwei mögliche Kombinationen der Reisen, die nicht zu unrealistischen Gradienten führten. Zur Abschätzung einer Unsicherheit werden beide Kombinationen bei den Geschwindigkeitsberechnungen mit dem LNM- und dem Inversen Boxmodell verwendet. Da hochfrequente Variabilität in der Hydrographie ein generelles Problem geostrophischer Berechnungen ist, liefert diese Unsicherheit eine Abschätzung der Größenordnungen des Fehlers durch nichtsynoptische Messungen.

Auf A1/W befindet sich die Lücke im Zentrum der Labradorsee, also außerhalb des kritischen Randstrombereichs. Das Zentrum der Labradorsee zeichnet sich generell durch eine relativ homogene Wassersäule, geringe horizontale Gradienten und niedrige absolute Geschwindigkeiten aus (Abschnitt 3.2.2).

Für die Schließung dieser Datenlücke wurde von *Lazier* (pers. Mitt.) ein Datensatz aus dem Sommer des gleichen Jahres, Hudson 94008 (siehe Tabelle 3.1), zur Verfügung ge-

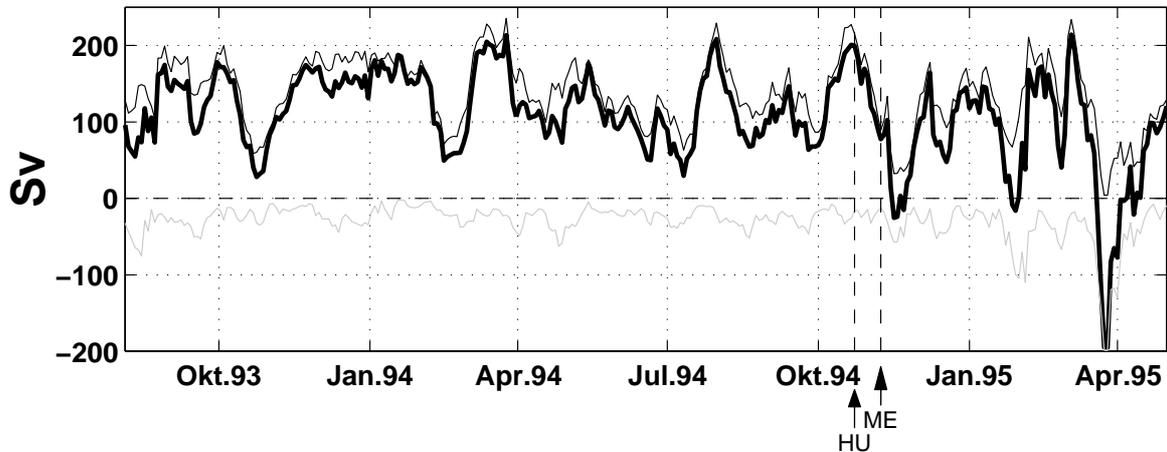


Abbildung 3.2: Gesamttransport (dicke Linie), Summe aller nördlichen (obere dünne Linie) und aller südlichen (untere dünne Linie) Transporte normal zur Strömungsmessfeld ACM6 (Clarke *et al.*, 1998). Der 24.10.1994 (Hudson Reise, HU) und der 7.11.1994 (Meteor Reise, ME) sind zur Orientierung markiert. Mittelwerte der gesamten Zeitreihe sind 108 Sv Gesamttransport und 139 Sv Transport in südlicher und -31 Sv in nördlicher Richtung.

stellt. Der Hudson-Datensatz erstreckt sich über die gesamte Strecke von A1/W und hat Stationen, die sich mit den Meteor-Stationen am Lückenrand überdecken. Zur Schließung der Lücke auf A1/W werden die Salzgehalts- und Temperaturprofile dieser sich überdeckenden Stationen (55.8°N , 53.4°W und 59.1°N , 50.8°W) gemittelt und dann als Verbindungsprofile der beiden Datensätze verwendet. Daß dieses Verfahren für den A1/W-Schnitt keine großen Änderungen in den ursprünglichen geostrophischen Transporten verursacht, zeigt folgende Abschätzung: Für die Stationspaare, bei denen die Verbindungsstationen beteiligt sind, wurden geostrophische Geschwindigkeitsprofile relativ zu 2000 db berechnet und zwar einmal unter Verwendung der Originaldaten und einmal unter Verwendung der gemittelten Verbindungsstationen. Die Differenz zwischen den resultierenden Geschwindigkeitsprofilen zeigt Abbildung 3.3. Außer in den obersten 50 db der Profile liegen die Differenzen unterhalb von 2 cm s^{-1} . Bei einem Stationsabstand von 30 km und einer mittleren Differenz von 1.7 cm s^{-1} über 500 db entspricht der Fehler je Profil einer Transportdifferenz von ca. 0.25 Sv und für alle Profile zusammen ca. 1 Sv. In Anbetracht des Netto-Transports im Randstrom vor Labrador in der Größenordnung von 10 Sv ist dieser Fehler gering und damit vernachlässigbar.

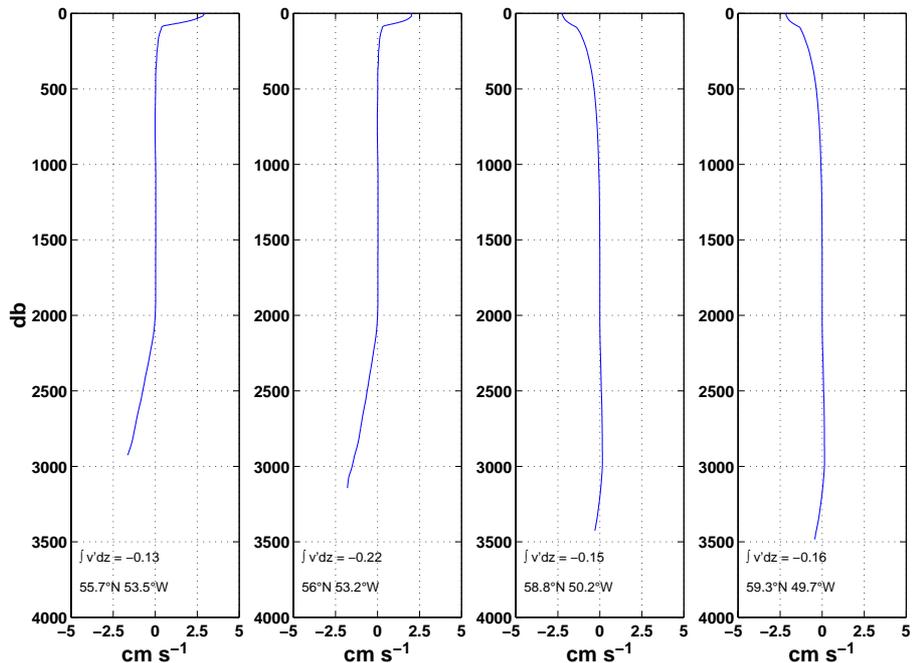


Abbildung 3.3: Änderung der geostrophischen Geschwindigkeiten durch die Kombination von zwei verschiedenen Datensätzen auf A1/W (Hudson 94009 und Meteor 30/3) an den Verbindungsprofilen. Differenzen relativ zu einem geostrophischen Bezugsniveau bei 2000 db. Weitere Erläuterungen, siehe Text.

3.2 Die vier Stockwerke des subpolaren Nordatlantiks

Die θ/S -Diagramme für den gesamten hydrographischen Datensatz zeigt Abbildung 3.4. Dargestellt sind alle Daten mit potentiellen Temperaturen zwischen 1 und 10° C und Salzgehalten zwischen 34.7 und 35.5 nach ihrer Beckenzugehörigkeit geordnet. In verschiedenen Graustufen sind Dichtebereiche gekennzeichnet, die zwischen bestimmten Neutralen Flächen liegen. Neutrale Flächen, bzw. Flächen Neutraler Dichte (γ_n) sind so definiert, daß geringfügige adiabatische und isentropische Verlagerungen eines Wasserteilchens auf dieser Fläche keine Auftriebskräfte hervorrufen (z.B. *Jackett und McDougall*, 1997). Die Neutralen Flächen wurden mit einem, von den Autoren bereitgestellten „Matlab“-Programm (Version 3.1) berechnet.

Der Oberflächenbereich (hellgrau), setzt sich aus Wasser tropischen Ursprungs (Nordatlantisches Zentralwasser, NACW) und aus Subpolarem Modewasser (SPMW) zusammen und ist durch eine starke räumliche Variabilität gekennzeichnet. Das Tiefenwasser läßt sich anhand seiner verschiedenen Salzgehalte in Wassermassen unterteilen: 1. salzarmes Labradorsee-Wasser (LSW, grau), 2. salzreiches Island-Schottland- „overflow water“ (ISOW, mittelgrau) und 3. salzarmes Dänemarkstraßen- „overflow water“ (DSOW,

schwarz) und „lower deep water“ (LDW, schwarz). Entsprechend dieser Einteilung des subpolaren Nordatlantiks in vier Stockwerke ist die folgende Beschreibung der Wassermassen und ihrer Ausbreitung gegliedert. In den einzelnen Abschnitten werden zusätzlich die durch thermohaline Fronten in der Hydrographie charakterisierten Randströme beschrieben.

3.2.1 SPMW und NACW

Die Aneinanderreihung der nach Regionen sortierten Profilgruppen (Abbildung 3.4) zeigt im wesentlichen die durch Wechselwirkungen mit der Atmosphäre verursachte Modifikation des NACW zu unterschiedlichen Varianten von SPMW entlang der Ausbreitungsachse des Nordatlantischen Stroms (NAC) und des Subpolaren Wirbels. Generell steht der Begriff SPMW für den oberen Teil der Wassersäule des subpolaren Nordatlantiks, der durch tiefe winterliche Vermischung konvektiv erneuert wird (*McCartney und Talley, 1982; van Aken und Becker, 1996*). Durch diesen Prozeß erhält es seine homogenen Eigenschaften und tritt als Schicht niedriger Stabilität, bzw. niedriger potentieller Vorticity hervor. Die Untergrenze dieser winterlich durchmischten Schicht ist die permanente Pyknokline, ein Bereich mit maximalen vertikalen Dichtegradienten. Da die winterliche Durchmischung nicht bis in die Pyknokline reicht, ist sie ebenfalls durch ein Sauerstoffminimum gekennzeichnet. Von *van Aken und Becker (1996)* wird diese Sauerstoff-Minimum-Schicht auch als „intermediate water“ (IW) bezeichnet. Die Varianten von SPMW reichen vom warmen, salzreichen Wasser im nordöstlichen Nordatlantik vor Irland bis zum kalten, salzarmen Wasser der Labradorsee (*McCartney und Talley, 1982*). Letzteres wird jedoch üblicherweise als eigenständige Tiefenwassermasse (LSW) bezeichnet.

Die Verteilungen von Salzgehalt und potentieller Temperatur auf den Schnitten A1 und A2 zeigen Abbildungen 3.5 und 3.6. In den obersten 1000 db fallen auf A1/E die starken horizontalen Unterschiede im Salzgehalt auf. Unter Zuhilfenahme einer klimatologischen Salzgehaltsverteilung in 200 db Tiefe auf der Basis von Daten der Achtziger und Neunziger Jahre (*Bersch et al., 1999*) wird deutlich, daß diese Strukturen dem Mäandrieren der Subarktischen Front zuzuordnen sind. Die Bündelung von Isohalinen zeigt den Verlauf der Subarktischen Front bzw. des NAC. Die subarktische Front separiert salzarmes, kaltes Subarktisches Wasser (SPMW-Variante SAW), welches nördlich bzw. westlich der Front gebildet wird, von warmen, salzreichem SPMW. Abbildung 3.5 zeigt, daß 1994 auf A1/E zwischen 26° und 27° W Zungen von salzarmen SAW nach Nordosten vordringen. Teile von SAW subduzieren und treten als Subarktisches Zwischenwasser (SAIW) auf A2 als salzarme Linsen zwischen 500 und 1000 db hervor (Abbildung 3.6).

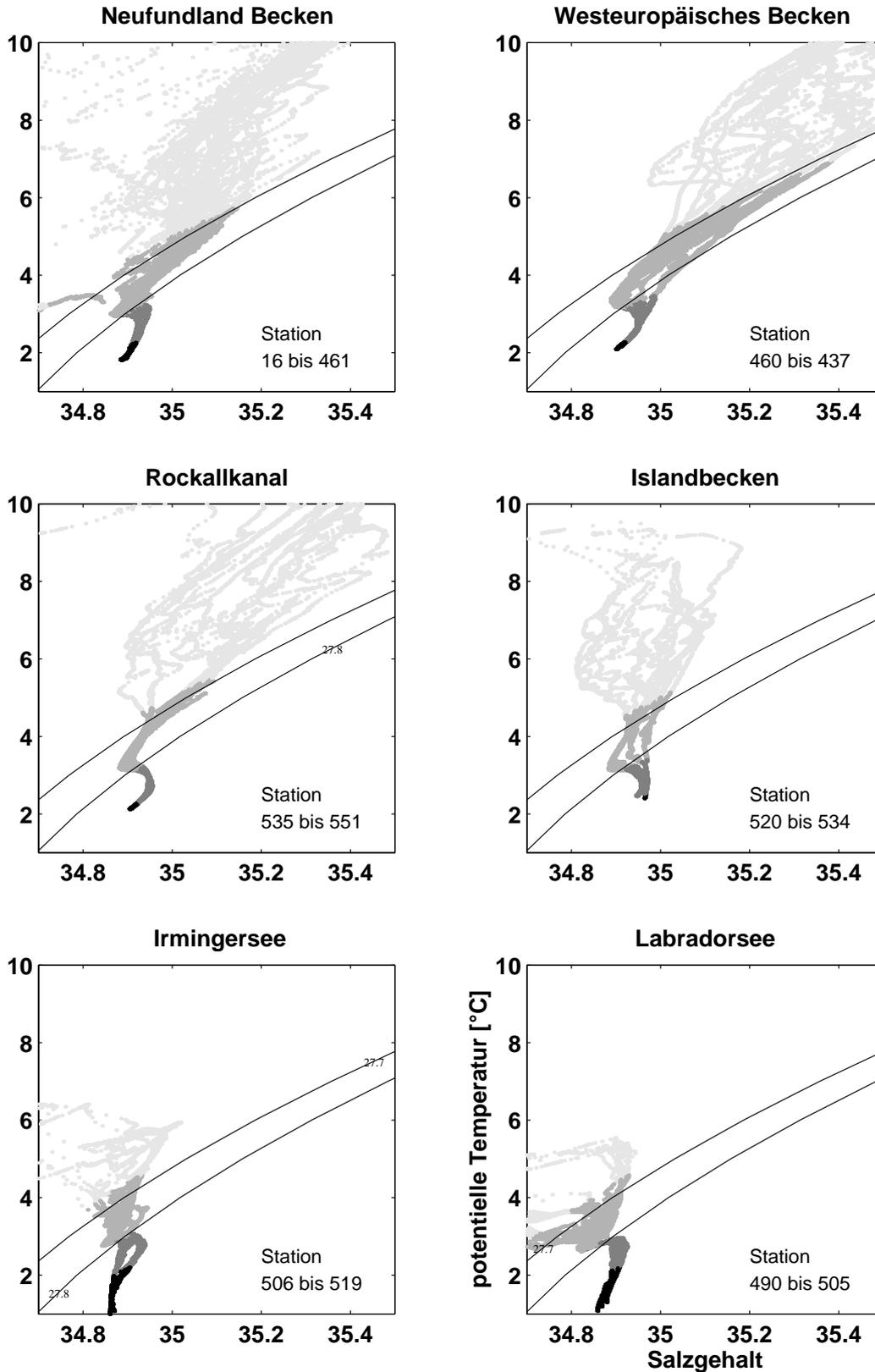


Abbildung 3.4: Darstellung aller hydrographischen Profile der WOCE-Schnitte A1 und A2 aus dem Herbst 1994 im θ/S -Diagramm. Graustufen wechseln bei den Neutralen Flächen $\gamma_n = 27.8, 27.98$ und 28.094 . Die Isopyknen $\sigma_\theta = 27.7 \text{ kg m}^{-3}$ und 27.8 kg m^{-3} sind mit eingezeichnet.

Die salzärmsten Wasserkörper im Untersuchungsgebiet befinden sich auf den Schelfen vor Ost- und Westgrönland sowie vor Labrador und Neufundland. Hierbei handelt es sich um arktisches Wasser, welches über den Ostgrönländischen Schelf und durch den Kanadischen Archipel in den subpolaren Nordatlantik importiert wird. Entlang ihres Weges werden diese Ströme auf dem Schelf durch kontinentalen Abfluß mit zusätzlichem Süßwasser angereichert.

Eine weitere Wassermasse, die sich oberhalb der permanenten Pyknokline befindet, ist das Wasser des Mittelmeerausstroms (MW). Vor dem irischen Schelf lokalisieren *van Aken und Becker* (1996) MW mit potentiellen Temperaturen zwischen 8° und 10° C und Salzgehalten größer 35.5. 1994 sind auf A1/E zwischen 18° W und dem Schelf und zwischen 500 und 1000 db Salzgehalte größer 35.4 zu finden, die dem MW zuzuordnen sind (Abbildung 3.5). Auf A2 weisen lokale Salzgehaltsmaxima vor dem europäischen Kontinent in einer Tiefe von 500 bis 1000 db mit Salzgehalten größer 35.4 auf Einflüsse von MW hin (Abbildung 3.6) (*Sy et al.*, 1992).

Neben den einzelnen Wassermassen sind auch die mit thermohalinen Fronten verbundenen Randströme in der Hydrographie zu erkennen. Vor den Küsten Ost- und Westgrönlands, Labradors und Neufundlands verlaufen kalte, salzarme Schelfrandströme, die Wasser arktischen Ursprungs, welches durch die Framstraße und den Kanadischen Archipel importiert wird, transportieren. Da die Schnitte nicht die Küste, sondern nur die 200 db Isobathe erreichen, werden der Ost- und Westgrönlandstrom (EGC und WGC) sowie der Labradorstrom (LC) nur zu einem Teil durch die hier betrachtete Hydrographie aufgelöst.

Seewärtig der Schelfrandströme befinden sich tiefe, teils den Boden erreichende Randströme: der NAC vor Neufundland, der tiefe Teil des EGC vor Ostgrönland und der tiefe Teil des LC vor Labrador. Die beiden letztgenannten enthalten sowohl arktische als auch rezirkulierende SPMW-Komponenten. Direkt östlich des NAC auf A2 bei ca 42° W ist eine starke Auslenkung der Isothermen zu erkennen. Hierbei handelt es sich um eine antizyklonale Rezirkulation des NAC, den sogenannten „Mann-Eddy“ (Abschnitt 1.3.1). Da nach Drifterbeobachtung sein Zentrum bei 42° N und 44° W liegt ist zu vermuten, daß es sich hierbei um einen Querschnitt durch sein Mitte handelt.

3.2.2 LSW

Auf allen Schnitten und in allen Becken ist, mit einem Kern in ca. 2000 db, relativ salzarmes Labradorsee-Wasser (LSW) vorzufinden. Dieses Wasser wird in der Labradorsee durch offenozeanische Konvektion gebildet. Die Hydrographie aus dem Herbst 1994 auf A1/W (Abbildung 3.5) zeigt eine über 2000 db dicke nahezu homogene Schicht, die Reste intensiver Tiefenkonvektion aus dem Frühjahr 1994 darstellt (*Sy et al.*, 1997).

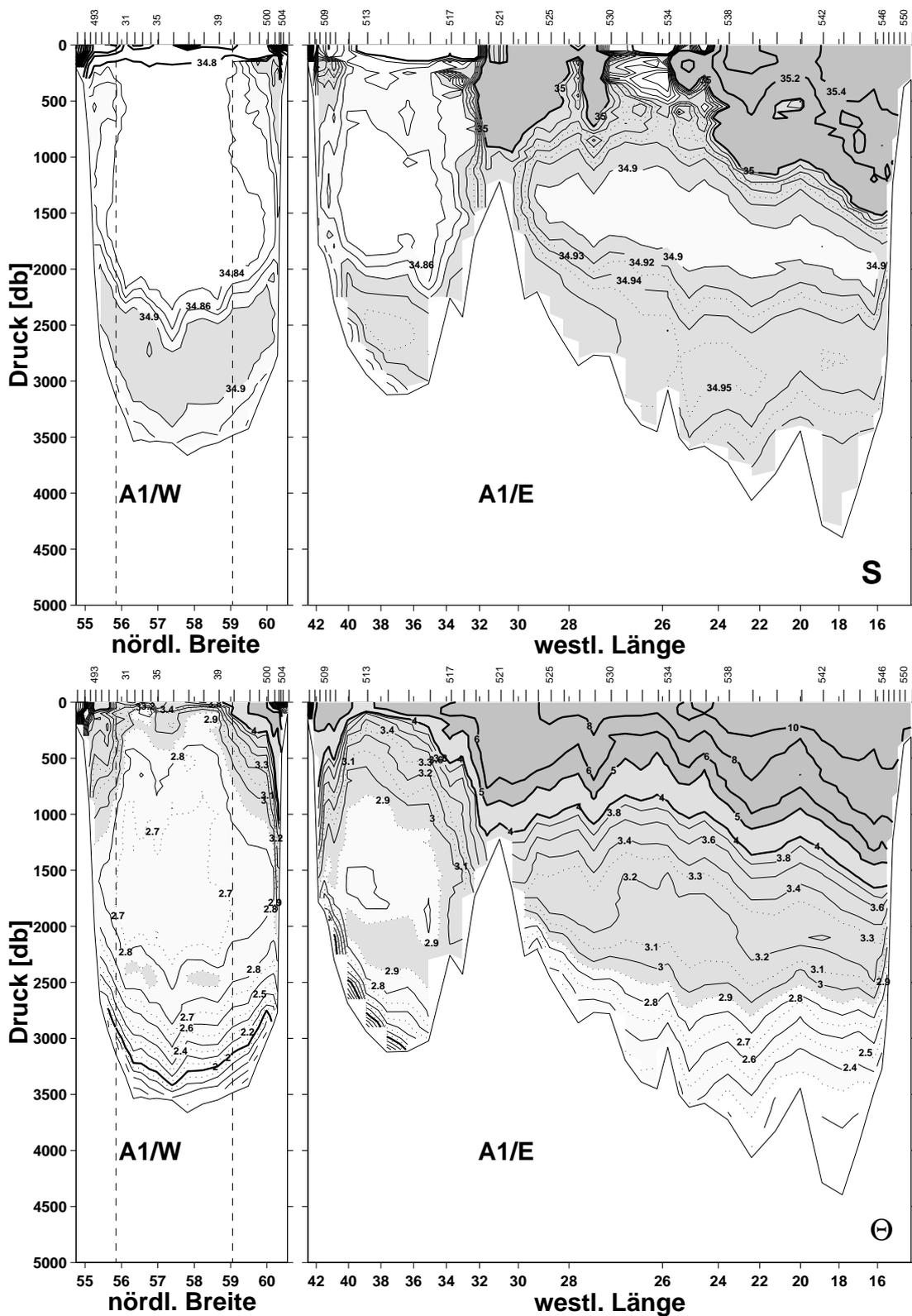


Abbildung 3.5: Verteilung von Salzgehalt und potentieller Temperatur auf A1. Die x-Achse ist äquidistant. (**Salzgehalt:** Grauschattierungen in den Abstufungen 34.86, 34.9 und 35. Dicke Isolinien in 0.2 Intervallen und dünne Isolinien von 34.84 bis 35 in 0.02 Intervallen. **Potentielle Temperatur:** Grauschattierungen in den Abstufungen 2.3, 2.9 und 5° C. Dicke Isolinien in 2° C Intervallen und ab $\Theta < 4^\circ \text{C}$ in 0.2° C Intervallen.)

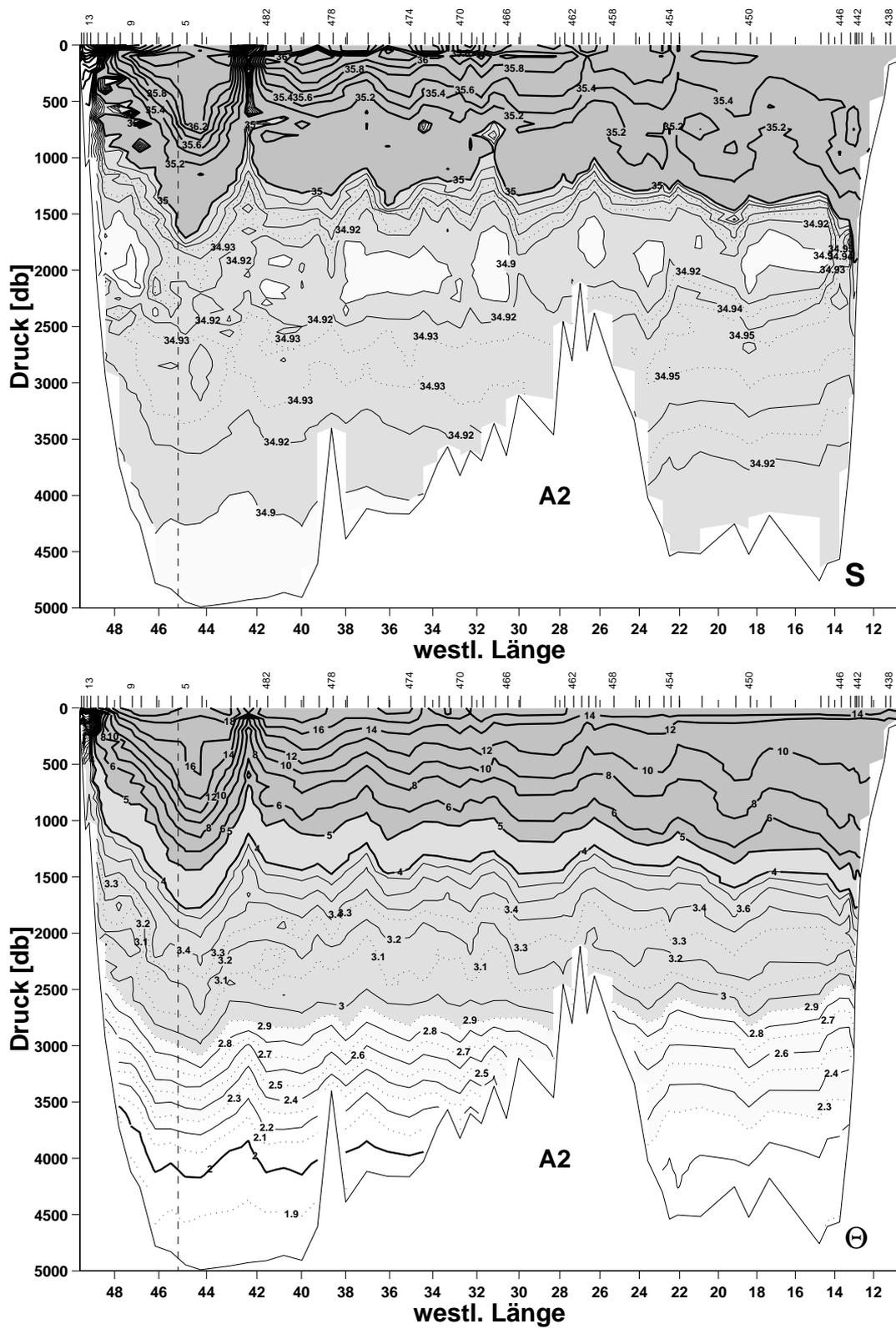


Abbildung 3.6: Verteilung von Salzgehalt und potentieller Temperatur auf A2. Die x-Achse ist äquidistant. Konturrierung siehe Abbildung 3.5.

In der Literatur existieren zwei Theorien zur Entstehung von LSW. *Clarke und Gascard* (1983) (Beobachtungen) und *Visbeck et al.* (1996) (Modellstudie) lokalisieren die zentrale Labradorsee nordwestlich von A1/W (zwischen 56° - 57° N und 53° - 56° W) als Entstehungsort. Der Export erfolgt durch horizontale Austauschprozesse mit der Randstromregion über barokline Instabilitäten und kleinskalige Wirbel (*Visbeck et al.*, 1996; *Send und Marshall*, 1995).

Pickart et al. (1997) favorisieren aufgrund von Beobachtungen und Modellstudien ein Gebiet südöstlich von A1/W zwischen dem LC und dem NAC bzw. zwischen ca. 49° und 50° W und 54° und 54° N als Konvektionsgebiet. Dieser Ort ermöglicht durch seine Lage im Gegensatz zur zentralen Labradorsee einen effektiveren Austausch von neugebildeten LSW mit dem DWBC und dem NAC. Nach *Pickart et al.* (1997) wird in dem von ihnen favorisierten Konvektionsgebiet nur in strengen Wintern klassisches LSW produziert, welches den beobachteten Eigenschaften und der beobachteten Tiefenlage des LSW stromabwärts im DWBC entspricht. Nach ihrer Vorstellung ist das nordwestlich von A1/W durch offenozeanische Konvektion erneuerte Tiefenwasser in der zyklonalen Zirkulation der Labradorsee nahezu gefangen.

Die weitere Ausbreitung von LSW im nördlichen Nordatlantik zeigt Abbildung 1.5 (*Sy et al.*, 1997), die anhand von Beobachtungen erstellt wurde. Im Zusammenhang mit diesen Beobachtungen erwähnen *Sy et al.* (1997), daß 1994 in der Irmingersee bereits LSW aus dem vorhergehenden Winter (1993/1994) gefunden wurde. Diese Beobachtung spricht dafür, daß das in der zentralen Labradorsee konvektiv gebildete LSW im Gegensatz zu der Vorstellung von *Pickart et al.* (1997) zu einer effektiven Belüftung des subpolaren Nordatlantiks beiträgt. *Sy et al.* (1997) erwähnen weiter, daß 1994 im Rockalltrog, am östlichen Ende des nördlichen Nordatlantiks, erste Anzeichen der Ankunft von LSW, welches 1988 zu Beginn der jüngsten Phase intensiver Konvektion in der Labradorsee gebildet wurde, zu erkennen sind.

Auf A2 (Abbildung 3.6) ist, mit Ausnahme des westlichen Randstrombereichs, die Kernschicht des LSW, d.h. das Salzgehaltsminimum, schwächer ausgeprägt als auf A1/E (Abbildung 3.5). Dies ist darauf zurückzuführen, daß der Hauptausbreitungspfad von LSW nördlich von A2 verläuft und nach Osten gerichtet ist, wie zwei transatlantische Schnitte aus dem Frühjahr 1998 (auf A2 und auf einem Großkreis etwas weiter nördlich) zeigen (*Sy*, pers. Mitt.).

Im westlichen Randstrombereich, zwischen 1000 und 2000 db, wird innerhalb des DWBC LSW entlang des amerikanischen Kontinentalabhangs nach Süden transportiert (Abbildung 3.6). Hierbei handelt es sich wahrscheinlich um die von *Pickart et al.* (1997) beschriebene Komponente, die am südlichen Rand der Labradorsee und nur in extremen Wintern gebildet wird. Dieser Bildungsort ermöglicht, daß es direkt mit dem DWBC

nach Süden transportiert wird und bereits im Entstehungsjahr Neufundland umrundet hat.

3.2.3 ISOW

Das Island-Schottland-„overflow water“ (ISOW) ist in allen Becken durch ein relatives Salzgehaltsmaximum unterhalb des LSW markiert (Abbildung 3.5 und 3.6). Die ursprünglichen Quellen von ISOW sind relativ frisches Tiefenwasser der Norwegischen See und verschiedene Typen von arktischem Zwischenwasser (*van Aken und Boer, 1995*). Diese Wassermassen überströmen den Island-Schottland-Rücken an zwei Orten: durch den Faröer-Shettland-Kanal und über den Island-Faröer-Rücken. Dabei wird das „overflow“-Wasser durch turbulente Vermischung mit lokalem Pyknoklinenwasser und lokalem SPMW angereichert (*van Aken und Becker, 1996*) und erhält erst dadurch seine relativ salzige Eigenschaft.

Während und nach der Überströmung drückt die Corioliskraft das ISOW an die rechte Berandung. Dementsprechend breitet es sich als Tiefenrandstrom nach Süden aus und ist auf A1/E an der östlichen Flanke des Reykjanes Rückens als Salzgehaltsmaximum sichtbar. Während seiner Ausbreitung im Islandbecken wird es wahrscheinlich durch Entrainment zusätzlich mit salzarmen LDW angereichert (*McCartney, 1992*).

Weiter östlich, am Ausgang des Rockalltrogs auf A1/E, befindet sich ein relatives Salzgehaltsmaximum, welches ebenfalls dem ISOW zuzuordnen ist. Es kommen dafür zwei verschiedene ISOW-Komponenten in Frage: A) ISOW, welches direkt über den Faröer-Shettland-Kanal in den Rockalltrog gelangt, oder B) rezirkulierendes ISOW aus dem Westeuropäischen Becken.

Am Ausgang des Islandbeckens zwischen A1/E und A2 gelangt ein Teil des ISOW durch die CGFZ nach Osten und wird dann von einigen Autoren als CGFZ-Wasser bezeichnet. Dieser Vorgang scheint jedoch zeitweilig durch einen ostwärtsgerichteten Durchstrom unterbrochen zu sein (Abschnitt 7.4.2). Westlich des Mittelatlantischen Rückens breitet es sich dann als Randstrom zyklonal in der Irmingersee aus. Auf A1/E (Abbildung 3.5) ist es als relatives Salzgehaltsmaximum zu erkennen, wobei die höchsten Werte an der westlichen Flanke des Reykjanes Rückens auftreten.

Das östlich des Mittelatlantischen Rückens verbleibende ISOW breitet sich entlang des Rückens direkt nach Süden aus (*Fleischmann et al., 1999; Müller et al., 1999*) und ist auf A2 im Westeuropäischen Becken wieder anhand seines hohen Salzgehalts zu erkennen (Abbildung 3.6). Wie bereits erwähnt rezirkuliert es zyklonal im Westeuropäischen Becken (*Schmitz und McCartney, 1993*). Der Grund für die Salzgehaltszunahme im Tiefenbereich des ISOW von West nach Ost im Westeuropäischen Becken ist bisher unbekannt.

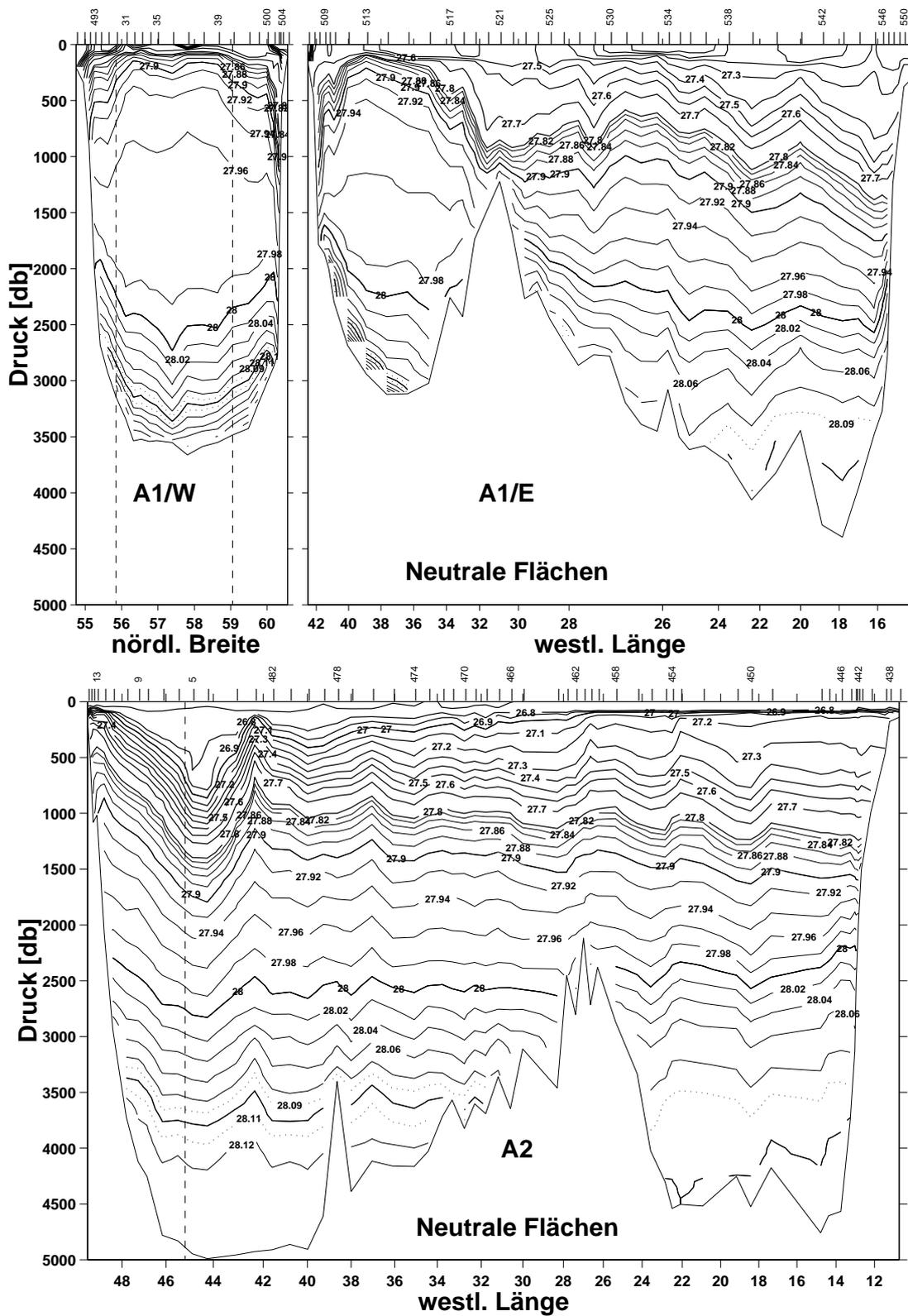


Abbildung 3.7: Neutrale Flächen auf A1 und A2. Die x-Achsen sind äquidistant.

3.2.4 DSOW und LDW

Im untersten Stockwerk des subpolaren Nordatlantiks breiten sich relativ salzarmes und kaltes Dänemarkstraßen „overflow water“ (DSOW) und „lower deep water“ (LDW) aus. Zwischenwasser aus der Grönland- und Islandsee gelangt durch die Dänemarkstraße in die Irmingersee und wird dabei durch turbulente Vermischung mit lokalem SPMW angereichert (*Dickson und Brown, 1994*). Das DSOW ist auf A1/E in der Irmingersee als eine an den Grönländischen Kontinentalabhang gelehnte Bodenschicht mit minimalen Salzgehalten und Temperaturen zu erkennen.

Auf A1/W wird es zusammen mit dem ISOW im DNBC und auf A2 zusammen mit dem ISOW und dem LSW im DWBC transportiert. In beiden Becken, in der Labradorsee und im Neufundlandbecken, treten diese Tiefenrandströme, DNBC bzw. DWBC, in den Temperatur- und Salzgehaltssignaturen hervor. Anhand der Salzgehaltsverteilung lassen sich die Wassermassen auch innerhalb dieses Randstroms unterscheiden.

Westlich und östlich des Mittelatlantischen Rückens breitet sich relativ salzarmes LDW, ein Mischprodukt aus Antarktischem Bodenwasser (AABW) und Nordatlantischem Tiefenwasser (NADW), Richtung Norden aus (*McCartney, 1992*). Die 1994 nach Osten ansteigenden Isopyknen auf A2 im Westeuropäischen Becken unterhalb 3000 db (Abbildung 3.7) weisen ebenfalls auf eine nordwärtige Ausbreitung von LDW hin. Jedoch nur, wenn von der Existenz eines intermediären geostrophischen „level of no motion“ ausgegangen wird. Die niedrigen Salzgehalte im Rockalltrog auf A1/E (Abbildung 3.5) zeigen, daß das LDW bis dort vordringt. Im Islandbecken reichert es wie bereits erwähnt durch Entrainment das ISOW an. Nach *Schmitz und McCartney (1993)* wird ein Teil des LDW durch die CGFZ in das Neufundlandbecken transportiert. *McCartney (1992)* vermutet auch im Neufundlandbecken einen nordwärtigen östlichen Randstrom von LDW.

3.3 Bestimmung der Grenzflächen

Die Wassersäule wird anhand Neutraler Flächen in vier Schichten unterteilt: SPMW-, LSW-, ISOW- und Boden-Schicht. Wesentliches Kriterium bei der Auswahl der Grenzflächen ist, daß die für die einzelnen Wassermassen charakteristischen Salzgehaltsextrema (Abbildung 3.8) erhalten bleiben. Charakteristisch sind u.a. das relative Salzgehaltsminimum des LSW und das relative Salzgehaltsmaximum des ISOW. Das intermediäre Sauerstoffminimum (Abbildung 3.8), welches die untere Berandung der winterlich durchmischten Oberflächenwasserschicht darstellt, wird als zusätzliches Kriterium für die Bestimmung der Grenzfläche zwischen SPMW und LSW verwendet. Nur wenn das intermediäre Sauerstoffminimum oberhalb oder auf der Grenzfläche liegt, stellt die LSW-Schicht

eine Schicht dar, welche von Flüssen durch die Meeresoberfläche abgekoppelt ist.

Ein zusätzliches Kriterium zur Auswahl der Grenzfläche zwischen der ISOW- und der Boden-Schicht ist der kritische Bereich an der Ostflanke des Reykjanes Rückens. Hier ist die Dichte des ISOW-Kerns aufgrund der Nähe zu seiner Quelle noch so groß, daß sie innerhalb des Dichtebereichs von LDW liegt. Dieser ISOW-Kern mit seiner relativ großen Dichte ist jedoch so klein, daß sein Transport für die Bilanzen der einzelnen Schichten nicht ausschlaggebend ist. Praktisch wurden die Grenzflächen so gewählt, daß der ISOW-Anteil der Boden-Schicht minimal ist.

Alle aufgezählten Kriterien lassen einen gewissen Freiraum bei der Auswahl der Grenzflächen zu. Um diesen zu kennzeichnen, sind in Abbildung 3.8 für jede Begrenzung zwei Varianten dargestellt (siehe auch Tabelle 3.2). Welchen Einfluß diese Unsicherheiten in der Bestimmung der Grenzflächen auf die Ergebnisse des Inversen Boxmodells haben, wird innerhalb einer Sensitivitätsstudie in Kapitel 5 untersucht.

Tabelle 3.2: Grenzflächen-Varianten für Rechnungen mit den Inversen Boxmodell (Kapitel 5).

Grenzfläche	γ_n -Varianten
zwischen SPMW und LSW	27.80 und 27.89
zwischen LSW und ISOW	27.98 und 28.00
zwischen ISOW und DSOW/LDW	28.09 und 28.094

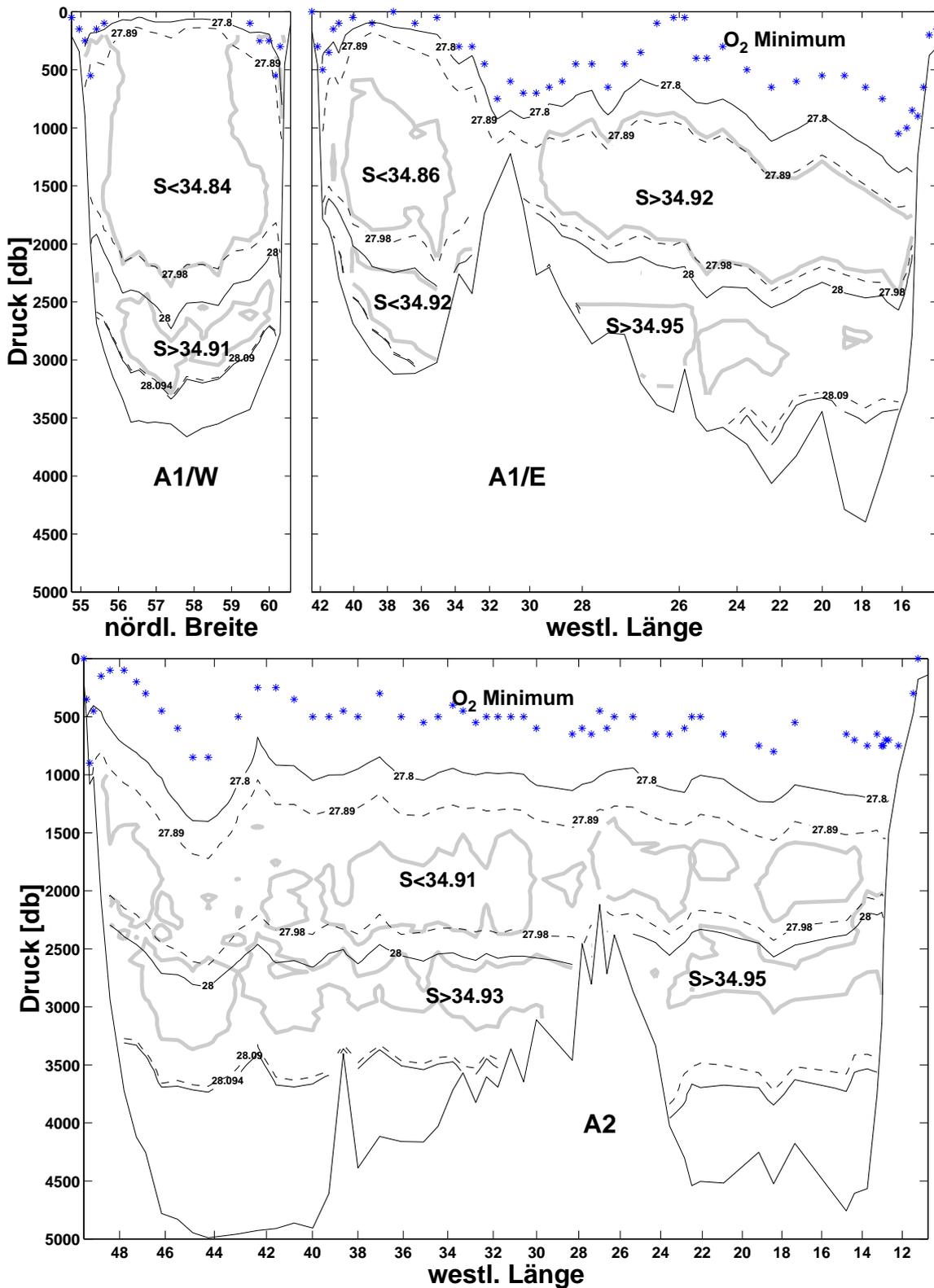


Abbildung 3.8: Kriterien zur Auswahl von Grenzflächen. Sterne zeigen die Tiefenlage des Sauerstoffminimums an. Grau hervorgehoben sind das relative Salzgehaltsminimum des LSW und das relative Salzgehaltsmaximum des ISOW. Durchgezogene ($\gamma_n = 27.8, 28$ und 28.094) und gestrichelte Linien ($\gamma_n = 27.88, 27.98$ und 28.09) markieren den Bereich geeigneter Grenzflächen. Die x-Achsen sind äquidistant.

3.4 Zusammenfassung

Die Hydrographie auf den Schnitten A1/W, A1/E und A2 wurde beschrieben, um ein Bild der Wassermassen und ihrer Ausbreitung innerhalb des Untersuchungsgebietes zu erhalten. Danach wurde die Wassersäule anhand der Salzgehalts- und Sauerstoffverteilung und unter Verwendung Neutraler Flächen in vier Schichten unterteilt: Eine Oberflächenschicht (SPMW-Schicht), die Wasser tropischen und arktischen Ursprungs und SPMW enthält, eine LSW- und ISOW-Schicht und eine Bodenschicht, die LDW und DSOW enthält. Um später innerhalb der Inversen Boxmodellberechnungen die Unsicherheit abzuschätzen, die sich bei der Auswahl von Schichtgrenzen ergibt, wurden zwei verschiedene Varianten von Grenzflächen bestimmt (Tabelle 3.2).

4. Initialisierung der Boxmodelle und Durchführung des LNM-Boxmodells

In diesem Kapitel werden die Eingangsgrößen für beide Boxmodelle festgelegt und das LNM-Boxmodell angewendet. Der Aufbau des Kapitels wird durch Tabelle 4.1 deutlich. Sie zeigt einen Überblick über die Annahmen, Eingangsgrößen und Ergebnisgrößen beider Boxmodelle und macht deutlich, daß beide Modelle die meisten Eingangsgrößen gemeinsam haben.

Tabelle 4.1: Übersicht der Boxmodelle.

	LNM-Boxmodell	Inverses Boxmodell
Annahmen	quasistationärer Gleichgewichtszustand	
	Ekmantransport und Geostrophie kompensieren Austausch durch Meeresengen	
		kein Austausch zwischen den vier Schichten der SPNA-Box
Eingangsgrößen	Ekmantransport (Abschnitt 4.1)	
	Austausch durch den Kanadischen Archipel und die Beringstraße (Abschnitt 2.1.3)	
	relatives geostrophisches Geschwindigkeitsfeld (Abschnitt 4.2)	
		initialer LNM (Abschnitt 4.5)
Ergebnis	LNM (Abschnitt 4.4)	barotrope Korrektur (Kapitel 5)

Beide benötigen als Eingangsgrößen einen Ekmantransport, einen Austausch durch den Kanadischen Archipel sowie die Beringstraße und ein relatives geostrophisches Geschwindigkeitsfeld. Beiden Modellen nicht gemeinsam ist der „level of no motion“ (LNM) des geostrophischen Geschwindigkeitsfeldes. Beim LNM-Boxmodell ist der LNM das Ergebnis, wobei er so bestimmt wird, daß er die aufgestellten Modellannahmen erfüllt. Das Inverse Boxmodell hingegen muß mit einem bestimmten LNM initialisiert werden und liefert als Ergebnis eine barotrope Korrekturgeschwindigkeit, die zur Erfüllung der zusätz-

lichen Bedingungen „ausgeglichene Transportbilanzen der vier Schichten der SPNA-Box“ führt. Die Eingangsgrößen, die beiden Modellen gemeinsam sind, und ihre Unsicherheiten werden in Abschnitt 4.3 noch einmal zusammengefaßt aufgeführt. Sie bilden die Basis zur Abschätzung des Fehlers der Boxmodelle.

4.1 Der Ekmantransport

Es wird zuerst ein Überblick über den Ekmantransport im Untersuchungsgebiet gegeben. Dann wird der Ekmantransport auf den Schnitten bestimmt, der später in den beiden Boxmodellen verwendet werden soll.

Die saisonale Variabilität des zonal integrierten Ekmantransports im nördlichen Nordatlantik zeigt Abbildung 4.1. Dargestellt ist der klimatologische Jahresgang in Abhängigkeit von der geographischen Breite auf der Grundlage der Klimatologie monatlicher Windschubspannungen der NCEP/NCAR-Reanalyse-Modelldaten mit einer Auflösung von $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ aus dem Zeitraum 1982 bis 1994 (*Kalnay et al.*, 1996). Der meridionale Ekmantransport hat zwischen 45° und 52° N sein Maximum (gestrichelte Linie) und nimmt zu den hohen Breiten und den Tropen hin ab. Das Maximum entspricht der Westwinddrift. Auf der mittleren Breite von A1 (56.5° N) variiert der Ekmantransport zwischen -3.5 Sv im Winter und etwa -1 Sv im Sommer und auf der mittleren Breite von A2 (45° N) zwischen ca. -5 Sv im Winter und ca. -1.5 Sv im Sommer. Der Jahresgang direkt auf den Schnitten geht von -1.1 bis -5.6 Sv (A2) und -0.4 bis -1.6 Sv (A1). Die dazugehörigen Schwankungsbereiche betragen ± 2.3 Sv auf A2 und ± 0.6 Sv auf A1.

Die Jahresmittelwerte des Ekmantransports über A2 schwanken zwischen -1.8 und -3.7 Sv und über A1 $+0.4$ bis -1.7 Sv (ohne Abbildung), wobei wieder die NCEP/NCAR Daten zwischen 1982 und 1994 verwendet wurden. Das zwischenjährliche Signal ist somit auf A2 mit ± 1.0 Sv geringer und auf A1 mit ± 1.1 Sv höher als das jahreszeitliche. Die Mittelwerte für die ganze Zeitreihe sind -2.8 Sv auf A2 und -0.9 Sv auf A1. Der Wert für A2 ist höher als die -2.5 Sv, die *Lorbacher* (pers. Mitt.) anhand der klimatologischen Winde von *Hellermann und Rosenstein* (1983) berechnete. Insgesamt macht diese Übersicht deutlich, daß der Jahresgang des Ekmantransports über A2 mit ± 2.3 Sv der größten Variabilität unterliegt. Diese Schwankungsbreite entspricht ca. 25% der mittleren meridionalen Umwälzungsrate aus der Literatur (Tabelle 1.2).

Um für die Boxmodelle einen geeigneten Ekmantransport bestimmen zu können, müssen zwei Aspekte berücksichtigt werden: Erstens wird ein quasisynoptischer Datensatz betrachtet und zweitens basieren die Boxmodelle auf der Annahme, daß ein quasistationärer Zustand vorliegt, der im Gleichgewicht ist. Die Schwierigkeit besteht

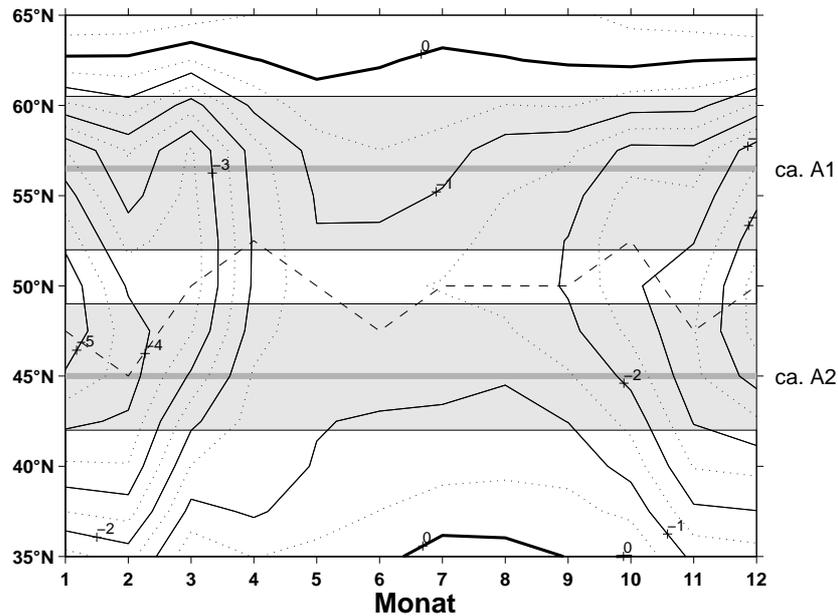


Abbildung 4.1: Meridionale Verteilung des mittleren Jahresganges (1982-94) des zonalintegrierten Ekmantransports in Sv auf der Basis monatlicher Windschubspannungsfelder des NCEP/NCAR Datensatzes. Die gestrichelte Linie markiert die Lage maximalen Ekmantransports. Dunkelgraue Linien markieren die mittleren Breiten der Schnitte A1 und A2 und graue Bereiche die geographischen Breitenbereich über die sich die Schnitte erstrecken.

darin, den Ekmantransport zu bestimmen, der zusammen mit den geostrophischen Geschwindigkeiten einem Gleichgewichtszustand am nächsten ist. Die meisten Autoren, die auf hydrographischen Schnitten basierende Boxmodelle anwenden, entscheiden sich für einen Jahresmittelwert (z.B. *Bacon*, 1997). Durch die Vernachlässigung des Jahresgangs wird der größte Teil der zeitlichen Variabilität eliminiert, der zu instationären und somit Zuständen im Ungleichgewicht führen könnte. Auf der anderen Seite sind zum Teil die Reaktionen auf Windänderungen im Ozean sehr schnell. Die oberflächennahen Schichten reagieren innerhalb von ein paar Tagen mit einem Ekmantransport, welcher lokal zu Konvergenzen und Divergenzen im Massentransport und somit auch zur Auslenkung von Dichteflächen, die unterhalb der Ekmantiefe liegen, führen kann. Demnach sind auch hydrographische Zustände denkbar, die aus Winden resultieren, die wesentlich kürzer als ein Jahr gewirkt haben. *Wunsch* (1997) faßt zu diesem Thema zusammen, daß die Zeitskalen, über die gemittelt werden muß, um einen angemessenen Gleichgewichtszustand zu erhalten, generell noch unverstanden sind.

Um die gesamte oben geschilderte Unsicherheit zu berücksichtigen, werden für die Boxmodelle der größte und der kleinste Ekmantransport, der sich in Abhängigkeit vom Mittelungszeitraum ergibt, bestimmt. Dazu wird Abbildung 4.2 verwendet. Sie zeigt den

Ekmantransport über A2 und A1 in Abhängigkeit vom verwendeten Mittelungszeitraum auf der Basis der NCEP/NCAR-Daten. Auf A2 ergibt sich der höchste Ekmantransport mit -4.5 Sv für ein Mittel über den Monat der Datenaufnahme (November 1994) und der niedrigste mit -2.1 Sv für das Mittel über die sieben Monate Mai bis November 1994. Diese beiden Extremwerte werden in der vorliegenden Untersuchung zur Abschätzung der Unsicherheit bei der Bestimmung des Ekmantransports verwendet. Die entsprechenden Werte für A1/E betragen +0.4 bzw. -1.3 Sv und für A1/W +0.3 bzw. 0 Sv. Bei der Verwendung von Mittelungszeiträumen länger als zwei Jahre nähern sich die Werte dem klimatologischen Mittel von -2.8 Sv auf A2 und -0.9 Sv auf A1 und es werden keine Extremwerte mehr erreicht. Die Extremwerte, die sich durch die verschiedenen Mittelungszeiträume ergeben, umgrenzen auch die zwischenjährliche Variabilität und die Unterschiede durch die Verwendung verschiedener Wind- bzw. Windschubspannungsdatensätze. Letzteres zeigen Vergleichsrechnungen mit den ECMWF-Analysedaten (European Centre for Medium Range Weather Forecast) und der Klimatologie von *Hellermann und Rosenstein* (1983). Insofern ist mit diesen beiden Fällen die gesamte Unsicherheit bei der Berechnung des Ekmantransportes für die Boxmodelle abgedeckt.

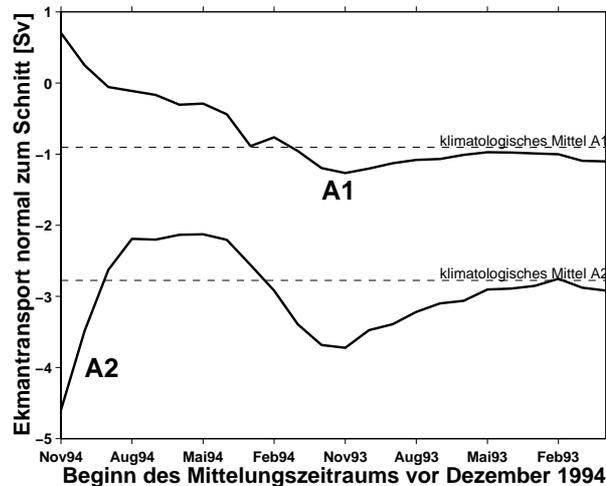


Abbildung 4.2: Ekmantransport normal zu A2 und A1 in Abhängigkeit vom Mittelungszeitraum. Basis sind die monatlichen Windschubspannungsfeldern des NCEP/NCAR Reanalyse-Modelldatensatzes.

An einer Beispielrechnung läßt sich veranschaulichen, daß der Unterschied im Ekmantransport, der sich durch die Verwendung der verschiedenen Mittelungszeiträume ergibt, einen erheblichen Einfluß auf den meridionalen Wärmefluß hat: Unter der Annahme, daß ein Ekmantransport an der Oberfläche (mittlere Temperatur 15°C) durch einen entgegengesetzten Ausgleichstransport in der Tiefe (mittlere Temperatur 5°C) kompensiert wird, ergibt sich für den A2-Schnitt bei einer Differenz von 2.4 Sv ein Unterschied von

0.1 PW im meridionalen Wärmefluß. Dieser Unterschied entspricht ca. 30% des Schwankungsbereichs aus der Literatur (Tabelle 2.6).

4.2 Die relativen geostrophischen Geschwindigkeiten

Das barokline geostrophische Geschwindigkeitsfeld $v_{geo}(x, z)$ relativ zu einem LNM wird aus dem gemessenen *in Situ* Dichtefeld $\rho(x, z)$ anhand der vertikal integrierten thermalen Windgleichung

$$v_{geo}(x, z) = -\frac{g}{f\rho_0} \int_{z_{LNM}}^z \frac{\partial \rho(x, z)}{\partial x} dz \quad (4.1)$$

berechnet, wobei f , g und ρ_0 der Coriolisparameter, die Erdbeschleunigung und die mittlere *in Situ Dichte* sind. Die Koordinate x verläuft parallel zum hydrographischen Schnitt, z ist die Tiefenkoordinate und $v_{geo}(x, z)$ ist die geostrophische Geschwindigkeit senkrecht zum Schnitt. Die einzigen Abschnitte eines Schnittes, auf den Gleichung 4.1 nicht anwendbar ist, sind die sogenannten „Bodendreiecke“. Als solche werden die Flächen zwischen zwei Profilen und der Horizontalen in der Tiefe des flacheren Profils bezeichnet. Bezüglich dieser Bodendreiecke kann kein horizontaler Dichtegradient berechnet werden und das Geschwindigkeitsfeld dort muß mit Hilfe eines zusätzlichen Verfahrens extrapoliert werden. In der vorliegenden Untersuchung werden zwei verschiedene Verfahren verwendet, um ein Abschätzung der Unsicherheit, die sich aus der Extrapolation im Bodendreieck ergibt, zu bekommen: (A) konstante Extrapolation mit dem letzten Geschwindigkeitswert oberhalb des Bodendreiecks (*Fiadeiro und Veronis*, 1983) und (B) Extrapolation nach einer Methode von Jacobsen & Jensen (*Fomin*, 1964). Letztere führt in der Tendenz die tiefste aus dem Dichtefeld bekannte Geschwindigkeitsscherung bis zur gewünschten Tiefe fort. Die Methode von Jacobsen & Jensen liefert eine lineare Geschwindigkeitsscherung von 0 am Profilde bis $\frac{H}{Lf^2}(\rho_i^{-1} - \rho_{i-1}^{-1})$ am Boden, wobei H die Tiefendifferenz, L der halbe Abstand zwischen den Stationen i und $i-1$ und ρ_i und ρ_{i-1} die jeweiligen Dichtewerte in der Tiefe des Profildes der flacheren Station sind. Beide Extrapolationen werden am Ende dieses Abschnittes anhand eines praktischen Beispiels verglichen.

Im Umgang mit geostrophischen Geschwindigkeiten müssen zwei weitere technische Details festgelegt werden. Das erste Detail resultiert aus der Tatsache, daß die geostrophischen Geschwindigkeiten nicht auf, sondern zwischen den Stationsprofilen berechnet werden. Für spätere Bilanzierungen müssen jedoch v , T und S an gemeinsamen Positionen bekannt sein. Um dies zu erreichen, werden die Stationspaarflächen halbiert und jeder halben Stationspaarfläche das nächstliegende T/S- und v -Profil zugeordnet (*Rudels*,

1987). Insgesamt wird so eine Verdoppelung der Profile erreicht. Durch dieses Verfahren wird vermieden, benachbarte Temperatur- und Salzgehaltsprofile mitteln zu müssen, was zu einer Verminderung räumlicher T,S Information führen würde. Das zweite Detail betrifft die flachen Profile, die die Tiefe des vorgegebenen LNM nicht erreichen. Bei diesen wird das Wasser direkt am Profilende als bewegungslos angenommen (*Fiadeiro und Veronis*, 1983). Zur Erstellung relativer geostrophischer Geschwindigkeiten für die vorliegende Untersuchung werden zuerst die Geschwindigkeiten anhand Gleichung 4.1 berechnet, dann die Stationspaarverdoppelung eingeführt und dann die Geschwindigkeiten im Bodendreieck extrapoliert.

An einem Beispiel läßt sich der Unterschied, der sich durch die Verwendung der zwei verschiedenen Extrapolationsverfahren ergibt, demonstrieren. Betrachtet wird der Teilabschnitt von A1/E vor Ostgrönland bis zur Mitte des Irmingerbeckens. Dort befinden sich die südwärtsgerichteten Strömungen EGC und DNBC mit ihren relativ hohen Bodengeschwindigkeiten (*Dickson und Brown*, 1994). Wählt man $\gamma_n = 28.00$ als LNM, welcher zwischen der LSW- und der ISOW-Schicht liegt, so ergibt sich in der Wassersäule eine Geschwindigkeitsverteilung, die qualitativ in Übereinstimmung mit Strömungsmessungen (*Bersch*, 1995; *Krauss*, 1995) ist. Die beiden Extrapolationsverfahren im Vergleich am Beispiel von zwei Profilen in dieser Region zeigt Abbildung 4.3 (oben). Beide Verfahren liefern extrem unterschiedliche Profilen und die Annahme scheint gerechtfertigt, daß sich zwischen diesen beiden Extrema das wahre, unbekannte Profilende befindet. Welche Unterschiede sich für die Geschwindigkeitsverteilung ergeben, demonstriert Abbildung ?? (unten). Der resultierende Transportunterschied beträgt 3.0 Sv, wobei über die ganze Wassersäule im Fall der konstanten Extrapolation 7.5 Sv und im Fall der Extrapolation nach Jacobsen und Jensen 10.5 Sv nach Süden strömen. Letzteres Verfahren führt somit zu einer Steigerung des Transportes im Bodendreieck um 47%.

4.3 Zusammenfassung der Eingangsgrößen und ihrer Unsicherheiten

Bisher wurden alle Eingangsgrößen, die dem LNM- und dem Inversen Boxmodell gemeinsam sind, festgelegt. Es folgt eine Aufzählung dieser Größen und ihrer Unsicherheiten und ein zusammenfassender Überblick in Tabelle 4.2. Die Unsicherheiten werden später verwendet, um eine Abschätzung des Fehlers der beiden Boxmodelle zu erhalten.

Ekmantransport (Abschnitt 4.1): Die größte Unsicherheit ist der Zeitraum, über den gemittelt werden muß, um einen Ekmantransport zu bestimmen, der zu einem gemessenen geostrophischen Gleichgewichtszustand im Ozean gehört. Die Funktion des Ekmantransportes in Abhängigkeit vom Mittelungszeitraum ergab zwei Extremwerte (E_{max} und E_{min}), die getestet werden sollen.

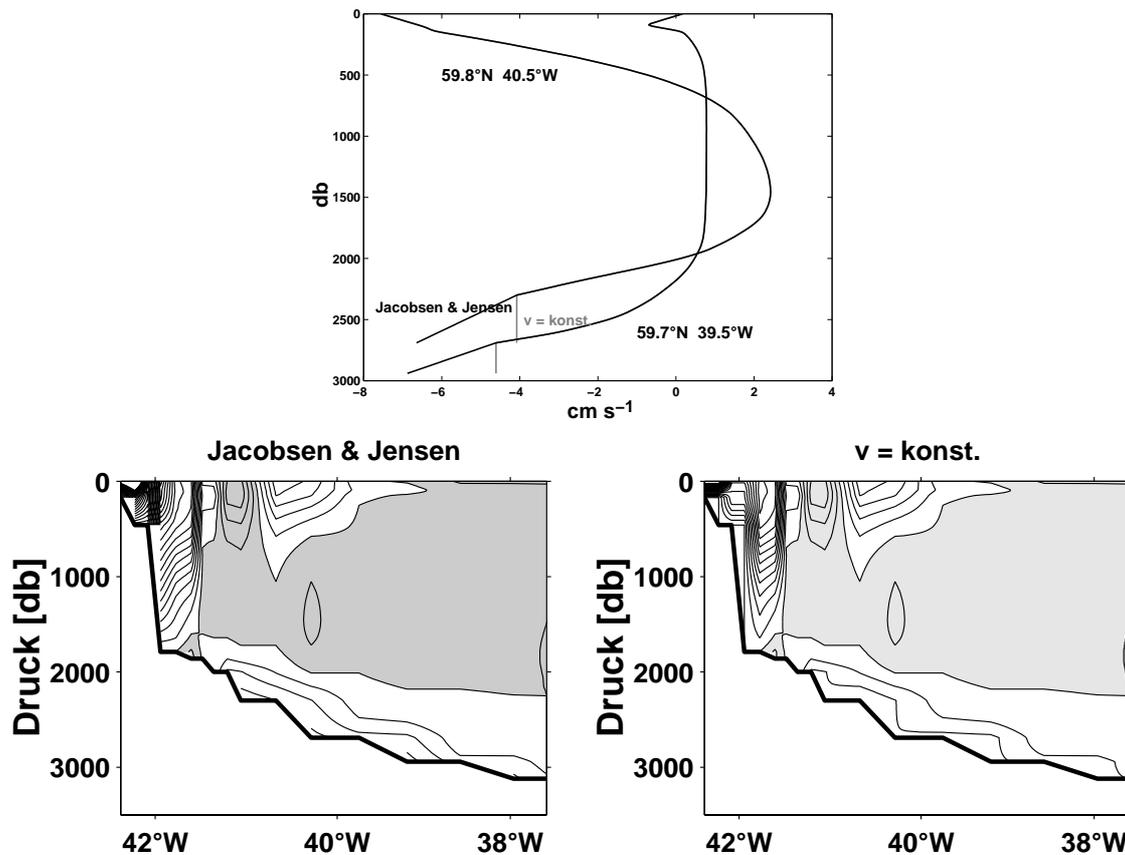


Abbildung 4.3: Zwei verschiedene Extrapolationsverfahren für die Geschwindigkeit im Bodendreieck: Konstante Extrapolation mit dem letzten Wert und Extrapolation nach Jacobsen und Jacobsen & Jensen (*Fomin*, 1964). Oben: Dargestellt sind zwei Profile von A1/E über dem ostgrönländischen Kontinentalabhang. Unten: Die verschiedenen Geschwindigkeitsverteilungen im Vergleich. Isolinien in Intervallen von 2 cm s^{-1} .

Austausch durch den Kanadischen Archipel (Abschnitt 2.1.3): Die Austauschraten in der Literatur liegen zwischen 1 und 1.7 Sv. Für den Süßwasserfluß ergeben sich Werte zwischen 0.029 und 0.053 Sv.

Austausch durch die Beringstraße (Abschnitt 2.1.3): Aus der Literatur ging hervor, daß der Austausch relativ konstant bei 0.8 Sv im Jahresmittel liegt. Eine Variation dieser Größe wird daher nicht vorgenommen.

Grenzflächen (Abschnitt 3.3): Bei der Auswahl von Grenzflächen anhand von hydrographischen Kriterien (z.B. Trennung von Wassermassen) ergab sich ein gewisser Spielraum. Es werden zwei verschiedene Varianten verwendet.

Relatives geostrophisches Geschwindigkeitsfeld (Abschnitt 3.1 und 4.2): Bei der Berechnung ergaben sich zwei Unsicherheiten. Die erste Unsicherheit betrifft die Verknüpfung von verschiedenen Datensätzen, die notwendig wurde, da der Hauptdatensatz „Schlechtwetter-

Lücken“ aufwies (Abschnitt 3.1). Die Lücke auf A2, im Gebiet des NAC, wurde verwendet, um die Unsicherheit durch nicht-synoptische Beprobung zu demonstrieren: zwei verschiedene Kombinationen wurden aufgestellt. Die zweite Unsicherheit ergab sich durch die Auswahl eines Verfahrens zur Extrapolation im Bodendreieck (Abschnitt 4.2). Es werden zwei verschiedene Verfahren verwendet.

Die Zusammenfassung der Unsicherheiten enthält Tabelle 4.2. In der 2. und 3. Spalte stehen dabei jeweils die zwei Grenzwerte bzw. die zwei Möglichkeiten einer Eingangsgröße. Die Modellkonfiguration in der 2. Spalte wird als Referenzfall A bezeichnet. Die Kürzel in der 4. Spalte werden später innerhalb einer Fallstudie (Abschnitt 5.4.2) zum Inversen Boxmodell verwendet.

Tabelle 4.2: Die Unsicherheiten bei der Festlegung der Modellkonfiguration des LNM- und des Inversen Boxmodells. Die Grenzwerte sind angegeben. Die Kürzel stehen für die Einzelstudien zum Inversen Boxmodell (Abschnitt 5.4.2), in denen jeweils ein Bestandteil der Modellkonfiguration relativ zu Referenzfall A variiert wird.

Bestandteil der Modellkonfiguration	Grenzwerte		Kürzel für Studien
	(Referenzfall A)		
Ekmantransport	E_{max}	E_{min}	B
Austausch durch den Kanadischen Archipel	1 Sv	1.7 Sv	C
Extrapolation im Bodendreieck	lineare tiefenabhängige Extrapolation	konstante Extrapolation	D
Tiefenlage der Grenzflächen	$\gamma_n = 27.8/28/28.094$	$\gamma_n = 27.89/27.98/28.09$	E
Verknüpfung der Reisen Meteor 30/2 und Hudson 9430	1. Kombination	2. Kombination	F

4.4 Das LNM-Boxmodell

Das LNM-Boxmodell basiert auf der Annahme, daß auf jedem der drei Schnitte ein LNM existiert und der Ekman- sowie der geostrophische Transport über die Schnitte den Austausch durch den Kanadischen Archipel und die Beringstraße kompensieren. Der LNM, der zur Erfüllung dieser Annahmen führt, wird hier empirisch bestimmt. Als LNM werden Neutrale Flächen verwendet, die definiert sind als solche, auf denen sich Wasserteilchen bewegen können, ohne ihre Entropie zu ändern. Dahinter steht die Annahme, daß sich die Wasserteilchen in unmittelbarer Nähe der Schnitte auf Neutralen Flächen bewegen

und in Folge auch der LNM, der sich zwischen den bewegten Wasserteilchen befindet, eine Neutrale Fläche ist.

Die Bedingungen des LNM-Boxmodells sind

$$,_{geo}^{A2} + ,_{Ek}^{A2} + ,_{Ber} = ,_{A2} = 0 \quad (4.2)$$

$$,_{geo}^{A1/E} + ,_{Ek}^{A1/E} + ,_{Ber} + ,_{KA} = ,_{A1/E} = 0 \quad (4.3)$$

$$,_{geo}^{A1/W} + ,_{Ek}^{A1/W} + ,_{KA} = ,_{A1/W} = 0, \quad (4.4)$$

wobei $,_{geo}$ und $,_{Ek}$ der geostrophische Transport und der Ekmantransport auf dem jeweiligen Schnitt und $,_{KA}$ und $,_{Ber}$ die Austauschraten durch den Kanadischen Archipel und die Beringstraße sind. Volumenflüsse durch die Meersoberfläche werden vernachlässigt. $,_{geo}^{A2}$, $,_{geo}^{A1/E}$ und $,_{geo}^{A1/W}$ werden nun bestimmt, indem empirisch die LNM gesucht werden, die zur Erfüllung der Gleichungen 4.2 bis 4.4 führen.

Die Größen $,_{A2}$, $,_{A1/E}$ und $,_{A1/W}$ in Abhängigkeit vom LNM für die Konfiguration von Referenzfall A (Tabelle 4.2) zeigt Abbildung 4.4. Die LNM werden zwischen $\gamma_n = 27.50$ und 28.10 und damit zwischen dem Boden der SPMW-Schicht und dem Boden der ISOW-Schicht variiert. Die in Kapitel 3.3 festgelegten Schichtgrenzen sind grau hervorgehoben. Aus Abbildung 4.4 geht hervor, daß alle drei Kurven für einen LNM im obersten Teil der LSW-Schicht die Nulllinie schneiden; für diese LNM sind die Boxbilanzen ausgeglichen und die Bedingungen des LNM-Boxmodells erfüllt. Unter Berücksichtigung aller Unsicherheiten bei der Modellkonfiguration liegen diese LNM auf A1/W zwischen $\gamma_n = 27.92$ und 27.93 , auf A1/E konstant bei $\gamma_n = 27.88$ und auf A2 zwischen $\gamma_n = 27.80$ und 27.82 . Der vertikale Abstand zwischen diesen Neutralen Flächen beträgt maximal 500 db (Abbildung 3.7).

Nun wird untersucht, inwieweit das LNM-Boxmodell eine realistische Abschätzung liefert. Dazu werden meridionale Wärme- und Süßwasserflüsse bzw. die Transportbilanzen der vier Schichten der SPNA-Box aus dem Transportfeld abgeleitet und mit den Erwartungsbereichen aus Tabelle 2.6 bzw. mit zu erwartendem Austausch zwischen den Schichten verglichen. Der Vergleich der Flüsse (Tabelle 4.3) zeigt, daß der meridionale Wärme- und Süßwasserfluß auf A2 innerhalb und auf A1/E knapp außerhalb des Erwartungsbereichs liegt. Die Divergenzen im ozeanischen Wärme- und Süßwasserfluß sind deutlich im Widerspruch zu den Erwartungswerten: Statt einer zu erwartenden Konvergenz im Wärme- und Süßwasserfluß, die einer Wärmeabgabe an die Atmosphäre entspricht, resultiert eine Divergenz und statt einer zu erwartenden Divergenz im Süßwasserfluß, die einem Süßwassereintrag aus der Atmosphäre entspricht, resultiert eine Konvergenz. Die Transportungleichgewichte der vier Schichten der SPNA-Box betragen je nach Modellkonfiguration

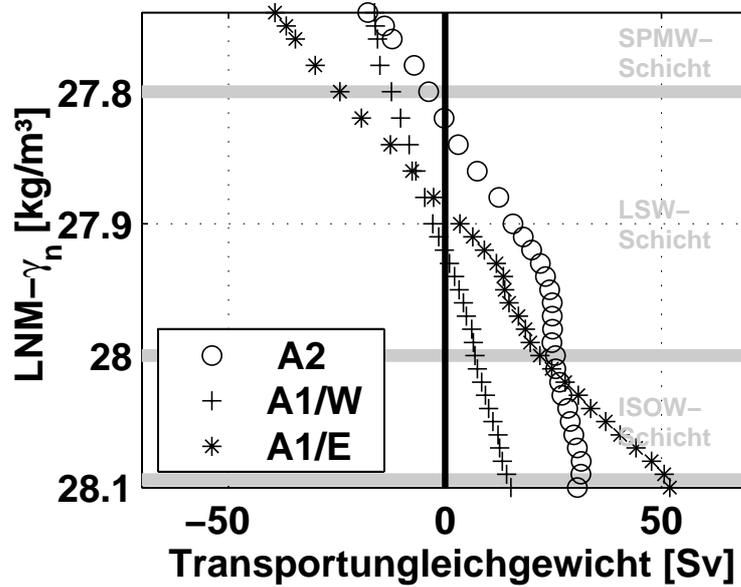


Abbildung 4.4: γ_n^{A2} , $\gamma_n^{A1/E}$ und $\gamma_n^{A1/W}$ als Funktion vom LNM für Referenzfall A (Tabelle 4.2). Als LNM sind Neutrale Flächen (γ_n) zwischen 27.5 und 28.1 verwendet worden.

-5 bis -11 Sv (SPMW-Schicht), -2 bis -5 Sv (LSW-Schicht), 3 bis 6 Sv (ISOW-Schicht) und 7 bis 8 Sv (Bodenschicht). Diese lassen sich mit zu erwartenden vertikalen Austauschraten zwischen den Schichten vergleichen. Unter der Annahme, daß innerhalb der SPNA-Box keine tiefreichende Konvektion bis zur obersten Grenzfläche (zwischen SPMW und LSW) stattfindet, und eine mittlere Auftriebsgeschwindigkeit von $1 \cdot 10^{-7} \text{ cm s}^{-1}$, die sich aus der Tiefenwasserproduktion im Weltozean von 25 Sv (*Munk und Wunsch, 1998*) ergibt, herrscht, resultiert ein zu erwartender Austausch von ca. 0.4 Sv zwischen den Schichten. Die oben aufgelisteten Transportungleichgewichte sind mehr als eine Größenordnung größer und können daher als unrealistisch interpretiert werden.

Tabelle 4.3: Ergebnisse des LNM-Boxmodells im Vergleich zum Erwartungsbereich (Tabelle 2.6). Schwankungsbereiche entsprechen den Unsicherheiten bei der Modellkonfiguration. Positive Werte sind nach Norden gerichtet bzw. entsprechen einer Konvergenz.

		LNM-Boxmodell	Erwartungsbereich
Wärmefluß [PW]	A2	0.37 bis 0.49	0.30 bis 0.70
	A1	0.58 bis 0.67	0.22 bis 0.57
	Divergenz	0.10 bis 0.29	-0.09 bis -0.30
Süßwasserfluß [Sv]	A2	-0.13 bis -0.10	-0.28 bis 0.10
	A1	-0.23 bis -0.22	-0.20 bis -0.11
	Divergenz	-0.13 bis -0.10	0.02 bis 0.06

Zusammenfassend sind weder die resultierende Wärme- und Süßwasserflüsse noch das Transportfeld selbst realistisch. Somit ist gezeigt worden, daß das LNM-Boxmodell keine zufriedenstellende Abschätzung liefern kann. Dieses Ergebnis ist die Motivation, durch die zusätzliche Bedingung „ausgeglichene Transportbilanzen der vier Schichten der SPNA-Box“ unter Anwendung eines Inversen Boxmodells eine realistischere Abschätzung des geostrophischen Geschwindigkeitsfeldes zu erhalten.

4.5 Initialer LNM für das Inverse Boxmodell

Das initiale barokline Geschwindigkeitsfeld für das Inverse Boxmodell sollte möglichst realistisch sein, denn das Inverse Boxmodell liefert nur die minimale barotrope Korrektur, die zur Erfüllung der Modellbedingungen notwendig ist (Abschnitt 5.1). Es sollte daher möglichst gut die „vernünftig“ gewählten Bedingungen an das Inverse Boxmodell erfüllen und möglichst gut mit unabhängigen Beobachtungen übereinstimmen.

Der vorhergehende Abschnitt zeigte bereits, daß ein LNM zwischen SPMW und LSW zu ausgeglichenen Transportbilanzen der drei Boxen führt. Um herauszufinden, welcher LNM zu ausgeglichenen Bilanzen der vier Schichten der SPNA-Box führt, bzw. welcher LNM die Transportungleichgewichte der Schichten minimiert, wird auf ein empirisches Verfahren von *Fiadeiro und Veronis* (1982) zurückgegriffen. Danach wird der Betrag der Transportungleichgewichte der einzelnen Schichten (γ_i) in Abhängigkeit vom LNM aufgetragen (Abbildung 4.5) und der LNM gesucht, der die Bedingung

$$\min(\gamma_n) = \min\left(\sum_{i=1}^k \gamma_i^2\right)^{-\frac{1}{2}}. \quad (4.5)$$

erfüllt. Ergebnis der empirischen Suche für eine Konfiguration entsprechend Referenzfall A ist ein Minimum von $\gamma_n = 10$ Sv bei einem LNM ($\gamma_n = 28.00$), der der Grenzfläche zwischen LSW und ISOW entspricht. Die für diesen LNM resultierenden Ungleichgewichte in den einzelnen Schichten sind -6.4 Sv (SPNA-Schicht), -4.3 Sv (LSW-Schicht), 3.9 Sv (ISOW-Schicht) und 3.5 Sv (Bodenschicht) und liegen somit weit oberhalb der zu erwartenden vertikalen Auftriebstransporte (0.4 Sv, Abschnitt 4.4). Das meridionale Transportungleichgewicht über A1 und A2 für diesen LNM liegt bei ca. 25 Sv nach Norden (Abbildung 4.4) und ist somit ebenfalls unrealistisch.

Es stehen somit hinsichtlich der Bedingungen an das Inverse Boxmodell zwei verschiedene LNM zur Auswahl: ein flacher LNM zwischen SPMW und LSW, welcher zu ausgeglichenen Bilanzen der SPNA-, ARK- und LS-Box führt und ein tiefer LNM zwischen LSW und ISOW, welcher den baroklinen Nettotransport in die vier Schichten der

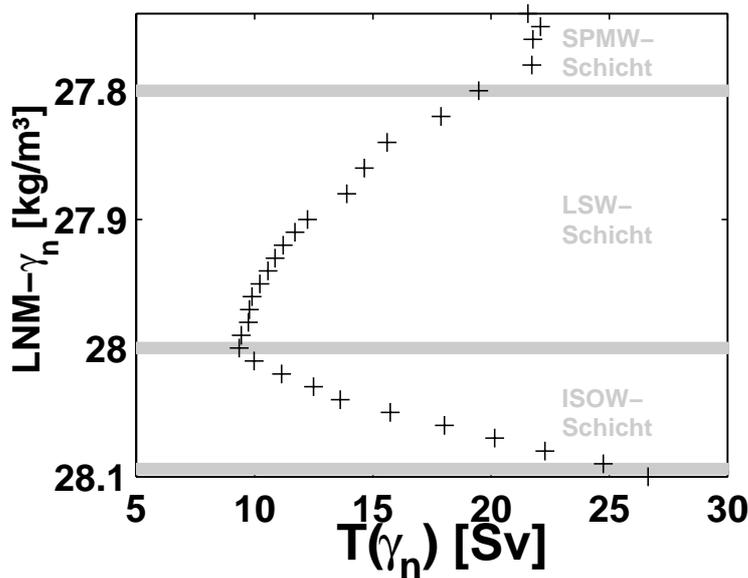


Abbildung 4.5: Betrag der geostrophischen, baroklinen Transportungleichgewichte in den vier Schichten der SPNA-Box, (γ_n) für variierende Bezugsniveaus. Konfiguration entsprechend Referenzfall A (Tabelle 4.2).

SPNA-Box minimierte.

Um eine Auswahl zwischen diesen beiden Bezugsflächen zu treffen, können Hinweise aus der Literatur verwendet werden. *Krauss* (1995) erhielt aus dem Vergleich von Driftermessungen und hydrographischen Daten aus dem Jahre 1988 entlang 62° N eine Schicht minimaler Geschwindigkeit direkt oberhalb der beiden „overflow“-Komponenten DSOW und ISOW. *Clarke et al.* (1998) erstellten anhand von Daten des Strömungsmessfelderdes ACM6 (Teilabschnitt von A2 vor Neufundland; siehe auch Abschnitt 3.1) ein mittleres Geschwindigkeitsfeld für die westliche Randstromregion. Auch aus dieser Darstellung geht eine relativ tiefe Schicht minimaler Geschwindigkeit hervor. Ebenfalls liefern auch alle Strömungsmessungen vor Ostgrönland (Tabelle 1.1) einen Hinweis für die Existenz einer tiefen Schicht geringer Geschwindigkeit: Tests mit verschiedenen Bezugsniveaus zeigten, daß aus hydrographischen Daten nur für einen tiefen LNM eine, wenn auch nur qualitative Übereinstimmung erreicht werden konnte. Weiter spricht für die Verwendung einer tiefen Minimumsschicht, daß innerhalb des Untersuchungsgebietes auch *Sy* (1988) und *Bacon* (1997) für ihre Inversen Boxmodelle solch eine verwendeten und Ergebnisse erhielten, die mit aus der Literatur bekannten Eigenschaften der Zirkulation übereinstimmen. *Sy* (1988) verwendet für ein Gebiet über dem Mittelatlantischen Rücken zwischen 40° und 53° N einen initialen LNM von $\sigma_2 = 36.97 \text{ kg m}^{-3}$ (ca. $\gamma_n = 28.00$) und *Bacon* (1997) für ein Gebiet auf der Höhe von A1/E einen initialen LNM von

$\sigma_2 = 36.93$ kgm ($\gamma_n = 27.96$).

Den vorhergehenden Argumenten folgend wird für das Inverse Boxmodell das tiefe Bezugsniveau $\gamma_n = 28.00$ verwendet. Innerhalb der Sensitivitätsstudie in Abschnitt 5.4 wird das Bezugsniveau des initialen baroklinen Geschwindigkeitsfelds zwischen $\gamma_n = 27.98$ und 28.00 variiert.

4.6 Zusammenfassung

In diesem Kapitel wurden für das LNM- und das Inverse Boxmodell der Ekmantransport und die relativen geostrophischen Geschwindigkeiten berechnet. Weiter wurden das LNM-Boxmodell angewendet und das initiale geostrophische Geschwindigkeitsfeld für das Inverse Boxmodell bestimmt.

- Der Ekmantransport auf den Schnitten kann aufgrund seiner hohen saisonalen Variabilität nur mit großer Unsicherheit bestimmt werden. Zur Abschätzung dieser Unsicherheit wurden zwei Extremwerte in Abhängigkeit vom Mittelungszeitraum bestimmt, die die Ober- und Untergrenze angeben. Für A2 ergeben sich -4.5 bzw. -2.1 Sv, für A1/E +0.4 bzw. -1.3 Sv und für A1/W 0.3 bzw. 0 Sv (positive Werte sind nordwärtige Transporte).
- Bei der Bestimmung der relativen geostrophischen Geschwindigkeiten wurden zwei verschiedene Verfahren zur Extrapolation im „Bodendreieck“ getestet: eine konstante und eine tiefenabhängige lineare Extrapolation. Für die Region vor Ostgrönland, ein Gebiet mit bodenintensivierten Strömungen, ergab sich ein Transportunterschied von 3.0 Sv, wobei die tiefenabhängige Extrapolation mit insgesamt 10.5 Sv über die gesamte Wassersäule höhere Transporte lieferte. Da die wahre Geschwindigkeit im Bodendreieck unbekannt ist, wurden beide Verfahren verwendet, um eine Fehlerabschätzung zu erhalten.
- Ergebnis des LNM-Boxmodells sind geostrophische Geschwindigkeitsfelder für die Schnitte A1/W, A1/E und A2, welche den Ekmantransport und den Transport durch den Kanadischen Archipel und die Beringstraße kompensieren. Diese Forderungen konnten für „levels of no motion“ (LNM), die zwischen den Neutralen Flächen $\gamma_n = 27.80$ und 27.93 liegen, erfüllt werden. Die „levels of no motion“ befinden sich alle innerhalb eines 500 db Intervalls im obersten Teil der LSW-Schicht. Sie variieren mit den Schnitten sowie mit den Unsicherheiten der Eingangsgrößen. Die resultierenden ozeanischen Wärme- und Süßwasserflüsse sind nur auf A2 in Übereinstimmung mit dem Erwartungsbereich, der in Abschnitt 2.4 aufgestellt wurde. Auf A1 sind sie gegenüber dem Erwartungsbereich vom Betrag her zu hoch. Deutlich im Gegensatz zum Erwartungsbereich sind die Flüsse der SPNA-Box: Statt einer zu erwartenden Konvergenz im Wärmefluß, die einer Wärmeabgabe an die Atmosphäre entspricht, resultiert eine Divergenz; statt einer zu erwartenden Divergenz im Süßwasserfluß, die einem Süßwassereintrag aus der Atmosphäre entspricht, resultiert eine Konvergenz. Die resultierenden Transportungleichgewichte der Tiefenwasserschichten (LSW-, ISOW- und Bodenwasserschicht) in der SPNA-Box sind

ca. zehn- bis zwanzigmal höher als der zu erwartende Auftrieb von ca. 0.4 Sv und somit ebenfalls unrealistisch.

- Für das initiale geostrophische Geschwindigkeitsfeld des Inversen Boxmodells wurde als LNM die Neutrale Fläche $\gamma_n = 28.00$ gewählt, die zwischen der LSW- und der ISOW-Schicht liegt. Diese Fläche stimmt mit beobachteten Niveaus minimaler Geschwindigkeit überein, was für die „levels of no motion“ des LNM-Boxmodells, die zwischen der SPMW- und LSW-Schicht lagen, nicht zutraf. Der LNM bei $\gamma_n = 28.00$ minimiert die Transportungleichgewichte in den vier Schichten der SPNA-Box auf 4 bis 6 Sv und hinterläßt einen Meridionaltransport von ca. 25 Sv nach Norden.

Zusammenfassend wurde in diesem Kapitel gezeigt, daß durch die Annahme eines LNM kein realistisches geostrophisches Geschwindigkeitsfeld berechnet werden kann. Daraus folgt die Motivation unter Anwendung eines Inversen Boxmodells eine barotrope Korrektur abzuschätzen, die zu einer Verbesserung des geostrophischen Geschwindigkeitsfeldes führt.

5. Das Inverse Boxmodell

In diesem Kapitel wird das totale Geschwindigkeitsfeld auf den Schnitten A1/W, A1/E und A2 unter Anwendung eines Inversen Boxmodells abgeschätzt. Dazu wird das Matlabprogramm Dobox 4.2 (*Morgan*, 1994) verwendet. Das Inverse Boxmodell fordert über ausgeglichene Boxbilanzen hinaus auch ausgeglichene Bilanzen der vier Schichten der SPNA-Box und stellt somit gegenüber dem LNM-Boxmodell eine Erweiterung dar. Diese Forderung erfüllt das Inverse Boxmodell durch eine zusätzliche barotrope Geschwindigkeit.

Zuerst wird die Methode allgemein vorgestellt. Dann werden die Besonderheiten in Bezug auf die vorliegende Untersuchung erörtert sowie die Modellkonfiguration erläutert. Unter den bis dahin diskutierten Gesichtspunkten werden Experimente durchgeführt. Innerhalb der Experimente wird festgelegt, welcher spezielle Lösungsweg für die vorliegende Arbeit sinnvoll ist. Zum Schluß wird der Fehler durch Unsicherheiten bei der Modellkonfiguration abgeschätzt.

5.1 Methode

Die grundlegenden Annahmen der Inversen Boxmodellierung sind, daß 1.) ein quasistationärer Gleichgewichtszustand betrachtet wird und 2.) das Geschwindigkeitsfeld auf den Schnitten aus einem bekannten und einem unbekanntem Anteil besteht. Im Allgemeinen setzt sich der bekannte Anteil aus einem geostrophischen Geschwindigkeitsfeld relativ zu einem LNM und dem Ekmantransport zusammen. Der unbekanntem, gesuchte Anteil ist eine barotrope Korrekturgeschwindigkeit, deren Berücksichtigung zur Schließung der Transportbilanzen definierter Volumina führt. Die einzelnen Volumina werden durch Schnitte, Küsten und charakteristische Flächen in der Wassersäule wie z.B. Neutrale Flächen begrenzt. Existieren zusätzliche Verbindungen zu anderen Meeresgebieten, wie beim vorliegenden Problem die Beringstraße und der Kanadische Archipel, werden Austauschraten durch diese vorgegeben. Als Folge dieser Annahmen kann ein System linearer Erhaltungsgleichungen aufgestellt werden, deren Unbekannte die barotropen Korrekturgeschwindigkeiten zwischen den Stationen auf den Schnitten sind. In der Ozeanographie wurde die Invertierung eines Gleichungssystems mit dem Ziel, eine barotrope Korrekturgeschwindigkeit zu erhalten, erstmals von *Wunsch* (1977) durchgeführt.

In der vorliegenden Anwendung werden geschlossene Bilanzen der vier Schichten der SPNA-Box (Kapitel 3) und geschlossene Bilanzen der LS- und ARK-Box gefordert. Diese Forderung kann für einzelne Parameter (z.B. Volumen, Wärme oder Salz) sowie deren Kombinationen gestellt werden. Bei der Forderung nach geschlossener Salzbilanz können verbleibende Wärme- und Volumenungleichgewichte als Flüsse zwischen Ozean und Atmosphäre interpretiert werden. Bei Forderung geschlossener Bilanzen aller Parameter müssen Flüsse durch die Meeresoberfläche vorgegeben werden.

Wird die Erhaltung nur einer Größe wie z.B. Salz gefordert, ergeben sich für die ARK- und LS-Box und die vier Schichten der SPNA-Box sechs initiale Transportungleichgewichte, $\mathbf{\Gamma} = (\Gamma_1, \dots, \Gamma_6)$, und eine gesuchte barotrope Geschwindigkeitskorrektur $\mathbf{v}_{bt} = (v_{bt_1}, \dots, v_{bt_n})$, die die Ungleichgewichte ausgleicht. Das inverse Problem lautet dann

$$\sum_{i=1}^n A_{ij} v_{bt_j} = -\Gamma_i \quad (5.1)$$

A_{ij} ist das Produkt der durch ein Stationspaar über die Box- bzw. Schichttiefe aufgespannten Fläche mit dem mittleren Salzgehalt dieser Fläche, v_{bt_j} die barotrope Geschwindigkeit zwischen zwei Stationen und n die Anzahl der Stationspaare. In Matrixschreibweise lautet das lineare Gleichungssystem 5.1

$$\mathbf{A} \mathbf{v}_{bt} = -\mathbf{\Gamma} \quad (5.2)$$

mit den Dimensionen $(m \times n)(n \times 1) = (m \times 1)$, wobei m die Anzahl der Gleichungen ist.

Selbst bei maximaler Ausnutzung aller Boxen und Erhaltungsparameter (Volumen, Temperatur, Salzgehalt) würde sich im untersuchten Fall ein lineares Gleichungssystem mit nur $m = 18$ Gleichungen bei $n = 121$ (Anzahl der Stationspaare) unbekanntem barotropen Korrekturgeschwindigkeiten v_{bt_i} ergeben. Das Gleichungssystem ist in jedem Fall stark unterbestimmt und läßt sich nicht eindeutig lösen. Zusätzliche Bedingungen müssen an das Boxmodell gestellt werden, um aus einer unendlichen Menge von Lösungen eine bestimmte Lösung zu ermitteln. Die am häufigsten gestellte Bedingung ist, den Lösungsvektor des Gleichungssystem im Sinne der kleinsten Quadrate zu minimieren. Im ungewichteten Fall, wie er in Gleichungssystem 5.2 dargestellt ist, entspricht diese Bedingung der Suche nach der barotropen Korrekturgeschwindigkeit $\mathbf{v}_{bt} = (v_{bt_1}, \dots, v_{bt_n})$ mit der kleinsten kinetischen Energie, die zur Erfüllung der Gleichungen notwendig ist. Für diese Forderung liefert die Singulärwertzerlegung („singular value decomposition“, SVD) der Matrix \mathbf{A} eine eindeutige Lösung (Lanczos, 1961).

Dieses Verfahren zerlegt die Matrix \mathbf{A} in Matrizen von Eigenvektoren $\mathbf{U}(m \times p)$ und $\mathbf{V}(n \times p)$ und in die Diagonalmatrix von Eigenwerten $\mathbf{\Lambda}(p \times p)$

$$\mathbf{A} = \mathbf{U}\mathbf{\Lambda}\mathbf{V}^T, \quad (5.3)$$

wobei p der Rang der Matrix \mathbf{A} ist. Diese Zerlegung erlaubt es, eine „Pseudo-Inverse“ (Lanczos, 1961) \mathbf{H}

$$\mathbf{H} = \mathbf{V}\mathbf{\Lambda}^{-1}\mathbf{U}^T \quad (5.4)$$

der Matrix \mathbf{A} zu bilden. Der Lösungsvektor $\mathbf{v}_{\mathbf{bt}}$ lautet dann

$$\mathbf{v}_{\mathbf{bt}} = \mathbf{H}(-\mathbf{\Gamma}) = \mathbf{V}\mathbf{\Lambda}^{-1}\mathbf{U}^T(-\mathbf{\Gamma}) \quad (5.5)$$

(Matrixschreibweise)

$$\mathbf{v}_{\mathbf{bt}} = \sum_{i=1}^p \frac{u_i \cdot (-\mathbf{\Gamma})}{\lambda_i} v_i \quad (5.6)$$

(Vektorschreibweise)

Ein wesentlicher Punkt bei der Invertierung ist es, den Einfluß linear abhängiger Gleichungen zu minimieren. In Anwesenheit von Fehlern ist es nicht eindeutig, ob das Hinzufügen einer weiteren Gleichung zusätzliche, unabhängige Information liefert oder nicht. Fehler können durch Meßfehler, falsche physikalische Annahmen und instationäre Prozesse entstehen. Werden nahezu linear abhängige Gleichungen verwendet, existieren Eigenwerte, die quasi Null sind und in Folge den Nenner von Gleichung 5.6 gegen Null gehen lassen, was $\mathbf{v}_{\mathbf{bt}}$ unrealistisch groß werden läßt. Diese künstliche Amplifikation läßt sich auch physikalisch veranschaulichen: Werden durch Fehler künstliche Ungleichgewichte erzeugt, erfordert der Ausgleich dieser Ungleichgewichte ebenfalls unrealistische Geschwindigkeitskorrekturen. Da das Gleichungssystem bereits „vernünftigen“ Bedingungen unterliegt, können zur Korrektur dieser künstlichen Ungleichgewichte extreme Amplituden im Vektor der Geschwindigkeitskorrektur $\mathbf{v}_{\mathbf{bt}}$ notwendig sein. In der praktischen Anwendung Inverser Boxmodelle ist daher immer ein Kompromiß zwischen Unterdrückung künstlicher Geschwindigkeitskorrekturen und einer möglichst hohen Anzahl verwendeter Gleichungen zur Gewährleistung maximaler Auflösung zu treffen.

In bisherigen Anwendungen Inverser Boxmodelle werden mehrere Verfahren zur Handhabung dieses Problems verwendet:

A) Unter Verwendung von Gleichung 5.6 können durch die Bestimmung eines „cut-off“ Ranges $p_{cut-off} \leq m$ der Einfluß linear abhängiger Gleichungen vermieden werden. Kriterien zur Bestimmung von $p_{cut-off}$ sind das Verhältnis vom kleinsten zum größten verwendeten Eigenwert („condition number“, CN, die Varianz des Lösungsvektors \mathbf{v}_{bt} , das verbleibende Transportungleichgewicht ($\mathbf{e} = \mathbf{A}\mathbf{v}_{bt} + \mathbf{\Gamma}$) (Sy, 1988) oder die Übereinstimmung mit unabhängigen Beobachtungen, wie z.B. Strömungsmessungen mit einem schiffsgebundenen ADCP (Bacon, 1997).

B) Ein anderer Weg wird als „tapered least square“ Verfahren bezeichnet (Wunsch, 1978). Dieses Verfahren stellt eine abgewandelte Form von Gleichung 5.6 dar, in der direkt ein erlaubtes Transportungleichgewicht ($\bar{\sigma}^2$) Berücksichtigung findet. Innerhalb dieses Verfahrens wird die Lösung als Funktion von $\bar{\sigma}^2$ studiert, um ein geeignetes $\bar{\sigma}^2$ zu bestimmen („ridge analysis“, Wunsch, 1978).

Insgesamt laufen diese und ähnliche Verfahren darauf hinaus, ein Restungleichgewicht in den Bilanzen zu erlauben, um unrealistische Korrekturen zu vermeiden bzw. durch die Modellannahmen nicht erfaßte Prozesse zu berücksichtigen. Über die vorgestellten Verfahren hinaus („cut-off“, „tapered least square“) lassen sich noch zusätzliche Bedingungen an die Lösung stellen, um die Unterbestimmtheit des Problems weiter zu reduzieren. Eine solche Bedingung ist zum Beispiel, daß eine bestimmte Varianz im Lösungsvektor oder eine bestimmte Differenz zwischen einzelnen Komponenten des Lösungsvektors nicht überschritten werden darf. Letztere wird auch als „smoothed solution“ bezeichnet (McIntosh und Rintoul, 1997; Wunsch, 1997).

Bei jedem dieser Verfahren ist es notwendig, über \mathbf{A} und $\mathbf{\Gamma}$ hinaus den Wert bestimmter Größen wie z.B. CN, Restungleichgewicht, Varianz der Lösung, Gradient des Lösungsvektors zu quantifizieren. Um eine Auswahl zu treffen, werden zusätzliche unabhängige Informationen über die Zirkulation und unabhängige Abschätzung von Fehlern verwendet und das Verhalten der Lösung als Funktion dieser Parameter studiert. Letztendlich bleibt bei der Auswahl jedoch immer ein Teil der Entscheidung subjektiv.

Ein weiterer wichtiger Aspekt bei der Aufstellung von Inversen Boxmodellen ist die Gewichtung. Die Lösung von Gleichung 5.6, die barotrope Korrekturgeschwindigkeit \mathbf{v}_{bt} , wird im wesentlichen durch die Verteilung von Schichtdicken und Stationspaarflächen bestimmt: Die Eigenwerte und Eigenvektoren werden aus \mathbf{A} bestimmt, welches sich aus den Produkten von Schichtdicke, Stationsabstand und Eigenschaft zusammensetzt.

Für einen Ein-Schichtenfall demonstriert Veronis (1987) das Verhalten der Lösung: Ohne Gewichtung ist die Lösung proportional zu den Stationspaarflächen und der Korrekturtransport proportional zum Quadrat der Stationspaarflächen; mit einer Gewichtung, die invers-proportional zur Quadratwurzel der Stationspaarfläche ist, ist die Korrekturgeschwindigkeit einheitlich verteilt und der Korrekturtransport proportional zu

den Stationspaarflächen. Dem entsprechend werden in den meisten Anwendungen Inverser Boxmodelle (z.B. *Wunsch*, 1978) die Spalten der Matrix \mathbf{A} mit der Quadratwurzel der Spaltenlängen von \mathbf{A} normiert. Das Gleichungssystem 5.2 verändert sich dann zu

$$\mathbf{A}\mathbf{W}^{-1}\mathbf{W}\mathbf{v}_{bt} = -\mathbf{\Gamma}, \quad (5.7)$$

wobei \mathbf{W} eine Diagonalmatrix mit den entsprechenden Gewichten ist. Da auf der Grundlage von Gleichung 5.7 nicht mehr \mathbf{v}_{bt} sondern $\mathbf{W}\mathbf{v}_{bt}$ minimiert wird, ist die Länge von \mathbf{v}_{bt} aus Gleichung 5.7 größer als \mathbf{v}_{bt} aus Gleichung 5.2. In der Praxis wirkt sich diese Gewichtung am deutlichsten im den Randstrombereich über dem Schelf und dem Schelfabhang aus (*van Aken*, 1988). Dort befinden sich meistens die geringsten Stationsabstände und die geringsten Schichtdicken.

5.2 Vorliegendes Problem

Wie aus dem vorhergehenden Abschnitt hervorging, liegt eine der größten Unsicherheiten bei der Anwendung eines Inversen Boxmodells in der Handhabung der Lösung in Anwesenheit von Fehlern. Im Speziellen geht es darum, bei der Invertierung des Problems den Einfluß quasi linear abhängiger Gleichungen zu vermeiden. Praktisch bedeutet dies, einen Kompromiß zwischen Fehlereinfluß und Auflösung der Korrekturgeschwindigkeit zu finden. Um sich im vorliegenden Fall für eine geeignete Vorgehensweise zu entscheiden, ist es zunächst sinnvoll, die Besonderheiten des Datensatzes und des Untersuchungsgebietes zu betrachten.

Die Besonderheit des Datensatzes besteht darin, daß er innerhalb von zwei Monaten, d.h. in einem quasisynoptischen Zeitraum gemessen wurde. Im Vergleich zu anderen Anwendungen (z.B. *Macdonald und Wunsch*, 1996), in denen Daten aus verschiedenen Jahreszeiten, Jahren und Jahrzehnten verknüpft wurden, kann somit im vorliegenden Fall von einem relativ niedrigen Fehler durch die Inkompatibilität zu verschiedenen Zeitpunkten gemessener Schnitte ausgegangen werden. Eine weitere Besonderheit ist, daß die CTD-Messungen im WOCE-Standard vorliegen und somit im Gegensatz zu historischen Daten einen relativ geringen Meßfehler haben.

Die Besonderheit des Untersuchungsgebiets ergibt sich durch die Nähe zu den Orten der Tiefenwasserbildung. Aufgrund zeitlicher Variabilität bei der Tiefenwasserbildung sind entlang der Ausbreitungspfade der Wassermassen deren Charakteristika nicht konstant. Die Forderung, daß Wärme und Süßwasser innerhalb einer Schicht erhalten werden, ist somit nicht realistisch. Da Variationen im Tiefenwasserbildungsprozeß auch Auswirkungen auf die Dichte haben können, müssen einzelne Schichten relativ dick gewählt werden, um zu gewährleisten, daß sich der Kern der Wassermasse überall innerhalb der

Schicht befindet. Daher ist es sinnvoll, beim vorliegenden Problem möglichst wenig Erhaltungsgleichungen aufzustellen.

Zusammenfassend tritt das vorliegende Problem gegenüber anderen Anwendungen Inverser Boxmodelle dadurch hervor, daß auf der einen Seite nur ein geringer Fehler durch zeitlich inkompatible Datensätze und durch Meßfehler zu erwarten ist. Auf der anderen Seite kann aber nur eine geringe Anzahl von Erhaltungsgleichungen aufgestellt werden. Es ist daher anzunehmen, daß die wenigen „realistischen“ Bedingungen linear unabhängig sind und vollständig erfüllt werden können, ohne auf extreme, unrealistische Korrekturgeschwindigkeiten zurückgreifen zu müssen. Aus diesem Grund erscheint eine Lösung bei vollem Rang für die vorliegende Untersuchung sinnvoll. Diese These wird innerhalb von verschiedenen Experimenten in Abschnitt 5.3 untersucht.

Die Verwendung einer Lösung bei vollem Rang besitzt folgende Vorteile: Zum Einen kann auf zusätzliche Verfahren wie die im vorhergehenden Abschnitt skizzierten, z.B. Bestimmung eines cut-off-Ranges oder eines erlaubten Restungleichgewichts, verzichtet werden. Es müssen somit keine subjektiven Entscheidungen getroffen werden, die Anwendung bleibt transparent, d.h. Ursache und Wirkung können untersucht werden, und die Reproduzierbarkeit bei der Anwendung auf weitere Datensätze zu anderen Zeitpunkten ist gegeben. Zum Anderen können verbleibende Ungleichgewichte in der Wärme- und Süßwasserbilanz physikalisch über den Austausch zwischen Ozean und Atmosphäre oder die zeitliche Variabilität in der Advektion von Wärme und Süßwasser erklärt werden. Bei der Verwendung einer unvollständigen, nach einem kritischen Rang abgebrochenen Lösung ist das nicht möglich. Die unvollständige Erfüllung der Gleichungen hinterläßt in den Bilanzen der Erhaltungsparameter Ungleichgewichte. Aufgrund des Minimumcharakters der Singulärwertzerlegung tendiert die Lösung zu einer Gleichverteilung dieser Ungleichgewichte in den einzelnen Boxen und Schichten. Somit ist es nicht möglich, sie realen physikalischen Vorgängen zuzuordnen (*McIntosh und Rintoul, 1997*). Diese Tatsache wird innerhalb eines Fallbeispiels in Abschnitt 5.3 veranschaulicht. Zusätzlich wird geprüft, ob bei der Erhaltung nur eines Parameters, im Gegensatz zur Erhaltung mehrerer Parameter, unabhängige Information auf Kosten der Auflösung des Lösungsvektors verloren geht.

Die meisten Bestandteile der Modellkonfiguration sind bereits festgelegt worden und werden im folgenden noch einmal aufgeführt. Die geometrischen Eigenschaften des Boxmodells sind durch die Lage der Schnitte und die Verteilung der Wassermassen gegeben, weswegen drei Boxen und vier Schichten der SPNA-Box definiert wurden. Die dem Inversen Boxmodell zugrundeliegenden physikalischen Annahmen wurden in Tabelle 4.1 aufgeführt. Das initiale geostrophische Geschwindigkeitsfeld wurde festgelegt, wobei ein „tiefer“ LNM gewählt wurde, der zwischen LSW und ISOW liegt und die Transpor-

tungleichgewichte der vier Schichten der SPNA-Box zu 4 bis 6 Sv minimiert. Der LNM hinterläßt einen nordwärtigen Netto-Transport über beide Schnitte von ca. 25 Sv. Seine Tiefenlage stimmt mit beobachteten Niveaus minimaler Geschwindigkeit überein. Dieser „tiefe“ LNM steht im Gegensatz zum „flachen“ LNM als Ergebnis des LNM-Boxmodells, der zwischen dem SPMW und LSW liegt. Der „flache“ LNM führte zwar zu ausgeglichenen meridionalen Bilanzen, hinterließ jedoch nennenswerte Transportungleichgewichte in den vier Schichten der SPNA-Box, die in der obersten Schicht mit 11 Sv maximal waren. Der Ekmantransport, der Austausch durch die Beringstraße und den Kanadischen Archipel werden wie im LNM-Boxmodell festgelegt. Der vertikale Austausch zwischen den Schichten wird im Inversen Boxmodell nicht berücksichtigt unter der Annahme, daß die mit ihm verbundenen Transporte vernachlässigbar klein sind. Diese Festlegung basiert auf der Annahme, daß die SPNA-Box außerhalb der Gebiete liegt, indenen das Tiefenwasser belüftet wird, und ein mittlerer globaler Auftrieb vorherrscht, der einer vertikalen Austauschrate von lediglich ca. 0.4 Sv entspricht. Diese Rate ist um ca. zwei Größenordnungen kleiner als typische Transporte horizontaler Strömungen im Untersuchungsgebiet.

5.3 Experimente zur Bestimmung von Lösungsrang und Erhaltungsparameter

Mit Hilfe von drei Experimenten wird nun festgelegt, welcher Lösungsweg für die vorliegende Untersuchung am geeignetesten ist.

5.3.1 Aufbau der Experimente

In Experiment I werden sechs Erhaltungsgleichungen aufgestellt: Salzerhaltung in den vier Schichten der SPNA-Box sowie in der Wassersäule der ARK und der LS-Box. Ansonsten werden die Modellannahmen und die Initialisierung entsprechend Referenzfall A (Tabelle 4.2) gewählt.

In den Experimenten II und III soll geprüft werden, ob durch die Berücksichtigung mehrerer Erhaltungsgrößen zusätzliche, verwendbare Information zur Bestimmung der barotropen Korrekturgeschwindigkeit gewonnen werden kann. Dazu wird im zweiten Experiment zusätzlich zu den Bedingungen von Experiment I Volumen- und Wärme-erhaltung in den Schichten ohne Atmosphärenkontakt (LSW, ISOW- und Boden-Schicht) gefordert. Es resultiert ein System mit 12 Gleichungen. Im dritten Experiment wird unter Vernachlässigung der atmosphärischen Flüsse zusätzlich von geschlossenen Wärme- und Süßwasserbilanzen der obersten Schicht der SPNA-Box ausgegangen. Somit wird das System nochmals um zwei Gleichungen auf insgesamt 14 Gleichungen erweitert.

Bei jedem Experiment wird die Entwicklung des Lösungsvektors \mathbf{v}_{bt} , wie er sich aus Gleichung 5.6 ergibt, mit steigendem Rang betrachtet. Weiter wird das Verhalten der aus dem totalen Geschwindigkeitsfeld abgeleiteten Transporte mit steigendem Rang untersucht. Die zentrale Fragestellung während jedes der Experimente ist, ob ein linear abhängiges System von Gleichungen vorliegt und ob Fehler innerhalb des Inversen Boxmodells (Meßfehler, falsche Annahmen) die Lösung beeinträchtigen. Lineare Abhängigkeit läßt sich daran erkennen, daß das Verhältnis vom kleinsten zum größten Eigenwert (die „condition number“) gegen Null geht. Der Einfluß von Fehlern macht sich bemerkbar, wenn die Komponenten des Lösungsvektors \mathbf{v}_{bt} mit steigendem Rang sprunghaft ansteigen. Ein weiteres Kriterium, welches die Auswahl einer geeigneten Lösung erleichtert, ist die Übereinstimmung der resultierenden Zirkulation mit unabhängigen Beobachtungen und Kenntnissen aus der Literatur, die bereits in den vorhergehenden Kapiteln gesammelt und zusammengefaßt wurden.

5.3.2 Experiment I

Das Verhalten der Lösung \mathbf{v}_{bt} von Experiment I mit steigendem Rang zeigt Abbildung 5.1. Die meridionalen Volumen- und Wärmetransporte und die Ungleichgewichte im Volumen- und Wärmetransport bezüglich der vier Schichten der SPNA-Box mit steigendem Rang zeigt Abbildung 5.2. Mit Rang 0 wird das initiale barokline Transportfeld, relativ zu einem LNM entlang der Grenzfläche zwischen der LSW- und der ISOW-Schicht bezeichnet. Die in Tabelle 2.6 (rechte Spalte) zusammengefaßten Erwartungsbereiche sind mit grauen, dünnen Linien markiert.

Innerhalb der ersten drei Lösungsranke wird mit einer gleichverteilten Geschwindigkeit (Abbildung 5.1) das meridionale Transportungleichgewicht korrigiert (Abbildung 5.2a). Es ist von ca. 25 Sv auf unter 5 Sv gesunken. Erst ab Rang 4 erhält \mathbf{v}_{bt} eine räumliche Struktur, die zur Korrektur der Ungleichgewichte in den einzelnen Schichten führt (Abbildung 5.2b). Mit Rang 4 werden sie um ca. eine Größenordnung reduziert und bei Rang 6 sind sie nahezu ausgeglichen. Die noch resultierenden Ungleichgewichte im Volumentransport bei Rang 6 können als Süßwasserflüsse interpretiert werden. Sie liegen bei -0.164 Sv (A1), 0.042 Sv (oberste Schicht der SPNA-Box) und unter 0.002 Sv für die drei Tiefenwasserschichten der SPNA-Box. Der Vergleich mit Tabelle 4.3 (rechte Spalte) demonstriert, daß sie in einer zu erwartenden Größenordnung liegen. Die barotropen Korrekturgeschwindigkeiten ändern sich kaum von Rang 4 bis zum Rang 6 (Abbildung 5.1): das räumliche Muster ist nahezu konstant und die Komponenten ändern sich nur noch maximal um 1 cm s^{-1} . Bei Rang 6 sind die größten Amplituden nicht höher als 3 cm s^{-1} und die CN unterschreitet keine 0.1.

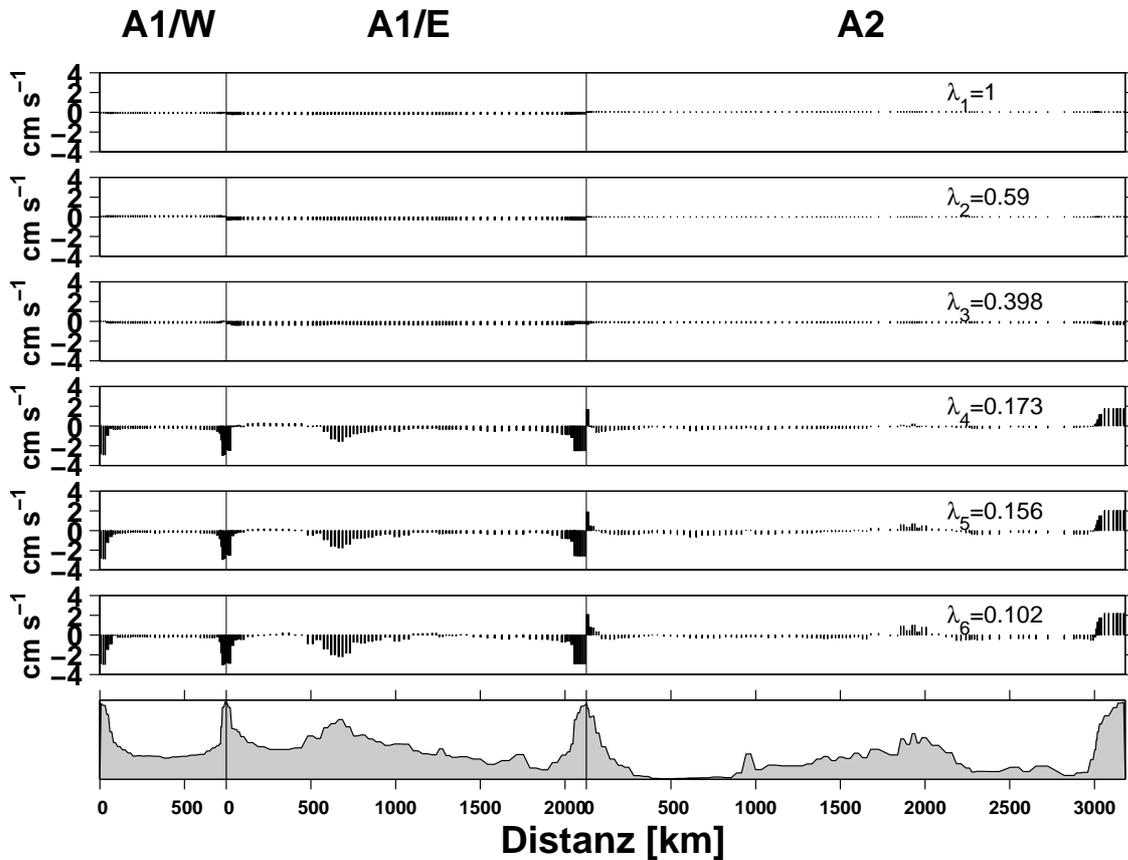


Abbildung 5.1: Barotrope Korrekturgeschwindigkeit normal zum Schnitt A1/W, A1/E und A2 für Experiment I (nur Salzerhaltung). Positive Werte sind nordwärts gerichtet. Die Distanz zeigt den Abstand vom westlichsten Rand der Schnitte. λ_1 bis λ_6 sind mit dem größten Eigenwert normierte Eigenwerte.

Für die letzten drei Ränge, Ränge 4 bis 6, zeigt die Lösung eine deutliche Korrelation mit der Wassertiefe (Abbildung 5.1): In den flachen Gebieten sind die Korrekturen höher als in den tiefen Gebieten. Dieser Effekt, der auch von *van Aken* (1988) beschrieben wurde, läßt sich folgendermaßen veranschaulichen: Die Bilanzen der drei tiefen Schichten können nur da ausgeglichen werden, wo die Schichten existieren, d.h. in Gebieten mit großer Wassertiefe. Die verbleibenden Ungleichgewichte in der obersten Schicht werden in den restlichen, flachen Schelfgebieten ausgeglichen. Da diese nur eine geringe Wassertiefe haben, sind hohe Geschwindigkeiten nötig, um effektive Ausgleichstransporte zu erreichen. Durch die Gewichtung, die ein proportionales Verhalten der Lösung mit der Stationspaarfläche vermeiden soll (Abschnitt 5.1), wurde dieser Effekt sogar noch verstärkt. Bei einer Invertierung ohne Gewichtung würde die Korrekturgeschwindigkeit proportional zur Stationspaarfläche verteilt werden, das bedeutet, tiefe Stationspaare mit

großen Stationsabstand und großer Wassertiefe würden eher bevorzugt.

Die Entwicklung im Wärmetransport mit steigendem Rang (Abbildung 5.2c) und d)) entspricht qualitativ der Entwicklung im Volumentransport. Zwischen dem ersten und den letzten drei Rängen hat sich der Wärmetransport auf ca. die Hälfte reduziert. Dieser Effekt ist auf die Reduzierung des Ungleichgewichtes im meridionalen Volumentransport zurückzuführen. Ab Rang 3 werden die Ungleichgewichte im Volumentransport der Schichten korrigiert, wobei sich die Änderungen im Wärmetransport weiter parallel verhalten. Der Wärmetransport ist also erst bei vollem Rang nicht mehr mit Ungleichgewichten im Volumentransport verbunden und kann erst dann als Wärmefluß interpretiert werden. Die bei Rang 6 resultierenden Wärmeflüsse liegen mit 0.504 PW (A2), 0.433 PW (A1), 0.073 PW (oberste Schicht der SPNA-Box) und <0.002 PW für die drei Tiefenwasserschichten wie die Süßwasserflüsse im Erwartungsbereich (Tabelle 4.3).

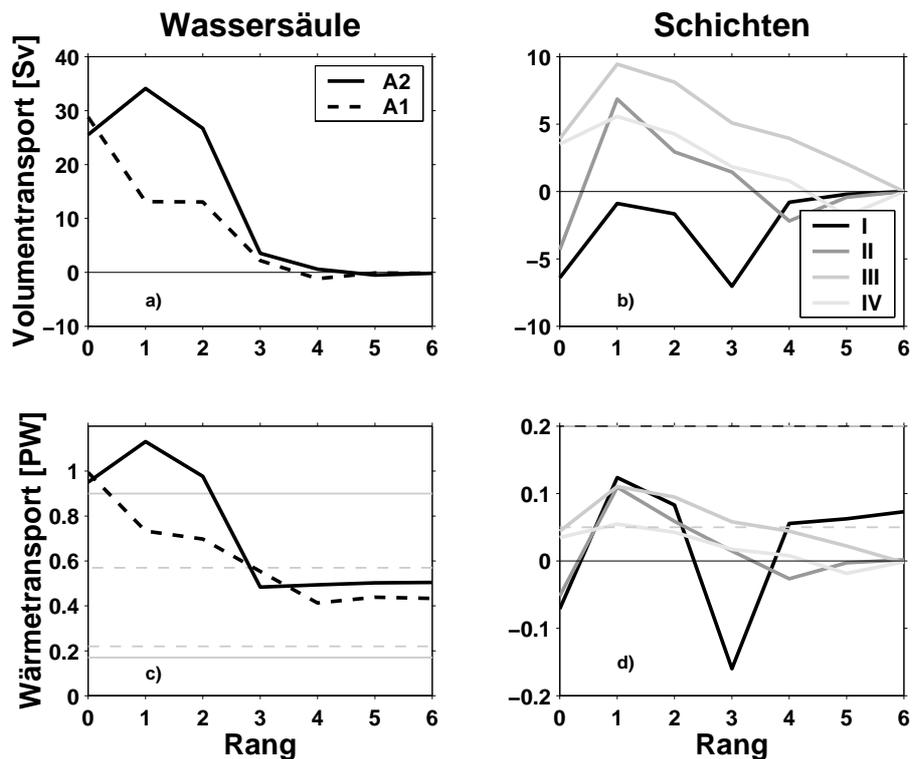


Abbildung 5.2: Volumen- und Wärmetransporte normal zu A1 und A2 (a,c) und bezüglich der einzelnen Schichten der SPNA-Box (b,d) in Abhängigkeit vom Lösungsrank für Experiment I. Positive Werte sind nordwärts (a) und c)) bzw. in die SPNA-Box (b) und d)) gerichtet. Erwartungsbereiche, angegeben in Tabelle 2.6, sind durch horizontale Linien markiert.

5.3.3 Experiment II

Im zweiten Experiment wird zusätzlich zu den Bedingungen von Experiment I auch Volumen- und Wärmeerhaltung in den Boxen ohne Atmosphärenkontakt gefordert. Es resultiert ein System mit 12 Gleichungen. Bei der Verwendung mehrerer Erhaltungsparemeter sollte der gewichtende Einfluß unterschiedlicher Einheiten berücksichtigt werden (*McIntosh und Rintoul, 1997*). Bei Parametern, deren Variationen klein gegenüber ihrem Mittelwert sind, d.h. beim Salzgehalt, werden Anomalien statt Absolutwerte für die Aufstellung von Erhaltungsgleichungen benutzt. Anhand von verschiedenen Experimenten mit einem Inversen Boxmodell haben *McIntosh und Rintoul* gezeigt, daß der Referenzsalzgehalt nicht exakt mit dem mittleren Salzgehalt übereinstimmen muß. Für die hier vorliegende Anwendung werden daher Salzgehaltsanomalien relativ zu einem Referenzsalzgehalt von 35 betrachtet.

Das Verhalten der Lösung \mathbf{v}_{bt} für Experiment II mit steigendem Rang zeigt Abbildung 5.3. Die Entwicklung ist ähnlich wie bei Experiment I. Innerhalb der ersten Ränge wird durch eine relativ einheitliche Verteilung der Korrekturgeschwindigkeit das meridionale Ungleichgewicht ausgeglichen. Danach gewinnt die Lösung mit steigendem Rang immer mehr an Struktur und erreicht bei Rang 12, dem höchsten Rang, eine maximale Amplitude von 4 cm s^{-1} . Insgesamt ist somit bei Experiment II kein sprunghafter Anstieg mit steigendem Rang gegenüber der Lösung von Experiment I zu finden. Es ist demnach kein ab einem bestimmten Rang hervortretender Einfluß von Fehlern auf die Lösungsstruktur zu erkennen. Die normierten Eigenwerte (CN) verlaufen von Werten kleiner 0.1 ab Rang 7, über Werte kleiner 0.01 ab Rang 9 und bis zu einem Wert von 0.001 bei Rang 12. Die aus den Ungleichgewichten der Boxen resultierenden Wärme- und Süßwasserflüsse betragen: 0.516 PW und -0.169 Sv (A2), 0.422 PW und -0.161 Sv (A1) und -0.093 PW und 0.008 Sv (SPNA-Box).

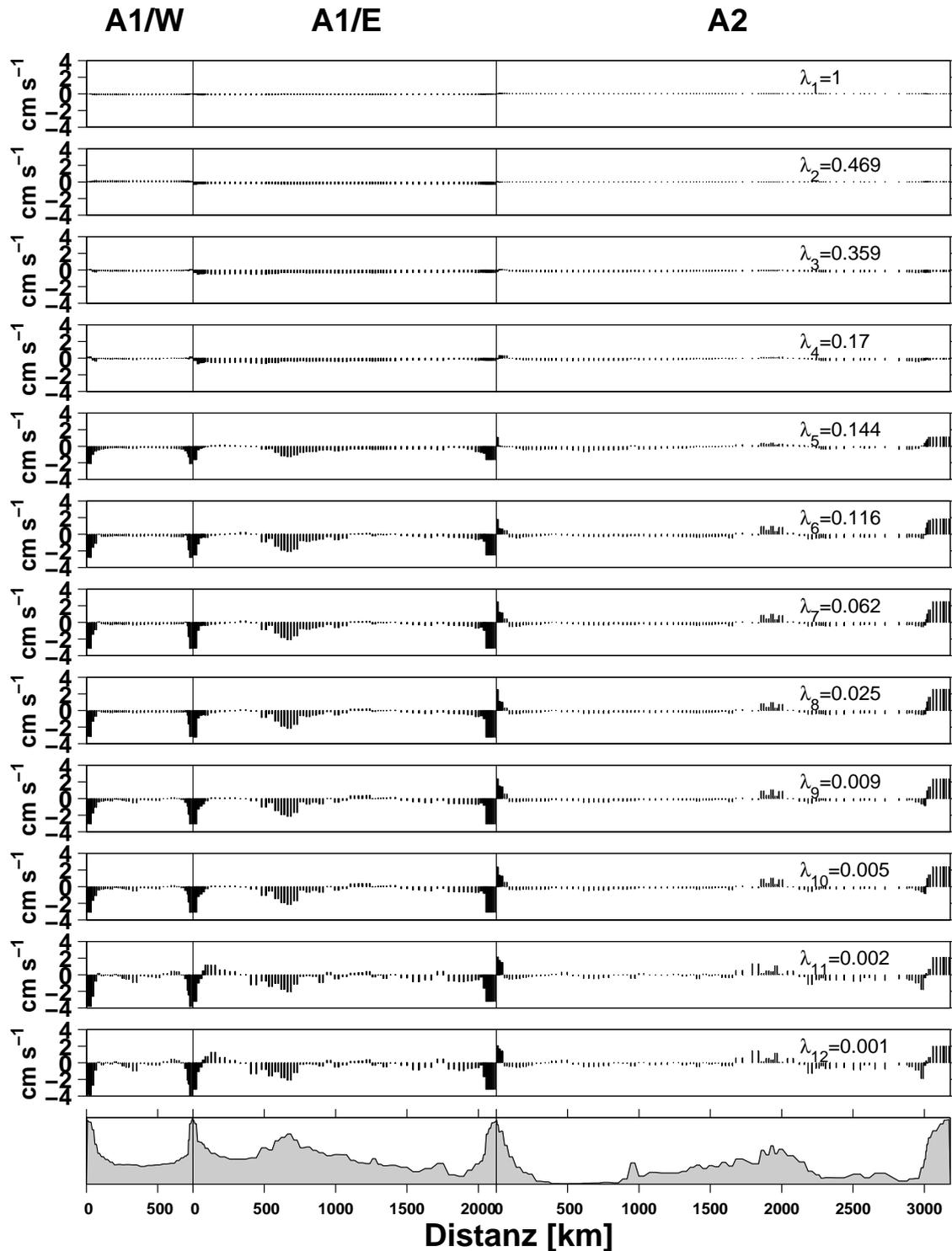


Abbildung 5.3: Barotrope Korrekturgeschwindigkeit normal zu den Schnitten A1/W, A1/E und A2 für Experiment II (wie Experiment I plus Wärme- und Volumenerhaltung in den Schichten ohne Atmosphärenkontakt). Positive Werte sind nordwärts gerichtet.

5.3.4 Experiment III

In Experiment III wird das Gleichungssystem von Experiment II um Gleichungen für Wärme- und Volumenerhaltung in der obersten Schicht der SPNA-Box erweitert. Das ist gleichbedeutend damit, daß die Austauschraten mit der Atmosphäre vernachlässigt, bzw. als Null vorgegeben werden. Diese Vorgabe widerspricht den Ergebnissen von Kapitel 2, daß für die SPNA-Box eine Wärmeabgabe von 0.08 bis 0.27 PW und eine Süßwasserzufuhr von 0.02 bis 0.08 Sv zu erwarten ist. Mit der bewußten Vernachlässigung dieser Flüsse soll gezeigt werden, wie sich die Lösung des Inversen Boxmodells in Anwesenheit von Fehlern in den Modellannahmen verhält. Es ergibt sich ein System von 14 Gleichungen.

Die Entwicklung der Lösung mit steigendem Rang zeigt Abbildung 5.4. Im Vergleich zu Abbildung 5.1 und 5.3 ist die Skala der y-Achse erweitert. Sie überdeckt jetzt einen Bereich von $\pm 20 \text{ cm s}^{-1}$ statt $\pm 4 \text{ cm s}^{-1}$. Um besser vergleichen zu können, sind bei -4 und 4 cm s^{-1} gepunktete Stützlinien eingefügt. Da bei Experiment III bis Rang 9 die Entwicklung mit steigendem Rang gegenüber der Entwicklung bei Experimenten I und II sehr ähnlich ist (die Amplituden bleiben unterhalb von 4 cm s^{-1}) sind nur die letzten 6 Ränge dargestellt.

Die Entwicklung mit steigendem Rang zeigt ab Rang 10 eine sprunghafte Änderung: Auf dem Schelf werden plötzlich Amplituden bis zu 15 cm s^{-1} erreicht. Das bedeutet, daß das System nun nicht mehr in der Lage ist, nur durch geringfügige Änderungen im Lösungsvektor den gestellten Anforderungen zu entsprechen. Hohe Korrekturgeschwindigkeiten auf dem Schelf, dort wo die extremsten Wassereigenschaften vorhanden sind, sind notwendig, um die unrealistischen Bedingungen zu erfüllen. Der Übergang von Rang 9 zu Rang 10 ist mit einem Übergang zu einer CN von 0.01 verbunden. Die CN bei Rang 14 ist 0.001.

5.3.5 Rückschlüsse

Die Durchführung von Experiment I zeigte, daß in Bezug auf die Fragestellung dieser Untersuchung nur die Lösung bei vollem Rang akzeptabel ist. Diese liefert bei einer ausgeglichenen Salzbilanz Wärme- und Süßwasserflüsse, die im Erwartungsbereich liegen (Tabelle 2.6).

Experiment II (Experiment I plus Volumen- und Wärmeerhaltung in den drei Tiefenwasserschichten der SPNA-Box) hat gezeigt, daß die Hinzunahme von zusätzlichen Bedingungen keine neue Information liefert. Der Unterschied in den Lösungen von Experiment I und Experiment II bei vollem Rang ist gering: Die Struktur des Lösungsvektors ist kaum verändert und die Auswirkungen auf die Wärme- und Süßwasserbilanz liegen unterhalb von 0.01 PW und 0.003 Sv. Im Hinblick auf die Tatsache, daß bei Experiment I (nur Salzerhaltung) ohne entsprechende Bedingungen, die Wärme- und Süßwasserbilanz

zen der Tiefenwasserschichten bis auf einen Rest, der in der Größenordnung von Variationen in der Advektion liegt, ausgeglichen sind, wird kein Vorteil in der Anwendung von Experiment II gesehen. Volumen- und Wärmeerhaltung können keine neue Information liefern, die zu einer Änderung im Lösungsvektor \mathbf{v}_{bt} beitragen würde. Die CN bei vollem Rang beträgt 0.001.

Experiment III (Experiment II plus Volumen- und Wärmeerhaltung in der obersten Schicht der SPNA-Box) konnte demonstrieren, wie sich die Modelllösung in Anwesenheit von Fehlern in den Modellannahmen, wie der Vernachlässigung des Austausches zwischen Ozean und Atmosphäre, verhält. Ab einer CN von 0.01 (Rang 10) fingen einige Komponenten des Lösungsvektor an sich zu amplifizieren: Unrealistische Bedingungen müssen durch extreme Geschwindigkeiten auf dem Schelf korrigiert werden. Ab einer CN von 0.01 scheint das System gegenüber Fehlern in den physikalischen Annahmen empfindlich zu reagieren.

Zusammenfassend werden aufgrund dieser Ergebnisse die Experimente II und III im weiteren Verlauf dieser Untersuchung nicht mehr berücksichtigt und Experiment I wird als Referenzfall für die folgende Sensitivitätsstudie verwendet. Bezüglich der CN ist festzustellen, daß für Inversionen ohne Fehler eine CN bis 0.001 und mit Fehlern nur bis 0.01 akzeptabel sind.

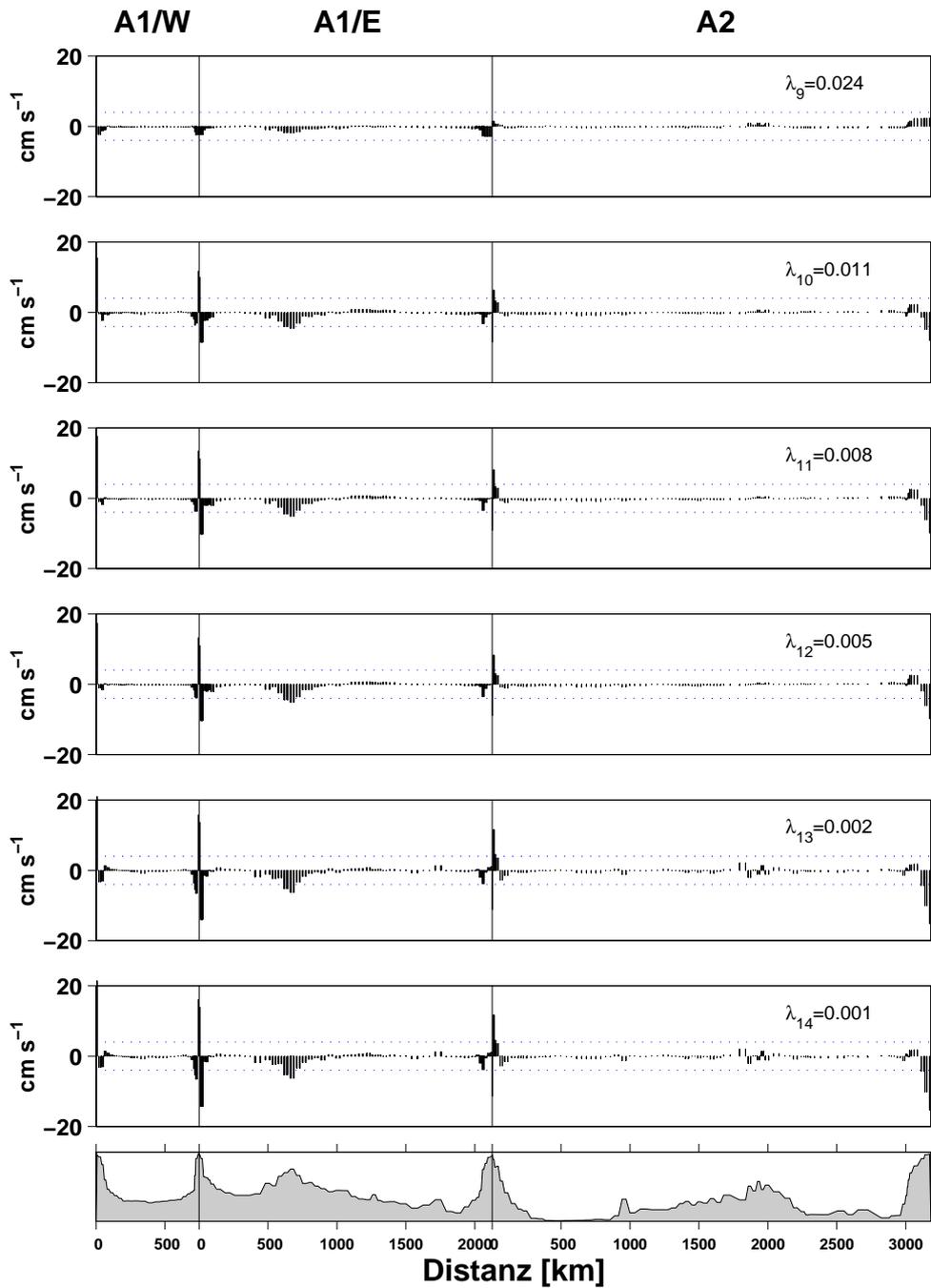


Abbildung 5.4: Barotrope Korrekturgeschwindigkeit normal zu den Schnitten A1/W, A1/E und A2 ab Rang 9 für Experiment III (Experiment II plus Volumen- und Wärmeerhaltung in den Schichten mit Atmosphärenkontakt). Positive Werte sind nordwärts gerichtet. Zur Orientierung sind die Achsenbegrenzungen von Abbildung 5.1 und 5.3, $\pm 4 \text{ cm s}^{-1}$, als gepunktete Linien hinzugefügt.

5.4 Sensitivität der Lösung

Bisher wurden mit Hilfe von Experimenten die Erhaltungsparameter, die Anzahl der Erhaltungsgleichungen und der Lösungsrang festgelegt. Die getroffene Auswahl (Experiment I) wird in Folge als Referenzfall A bezeichnet. Nun soll die Sensitivität der Modellergebnisse gegenüber Änderungen im initialen Transportfeld und der Lage der Schichtgrenzflächen untersucht werden. Die Unsicherheiten bei der Festlegung dieser Größen wurden bereits im Kapitel zum LNM-Boxmodell (Abschnitt 4.3, Tabelle 4.2) aufgeführt. Es wird zuerst ein Spektrum an Lösungen berechnet, welches die volle Sensitivität enthält und das endgültige Ergebnis der vorliegenden Anwendung darstellt. Dann folgt eine Übersicht über die aus dem totalen Geschwindigkeitsfeld resultierenden Transporte und Flüsse. Im Anschluß wird mit Einzelstudien die Sensitivität der Transporte und Flüsse bezüglich einzelner in Tabelle 4.2 aufgeführter Größen demonstriert.

5.4.1 Das gesamte Lösungsspektrum und die resultierende Transporte und Flüsse

Zur Quantifizierung der Sensitivität der Lösung des Inversen Boxmodells gegenüber Unsicherheiten bei der Festlegung der Modellkonfiguration soll ein Spektrum von Lösungen erstellt werden, welches die gesamte bereits in Abschnitt 4.3 aufgeführten und in Tabelle 4.2 zusammengefaßten Unsicherheiten berücksichtigt. Für jede der fünf in Tabelle 4.2 aufgelisteten Modellkonfigurationen gibt es zwei Varianten. Werden alle Varianten untereinander kombiniert, ergeben sich $2^5 = 32$ verschiedene Lösungen. Alle Lösungen werden als gleichberechtigt betrachtet.

Die Sensitivität des Lösungsvektors \mathbf{v}_{bt} auf Variationen in der Modellkonfiguration zeigt Abbildung 5.5. Das Spektrum zeigt, daß der Lösungsvektor relativ unsensibel ist und nur geringfügige Veränderungen auftreten: Die Amplituden maximaler Geschwindigkeiten verändern nicht ihre Lage; maximale Geschwindigkeiten von 4 cm s^{-1} werden nicht überschritten. Die Auswirkungen der Variationen in der Modellkonfiguration auf den gesamten geostrophischen Transport zeigt Abbildung 5.6. Wie beim Lösungsvektor finden auch beim totalen Transport keine grundsätzlichen Änderungen in der räumlichen Struktur statt. Die Unterschiede überschreiten bis auf eine Ausnahme 5 Sv nicht. Die Ausnahme stellt die Region um das Zentrum des „Mann-Eddies“ (Abschnitt 1.3.1) dar, das sich ca. bei 500 km auf A2 befindet. Dort ergeben sich durch verschiedene Kombinationen der Reisen Meteor 30/2 und Hudson 94030 Unterschiede von ca. 30 Sv. Da aber ein abgeschwächter NAC-Transport auch eine abgeschwächte Rezirkulation zur Folge hat, resultiert über das lokale Regime hinaus für den gesamten Schnitt keine relevante Veränderung.

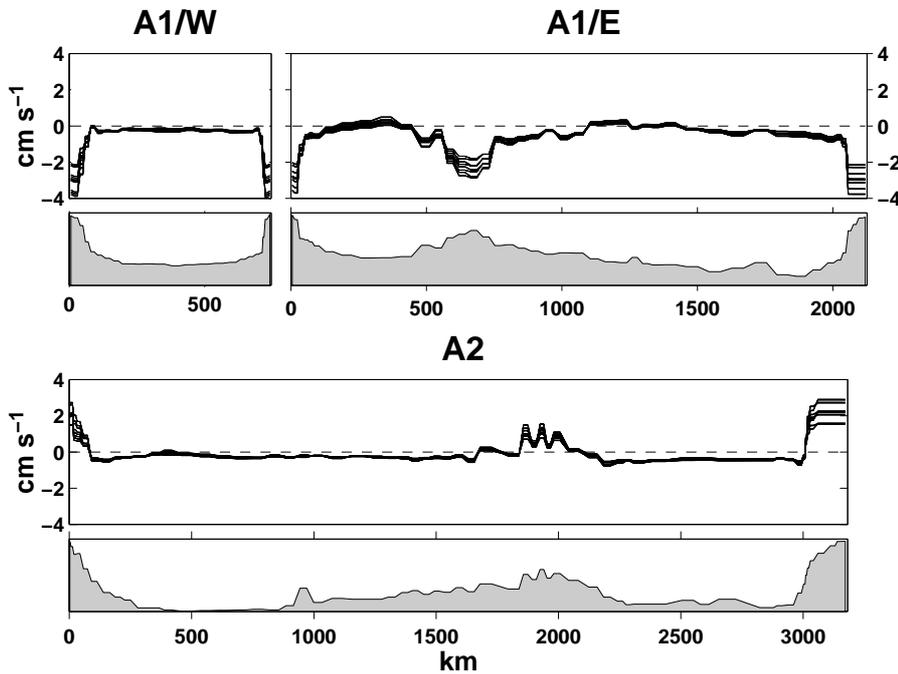


Abbildung 5.5: Lösungsvektor v_{bt} auf den Schnitten A1/W, A1/E und A2. Dargestellt ist das gesamte Spektrum an Lösungen (32 Stück). Positive Werte sind in nördliche Richtung.

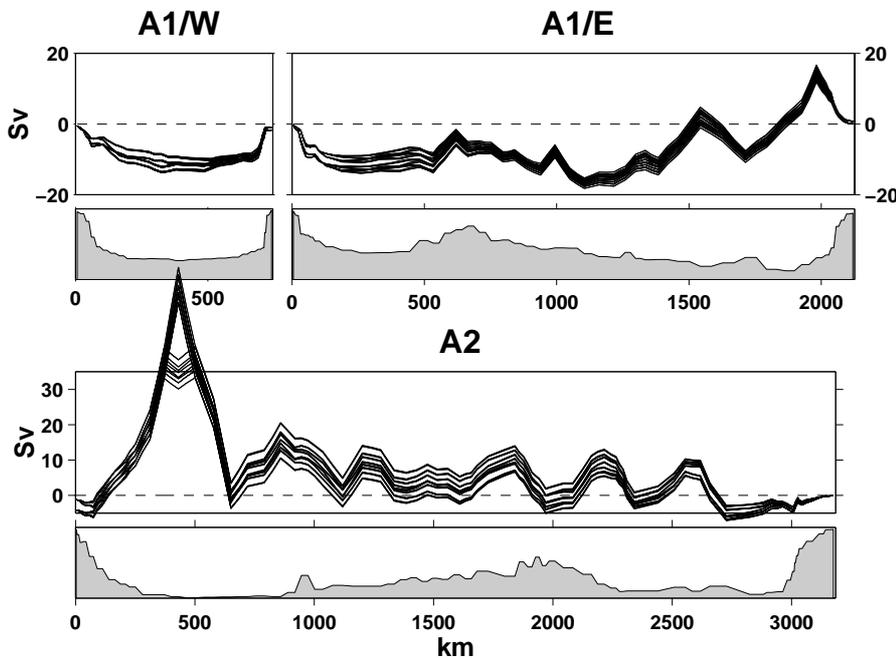


Abbildung 5.6: Kumulativer Totaltransport normal zu den Schnitten A1/W, A1/E und A2 für alle 32 Lösungen. Die Integration beginnt immer im Westen. Ein Anstieg von West nach Ost entspricht einem nordwärtigen Transport.

Aus dem totalen Geschwindigkeitsfeld abgeleitete Flüsse und Transporte zeigt Abbildung 5.7. Dargestellt sind die meridionalen Wärme- und Süßwasserflüsse über die Schnitte und ihre Änderungen zwischen den Schnitten, die MOC, der Volumenaustausch durch die CGFZ und der Volumentransport vor Ostgrönland. Letzterer entspricht dem über die gesamte Wassersäule integrierten Volumentransport vom westlichen Schnittende bis zur Mitte des Irmingerbeckens und ist ein Maß für die Zirkulationsstärke des Subpolaren Wirbels. Die Ergebnisse der Einzelstudien sind mit in Abbildung 5.7 enthalten, werden aber erst anschließend erläutert. Zum direkten Vergleich sind die Ergebnisse des LNM-Boxmodells mit hinzugefügt. Die Erwartungsbereiche der Transporte und Flüsse, die sich aus der Literatur und anhand von Abschätzungen meteorologischer Daten ergaben (Tabelle 1.1, 1.2 und 2.6), sind grau unterlegt. Anhand von Abbildung 5.7 lassen sich folgende Aussagen treffen:

- Das Ergebnis des Inversen Boxmodells stimmt fast in jeder Hinsicht mit dem Erwartungsbereich überein. Einzige Ausnahmen sind die Divergenz im Süßwasserfluß in der SPNA-Box und der Transport vor Ostgrönland.
- Das Ergebnis des Inversen Boxmodells stellt eine Verbesserung gegenüber dem des LNM-Boxmodell dar, da es in viel besserer Übereinstimmung mit den Erwartungen (grauer Bereich) steht: Statt einer unrealistischen Divergenz besteht jetzt eine Konvergenz im Wärmefluß bezüglich der SPNA-Box; die unrealistische Konvergenz im Süßwasserfluß bezüglich der SPNA-Box hat sich um ca. 0.1 Sv vermindert und der Transport vor Ostgrönland hat sich erheblich, um ca. 8 Sv, erhöht.

Generell bestätigt die bessere Übereinstimmung der Ergebnisse des Inversen Boxmodells mit den Erwartungsbereichen, daß die gegenüber dem LNM-Boxmodell zusätzlichen Bedingungen „geschlossene Salzbilanzen der vier Schichten der SPNA-Box“ sinnvoll gewählt wurden. Um die Unterschiede zwischen den beiden Boxmodellen quantitativ zu verdeutlichen, sind in Tabelle 5.1 die Flüsse des LNM-Boxmodells (barokline Komponente) den Flüssen, die sich aus der Differenz zwischen beiden Modellen ergeben, gegenübergestellt. Letztere können einer barotropen Komponente zugeordnet werden, die sich aus der Differenz zwischen den Geschwindigkeitsfeldern der beiden Modelle ergibt. Der Vergleich zeigt, daß auf A2 die barotropen Flüsse die gleichen Richtungen wie die baroklinen Flüsse haben: nordwärtiger Wärme- und südwärtiger Süßwasserfluß. Auf A1 sind die Verhältnisse umgekehrt. Dort sind die barotropen den baroklinen Flüssen entgegengesetzt. Die detaillierte Analyse der Flüsse und Vergleiche mit Einzelergebnissen aus der Literatur erfolgt in Kapitel 6.

Die einzigen beiden Ergebnisgrößen aus dem Inversen Boxmodell, die in Abbildung 5.7 nicht im Erwartungsbereich lagen, waren der Transport vor Ostgrönland (i) und der

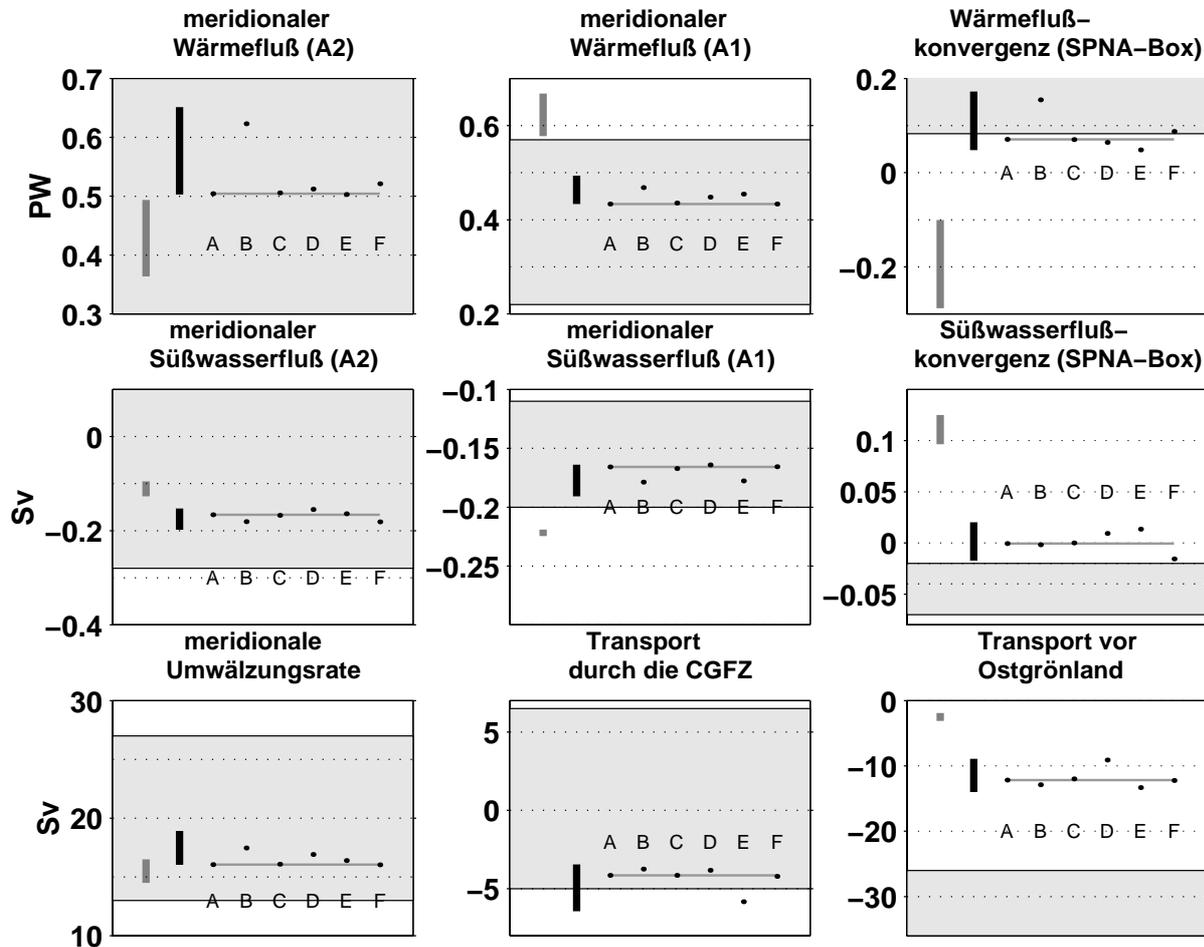


Abbildung 5.7: Aus dem totalen Transportfeld abgeleitete Größen. Schwarze Punkte: Einzelstudien A bis F (Tabelle 4.2). Der graue vertikale Balken zeigt das gesamte Spektrum an Lösungen für das LNM-Boxmodell und der schwarze vertikale Balken das gesamte Spektrum an Lösungen für das Inverse Boxmodell. Die graue horizontale Linie gibt den Wert für Referenzfall A an. Die dargestellten Ergebnisgrößen beziehen sich jeweils auf den oder die in Klammern gesetzten Schnitte bzw. Box. „Transport vor Ostgrönland“ entspricht dem Transport auf A1/E zwischen dem westlichen Schnittpunkt und 38.3° W (Zentrum des Irmingerbeckens). Positive Werte sind nach Norden oder nach Osten gerichtet. Bezüglich der Boxen bedeuten positive Werte einen Überschuß. Die Erwartungsbereiche (Tabelle 1.1, 1.2 und 2.6) sind grau hinterlegt.

Süßwasserfluß in die SPNA-Box (ii). Das abweichende Verhalten dieser beiden Größen wird im folgenden erläutert.

zu i) Durch das Inverse Boxmodell wird nicht nur der Transport im Randstromregime vor Ostgrönland um ca. die Hälfte unterschätzt, sondern auch der in den Randstromregimen vor Neufundland und Labrador (Abschnitt 7.1). Diese Unterschätzung ist auf zwei Ursachen zurückzuführen: Die erste Ursache ist, daß sich die im initialen Transportfeld

Tabelle 5.1: Meridionale Wärme- und Süßwasserflüsse. Der barokline Beitrag (H_{bk} und F_{bk}) entspricht dem Ergebnis des LNM-Boxmodells. Der barotrope Beitrag (H_{bt} und F_{bt}) ist die Differenz zwischen dem Ergebnis des Inversen Boxmodells und dem des LNM-Boxmodells. Positive Werte entsprechen einem Fluß nach Norden.

		A2	A1
Wärmefluß [PW]	baroklin H_{bk}	0.36 - 0.49	0.58 - 0.67
	barotrop H_{bt}	0.13 - 0.16	-0.20 - -0.11
Süßwasserfluß [Sv]	baroklin F_{bk}	-0.13 - -0.10	-0.23 - -0.22
	barotrop F_{bt}	-0.07 - -0.06	0.03 - 0.06

vernachlässigten barotropen Transporte zum Teil aufheben und daher keine Transportgleichgewichte verursachen. Die gilt besonders für den Subpolaren Wirbel, der z.B. im Irmingerbecken eine barotrope Zirkulationstärke von 9-10 Sv besitzt (*Krauss*, 1995, relativ zu einem tiefen geostrophischen Bezugsniveau). Für das Inverse Boxmodell, das lediglich Korrekturtransporte zum Ausgleich von Ungleichgewichten liefert, besteht somit keine Notwendigkeit, die vernachlässigten barotropen Transporte zu erzeugen. Der zweite Grund ist, daß das Inverse Boxmodell einer Minimumsbedingung unterliegt, die notwendig ist, um aus einer unendlichen Menge von Lösungen eine eindeutige zu bestimmen (Abschnitt 5.1). Daher werden vom Modell die initialen Ungleichgewichte nicht durch lokale Korrekturen z.B. in den Randstromregionen sondern durch eher gleichverteilte Korrekturen mit geringer Amplitude ausgeglichen. Inwieweit dieses Fehlverhalten des Inversen Boxmodells Auswirkungen auf die Wärme- und Süßwasserbilanz hat, wird in Kapitel 6 geprüft, indem seine Ergebnisse mit den Ergebnissen anderer Untersuchungen verglichen wird, die auf realistischen Geschwindigkeiten basieren.

zu ii) Die Diskrepanz zwischen der ozeanischen Süßwasserflußdivergenz um Null im Inversen Boxmodell und dem Süßwassereintrag aus der Atmosphäre auf der Basis meteorologischer Daten wird als ein Hinweis auf die Existenz einer anomalen Süßwasseradvektion interpretiert und ebenfalls in Kapitel 6 erörtert.

Die Ergebnisse des Inversen Boxmodells zusammenfassend zeigt Abbildung 5.8 einen räumlichen Überblick über die Wärme- und Süßwasserflüsse für den Herbst 1994. Es sei darauf hingewiesen, daß es sich bei den Angaben um Ensemble-Mittelwerte handelt, die kein in sich geschlossenes Bild ergeben. Von den insgesamt ca. 0.58 PW, die über A2 nach Norden gelangen, werden etwa 0.11 PW (19%) in der SPNA-Box, 0.04 PW (7%) in der LS-Box und 0.43 PW (74%) in der ARK-Box an die Atmosphäre abgegeben. Von dem Süßwasser, welches über A2 nach Süden gelangt, werden ca. 0.05 Sv (22%) aus dem Pazifik, 0.15 Sv (65%) in der ARK-Box und ca. 0.03 Sv (13%) in der LS-Box eingetragen.

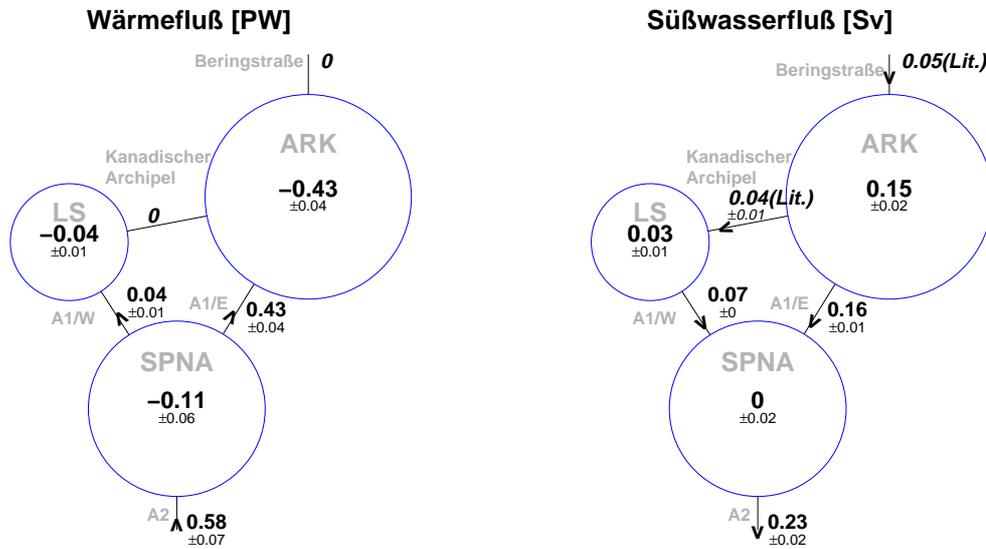


Abbildung 5.8: Die Wärme- und Süßwasserflüsse als Ergebnis des Inversen Boxmodells. Die negativen Werte entsprechen einer Abgabe an die Atmosphäre. Die Fehler geben den Schwankungsbereich durch Unsicherheiten der Modellkonfiguration an. Die Abkürzung Lit. gibt an, daß es sich um eine Vorgabe aus der Literatur handelt.

Ein ausführlicher Vergleich der abgebildeten Flüsse mit einzelnen Literaturwerten und den atmosphärischen Flüssen erfolgt im nächsten Kapitel (Kapitel 6).

5.4.2 Einzelstudien

Die Einzelstudien sind so aufgebaut, daß je Einzelfall eine Größe innerhalb der von Tabelle 4.2 angegebenen Bereiche gegenüber Referenzfall A variiert wird. Es ergeben sich insgesamt sechs verschiedene Fälle: Referenzfall A und die Fälle B bis F. Die aus den sechs Fällen resultierenden Transporte und Flüsse sind mit in Abbildung 5.7 dargestellt. Es folgt eine Beschreibung der Unterschiede der einzelnen Fälle zu Referenzfall A.

Fall B: Variationen im Ekmantransport haben erhebliche Auswirkungen auf den meridionalen Wärme- und Süßwasserfluß. Die gesamte Spanne, die durch das Lösungsspektrum gegeben ist, ist nahezu vollständig auf die Unsicherheit beim Ekmantransport zurückzuführen. Dieser dominante Einfluß läßt sich dadurch erklären, daß der Ekmantransport im obersten Teil der Wassersäule, also dort, wo die mit Abstand höchsten Temperaturen sind, stattfindet. Am sensibelsten reagiert der Wärme- und Süßwasserfluß auf A2 (Unsicherheit ca. 0.12 PW), im Gebiet der Westwinddrift. Dort sind sowohl die stärksten Winde als auch die höchsten zeitlichen Schwankungen zu beobachten (Abschnitt 4.1). Bemerkenswert ist, daß die Wärme- und Süßwasserflußkonvergenz in der SPNA-Box am besten mit den atmosphärischen Flüssen übereinstimmt,

wenn ein schwacher Ekmantransport angenommen wird. Nahezu exakte Übereinstimmung bestünde bei Verwendung eines klimatologischen Ekmantransports von ca. 3 Sv (Abbildung 4.2). Weiter wird auch die Unsicherheit in der meridionalen Umwälzung durch Unsicherheiten im Ekmantransport dominiert. Sie beträgt ca. 2 Sv.

Fall C: Durch Variationen im Austausch durch den Kanadischen Archipel werden fast keine Änderungen in den dargestellten Größen verursacht.

Fall D: Variationen der Extrapolation im Bodendreieck dominieren die Unsicherheit bezüglich des Transportes vor Ostgrönland. Eine konstante Extrapolation, wie sie bei Fall D verwendet wurde, führt durch eine Abschwächung des Tiefenrandstromes zu einer Verminderung des Transportes um ca. 3 Sv.

Fall E: Variationen in den Tiefenlagen der Grenzflächen sind am deutlichsten bei dem Süßwasserfluß auf A1, der Süßwasserflußdivergenz bezüglich der SPNA-Box und beim Transport durch die CGFZ spüren. Die Auswirkung auf den Süßwasserfluß ist auf eine Änderung in der Geostrophischen Geschwindigkeit im Randstrombereich vor Irland zurückzuführen: Schon kleine Änderungen im initialen LNM ($\gamma_n = 28.00$ oder 27.98) führen dort zu einem signifikanten Geschwindigkeitsunterschied (maximal 2 cm s^{-1}), der über die ganze Wassersäule in einer Änderung von ca. 2 Sv resultiert. Da dort gleichzeitig relativ zum Schnittmittelwert extreme Salzgehalte sind, verursacht dieser Transportunterschied eine Süßwasserflußsignal von ca. 0.02 Sv. Die Auswirkung auf den CGFZ-Transport ist auf die Verschiebung der Grenzfläche zwischen der LSW-Schicht und der ISOW-Schicht nach oben zurückzuführen, die eine Erhöhung des transportierten Volumens zur Folge hat.

Fall F: Die Verwendung verschiedener Kombinationen der Reisen Meteor 30/2 und Hudson 94030 ist bestimmend für den Süßwasserfluß auf A2 und, als Folge, für die Süßwasserflußdivergenz bezüglich der SPNA-Box. Dieser Einfluß ist darauf zurückzuführen, daß die Kombination in einer Region stattfindet, in der ausgeprägte horizontale Salzgradienten vorherrschen.

5.5 Die Geschwindigkeitsverteilung

Die aus der Anwendung des Inversen Boxmodells resultierende Verteilung der totalen geostrophischen Geschwindigkeit für Referenzfall A zeigt Abbildung 5.9. Der allgemeine Eindruck ist, daß das Geschwindigkeitsfeld säulenartig ist. Dieses Verhalten ist typisch für geostrophische Geschwindigkeitsfelder, wie auch andere Untersuchungen (*Sy*, 1988; *Bersch*, 1995) zeigen. Weiter ist zu bemerken, daß der ursprüngliche LNM zwischen LSW und ISOW fast erhalten geblieben ist. Die barotropen Korrekturen, die maximal 4 cm s^{-1} und im Mittel kleiner als 1 cm s^{-1} (Abbildung 5.5) sind, verursachen nur geringfügige Veränderung relativ zum initialen geostrophischen Geschwindigkeitsfeld. Die

Transporte, die mit diesem Geschwindigkeitsfeld verbunden sind, werden ausführlich in Kapitel 7 diskutiert.

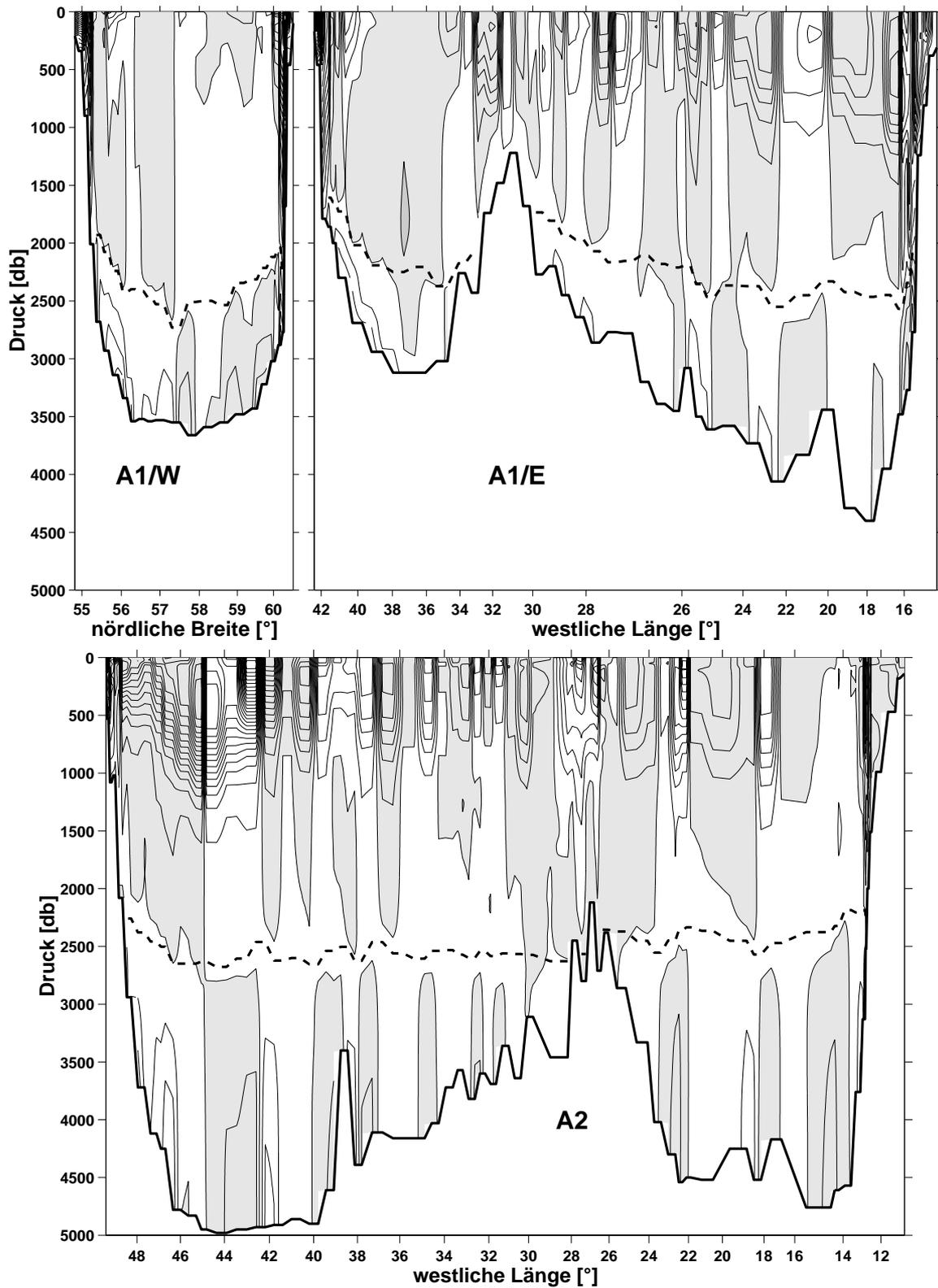


Abbildung 5.9: Die Verteilung der totalen Geschwindigkeit auf A1/W, A1/E und A2 für Referenzfall A. Grau: nordwärtige Geschwindigkeiten; weiß: südwärtige Geschwindigkeiten. Die Isolinienabstände betragen 2.5 cm s^{-1} . Die x-Achsen sind äquidistant.

5.6 Zusammenfassung

Zur Abschätzung des totalen Geschwindigkeitsfeldes wurde ein Inverses Boxmodell angewendet.

- Grundlage des Inversen Boxmodells sind Salzerhaltungsgleichungen für die ARK- und die LS-Box und die vier Schichten der SPNA-Box. Auf zusätzliche Wärme- und Volumenerhaltungsgleichungen wurde verzichtet, da Experimente gezeigt haben, daß diese keine weitere, für die Lösung verwendbare Information liefern.
- Es konnte gezeigt werden, daß die Konditionierung des Problems es erlaubt, die Lösung bei vollem Rang des Gleichungssystems zu verwenden. Die Bestimmung eines „cut off“ Ranges zur Unterdrückung des Einflusses von möglichen Fehlern in den Modellannahmen war somit nicht notwendig. In der Folge resultierte eine voll ausgeglichene Salztransportbilanz und verbleibende Ungleichgewichte in der Wärme- und Volumenbilanz konnten als ozeanische Wärme- und Süßwasserflüsse interpretiert werden.
- Fehler durch Unsicherheiten bei der Festlegung des initialen Geschwindigkeitsfeldes und der Grenzflächen in der SPNA-Box wurden abgeschätzt. Dazu wurde ein Ensemble von verschiedenen Modellkonfigurationen erstellt und aus der resultierenden Lösungsmenge Schwankungsbereiche ermittelt.
- Generell unterscheidet sich das Geschwindigkeitsfeld des Inversen Boxmodells von dem des LNM-Boxmodells durch ein tiefer gelegenes Niveau minimaler Geschwindigkeiten, welches zwischen dem LSW und ISOW statt zwischen dem SPMW und LSW liegt. Es stimmt qualitativ mit Beobachtungen, wie sie in der Literatur angegeben sind, überein und hat im Gegensatz zum LNM-Boxmodell ausgeglichene Transportbilanzen in den vier Schichten der SPNA-Box. Insgesamt konnte gegenüber dem LNM-Boxmodell eine deutlich verbesserte Übereinstimmung mit dem Erwartungsbereich erzielt werden. Die Umwälzungsrate, die meridionalen Wärme- und Süßwasserflüsse und die Divergenz des meridionalen Wärmeflusses sind jetzt in voller Übereinstimmung. Die Änderung im Süßwasserfluß der SPNA-Box und der totale Transport vor Ostgrönland liegen zwar wesentlich näher an den Erwartungen, können sie jedoch nicht voll erfüllen. Die verbleibende Differenz im Süßwasserfluß der SPNA-Box von ca. 0.04 Sv liefert Hinweise auf eine anomale Süßwasseradvektion im ozeanischen Transportfeld. Die Unterschätzung des Transports vor Ostgrönland um ca. die Hälfte (9 bis 14 Sv statt ca. 30 Sv auf der Basis von Strömungsmessungen), wird der Unterschätzung der barotropen Komponente durch das Inverse Boxmodell zugeschrieben. Die detaillierte Analyse der Ergebnisse

im Vergleich zu den Literaturwerten und den synoptischen atmosphärischen Flüssen erfolgt in den nächsten beiden Kapiteln.

- Mit Einzelstudien wurde die Sensitivität gegenüber Änderungen in der Modellkonfiguration demonstriert. Wesentliche Ergebnisse sind: Die Höhe des Ekmantransportes ist der dominierende Faktor für den meridionalen Wärmefluß und für die meridionale Umwälzungsrate; der Süßwasserfluß ist am sensibelsten gegenüber Änderungen im Randstrombereich, da dort die höchsten Geschwindigkeiten mit den extremsten Salzgehalten verbunden sind.

Insgesamt konnte durch die Anwendung des Inversen Boxmodells ein totales Transportfeld berechnet werden, welches wesentlich realistischer als das des LNM-Boxmodell ist.

6. Diskussion der Wärme- und Süßwasserflüsse

Bisher wurden sowohl mit dem LNM-Boxmodell als auch mit dem Inversen Boxmodell ozeanische Wärme- und Süßwasserflüsse berechnet, wobei sich beide Modelle in der barotropen Komponente unterscheiden. Im vorhergehenden Kapitel (Kapitel 5) konnte gezeigt werden, daß die barotrope Komponente, wie sie sich aus der Differenz der Geschwindigkeitsfelder beider Boxmodelle ergibt, zu einer Verbesserung der Ergebnisse führte, jedoch die barotrope Komponente, wie sie in den westlichen Randstromregionen direkt beobachtet wurde, erheblich unterschätzt. Die Ergebnisse des Inversen Boxmodells werden nun unter folgenden Gesichtspunkten in den nächsten beiden Kapiteln analysiert und diskutiert:

- Wie sieht die barotrope Komponente aus und wie wirkt sie?
- Sind die Ergebnisse trotz Unterschätzung der barotropen Komponente realistisch bzw. vollständig?
- Welche Flüsse und Transporte ergeben sich im Detail?
- Welche Unterschiede bestehen zu den Ergebnissen anderer Untersuchungen?

In diesem Kapitel werden die ozeanischen Wärme- und Süßwasserflüsse untersucht und im nächsten Kapitel (Kapitel 7) die mit ihnen verbundenen Transporte dargestellt.

Zuerst wird das Transportfeld der vorliegenden Untersuchung in eine horizontale und vertikale Zirkulationskomponente zerlegt und beiden Komponenten werden Wärme- und Süßwasserflüsse zugeordnet. Diese Zerlegung ermöglicht es, räumliche Unterschiede zwischen den Transportfeldern der einzelnen Schnitte zu beschreiben und beim Vergleich mit anderen Untersuchungen zeitliche und methodische Unterschiede festzustellen. Es folgt ein Vergleich mit den Untersuchungen von *Bersch* (1995) und *Lorbacher* (2000) auf A1/E bzw. A2. Nach dieser detaillierten Analyse werden die ozeanischen Wärme- und Süßwasserflüsse mit weiteren Beobachtungen, Ergebnissen von numerischen Zirkulationsmodellen und atmosphärischen Flüssen verglichen.

6.1 Beiträge der horizontalen und vertikalen Zirkulation

Die Zerlegung in eine horizontale und vertikale Zirkulationskomponente ist ein klassischer Bestandteil der Analyse von Transportfeldern (z.B. *Hall und Bryden*, 1982; *Böning und Herrmann*, 1994). Sie wurde ursprünglich vorgenommen, um den Hauptbestandteilen der allgemeinen Zirkulation, d.h. der thermohalinen meridionalen Umwälzung und der windgetriebenen und kleinskaligen Wirbelzirkulation, Wärme- und Süßwasserflüsse zuordnen zu können. In subpolaren Regionen enthält jedoch auch die horizontale Zirkulation eine erhebliche thermohalin getriebene Komponente und dieses ursprüngliche Ziel der Zerlegung ist dort nicht mehr gerechtfertigt. In der vorliegenden Untersuchung wird die Zerlegung dazu verwendet, räumlich, zeitlich und methodisch bedingte Unterschiede zwischen einzelnen Transportfeldern hervorzuheben.

Die Zerlegung in eine horizontale und vertikale Zirkulationskomponente wird nach *Hall und Bryden* (1982) durch die Aufspaltung der Geschwindigkeit $v(x, z)$ und der potentiellen Temperatur $\theta(x, z)$ in ihre zonalen Mittelwerte $\bar{\theta}(z), \bar{v}(z)$ und ihre Abweichungen $\theta'(x, z), v'(x, z)$ erreicht:

$$v(z, x) = \bar{v}(z) + v'(x, z) \quad (6.1)$$

$$\theta(z, x) = \bar{\theta}(z) + \theta'(x, z) \quad (6.2)$$

Werden Gleichung 6.1 und 6.2 in die Gleichung für den meridionalen Wärmefluß (Gleichung 2.1) eingesetzt, folgt:

$$H = \underbrace{c_p \rho \iint v'(x, z) \theta'(x, z) dx dz}_{H_{hor}} + \underbrace{c_p \rho \int \bar{v}(z) \bar{\theta}(z) \int dx dz}_{H_{ver}} + H_{Ek}, \quad (6.3)$$

dabei ist H_{hor} der meridionale Wärmefluß der horizontalen Zirkulationskomponente und H_{ver} der meridionale Wärmefluß der vertikalen Zirkulationskomponente. Die gemischten Terme $\bar{\theta} \int v' dx$ und $\bar{v} \int \theta' dx$ verschwinden per definitionem, da $\int v' dx = 0$ und $\int \theta' dx = 0$ gilt. Der Ekmantransport wird in Gleichung 6.3 der vertikalen Zirkulationskomponente zugeordnet, da er im Untersuchungsgebiet, im Gebiet der Westwinddrift, nahezu unabhängig von der geographischen Länge bzw. von der Stationsposition auf dem Schnitt ist.

Die Beiträge der beiden Komponenten zu den meridionalen Wärmeflüssen über die einzelnen Schnitte zeigt Tabelle 6.1. Während auf A2 im Gebiet zwischen dem Subtropenwirbel und dem Subpolaren Wirbel die Flüsse der vertikalen Komponente dominieren, sind auf A1/E im Einflußgebiet des Subpolaren Wirbels die Flüsse der vertikalen und

horizontalen Komponente in einer vergleichbaren Größenordnung. Auf A1/W ergibt sich sogar eine klare Dominanz der horizontalen Komponenten. Generell wird deutlich, wie sich mit zunehmender Nähe zu den subpolaren Regionen die Zirkulation von einer vertikalen in eine horizontale Ausrichtung verlagert. Dieses Verhalten ist in Übereinstimmung mit den Ergebnissen des $1/3^\circ$ -Zirkulationsmodells von *Böning und Bryan* (1996). Im Mittel erhalten sie beim Wärmefluß über 45° N eine Dominanz der Vertikalen Komponente von 78% und über 56.5° N eine Dominanz der horizontalen Komponente von 64%. Als Ergebnis des Inversen Boxmodells dominiert beim Wärmefluß auf A2 die vertikale Komponente mit 83-89% und auf A1 die horizontale mit 53-54%.

Die absoluten Werte von *Böning und Bryan* (1996) betragen bei 45° N $H_{ver}=0.39$ PW und $H_{hor}=0.11$ PW und bei 56.5° N $H_{ver}=0.13$ PW und $H_{hor}=0.23$ PW. Die größten Unterschiede zum Inversen Boxmodell ergeben sich in der vertikalen Komponente und liegen auf A2 bei 0.20 PW und auf A1 bei 0.09 PW. Die Untersuchung von *Lorbacher* (2000) deutet darauf hin, daß diese Unterschiede zeitlicher Variabilität zuzuschreiben sind. Denn in ihrer Analyse von sieben Realisationen von A2 ordnet sie zeitliche Schwankungen im Wärmefluß hauptsächlich der vertikalen Komponente zu.

Tabelle 6.1: Wärmeflüsse der horizontalen und vertikalen totalen Zirkulationskomponenten als Ergebnis des Inversen Boxmodells. Positive Werte entsprechen nach Norden gerichteten Flüssen.

		A2	A1	
			A1/W	A1/E
Wärmefluß [PW]	vertikal	0.59 ± 0.11	0.22 ± 0.03	-0.02 ± 0.01 0.24 ± 0.03
	horizontal	-0.02 ± 0.04	0.25 ± 0.03	0.06 ± 0.003 0.19 ± 0.02

Das Flächenintegral H_{hor} kann zusätzlich in einzelne Komponenten zerlegt werden, um zu verdeutlichen, wo im Transportfeld Beiträge zum Wärmefluß der horizontalen Zirkulationskomponente stattfinden. Es kann sowohl als ein Integral über eine Funktion in Abhängigkeit von der Tiefe

$$\tilde{H}_{hor}(z) = c_p \rho \int v'(x, z) \theta'(x, z) dx \quad (6.4)$$

als auch in Abhängigkeit von der geographischen Position

$$\tilde{H}_{hor}(x) = c_p \rho \int v'(x, z) \theta'(x, z) dz \quad (6.5)$$

ausgedrückt werden. In beiden Fällen gilt

$$H_{hor} = \int \tilde{H}_{hor}(z) dz = \int \tilde{H}_{hor}(x) dx. \quad (6.6)$$

Im Fall von $\tilde{H}_{hor}(z)$ gilt für jedes Tiefenintervall $\int v' dx = 0$. Folglich ist keiner der Werte von $\tilde{H}_{hor}(z)$ mit einem Nettotransport verbunden und jeder dieser Werte entspricht einem Wärmefluß pro Tiefenintervall. Die Funktion $\tilde{H}_{hor}(z)$ für alle Schnitte zeigt Abbildung 6.1. Die Kurven zeigen, daß auf allen Schnitten der Wärmefluß der horizontalen Zirkulationskomponente hauptsächlich in den obersten 1000 db stattfindet.

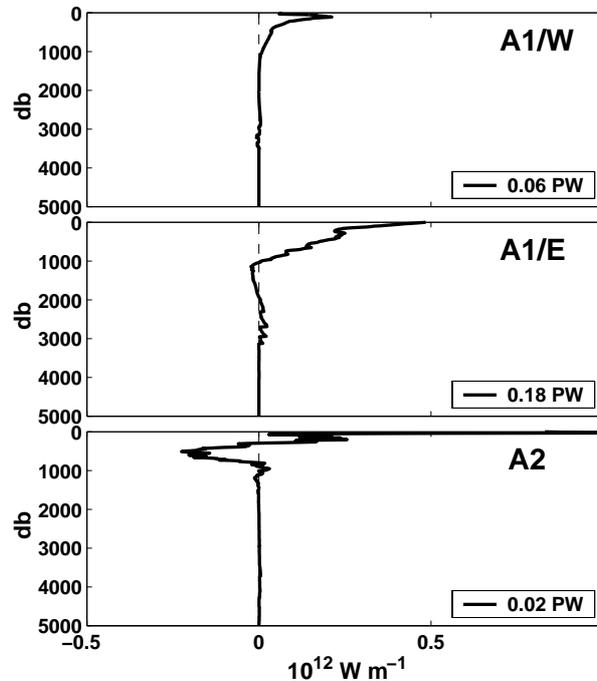


Abbildung 6.1: Vertikale Profile des Wärmeflusses der horizontalen Zirkulationskomponente in Abhängigkeit von der Tiefe $\tilde{H}_{hor}(z)$ auf A1/W, A1/E und A2.

Im Fall von $\tilde{H}_{hor}(x)$ gilt für jedes Schnittsegment $\int v' dz \neq 0$ und die Werte von $\tilde{H}_{hor}(x)$ entsprechen keinem echten Wärmefluß pro Schnittsegment. Die Funktion $\tilde{H}_{hor}(x)$ zeigt jedoch, wie hoch $v'(x, z)$ und $\theta'(x, z)$ lokal korrelieren, und ermöglicht es somit zu lokalisieren, wo relativ zum zonalen Mittel erhöhte Wärmetransporte stattfinden. Aufgrund der hohen Fluktuation in dem Profil $\tilde{H}_{hor}(x)$ ist es aussagekräftiger, die Funktion kumulativ aufzutragen (Abbildung 6.2). Die Kumulation beginnt immer im Westen bzw. Süden. Der östlichste bzw. nördlichste Wert entspricht dem Gesamtwert H_{hor}

für den jeweiligen Schnitt. Die Kurven zeigen, daß die Werte für H_{hor} auf A1/W und A1/E im wesentlichen auf Strömungen in den Randregionen zurückzuführen sind. Auf A1/W findet ein Beitrag vor Labrador statt (anomal kaltes Wasser wird nach Südosten transportiert) und ein weiterer vor Westgrönland (anomal warmes Wasser wird nach Nordwesten transportiert); auf A1/E wird ein Anteil im EGC und ein weiterer in der durch den NAC beeinflussten Region vor Irland beigetragen. Der Wärmefluß über A1/E wird in Abschnitt 6.2.1 näher erläutert. Auf A2 werden zwar im westlichen Randstromregime lokal erhebliche Beiträge geleistet, doch im Mittel gleichen sie sich aus, so daß Netto nahezu kein Wert für H_{hor} resultiert.

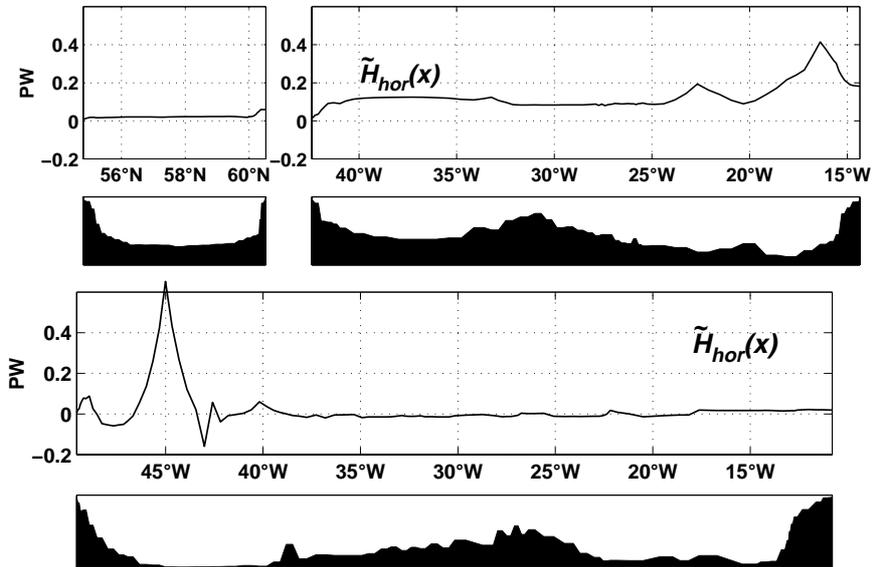


Abbildung 6.2: Kumulative Summe der Funktion $\tilde{H}_{hor}(x)$ auf den Schnitten A1/W (oben links), A1/E (oben rechts) und A2 (unten) für Referenzfall A.

Um auch den meridionalen Süßwasserfluß der horizontalen und der vertikalen Zirkulationskomponente berechnen zu können, wird auf Gleichung 2.7 zurückgegriffen. Diese Gleichung ermöglicht es, bei geschlossenen Volumenbilanzen aus dem verbleibenden Ungleichgewicht der Salzbilanz einen Süßwasserfluß abzuschätzen. Da per definitionem $\int v'(x, z)dx = 0$ gilt, ist die Volumenbilanz der horizontalen Zirkulation für jedes Tiefenintervall geschlossen und Gleichung 2.7 kann für jedes Tiefenintervall angewendet werden:

$$\frac{1}{S_{ref}} \int v'(x, z)S'(x, z)dx = \tilde{F}_{hor}(z) \quad (6.7)$$

Für die gesamte Wassersäule gilt dann

$$F_{hor} = \int \tilde{F}_{hor}(z) dz \quad (6.8)$$

und

$$F_{ver} = F - F_{hor}, \quad (6.9)$$

wobei F dem gesamten meridionalen Süßwasserfluß über einen Schnitt entspricht. Die Werte für F_{hor} und F_{ver} auf den Schnitten zeigt Tabelle 6.2. Generell verteilt sich der Süßwasserfluß in ähnlicher Weise auf die horizontale und vertikale Zirkulationskomponente wie der Wärmefluß, jedoch mit umgekehrtem Vorzeichen. Speziell kommt jedoch der horizontalen Zirkulationskomponente eine höhere Bedeutung zu. Auf A1 liefert sogar nur F_{hor} einen Beitrag, da sich F_{ver} auf A1/W und A1/E in der Summe gegenseitig aufheben.

Entsprechend Abbildung 6.1 und 6.2 können auch die Funktionen $\tilde{F}_{hor}(z)$ und $\tilde{F}_{hor}(x)$ als Profile dargestellt werden. Die Profile (ohne Abbildung) gleichen qualitativ denen der Funktionen $\tilde{H}_{hor}(z)$ und $\tilde{H}_{hor}(x)$, was darauf zurückzuführen ist, daß generell anomal kaltes Wasser auch anomal salzarm ist und anomal warmes auch anomal salzreich ist. An dieser Stelle wird daher auf eine Darstellung dieser Größen verzichtet. Sie werden erst in den folgenden Abschnitten gezeigt, um Fragestellungen, die sich durch den Vergleich mit anderen Beobachtungen ergeben, erörtern zu können.

Tabelle 6.2: Süßwasserflüsse der horizontalen und vertikalen totalen Zirkulationskomponenten als Ergebnis des Inversen Boxmodells. Positive Werte entsprechen nach Norden gerichteten Flüssen.

		A2	A1	
			A1/E	A1/W
Süßwasserfluß [Sv]	vertikal	-0.28±0.04	0.00±0.01	
	horizontal	0.11±0.03	-0.04 ±0.01	0.04±0.01
			-0.18±0.01	
			-0.11±0.01	-0.07±0.003

6.2 Vergleich mit anderen Beobachtungen auf den Schnitten

In diesem Abschnitt werden die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit mit Transportabschätzungen von *Bersch* (1995) und *Lorbacher* (2000) verglichen. *Bersch* berechnete für 1991 unter Verwendung von hydrographischen Daten und Strömungsmessungen mit einem schiffsgebundenen ADCP Geschwindigkeiten auf A1/E. Der Vergleich mit seinen Ergebnissen bietet den Vorteil, die Wirkung der „schwachen“ barotropen Komponente des Inversen Boxmodells mit der Wirkung einer „realistischen“ barotropen Komponente auf der Basis von Strömungsmessungen gegenüber zu stellen. *Lorbacher* schätzte für sieben Realisationen von A2 (u.a. auch für 1994) ein totales Geschwindigkeitsfeld ab. Die barotrope Komponente erhielt sie durch die Anwendung der Sverdruprelation. Ihr liegt daher, ähnlich wie bei der vorliegenden Arbeit, eine indirekte Abschätzung zugrunde.

6.2.1 Vergleich mit *Bersch* (1995)

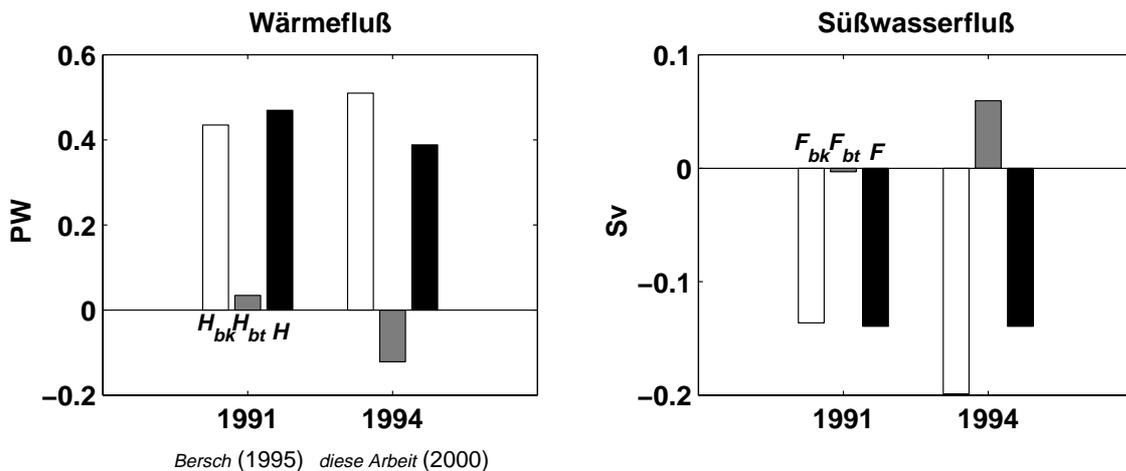


Abbildung 6.3: Gegenüberstellung der Wärme- und Süßwasserflüsse auf A1/E für 1991 (*Bersch*, 1995) und 1994 (vorliegende Arbeit). Weiß gibt die Flüsse der baroklinen, grau die der barotropen und schwarz die der totalen Zirkulation an.

Um einen direkten Vergleich mit den Ergebnissen von *Bersch* (1995) zu ermöglichen, wurde aus seinen geostrophischen Geschwindigkeitsprofilen unter Anwendung des LNM-Boxmodells (entsprechend Abschnitt 4.4) ein baroklines Geschwindigkeitsfeld bestimmt. Eine barotrope Komponente wurde aus der Differenz zwischen dem baroklinen und seinem totalen Geschwindigkeitsfeld abgeleitet. Aus dem baroklinen Feld wurden entsprechend Gleichung 6.3, 6.8 und 6.9 H_{ver}^{bk} , H_{hor}^{bk} , F_{ver}^{bk} und F_{hor}^{bk} berechnet.

Die Wärme- und Süßwasserflüsse des gesamten, des baroklinen und des barotropen Geschwindigkeitsfeldes für 1991 und 1994 zeigt Abbildung 6.3. Die Gegenüberstellung

demonstriert, daß sich der gesamte Wärmefluß nur leicht, um 0.08 PW, und der Süßwasserfluß gar nicht verändert hat. Für die baroklinen und barotropen Flüsse allein ergeben sich jedoch erhebliche Unterschiede: Die Beträge der baroklinen Flüsse haben sich erhöht und die barotropen Flüsse unterliegen sogar einer Vorzeichenumkehr. Bevor diese Unterschiede im folgenden erörtert werden, sei noch einmal darauf hingewiesen, daß nur die Unterschiede in den barotropen Flüssen von methodischen Unsicherheiten zur Bestimmung einer totalen Geschwindigkeit betroffen sein können. Änderungen in den baroklinen Flüsse resultieren einzig aus Unterschieden in den hydrographischen Datensätzen.

Unterschiede in den baroklinen Flüssen

Die Unterschiede in den baroklinen Flüssen zwischen 1991 und 1994 betragen 0.06 PW und 0.05 Sv (Abbildung 6.3). Nach einer Zerlegung in eine horizontale und vertikale barokline Komponente (Abbildung 6.4) wird deutlich, daß diese fast vollständig auf Änderungen innerhalb der horizontalen Zirkulation (0.07 PW und 0.05 Sv) zurückzuführen sind. Die Änderungen innerhalb der vertikalen Zirkulation sind mit 0.02 PW und 0.005 Sv deutlich geringer. Die Regionen, in denen die Änderungen der Flüsse der horizontalen Zirkulation verursacht wurden, können lokalisiert werden. Dazu werden entsprechend Gleichung 6.4 $\tilde{H}_{hor}^{bk}(z)$ und $\tilde{F}_{hor}^{bk}(z)$ und entsprechend Gleichung 6.5 $\tilde{H}_{hor}^{bk}(x)$ und $\tilde{F}_{hor}^{bk}(x)$ berechnet. Da per definitionem $\int v'dx = 0$ und $\int v'dz \neq 0$ sind, können nur die Komponenten der Funktionen $\tilde{H}_{hor}^{bk}(z)$ und $\tilde{F}_{hor}^{bk}(z)$ als Flüsse interpretiert werden. Die Komponenten der Funktionen $\tilde{H}_{hor}^{bk}(x)$ und $\tilde{F}_{hor}^{bk}(x)$, die mit Nettotransporten verbunden sind, geben hingegen lediglich an, wie hoch die Korrelationen von $v'(x, z)$ mit $\theta'(x, z)$ und $S'(x, z)$ ist. Trägt man $\tilde{H}_{hor}^{bk}(x)$ und $\tilde{F}_{hor}^{bk}(x)$ in Abhängigkeit von x auf, läßt sich somit darauf schließen, wo hohe Wärme- und Süßwassertransporte stattfinden.

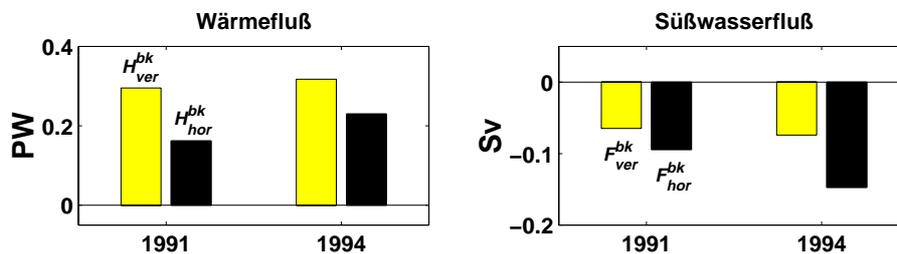


Abbildung 6.4: Wärme- und Süßwasserflüsse der vertikalen (grau) und horizontalen (schwarz) baroklinen Zirkulation auf A1/E für 1991 und 1994.

Die Profile $\tilde{H}_{hor}^{bk}(z)$ und $\tilde{F}_{hor}^{bk}(z)$ für 1991 und 1994 (Abbildung 6.5) zeigen, daß in beiden Jahren Strömungen in den obersten 1000 db ausschlaggebend waren. Strömungen innerhalb des Tiefenwasser können hingegen als Ursache für Änderungen innerhalb der

horizontalen baroklinen Zirkulation vernachlässigt werden.

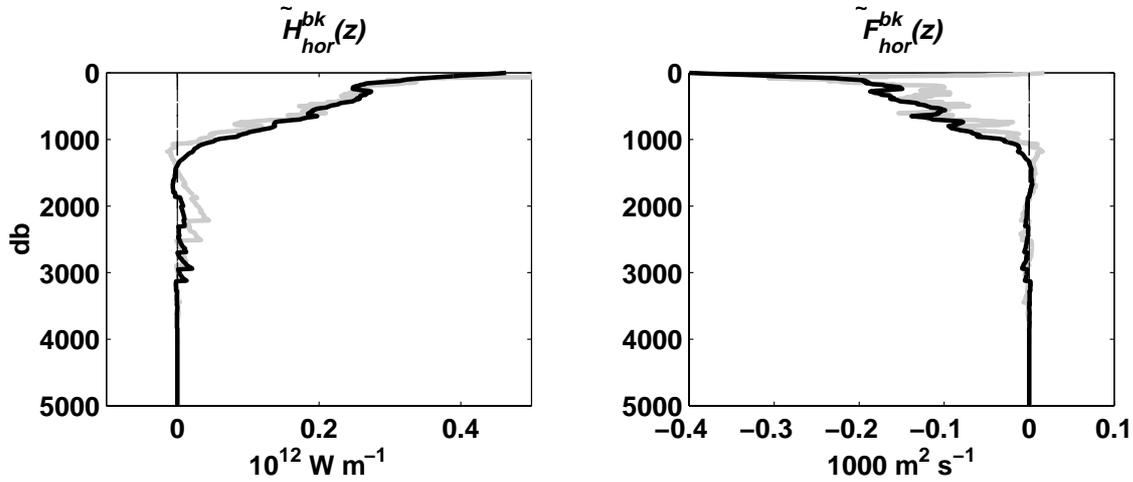


Abbildung 6.5: Vertikale Profile des Wärme- und Süßwasserflusses der horizontalen baroklinen Zirkulationskomponente in Abhängigkeit von der Tiefe auf A1/E für 1991 (grau) und 1994 (schwarz).

Aufgrund der hohen Fluktuation der Profile $\tilde{H}_{hor}^{bk}(x)$ und $\tilde{F}_{hor}^{bk}(x)$ ist es aussagekräftiger, sie als kumulative Größen darzustellen (Abbildung 6.6). Generell folgen alle Kurven dem gleichen Verlauf: Sie wechseln nicht ihr Vorzeichen und erfahren in den gleichen Regionen eine Änderung. Qualitativ wird der Verlauf der Kurven dadurch bestimmt, daß vor Ostgrönland kaltes, salzarmes Wasser nach Süden ($\theta' < 0, v' < 0, S' < 0$) und im Gebiet des Rockalltrogs (ca. 1700 km bis zum Schnittende) warmes, salzreiches Wasser nach Norden ($\theta' > 0, v' > 0, S' > 0$) transportiert wird. In beiden Fällen resultiert ein positives $\theta'v'$ und ein positives $S'v'$ und somit nach Gleichung 6.3 und 6.7 ein positiver Wärme- und ein negativer Süßwasserfluß. Über diese Gemeinsamkeiten hinaus bestehen jedoch Unterschiede. Der erste Unterschied ist, daß 1994 im Gegensatz zu 1991 der Anstieg vor Ostgrönland erhöht ist. Der Abstand, der zwischen den beiden Kurven bis zur 100 km-Marke entstanden ist, beträgt beim Wärmefluß 0.04 PW und beim Süßwasserfluß -0.04 Sv. Nach einer weiten Strecke, während der sich beide Profile nahezu parallel verhalten, findet erst ab ca. 1700 km eine zweite Änderung im Abstand der Profile statt. Im Gegensatz zu der Region vor Ostgrönland weichen jedoch hier die beiden Profile über mehrere hundert Kilometer - über den gesamten Rockalltrog - erheblich voneinander ab und nähern sich erst beim Erreichen des Schnittendes einem konstanten Abstand. Insgesamt resultiert über diese Region eine Erhöhung des Abstands um 0.04 PW und -0.015 Sv.

Rückblickend auf die hydrographischen Daten lassen sich diese Wärme- und Süßwasserflußänderungen in den Randregionen jetzt einzelnen Phänomenen zuordnen. Im Fall

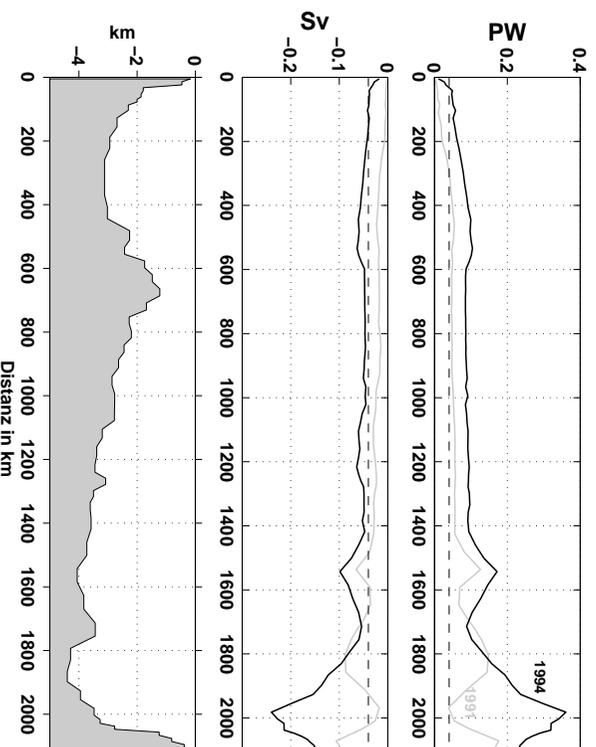


Abbildung 6.6: Kummulative Wärme- und Süßwassertransporte der horizontalen baroklinen Zirkulation auf A1/E. 1991 (grau) und 1994 (schwarz) im Vergleich. Das unterste Bild zeigt den Verlauf der Topographie.

der Änderung vor Ostgrönland ist die Ursache der Differenz relativ eindeutig. Der Vergleich der Hydrographien von 1991 und 1994 zeigt (ohne Abbildung), daß sich die thermohaline Front des Ostgrönlandstromes (EGC), die relativ kaltes, salzarmes arktisches Wasser von relativ warmem, salzreichen atlantischen Wasser trennt, nach Osten verlagert hat. Als Resultat wurde 1994 im Gegensatz zu 1991 durch die Beprobung von A1/E mehr kaltes, salzarmes EGC-Wasser erfaßt. Da bei der Beprobung der Schnitte Schelfbereiche flacher 200 db ausgelassen wurden (Abbildung 1.2), ist es nicht möglich zu unterscheiden, ob lediglich eine räumliche Verlagerung innerhalb des EGC-Regimes stattgefunden hat oder sich der Süßwassertransport im EGC insgesamt erhöht hat.

Für die Region vor Irland ist die Ursache der Änderung nicht so eindeutig zu erkennen. Der Vergleich der baroklinen Geschwindigkeitsfelder zeigt (ohne Abbildung), daß die Änderung mit einer Richtungsumkehr der Strömung über dem Kontinentalabhang und einer allgemeinen Verschiebung der Strömungsstruktur im Rockalltrog verbunden ist. Eine genaue Lokalisierung des Süßwassersignals auf eine einzelne Strömung wie im Fall des EGC vor Ostgrönland ist somit nicht möglich. Es sei in diesem Zusammenhang jedoch auf Untersuchungen von *Pingree* (1993) und *Mohn* (2000) hingewiesen, die zeigen, daß diese durch den NAC beeinflusste Region generell hoher zeitlicher Variabilität unterliegt. Nach Drifterbeobachtungen von *Pingree* (1993) trifft der NAC bei ca. 51° N und 20° W auf das Rockallplateau (geographische Lage siehe Abbildung 1.2) und

divergiert in eine Nord- und Südströmung. Flächendeckende hydrographische Daten aus den Zeiträumen April-Mai 1994 und Juni-Juli 1995 bestätigen durch für Auftriebsgebiete charakteristische Verteilungen, daß in dieser Region ein divergentes Strömungssystem existiert (Mohn, 2000). Ebenfalls in der gleichen Meßperiode durchgeführte Strömungsmessungen mit einem schiffsgebundenen ADCP demonstrieren jedoch auch, daß sich der Ort, an dem der NAC divergiert, mit der Zeit meridional verschiebt (Mohn, 2000). So existieren auf der geographischen Höhe von A1/E sowohl Zustände mit einer nord- als auch mit einer südwärtsgerichteten Strömung über dem Kontinentalabhang. Die Auswertung Satelliten gestützter Altimeterdaten zeigt, daß auch weiter östlich, in der Region des Rockallplateau und des Rockalltrogs, hohe räumliche und zeitliche Variabilität vorzufinden ist (Esselborn, 2000). Die aus Meereshöhen abgeleiteten Oberflächengeschwindigkeiten demonstrieren, daß die Positionen und die Intensitäten der NAC-Äste schwanken.

Unterschiede in den barotropen Flüssen

Der Vergleich der barotropen Flüsse bietet nun die Möglichkeit, die Wirkung der „schwachen“ barotropen Komponente der vorliegenden Arbeit mit der Wirkung der „realistischen“ barotropen Komponente von Bersch (1995) auf den meridionalen Wärme- und Süßwasserfluß zu untersuchen. Was in diesem Fall mit den Begriffen „schwach“ und „realistisch“ gemeint ist, demonstriert Abbildung 6.7. Sie zeigt den kumulativen barotropen Transport für 1991 und 1994. Berschs Verfahren liefert generell höhere Amplituden im barotropen Transport. Vor Ostgrönland z.B. erreicht seine barotrope Komponente, in Übereinstimmung mit anderen Beobachtungen (Tabelle 1.1), ca. 30 Sv, hingegen die Komponente der vorliegenden Arbeit nur ca. 10 Sv. Dieser Unterschied in den Amplituden setzt sich über den gesamten Schnitt fort. Qualitativ sind die beiden barotropen Komponenten jedoch sehr ähnlich. Die Richtungen der barotropen Transporte verlaufen fast immer parallel und die Extrema im kumulativen Transport befinden sich in etwa an den gleichen Positionen. Ebenfalls übereinstimmend ist, daß beide Kurven in Abbildung 6.7 ungefähr auf der geographischen Länge des Eriador Seamounts (bei ca. 1250 km) einen Nulldurchgang haben. Als Resultat sind in beiden Jahren sowohl die barotropen Transporte östlich als auch westlich des Eriador Seamounts in der Summe Null. Die einzige Region, in der die barotropen Transporte von 1991 und 1994 sowohl vom Vorzeichen als auch Betrag stark voneinander abweichen, ist der Rockalltrog. Unter der Berücksichtigung der Diskussion im vorhergehenden Abschnitt über die hohe zeitliche Variabilität in dieser Region ist zu vermuten, daß die Abweichung auf zeitliche Variabilität und nicht auf methodische Fehler zurückzuführen ist.

Über die Darstellung von Abbildung 6.7 hinaus ist es interessant auch die zonalintegrierten barotropen Transportprofile der beiden Jahre miteinander zu vergleichen (Ab-

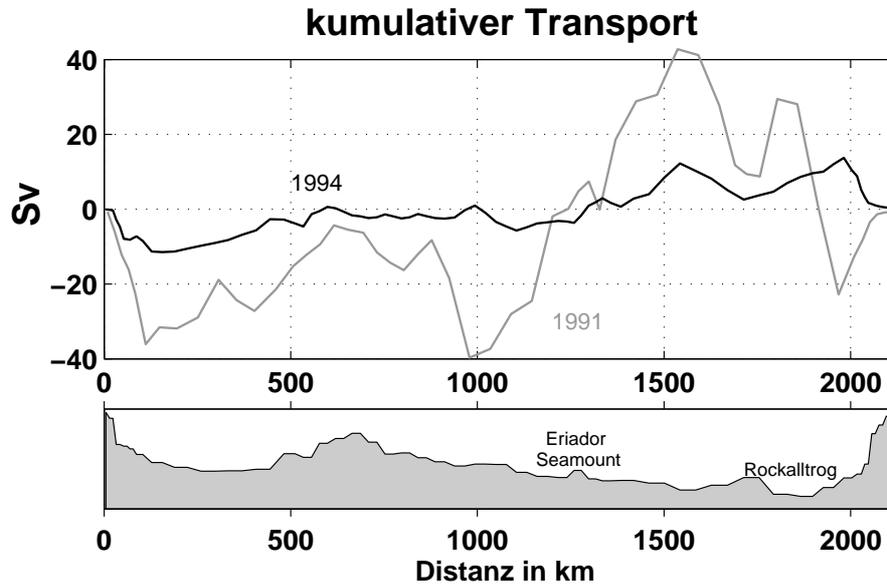


Abbildung 6.7: Kumulative Transporte der barotropen Korrekturen von *Bersch* (1995) für 1991 und der vorliegenden Arbeit für 1994 in Sv. Die Kummulation startet jeweils im Westen.

bildung 6.8). Die zonalintegrierten baroklinen Transporte sind ebenfalls mit dargestellt. In beiden Jahren ist der barotrope Transport in den obersten ca. 1000 db nach Süden und zwischen 1500 und 3500 db nach Norden gerichtet. Nur in der Bodenschicht sind die barotropen Transporte der beiden Jahre entgegengesetzt. Ebenfalls beiden Jahren gemeinsam ist, daß die barotropen den baroklinen Profilen entgegengesetzt sind. Die barotropen Komponenten spielen somit in beiden Jahren im meridionalen Transportprofil eine sehr ähnliche Rolle.

Zusammenfassend ist gezeigt worden, daß die barotropen Komponenten qualitativ übereinstimmen. Lokal wird durch das Inverse Boxmodell jedoch die Amplitude der barotropen Komponente unterschätzt.

Die Höhe der barotropen Wärme- und Süßwasserflüsse von 1991 und 1994 im Vergleich zu den baroklinen Flüssen zeigte bereits Abbildung 6.3. In beiden Jahren, also unabhängig von der verwendeten Methode zur Bestimmung einer totalen Geschwindigkeit, sind die barotropen Flüsse relativ gering. 1994 sind sie jedoch mit -0.12 PW und 0.06 Sv den Flüssen von 1991 (0.03 PW und -0.003 Sv) entgegengesetzt. Um den Grund für diese Unterschiede näher zu lokalisieren, kann die Existenz des Nulldurchganges in Abbildung 6.7 genutzt werden. Er ermöglicht, für beide Regionen östlich und westlich des Eriador Seamounts separate Wärme- und Süßwasserflüsse zu berechnen (Abbildung 6.9). Westlich des Eriador Seamounts ist sowohl 1991 als auch 1994 der Wärmefluß nach Süden

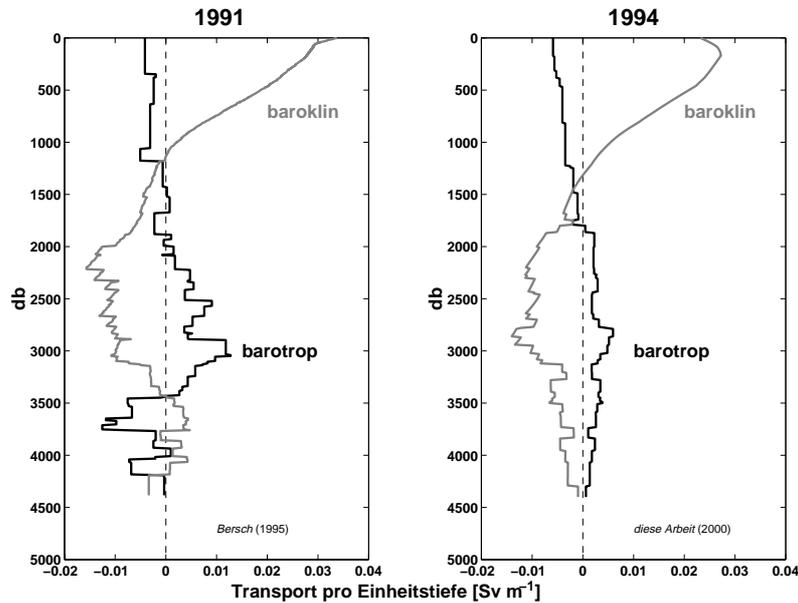


Abbildung 6.8: Profile des zonalintegrierten Transportes der barotropen und der baroklinen Komponente für A1/E.

und der Süßwasserfluß nach Norden gerichtet. Der Unterschied von ca. 20 Sv in der zyklonalen Zirkulation des Subpolaren Wirbels scheint somit keine ausschlaggebende Wirkung auf den Wärme- und Süßwasserfluß zu haben. Östlich des Eriador Seamounts sind im Gegensatz zur Region westlich des Eriador Seamounts die Wärme- und Süßwasserflüsse der barotropen Transporte zwischen 1991 und 1994 sehr unterschiedlich. Sie wechseln sowohl ihre Richtung als auch ihren Betrag. In dem Zusammenhang mit der bereits erwähnten hohen zeitlichen Variabilität in dieser Region ist zu vermuten, daß es sich im wesentlichen um ein zeitliches Signal und nicht um einen methodischen Fehler handelt.

Um einen Überblick über die Unterschiede im baroklinen und barotropen Wärme- und Süßwasserfluß zwischen 1991 und 1994 zu erhalten, sind in Abbildung 6.10 alle Differenzen zwischen den einzelnen Beiträgen dargestellt. Westlich des Eriador Seamounts dominiert die Differenz im baroklinen Fluß, der im wesentlichen der Verschiebung der EGC-Front zugeschrieben werden kann. Östlich des Eriador Seamounts dominiert das Signal im barotropen Fluß. Insgesamt gleichen sich die Differenzen östlich und westlich des Eriador Seamounts nahezu aus, so daß 1994 der Wärmefluß nur etwas reduziert ist und der Süßwasserfluß gar nicht verändert wird.

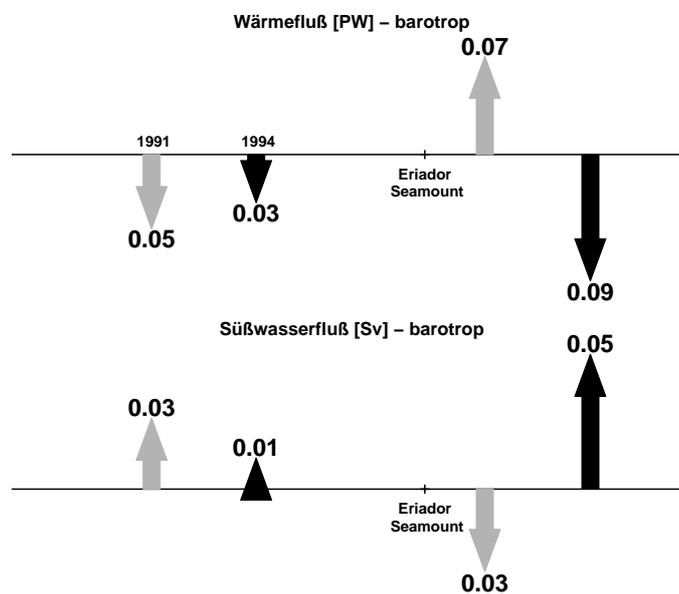


Abbildung 6.9: Wärme- und Süßwasserflüsse der barotropen Zirkulation auf A1/E. Grau: 1991 (Bersch, 1995), schwarz: 1994 (vorliegende Arbeit).

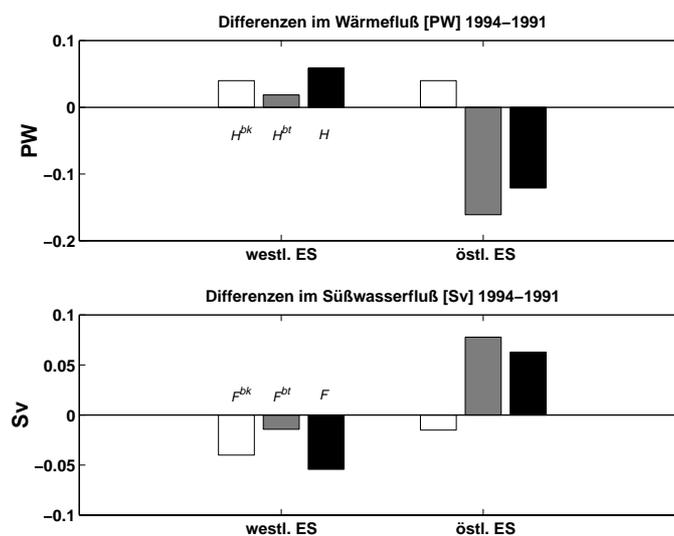


Abbildung 6.10: Zusammenfassung der Unterschiede im baroklinen und barotropen Wärme- und Süßwasserfluß zwischen 1991 (nach Bersch, 1995) und 1994 (vorliegende Arbeit) auf A1/E.

6.2.2 Vergleich mit *Lorbacher* (2000)

Lorbacher (2000) analysierte eine Zeitreihe von sieben hydrographischen Aufnahmen des Schnittes A2 aus den Jahren 1957, 1982, 1993, 1994, 1996, 1997 und 1998. Für jede Realisation bestimmte sie in Anlehnung an *Hall und Bryden* (1982) ein Geschwindigkeitsfeld, welches aus drei in sich balancierten Komponenten besteht: einer Ekman-, einer baroklinen und einer barotropen Komponente. Die ersten beiden Komponenten zusammen entsprechen dem Geschwindigkeitsfeld eines LNM-Boxmodells, wie es in der vorliegenden Arbeit zur Bestimmung der baroklinen Komponente angewendet wurde. Die barotrope Komponente berechnete sie über die Sverdruprelation, wobei aus klimatologischen Windschubspannungsdaten für jede Realisation ein Dreimonatsmittelwert berechnet wurde. Da der in der vorliegenden Arbeit verwendete Datensatz von 1994 Bestandteil ihrer Zeitreihe ist, ist ein direkter Vergleich der beiden Verfahren möglich. Außerdem ermöglicht die Betrachtung ihrer Zeitreihe, 1994 in den zeitlichen Kontext zu setzen.

Die baroklinen, barotropen und totalen Wärme- und Süßwasserflüsse für 1994 der beiden Untersuchungen werden in Abbildung 6.11 verglichen. Der Süßwasserfluß ist in der Untersuchung von *Lorbacher* (2000) nur für das gesamte Geschwindigkeitsfeld angegeben. Als Ergebnisse der vorliegenden Arbeit sind die Ergebnisse von Fall B (Fallstudie Abschnitt 5.4.2) dargestellt. Dieser Fall berücksichtigt, im Gegensatz zu Referenzfall A, einen schwächeren Ekmantransport, der nahezu in Übereinstimmung mit dem von *Lorbacher* (ca. 2 Sv) verwendeten steht. Die trotzdem verbleibende Differenz im baroklinen Wärme fluß von 0.04 PW ist auf unterschiedliche Bearbeitung der Daten zurückzuführen und soll hier nicht weiter erörtert werden. Entscheidend ist die Differenz im barotropen Wärme fluß. Die beiden barotropen Wärme flüsse haben nicht nur unterschiedliche Größenordnungen sondern auch unterschiedliche Richtungen. Im Fall der vorliegenden Arbeit ist er mit 0.10 PW nach Norden und im Fall von *Lorbachers* Verfahren mit 0.01 PW nach Süden gerichtet. In der Tendenz setzt sich bei *Lorbacher* diese geringe Größenordnung des barotropen Wärme flusses über die ganze Zeitreihe fort, denn keiner der von ihr berechneten Werte überschreitet 0.02 PW. Der Grund für die unterschiedlichen Ergebnisse der beiden Methoden (*Lorbacher* (2000) und vorliegende Arbeit) wird deutlich, wenn man die unterschiedlichen Verteilungsmechanismen der barotropen Geschwindigkeit betrachtet (Abbildung 6.12). *Lorbacher* schätzte anhand der Sverdruprelation aus Winddaten eine barotrope Zirkulation von 8.8 Sv ab. Unter der Annahme, daß die Sverdrupbalance für den gesamten Schnitt außerhalb des westlichen Randstromregimes gilt, verteilte sie den Südtransport gleichmäßig vom Zentrum des „Mann-Eddies“ (ca. 45° W) bis zum östlichen Schnittende. Die nordwärtige Rezirkulation des Sverdruptransports im Randstrom verteilte sie gleichmäßig vom westlichen Schnittende bis zum Zentrum des

Mann-Eddies. Im Gegensatz zu der Anwendung von *Lorbacher* variiert die barotrope Komponente der vorliegenden Arbeit erheblich mit der Position auf dem Schnitt (Abbildung 6.12). In diesen Zusammenhang sei noch einmal darauf hingewiesen, daß sie der Differenz zwischen dem Geschwindigkeitsfeld des LNM-Boxmodells und des Inversen Boxmodells entspricht und auf eine Verschiebung der Schicht minimaler Geschwindigkeit nach unten zurückzuführen ist. Da zum Teil die barotrope Komponente mit der mittleren Temperatur in der Wassersäule korreliert ist, kommt es gegenüber *Lorbachers* Verteilung der barotropen Komponente zu einem höheren barotropen Wärmefluß.

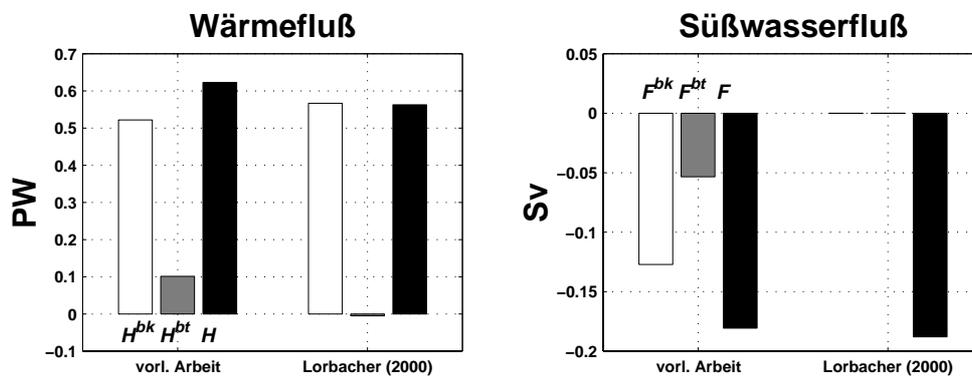


Abbildung 6.11: Wärme- und Süßwasserflüsse auf A2 für 1994 als Ergebnis der vorliegenden Arbeit (Fall B, siehe Abschnitt 5.4.2) und als Ergebnis von *Lorbacher* (2000).

Der kumulative barotrope Transport als Ergebnis der vorliegenden Arbeit auf A2 (Abbildung 6.12) hat, wie auf A1/E, Nulldurchgänge, so daß sich als Konsequenz Wärme- und Süßwasserflüsse für vier Abschnitte berechnen lassen. Die Wärme- und Süßwasserflüsse zwischen den Integrationsstützpunkten westliches Schnittende, 49° W, 43° W, 14° W und östliches Schnittende zeigt Abbildung 6.13. Die höchsten Werte, 0,09 PW und -0,06 Sv, resultieren aus dem westlichen Randstromgebiet. Die eher schwachen Wärme- und Süßwasserflüsse auf dem übrigen Schnitt, zwischen 14° W und dem östlichen Schnittende, heben sich gegenseitig nahezu auf.

Um die barotrope Komponente auf A2 der vorliegenden Arbeit weiter zu verdeutlichen, ist in Abbildung 6.14 der zonalintegrierte barotrope und barokline Transport in Abhängigkeit von der Tiefe dargestellt. Der barotrope Transport ist in den obersten 3000 db nordwärtig und in den untersten 2000 db südwärtig. Im Gegensatz zu A1/E (Abbildung 6.8) ist er somit auf A2 in den obersten 1000 db in die gleiche Richtung wie der barokline Transport gerichtet. Unterhalb von 1000 db ist er fast über die ganze Wassersäule dem baroklinen Transport entgegengerichtet, außer zwischen 3100 und 3750 db.

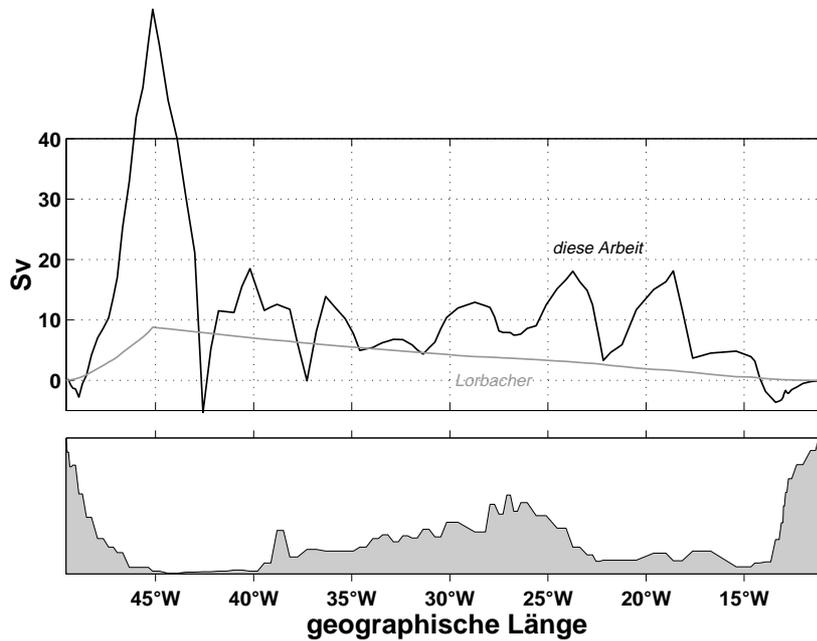


Abbildung 6.12: Kumulative Transporte der barotropen Korrekturen von *Lorbacher* (2000) und der vorliegenden Arbeit für 1994 in Sv auf A2. Die Kumulation startet jeweils im Westen.

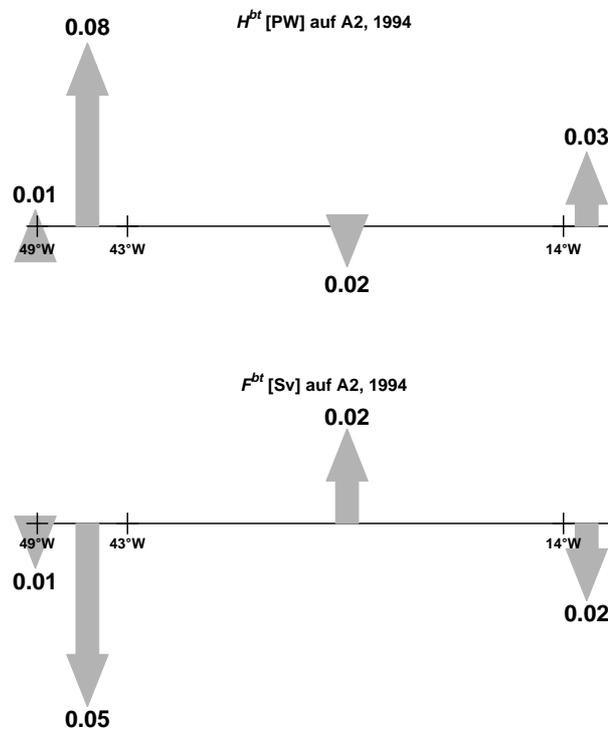


Abbildung 6.13: Wärme- und Süßwasserflüsse der barotropen Komponente (vorliegende Arbeit) auf verschiedenen Teilabschnitten für 1994.

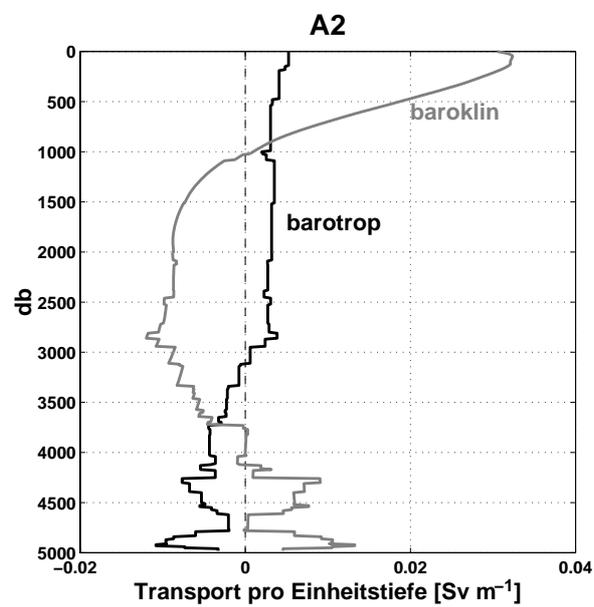


Abbildung 6.14: Transportprofile der baroklinen und der barotropen Komponente für A2 als Ergebnis der vorliegenden Arbeit.

6.3 Weitere Vergleiche

Nach einem ausführlichen Vergleich mit den Ergebnissen von *Bersch* (1995) und *Lorbacher* (2000) folgen nun Vergleiche mit weiteren Beobachtungen im Ozean, numerischen Zirkulationsmodellen sowie mit synoptischen und klimatologischen atmosphärischen Flüssen (siehe auch Tabellen 2.1, 2.2, 2.5 und 2.4). Bei der Erstellung der Tabellen wurden die Originalwerte der Autoren korrigiert, um vergleichbare Flüsse bezüglich A1 und A2 zu erhalten. Die Unterschiede werden ins Verhältnis zu bereits vorhandenen Abschätzungen zeitlicher Variabilität gesetzt. Ein Maß für die zeitliche Variabilität auf einer zwischenjährigen Skala liefern die Beobachtungen von *Lorbacher* (2000) auf A2 und die Zeitreihen der Wärme- und Süßwasseraustauschraten zwischen Ozean und Atmosphäre bezüglich der SPNA-Box (Abschnitt 2).

6.3.1 Flüsse in die SPNA-Box

Im stationären Gleichgewicht sind Divergenzen im ozeanischen Wärme- und Süßwasserfluß auf den Austausch von Wärme- und Süßwasser zwischen Ozean und Atmosphäre zurückzuführen. Abweichungen zwischen diesen beiden unabhängig voneinander bestimmten Größen liefern somit einen Hinweis darauf, daß kein Gleichgewichtszustand herrscht und eine anomale Wärme- bzw. Süßwasseradvektion im Ozean eine Rolle spielt. Es soll nun geprüft werden, ob 1994 ein Gleichgewichtszustand herrscht. Die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit bezüglich der SPNA-Box im Vergleich zu atmosphärischen Flüssen und Divergenzen in numerischen Modellen zeigt Abbildung 6.15. Der graue Bereich kennzeichnet den zeitlichen Schwankungsbereich auf der Basis von NCEP/NCAR-Reanalysedaten.

Die Wärmeflußdivergenz für die SPNA-Box zeigt Abbildung 6.15 (oben). Das Ergebnis des Inversen Boxmodells ist in Übereinstimmung mit dem synoptischen Wärmeverlust an die Atmosphäre auf der Basis der NCEP/NCAR-Flüsse. Wie bereits anhand von Einzelstudien in Abschnitt 5.4.2 gezeigt wurde, ist die Übereinstimmung am besten, wenn ein relativ schwacher Ekmantransport angenommen wird. Die Übereinstimmung ist ein Hinweis darauf, daß 1994 keine anomale Advektion von Wärme bestand. Das Spektrum, welches sich aus den Literaturangaben ergibt, bestätigt sowohl die NCEP/NCAR-Wärmeflüsse als auch den Wert des Inversen Boxmodells.

Die Süßwasserflußdivergenzen für die SPNA-Box zeigt Abbildung 6.15 (unten). Der Süßwasseraustausch durch die Meeresoberfläche erfolgt im allgemeinen durch Niederschlag, Verdunstung und kontinentalen Abfluß. Da jedoch bei der vorliegenden Untersuchung die Schelfregionen mit Wassertiefen unterhalb 200 m vernachlässigt wurden, ist die Rolle des kontinentalen Abflusses in der Süßwasserbilanz der SPNA-Box unklar. Zum

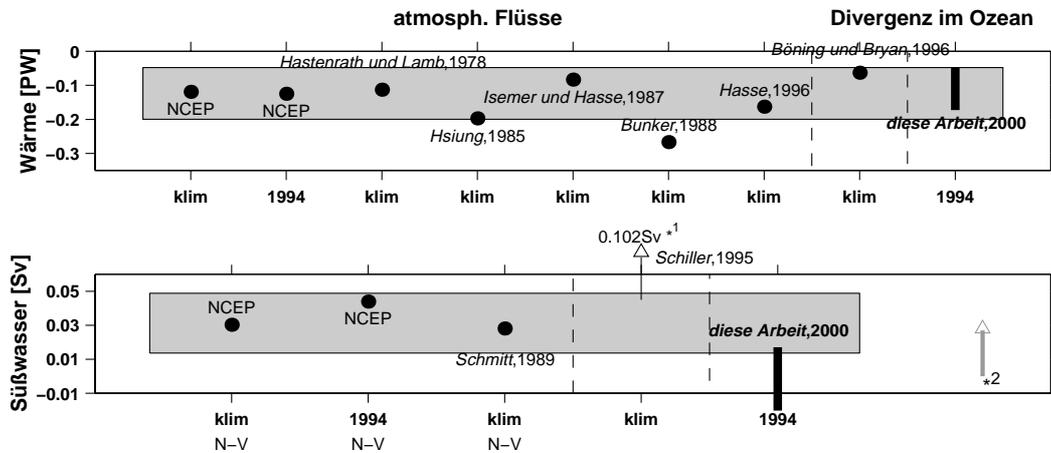


Abbildung 6.15: Vergleich der Divergenzen des Wärme- und Süßwasserflusses zwischen A1 und A2 (SPNA-Box) als Ergebnis der vorliegenden Arbeit mit atmosphärischen Flüssen (NCEP/NCAR und Literatur) und Divergenzen in numerischen Zirkulationsmodellen. Die Literaturwerte sind aus den Tabellen 2.1 und 2.2 entnommen. Der zeitliche Schwankungsbereich der atmosphärischen Flüsse (NCEP/NCAR) ist grau hinterlegt. (*¹: originaler Wert abzüglich kontinentalem Abfluß; *²: Süßwassereintrag durch kontinentalen Abfluß.)

Vergleiche sind daher nur Werte für $N - V$ (Niederschlag minus Verdunstung) aufgetragen. Der kontinentale Abfluß (0.03 Sv, Abschnitt 2.2.2) ist in Abbildung 6.15 (unten) als grauer Pfeil mit eingetragen und liefert eine Abschätzung, in welcher Größenordnung ein zusätzlicher Süßwassereintrag über den zum Schelf hin offenen Rand der SPNA-Box zu erwarten ist.

Die Divergenz des Süßwasserflusses im Inversen Boxmodell liegt unterhalb aller angegebenen Raten für $N - V$. Die Differenz zum synoptischen NCEP/NCAR-Wert für 1994 liegt bei 0.02-0.06 Sv. Unter zusätzlicher Berücksichtigung des Süßwassergewinns durch Austausch des Ozeaninneren mit den flachen Schelfregionen bzw. durch kontinentalen Abfluß erhöht sich die Differenz auf 0.05-0.09 Sv. Die Differenz ist ein Hinweis darauf, daß 1994 die anomale Advektion von Süßwasser in die SPNA-Box eine Rolle gespielt hat. Aufgrund dieses Hinweises erfolgt in Abschnitt 6.3.3 eine Diskussion der möglichen Ursachen für diese anomale Akkumulation von Süßwasser. Eine extreme Ausnahme innerhalb Abbildung 6.15 (unten) stellt der Wert aus dem Zirkulationsmodell von Schiller (1995) dar. Er ist mit 0.10 Sv ca. 300% höher als die atmosphärischen Flüsse.

6.3.2 Meridionale Flüsse auf den Schnitten A1 und A2

Den meridionalen Wärmefluß als Ergebnis des Inversen Boxmodells auf den Schnitten A1 und A2 im Vergleich zu den Ergebnissen anderer Untersuchungen zeigt Abbildung 6.16.

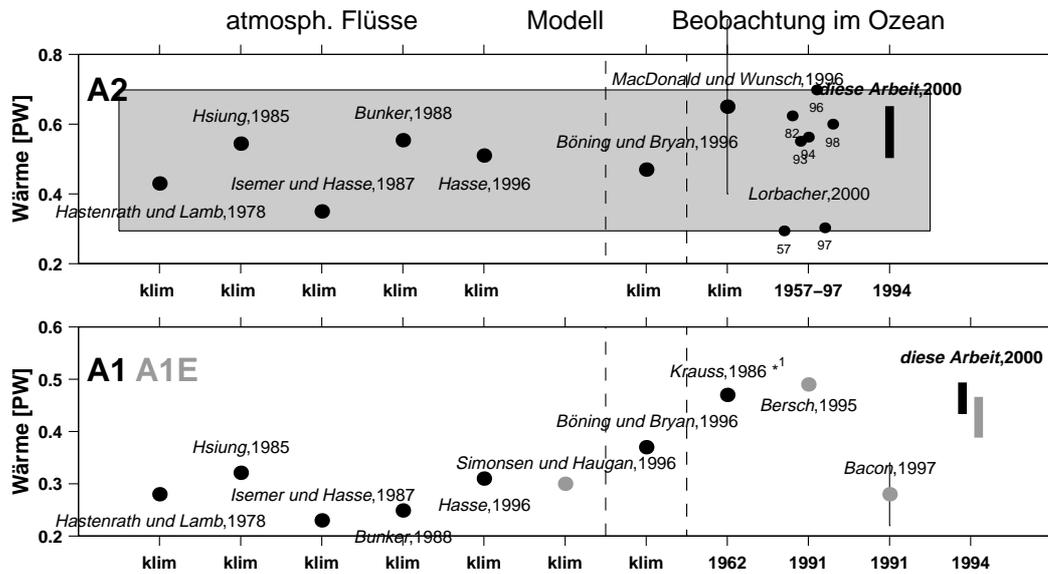


Abbildung 6.16: Vergleich meridionaler Wärmeflüsse. Literaturwerte aus Tabelle 2.1. Die durch *Lorbacher* (2000) gegebene Spanne der zeitlichen Variabilität ist grau unterlegt. (*1: Korrektur von 53.5° auf 56.5° N mit einem mittleren klimatologischen meridionalen Gradienten von $0.1 \text{ PW}/0.3^\circ$).

Der synoptische Wert der vorliegenden Arbeit für 1994 liegt sowohl auf A2 als auch auf A1 im oberen Bereich bzw. oberhalb der klimatologischen, indirekt aus meteorologischen Daten bestimmten ozeanischen Wärmeflüsse (*Hsiung*, 1985; *Bunker*, 1988; *Simonsen und Haugan*, 1996, unter anderem). Er ist auch höher als der klimatologische Wärmefluß als Ergebnis des Zirkulationsmodells von *Böning und Bryan* (1996). Auf A2 ist dieses Verhalten in Übereinstimmung mit der von *Lorbacher* (2000) beobachteten zeitlichen Variabilität: Für Beobachtungen nach Jahren mit einem hohem NAO-Index (beispielsweise 1994) erhielt sie wesentlich höhere Wärmeflüsse als für Beobachtungen nach Jahren mit einem niedrigem NAO-Index. 1994 liegt der Wert von *Lorbacher* (2000) innerhalb der Unsicherheit des Wertes der vorliegenden Arbeit. Im Fall der Wärmeflüsse von *Böning und Bryan* (1996) wurde bereits in Abschnitt 6.1 gezeigt, daß der Unterschied zum Ergebnis des Inversen Boxmodells sowohl auf A2 als auch auf A1 nahezu vollständig innerhalb der vertikalen Zirkulation verursacht wird. Unter der Annahme, daß beide Untersuchungen keine Fehler besitzen, ist dies ein Hinweis darauf, daß zeitliche Schwankungen im meridionalen Wärmefluß hauptsächlich auf die vertikale Zirkulation zurückzuführen sind. Jahreszeitliche Schwankungen können als Ursache für die Differenz nahezu ausgeschlossen werden. Denn diese werden hauptsächlich durch Schwankungen im Ekmantransport erzeugt (*Böning und Herrmann*, 1994), dessen Unsicherheit bereits in das Ergebnis der vorliegenden Arbeit mit einbezogen wurde.

Eine zeitliche Aussage zum Wärmefluß über A1 entsprechend den Beobachtungen von *Lorbacher* (2000) auf A2 kann aufgrund der geringen Anzahl von Beobachtungen auf A1 nicht getroffen werden. Die Werte von *Bersch* (1995) und der vorliegenden Arbeit könnten jedoch dahingehend interpretiert werden, daß eine positive Korrelation mit dem NAO-Index besteht, da beide Werte aus einer Phase mit hohem NAO-Index stammen und höher als die klimatologischen meridionalen Wärmeflüsse sind (Abbildung 6.16).

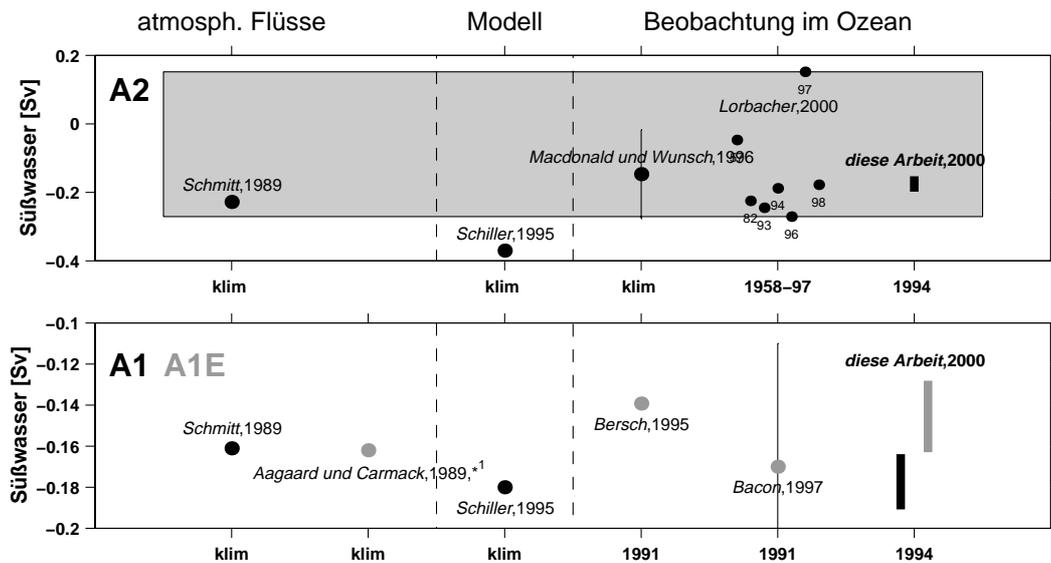


Abbildung 6.17: Vergleich ozeanischer Süßwasserflußdivergenzen zwischen A2 und der Beringstraße (oben) bzw. A1 (A1/E) und der Beringstraße (unten). Literaturwerte aus Tabelle 2.2. Die durch *Lorbacher* (2000) gegebene Spanne der zeitlichen Variabilität ist grau unterlegt. Durch die Addition des Süßwasserflusses durch die Beringstraße würden sich meridionale Süßwasserflüsse ergeben. (*¹: nördlich des Grönland-Schottland-Rückens.)

Den meridionalen Süßwasserfluß als Ergebnis des Inversen Boxmodells auf den Schnitten A1 und A2 im Vergleich zu Ergebnissen anderer Untersuchungen zeigt Abbildung 6.17. Im Gegensatz zum Wärmefluß ist das Spektrum von Vergleichswerten spärlich. Auf der Basis meteorologischer Daten stehen lediglich die Ergebnisse von *Schmitt et al.* (1989) und *Aagaard und Carmack* (1989) zur Verfügung.

Auf A2 ist der Wert der vorliegenden Arbeit zwischen 0.02 und 0.07 Sv niedriger als der Wert nach *Schmitt et al.* (1989). Auf A1 ist der Wert der vorliegenden Arbeit zwischen 0.01 und 0.04 Sv höher als der Wert von *Schmitt et al.* (1989) und bezüglich A1/E zwischen 0.001 und 0.05 Sv niedriger als der Wert von *Aagaard und Carmack* (1989). Die Beobachtungen von *Lorbacher* (2000) für 1994 auf A2 und von *Bersch* (1995) für 1991 auf A1/E bestätigen die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit. Insgesamt sind somit die

Süßwasserfluß-Abschätzungen auf A1 innerhalb von 0.05 Sv und auf A2 innerhalb von 0.07 Sv in Übereinstimmung. Die schlechtere Übereinstimmung auf A2 weist darauf hin, daß die Ursache anomaler Advektion von Süßwasser in die SPNA-Box im Zeitraum 1994 (Abschnitt 6.3.1) auf A2 zu suchen ist. Weiter zeigt Abbildung 6.17, daß der Wert der vorliegenden Arbeit in Übereinstimmung mit dem Wert von *Lorbacher* (2000) für 1994 steht.

6.3.3 Hat 1994 ein anomaler Eintrag von Süßwasser in die SPNA-Box stattgefunden?

Die Differenz zwischen dem Oberflächenvolumenfluß auf der Basis meteorologischer Daten für die SPNA-Box und dem Ergebnis des Inversen Boxmodells von 0.02-0.09 Sv zeigte, daß im Modell in der SPNA-Box anomal viel Süßwasser akkumuliert wurde. Für dieses Verhalten kommen folgende Ursachen in Frage: 1) Das Inverse Boxmodell vernachlässigt einen nichtvernachlässigbaren Beitrag zur Süßwasserbilanz oder 2) 1994 hat im Transportfeld auf den Schnitten eine anomale Süßwasseradvektion stattgefunden. Beide Aspekte werden im folgenden diskutiert.

zu 1) Ein Unsicherheitsfaktor im Inversen Boxmodell ist der offene Rand der SPNA-Box zum Neufundländischen Schelf. Entlang dieses offenen Rands findet ein Austausch mit dem salzarmen Wasser auf dem flachen Schelfen statt. Da dieser Austausch jedoch immer nur zu einem in die SPNA-Box gerichteten Süßwasserfluß führen kann, führt er zu einer Erhöhung, jedoch niemals zu einer Abschwächung der zu erklärenden Differenz. Der zu erwartende Effekt liegt zwischen 0.01 und 0.04 Sv (Abschnitt 2.2.2).

Eine weitere Unsicherheit im Inversen Boxmodell stellen die nicht vollständig bis zur Küste beprobten Schnitte dar. Auf den flachen Schelfen wird extrem salzarmes Wasser transportiert und somit ein nicht zu vernachlässigender Anteil zum meridionalen Süßwasserfluß beigetragen (Abschnitt 2.2.2). Da jedoch die Schelfrandströme alle parallel zur Küste verlaufen und alle Schnitte einheitlich bis zur 200 db Isobathe beprobt wurden, ist anzunehmen, daß an allen Schnittenden der gleiche Fehler auftritt und diese sich in der Summe aufheben.

zu 2) Bereits in Kapitel 2 wurde gezeigt, daß generell zeitliche Variationen im lokalen Süßwassereintrag in den Ozean in der Lage sind Süßwasseranomalien zu erzeugen, die die oben aufgeführte Differenz erklären könnten. Es soll nun untersucht werden, ob im Transportfeld auf den Schnitten von 1994 Hinweise auf eine anomale Süßwasseradvektion existieren. Insgesamt gibt es drei Schnitte, über die eine anomale Süßwasseradvektion stattgefunden haben kann. Der Süßwasserfluß über A1/E als Ergebnis des Inversen Boxmodells ist bereits ausführlich mit dem Süßwasserfluß von *Bersch* (1995) für 1991 verglichen worden. Da trotz lokaler Unterschiede im Süßwassertransport der

gesamte Süßwasserfluß über A1/E gleich war, ist zu vermuten, daß 1994 kein anomaler Süßwasserfluß über A1/E stattgefunden hat.

Generell ist anzunehmen, daß eine anomale Advektion von Süßwasser ein lokales Phänomen ist und sich nicht über einen ganzen Schnitt erstreckt. Es ist daher zu erwarten, daß sie einen Beitrag zum Süßwasserfluß der horizontalen Zirkulationskomponente liefert. Wo 1994 ein erhöhter Beitrag zu F_{hor} entstanden sein könnte, läßt sich der Funktion $\tilde{F}_{hor}(x)$ entnehmen. Sie gibt wieder, wie groß die lokale Korrelation der Salzgehalts- und Geschwindigkeitsabweichung vom zonalen Mittelwert ist (Abschnitt 6.1). Die kumulative Summe der Funktion $\tilde{F}_{hor}(x)$ für A1/W und A2 zeigt Abbildung 6.18. Über A1/W werden insgesamt 0.08 Sv Süßwasser in der horizontalen Zirkulation nach Süden transportiert. Der Verlauf der Kurve zeigt, daß dieser im wesentlichen auf die Strömungen über der Labradorschelfkante zurückzuführen ist. Dort wird anomal salzarmes Wasser nach Süden transportiert. Auf A2 ist der Süßwasserfluß der horizontalen Zirkulationskomponente mit 0.10 Sv nach Norden gerichtet. Die Kurve zeigt, daß dieser Beitrag nur aus dem westlichen Randstromregime resultieren kann. Weiter ist zu erkennen, daß die „Störungen“ bei 49° W und östlich von 45° W in sich ausgeglichen sind und keinen Nettofluß erzeugen. Nur die erste Steigung in der Kurve, zwischen 49 und 48° W (Pfeil in Abbildung 6.18), wird durch keinen gegengesetzten Fluß ausgeglichen. Das Signal entspricht einem nordwärtsgerichteten Süßwasserfluß von 0.10 Sv. Es ist mit einem nordwärtigen oberflächennahen Transport von extrem salzarmen Wasser an der Westflanke des NAC verbunden, wie der Vergleich der Geschwindigkeits- mit der Salzgehaltsverteilung (Abbildung 6.19) zeigt. Weiter ist aus Abbildung 6.19 zu erkennen, daß der oberflächennahe nordwärtige Transport zwischen 49 und 48° W vom weiter östlich gelegenen NAC-Kern durch eine Region geringerer Geschwindigkeiten getrennt ist. Dies weist darauf hin, daß es sich hierbei um die Rezirkulation eines salzarmen LC-Astes handelt. Sowohl synoptische als auch flächendeckende historische hydrographische Daten (*Smith et al.*, 1937; *Clarke et al.*, 1980) zeigen eine LC-Retrofektion in der Region südlich von A2 vor der Südostspitze des Neufundlandschelfs. Ob es sich bei der LC-Retrofektion um eine synoptische oder permanente Erscheinung handelt, ist nicht geklärt.

Zusammenfassend läßt sich aufgrund dieses einen Datensatzes nicht feststellen, ob die genannten lokalen Süßwassertransporte vor Labrador auf A1/W und vor Neufundland auf A2 konstante Bestandteile der Zirkulation oder zeitlich variabel sind. Es konnte lediglich gezeigt werden, daß diese Strukturen 1994 für die anomale Akkumulation von Süßwasser in der SPNA-Box verantwortlich sein könnten.

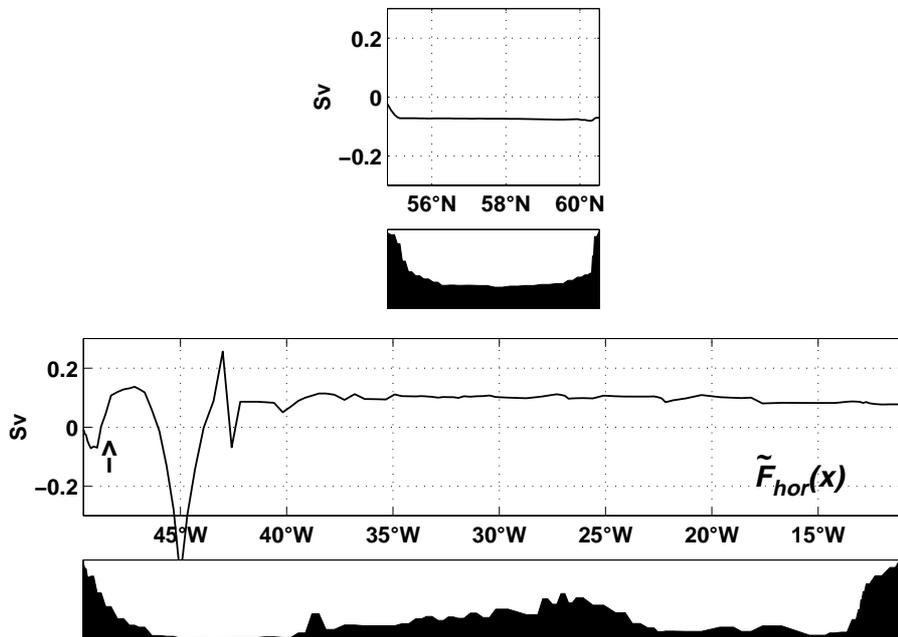


Abbildung 6.18: Kumulative Summe der Funktion $\tilde{F}_{hor}(x)$ auf den Schnitten A1/W (oben) und A2 (unten) für Referenzfall A.

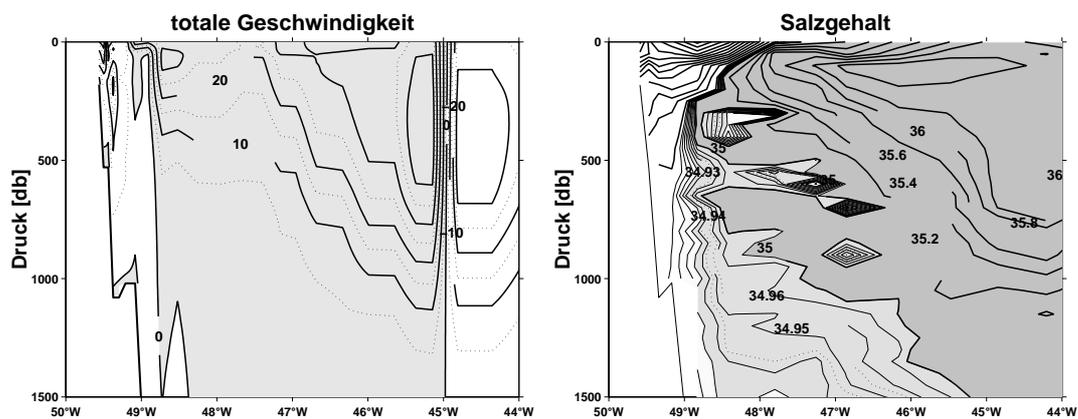


Abbildung 6.19: Totale Geschwindigkeit (Referenzfall A) und Salzgehaltsverteilung auf dem westlichen Abschnitt des Schnittes A2.

6.4 Zusammenfassung

Die Wärme- und Süßwasserflüsse als Ergebnis des Inversen Boxmodells wurden analysiert und mit einzelnen Ergebnissen aus der Literatur und synoptischen Oberflächenflüssen auf der Basis meteorologischer Daten verglichen.

- Die Zerlegung des Transportfeldes in eine horizontale bzw. „gyre“ und eine vertikale bzw. „overturning“ Zirkulationskomponente ergab, daß durch die vertikale Zirkulationskomponente auf A2 ca. 95% der Wärme und ca. 73% des Süßwassers und auf A1 ca. 47% der Wärme und 1% des Süßwassers transportiert werden. Weiter konnte gezeigt werden, daß die Beiträge zu den Flüssen der horizontalen Zirkulation hauptsächlich auf die Strömungen in den Randregionen oberhalb von 1000 db zurückzuführen sind.
- Die Unterschätzung der barotropen Komponente auf A1/E im Irmingerbecken ist für die dortigen Wärme- und Süßwasserflüsse unerheblich. Diese Aussage basiert auf einen Vergleich mit *Bersch* (1995), der für 1991 über Strömungsmessungen die barotrope Komponente bestimmte: Trotz eines Unterschieds in der barotropen zyklonalen Zirkulation von 20 Sv unterscheiden sich die barotropen Wärme- und Süßwasserflüsse nur um 0.02 PW bzw 0.02 Sv. Die Differenzen entsprechen lediglich 5% bzw. 10% des gesamten mittleren meridionalen Wärme- bzw. Süßwasserflusses.
- Lokale Änderungen im Wärme- und Süßwasserfluß zwischen 1991 (*Bersch*, 1995) und 1994 (diese Arbeit) konnten quantifiziert und mit hydrographischen Änderungen in Zusammenhang gebracht werden: i) Vor Ostgrönland ging eine ostwärtige Verschiebung der EGC-Front mit einer Anomalie im Wärmefluß von 0.04 PW und im Süßwasserfluß von -0.04 Sv einher. Als Ursache kommen sowohl ein erhöhter arktischen Eisexport (Abschnitt 2.3.1) als auch ein Mäandrieren der Front in Frage. ii) Westlich von Irland hat sich das gesamte durch den NAC geprägte Strömungssystem verschoben und die Strömung auf dem Kontinentalabhang von Norden nach Süden gedreht. Ergebnis ist ein anomaler Wärmefluß von -0.12 PW und Süßwasserfluß von 0.06 Sv. Als Ursache kommen sowohl die zwischenjährige Verschiebung der subpolaren Front (*Bersch et al.*, 1999) als auch Reaktionen auf lokale Änderungen im Windfeld in Frage.
- Die ozeanische Wärmeflußkonvergenz in der SPNA-Box von 0.11 ± 0.06 PW konnte durch meteorologische Oberflächenwärmeflüsse von 0.12 PW bestätigt werden. Die Übereinstimmung ist am besten, wenn im Inversen Boxmodell ein klimatologischer Ekmantransport (1982-94, NCEP/NCAR-Reanalysedaten) angenommen wird.

- Der Vergleich von den ozeanischen Süßwasserflüssen in die SPNA-Box mit den meteorologischen Oberflächenvolumenflüssen liefert den Hinweis, daß 1994 eine anomale Akkumulation von Süßwasser in der SPNA-Box zwischen 0.02 und 0.09 Sv stattgefunden hat. Zwei lokale Maxima im Süßwassertransport auf den Schnitten kommen als Ursache dafür in Frage: Auf A1/W der Transport des salzarmen LC über dem Kontinentalabhang und auf A2 der nordwärtige Transport von salzarmen Wasser an der Westflanke des NAC, der eventuell von einer Retrofektion eines LC-Astes verursacht wird. A1/E wird von von Betrachtungen ausgenommen, da dort der Süßwasserfluß gegenüber 1991 (*Bersch, 1995*) unverändert ist. Ein Austausch über den zum Neufundländischen Schelf hin offenen Rand der SPNA-Box wurde ebenfalls als Ursache ausgeschlossen.

Insgesamt konnte manifestiert werden, daß die Ergebnisse des Inversen Boxmodells realistisch und plausibel sind.

7. Diskussion der Volumentransporte

In diesem Kapitel werden die Transporte gezeigt, die mit den im vorhergehenden Kapitel dargestellten Wärme- und Süßwasserflüssen verbunden sind. Dabei werden zwei Ziele verfolgt. Auf der einen Seite wird anhand des Vergleichs mit Literaturwerten überprüft, inwieweit das Transportfeld realistisch ist. Auf der anderen Seite soll ein Zirkulationsbild für 1994 erstellt werden.

Zuerst werden die Transporte in den westlichen Randstromregimen mit Strömungsmessungen verglichen. Dann wird die Meridionalzirkulation in Abhängigkeit von der Tiefe gezeigt. Es folgt die Darstellung der Wassermassenumwandlung in der ARK- und LSW-Box und ein Überblick über die horizontale Zirkulation in den Dichteniveaus der vier Schichten der SPNA-Box.

7.1 Transporte der westlichen Randströme

Durch die Schnitte A2, A1/W und A1/E wird die nordwestliche Randstromregion an vier Stellen erfaßt: vor Neufundland, vor Labrador, vor West- und vor Ostgrönland. Die Randströme erstrecken sich nahezu über die gesamte Wassersäule und treten daher bei der Betrachtung vertikal gemittelter Geschwindigkeiten deutlich hervor (Abbildung 7.1).

Vor Neufundland besteht das Randstromregime sowohl aus nordwärtigen als auch aus südwärtigen Komponenten: der südwärtige LC und DWBC und der nordwärtige NAC, der zusätzlich an seiner östlichen Flanke durch die Rezirkulationszelle „Mann-Eddy“ (Abschnitt 1.3.1) verstärkt wird. Zum Vergleich der Transporte als Ergebnis des Inversen Boxmodells stehen Strömungsmessungen von *Clarke et al.* (1998) im Verankerungsfeld ACM6 von 1993 bis 1995 zur Verfügung (Abbildung 3.2). Dieses Feld erstreckt sich vom westlichen Ende von A2 bis zum südlichsten Punkt von A2 (Abbildung 3.1), wobei letzterer gleichzeitig dem Zentrum des „Mann-Eddy“ entspricht (Abschnitt 3.2.1). *Clarke et al.* (1998) geben sowohl den Nettotransport als auch die Summe je aller südwärtigen (LC und DWBC) und nordwärtigen Transporte (NAC) an. Die Strömungsmesser-Transporte im Vergleich zu den Transporten im Inversen Boxmodell zeigt Tabelle 7.1. Ergebnis des Vergleichs ist, daß unabhängig von der betrachteten Zeitskala, der nordwärtige Transport bzw. der NAC im Inversen Boxmodell um mindestens die Hälfte kleiner ist. Die Südtransporte hingegen, die dem gemeinsamen Transport vom LC und DWBC entsprechen, sind

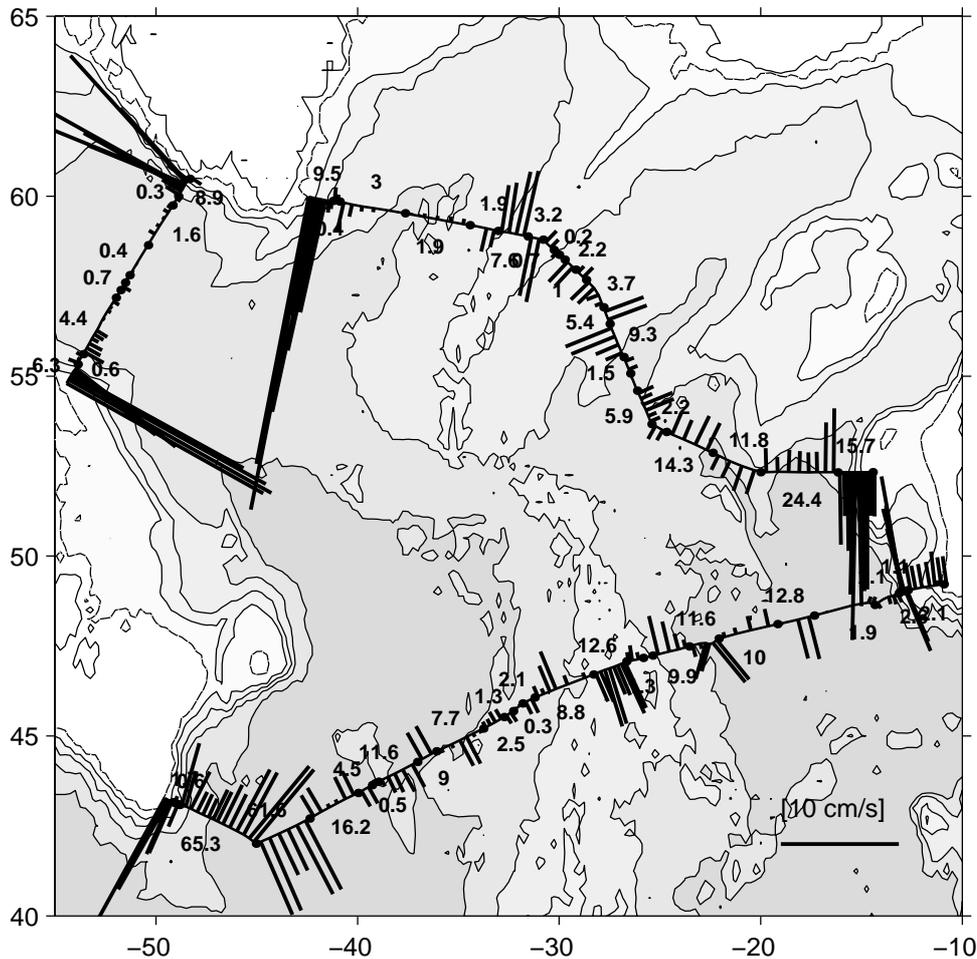


Abbildung 7.1: Horizontale Verteilung der vertikal gemittelten Gesamtgeschwindigkeit als Ergebnis des Inversen Boxmodells für Referenzfall A. Zahlen entsprechen den Transportraten in Sv, die zwischen den markierten Punkten aufintegriert wurden. Die 200, 1000, 2000, 3000 und 4000 db Isobathen sind eingezeichnet.

auf der synoptischen Zeitskala in Übereinstimmung. Die Transporte von LC und DWBC einzeln betragen 1.8 ± 0.8 Sv bzw. 13.1 ± 3.5 Sv.

Östlich des NAC rezirkulieren als Ergebnis des Inversen Boxmodells 58 ± 11 Sv im „Mann-Eddy“. Dieser Wert ist höher als die 55 Sv von *Reiniger und Clarke (1975)*, die die Autoren auf der Basis von Strömungsmessungen über ein einige Monate in den frühen Siebziger Jahren erhielten. Die Ursache für diese Abweichung können sowohl zeitliche als auch methodische Unterschiede sein.

Insgesamt gelangen im Inversen Boxmodell abzüglich des „Mann-Eddy“ 6.3 ± 1.9 Sv durch den NAC nach Norden. Dieser Wert entspricht nur knapp der Hälfte der meridionalen Umwälzung (MOC) von ca. 17 Sv. Der Rest des MOC-Transportes gelangt weiter

Tabelle 7.1: Transporte im westlichen Randstromregime vor Neufundland. Aufgeführt sind die Ergebnisse des Inversen Boxmodells und die Ergebnisse von *Clarke et al.* (1998) (Strömungsmessungen im Meßfeld ACM6, siehe auch Abbildung 3.2) und *Reiniger und Clarke* (1975) (historische Strömungsmessungen).

	diese Arbeit	ACM6	
		synoptische Werte	Mittelwerte
nordwärtige Transporte (NAC)	64±12	190 Sv	139 Sv
südwärtige Transporte (LC und DWBC)	15±4	15 Sv	31 Sv
	LC		
	DWBC		
Netto-Transport	49±16	175 Sv	108 Sv
Mann-Eddy	58±11	55 Sv (<i>Reiniger und Clarke</i> , 1975)	
Netto-NAC (ohne Mann-Eddy)	6.3±1.9		

östlich nach Norden. Der kumulative Transport in der SPMW-Schicht (Abbildung 7.2) verdeutlicht, daß der Nordtransport in der SPMW-Schicht über A2 nahezu gleichmäßig über den ganzen Schnitt verteilt ist und von einzelnen Rezirkulationszellen überlagert wird.

Die Zirkulationsstärke des Subpolaren Wirbels kann auf A1 an zwei Orten bestimmt werden: Vor Ostgrönland und in der Labradorsee (Tabelle 7.2). An keinem der beiden Orte wird ein Wert von 14 Sv überschritten. Die Transporte aus der Literatur auf der Basis von Strömungsmessungen sind ca. doppelt so hoch.

Tabelle 7.2: Der tiefenintegrierte Transport vor Ostgrönland und Labrador über A1/E und A1/W im Vergleich zu Strömungsmessungen aus der Literatur. Die Transporte wurden bis zum Zentrum des Irminger- bzw. Labradorbeckens integriert.

	diese Arbeit	Literaturwerte
Vor Ostgrönland	11.4±2.5 Sv	20-36 Sv (Tabelle 1.1)
Vor Labrador	11.8±2.0 Sv	
bis zur 3000 db Isobathe	5.3±1.3 Sv	11 Sv (<i>Lazier und Wright</i> , 1993)

Zusammenfassend unterschätzt das Inverse Boxmodell den NAC sowie die Zirkulationsstärke des Subpolaren Wirbels um ca. die Hälfte. Dieses Verhalten ist auf die durch das Inverse Boxmodell bedingte Unterschätzung der barotropen Komponente zurückzuführen (Abschnitt 5.4.1). Die Transporte des DWBC und des LC vor Neufundland

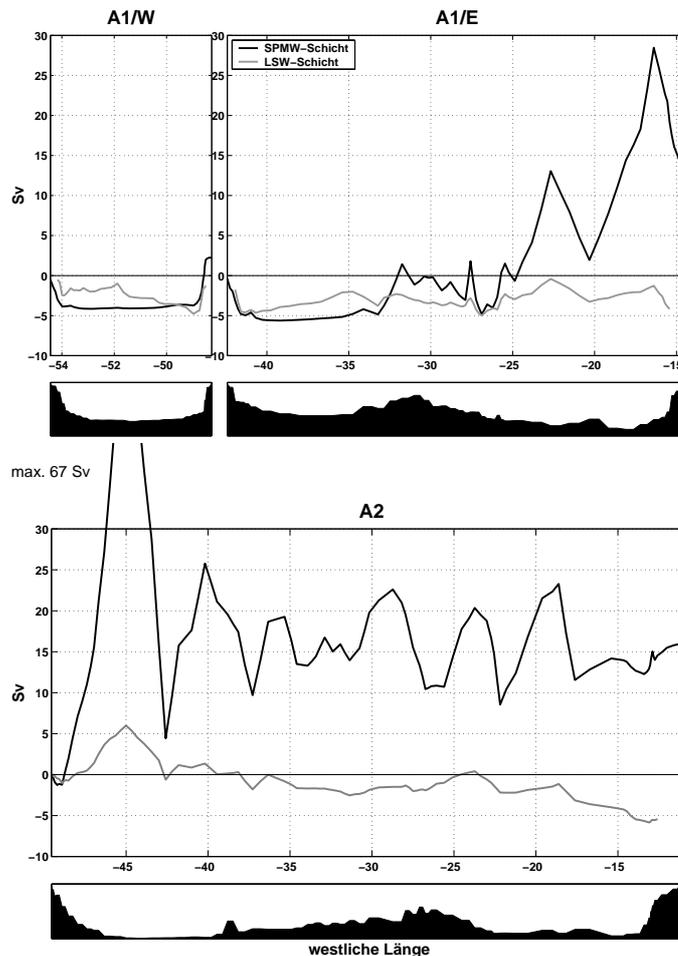


Abbildung 7.2: Kumulative totale Transporte [Sv] der SPMW- und der LSW-Schicht für Referenzfall A. Die Integration beginnt immer im Westen.

hingegen sind mit den synoptischen Strömungsmessungen in Übereinstimmung.

7.2 Meridionaler Transport in Abhängigkeit von der Tiefe

Die Profile des zonalintegrierten Transports auf den Schnitten A1/W, A1/E und A2 in Abhängigkeit von der Tiefe zeigt Abbildung 7.3. Dargestellt sind die kumulativen Transportprofile für Referenzfall A. An der Oberfläche sind alle Profile durch den Ekmantransport geprägt, der auf A1/E und A2 in nördlicher und auf A1/W in südlicher Richtung erfolgt. In dem Tiefenbereich darunter bis ca. 1000 db sind die Strömungen nach Norden gerichtet. In 1100 db (A1/E und A2) bzw. 1200 db (A1/W) Tiefe kennzeichnet ein Umkehrpunkt im Profil den Übergang zu dem südwardigen Tiefenwassertransport. Auf A2 existieren über dem Boden zusätzlich zwei Tiefenabschnitte mit Nordtransport,

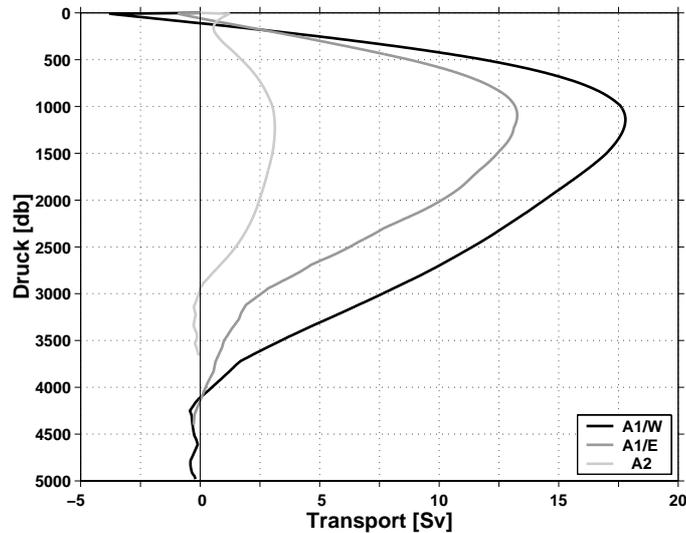


Abbildung 7.3: Vertikale Verteilung des nordwärtigen Volumentransports normal zu den Schnitten A1/W, A1/E und A2 für Referenzfall A. Kumulativer Volumentransport unter Berücksichtigung des Ekmantransports. Die Kumulation startet an der Meeresoberfläche.

die der Ausbreitung von AABW zuzuordnen sind.

Die Aufteilung der Meridionaltransporte auf die Becken östlich und westlich des Mittelatlantischen Rückens (MAR) zeigt Abbildung 7.4. Dargestellt sind Profile des über die einzelnen Becken integrierten Transports pro Tiefenintervall. Die Becken wurden bei 26.0° W auf A2 und 30.5° W auf A1/E getrennt. Diese Positionen befinden sich über dem höchsten Punkt des MAR und auf einem Schnittabschnitt, der nur mit geringfügigen Transporten verbunden ist (Abbildung 7.2).

Im oberen Teil der Wassersäule zeigen die Profile die MAR-Überquerung des NAC zwischen A2 und A1/E: Auf A2 ist der Nordtransport westlich des MAR maximal und östlich des MAR nahezu verschwindend; auf A1/E existiert nur östlich des MAR ein Nordtransport und westlich des MAR ist der Transport nach Süden gerichtet. Im unteren Teil der Wassersäule auf A2 wird deutlich, daß der Südtransport von NADW östlich und westlich des MAR in zwei verschiedenen Tiefen stattfindet: Westlich des MAR, im Neufundlandbecken, ist der Südtransport in 3500 db maximal, d.h. in einem Bereich in dem sich die Grenzfläche zwischen der ISOW- und der Boden-Schicht befindet. Östlich des MAR, im Westeuropäischen Becken, ist der Südtransport in ca. 1700 db maximal. Dieser Tiefenbereich liegt im Zentrum der LSW-Schicht. Ebenfalls unterschiedlich verteilt ist der nordwärtige bodennahe Transport über A2: Westlich des MAR, im Neufundlandbecken, existiert nur ein geringer nordwärtiger Transport von 0.2 Sv, der sich über 100 db erstreckt. Hingegen östlich des MAR bzw. im Westeuropäischen Becken ist der nordwärtige

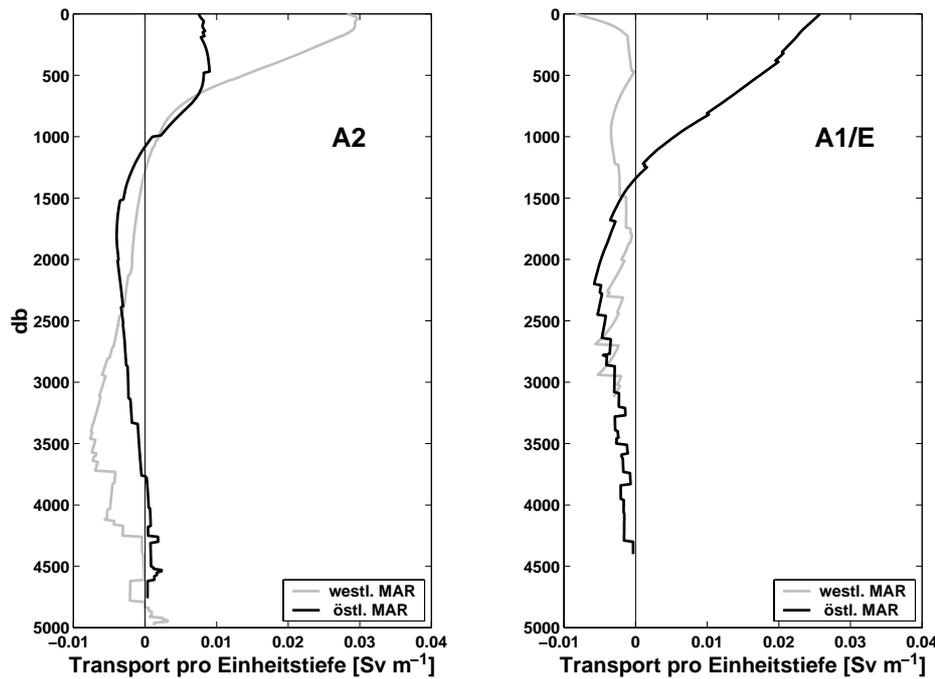


Abbildung 7.4: Nordwärts gerichteter Volumentransport normal zu den Schnitten A1/E und A2 westlich und östlich des Mittelatlantischen Rückens (MAR).

ge Transport von ca. 0.7 Sv über einen Tiefenbereich von 1000 db verteilt, der fast der gesamten Boden-Schicht entspricht.

Insgesamt kann durch die Darstellungsweise in Abbildung 7.3 und 7.4 nur eine qualitative Beschreibung der meridionalen Zirkulation geliefert werden. Eine Interpretation in Bezug auf physikalische Prozesse wie Umwälzung und Umwandlung von Wassermassen ist nicht eindeutig möglich. Denn die Umwälzung wird angetrieben durch Konvektion und ist ein Prozeß der Dichteumwandlung. Sie sollte daher bezüglich Dichteflächen und nicht bezüglich Isobaren quantifiziert werden. Gerade im subpolaren Nordatlantik sind Isobaren und Isopyknen deutlich antiparallel und eine druckabhängige Darstellung würde zu einer erheblich verzerrten Vorstellung der dichtegetriebenen Umwälzung führen. Ein Beispiel dafür lieferten *Mauritzen und Häkkinen (1999)*, die zeigten, wie sich im Nordatlantik der Südrand der Absinkregion von ca. 40° N bei einer druckabhängigen auf ca. 50° N bei einer dichtabhängigen Darstellung verschiebt. Eine physikalische Interpretation der Transporte als Ergebnis des Inversen Boxmodells folgt daher separat im nächsten Abschnitt.

7.3 Wassermassenumwandlung

In diesem Abschnitt werden aus dem totalen Geschwindigkeitsfeld auf den Schnitten A1/E, A1/W und A2 Umwälzungsraten, Raten der Wassermassenumwandlung, über einzelne Becken integrierte Transporte in einzelnen Schichten und regionale Transporte abgeleitet. Bei der Interpretation wird zum Teil auf Transportangaben aus der Literatur zurückgegriffen. Abgeleitete Zirkulationsschemata werden mit Schemata aus der Literatur (*Dickson und Brown, 1994; van Aken und Becker, 1996; Schmitz und McCartney, 1993, u.a.*) verglichen.

7.3.1 Gebiet zwischen A1/E und dem Grönland-Schottland-Rücken

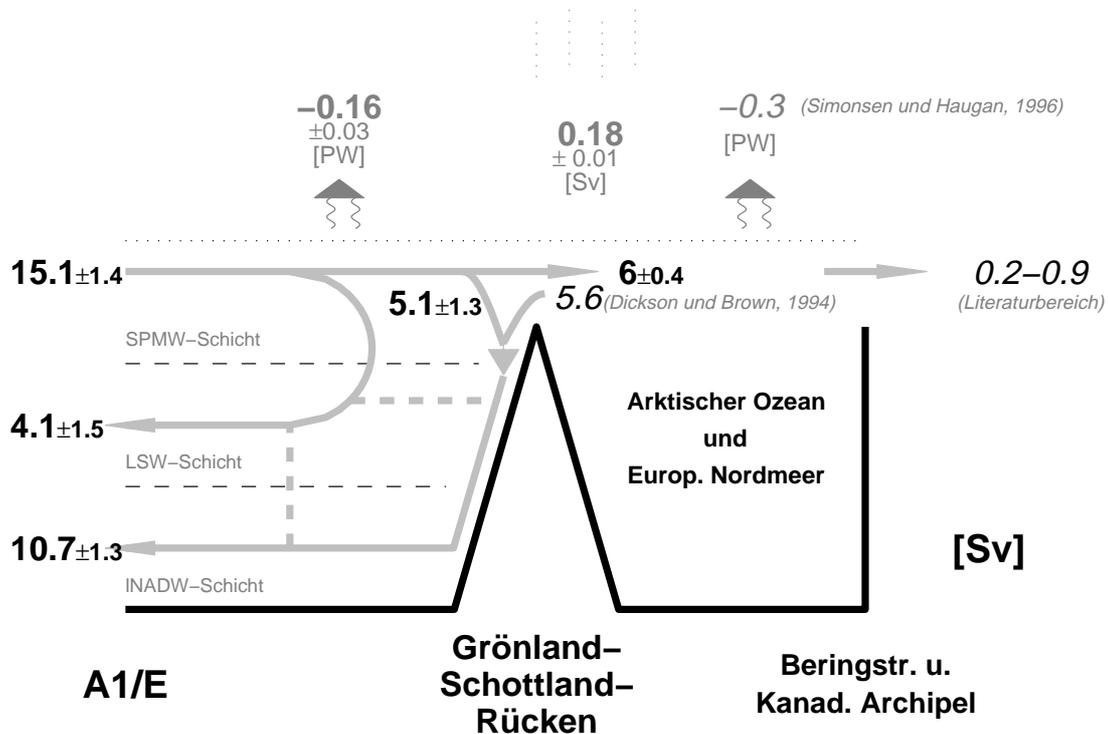


Abbildung 7.5: Zweidimensionale Vertikalzirkulation zwischen A1/E und dem Grönland-Schottland-Rücken als Ergebnis des Inversen Boxmodells in Sverdrup [$10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$]. Kursive Zahlen sind Angaben aus der Literatur. Der Austausch durch den Kanadischen Archipel und die Beringstraße ist als ein kombinierter Wert für den Arktischen Ozean angegeben. Die dünnen horizontalen gestrichelten Linien markieren die Neutralen Flächen, die innerhalb der SPNA-Box zur Unterteilung der Wassersäule in eine SPMW-, eine LSW- und eine INADW- (Kombination von ISOW- und Boden-Schicht) Schicht verwendet wurden.

Die Umwälzung nördlich von A1/E ist ein Prozeß, der sich über mehrere, miteinander

verbundene Becken erstreckt (Arktischer Ozean, europäisches Nordmeer und die Region zwischen A1/E und dem Grönland-Schottland-Rücken). Aus dem Ergebnis der vorliegenden Arbeit läßt sich unter Vorgabe der „overflow“-Rate des Grönland-Schottland-Rückens (*Dickson und Brown*, 1994) eine Umwälzungszirkulation für das südlichste der Gebiete, das Gebiet zwischen A1/E und dem Rücken, ableiten. Die zweidimensionale Zirkulation für diese Region als Ergebnis des Inversen Boxmodells zeigt Abbildung 7.5. Aus dem Inversen Boxmodell resultierende Wärme- und Süßwasserflüsse zwischen Ozean und Atmosphäre sind ebenfalls in Abbildung 7.5 hinzugefügt. Dabei wurde bezüglich des Wärmeflusses eine Unterteilung in nördlich und südlich des Grönland-Schottland-Rückens vorgenommen und der von *Simonsen und Haugan* (1996) als am „wahrscheinlichsten“ angenommene Wärmefluß über den Grönland-Schottland-Rücken von 0.3 PW verwendet.

An der Oberfläche werden mit Ausläufern des NAC und mit dem Irmingerstrom 15.1 ± 1.4 Sv innerhalb der SPMW-Schicht nach Norden transportiert. Ein Teil dieses Wassers (4.1 ± 1.5 Sv) erreicht durch Wechselwirkungen mit der Atmosphäre die Dichte von Wasser der LSW-Schicht und rezirkuliert innerhalb der LSW-Schicht Richtung Süden. Ein weiterer Teil des Wasser der SPMW-Schicht (5.1 ± 1.5 Sv) wird durch Vermischung mit dem den Rücken überströmenden Wasser („entrainment“) in Nordatlantisches Tiefenwasser (NADW) umgewandelt und verläßt zusammen mit den „overflow“-Wässern (5.6 Sv) in der INADW-Schicht das Gebiet Richtung Süden. Der Rest des über A1/E importierten Wassers der SPMW-Schicht (6.0 ± 0.4 Sv) strömt über den Grönland-Schottland-Rücken in das europäische Nordmeer und ersetzt dort die durch die „overflows“ entstandenen Massenverluste. Das über den Grönland-Schottland-Rücken im- und exportierte Wasser unterscheidet sich um den Beitrag des Beringstraßeneinstroms (0.8 Sv), des Ausstroms durch den Kanadischen Archipel (1-1.7 Sv) und den Süßwassereintrag durch die Atmosphäre und den kontinentalen Abfluß.

Innerhalb dieser zweidimensionalen Zirkulation sind zusätzliche Äste möglich, die in Abbildung 7.5 durch gestrichelte graue Linien angedeutet sind. Aussagen zu diesen Ästen sind jedoch ohne zusätzliche Annahmen nicht möglich. Da in der Literatur nur Hinweise zu dem Ast zwischen der LSW- und der INADW-Schicht existieren und diese auch nur qualitativ sind (siehe z.B. Abbildung 1.4: „cold entrainment“ im Islandbecken), werden diese erst weiter unten diskutiert.

Um einen Vergleich mit Angaben aus der Literatur zu erleichtern, sind in Tabelle 7.3 die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit anderen Beobachtungen gegenübergestellt. Verglichen werden Austauschraten zwischen der SPMW- und LSW-Schicht (2.Spalte), „entrainment“-Raten von SPMW beim „overflow“ (3.Spalte), die gesamte Tiefenwasser-

bildung zwischen A1/E und der Grönland-Schottland-Rücken (4. Spalte) und der Export von INADW über A1/E nach Süden (5. Spalte). Werte in Klammern geben Raten für die Regionen westlich und östlich des MAR (hier Reykjanes Rücken) an. Wenn vorhanden, sind Unsicherheitsangaben mit hinzugefügt. Die Ergebnisse des Inversen Boxmodells sind für zwei verschiedene Lösungsmengen angegeben. In der zweiten Zeile sind die Raten der gesamten Lösungsmenge (32 Lösungen), entsprechend Abbildung 7.5, angegeben. In der dritten Zeile (mit *¹ gekennzeichnet) wurden lediglich die Lösungen berücksichtigt, die einer „klassischen“ Auswahl von Grenzflächen zugrunde liegen (16 Lösungen). Als „klassisch“ werden die Flächen $\gamma_n = 27.86$ und 27.98 bezeichnet, da diese nahezu mit den von *Dickson und Brown* (1994) und *Käse und Krauss* (1996) verwendeten $\sigma_\theta = 27.2$ und 27.8 kg m^{-3} und den von *Bersch* (1995) verwendeten $\sigma_1 = 32.34$ und $\sigma_2 = 36.94 \text{ kg m}^{-3}$ in Übereinstimmung sind.

Tabelle 7.3: Transportraten der zweidimensionalen Vertikalzirkulation aus dieser Untersuchung (Abbildung 7.5, oben) im Vergleich zu Angaben in der Literatur. Transporte in Sv. Werte in Klammern beziehen sich auf Raten westlich (linker Wert) und östlich (rechter Wert) des Reykjanes Rückens. Ein Querstrich bedeutet, daß die Autoren keine Angabe zu diesem Wert gemacht haben. (*¹: Lösungen nur für $\gamma_n = 27.86$ und 27.98 ; *²: nur Irmingerbecken.)

Autor(en)	Bildung von Wasser der LSW-Schicht	entrainment overflow	gesamte Tiefenwasserbildung	Export von INADW über A1/E	MOC auf A1/E
diese Arbeit	4.1 ± 1.5 (2/2)	5.1 ± 1.3 (1/4.1)	9.2	10.7 ± 1.3 (3.9/6.8)	15.1 ± 1.4
diese Arbeit* ¹	3.5 ± 0.8	5.6 ± 0.8	9.1	11.2 ± 0.8	15.1 ± 1.4
<i>Bersch</i> (1995)	2.5 ± 11.3	6.7	9.2	12.3 ± 14.5	15.1 ± 10.6
<i>Bacon</i> (1997)	1 (3/-2)	-	-	5 (4/1)	7
<i>Käse und Krauss</i> (1996)	5 (0/5)	4	9	-	15-16
<i>Dickson und Brown</i> (1996)	-	3.4 (2.3/1.1)	-	-	-
<i>Clarke</i> (1984)	1-3 * ² (1-3/-)	-	-	-	-

Die Angaben aus Tabelle 7.3 (*Bersch*, 1995; *Bacon*, 1997; *Käse und Krauss*, 1996; *Clarke*, 1984, vorliegende Arbeit) basieren fast alle auf Transportabschätzungen entlang eines oder mehrerer transozeanischer Schnitte entlang oder in der Nähe von A1/E. Die „entrainment“-Raten von Wasser der SPMW-Schicht und die Bildung von Wasser der LSW-Schicht als Ergebnis dieser Arbeiten sind daher indirekte Angaben, die über die Transportbilanzen auf den Schnitten abgeschätzt wurden. Lediglich die Werte von

Dickson und Brown (1994) liefern „entrainment“-Raten, die aus Strömungsmessungen in unmittelbarer Nähe der „entrainment“-Region resultieren. *Bersch* (1995) und *Bacon* (1997) verwendeten zusätzlich zur Berechnung ihrer Geschwindigkeitsfelder schiffsgebundene Strömungsmessungen, die sie mit einem ADCP durchführten.

Im Überblick zeigt Tabelle 7.3, daß unabhängig von der verwendeten Untersuchungsmethode fast alle Werte in Übereinstimmung sind: die Tiefenwasserbildungsraten zwischen A1/E und dem Grönland-Schottland-Rücken (4. Spalte) und die MOC auf A1/E (6. Spalte) sind nahezu gleich; die einzelnen Anteile der Tiefenwasserbildung („entrainment“ beim „overflow“ (3. Spalte) und Bildung von Wasser der LSW-Schicht (2. Spalte) unterscheiden sich lediglich um 1 bis 3 Sv. Nur die Angaben von *Bacon* weichen erheblich ab und das, obwohl sie auf Daten basieren, die einen Monat vor den von *Bersch* verwendeten Daten gemessen wurden: MOC und Export von INADW sind nur etwa halb so groß wie bei den anderen Autoren. *Bacon* berechnete seine Transporte mit einem Inversen Boxmodell, wobei er als Lösungskriterium die Übereinstimmung der Geschwindigkeiten mit schiffsgebundenen ADCP-Messungen verwendete. Ob für die Differenz zwischen *Bersch*s und *Bacons* Ergebnissen methodische Unsicherheiten oder zeitliche Schwankungen im Strömungsfeld verantwortlich sind, bleibt offen.

Über diesen allgemeinen Überblick hinaus ist eine genauere Betrachtung der Bildungsrate von Wasser der LSW-Schicht aus zwei Gründen von besonderem Interesse. Der erste Grund ist, daß diese Komponente in der Literatur widersprüchlich behandelt wird: Auf der einen Seite taucht diese Komponente in großskaligen Zirkulationsschemata, wie z.B. dem von *Schmitz und McCartney* (1993), gar nicht auf. Auf der anderen Seite resultiert sie sowohl aus den in Tabelle 7.3 aufgeführten Transportabschätzungen als auch aus der Analyse von beobachteten Fluorchlorkohlenwasserstoffe-Daten (FCKW) (*Rhein*, 1997). Der zweite Grund ist, daß als Ergebnis der vorliegenden Arbeit nördlich von A1/E mehr Wasser mit Dichteigenschaften der LSW-Schicht als in der Labradorsee selbst (1.1 ± 0.6 Sv, Abschnitt 7.3.2) gebildet wird. Dieses Verhalten weicht von der allgemeinen Vorstellung ab, daß die LSW-Schicht hauptsächlich durch winterliche Konvektion in der Labradorsee belüftet wird. Aus diesen Gründen wird im folgenden analysiert, wo auf A1/E der Netto-Südexport innerhalb der LSW-Schicht stattfindet.

Einen ersten Hinweis liefert die getrennte Betrachtung der Region östlich und westlich des Reykjanes Rückens. Unter der Annahme, daß kein Wasser der LSW-Schicht nördlich von A1/E über den Rücken exportiert wird, findet die Produktion zu etwa zwei Drittel westlich (2.7 ± 1.7 Sv) und einem Drittel östlich (1.5 ± 0.7 Sv) des Rückens statt. Eine genauere Lokalisierung des Exports ist möglich, wenn man den Volumentransport innerhalb der LSW-Schicht bezüglich verschiedener Temperatur- und Salzgehaltsklassen betrachtet (Abbildung 7.6). Westlich des Reykjanes Rückens, im Irminger Becken, ist bei Salzgehal-

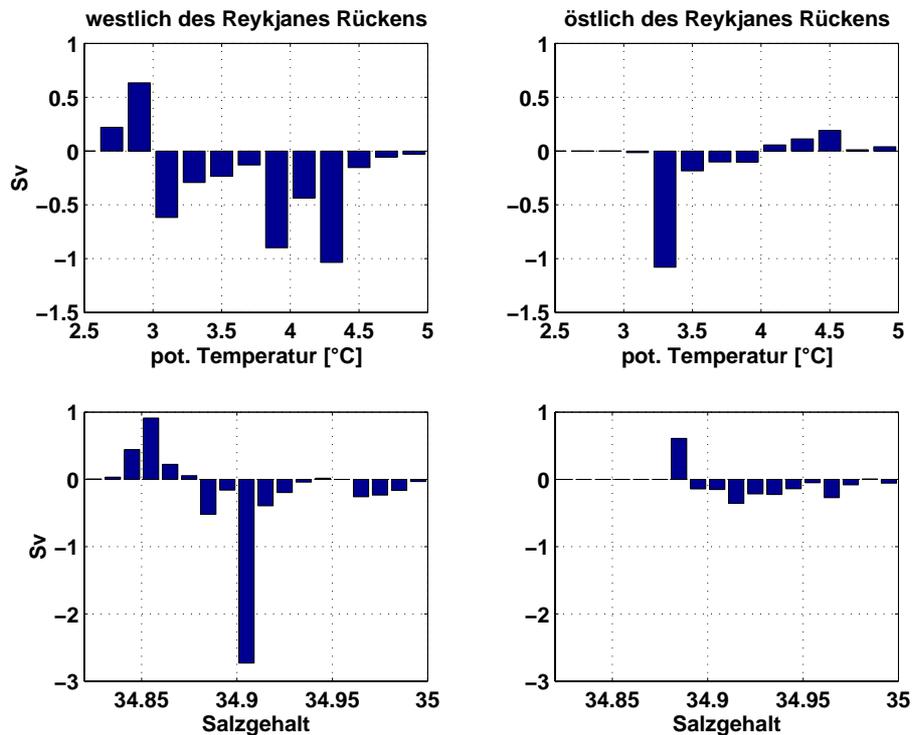


Abbildung 7.6: Volumentransport in der LSW-Schicht auf A1/E für Referenzfall A bezüglich Temperatur und Salzgehaltsklassen. Positive Werte sind in nördliche Richtung. .

ten zwischen 34.90 und 34.91 ein ausgeprägtes Maximum im Transport von knapp 3 Sv Richtung Süden (Abbildung 7.6 unten links). Bezogen auf die Temperatur verteilt sich dieser Transport auf die Klassen zwischen 3.0 und 4.2° C. Diese Wassereigenschaften sind westlich des Reykjanes Rückens in der LSW-Schicht nur an der Ostflanke des EGC zu finden (Abbildung 3.5). Dieses Ergebnis steht in Übereinstimmung mit der durch FCKW-Daten gestützten Aussage von *Rhein* (1997), daß flaches oberes NADW (SUNDW) in der Irmingersee in Gebieten mit winterlichen Konvektionstiefen von 500-600 m gebildet wird.

Östlich des Reykjanes Rückens ist ein Maximum im Südtransport zwischen 3.2-3.4° C (Abbildung 7.6 oben rechts). Dieser potentielle Temperaturbereich entspricht dem Kernbereich des LSW zwischen 1500 db und 2000 db (Abbildung 3.5). Bezüglich des Salzgehaltes verteilt sich dieser Transport auf die Klassen 34.89 bis 34.97, also fast über das gesamte in dieser Schicht existierende Salzgehaltsspektrum. Eine weitere Unterteilung in einzelne Schnittsegmente zeigt (ohne Abbildung), daß das Maximum im Südtransport aus der Region vor Irland resultiert. Da bereits in Abschnitt 6.2.1 gezeigt wurde, daß diese Region generell hoher zeitlicher Variabilität unterliegt, ist zu vermuten, daß es sich auch bei diesem Südexport in der LSW-Schicht nur um ein vorübergehendes, zeitabhängiges,

lokales Signal handelt. Diese synoptischen Berechnungen aus dem Herbst 1994 liefern somit keinen Hinweis, daß eine permanente Quelle von Wasser der LSW-Schicht nördlich von A1/E und östlich des Reykjanes Rückens existiert.

Zum Schluß dieses Abschnittes soll noch einmal die Rolle von LSW-„entrainment“ in die INADW-Schicht erörtert werden. Dieser Ast ist in Abbildung 7.5 durch eine gestrichelte Linie angedeutet. Eine quantitative Aussage zu diesem Ast als Ergebnis des Inversen Boxmodells ist möglich, wenn die Vorgänge westlich und östlich des MAR getrennt betrachtet werden: *Dickson und Brown* (1994) geben als einzige, der in Tabelle 7.3 erwähnten Autoren „entrainment“-Raten von SPMW für die beiden „overflows“ an, die in unmittelbarer Nähe der „entrainment“-Region gemessen wurden (Abbildung 1.4) und somit am glaubwürdigsten erscheinen. Die größte Diskrepanz zwischen den Ergebnissen des Inversen Boxmodells und denen von *Dickson und Brown* (1994) besteht bezüglich des SPMW-„entrainments“ beim Island-Schottland-„overflow“ (Tabelle 7.3). Um beide Untersuchungen bezüglich der Region östlich des Reykjanes Rückens in Übereinstimmung zu bringen, müßte ein LSW-„entrainment“ von 3 Sv angenommen werden. Diese 3 Sv würden nach dem Schema von Abbildung 7.5 eine zusätzliche Produktion von Wasser der LSW-Schicht von ebenfalls 3 Sv mit sich bringen.

Zusammenfassend hat der Vergleich (Tabelle 7.3) demonstriert, daß die Ergebnisse dieser Arbeit in qualitativer und quantitativer Übereinstimmung mit den Ergebnissen aus der Literatur stehen. Die Unterschiede zu den Ergebnissen des Inversen Boxmodells sind dabei nicht größer als die innerhalb der anderen Untersuchungen. Einzige Ausnahme der sechs gegenübergestellten Untersuchungen ist die von *Bacon* (1997), die Werte liefert, die generell um die Hälfte kleiner sind. Bemerkenswert am Ergebnis des Inversen Boxmodells ist, daß nördlich von A1/E eine höhere Belüftung der LSW-Schicht stattfindet als nordwestlich von A1/W. Der mit dieser Belüftung einhergehende Transport wurde im wesentlichen an der Ostflanke des EGC lokalisiert. Ebenfalls bemerkenswert ist, daß kein genereller Trend zwischen Untersuchungen mit (*Bersch*, 1995; *Dickson und Brown*, 1994; *Clarke*, 1984) und ohne Berücksichtigung (diese Arbeit sowie *Käse und Krauss*, 1996) von Strömungsmessungen zu erkennen ist. Da nur auf hydrographischen Daten basierende Transportabschätzungen gezwungenermaßen einen Teil des barotropen Transportes vernachlässigen, ist daraus zu schließen, daß eben dieser vernachlässigte Teil für die Quantifizierung der thermohalinen Umwälzung nördlich von A1/E unbedeutend ist.

7.3.2 In der Labradorsee

Für die Labradorsee nordwestlich von A1/W läßt sich aus den Ergebnissen des Inversen Boxmodells ebenfalls eine zweidimensionale Umwälzungszirkulation ableiten (Abbildung 7.7). Insgesamt werden 3.7 ± 0.7 Sv vertikal umgewälzt. Dieser Wert entspricht der Produktion von Tiefenwasser in der Labradorsee während eines Jahres mit aktiver Konvektion (Clarke und Gascard, 1983) (3.9 Sv). Einen weiteren Vergleichswert liefern McCartney und Talley (1984) auf der Grundlage eines Boxmodells, mit u.a. einer Box von 50° N bis zum Grönland-Schottland-Rücken. Ihre Angabe (8.6 Sv) bezieht sich jedoch auf die Produktion in der Labradorsee und einer zusätzlichen Bildungsrate durch „entrainment“, welches außerhalb der Labradorsee (z.B. Irmingersee) stattfindet. Somit ist ihr Wert eher mit den 3.7 Sv Umwälzung in der Labradorsee plus 4.1 Sv Bildung nördlich von A1/E (vorhergehender Abschnitt) also insgesamt 7.8 Sv zu vergleichen.

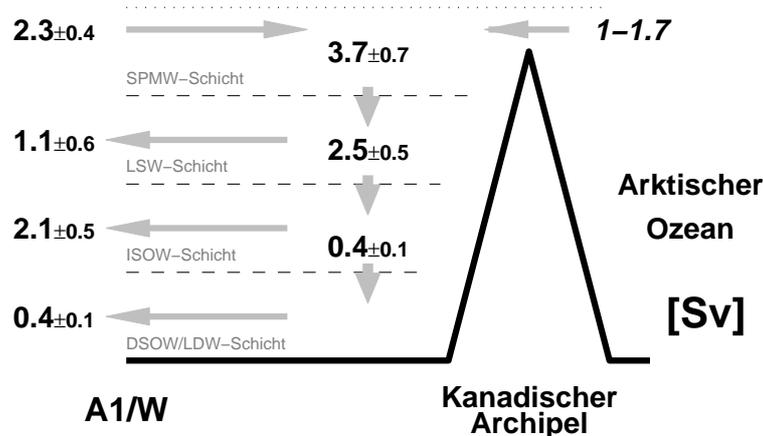


Abbildung 7.7: Zweidimensionale Vertikalzirkulation in der Labradorsee in Sverdrup [$10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$] als Ergebnis des Inversen Boxmodells. Kursive Zahlen sind Angaben aus der Literatur.

Nach den Ergebnissen des Inversen Boxmodells verläßt der größte Anteil (2.1 ± 0.5 Sv) des neuen Tiefenwassers im Dichteniveau der ISOW-Schicht und nur 1.1 ± 0.6 Sv in der LSW-Schicht das Becken. Dieses Ergebnis könnte auf die von 1992 bis 1995 extrem tiefreichende Konvektion zurückzuführen sein. Dickson *et al.* (1996) erwähnen Beobachtungen aus diesem Zeitraum, die Konvektionstiefen bis 2400 db, also bis in die Tiefe der ISOW-Schicht (Abbildung 3.8), zeigen. Eine gleichzeitige Erhöhung des LSW Salzgehalt läßt die Autoren auf Austauschprozesse zwischen LSW und INADW schließen.

7.3.3 Meridionale Umwälzung des gesamten Nordatlantiks

Die meridionale Umwälzung des gesamten Nordatlantiks als Ergebnis des Inversen Boxmodells soll mit Ergebnissen aus der Literatur verglichen werden. Dazu sind in Abbildung 7.8 Raten verschiedener Untersuchungen gegenübergestellt. Berücksichtigt wurden die bereits in Tabelle 1.2 zusammengestellten Zitate und das Ergebnis der vorliegenden Arbeit. Das durch die Untersuchung von *Lorbacher* (2000) angegebene Spektrum der zeitlichen Variabilität ist grau unterlegt. *Lorbacher* analysierte die hydrographische Zeitserie auf A2 und beobachtete eine um ein Jahr verzögerte positive Korrelation der MOC mit dem NAO-Index.

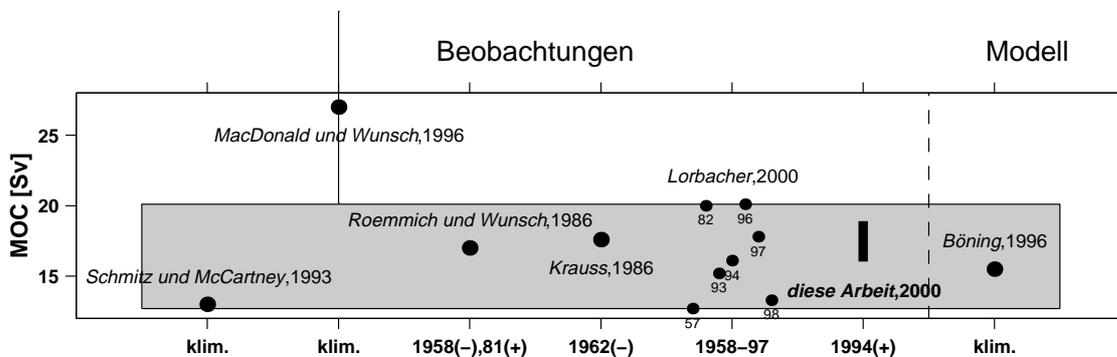


Abbildung 7.8: Vergleich meridionaler Umwälzungsraten aus der Literatur mit Ergebnissen der vorliegenden Arbeit. Auf den x-Achsen sind die Zeitpunkte bzw. Zeiträume angegeben, in denen die zugrundeliegenden Daten erfaßt wurden. "klim." steht für klimatologisch. Wenn vorhanden sind Unsicherheiten hinzugefügt. Genauere Angaben zu geographischen Lage der Daten liefert Tabelle 1.2. Die durch *Lorbacher* (2000) gegebene Spanne der zeitlichen Variabilität ist grau unterlegt.

Das Spektrum innerhalb der Literatur reicht von < 13 Sv bei *Lorbacher* (2000) bis 27 Sv bei *Macdonald und Wunsch* (1996). Die Schwankungsbreite zwischen den Angaben aus der Literatur ist mit 14 Sv fast so groß wie der Mittelwert über alle Angaben (15 Sv). Sie ist auch größer als die von *Lorbacher* (2000) angegebene zeitliche Variabilität. Aus den Literaturangaben herausragend ist der Wert von *Macdonald und Wunsch* (1996). Dies könnte darauf zurückzuführen sein, daß ihr Wert der einzige ist, der auf einem Verfahren basiert (Inverses Boxmodell), daß Informationen aus allen Ozeanen berücksichtigt. Ohne Berücksichtigung des Wertes von *Macdonald und Wunsch* (1996) stimmen die Schwankungsbreite der Literaturangaben und die von *Lorbacher* (2000) angegebene zeitliche Variabilität überein.

Das Ergebnis des Inversen Boxmodells der vorliegenden Arbeit stimmt innerhalb der Unsicherheit mit den meisten Angaben (*Roemmich und Wunsch*, 1985; *Krauss*, 1986;

Lorbacher, 2000; *Böning und Bryan*, 1996) überein und liegt innerhalb des von *Lorbacher* angegebenen Bereiches für Jahre mit hohem NAO-Index. Es stimmt ebenfalls innerhalb der Unsicherheiten mit dem 1994-iger Wert von *Lorbacher* (2000) überein. Wird für das Inverse Boxmodell der von *Lorbacher* (2000) angenommene Ekmantransport verwendet, ist die MOC des Inversen Boxmodells um ca. 2 Sv höher als der Wert von *Lorbacher* (2000). Aus Abbildung 6.14 ging bereits hervor, daß die barotrope Komponente als Ergebnis der vorliegenden Arbeit gegenüber der baroklinen zu einer Erhöhung der meridionalen Umwälzung führt.

7.4 Horizontale Zirkulation

7.4.1 SPMW- und LSW-Schicht

Die Transporte innerhalb der SPMW- und LSW-Schicht als Ergebnis des Inversen Boxmodells zeigt Abbildung 7.9. Bei der Auswahl von Fixpunkten zur räumlichen Unterteilung der Transporte in der SPMW-Schicht wurde auf die Strömungsstruktur selbst zurückgegriffen, wie sie die kumulativen Transporte innerhalb der Schichten (Abbildung 7.2) zeigen. In der Mitte der Irmingersee auf A1/E und der Labradorsee auf A1/W sind Gebiete, in denen nahezu Bewegungslosigkeit herrscht und die somit den zentralen Bereich des zyklonalen subpolaren Wirbels markieren. Daher werden diese beiden Orte für die oberste Schicht als Fixpunkt verwendet. Auf A2 werden der MAR und der Übergangsbereich vom LC zum NAC als Fixpunkte gewählt.

Die großskalige Zirkulation in der SPMW-Schicht als Ergebnis von Abbildung 7.9 stellt sich folgendermaßen dar: Netto gelangen ca. 17.5 Sv über A2 nach Norden. Diese Rate entspricht der meridionalen Umwälzung, die bereits in Abschnitt 7.3.3 mit Werten aus der Literatur verglichen wurde. Über A1/E gelangen 20.8 ± 1.7 Sv mit dem NAC und mit dem Irmingerstrom nach Norden. Ein Teil dieser 20.8 Sv (ca. 2 Sv) rezirkulieren innerhalb des Subpolaren Wirbels und haben sich zwischen A1/W und A2 vom LC abgespalten. Die 20.8 Sv, die zwischen dem Zentrum des Irmingerbeckens und Irland nach Norden transportiert werden, stehen in Übereinstimmung mit den Abschätzungen von *van Aken und Becker* (1996) (23 Sv) und *Saunders* (1982) (21 Sv), die ebenfalls aus der Interpretation von hydrographischen Daten resultieren. Vor Ostgrönland werden ca. 5.7 Sv nach Süden transportiert. Nach Umrundung der Südspitze Grönlands hat sich diese Strömung um ca. 0.8 Sv erhöht, die innerhalb der Labradorsee rezirkulieren. Insgesamt sind die Transporte innerhalb des Subpolaren Wirbels im Vergleich zu Strömungsmessungen aus der Literatur zu gering (Abschnitt 7.1).

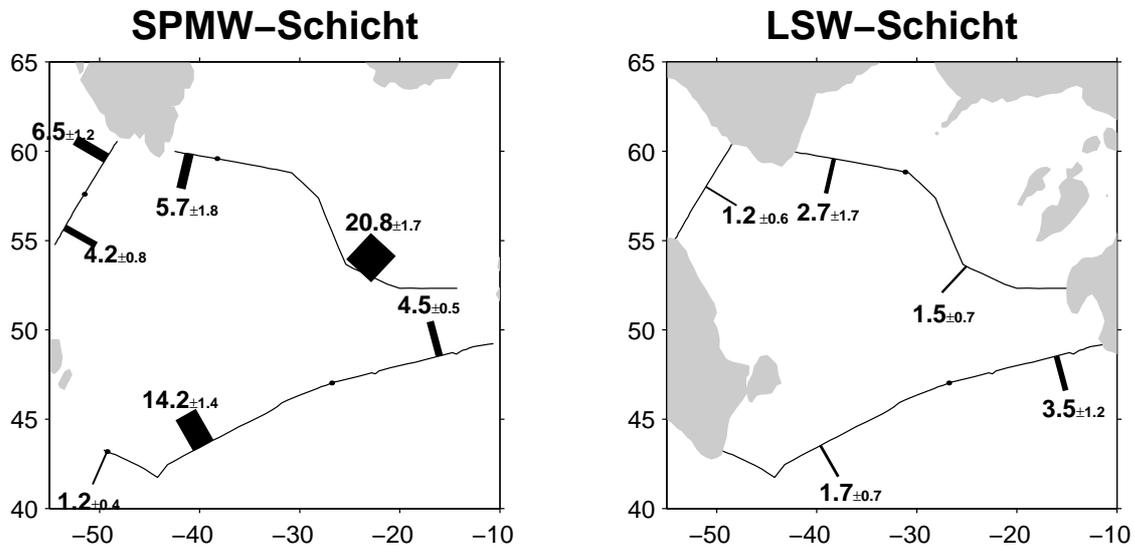


Abbildung 7.9: Volumentransporte [Sv] in der SPMW- und der LSW-Schicht. Die schwarzen Punkte auf den Schnitten geben die Integrationsgrenzen an.

Der Transport in der LSW-Schicht ist auf allen Schnitten nach Süden gerichtet (Abbildung 7.9). Einen Vergleichswert für den Export im Westeuropäischen Becken über A2 auf der Basis von Strömungsmessungen bietet *Speer* (1999). Er ermittelte aus zonalgemittelten meridionalen Floatgeschwindigkeiten zwischen 45 und 55° N einen Transport im LSW-Niveau für eine 500 m dicke Schicht von 2 bis 8 Sv. Die vorliegende Untersuchung liefert für das Westeuropäische Becken ca. 3 Sv. Die Transporte entlang A1/E und A1/W wurden bereits in Abschnitt 7.3.1 mit Literaturwerten verglichen und zeigten gute Übereinstimmung.

7.4.2 INADW

Die Zirkulation in der INADW-Schicht (Kombination aus ISOW- und Boden-Schicht), abgeleitet aus den Ergebnissen des Inversen Boxmodells, zeigt Abbildung 7.10. Über die bereits in Abschnitt 7.3.1 und 7.3.2 erwähnten Ergebnisse hinaus werden im folgenden die Transporte durch die Charlie-Gibbs-Bruchzone (CGFZ) und über A2 mit Ergebnissen aus der Literatur verglichen.

Durch die Charlie-Gibbs-Bruchzone (CGFZ) gelangen als Ergebnis des Inversen Boxmodells 4.9 ± 1.5 Sv INADW nach Westen. Zum Vergleich mit der Literatur stehen in Tabelle 7.4 vier Werte zur Verfügung. Mit Driftermessungen („swallow floats“) abgeglichene geostrophische Geschwindigkeiten (*Worthington*, 1976) ergeben ebenfalls 5 Sv nach Westen. Die Bilanzierung verschiedener Beobachtungen aus der Literatur resultiert

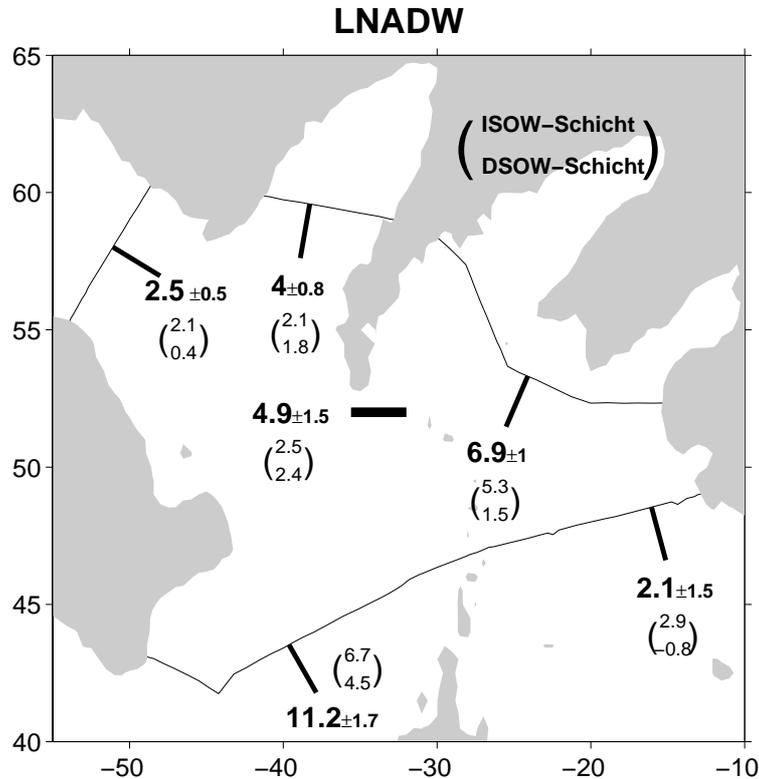


Abbildung 7.10: Zirkulation des LNADW. Fettgedruckte Werte sind die Summe der Volumentransporte in der ISOW- und der DSOW-Schicht. Werte in Klammern sind die mittleren Volumentransporte in der ISOW- (oberer Wert) und in der DSOW-Schicht (unterer Wert).

in einem Westtransport von 7 Sv (*Schmitz und McCartney, 1993*). Aus einer Analyse von verankerten Strömungsmessungen über ein Jahr (1988-1989) resultiert im Langzeitmittel gleichfalls ein Transport nach Westen jedoch nur mit einer Rate von 2.4 ± 0.5 Sv. Die einzige Untersuchung in Tabelle 7.4, die einen entgegengesetzten Transport in der CGFZ ergibt, ist die von *Schott et al. (1999)*. Die Autoren werteten direkt gemessene Strömungsprofile aus dem August 1997 aus und erhielten 6.5 Sv nach Osten. Gleichzeitig durchgeführte Temperatur- und Salzgehaltmessungen lassen *Schott et al.* vermuten, daß diese Phase eines Osttransport durch eine nordwärtige Verlagerung des tiefreichenden NAC verursacht wurde. Auch die Zeitreihe von *Saunders (1994)* bestätigt, daß Phasen mit Osttransporten existieren. Insofern kann der Unterschied zu dem Wert von *Schott et al. (1999)* zeitlicher Variabilität zugeordnet werden. Insgesamt steht der Wert der vorliegenden Arbeit gut in Übereinstimmung mit der Literatur.

Im Westeuropäischen Becken gelangen als Ergebnis des Inversen Boxmodells Netto 2.1 ± 1.5 Sv LNADW über A2 nach Süden (Abbildung 7.10). Dieser Wert setzt sich zusam-

Tabelle 7.4: Tiefenwassertransporte durch die Charlie-Gibbs-Bruchzone in der Literatur im Vergleich zur vorliegenden Arbeit.

Zitat	Daten/ Methode	Autor
4.9±2.6 Sv nach Westen		vorliegende Arbeit
5 Sv nach Westen	hydr. Daten, Strömungsmessungen	<i>Worthington (1976)</i>
7 Sv nach Westen	Bilanzierung von Transporten aus der Literatur	<i>Schmitz und McCartney (1993)</i>
2.4±0.5 Sv nach Westen	hydr. Daten, Strömungsmessungen (1988-89)	<i>Saunders (1994)</i>
6.5 Sv nach Osten	Strömungsmessungen (August 1997)	<i>Schott et al. (1999)</i>

men aus 2.9 ± 1.0 Sv, die in der ISOW-Schicht nach Süden strömen, und 0.8 ± 0.6 Sv LDW, die in der Boden-Schicht nach Norden strömen und dann durch die CGFZ nach Westen gelangen. Die Ursache für den Nordtransport über dem Boden sind die ca. 2 Sv AABW, die bei 11° N durch die Vema-Fraktur-Zone östlich des MAR gelangen (*McCartney et al., 1991; Schmitz und McCartney, 1993*). Während der Ausbreitung nach Norden vergrößert dieser Eintrag durch die Vermischung mit NADW sein Volumen und wird zu LDW. *Dickson und Brown (1994)* und *van Aken und Becker (1996)* geben an, daß insgesamt 4 Sv LDW im Westeuropäischen Becken zyklonal zirkulieren. Aus ihrer Bilanzierung können sie jedoch nicht schließen, wieviel von diesen 4 Sv das Westeuropäische Becken durch die CGFZ verlassen. *Schmitz und McCartney (1993)* geben in ihrem Zirkulationsschema an, daß 2 Sv LDW durch die CGFZ nach Westen transportiert werden. Einen Export von ISOW Richtung Süden innerhalb des Westeuropäischen Beckens geben sie nicht an. Generell zeigen Beobachtungen zwar eine Ausbreitung von ISOW im Westeuropäischen Becken Richtung Süden (*Müller et al., 1999; Fleischmann et al., 1999*), jedoch ist bisher nicht bekannt, wieviel rezirkuliert bzw. Netto nach Süden gelangt. Die Zusammensetzung des Exportes durch die CGFZ ist ca. 1/3 LDW und 2/3 Wasser der ISOW-Schicht.

Im Neufundlandbecken werden insgesamt 11.2 ± 1.7 Sv INADW nach Süden exportiert. *Schmitz und McCartney (1993)* geben ebenfalls einen Export von 11 Sv an. Als Ergebnis des Inversen Boxmodells sind davon ca. 0.8 Sv LDW, 2.5 Sv Wasser, welches in der Labradorsee gebildet wurde, und 8.2 Sv Wasser, welches nördlich von A1/E gebildet wurde.

Zusammenfassend besteht bezüglich des CGFZ-Transports, des LDW-Transports nach Norden im Westeuropäischen Becken und des INADW-Transports nach Süden im Neufundlandbecken Übereinstimmung mit der Literatur. Der Südtransport in der ISOW-Schicht im Westeuropäischen Becken von ca. 2.9 Sv ist bisher noch nicht quantitativ in der Literatur beschrieben worden.

7.5 Zusammenfassung

Die Analyse des Transportfeldes als Ergebnis des Inversen Boxmodells und der Vergleich mit Ergebnissen aus der Literatur lieferte folgende Aussagen:

- Die tiefenintegrierten Transporte in den westlichen Randstromregionen als Ergebnis des Inversen Boxmodells sind gegenüber Strömungsmessungen (*Clarke*, 1984; *Dickson und Brown*, 1994; *Bersch*, 1995; *Clarke et al.*, 1998) um ca. die Hälfte zu klein. Die südwardigen Transporte vor Neufundland (LC und DWBC), die ein Teil des westlichen Randstromregimes sind, stimmen hingegen mit den Strömungsmessungen überein.
- Die über einzelne Becken gemittelten Transporte sind in genereller Übereinstimmung mit Angaben aus der Literatur, die zum Teil auch auf Strömungsmessungen basieren (*Dickson und Brown*, 1994; *Schmitz und McCartney*, 1993; *Bersch*, 1995). Unterschiede zu einzelnen Beobachtungen aus der Literatur sind nicht größer als Unterschiede zwischen den Literaturangaben selbst.
- Insgesamt ergab sich folgende Zirkulation: Direkt aus dem Transportfeld wurde abgeleitet, daß 20.8 ± 1.7 Sv in der SPMW-Schicht über A1/E nach Norden gelangen, wovon 15.1 ± 1.4 Sv umgewälzt werden. Von diesen 15.1 Sv gelangen 4.1 ± 1.5 Sv in der LSW-Schicht und 10.7 ± 1.3 Sv in der INADW-Schicht nach Süden. Der Netto-Südtransport in der LSW-Schicht entspricht dabei der von *McCartney und Talley* (1984) angegebenen „entrainment“-Rate in das LSW außerhalb der Labradorsee. Unter Berücksichtigung der „overflow“-Rate von *Dickson und Brown* (1994) konnte ein „entrainment“ beim „overflow“ von 5.1 ± 1.3 Sv abgeleitet werden. In der Labradorsee nördlich von A1/W werden 3.7 ± 0.7 Sv umgewälzt, wovon 2.1 ± 0.5 Sv in der ISOW-Schicht und 1.1 ± 0.6 Sv in der LSW-Schicht die Labradorsee verlassen. Südlich von A1 strömen 4.9 ± 1.5 Sv durch die Charlie-Gibbs-Bruchzone nach Westen, wovon 0.8 Sv LDW sind. Weiter werden im Neufundlandbecken insgesamt 11.2 ± 1.7 Sv in der INADW-Schicht nach Süden transportiert, wovon 8.2 Sv nördlich von A1/E und 2.8 Sv in der Labradorsee gebildet wurden, und 0.8 Sv LDW aus dem Westeuropäischen Becken stammen.
- Aus dem Transportfeld in der SPMW-Schicht ließ sich außerdem ableiten, daß sich vom LC während der Umrundung des Neufundländischen Schelfs ca. 2 Sv in das Ozeaninnere abspalten und innerhalb des subpolaren Wirbels rezirkulieren. Für die SPMW-Schicht auf A1/W ergab sich darüberhinaus eine geschlossene zyklonale Zirkulationszelle von ca. 0.8 Sv.

Zusammenfassend konnte gezeigt werden, daß das großskalige Transportfeld als Ergebnis des Inversen Boxmodells realistisch ist. Die generelle Übereinstimmung der über einzelne Becken gemittelten Transporte mit Werten aus der Literatur demonstrierte, daß die Unterschätzung der barotropen Komponenten für diese Größen nicht relevant ist.

8. Zusammenfassung

Ziel der vorliegenden Arbeit war es, unter Verwendung von quasisynoptischen hydrographischen Beobachtungen im subpolaren Nordatlantik die mit der Transformation von Warm- zu Kaltwasser verbundenen Wärme- und Süßwasserflüsse und Volumentransporte zu quantifizieren. Auf Grundlage der hydrographischen Schnitte WOCE-A1/W, WOCE-A1/E und WOCE-A2 aus dem Herbst 1994, die zwischen Südgrönland, Irland und Kanada ein Dreieck bilden, wurden drei Boxen definiert: eine „subpolarer Nordatlantik“-Box (SPNA-Box) zwischen den drei Schnitten, eine Labradorsee-Box (LS-Box) nordwestlich von A1/W und eine „Arktischer Ozean“-Box (ARK-Box) nördlich von A1/E. Es wurden mit Hilfe eines Inversen Boxmodells totale Geschwindigkeiten auf den Schnitten und die daraus resultierenden Wärme- und Süßwasserflüsse berechnet. Anhand des Vergleichs mit synoptischen atmosphärischen Wärme- und Süßwasserflüssen und Literaturwerten konnte gezeigt werden, daß die Ergebnisse des Inversen Boxmodells realistisch sind. Um die Eigenschaften des Inversen Boxmodells herausstellen zu können, wurden die Ergebnisse mit denen eines LNM-Boxmodells verglichen, welches auf der simplen Annahme eines „level of no motion“ (LNM) basierte. Es wird im folgenden zuerst ein Überblick über die Eigenschaften des Inversen Boxmodell geliefert und dann werden die resultierenden Wärme- und Süßwasserflüsse sowie Transporte vorgestellt.

Das Inverse Boxmodell

Auf der Basis von sechs Salzerhaltungsgleichungen für die drei Boxen und für vier Schichten der SPNA-Box, die anhand von Wassermassencharakteristika definiert wurden, konnten barotrope Korrekturgeschwindigkeiten relativ zu einem initialen geostrophischen Geschwindigkeitsfeld berechnet werden. Das Ergebnis sind geostrophische Geschwindigkeiten, welche den Ekman-Transport auf den Schnitten sowie den Austausch durch den Kanadischen Archipel und die Beringstraße kompensieren. Aus den verbleibenden Ungleichgewichten in den Wärme- und Volumenbilanzen der Boxen wurden ozeanische Wärme- und Süßwasserflüsse abgeleitet. Der Fehler des Modells wurde abgeschätzt, indem das initiale Geschwindigkeitsfeld und die Grenzflächen der Schichten variiert wurden. Auf zusätzliche Wärme- und Volumenerhaltungsgleichungen wurde verzichtet, da Experimente gezeigt haben, daß diese keine zusätzliche, verwendbare Information liefern.

Generell konnte mit dem Inversen Boxmodell im Vergleich zum LNM-Boxmodell ein

wesentlich realistischeres Geschwindigkeitsfeld bestimmt werden. Letzteres basiert auf der Annahme eines LNM, der zu ausgeglichenen Transportbilanzen der Boxen führt. Der grundlegendste Unterschied der Geschwindigkeitsfelder beider Boxmodelle ist, daß die Niveaus minimaler Geschwindigkeiten in verschiedenen Tiefenbereichen sind. Die Bedingungen des LNM-Boxmodells lieferten einen „flachen“ LNM zwischen dem SPMW und dem LSW. Die Geschwindigkeiten des Inversen Boxmodells hingegen sind in einem „tiefen“ Niveau zwischen dem LSW und dem ISOW minimal, was in qualitativer Übereinstimmung mit direkten Strömungsmessungen ist. Das „tiefe“ Niveau wurde mit dem initialen Geschwindigkeitsfeld vorgegeben. Die barotropen Korrekturen des Inversen Boxmodells betragen im Mittel lediglich ca. 1 cm s^{-1} und veränderten das Geschwindigkeitsmuster daher kaum. Eine wesentliche Verbesserung gegenüber dem LNM-Boxmodell zeigte sich darin, daß die resultierenden Oberflächenflüsse vollständig vergleichbar mit atmosphärischen Flüssen geworden sind. Auch die lokalen Transporte in den Randstromregionen stimmen wesentlich besser mit Abschätzungen anhand von Strömungsmessungen überein, bleiben jedoch um ca. die Hälfte zu klein. Weiter resultiert eine Erhöhung der MOC um ca. 2 Sv.

Die zu geringen Transporte in den Randstromregionen sind auf eine generelle Unterschätzung der barotropen Komponente zurückzuführen. Dieses Fehlverhalten war die Motivation, die Ergebnisse des Inversen Boxmodells ausführlich zu analysieren, um zu überprüfen, inwieweit diese Unterschätzung Auswirkungen auf die aus dem Transportfeld resultierenden Wärme- und Süßwasserflüsse hat. Für die Irmingersee konnte exemplarisch gezeigt werden, daß nur geringfügige Auswirkungen zu erwarten sind: Im Vergleich zu *Bersch* (1995), der mit Hilfe von Strömungsmessungen eine um 20 Sv stärkere zyklonale barotrope Zirkulation erhielt, ergaben sich Unterschiede von 0.02 PW im Wärme- und 0.02 Sv im Süßwasserfluß. Diese Werte entsprechen lediglich 5% des gesamten meridionalen Wärme- bzw. 10% des meridionalen Süßwasserflusses.

Quantifizierung der Transformation von Warm- zu Kaltwasser

Unter Verwendung der Ergebnisse des Inversen Boxmodells für den Herbst 1994 und Zuhilfenahme von Literaturangaben und atmosphärischen Flüssen konnte ein geschlossenes Bild der Transformation von Warm- zu Kaltwasser im Nordatlantik erstellt werden. Die Angaben entsprechen Ensemble-Mittelwerten verschiedener Modellläufe und die Fehler den maximalen Schwankungsbereichen. Die Ensemble-Mittelwerte ergeben kein in sich geschlossenes Budget.

- Insgesamt werden 17.5 ± 1.4 Sv umgewälzt, davon 3.7 ± 0.7 Sv in der Labradorsee nördlich von A1/W und 15.1 ± 1.4 Sv nördlich von A1/E.
- Die mit der Umwälzung verbundenen Wärmeverluste betragen nördlich von A2

insgesamt 0.58 ± 0.07 PW, wovon 0.11 ± 0.06 PW in der SPNA-Box, 0.04 ± 0.01 PW nördlich von A1/W und 0.43 ± 0.04 PW nördlich von A1/E an die Atmosphäre abgegeben werden. Diese Werte liegen im Vergleich zu Literaturangaben im oberen Wertebereich. Der Wert für die SPNA-Box kann vollständig durch den Oberflächenwärmefluß auf der Basis von meteorologischen Daten erklärt werden.

- Der Süßwasserfluß über A2 beträgt 0.23 ± 0.02 Sv nach Süden, wovon 0.03 ± 0.01 Sv in die LS-Box, 0.15 ± 0.02 Sv in die ARK-Box und 0 ± 0.02 Sv in die SPNA-Box eingetragen werden. Der Süßwasserfluß durch die Beringstraße und den Kanadischen Archipel wird mit 0.05 Sv bzw. 0.03-0.04 Sv vorgegeben. Bis auf den Wert für die SPNA-Box stimmen alle Süßwasserflüsse mit Literaturangaben überein. Der ozeanische Netto-Süßwasserfluß in die SPNA-Box von 0 ± 0.02 Sv steht einem Niederschlagsüberschuß von 0.04 Sv und einem nur sehr unsicher abzuschätzenden Eintrag durch kontinentalen Abfluß von ca. 0.03 Sv gegenüber. Diese Differenz von 0.02-0.09 Sv liefert den Hinweis, daß 1994 durch ozeanische Transporte eine anomale Akkumulation von Süßwasser in der SPNA-Box stattgefunden hat.

Eigenschaften des Transportfelds

Die Zerlegung des Transportfeldes in eine horizontale bzw. „gyre“ und eine vertikale bzw. „overturning“ Zirkulationskomponente ergab, daß durch die vertikale Zirkulationskomponente auf A2 ca. 95% der Wärme und ca. 73% des Süßwassers und auf A1 ca. 47% der Wärme und ca. 1% des Süßwassers transportiert werden. Die Flüsse der horizontalen Zirkulationskomponente sind hauptsächlich auf die Strömungen in den Randregionen in den obersten 1000 db zurückzuführen.

Mögliche Gründe für die anomale Akkumulation von Süßwasser in der SPNA-Box wurden diskutiert. Auf den Schnitten könnten zwei lokale Maxima im Süßwassertransport die Ursache sein, wie die Analyse des Transportfeldes ergab: Auf A1/W der Transport des salzarmen LC über dem Kontinentalabhang und auf A2 der nordwärtige Transport von salzarmen Wasser an der Westflanke des NAC, der eventuell von einer Retrofektion eines LC-Astes verursacht wird. A1/E wird von der Betrachtung ausgenommen, da dort der Süßwasserfluß gegenüber 1991 (*Bersch*, 1995) unverändert ist. Der Austausch über den zum Neufundländischen Schelf hin offenen Rand der SPNA-Box wurde als Ursache ebenfalls ausgeschlossen.

Um zu zeigen, mit welcher Zirkulation die berechneten Wärme- und Süßwasserflüsse verbunden sind, wurde das resultierende Transportfeld analysiert und mit Zirkulations-schemata (*McCartney und Talley*, 1984; *Schmitz und McCartney*, 1993; *Dickson und Brown*, 1994; *Käse und Krauss*, 1996) und lokalen Beobachtungen (*Clarke*, 1984; *Saunders*, 1994; *Bersch*, 1995; *Bacon*, 1997; *Clarke et al.*, 1998; *Schott et al.*, 1999) aus der Literatur, die zum Teil auch auf Strömungsmessungen basieren, verglichen. Ergebnis

ist, daß bei über einzelne Becken gemittelten Transporte generelle Übereinstimmung besteht. Bestehende Unterschiede zu einzelnen Literaturangaben über einzelne Becken gemittelter Transporte waren nicht größer als Abweichungen zwischen den einzelnen Literaturergebnissen selbst. Die Unterschiede in den Randstromregionen wurden bereits diskutiert. Ein bemerkenswertes Ergebnis ist, daß die Belüftung der LSW-Schicht mit ca. 60% hauptsächlich in der Irmingersee nördlich von A1/E stattfindet, wobei sich dieses Ergebnis mit der von *McCartney und Talley* (1984) angegebenen Rate von „entrainment“ in das LSW außerhalb der zentralen Labradorsee deckt.

Auf A1/E konnten Wärme- und Süßwasserflußänderungen zwischen 1991 (*Bersch*, 1995) und 1994 lokalisiert und quantifiziert werden: Vor Ostgrönland ging eine Verschiebung der EGC-Front nach Osten mit einem Unterschied im Wärmefluß von 0.04 PW und Süßwasserfluß von -0.04 Sv einher. Westlich von Irland änderten sich die Flüsse um -0.12 PW und 0.06 Sv, wobei diese Änderungen mit einer Verschiebung des gesamten durch den NAC beeinflussten Strömungsregimes und einer Umkehr der Strömung über dem Kontinentalabhang von Nord nach Süd zusammenfielen.

Zusammenfassend ist es gelungen, unter Anwendung eines Inversen Boxmodells eine realistische Abschätzung der mit der Transformation von Warm- zu Kaltwasser verbundenen Flüsse und Transporte zu bekommen. Es ist gezeigt worden, daß der kritische Punkt des Inversen Boxmodells, die Unterschätzung der barotropen Komponente, nur unwesentlichen Einfluß auf die Wärme- und Süßwasserbilanzierung und die über die einzelnen Becken gemittelten Transporte hat. Insgesamt ist mit dem speziell in der vorliegenden Untersuchung angewendeten Inversen Boxmodell durch eine minimale Anzahl an Erhaltungsgleichungen und der Berechnung eines eindeutigen Ergebnisses ein transparentes und reproduzierbares Verfahren aufgestellt worden.

Ausblick

Bei zukünftigen Anwendungen des Verfahrens auf weitere quasisynoptische Datensätze von A1 und A2 können Änderungen der Ergebnisse vollständig auf die zeitliche Variabilität zurückgeführt werden. Die Anwendung auf einen zweiten Datensatz von 1997 ist geplant, wobei dieser parallel zu einer drastischen Änderung der großskaligen atmosphärischen Zirkulation eine gegenüber 1994 deutlich veränderte hydrographische Situation zeigt (*Bersch et al.*, 1999). Generell existieren bereits viele Untersuchungen und Szenarien, die einen Zusammenhang zwischen lokalen Änderungen in der ozeanischen Temperatur- und Salzgehaltsverteilung und niederfrequenten Schwankungen in der großskaligen atmosphärischen Zirkulation herstellen (u.a. *Dickson et al.*, 1996; *Belkin et al.*, 1998). Die Autoren beschreiben dabei Änderungen in der ozeanischen Advektion und in den lokalen Oberflächenflüssen sowie die Verlagerungen von ozeanischen Fronten, messen

diesen einzelnen Prozessen jedoch unterschiedliche Bedeutungen zu. Der geplante Vergleich zwischen 1997 und 1994 könnte zu dieser Diskussion beitragen, indem die Änderungen in den ozeanischen Wärme- und Süßwasserflüssen quantifiziert und lokalisiert und die Auswirkungen auf die beckenweiten Transporte beschrieben werden. Weiter könnte über den Vergleich mit meteorologischen Oberflächenflüssen die Rolle der Advektion bestimmt werden. Zusätzlich kann für 1997 anhand von ebenfalls zur Verfügung stehenden schiffsgebundenen ADCP-Messungen die Rolle der barotropen Komponente für die Wärme- und Süßwasserflüsse genauer analysiert werden.

Literaturverzeichnis

- Aagaard, K., und E. C. Carmack, The role of sea ice and other fresh water in the Arctic circulation, *J. Geophys. Res.*, *94*, 14485–14498, 1989.
- Aagaard, K., und P. Greisman, Toward new mass and heat budgets for the Arctic Ocean, *J. Geophys. Res.*, *80*, 3821–3827, 1975.
- Arhan, M., The North Atlantic Current and Subarctic Intermediate Water, *J. Mar. Res.*, *48*, 109–144, 1990.
- Arhan, M., A. C. de Verdiere, und H. Mercier, Direct observation of the mean circulation at 48°N in the Atlantic Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, *19*, 161–181, 1989.
- Bacon, S., Circulation and fluxes in the North Atlantic between Greenland and Ireland, *J. Phys. Oceanogr.*, *27*, 1420–1435, 1997.
- Baumgartner, A., und E. Reichel, *The world water balance*, Elsevier, New York, 1975.
- Belkin, I. M., und S. Levitus, Temporal variability of the Subarctic Front near the Charlie-Gibbs Fracture Zone, *J. Geophys. Res.*, *101* (C12), 28317–28324, 1996.
- Belkin, I. M., S. Levitus, J. Antonov, und S. A. Malmberg, “Great Salinity Anomalies” in the North Atlantic, *Prog. Oceanogr.*, *41*, 1–68, 1998.
- Bersch, M., On the circulation of the northeastern North Atlantic, *Deep Sea Res.*, *42* (9), 1583–1607, 1995.
- Bersch, M., J. Meincke, und A. Sy, Interannual thermohaline changes in the northern North Atlantic 1991–1996, *Deep Sea Res.*, *II 46*, 55–75, 1999.
- Böning, C. W., und F. O. Bryan, *The warm watersphere of the North Atlantic Ocean*, Kap. Large-scale transport processes in high-resolution models, Gebr. Bornträger, Stuttgart, 1996.
- Böning, C. W., und P. Herrmann, Annual cycle of poleward heat transport in the ocean: results from high-resolution modeling of the North and Equatorial Atlantic, *J. Phys. Oceanogr.*, *24*, 91–107, 1994.
- Böning, C. W., F. O. Bryan, W. R. Holland, und R. Döscher, Deep-water formation and meridional overturning in a high-resolution model of the North Atlantic, *J. Phys. Oceanogr.*, *26*, 1142–1163, 1996.
- Broecker, W. S., The great ocean conveyor belt, *Oceanography*, *4* (2), 79–89, 1991.

- Bryan, F. O., High-latitude salinity and interhemispheric thermohaline circulation, *Nature*, *323*, 301–304, 1986.
- Bunker, A. F., Computations of surface energy flux and annual air-sea interaction cycles of the North Atlantic Ocean, *Mon. Wea. Rev.*, *104*, 1122–1140, 1976.
- Bunker, A. F., Surface energy fluxes of the South Atlantic Ocean, *Mon. Wea. Rev.*, *116*, 809–823, 1988.
- Cayan, D. R., Latent and sensible heat flux anomalies over the Northern Oceans: the connection to monthly atmospheric circulations, *J. Clim.*, *5*(4), 354–369, 1992.
- Clarke, A., Transport through the Cape Farewell-Flemish Cap section, *Rapp. P. V. Reun. Cons. Int. Explor. Mer.*, *185*, 120–130, 1984.
- Clarke, A., and J. C. Gascard, The formation of Labrador Sea water, *J. Phys. Oceanogr.*, *33*, 1764–1778, 1983.
- Clarke, A., H. W. Hill, R. F. Reiniger, and B. A. Warren, Current system south and east of the Grand Banks of Newfoundland, *J. Phys. Oceanogr.*, *10*(28), 25–65, 1980.
- Clarke, A., D. R. Watts, R. M. Hendry, and I. M. Yashayaev, Moored array measurements of the North Atlantic current in the Newfoundland Basin, in *The 1998 conference of the World Ocean Circulation Experiment*, Halifax, 1998.
- Coachman, K. L., and K. Aagaard, Transport through Bering Strait: Annual and inter-annual variability, *J. Geophys. Res.*, *93*, 15535–15539, 1988.
- Curry, R. G., M. S. McCartney, and T. M. Joyce, Oceanic transports of subpolar climate signals to mid-depth subtropical waters, *Nature*, *391*, 575–577, 1998.
- Dickson, R. R., From the Labrador Sea to global change, *Nature*, *386*, 649–650, 1997.
- Dickson, R. R., and J. Brown, The production of North Atlantic deep water: sources, rates, and pathways, *J. Geophys. Res.*, *99*(C6), 12319–12341, 1994.
- Dickson, R. R., J. Meincke, S. A. Malmberg, and A. J. Lee, The "great salinity anomaly" in the northern North Atlantic, *Prog. Oceanogr.*, *20*, 103–151, 1988.
- Dickson, R. R., J. Lazier, J. Meincke, P. Rhines, and J. Swift, Long-term coordinated changes in the convective activity of the North Atlantic, *Prog. Oceanogr.*, *38*, 241–295, 1996.
- Dickson, R. R., J. Meincke, I. Vassie, J. Jungclaus, and S. Østerhus, Possible predictability in overflow from the Denmark Strait, *Nature*, *397*, 243–246, 1999.
- Dobroliubov, S., B. Tereschenkov, and A. Sokov, Mass and heat fluxes at 36°N in the Atlantic: comparison of 1993, 1981 and 1959 hydrographic surveys, *WOCE Newsletter*, *22*, 34–37, 1996.

- Dorman, C. E., und R. H. Bourke, Precipitation over the Atlantic Ocean, 30°S to 70°N, *Mon. Wea. Rev.*, 109(3), 554–563, 1981.
- Esselborn, S., Meereshöhen und Oberflächenzirkulation im Nordatlantik während der Neunziger, Dissertation in vorbereitung, Universität Hamburg, 2000.
- Fiadeiro, M. E., und G. Veronis, On the determination of absolute velocities in the ocean, *J. Mar. Res.*, 40(supplement), 159–182, 1982.
- Fiadeiro, M. E., und G. Veronis, Circulation and heat flux in the Bermuda Triangle, *J. Phys. Oceanogr.*, 13, 1158–1169, 1983.
- Fissel, D. B., D. D. Lemon, H. Melling, und R. A. Lake, Non-tidal flows in the North-West Passage, Can. Tech. Rep. Hydrogr. Ocean. Sci. 98, Inst. of Ocean Sci., Sidney, B.C., Canada, 1988.
- Fleischmann, U., H. Hillebrand, A. Putzka, und R. Bayer, Transports of Iceland Scotland overflow from the Iceland basin to the Westeuropean basin, in *WOCE, The North Atlantic Workshop*, Kiel, 1999.
- Fomin, L. M., *The dynamic method in oceanography*, Elsevier Publishing Company, Amsterdam, 1964.
- Gill, A. E., *Atmosphere-ocean dynamics*, nr. II in International Geophysics Series, Academic Press, Inc., 1982.
- Greatbatch, R. J., A. F. Fanning, und A. D. Goulding, A Diagnosis of Interdecadal Circulation Changes in the North Atlantic, *J. Geophys. Res.*, 96(C12), 22009–22023, 1991.
- Hall, M. M., und H. L. Bryden, Direct estimate and mechanism of ocean heat transport, *Deep Sea Res.*, 29(3A), 339–359, 1982.
- Hansen, B., K. M. H. Larsen, S. Østerhus, B. Turrell, und S. Jónsson, The Atlantic Water inflow to the Nordic Seas, *WOCE Newsletter*, 35, 33–35, 1999.
- Hasse, L., R. Lindau, und E. Ruprecht, *The warm watersphere of the North Atlantic Ocean*, Kap. Climatological fluxes at the sea surface, Gebr. Bornträger, Stuttgart, 1996.
- Hastenrath, S., On meridional heat transports in the world ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, 12, 922–927, 1982.
- Hastenrath, S., und P. J. Lamb, *Heat budget atlas of the tropical Atlantic and eastern Pacific oceans*, Univ. Wisconsin Press, 1978.
- Hellermann, S., und M. Rosenstein, Mean monthly wind stress over the world ocean with error estimates, *J. Phys. Oceanogr.*, 13, 1093–1104, 1983.
- Hsiung, J., Estimates of global oceanic meridional heat transport, *J. Phys. Oceanogr.*, 15, 1405–1412, 1985.

- Hurrell, J. W., Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation, *Science*, 269, 676–679, 1995.
- Hurrell, J. W., und H. van Loon, Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation, *Clim. Change.*, 36, 301–326, 1997.
- Isemer, H.-J., und L. Hasse, *The Bunker Climate Atlas of the North Atlantic Ocean*, vol. 2, Springer Verlag, 1987.
- Jackett, D., und T. McDougall, A neutral density variable for the world's oceans, *J. Phys. Oceanogr.*, 27(2), 237–263, 1997.
- Kalnay, E., et al., The NCEP/NCAR 40-year reanalyse project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77(3), 437–471, 1996.
- Koltermann, K. P., O. Pfannkuche, und J. Meincke, JGOFS, OMEX and WOCE in the North Atlantic 1994, Cruise No. 30, 7.September - 22.Dezember 1994, *Universität Hamburg*, 96-3, 148 pp, 1996.
- Koltermann, K. P., A. Sokov, V. Tereschenkov, S. Dobroliubov, K. Lorbacher, und A. Sy, Decadal changes in the thermohaline circulation of the North Atlantic, *Deep Sea Res., II* 46, 109–138, 1999.
- Krauss, W., The North Atlantic Current, *J. Geophys. Res.*, 91, 5061–5074, 1986.
- Krauss, W., Currents and mixing in the Irminger Sea and the Iceland Basin, *J. Geophys. Res.*, 100(C6), 10851–10871, 1995.
- Käse, R. H., und W. Krauss, *The warm watersphere of the North Atlantic Ocean*, Kap. The Gulf Stream, the North Atlantic Current, and the origin of the Azores Current, Gebr. Bornträger, Stuttgart, 1996.
- Lanczos, C., *Linear Differential Operators*, Van Nostrand Co., London, 1961.
- Lazier, J. R. N., und D. G. Wright, Annual velocity variations in the Labrador Current, *J. Phys. Oceanogr.*, 23(4), 659–678, 1993.
- Loder, J. W., B. Petrie, und G. Gawarkiewicz, The coastal ocean off northeastern North America: a large-scale view, in *The Sea*, vol. 11, Kap. 5, Seiten 105–133, John Wiley & Sons, Inc., 1998.
- Lorbacher, K., Niederfrequente Variabilität meridionaler Transporte in der Divergenzzone des nordatlantischen Subtropen- und Subpolarwirbels – der WOCE-Schnitt A2, Dissertation, Universität Hamburg, 2000.
- Macdonald, A. M., und C. Wunsch, An estimate of global ocean circulation and heat fluxes, *Nature*, 382, 436–439, 1996.
- Mann, C. R., The termination of the Gulf Stream and the beginning of the North Atlantic Current, *Deep Sea Res.*, 14, 337–359, 1967.

- Marshall, J. C., A. J. G. Nurser, and R. G. Williams, Inferring the subduction rate and period over the North Atlantic, *J. Phys. Oceanogr.*, *23*, 1315–1329, 1993.
- Mauritzen, C., and S. Häkkinen, On the relationship between dense water formation and the „meridional overturning cell” in the North Atlantic Ocean, *Deep Sea Res.*, *46*, 877–894, 1999.
- McCartney, M. S., Recirculating components to the deep boundary current of the northern North Atlantic, *Prog. Oceanogr.*, *29*, 283–383, 1992.
- McCartney, M. S., and L. D. Talley, The subpolar mode water of the North Atlantic Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, *12*, 1169–1188, 1982.
- McCartney, M. S., and L. D. Talley, Warm-to-cold water conversion in the Northern North Atlantic Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, *14*, 922–935, 1984.
- McCartney, M. S., S. L. Bennett, and M. E. Woodgate-Jones, Eastward flow through the Mid-Atlantic ridge at 11° and its influence on the abyss of the eastern basin, *J. Phys. Oceanogr.*, *21*, 1089–1129, 1991.
- McIntosh, P. C., and S. R. Rintoul, Do box inverse models work?, *J. Phys. Oceanogr.*, *27*(2), 291–308, 1997.
- Müller, T. J., S. Becker, and W. Zenk, On the branching of the Iceland Scotland overflow east of Charlie Gibbs fracture zone: first results and future observations, in *WOCE, The North Atlantic Workshop*, Kiel, 1999.
- Mohn, C., Über Wassermassen und Strömungen im Bereich des europäischen Kontinentalrandes westlich von Irland, Dissertation, Universität Hamburg, 2000.
- Morgan, P. P., Box inverse modelling with DOBOX 4.2., Csiro marine laboratories report 225, CSIRO, 1994.
- Munk, W., and C. Wunsch, Abyssal recipes II: energetic of tidal and wind mixing, *Deep Sea Res.*, *45*, 1977–2010, 1998.
- Pickart, R. S., M. S. Spall, and J. R. N. Lazier, Mid-depth ventilation in the western boundary current system of the sub-polar gyre, *Deep Sea Res.*, *44*(6), 1025–1054, 1997.
- Pingree, R. D., Flow of surface waters to the west of the British Isles and in the Bay of Biscay, *Deep Sea Res.*, *40*(2), 369–388, 1993.
- Rahmstorf, S., On the freshwater forcing and transports of the Atlantic thermohaline circulation, *Clim. Dyn.*, *12*, 799–811, 1996.
- Read, J. F., and W. J. Gould, Cooling and freshening of the subpolar North Atlantic Ocean since the 1960s, *Nature*, *360*, 55–57, 1992.
- Reid, J. L., On the total geostrophic circulation of the North Atlantic Ocean: flow patterns, tracers, and transports, *Prog. Oceanogr.*, *33*, 1–92, 1994.

- Reiniger, R. F., und R. A. Clarke, Circulation pattern in the Newfoundland ridge area, 1972, in *Special Publication*, vol. 10, Seiten 57–67, International Commission for the Northwest Atlantic Fisheries, Dartmouth Canada, 1975.
- Rhein, M., Estimating the mean transport of the Atlantic Deep Western Boundary Current using tracers, in *AGU monograph on the application of trace substances in oceanography*, eingereicht, P. Schlosser and W. Smethie, 1997.
- Roach, A. T., K. Aagaard, C. H. Pease, S. A. Salo, T. Weingartner, V. Pavlov, und M. Kulakov, Direct measurements of transport and water properties through the Bering Strait, *J. Geophys. Res.*, 100(C9), 18443–18457, 1995.
- Roemmich, D., und C. Wunsch, Two transatlantic sections: meridional circulation and heat flux in the subtropical North Atlantic Ocean, *Deep Sea Res.*, 32(6), 619–664, 1985.
- Rosby, T., The North Atlantic Current and surrounding waters 'at the crossroads', *Rev. Geophys.*, 34(4), 463–481, 1996.
- Rudels, B., The outflow of polar water through the Arctic Archipelago and the oceanographic conditions in the Baffin Bay, *Polar Research*, 4 n.s., 161–180, 1986.
- Rudels, B., On the mass balance of the Polar Ocean, with special emphasis on the Fram Strait, *Norsk Polarinstitutt Skrifter*, 188, 1–53, 1987.
- Sarmiento, J. L., und K. Bryan, An ocean transport model for the North Atlantic, *J. Geophys. Res.*, 87, 394–408, 1982.
- Saunders, P., Circulation in the eastern North Atlantic, *J. Mar. Res.*, 40(Supplement), 641–657, 1982.
- Saunders, P., The flux of overflow water through the Charlie- Gibbs Fracture Zone, *J. Geophys. Res.*, 99(C6), 12345–12355, 1994.
- Schiller, A., The mean circulation of the Atlantic Ocean north of 30°S determined with the adjoint method applied to an ocean general circulation model, *J. Mar. Res.*, 53, 453–497, 1995.
- Schmitt, R. W., P. S. Bogden, und C. E. Dorman, Evaporation minus precipitation and density fluxes for the North Atlantic, *J. Phys. Oceanogr.*, 19, 1209–1221, 1989.
- Schmitz, W. J., und M. S. McCartney, On the North Atlantic circulation, *Reviews of Geophysics*, 31, 29–49, 1993.
- Schott, F., L. Stramma, und J. Fischer, Interaction of the North Atlantic current with the deep Charlie Gibbs Fracture Zone throughflow, *Geophysic. Res. Lett.*, in press, 1999.
- Send, U., und J. Marshall, Integral effects of deep convection, *J. Phys. Oceanogr.*, 25, 855–872, 1995.

- Simonsen, K., and P. M. Haugan, Heat budget of the Arctic Mediterranean and sea surface heat flux parameterizations of the Nordic Seas., *J. Geophys. Res.*, 101(c3), 6553–6576, 1996.
- Smith, E. H., F. M. Soule, and O. Mosby, The Marion and General Greene expeditions to Davis Strait and Labrador Sea under direction of the United States Coast Guard 1928-1931-1933-1934-1935, *Bull. U.S. Coast Guard*, 19(Scientific results, Part 2, Physical Oceanography), 259, 1937.
- Sutton, R. T., and M. R. Allen, Decadal predictability of North Atlantic sea surface temperature and climate, *Nature*, 388, 563–567, 1997.
- Sy, A., Investigation of large-scale circulation patterns in the central North Atlantic: the North Atlantic Current, the Azores Current, and the Mediterranean Water plume in the area of the Mid-Atlantic Ridge, *Deep Sea Res.*, 35(3), 383–413, 1988.
- Sy, A., U. Schauer, and J. Meincke, The North Atlantic and its associated hydrographic structure above and eastward of the Mid-Atlantic Ridge, *Deep Sea Res.*, 39(5), 825–853, 1992.
- Sy, A., M. Rhein, J. R. N. Lazier, K. P. Koltermann, J. Meincke, A. Putzka, and M. Bersch, Surprisingly rapid spreading of newly formed intermediate waters across the North Atlantic Ocean, *Nature*, 386, 675–679, 1997.
- van Aken, H. M., Transports of water masses through the Faroese Channels determined by inverse method, *Deep Sea Res.*, 35(4), 595–617, 1988.
- van Aken, H. M., and G. Becker, Hydrography and through-flow in the north-eastern North Atlantic Ocean: the Nansen project, *Prog. Oceanogr.*, 38, 297–346, 1996.
- van Aken, H. M., and C. J. D. Boer, On the synoptic hydrography of intermediate deep water masses in the Iceland Basin, *Deep Sea Res.*, 42(2), 165–189, 1995.
- Veronis, G., *General circulation of the ocean*, Kap. Inverse methods for ocean circulation, Seiten 102–133, Springer Verlag, New York, 1987.
- Vinje, T., N. Nordlund, and A. Vambekk, Monitoring ice thickness in Fram Strait, *J. Geophys. Res.*, *in press*, 1997.
- Visbeck, M., J. Marshall, and H. Jones, Dynamics of isolated convective regions in the ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, 26, 1721–1734, 1996.
- Warren, B. A., Why is no deep water formed in the North Pacific?, *J. Mar. Res.*, 41, 327–347, 1983.
- Wijffels, S. E., R. W. Schmitt, H. L. Bryden, and A. Stigebrandt, Transport of freshwater by the oceans, *J. Phys. Oceanogr.*, 22(2), 155–162, 1992.
- WOCE International Project Office, Operations and Methods, WOCE Hydrographic Programme, WOCE Report No. 68/91, Woods Hole, MA, USA, 1994.

- Worthington, L. V., *On the North Atlantic Circulation*, vol. 6, The Johns Hopkins Oceanographie, 1976.
- Wunsch, C., Determining the general circulation of the oceans: a preliminary discussion, *Science*, 196, 871–874, 1977.
- Wunsch, C., The North Atlantic circulation west of 50°W determined by inverse methods, *Rev. Geophys.*, 16, 583–620, 1978.
- Wunsch, C., *The ocean circulation inverse problem*, Cambridge University Press, 1997.
- Xie, P., und P. A. Arkin, Analyses of global monthly precipitation using gauge observations, satellite estimates and numerical model prediction, *J. Clim.*, 9, 840–858, 1996.
- Zaucker, F., T. F. Stocker, und W. S. Broecker, Atmospheric freshwater fluxes and their effect on the global thermohaline circulation, *J. Geophys. Res.*, 99(C6), 12443–12457, 1994.

Danksagungen

Mein Dank gilt Herrn Prof. Dr. Jens Meincke für die wissenschaftliche Betreuung dieser Arbeit und seine Unterstützung während der Promotionszeit. Herrn Dr. Alexander Sy danke ich, daß er sich bereit erklärt hat, als Begutachter dieser Arbeit zur Verfügung zu stehen.

Für die Bereitstellung der hydrographischen Daten danke ich Herrn Dr. Peter Koltermann, Herrn Prof. Dr. Allyn Clarke und Herrn Prof. Dr. John Lazier.

Besonderen Dank gilt meinen Kollegen Dr. Johannes Karstensen, Saskia Esselborn und Manfred Bersch, die mir so häufig für Diskussionen und Ratschläge zur Verfügung standen und auch durch das Korrekturlesen sehr weitergeholfen haben. In diesem Sinne danke ich auch Sönke Maus, der trotz der weiten Entfernung immer einen offenen „Mailkasten“ für mich hatte. Auch danke ich Henning Wehde für das Korrekturlesen und Katja Lorbacher für ihre Diskussionsbereitschaft. Insgesamt bedanke ich mich bei allen aus dem 4. Stock und besonders bei Marcus Dengler, Heike Wohlert, Christian Mohn und Kerstin Hatten für das nette Arbeitsklima und ihre Hilfe.

Aller herzlichster Dank geht an Hackys Eltern Christa und Hinrich Schacht, ohne deren unermüdliche Bereitschaft unsere Tochter Lotte zu betreuen diese Arbeit nicht zustande gekommen wäre. Für sein großes Verständnis und seine unendliche Geduld danke ich Hacky und natürlich auch Lotte, die beide in letzter Zeit viel auf mich verzichten mußten. Bei meiner Mutter bedanke ich mich, die mir sowohl durch das Aufpassen auf Lotte als auch durch das Korrekturlesen sehr geholfen hat. Dann danke ich meinen Freunden und allen voran Claudia, für ihr Interesse, die sie meiner Arbeit und mir entgegenbrachten und hoffe, daß wir uns jetzt wieder mehr sehen können.

Zum Schluß möchte ich mich noch beim Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft und Forschung für die finanzielle Unterstützung diese Arbeit innerhalb des Projekts WOCE-Nordatlantik bedanken.