

**Meereshöhen und ozeanische Zirkulation
im Nordatlantik zwischen 1992 und 1998**
— Eine Radaraltimeter-Studie —

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

vorgelegt von
Saskia Charlotte Esselborn
aus Darmstadt

Hamburg, 2001

Als Dissertation angenommen vom

Fachbereich Geowissenschaften der Universität Hamburg

Auf Grund der Gutachten von Professor Dr. Werner Alpers

und Professor Dr. Jens Meincke

Hamburg, den 31. Januar 2001

Professor Dr. Ulrich Bismayer

(Dekan des Fachbereichs Geowissenschaften)

Abstract

Sea level and surface circulation were investigated for the subtropical and the subpolar North Atlantic Ocean between October 1992 to September 1998. Sea level data measured by the satellite altimeters aboard of Topex/Poseidon¹, ERS²-1, and ERS-2 as well as hydrographic data originating from two WOCE³-sections and from two climatologies were analyzed. Using these data the temporal mean circulation in the upper layer was described with main emphasis on the paths of the major currents. The temporal mean barotropic component of the geostrophic circulation was estimated by combining the hydrographic and the altimetric data, which was referenced to the state of the art global geoid model EGM96⁴. It was shown that the geoid model EGM96 is not capable of determining the geoid on spatial scales sufficient to derive the barotropic component. Temporal anomalies of altimetric and hydrographic data were combined along WOCE-repeat sections A1E and A2 resulting in a successful estimate of the temporal variable barotropic component of the geostrophic velocity perpendicular to these sections.

Using the altimeter data the spatial variability of the sea level was investigated on the interannual time scale. The most significant changes on the interannual time scale arose between summer 1995 and spring 1996 coinciding with a drop of the Index of the North Atlantic Oscillation (NAO) to negative values, which is equivalent to a weakening of the mean atmospheric circulation. In this period the sea level in the subpolar gyre rose by ~5 cm corresponding to an estimated heat gain of $\sim 6 \cdot 10^{20}$ J in the area from 50° to 65°N. The sea level in the northern subtropical gyre fell by up to 15 cm corresponding to an estimated heat loss of $\sim 3 \cdot 10^{20}$ J in the area from 40° to 50°N. The analysis of NCEP/NCAR⁵ heat fluxes revealed that only part of the changes observed between summer 1995 and spring 1996 can be explained by the integrated effect of altered air-sea heat fluxes. The investigation of wind data measured by ERS-Scatterometers suggests, that changes in meridional Ekman and Sverdrup transports that took place after summer 1995 might be responsible for the observed large scale patterns of sea level change, and hence of oceanic heat loss and gain. In addition, meridional shifts of the Gulf Stream and the eastward branches of the North Atlantic Current were observed coinciding with the change of sign of the NAO-Index. A Comparison with the wind data indicates, that the southward shift of the Gulf Stream in winter 1997 was triggered by long baroclinic Rossby-waves, that were generated 1.5-2 years before by anomalies of the wind stress curl in the area of the midatlantic ridge.

¹ Ocean **T**opography **E**xperiment/**P**remier **O**bservatoire **S**patial **É**tude **I**ntensive **D**ynamique **O**cean et **N**ivosphère

² European **R**emote-Sensing **S**atellite

³ **W**orld **O**cean **C**irculation **E**xperiment

⁴ **E**arth **G**eopotential **M**odel

⁵ **N**ational **C**enter for **E**nvironmental **P**rediction/**N**ational **C**enter for **A**tmospheric **R**esearch

Zusammenfassung

Die Meereshöhen und die Zirkulation in der ozeanischen Deckschicht im subtropischen und subpolaren Nordatlantik wurden für den Zeitraum von Oktober 1992 bis September 1998 untersucht. Analysiert wurden hierfür Meereshöhendaten, die von den Altimetern an Bord der Satelliten Topex/Poseidon, ERS-1 und ERS-2 gemessen wurden, sowie hydrographische Daten von zwei WOCE-Schnitten und aus zwei Klimatologien. Unter Verwendung dieser Daten wurde die zeitlich mittlere Zirkulation in der Deckschicht beschrieben, wobei der Schwerpunkt auf den mittleren Ausbreitungspfaden der Hauptströmungen lag. Aus der Kombination der hydrographischen und der altimetrischen Daten, die auf das derzeit aktuelle Geoidmodell EGM96 bezogen wurden, wurde die zeitlich mittlere barotrope Komponente der geostrophischen Zirkulation abgeschätzt. Es wurde gezeigt, daß das Geoidmodell EGM96 die räumlichen Skalen des Geoids nicht mit der Genauigkeit auflöst, die für die Bestimmung der barotropen Komponente nötig wäre. Entlang der WOCE-Wiederholungsschnitte A1E und A2 wurden zeitliche Anomalien der altimetrischen und der hydrographischen Daten kombiniert, und die zeitlich variable barotrope Strömungskomponente normal zu diesen Schnitten konnte erfolgreich abgeschätzt werden.

Anhand der Altimeterdaten wurde die räumlich Variabilität der Meereshöhen auf interannuellen Zeitskalen untersucht. Die prägnanteste Änderung auf interannuellen Zeitskalen trat zwischen dem Sommer 1995 und dem Frühjahr 1996 auf. Zeitgleich sank der Index der Nordatlantischen Oszillation (NAO) auf negative Werte ab, gleichbedeutend mit einer Abschwächung der mittleren atmosphärischen Zirkulation. In diesem Zeitraum stieg die Meereshöhe im Subpolarwirbel um ~ 5 cm an, was zwischen 50° und 65°N einem Wärmege-
winn von $\sim 6 \cdot 10^{20}$ J entspricht. Die Meereshöhe im nördlichen Subtropenwirbel nahm um maximal 15 cm ab, was zwischen 40° und 50°N einem Wärmeverlust von $\sim 3 \cdot 10^{20}$ J entspricht. Die Analyse von NCEP/NCAR-Wärmeflüssen ergab, daß die zwischen dem Sommer 1995 und dem Frühjahr 1996 beobachteten Änderungen der Meereshöhe nur teilweise durch die zeitlich integrierten anomalen Netto-Wärme Flüsse zwischen Ozean und Atmosphäre erklärt werden können. Untersuchungen von Winddaten, die von den ERS-Scatterometern gemessen wurden, legen den Schluß nahe, daß Änderungen der meridionalen Ekman- und Sverdrup-Transporte nach dem Sommer 1995 für die beckenweiten Änderungen der Meereshöhen, und damit des Wärmeinhalts, verantwortlich waren. Zusätzlich wurden meridionale Verlagerungen des Golfstroms und der ostwärtigen Zweige des Nordatlantikstroms im Zusammenhang mit dem Vorzeichenwechsel der NAO beobachtet. Ein Vergleich mit den Winddaten legt den Schluß nahe, daß die südwärtige Verlagerung des Golfstroms im Winter 1997 durch lange barokline Rossby-Wellen ausgelöst wurde, die 1,5-2 Jahre zuvor durch Anomalien der Rotation des Windschubs im Bereich des Mittelatlantischen Rückens erzeugt wurden.

Inhaltsverzeichnis

1. EINLEITUNG	1
2. EINFÜHRUNG IN DAS UNTERSUCHUNGSGBIET	5
2.1. DIE BODENTOPOGRAPHIE DES NORDATLANTISCHEN OZEANS	5
2.2. DIE LUFTDRUCKVERTEILUNG	6
2.3. DIE NORDATLANTISCHE OSZILLATION IM OZEAN	8
2.4. DIE ZIRKULATION IN DER OZEANISCHEN DECKSCHICHT	9
3. BESCHREIBUNG DER PHYSIKALISCHEN GRUNDLAGEN	13
3.1. MEERESHÖHEN.....	13
3.2. ANOMALIEN DER MEERESHÖHE	14
3.2.1. Lokal erzeugte Anomalien	15
3.2.2. Advektion von Anomalien	20
3.3. MESSUNG DER MEERESHÖHE VOM SATELLITEN AUS.....	23
3.3.1. Meßprinzip eines Radaraltimeters.....	23
3.3.2. Störungen der Höhenmessung	26
3.3.3. Aktuelle Altimetermissionen: Topex/Poseidon, ERS-1 und ERS-2	28
4. BESCHREIBUNG DER DATEN UND DER DATENPROZESSIERUNG	33
4.1. ALTIMETERDATEN	33
4.1.1. Geoidmodell.....	34
4.1.2. Ausgangsdatensätze.....	36
4.1.3. Bildung von Mittelwerten und Anomalien	37
4.1.4. Berechnung von geostrophischen Strömungen.....	38
4.1.5. Berechnung der Anomalie der kinetischen Energie.....	40
4.1.6. Interpolation auf Gitterpunkte	41
4.2. VERGLEICHSDATEN	42
4.2.1. Hydrographische Klimatologien.....	43
4.2.2. Hydrographische Daten von den WOCE-Schnitten A1E und A2	44
4.2.3. NAO-Index.....	45
4.2.4. Netto-Wärmeflüsse.....	46
4.2.5. Winddaten.....	47
5. ZEITLICH MITTLERE GEOSTROPHISCHE ZIRKULATION	49
5.1. ZIRKULATION IN DER DECKSCHICHT AUS HYDROGRAPHISCHEN DATEN.....	50
5.1.1. Hydrographische Klimatologien.....	50
5.1.2. Vergleich der Klimatologien mit den WOCE-Daten.....	55
5.2. MITTLERE ZIRKULATION AUS ALTIMETERDATEN.....	59
5.2.1. Zirkulation in der Deckschicht	59
5.2.2. Abschätzung der barotropen Komponente	65
5.3. ZUSAMMENFASSUNG	68
6. ZEITLICHE VARIABILITÄT DER MEERESHÖHEN UND DER ZIRKULATION	71
6.1. ZEITLICHE VARIABILITÄT ENTLANG DER WOCE-SCHNITTE A1E UND A2.....	72
6.1.1. Vergleich zwischen Altimeter- und WOCE-Daten	72
6.1.2. Abschätzung der zeitlich variablen barotropen Strömung	74
6.1.3. Zeitliche Variabilität entlang des WOCE-Schnittes A1E.....	78
6.1.4. Zeitliche Variabilität entlang des WOCE-Schnittes A2	82
6.2. SAISONALE VARIABILITÄT	83
6.2.1. Saisonale Variabilität der Meereshöhen	84
6.2.2. Saisonale Variabilität der geostrophischen Strömungen.....	88

6.3.	INTERANNUELLE VARIABILITÄT.....	90
6.3.1.	<i>Meereshöhen und die Nordatlantische Oszillation</i>	91
6.3.2.	<i>Lokale Reaktion der Meereshöhe auf atmosphärische Variabilität</i>	93
6.3.3.	<i>Reaktion der Meereshöhe auf ozeanische Prozesse</i>	95
6.3.4.	<i>Verlagerung der Golfstromachse</i>	99
6.4.	ZUSAMMENFASSUNG	100
7.	WÄRMEANOMALIEN IN DER OZEANISCHEN DECKSCHICHT.....	103
7.1.	VERGLEICH DER ALTIMETERDATEN MIT DEN WOCE-DATEN	103
7.2.	INTERANNUELLE ANOMALIEN DES WÄRMEINHALTS.....	105
7.2.1.	<i>Erwärmung des Nordatlantiks</i>	107
7.2.2.	<i>Anomalien des meridionalen Wärmetransports</i>	109
7.3.	DIE NAO UND OZEANISCHE WÄRMEANOMALIEN	111
8.	ZUSAMMENFASSUNG UND AUSBLICK.....	117
	DANKSAGUNG.....	121
	ABKÜRZUNGS- UND SYMBOLVERZEICHNIS.....	123
	LITERATURVERZEICHNIS	127

1. Einleitung

Von großem öffentlichen Interesse ist, ob wir Menschen das globale Klima bereits verändert haben und welche Klimaänderungen für die Zukunft zu erwarten sind. Die Bestimmung von anthropogenen Klimaänderungen wird dadurch erschwert, daß diese relativ klein gegenüber den natürlichen Schwankungen des globalen Klimasystems sind. Daher sind Untersuchungen, die zu einem besseren Verständnis unseres Klimasystems und seiner natürlichen Schwankungen führen, von zentraler Bedeutung (Mikolajewicz et al., 1990; Nicholls et al., 1996; von Storch und Hasselmann, 1996). Eine wesentliche Komponente unseres Klimasystems ist der Weltozean, da er aufgrund seiner großen Masse und der hohen Wärmekapazität von Wasser effektiv große Wärmemengen speichern kann. Wird lokal Wärme, die zu einem anderen Zeitpunkt oder an einem anderen Ort im Ozean gespeichert wurde, an die Atmosphäre abgegeben, beeinflußt sie das Klima. Der Ozean bildet einen zeitlichen Puffer, der den Tages- und Jahresgang der Lufttemperatur dämpft. Mit der ozeanischen Zirkulation in der Deckschicht wird Wärme vom Äquator in Richtung der Pole transportiert, wodurch der meridionale Temperaturgradient gemildert wird, der aus der unterschiedlichen solaren Einstrahlung resultiert. Die Bestimmung und das bessere Verständnis des ozeanischen Wärmetransports und seiner Variabilität ist eines der zentralen Ziele des in den Jahren 1990 bis 2002 laufenden internationalen Forschungsprojektes WOCE⁶ (1990-2002), in dessen Rahmen diese Arbeit entstanden ist.

Für das Klima in Mittel- und Nordeuropa ist der nordwärts gerichtete ozeanische Wärmetransport in der nordatlantischen Deckschicht, d.h. oberhalb der in 500-1000 m angesiedelten permanenten Temperatursprungschicht, ein wesentlicher Faktor. Darüber hinaus ist er auch für das globale Klimasystem von Bedeutung, da er die hydrographischen Bedingungen in der Labradorsee und der Grönlandsee beeinflussen kann. Diese beiden Regionen gehören zu den wenigen im Weltozean, in denen sehr dichtes Tiefenwasser gebildet werden kann. Dieses Tiefenwasser zirkuliert in großen Tiefen als tiefer *Zweig* des sogenannten *Conveyor Belt* durch den gesamten Weltozean (Broecker, 1991). Auf diesem Wege können sich Veränderungen im Nordatlantik auf den globalen ozeanischen Transport von Wärme und Salz auswirken.

Ein Schwerpunkt dieser Arbeit ist die Beschreibung der Ausbreitungspfade der zeitlich mittleren Zirkulation in der ozeanischen Deckschicht unter Verwendung von Satellitendaten. Zusätzlich zu den Radaraltimeterdaten der Topex/Poseidon⁷ und der ERS⁸-1/2 Missionen aus dem Zeitraum von 1992 bis 1998 werden hierzu auch zwei historische hydrographische Datensätze, sogenannte hydrographische Klimatologien, analysiert. Die beiden verwendeten

⁶ World Ocean Circulation Experiment

⁷ Ocean Topography Experiment/Premier Observatoire Spatial Étude Intensive Dynamique Ocean et Nivosphere

⁸ European Remote-Sensing Satellite

hydrographischen Klimatologien sind erst kürzlich fertiggestellt worden. Von anderen hydrographischen Klimatologien unterscheiden sie sich dadurch, daß das Interpolationsverfahren zum räumlichen Mitteln dieser Daten auf ein $1^\circ \times 1^\circ$ Gitter verbessert und eine sorgfältigere Qualitätskontrolle der eingehenden Daten durchgeführt wurde (Gouretski und Jancke, 1998; Lozier et al., 1994).

Der ozeanische Wärmetransport kann aus Messungen der Temperatur und der Strömungsgeschwindigkeit im Ozean bestimmt werden. Während in den letzten 70 Jahren eine Vielzahl von Temperaturmessungen im Nordatlantik durchgeführt worden sind, liegen direkte Strömungsmessungen nur vereinzelt vor. In erster Näherung sind die Strömungen im Nordatlantik nördlich von 20°N im geostrophischen Gleichgewicht, d.h. die Druckkraft wird durch die durch die Erdrotation erzeugte Corioliskraft balanciert. Aus Messungen der Dichte des Meerwassers kann die sogenannte barokline Komponente der geostrophischen Strömungen berechnet werden. Dabei wird ein vertikales Strömungsprofil berechnet, das von einer unbekanntem Referenzgeschwindigkeit, der sogenannten barotropen Komponente, abhängt. Diese barotrope Komponente kann in den Randströmen mehr als 50% des Volumentransports verursachen (Schmitz, 1996).

Anhand der validierten hydrographischen Klimatologien und der neuen altimetrischen Daten wird in dieser Arbeit der Versuch unternommen, die barotrope Komponente der ozeanischen Zirkulation im Nordatlantik zu bestimmen. Aus Messungen der Neigung der Meeresoberfläche mit einem satellitengestützten Radaraltimeter ist es prinzipiell möglich, die absolute geostrophische Strömung für die Meeresoberfläche zu bestimmen. Aus der Kombination von Satelliten- und in-situ Daten können beide Komponenten des geostrophischen Strömungsfeldes bestimmt werden (Wunsch und Gaposchkin, 1980). Altimeterdaten sind bisher selten zur Bestimmung der barotropen Strömungskomponente herangezogen worden, da sie nur dann zusätzliche Informationen für das geostrophische Strömungsfeld liefern können, wenn ihr Fehler kleiner als 10 cm ist (Roemmich und Wunsch, 1982). Eine solche Genauigkeit der Altimetermessungen, die aus einer Höhe von ca. 1000 km durchgeführt werden, wird erst seit einigen Jahren erreicht. Mit den Daten der Topex/Poseidon und der ERS-1/2 Missionen liegen seit Herbst 1992 Messungen des zeitlich variablen Wasserstandes mit einer Genauigkeit von ca. 3 cm von bis zu drei verschiedenen Geräten gleichzeitig vor (Cheney et al., 1994; Hernandez et al., 1995). Bei der Bestimmung des absoluten Wasserstandes aus Altimeterdaten geht zusätzlich das Erdschwerefeld ein. In dieser Arbeit wird das gegenüber vorherigen Erdschwerermodellen deutlich verbesserte globale Modell EGM96⁹ (Lemoine et al., 1998) verwendet, das im Nordatlantik eine Genauigkeit von 3-10 cm aufweist.

Ein wesentliches Merkmal des Klimas im nordatlantischen Raum sind mehrjährige bis dekadische Fluktuationen der mittleren atmosphärischen Zirkulation, die sogenannte Nordatlantische Oszillation (NAO) (Cayan, 1992b; Hurrell, 1995). Die Erforschung der Mechanismen, die diese Fluktuationen erzeugen, könnte letztendlich Klimavorhersagen für den westeuropäischen Raum über mehrere Jahre hinweg ermöglichen. Inwieweit verschiedene ozeanische Parameter und Prozesse auf die NAO reagieren oder gar Bestandteil einer

⁹ Earth Geopotential Model

gekoppelten Oszillation des Systems Ozean–Atmosphäre sind, wird gegenwärtig noch kontrovers diskutiert (z.B. Grötzner et al., 1998; Häkkinen, 1999; Frankignoul et al., 1997; Seager et al., 2000).

Eine weiterer Schwerpunkt dieser Arbeit ist die Untersuchung der zeitlichen Variabilität der ozeanischen Zirkulation, sowie des Wärmeinhalts in der nordatlantischen Deckschicht. Zur Bestimmung der ozeanischen Meridionaltransporte und ihrer Variabilität wurden im Rahmen des Forschungsprojektes WOCE zwischen 1990 und 1998 mehrfach die hydrographischen Eigenschaften entlang von verschiedenen transozeanischen Schnitten gemessen. Zwei dieser Schnitte im Nordatlantik wurden von deutschen Forschungsgruppen übernommen, der WOCE-Schnitt A1E zwischen Grönland und Irland und der WOCE-Schnitt A2 zwischen Neufundland und Irland. Entlang dieser Schnitte wurden zwischen 1992 und 1998 jeweils fünf Meßfahrten durchgeführt. Die Analyse der Datensätze dieser Fahrten zeigte, daß die Eigenschaften der Wassermassen, sowie der Volumen-, Wärme- und Süßwasserflüsse erheblichen interannuellen Schwankungen unterliegen (Bersch et al., 1999; Koltermann et al., 1999; Lorbacher, 2000). Der Vergleich der zeitlichen Variabilität der hydrographischen Daten mit derjenigen der Altimeterdaten birgt ein großes wissenschaftliches Potential. Einerseits kann aus der Kombination der beiden Datensätze die zeitlich veränderliche barotrope Strömungskomponente abgeschätzt werden. Da in die Berechnung der zeitlich veränderlichen barotropen Komponente das Erdschwerermodell und damit auch seine Fehler nicht eingehen, sollte die zeitlich veränderliche barotrope Komponente im Vergleich zur zeitlich mittleren barotropen Komponente deutlich genauer sein. Andererseits können die kontinuierlich aufgenommenen Satellitendaten helfen, die vereinzelt hydrographischen Messungen in ihren räumlichen und zeitlichen Kontext einzuordnen.

Lokale Veränderungen der Wassermassen und der ozeanischen Transporte können zuverlässig durch hydrographische Messungen erfaßt werden. Der entscheidende Nachteil solcher Messungen ist, daß sie zeit- und kostenintensiv sind und daher nicht mit der zeitlichen und räumlichen Auflösung durchgeführt werden können, die nötig wäre, um klimarelevante ozeanische Veränderungen zu erfassen. Dahingegen liegen Altimeterdaten für große Teile des Weltozeans mit einer räumlichen Auflösung von 1° bis 3° und einer zeitlichen Auflösung von zehn Tagen bis zu einem Monat vor. In dieser Arbeit wird die großräumige Variabilität zweier klimarelevanter ozeanischer Größen untersucht, für die ein gut untersuchter Zusammenhang mit Altimeterdaten besteht: die Variabilität der oberflächennahen Zirkulation (z.B.: Fu und Cheney, 1995), sowie die Variabilität der Wärmespeicherung in der ozeanischen Deckschicht (White und Tai, 1995; Chambers et al., 1997). Der Abschätzung der Wärmespeicherung in der ozeanischen Deckschicht liegt die Beobachtung zugrunde, daß großräumige Änderungen des Wasserstandes im offenen Ozean für Zeitskalen von mehr als einem Monat primär die thermische Expansion der Wassersäule widerspiegeln. Änderungen des Wärmeinhalts können durch Anomalien der lokalen atmosphärischen Verhältnisse, sowie durch interne ozeanische Prozesse ausgelöst werden, die horizontal oder auch vertikal Wärme verlagern (Gill und Niiler, 1973; Stammer, 1997b). Dies bedeutet, daß aus den Veränderungen des ozeanischen Wärmeinhalts die anomalen Wärmetransporte in der ozeanischen Deckschicht abgeschätzt werden können, falls die lokalen Anomalien des Nettowärmeaustauschs zwischen Ozean und Atmosphäre bekannt sind.

Mitte der neunziger Jahre wechselte die NAO ihr Vorzeichen, wobei sich die beiden Luftdruckzentren im nordatlantischen Raum, das Azorenhoch und das Islandtief, abschwächten. Im Zusammenhang mit den atmosphärischen Bedingungen veränderte sich auch eine Vielzahl von ozeanischen Parametern (Dickson und Meincke, 1999). Anhand der seit Herbst 1992 vorliegenden Altimeterdaten können die typischen räumlichen Muster der zeitlichen Variabilität des Wärmeinhalts in der ozeanischen Deckschicht auf Zeitskalen von Monaten bis zu einigen Jahren untersucht werden. In dieser Arbeit sollen die Änderungen des Wärmeinhalts und der Zirkulation in der ozeanischen Deckschicht, die zeitgleich mit dem Vorzeichenwechsel der NAO auftreten, untersucht und quantitativ beschrieben werden.

Einen statistischen Zusammenhang zwischen der räumlichen Verteilung von Anomalien der Meeresoberflächentemperatur und dem Zustand der NAO zeigten z.B. Cayan (1992a), sowie Deser und Blackmon (1993). Einige Autoren vertreten die Ansicht, daß diese Anomalien primär eine Reaktion auf die veränderten atmosphärischen Bedingungen darstellen (Cayan, 1992b; Seager et al., 2000). Andere Autoren verfechten die These, daß die Schwankungen der NAO auf dekadischen Zeitskalen durch ozeanische Prozesse verursacht und der Atmosphäre durch anomale Wärme Flüsse aus dem Ozean aufgeprägt werden (Grötzner et al., 1998; Rodwell et al., 1999, Marshall et al., 1999). In diesen Theorien spielen oberflächennahe ozeanische Wärmanomalien, die den Zustand der NAO beeinflussen und durch Anomalien des ozeanischen Wärmetransports erzeugt werden, eine wesentliche Rolle. In dieser Arbeit wird versucht, die relative Bedeutung von lokalem atmosphärischem Antrieb und internen ozeanischen Prozessen für die Erzeugung von oberflächennahen Wärmeanomalien im Zusammenhang mit dem Vorzeichenwechsel der NAO Mitte der neunziger Jahre zu bestimmen. Möglich wird diese Abschätzung dadurch, daß für die neunziger Jahre die dynamisch konsistent interpolierten atmosphärischen Wärme flu ß daten von NCEP/NCAR¹⁰, sowie von Satelliten aus gemessene Winddaten zur Verfügung stehen.

¹⁰ National Center for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research

2. Einführung in das Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet umfaßt den Nordatlantik von 20°–70°N und 0°–80°W. Im folgenden werden die geographischen, atmosphärischen und ozeanischen Bedingungen in dieser Region beschrieben, die für die vorliegende Untersuchung der Meereshöhen und der geostrophischen Strömungen in Oberflächennähe von Bedeutung sind. Das Kapitel beginnt mit der Beschreibung der topographischen Gliederung des Nordatlantik in verschiedene Becken, da sie die ozeanische Zirkulation entscheidend beeinflusst. Daran anschließend wird die großräumige atmosphärische Zirkulation beschrieben, die den wichtigsten Antrieb für die ozeanische Zirkulation und die Wassermasseneigenschaften in Oberflächennähe darstellt. Das Kapitel schließt mit der Beschreibung der Zirkulation in der ozeanischen Deckschicht, die sich oberhalb der permanenten Thermokline befindet.

2.1. Die Bodentopographie des Nordatlantischen Ozeans

Der Nordatlantische Ozean wird im Westen durch die Küste Nordamerikas, im Osten durch die Küsten Europas und Nordafrikas begrenzt. In meridionaler Richtung erstreckt er sich vom Äquator bis zum Europäischen Nordmeer, von dem er durch submarine Schwellen entlang der Linie Grönland, Island und Faröer Inseln getrennt wird. Die wichtigsten topographischen Merkmale sowie die im Text verwendeten geographischen Bezeichnungen sind in Abbildung 2.1 dargestellt. Die bedeutendste topographische Struktur ist der Mittelatlantische Rücken (MAR), der in der Zentralspalte zwischen amerikanischer und europäischer Platte von einer mittleren Tiefe 4000 m bis zu 1000 m aufragt. Der MAR unterteilt den gesamten Atlantik in eine Reihe westlicher und östlicher Becken und beeinflusst die Zirkulation und die Charakteristika der Wassermassen. Besonders ausgeprägt ist sein Einfluß in den tiefen Schichten, da dort ein Austausch zwischen den östlichen und westlichen Becken nur über einige wenige Bruchzonen im MAR wie die Charlie-Gibbs Bruchzone (CGBZ) stattfinden kann. Weitere topographische Merkmale werden dort diskutiert, wo sie für die Interpretation der Ergebnisse dieser Arbeit von Bedeutung sind.

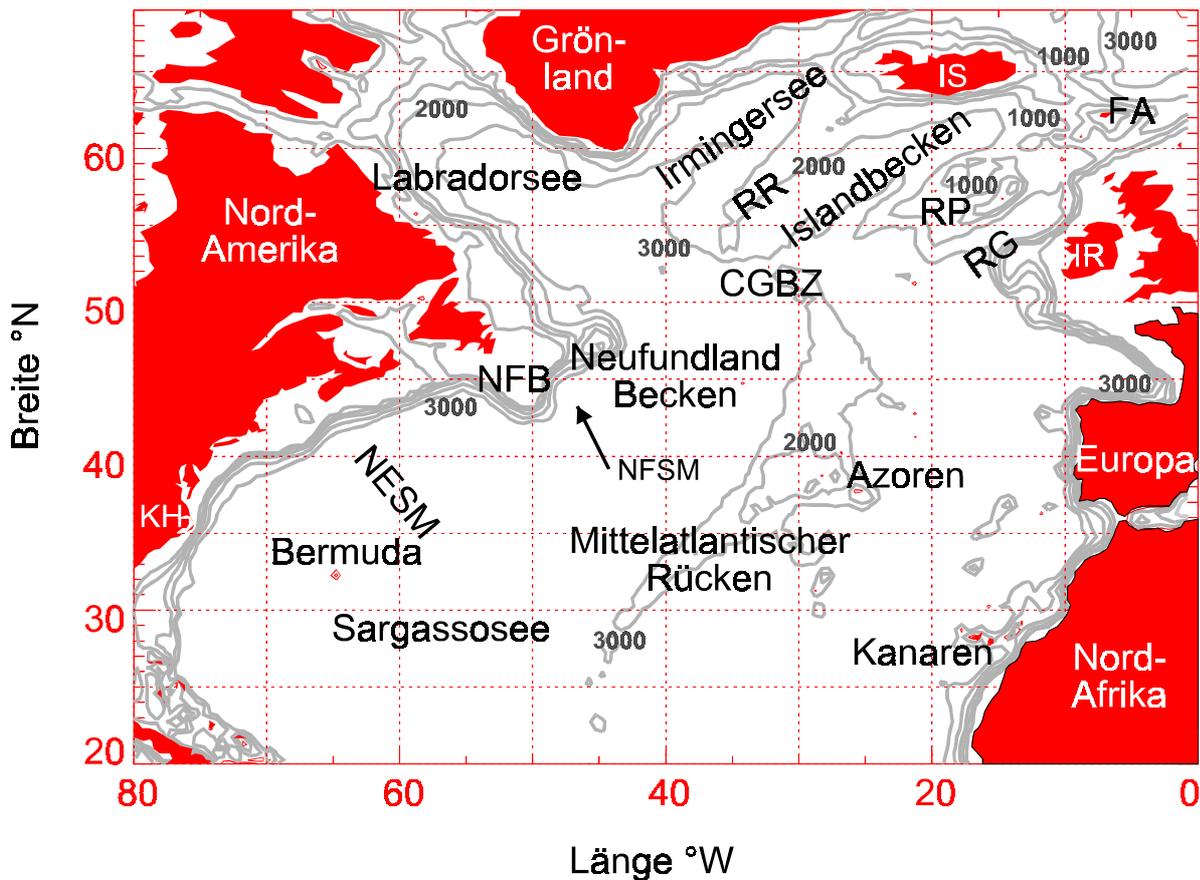


Abbildung 2.1: Topographische Gliederung des Nordatlantischen Ozeans und die im Text verwendeten geographischen Namen. Die Tiefenlinien sind für 3000, 2000, 1000, 500 und 200 m Wassertiefe eingezeichnet. Dabei bedeuten: **CGBZ** Charlie-Gibbs Bruchzone, **FA** Faröer Inseln, **IS** Island, **IR** Irland, **KH** Kap Hatteras, **NESM** *New England Seamounts*, **NFSM** *Newfoundland Seamounts*, **NFB** Neufundland-Bänke, **RG** Rockall-Graben, **RP** Rockall-Plateau und **RR** Reykjanes-Rücken.

2.2. Die Luftdruckverteilung

Die großräumige Verteilung der Winde auf Meereshöhe wird durch die Gradienten des Bodenluftdrucks bestimmt. Die zeitlich mittlere Verteilung des Bodenluftdrucks im nordatlantischen Raum ist in Abbildung 2.2 dargestellt. Sie wird dominiert von dem subtropischen Hochdruckgürtel mit Zentrum nahe der Azoren, dem sogenannten Azorenhoch, und dem Islandtief mit Zentrum in der Nähe von Island, dem sogenannten Islandtief. Entsprechend herrschen im südlichen Teil des Untersuchungsgebietes Nordostpassate, im mittleren Westwinde und im nördlichen Ostwinde vor. Im Winter sind der Luftdruckgradient zwischen Azorenhoch und Islandtief und mit ihm die Westwinde stärker ausgeprägt als im Sommer. Die Verstärkung des Luftdruckgradienten im Winter wird hauptsächlich durch die Intensivierung des Islandtiefs verursacht. Die Intensivierung des Islandtiefs im Winter wiederum wird durch

den Zusammenstoß warmer atlantischer Luftmassen mit sehr kalten Luftmassen sibirischen Ursprungs über der Norwegensee ausgelöst (Tomczak und Godfrey, 1994).

Der mittlere meridionale Luftdruckgradient im nordatlantischen Raum schwankt nicht nur mit den Jahreszeiten, sondern auch auf Skalen von mehreren Jahren bis Jahrzehnten. Diese Mode der atmosphärischen Variabilität ist im Winter besonders deutlich ausgeprägt und wird als Nordatlantische Oszillation (NAO) bezeichnet. Cayan (1992b) zeigte, daß bei einer Zerlegung der Luftdruckschwankungen auf Meereshöhe in Empirische Orthogonalfunktionen über das ganze Jahr mehr als 30 % der Varianz durch die der NAO entsprechende Mode erklärt wird. Die beiden Extremzustände der NAO sind in Abbildung 2.3 schematisch dargestellt. Eine starke (schwache) NAO ist durch eine Stärkung (Schwächung) der beiden Druckzentren, dem Islandtief und dem Azorenhoch, charakterisiert. Dies geht mit der Verlagerung des gesamten Luftdrucksystems nach Nordosten (Südwesten) einher (Hurrell, 1995).

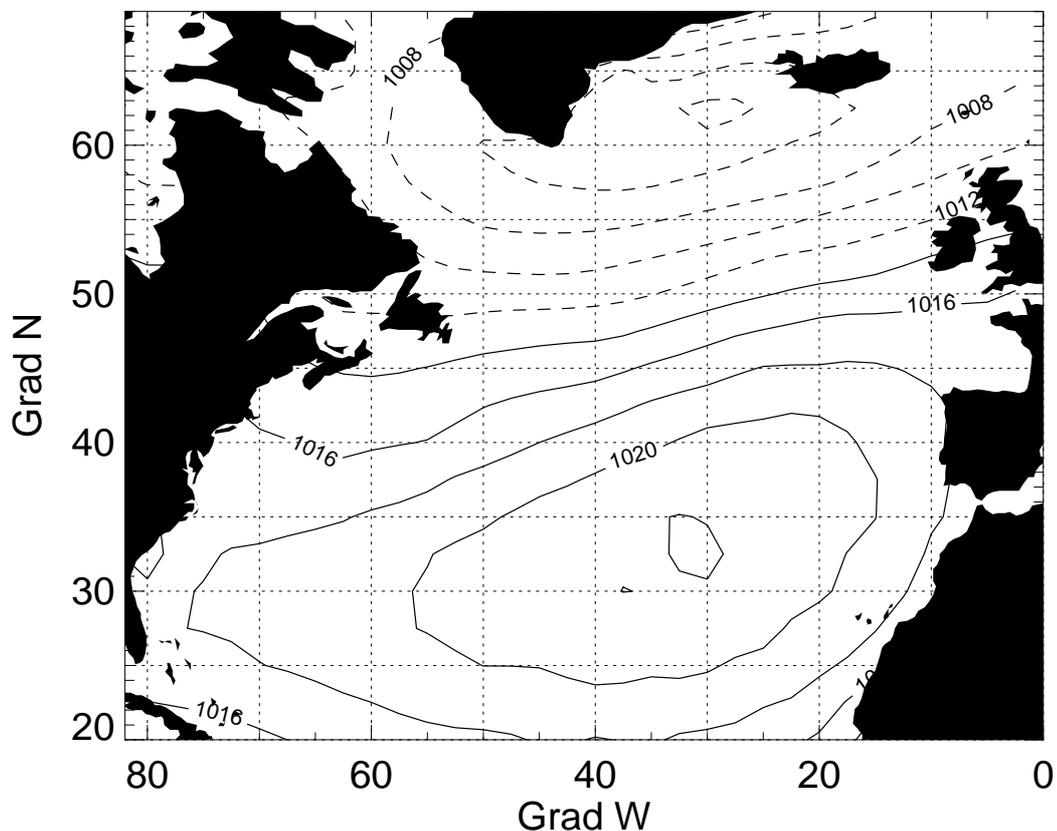


Abbildung 2.2: Mittlere Luftdruckverteilung auf Meereshöhe in mbar. Die Druckdaten sind dem NCEP-Reanalyse Atlas für den Zeitraum 1979 bis 1995 entnommen (NOAA-CIRES, 1999).

Die NAO wurde erstmals von Walker (1924) beschrieben. Als Maß für ihren Zustand benutzte er einen Index, der auf der normierten Druckdifferenz zwischen Island (Stykkisholmur) und den Azoren (Ponta Delgada) beruht. Ein positiver Index bedeutet, daß die beiden Druckzellen besonders stark ausgeprägt und somit die Westwinde verstärkt sind. Da von Island wesentlich längere Zeitreihen der Bodenluftdrucks vorliegen als von den Azoren,

verwendete Hurrel (1995) als südliche Meßstation Lissabon, von wo seit 1864 Daten vorliegen. Jones et al. (1997) konnten den NAO-Index seit 1821 bestimmen, indem sie Daten von der Meßstation Gibraltar verwendeten. Spektrale Analysen dieser NAO-Indices zeigen ein schwach rotes Spektrum, wobei Maxima bei 2 und 8–10 Jahren sowie für dekadische Perioden auftreten (Rogers, 1984; Wunsch, 1999).

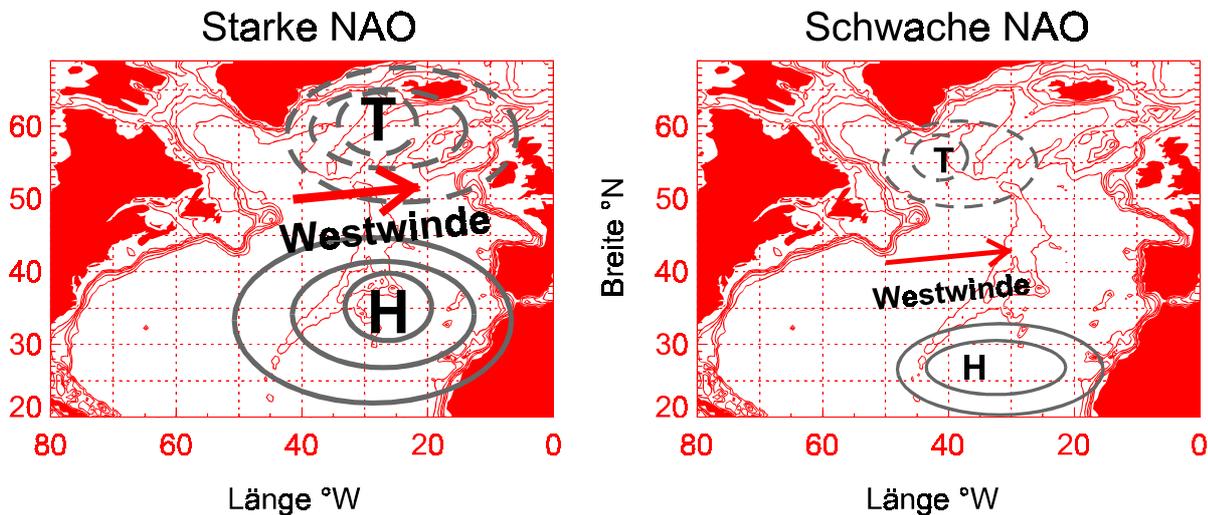


Abbildung 2.3: Schematische Darstellung der Luftdruckverteilung bei starker und bei schwacher NAO. Dabei liegt **H** im Zentrum des Azorenhochs und **T** im Zentrum des Islandtiefs.

Verschiedene Untersuchungen zeigen, daß viele atmosphärischen Größen im nordatlantischen Raum mit der NAO korrelieren. So hängen Windstärke, latente und sensible Wärmeflüsse, die Lufttemperatur auf Meereshöhe und die Niederschlagsverteilung über Westeuropa mit der NAO zusammen (Cayan, 1992a; Deser und Blackmon, 1993; Hurrel, 1995). Die Sturmbahnen im Nordatlantik verlaufen bei starker NAO weiter nördlich als bei schwacher NAO (Rogers, 1997).

2.3. Die Nordatlantische Oszillation im Ozean

Beobachtungen zeigen, daß verschiedene ozeanische Größen und Prozesse mit der NAO korreliert sind. Die Meeresoberflächentemperatur ist beispielsweise bei starker NAO im Subtropenwirbel höher und nördlich davon niedriger als bei schwacher NAO (Cayan, 1992a). Die Golfstromachse ist bei starker NAO nach Norden verlagert (Taylor und Stephens, 1998; Joyce et al., 1999, Rossby und Benway, 2000). Curry (2000) beobachteten im Zusammenhang mit einer starken NAO ein Anwachsen des baroklinen Transports des Nordatlantikstroms. Auch der Eis- und damit Süßwasserexport aus der Arktis scheint positiv mit der NAO zu korrelieren (Kwok und Rothrock, 1999). Nach Dickson et al. (1996) wird die Intensität der Konvektion und die Eigenschaften der gebildeten Wassermassen in der Sargasso-, der

Labrador- und der Grönlandsee von der NAO gesteuert. Dabei wird bei starker NAO nur wenig und leichtes Subtropisches Modewasser in der Sargassosee gebildet. Extrem tiefreichende Konvektion findet bei starker NAO in der Labradorsee und bei schwacher NAO in der Grönlandsee statt.

Es gibt verschiedene Ansätze, die Energie der NAO auf interannuellen bis interdekadischen Zeitskalen sowie die beobachtete Korrelation zwischen der NAO und verschiedenen ozeanischen Größen zu erklären. Es ist möglich, die spektralen Eigenschaften der NAO durch nichtlineare Wechselwirkungen der atmosphärischen Variabilität auf verschiedenen Raum- und Zeitskalen zu erklären (z.B. Barnett, 1985). Bezüglich der beobachteten Korrelation zwischen NAO und verschiedenen ozeanischen Größen zeigte Wunsch (1999), daß diese Korrelationen bei der gegebenen Länge der Zeitreihen und deren statistischen Eigenschaften nicht signifikant sind. Ein anderer Ansatz geht davon aus, daß ein ursächlicher Zusammenhang zwischen der NAO und verschiedenen ozeanischen Größen besteht, da der Ozean von der Atmosphäre beeinflusst wird. Der Ozean reagiert auf die stochastische Anregung aus der Atmosphäre mit seinen eigenen längeren Zeitskalen, die beispielsweise durch die Ausbreitungsgeschwindigkeit barokliner Rossby-Wellen gegeben sind (Frankignoul et al., 1997).

Eine weitere, verbreitete These ist, daß die NAO durch zeitverzögerte Wechselwirkungen (engl.: *delayed oscillator*) zwischen Ozean und Atmosphäre erzeugt wird (Latif, 1998). Dabei steckt das Gedächtnis des gekoppelten Systems im Ozean. Der Ozean speichert Wärme, transportiert sie meridional und gibt sie schließlich mit einer zeitlichen Verzögerung in sogenannten Schlüsselregionen wieder an die Atmosphäre ab. Es gibt Hinweise darauf, daß anomale Wärme Flüsse vom Ozean in die Atmosphäre in Regionen wie dem Neufundland-Becken oder dem Subpolarwirbel die atmosphärische Zirkulation modifizieren können (Grötzner et al., 1998, Rodwell et al., 1999). Atmosphärische Variabilität wiederum kann verschiedene ozeanische Prozesse auslösen, die auf unterschiedlichen Zeitskalen den meridionalen Wärmetransport im Nordatlantik beeinflussen. Im einzelnen werden folgende Mechanismen diskutiert:

- Windgetriebene Anomalien des meridionalen Massentransports (Marshall et al., 1999; Eden, 1999),
- Schwankungen des Massentransports mit dem Subtropenwirbel (Grötzner et al., 1998; Curry, 2000),
- Transport von Wärmeanomalien mit der mittleren Strömung (Hansen und Bezdek, 1996; McCartney et al., 1996; Sutton und Allen, 1997),
- Veränderungen der thermohalinen Zirkulation (Latif, 1998; Häkkinen, 1999).

2.4. Die Zirkulation in der ozeanischen Deckschicht

Das durch das Islandtief und das Azorenhoch getriebene Windfeld treibt zwei große ozeanische Wirbel an, den antizyklonischen Subtropenwirbel und den schwächeren zyklonischen

Subpolarwirbel. Überlagert ist die thermohaline Zirkulation, die in der Deckschicht über eine Kette von westlichen Randströmen Wärme und Salz aus tropischen und subtropischen in subpolare Bereiche transportiert. Auf diesem Weg kühlt das Wasser durch Wechselwirkungen mit der Atmosphäre ab. Ein Teil dieses kalten Wassers strömt in Oberflächennähe über die Randströme des Subpolarwirbels zurück nach Süden. Der andere Teil wird durch Konvektion in der Labradorsee und der Grönlandsee in Tiefenwasser transformiert und strömt in Bodennähe nach Süden. Trotz fortwährender Wechselwirkungen mit der Atmosphäre ist das Wasser innerhalb der großen Oberflächenströme zumeist wärmer als die darüberliegenden Luftmassen, und bei 40°N werden ca. 0,7 PW (Peta=10¹⁵) Wärme vom Ozean nach Norden transportiert (Krauß, 1994). Dies ist möglich, da die Wärmekapazität von Wasser um 3100 mal höher als die von Luft ist, die ozeanischen Ströme bis zu 800 m mächtig sind und Strömungsgeschwindigkeiten von bis zu 1,5 m s⁻¹ auftreten. Die mit den Ozeanströmungen transportierten Wärmemengen werden in den subpolaren Gebieten an die Atmosphäre abgegeben und beeinflussen dadurch das Klima in Mittel- und Nordeuropa entscheidend.

Im folgenden werden die großskaligen Strömungen der Deckschicht und ihre Variabilität in Anlehnung an Tomczak und Godfrey (1994) beschrieben. Dabei werden drei Gebiete mit unterschiedlicher Dynamik unterschieden: der primär windgetriebene Subtropenwirbel südlich von 40°N, die Übergangszone zwischen 40° und 50°N sowie der primär thermohalin getriebene Subpolarwirbel nördlich von 50°N. Die Lage der im folgenden beschriebenen Strömungen ist in Abbildung 2.4 schematisch dargestellt.

Der erste Abschnitt des westlichen Randstroms des **Subtropenwirbels** verläuft zwischen der Floridastraße und Kap Hatteras und heißt **Floridastrom**. Er ist ein relativ ortsfester Strom, der vom Kontinentalabhang geführt wird. Ein Teil des Stroms rezirkuliert in der sogenannten „C-förmige Zelle“ (z.B. Schmitz et al., 1992), die auch als östlicher Subtropenwirbel bezeichnet wird. Der Floridastrom transportiert an seinem südlichen Ende ca. 32 Sv (Sverdrup=10⁶ m³s⁻¹) mit maximalen Geschwindigkeiten von 1,8 m s⁻¹ nach Norden, bei Kap Hatteras ist der Transport auf 70–100 Sv angewachsen. Der Transport des Floridastroms unterliegt saisonalen Schwankungen; er ist im März ca. 11 Sv größer als im November (Tomczak und Godfrey, 1994).

Bei Kap Hatteras löst sich der Strom von der Küste und wird **Golfstrom GS** genannt. Er strömt mit maximalen Geschwindigkeiten von 1,5 m s⁻¹ nach Osten und bildet auf seinem Weg wandernde Mäander und Ringe aus. Ein Teil dieser Ringe löst sich vom Strom und bildet warme bzw. kalte Wirbel. Entlang des GS wird ständig Wasser aus den umliegenden Wasserkörpern eingemischt, wodurch der Transport auf bis zu 150 Sv anwächst. Ein bedeutender Anteil dieser 150 Sv rezirkuliert in zwei langgestreckten Zellen südlich und nördlich des GS. Nach Rossby (1999) schwanken sowohl die Transporte als auch die Position des GS saisonal. So transportiert der GS zwischen Kap Hatteras und 60°W im Juni 79 Sv bei einem mittleren Transport von 71 Sv. Der GS liegt im November um ca. 20 km nördlicher als im April.

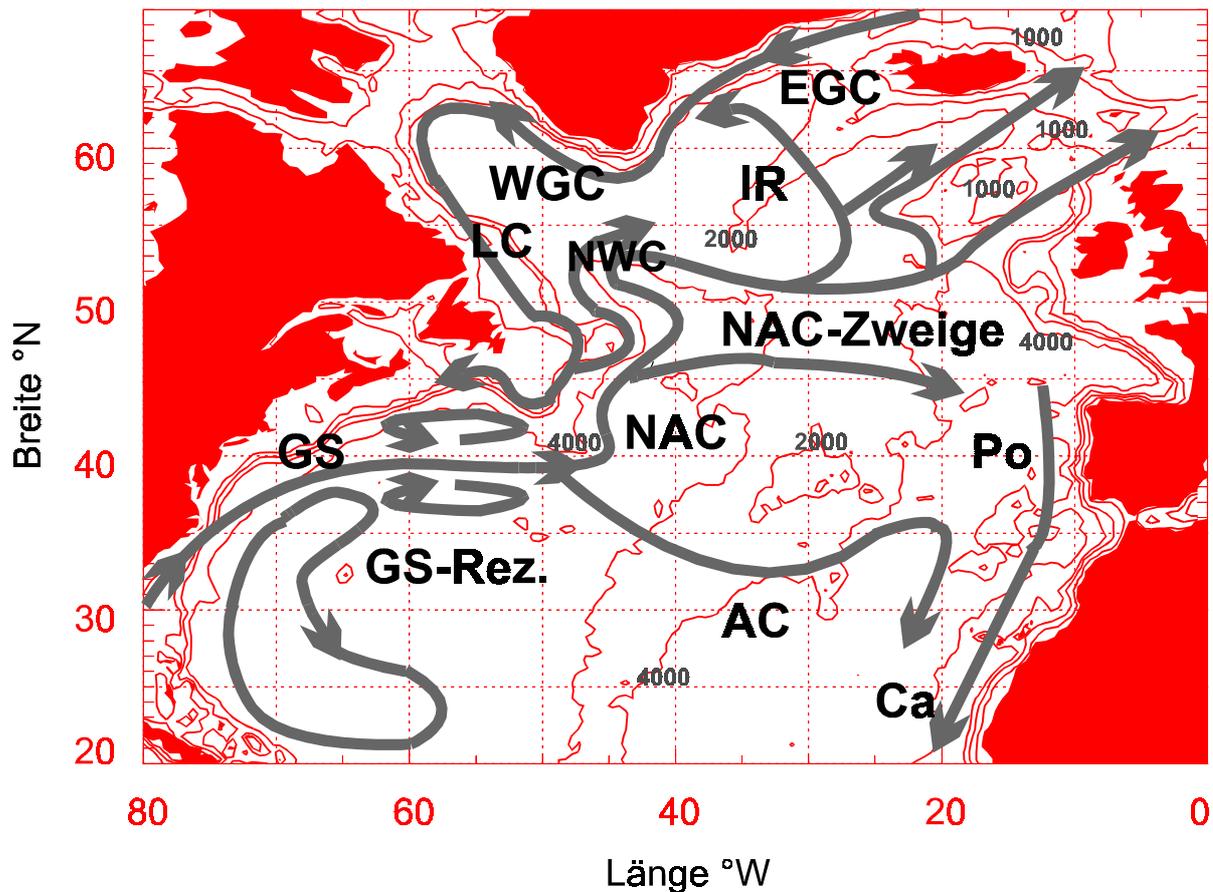


Abbildung 2.4: Schema der Oberflächenzirkulation im Nordatlantik. **AC**: Azorenstrom (engl.: *Azores Current*), **Ca**: Kanarenstrom, **EGC**: Ost-Grönlandstrom (engl.: *East Greenland Current*), **GS**: Golfstrom, **GS-Rez.**: Golfstrom-Rezirkulationszellen, **IR**: Irmingerstrom, **LC**: Labradorstrom (engl.: *Labrador Current*), **NAC**: Nordatlantikstrom (engl.: *North Atlantic Current*), **NWC**: *Northwest Corner*, **Po**: Portugalstrom, **WGC**: West-Grönlandstrom (engl.: *West Greenland Current*). Die Tiefenlinien sind für 4000, 2000, 1000 und 200 m Wassertiefe eingezeichnet. Nach: Belkin und Levitus (1996), Rossby (1996), Schmitz und McCartney (1993), Tomczak und Godfrey (1994) sowie van Aken und Becker (1996).

Südöstlich der Neufundland-Bänke bei ca. 50°W verändert sich der Charakter der Strömung, und der GS spaltet sich in den Azorenstrom und den Nordatlantikstrom auf. Ungefähr 15 Sv fließen zwischen 35° und 40°N als **Azorenstrom AC** nach Osten. Charakteristisch für den AC sind wandernde geostrophische Wirbel, die dazu führen können, daß die Strömung sich meridional verlagert und zeitweise sogar umkehrt (Tomczak und Godfrey, 1994). Der AC ist im Winter breiter und verläuft weiter nördlich als im Sommer (Klein und Siedler, 1989). Er ist eine der Quellen des südwärtigen, langsamen **Kanarenstroms**, der wiederum den ostwärtigen **Nordäquatorialstrom** speist. Dieser liegt außerhalb des Untersuchungsgebietes bei ca. 15°N und stellt die südliche Begrenzung des Subtropenwirbels dar.

Nördlich davon beginnt der Übergangsbereich zwischen Subtropen- und Subpolarwirbel, die ozeanische **Übergangszone**. Hier ist der Windantrieb sehr variabel, und thermohaline Prozesse gewinnen an Bedeutung (Käse und Krauß, 1996). Ca. 45 Sv und damit ungefähr

zwei Drittel des GS gehen in den **Nordatlantikstrom NAC** über, der entlang der 4000 m Tiefenlinie östlich der Neufundland-Bänken nach Norden fließt. Hier entstehen häufig topographisch geführte Mäander, begleitet von antizyklonischen und zyklonischen Wirbeln. Durch die Einmischung von Umgebungswasser verstärkt sich der nordwärtige Transport, wobei ungefähr die Hälfte des NAC-Transports bereits im Neufundland-Becken rezirkuliert (Rossby, 1996). Östlich der Neufundland-Bänke spalten sich an verschiedenen Stellen temporäre Strömungszweige vom NAC nach Osten ab. Die einzelnen NAC-Zweige sind ca. 100 km breit, bestehen hauptsächlich aus Wirbeln und überqueren den MAR zwischen 40° und 53°N (Sy et al., 1992; Belkin und Levitus, 1996). Bei 52°N erreicht der NAC seine nordwestlichste Position (engl.: *Northwest Corner*) und wird dann nach Osten abgelenkt. Dieser Abschnitt des NAC wird auch Westwinddrift genannt und ist die südliche Begrenzung des Subpolarwirbels.

Der **Subpolarwirbel** setzt sich aus folgenden Strömungen zusammen: Der nördliche, relativ stationäre Zweig des **NAC** entspricht der ozeanischen Subpolar- bzw. Subarktikfront. Er folgt der Bodentopographie und überquert den MAR auf Höhe der Charlie-Gibbs Bruchzone (CGBZ: siehe Abbildung 2.1). Zwischen 22° und 27°W ändert der NAC seine Richtung und strömt in mehreren Zweigen sowohl westlich als auch östlich des Rockall-Plateaus (RP: siehe Abbildung 2.1) nach Norden. Die Stärke der einzelnen Zweige und die Position, an der sich der NAC nach Norden orientiert, unterliegt interannuellen (White und Heywood, 1995) und dekadischen Schwankungen (van Aken und Becker, 1996).

Während ein Teil des NAC in die Norwegensee fließt, überquert ein NAC-Zweig mit einem Transport von 8–11 Sv als **Irmingerstrom** den Reykjanes-Rücken nach Westen (Krauß, 1995). Er fließt zyklonisch um die Irmingersee und geht in den **Ost-Grönlandstrom** über. Der Ost-Grönlandstrom und seine Fortsetzung, der **West-Grönlandstrom**, folgen der Küste Grönlands entlang der Schelfkante nach Westen. Entlang der Strömungsachse verläuft eine Front zwischen Wasser arktischen und nordatlantischen Ursprungs, wobei das arktische Wasser auf der küstenzugewandten Seite liegt. Beide Ströme besitzen eine ausgeprägte barotrope Komponente, und die Angaben über den Gesamttransport schwanken zwischen 30 und 40 Sv (Woelk, 2000).

Der westliche Randstrom des Subpolarwirbels ist der kalte und salzarme **Labradorstrom LC**. Er fließt entlang der Küste Labradors als Verlängerung des West-Grönlandstromes nach Süden. Der LC transportiert ca. 11 Sv (Lazier und Wright, 1993) und die mittlere Strömungsgeschwindigkeit wächst von seinem nördlichen Ende mit $0,15 \text{ m s}^{-1}$ auf $0,3 \text{ m s}^{-1}$ im Süden an. Bei den Neufundland-Bänken fließt der LC entlang des Kontinentalabhangs westlich des NAC nach Süden, wodurch der sogenannte *Kalte Wall* zwischen warmen subtropischen und kalten subpolaren Wassermassen entsteht. Entlang der Neufundland-Bänke rezirkuliert der LC in den NAC, wodurch kaltes, salzarmes Wasser in den NAC eingemischt wird. Nur ein geringer Anteil des LC strömt nördlich des GS weiter nach Westen und wird im weiteren Verlauf in den GS eingemischt.

3. Beschreibung der physikalischen Grundlagen

In der vorliegenden Arbeit werden Zeitreihen des Wasserstandes im Nordatlantik untersucht, die von satellitengestützten Radaraltimetern über einen Zeitraum von sechs Jahren gemessen wurden. Im folgenden werden die wichtigsten ozeanischen Phänomene und Prozesse beschrieben, die den mittleren Wasserstand bestimmen und auf Zeitskalen von einigen Monaten bis zu einigen Jahren Änderungen des Wasserstands hervorrufen. Nachdem so eine Grundlage für die Interpretation der Meßdaten geschaffen ist, folgt eine kurze Einführung in das Meßprinzip eines Radaraltimeters.

3.1. Meereshöhen

Der zeitlich mittlere Wasserstand des Ozeans weicht lokal bis zu 1,5 m von der Meeresoberfläche ab, die sich für einen bewegungslosen Ozean als Reaktion auf die Schwerkraftverteilung einstellen würde. Die Differenz zwischen der aktuellen Meeresoberfläche und dem Wasserstand, den ein bewegungsloser Ozean einnehmen würde, wird im folgenden **Meereshöhe** genannt (vergleiche hierzu Abbildung 3.7, Seite 26). Mit der horizontalen Verteilung der Meereshöhen sind Druckgradienten verbunden, die jenseits der Tropen für Skalen größer 100 km und 10 Tage in erster Ordnung im geostrophischen Gleichgewicht stehen, d.h. durch die Corioliskraft balanciert werden. Im Bereich starker Strömungen ist das geostrophische Gleichgewicht nur mit Einschränkungen gültig. Aus den Gradienten der Meereshöhe (ζ) in Ost- (x) und Nordrichtung (y) kann dann direkt die Ost- (u) und Nordkomponente (v) der geostrophischen Strömung an der Meeresoberfläche berechnet werden:

$$u = -\frac{g}{f} \frac{\partial \zeta}{\partial y} \quad (3.1)$$

$$v = \frac{g}{f} \frac{\partial \zeta}{\partial x}, \quad (3.2)$$

wobei g die Erdbeschleunigung und $f=2\omega \sin\varphi$ der Coriolisparameter für die geographische Breite φ bei der Frequenz der Erdrotation ω sind (Dietrich et al. 1975). Dort, wo das geostrophische Gleichgewicht besteht, spiegeln die Gradienten der Meereshöhe für Zeitskalen von über einem Jahr in erster Näherung das ozeanische Bewegungsfeld in den oberen 1–2 km der Wassersäule wider. Damit erlauben Meßdaten der Meereshöhe in den gegebenen Grenzen Rückschlüsse auf einen wesentlichen Teil des ozeanischen Massentransports (Wunsch und Stammer, 1998). In Oberflächennähe sind den geostrophischen Strömungen windgetriebene Ekman-Strömungen überlagert, die dort das Geschwindigkeitsfeld dominieren können.

Bei Vernachlässigung der Gezeiten setzen sich die Meereshöhen aus einer barotropen, d.h. tiefenunabhängigen, ($\zeta_{barotrop}$) und einer baroklinen, d.h. schichtungsabhängigen, ($\zeta_{baroklin}$) Komponente zusammen:

$$\zeta = \zeta_{barotrop} + \zeta_{baroklin} \quad (3.3)$$

Die barotrope Komponente entsteht durch das Wechselspiel zwischen Wind, Bodentopographie und Dichteschichtung und verursacht Gradienten im Bodendruck. Ihr Anteil an der Meereshöhe wird auf einige mm (Gill und Niiler, 1973) geschätzt, wobei ihre Bedeutung in höheren Breiten und mit der Steigung der Bodentopographie zunimmt.

Die barokline Komponente der Meereshöhe wird durch Dichteanomalien des Meerwassers verursacht, die in der gesamten Wassersäule vorhanden sein können. Die barokline Komponente zwischen den beiden Druckniveaus p_1 und p_2 wird auch als dynamische Höhe (DH) bezeichnet und wird folgendermaßen berechnet:

$$DH = \frac{1}{g} \int_{p_1}^{p_2} \left(\frac{1}{\rho} - \frac{1}{\rho_0} \right) dp, \quad (3.4)$$

wobei g die Erdbeschleunigung, ρ die Dichte als Funktion von Salzgehalt (S), Temperatur (T) und Druck (p) des Wassers und ρ_0 die Dichte des Standardmeerwassers bei $S=35$ PSU, $T=0^\circ$ C und dem jeweiligen Druck (p_i) darstellen (Pond und Pickard, 1983). Die größten Dichteanomalien und damit baroklinen Höhenkomponenten sind in der Deckschicht lokalisiert und werden normalerweise von der Temperatur dominiert. So liegt im Nordatlantik beispielsweise der kalte, salzarme Subpolarwirbel um mehr als 2 m niedriger als der warme, salzreiche Subtropenwirbel.

3.2. Anomalien der Meereshöhe

Unter Vernachlässigung der Auswirkungen von Gezeiten und niederfrequenten Luftdruckschwankungen setzen sich auch die zeitlichen Schwankungen der Meereshöhe aus einer barotropen und einer baroklinen Komponente zusammen.

Die barotrope Komponente, die durch hochfrequente Schwankungen des Luftdrucks und des Windfeldes unter Wechselwirkung mit der Bodentopographie entsteht, ist bei flacher Bodentopographie sehr klein und wird normalerweise vernachlässigt (Gill und Niiler, 1973). Untersuchungen anhand von numerischen Modellen (Stammer et al., 2000; Tierney et al., 2000) deuten allerdings darauf hin, daß barotrope Höhenänderungen bis zu 10 cm betragen können, wobei diese Schwankungen mit typischen Zeitskalen von einigen Tagen kürzer als die hier untersuchten Phänomene sind.

Die baroklinen Schwankungen der Meereshöhe werden hauptsächlich durch thermische Expansion und Kontraktion der Wassersäule verursacht (Gill und Niiler, 1973; Chambers et al., 1997). Volumenänderungen der Wassersäule aufgrund von geänderten Salzgehalten sind

in der Regel gering, können aber lokal, wie im westlichen Pazifik, bis zu 30 % der Variabilität ausmachen (Maes und Behringer, 2000; Vossepoel et al., 1999). In einer Studie mit einem numerischen Modell fanden Ferry et al. (2000), daß im Nordatlantik die Meereshöhe aufgrund geänderter Salzgehalte auf saisonalen Zeitskalen um weniger als 1 cm schwankt, weswegen dieser Effekt im folgenden vernachlässigt wird. Dementsprechend spiegeln Anomalien der Meereshöhe im Nordatlantik in erster Näherung Änderungen des ozeanischen Wärmeinhalts wider, die primär oberhalb der Thermokline lokalisiert sind (Gill und Niiler, 1973; Stammer et al. 1996). Folglich können aus den beobachteten Höhenänderungen ($\Delta\zeta$) Änderungen des ozeanischen Wärmeinhalts pro Einheitsfläche (ΔH) abgeschätzt werden (Chambers et al., 1997):

$$\Delta H = \rho_{mix} c_p \Delta T_{mix} h_{mix} = \frac{\rho_{mix} c_p}{\alpha} \Delta \zeta \quad (3.5)$$

mit der Dichte ρ_{mix} , der Tiefe h_{mix} , der Temperaturänderung ΔT_{mix} , dem thermischen Expansionskoeffizienten $\alpha (=1/\rho_o \cdot \partial \rho / \partial T)$ und der spezifischen Wärme c_p in der durchmischten Schicht. In der zweiten Formulierung von Gleichung (3.5) scheint ΔH unabhängig von der Tiefe der durchmischten Schicht zu sein. Allerdings sind sowohl α als auch c_p abhängig von der Dichte in der durchmischten Schicht. Während c_p und ρ_{mix} näherungsweise als konstant für Ozeanwasser angenommen werden können, ist α stark temperaturabhängig und die Abschätzung von ΔH basiert somit auf der Wahl einer geeigneten Tiefe der durchmischten Schicht.

Im folgenden werden die wichtigsten Prozesse näher erläutert, die Meereshöhen verändern können. Zeitliche Schwankungen der Meereshöhen (ζ') werden einerseits durch den lokalen Austausch von Wärme und Impuls zwischen Ozean und Atmosphäre (ζ'_{lokal}) ausgelöst und andererseits durch dynamische Prozesse im Ozean, die Höhenanomalien horizontal transportieren (ζ'_{adv}). Vernachlässigt werden im weiteren die sehr kleinen Auswirkungen der Diffusion (ζ'_{diff}).

$$\zeta' = \zeta'_{lokal} + \zeta'_{adv} + \zeta'_{diff} \quad (3.6)$$

Zunächst werden die Prozesse behandelt, die lokal die Meereshöhen ändern. Danach werden die Prozesse diskutiert, die Advektion von Anomalien verursachen und für die ozeanische und atmosphärische Variabilität lokal nicht korrelieren.

3.2.1. Lokal erzeugte Anomalien

Lokale Änderungen der Meereshöhe (ζ'_{lokal}) können durch Wärmeaustausch mit der Atmosphäre (ζ'_Q), durch Impulseintrag aus der Atmosphäre (ζ'_{wind}), Wärme Flüsse durch den Ozeanboden (ζ'_{tek}) und Süßwassereintrag ($\zeta'_{süß}$) aus der Atmosphäre angetrieben werden.

$$\zeta'_{lokal} = \zeta'_Q + \zeta'_{wind} + \zeta'_{süß} + \zeta'_{tek} \quad (3.7)$$

Die Höhenänderungen ζ'_{tek} sind sehr klein und werden hier vernachlässigt. Für die saisonale Höhenänderung aufgrund des Süßwassereintrags aus der Atmosphäre und von den Kontinenten geben Minster et al. (1999) einen Maximalwert von 6 mm an, weswegen die Größe $\zeta'_{Süß}$ gleichfalls vernachlässigt wird.

a) Einfluß der Wärmeflüsse zwischen Ozean und Atmosphäre

Der Netto-Wärmefluß von der Atmosphäre in den Ozean ist die Summe über die sogenannte ‚kurzwellige‘ Einstrahlung mit Wellenlängen kleiner als 4 μm , die sogenannte ‚langwellige‘ Ausstrahlung im infraroten Bereich sowie die latenten und sensiblen Wärmeflüsse. Bei Verdunstung von Wasser wird latente Wärme verbraucht und bei Kondensation Wärme freigesetzt. Verdunstung wird durch geringe relative Luftfeuchte und große Windgeschwindigkeiten begünstigt. Der sensible Wärmefluß wird durch die turbulente Wärmeleitung bestimmt, die näherungsweise eine Funktion der Windgeschwindigkeit und der Temperaturdifferenz zwischen Luft und Wasser ist. Der mittlere Netto-Wärmefluß im Nordatlantik, der in Abbildung 3.1 dargestellt ist, ist aus dem Ozean heraus gerichtet und wird durch ozeanische Advektion von Wärme nach Norden balanciert. Der Netto-Wärmefluß hat einen deutlich ausgeprägten Jahresgang, schwankt aber auch auf interannuellen Skalen (Cayan, 1992b).

Die Höhenänderung ($\Delta\zeta_Q$), die bei lokaler Speicherung der Netto-Wärmefflüsse zwischen Ozean und Atmosphäre (Q') in der Zeit t hervorgerufen wird, ergibt sich aus Gleichung (3.5) als:

$$\Delta\zeta_Q = \int_{-h_{mix}}^0 \alpha \Delta T_{mix} dz = \int \frac{\alpha Q'}{\rho_0 c_p} dt \quad (3.8)$$

Dabei gilt, daß $\Delta\zeta_Q$ bei gleichem Q' für hohe Wassertemperaturen bis zu dreimal so groß ist wie für niedrige. Wie z.B. White und Tai (1995), Wang und Koblinsky (1997) und Stammer (1997b) anhand von Temperatur-, Modell- und Altimeterdaten zeigen konnten, erklärt $\Delta\zeta_Q$ außerhalb der starken Randströme auf saisonalen bis interannuellen Zeitskalen mehr als die Hälfte der beobachteten Meereshöhenanomalien.

Die geostrophischen Geschwindigkeiten, die sich aufgrund der anomalen Netto-Wärmefflüsse ergeben, sind in der Regel klein, da die Wärmeflußanomalien große räumliche Skalen haben, weswegen sich nur kleine horizontale Höhengradienten ausbilden. Eine Ausnahme bildet beispielsweise die Golfstromfront, wo kaltes neben warmem Wasser liegt und das Wasser sich bei gleicher Wärmezufuhr unterschiedlich stark ausdehnt. Da sich aber der Druck unterhalb der erwärmten bzw. abgekühlten Schicht nicht ändert, ist diese Strömungskomponente nur für die obersten 100 m repräsentativ und somit in Hinblick auf ozeanische Transporte unbedeutend (Kelly et al., 1999).

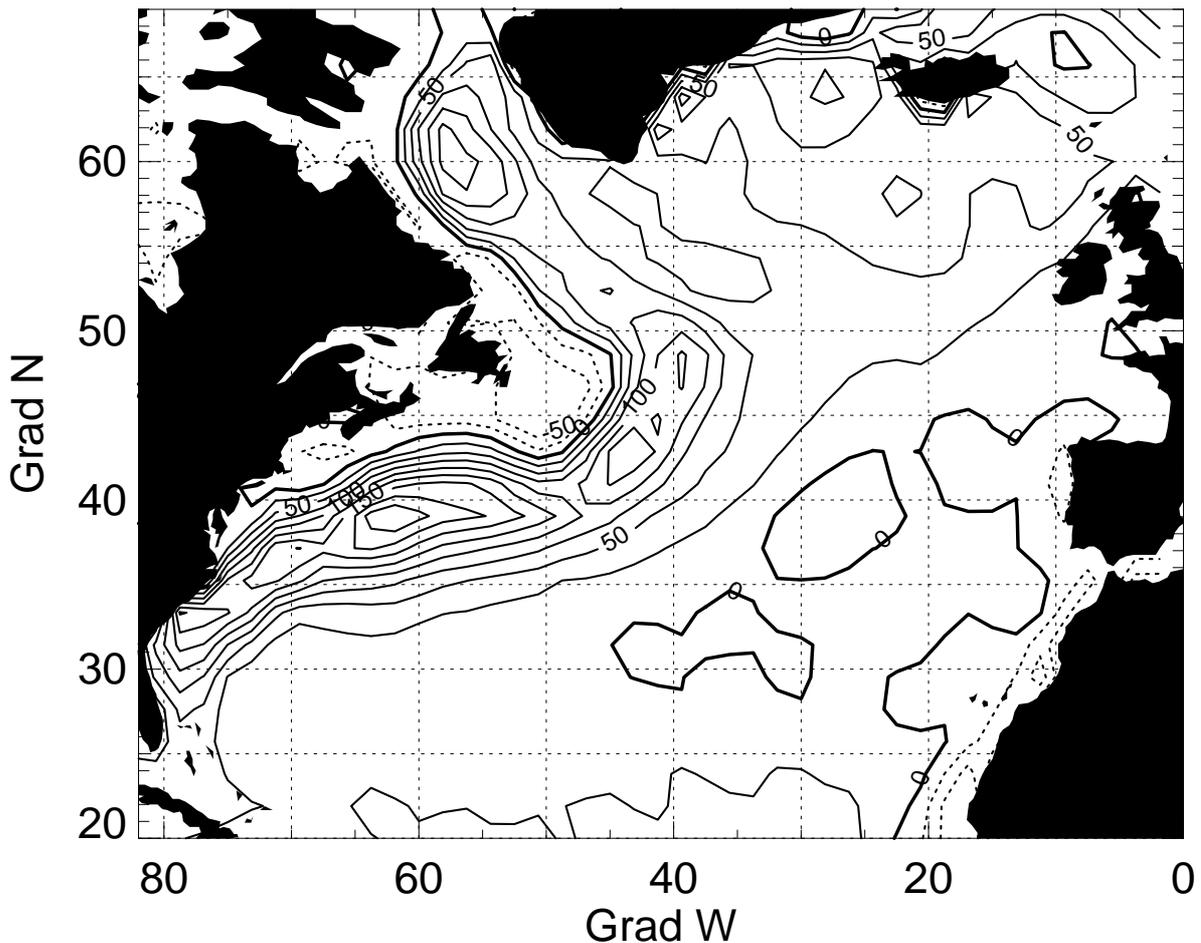


Abbildung 3.1: Mittlerer Netto-Wärmefluß zwischen Ozean und Atmosphäre im Nordatlantik in W m^{-2} . Positive Flüsse (durchgezogen) sind in die Atmosphäre und negative Flüsse (gestrichelt) in den Ozean gerichtet. Die Nulllinie ist fett markiert und der Abstand der Isolinien beträgt 25 W m^{-2} . Die Daten sind dem NCEP-Reanalyse Atlas für den Untersuchungszeitraum von Oktober 1992 bis September 1998 entnommen (NOAA-CIRES, 1999).

b) Einfluß des Windes

Änderungen des Windfelds wirken sich einerseits lokal auf die Meereshöhe aus, andererseits treiben sie frei propagierende Wellen und Strömungen an, die die Dichteschichtung im Ozean verändern können. In diesem Abschnitt werden die lokalen Auswirkungen von Änderungen des Windfeldes beschrieben, die nicht lokalen Auswirkungen werden in Abschnitt 3.2.2 behandelt. Die für Höhenänderungen im offenen Ozean relevante Größe ist die Vertikalkomponente der Rotation des Windschubs $rot_z \tau (= \partial \tau_y / \partial x - \partial \tau_x / \partial y)$. Die mittlere Rotation des Windschubs im Nordatlantik ist in Abbildung 3.2 dargestellt.

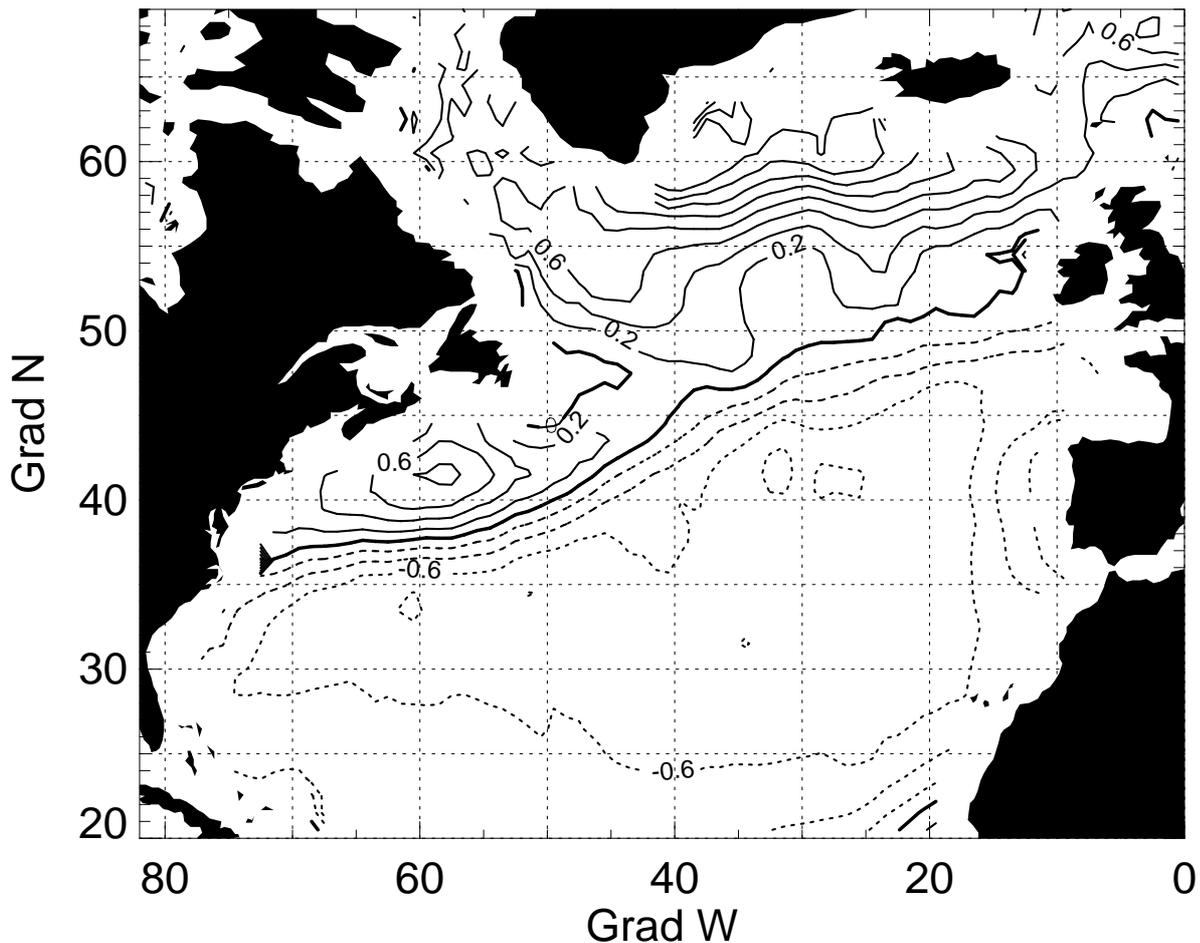


Abbildung 3.2: Mittlere Rotation des Windfeldes in 10^{-7} N m^{-3} im Nordatlantik für den Zeitraum von Oktober 1992 bis September 1998 aus ERS-Scatterometerdaten (Archer et al., 1998). Der Abstand der Konturlinien ist $0,2 \cdot 10^{-7} \text{ N m}^{-3}$, negative Werte sind gestrichelt und die Nulllinie ist fett eingezeichnet.

Der Zusammenhang zwischen einer Rotation des Windfeldes und lokalen Änderungen der Meereshöhe im offenen Ozean ist in Abbildung 3.3 skizziert. Das Windfeld regt über dem offenen Ozean nahe der Oberfläche Ekman-Strömungen an. Besitzt die Rotation des Windfeldes eine vertikale Komponente, so konvergieren bzw. divergieren die Ekman-Transporte und aus Kontinuitätsgründen entsteht eine vertikale Ekman-Strömung. In Abhängigkeit von der Bodentopographie und der Schichtung verursacht die vertikale Strömung zum einen eine barotrope Höhenänderung. Zum anderen kann sie die Isopyknen unterhalb der Ekman-Schicht auslenken und so eine barokline Höhenänderung hervorrufen. Für Zeitskalen von mehr als einer Woche wird die lokale Akkumulation oder Reduktion von Wasser in der Ekman-Schicht durch tiefe Ausgleichsströmungen balanciert (Stammer, 1997b).

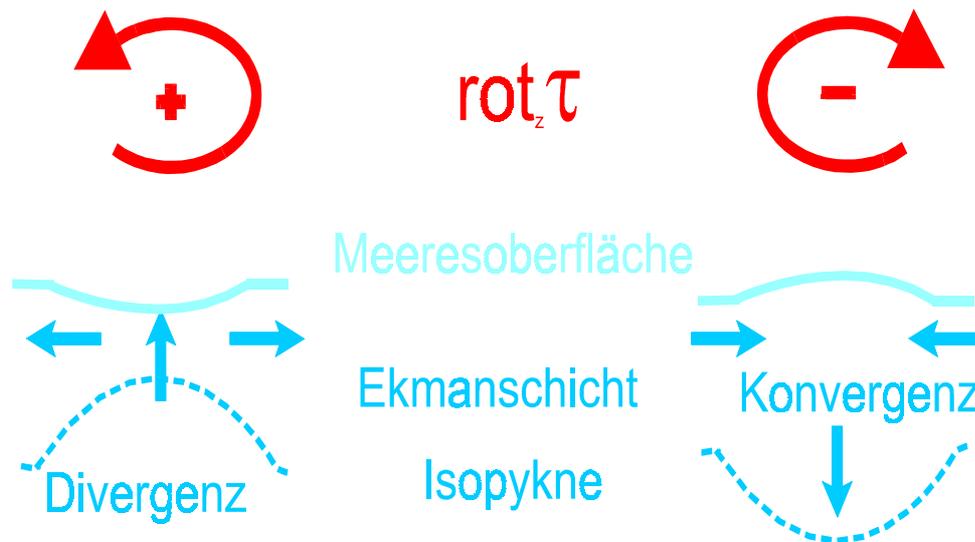


Abbildung 3.3: Prinzipskizze der Reaktion der Meeresoberfläche und der Schichtung in der Ekman-Schicht auf eine Rotation des Windschubs ($rot_z \tau$) auf der Nordhalbkugel. Eine positive $rot_z \tau$ verursacht eine zyklonische Zirkulation (z.B. Subpolarwirbel), eine negative $rot_z \tau$ eine antizyklonische Zirkulation (z.B. Subtropenwirbel).

Wie stark die vom Wind ausgelösten baroklinen und barotropen Höhenänderungen sind, ist abhängig von der geographischen Breite, den räumlichen und zeitlichen Skalen, der Schichtung und der Bodentopographie. Gill und Niiler (1973) zeigten anhand von Skalenabschätzungen und von hydrographischen Daten für beckenweite und saisonale Skalen, daß die barotrope Höhenkomponente in hohen Breiten dominiert, die barokline in niedrigen. Bei 30° geographischer Breite sind nach ihren Untersuchungen beide Terme ungefähr gleich groß.

Die barotrope Höhenkomponente ist bei flacher Bodentopographie nur einige mm groß und stellt sich innerhalb von wenigen Tagen ein. Idealisierte numerische Simulationen für einen Ozean ohne Bodentopographie von Willebrand et al. (1980) ergaben, daß die Reaktion des Ozeans auf großräumige atmosphärische Schwankungen für Zeiträume von einem Monat bis zu einem Jahr barotrop ist und durch die zeitabhängige Sverdup-Balance beschrieben werden kann. Die zeitabhängige Sverdup-Balance ergibt sich aus den vertikal integrierten Erhaltungsgleichungen für die *Vorticity*. Sie gilt jenseits der Randströme für einen Ozean ohne Bodentopographie und stellt eine Beziehung zwischen der anomalen Rotation des Windfeldes ($rot_z \tau$) und der Anomalie des vertikal integrierten Volumentransports her. Folgende Gleichungen ergeben sich für die vertikal integrierten Volumentransporte in Ost- (U_{Sv}) und Nordrichtung (V_{Sv}) (z.B. Pedlosky, 1996):

$$U_{Sv} = U_{Ek} + U_{geo} = \frac{1}{\rho_0 \beta} \frac{\partial}{\partial y} \int_x^{x_{os}(y)} rot_z \tau dx, \quad (3.9)$$

$$V_{Sv} = V_{Ek} + V_{geo} = \frac{rot_z \tau}{\rho_0 \beta}. \quad (3.10)$$

Dabei sind x die aktuelle Position und $x_{ost}(y)$ der östliche Rand des Beckens und $\beta = \partial f / \partial y$ die Breitenabhängigkeit des Coriolisparameters. Die vertikal integrierten Transporte setzen sich aus Ekman- (U_{Ek}, V_{Ek}) und barotropen geostrophischen Transporten (U_{geo}, V_{geo}) zusammen. Dabei sind die Ekman-Transporte gegenüber den geostrophischen Transporten vernachlässigbar. Aus den fluktuierenden barotropen Transporten läßt sich wiederum die barotrope Höhenänderung berechnen.

Eine der Grundvoraussetzung für die Sverdrup-Balance, daß die Bodentopographie vernachlässigbar sei, ist im Nordatlantik mit seinem prägnanten Mittelatlantischen Rücken nicht erfüllt. Nach Untersuchungen von Wunsch und Roemmich (1985) läßt sich die Sverdrup-Balance auf die zeitlich mittlere Zirkulation im Nordatlantik nicht anwenden. Inwieweit die zeitlich abhängige Sverdrup-Balance die mit Altimetern gemessenen Meereshöhen erklärt, untersuchten Fu und Davidson (1995) für den Weltozean. Sie fanden nur an wenigen Orten im östlichen Pazifik eine lokale Übereinstimmung zwischen der Rotation des Windfeldes und den Anomalien der Meereshöhe. Für den Nordpazifik bei 40°N konnten sowohl Isoguchi und Kawamura (1997) als auch Stammer (1997b) anhand von Altimeterdaten zeigen, daß die Schwankungen der beckenweiten zonalen Gradienten der Meereshöhe und der meridionalen Sverdrup-Transporte gut übereinstimmen. Für den Nordatlantik konnte Stammer (1997b) keine derartige Beziehung ermitteln. Vorausgesetzt, daß Gleichung (3.10) im Nordatlantik gültig sein sollte, ist es wahrscheinlich, daß die relativ kleinen barotropen Höhenanomalien durch andere Effekte überdeckt werden.

Nach den numerischen Untersuchungen von Willebrandt et al. (1980) können barokline Reaktionen des Ozeans auf beckenweite atmosphärische Schwankungen bis zu 10 cm betragen, allerdings sind sie lediglich für Zeitskalen von mehr als sechs Monaten zu erwarten. Eine barokline Reaktion auf kürzeren Zeitskalen ist nach dieser Untersuchung für atmosphärische Störungen mit räumlichen Skalen kleiner als 100 km möglich. Der lokale barokline Höhenanteil ($\Delta \zeta_{Wek}$) ist von der Schichtung, der Stärke der vertikalen Ekman-Strömung (w_{Ek}) und der breitenabhängigen Coriolisparameter (f) abhängig und kann nach Vivier et al. (1999) folgendermaßen abgeschätzt werden:

$$\Delta \zeta_{Wek} = - \int \frac{\Delta \rho_z}{\rho_0} w_{Ek} dt \quad \text{mit} \quad w_{Ek} = \frac{rot_z \tau}{\rho_0 f} \quad (3.11)$$

mit dem Dichtegradienten $\Delta \rho_z$ zwischen der Ekman-Schicht und der darunterliegenden Wassersäule. Dem liegt die Annahme zugrunde, daß die Ekman-Transporte barotrop über die gesamte Wassersäule unterhalb der Ekman-Schicht ausgeglichen werden.

3.2.2. Advektion von Anomalien

Die Änderung der Meereshöhe, die durch Advektion hervorgerufen wird, kann in drei Komponenten zerlegt werden. Die erste Komponente ist die Advektion von Höhenanomalien mit der mittleren Strömung, die zweite die Verlagerungen des mittleren Höhenfeldes aufgrund von Strömungsanomalien, und die dritte Komponente enthält den Transport von Höhenanomalien durch Strömungsanomalien. Diese dritte, nichtlineare Komponente spiegelt primär

den Einfluß von Wirbeln und baroklinen Wellen wider. Zu berücksichtigen ist allerdings, daß anhand von Beobachtungsdaten der Transport von Anomalien mit den mittleren Strömungen zumeist nicht von der Verlagerung der mittleren Gradienten durch Strömungsanomalien unterschieden werden kann.

a) Transport von Anomalien mit der mittleren Strömung

Die Advektion von Höhenanomalien mit der mittleren Strömung führt dann zu relevanten Höhenänderungen, wenn sich lokal sehr starke Höhenanomalien ausbilden können und dort zusätzlich starke mittlere Strömungen vorherrschen. Wie lange einmal gebildete Anomalien bestehen bleiben, ist von den Wechselwirkungen des anomalen Wasserkörpers mit der Atmosphäre und mit dem umliegenden Wasserkörper abhängig. Im Untersuchungsgebiet entstehen starke Dichteanomalien nahe der Oberfläche auf interannuellen Zeitskalen beispielsweise in der Sargassosee, in der das Subtropische Modewasser gebildet wird, sowie im Bereich der Subarktikfront, entlang derer das Subpolare Modewasser gebildet wird. Starke mittlere Strömungen im Untersuchungsgebiet sind die Randströme des Subtropen- und des Subpolarwirbels (Abschnitt 2.4).

Die Analyse von Beobachtungsdaten legt nahe, daß im Nordatlantik auf dekadischen Zeitskalen die Advektion von oberflächennahe ozeanischen Anomalien entlang des Systems Golfstrom (GS) - Nordatlantikstrom (NAC) eine Rolle spielt. Die Ausbreitung von Anomalien der Oberflächentemperatur wurde im Subtropen- und Subpolarwirbel auf interannuellen bis dekadischen Skalen von Hansen und Bedzek (1996) beobachtet sowie entlang des GS und des NAC von Sutton und Allen (1997). Grey et al. (2000) untersuchten ebenfalls für dekadische Zeiträume die Wanderung von Temperaturanomalien über die oberen 500 m der Wassersäule für den gesamten Nordatlantik. Dickson et al. (1988) zeigten, daß sich Salzgehaltsanomalien in ungefähr sieben Jahren über den gesamten Subpolarwirbel ausbreiten. Auf dekadischen Zeitskalen fanden McCartney et al. (1996) Hinweise auf eine gekoppelte Ausbreitung von Temperatur- und Salzgehaltsanomalien in 400 m Tiefe im Subpolarwirbel.

b) Verlagerung des mittleren Höhenfeldes durch Strömungsanomalien

Strömungsanomalien können ausgeprägte Höhenanomalien verursachen, wenn sie normal zu dem mittleren Gradienten der Meereshöhe, d.h. zu mittleren Strömungen, verlaufen. Solche Strömungsanomalien führen zu deutlichen, räumlich eng begrenzten Höhenanomalien. Als Beispiel für die Charakteristika einer solchen Höhenanomalie ist in Abbildung 3.4 b) die Höhenanomalie dargestellt, die sich aus einer Verlagerung des mittleren Höhenprofils bei 52°W normal zum GS (Abbildung 3.4 a)) um 1° geographischer Breite nach Süden ergeben würde. Die Meereshöhenanomalien, die durch saisonale Verlagerungen der Golfstromposition verursacht werden, wurden von Kelly et al. (1999) eingehend untersucht.

Strömungsanomalien in der ozeanischen Deckschicht werden auf Zeitskalen von Tagen bis zu einigen Jahren überwiegend durch die Variabilität des Windfeldes auf verschiedenen räumlichen und zeitlichen Skalen ausgelöst. Durch die Variabilität des Windfeldes werden zum

einen anomale Ekman-Strömungen und zum anderen anomale geostrophische Strömungen angetrieben. Abschätzungen von Gill und Niiler (1973) sowie von Wang und Koblinsky (1996) ergaben, daß die Auswirkung von anomalen Ekman-Strömungen auf die saisonalen großräumigen Meereshöhen vernachlässigbar ist im Vergleich zu der Auswirkung von anomalen geostrophischen Strömungen. Kelly et al. (1999) sowie Marshall et al. (1999) weisen allerdings darauf hin, daß anomale Ekman-Strömungen, die normal zu ozeanischen Temperaturfronten verlaufen, lokal großräumige Temperaturanomalien verursachen können.

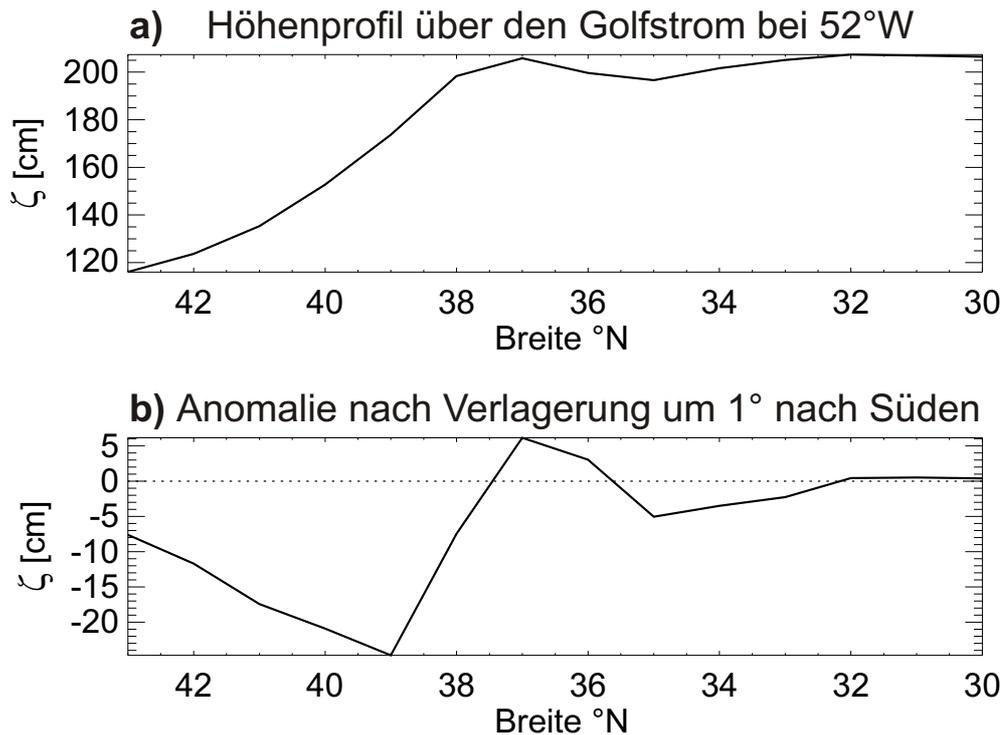


Abbildung 3.4: **a)** Die dynamische Höhe an der Oberfläche relativ zu einer bewegungslosen Schicht bei 2000 m auf einem Meridionalschnitt durch den Golfstrom bei 52°W berechnet aus historischen hydrographischen Daten (Gouretski und Jancke, 1998a). **b)** Die Höhenanomalie, die aus einer Verlagerung des gesamten Höhenprofils um 1° nach Süden resultiert.

Die geostrophischen Strömungen, die durch die großräumige Variabilität des Windfeldes ausgelöst werden, sind für Zeitskalen von bis zu einem halben Jahr überwiegend barotrop (Willebrand et al., 1980). Eine Ausnahme bildet die Region zwischen 15°-30°N, in der nach Abschätzungen von Gill und Niiler (1973) bereits auf saisonalen Zeitskalen nennenswerte barokline Strömungsanomalien oberhalb der Hauptthermokline ausgelöst werden können. Die idealisierten numerischen Simulationen von Willebrand et al. (1980) zeigen, daß sich für Zeitskalen von über einem Monat eine zeitlich abhängige Sverdrup-Balance einstellt (vgl. Gleichungen (3.9) und (3.10)). Die resultierenden barotropen Strömungen haben Amplituden von bis zu einigen cm s^{-1} . Diese Strömungsanomalien sind nahe der westlichen Randströme am stärksten ausgeprägt, wobei die Zonalkomponenten deutlich mehr Energie enthalten als die Meridionalkomponenten.

Hinweise darauf, daß Schwankungen des Windfeldes tatsächlich Strömungen verlagern können, fanden White und Heywood (1995). Sie konnten anhand von Altimeterdaten einen Zusammenhang zwischen interannuellen Änderungen der Rotation des Windfeldes und der Position verschiedener NAC-Zweige (Abbildung 2.4, Seite 6) aufzeigen.

c) Barokline Rossby-Wellen

Barokline Rossby-Wellen sind mit einer Auslenkung der Hauptthermokline verbunden und verursachen dadurch ein deutliches Höhensignal sowie fluktuierende Strömungen. Das Meereshöhensignal in den Tropen und Subtropen, und dort besonders im Bereich der westlichen Randströme, wird durch westwärts propagierende, barokline Rossby-Wellen deutlich beeinflusst. Verursacht werden diese Wellen zumeist durch Schwankungen des Windfeldes auf Zeitskalen von einigen Monaten bis Jahren. Ein anderer Erzeugungsmechanismus ist die Wechselwirkung von Strömungen mit der Bodentopographie und der Dichteschichtung.

Auf saisonalen Zeitskalen beobachteten Pollito und Cornillon (1997) im Nordatlantik zwischen 5° und 50°N anhand von Altimeterdaten Rossby-Wellen mit zonalen Wellenlängen zwischen 400 und 4600 km. Sie waren mit Amplituden von 1,5–12 cm verbunden und ihre Eigenschaften veränderten sich beim Überqueren des Mittelatlantischen Rückens. Besonders viele Rossby-Wellen wurden zwischen 30°–40°N im Bereich des Azorenstroms beobachtet (LeTraon et al., 1990). Anhand von Pegelmessungen sowie von idealisierten numerischen Simulationen zeigten Sturges et al. (1998), daß im Subtropenwirbel auf dekadischen Zeitskalen windgetriebene Rossby-Wellen Meereshöhenanomalien von bis zu 20 cm verursachen können.

3.3. Messung der Meereshöhe vom Satelliten aus

Die Schwankungen des Wasserstandes werden von Küstenpegeln und auch vereinzelt Hochseepegeln aufgezeichnet. Seit ca. 15 Jahren wird die Meereshöhe zusätzlich flächendeckend über große Teile des Weltozeans von satellitengestützten Radaraltimetern gemessen. Im folgenden wird die Funktionsweise eines Radaraltimeters beschrieben.

3.3.1. Meßprinzip eines Radaraltimeters

Ein Radaraltimeter ist ein aktives Mikrowellengerät, das in Nadirrichtung, d.h. lotrecht, kurze Pulse in der Größenordnung von 100 µs auf die Erdoberfläche aussendet und das Echo wieder empfängt. Aus der Laufzeit des Signals wird der Abstand des Satelliten von der Reflexionsfläche, d.h. der Meeresoberfläche, bestimmt. Da das Sendesignal im Zentrum des Fußpunktes früher als an dessen Rändern die Meeresoberfläche erreicht, ist das Empfangssignal gegenüber

dem Sendesignal verzerrt. In Abbildung 3.5 ist der zeitliche Ablauf der Ankunft des Radarsignals an der Wasseroberfläche und in Abbildung 3.6 die Ankunft des dazugehörigen Echos an der Altimeterantenne dargestellt. Zusätzlich beeinflusst wird die Form des rückgestreuten Signals durch Seegang und Eisbedeckung (Rufenach und Alpers, 1978; Apel, 1987; AVISO, 1996; CERSAT, 1996). Eine Übersicht über die Vielzahl von geophysikalisch relevanten Größen und Phänomenen, die zur Zeit anhand von Radaraltimeterdaten untersucht werden, gibt Tabelle 3.1.

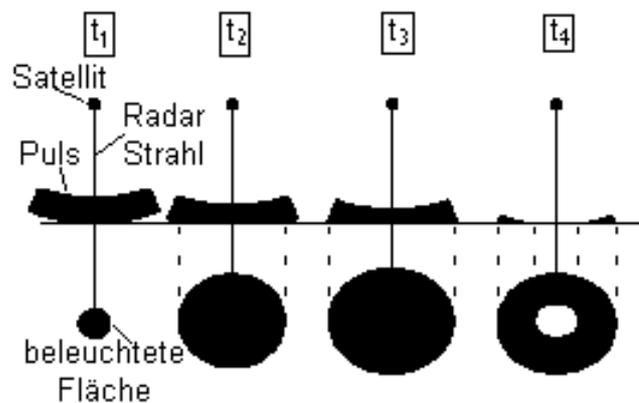


Abbildung 3.5: Ankunft eines Radarpulses an der Meeresoberfläche und Aufsicht auf die jeweils beleuchtete Fläche für eine ungestörte Meeresoberfläche (unten) für die Zeitpunkte t_1 bis t_4 (modifiziert nach AVISO, 1996).

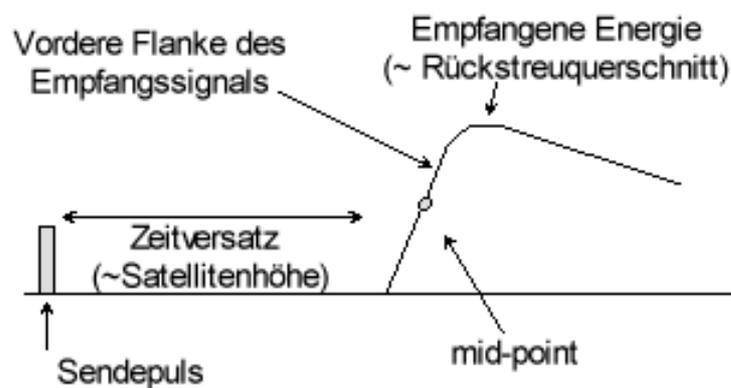


Abbildung 3.6: Zeitlicher Verlauf der empfangenen rückgestreuten Energie. Die Form der vorderen Flanke des Empfangssignals wird durch den Seegang beeinflusst. Der „mid-point“ entspricht der Reflexion durch die mittlere Meereshöhe. Die Fläche unter der Kurve entspricht der gesamten reflektierten Energie (modifiziert nach ESA, 1992).

Tabelle 3.1: Geophysikalische Größen und Phänomene, die anhand von Altimetermessungen untersucht werden.

Meßgröße	abgeleitetes geophysikalisches Phänomen
Laufzeit des Signals	Geoidundulationen, Erdrotation, Bodentopographie, barotrope und barokline Ozeangezeiten, Ozeanzirkulation, Wellenbewegungen, Wärmeinhalt
Form der vorderen Flanke des reflektierten Signals	signifikante Wellenhöhe, Eisbedeckung
Amplitude des reflektierten Signals	Windgeschwindigkeit an der Meeresoberfläche, Regen

In dieser Arbeit wird die aus den Laufzeitmessungen ermittelte Meereshöhe untersucht. Hier wird der Begriff **Meereshöhe** für die Abweichung der Wasseroberfläche von dem **Geoid** verwendet. Das Geoid ist die Äquipotentialfläche der Erdschwere auf der Höhe des mittleren Meeresspiegels und entspricht der Fläche, die ein bewegungsloser Ozean einnimmt. In erster Näherung gleicht das Geoid einem Rotationsellipsoid, weicht aber über dem Ozean bis zu 100 m von dieser idealisierten Form ab. Die Höhendifferenz zwischen dem Geoid und dem Referenzellipsoid wird als Geoidundulation bezeichnet, häufig auch als Geoidhöhe. Wie in Abbildung 3.7 dargestellt, ergibt sich dann die Meereshöhe (ζ) aus der direkt gemessenen Höhe des Satelliten über der Meeresoberfläche (h_s), der Höhe des Satelliten relativ zum Referenzellipsoid (H) und der Geoidundulation (h_g):

$$\zeta = H - h_s - h_g . \quad (3.12)$$

Die derzeit verfügbaren Geoidmodelle weisen lokal noch Fehler in der Größenordnung des Meereshöhensignals auf (Metzner et al., 1995; Lemoine et al., 1998). Da das Geoid auf Zeitskalen von Jahrzehnten in erster Näherung stationär ist, werden Anomalien der Meereshöhen relativ zu einem zeitlichen Mittelwert für die jeweilige Meßposition durch die Geoidfehler nicht beeinflusst. Daher wird in den meisten Arbeiten mit ozeanographischer Fragestellung die Variabilität der Höhen untersucht. Es existieren zwei Methoden zur Berechnung von Höhenanomalien: (1) die **Kreuzungspunktanalyse** (Cheney et al., 1989), bei der die Höhenanomalien auf den Kreuzungspunkten verschiedener Satellitenbahnen gebildet werden, und (2) die **Kollinearanalyse** nach Cheney et al. (1983), bei der die Höhenanomalien entlang von Satellitenspuren berechnet werden, auf denen wiederholt gemessen wurde.

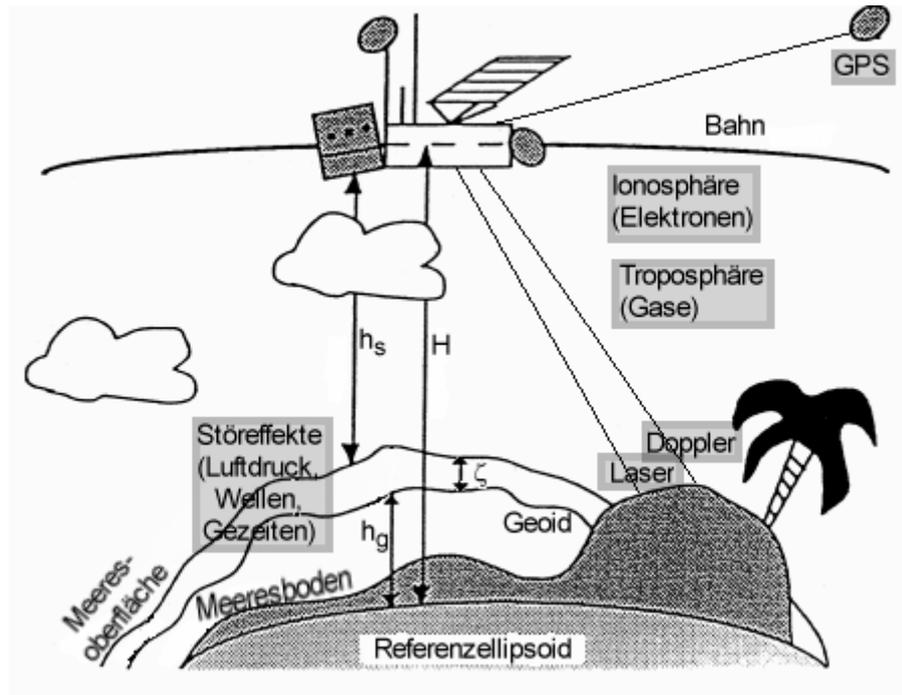


Abbildung 3.7: Meßprinzip der Satellitenaltimetrie (modifiziert nach AVISO, 1996). Dabei ist ζ die Meereshöhe, h_s die Höhe des Satelliten über der Meeresoberfläche, H die Höhe des Satelliten relativ zum Referenzellipsoid und h_g die Geoidundulation. Störungen des Laufzeitsignals und die derzeit gebräuchlichen Geräte zur Bahnüberwachung sind grau hinterlegt.

3.3.2. Störungen der Höhenmessung

Eine Vielzahl von Faktoren, die in Abbildung 3.7 skizziert sind, beeinflussen die Höhenmessungen des Altimeters. Sie reichen von Schwankungen in der Flugbahn des Satelliten über die Zusammensetzung der Atmosphäre, die die Laufzeit des Radarsignals beeinflussen, bis zu geophysikalischen Phänomenen, wie Seegang und Gezeiten. Wie sich die einzelnen Faktoren auf die Höhenmessungen auswirken und anhand welcher zusätzlichen Informationen ihre Auswirkung auf die Höhenmessung korrigiert werden kann, soll im folgenden beschrieben werden. Die Größenordnung dieser Korrekturen sowie deren typische räumliche Skalen sind in Tabelle 3.2 aufgeführt.

Für die Bestimmung der Höhe H des Satelliten relativ zum Referenzellipsoid muß die **Satellitenbahn** sehr genau bekannt sein. Die Position des Satelliten kann von der Erde aus mit Laser- und Mikrowellengeräten, vom Raum aus mittels des Satelliten-Navigationssystems GPS¹¹ verfolgt werden. Aus einer Kombination dieser Daten und theoretischer Modelle der Satellitenbewegungen können die Bahnen bis auf wenige cm bestimmt werden (Tapley et al., 1994).

Auf dem Weg durch die Atmosphäre wird die Geschwindigkeit des Radar-Pulses durch **freie Elektronen** in der Ionosphäre und **atmosphärische Gase** in der Troposphäre verringert. Der

¹¹ Global Positioning System

Gehalt an freien Elektronen kann modelliert werden. Falls Messungen für zwei verschiedene Frequenzen im Mikrowellenbereich vorliegen, kann er auch aus der Frequenzabhängigkeit der Laufzeit berechnet werden. Die Dichte der atmosphärischen Gase ist näherungsweise eine Funktion des Bodendruckes, der mittels atmosphärischer Modelle bestimmt werden kann. Der Einfluß des Wasserdampfs in der Troposphäre auf die Signalgeschwindigkeit kann durch Radiometermessungen abgeschätzt werden.

Tabelle 3.2: Fehlerquellen für die Bestimmung der Meereshöhe aus Altimetermessungen sowie Größenordnungen, typische räumliche Skalen und derzeitige Genauigkeiten der dazugehörigen Höhenkorrekturen nach Fu et al. (1994), Burkert (1996), Wunsch und Stammer (1998) sowie AVISO (1999a).

	Größenordnung der Höhenkorrektur	räumliche Skala [km]	Genauigkeit [cm]
Sensorgenauigkeit		20	2–3
Bahnbestimmung	± 8 cm	10000	1,5–2,5
Ionosphäre	–0,2 cm bis –20 cm	150–5000	1
trockene Troposphäre	–2,1 m bis –2,5 m	500–5000	0,7
feuchte Troposphäre	–6 cm bis –30 cm	50–5000	1
Seegang	0 cm bis –20 cm	50–1000	2,0
Lithosphärengzeit	± 20 cm	10000	<1
barotrope Ozeangezeit	$\pm 1,5$ m	500–1000	3–7
atmosphärische Auflast	± 30 cm	100	klein
Geoidundulationen	–85 m bis 100 m	1–1000	3–25 (EGM96)

Seegang beeinflusst die Reflexion des Radarsignals an der Wasseroberfläche und wirkt sich dadurch auf die Bestimmung der mittleren Meereshöhe aus. Es sind drei Effekte zu berücksichtigen: (1) die Stärke des empfangenen Echos hängt mit der lokalen Krümmung der Wasseroberfläche zusammen, wobei das Echo von Wellentälern stärker als das von Wellenkämmen ist, (2) auf den Kämmen ist die Oberfläche rauher und folglich wird weniger Energie zum Satelliten zurückreflektiert, und (3) der Median der Wellenhöhen ist zu den Wellentälern hin verschoben. Die Auswirkung dieser Effekte auf die Laufzeit kann durch eine Analyse der Form des rückgestreuten Signals empirisch modelliert werden.

Verschiedene geophysikalische Prozesse wie die **Gezeiten** und die Reaktion der Wasseroberfläche auf den **Luftdruck** beeinflussen ebenfalls die Meereshöhe. Sollen diese Prozesse nicht studiert werden, werden sie modelliert und die Höhenmessungen mit den Modellwerten korrigiert, wodurch die für die Untersuchung relevanten Signale hervorgehoben werden. Die quasi-elastischen Erdgezeiten können mit großer Genauigkeit aus dem gezeitenerzeugenden Schwerepotential modelliert werden. Die Ozeangezeiten werden entweder durch empirische oder hydrodynamische Modelle berechnet. Sehr gute Ergebnisse werden neuerdings durch die Assimilation von Meßdaten in hydrodynamische Modelle erzielt, trotzdem aber kann der Fehler im Schelfbereich und in Randmeeren immer noch die gleiche Größenordnung wie die

Variabilität der Meereshöhen haben (Andersen et al., 1995). Wasserstandsänderungen aufgrund der Fliehkraft, die durch die sogenannte Polgezeit, die Präzession der Erdachse, erzeugt wird, können mit großer Genauigkeit korrigiert werden. Die Reaktion des Meeresspiegels auf Luftdruckänderungen beträgt ungefähr 1 cm pro 1 mbar und kann anhand der barometrischen Höhenformel aus atmosphärischen Modelldaten berechnet werden. Die Annahme, daß der Ozean isostatisch auf den Luftdruck reagiert, ist allerdings für kleinräumige und schnelle Druckschwankungen problematisch.

3.3.3. Aktuelle Altimetermissionen: Topex/Poseidon, ERS-1 und ERS-2

In dieser Arbeit werden Daten von drei Satellitenmissionen analysiert. Es handelt sich zum einen um die altimetrisch ausgerichtete Topex/Poseidon-Mission (T/P), die gemeinsam von der US-amerikanischen Weltraumbehörde NASA¹² und der französischen CNES¹³ durchgeführt wird; zum anderen um die beiden multidisziplinär ausgerichteten ERS-Missionen, die von der ESA¹⁴ geleitet werden.

a) Die Altimeter an Bord von Topex/Poseidon

Der T/P-Satellit startete am 10. August 1992 und liefert auch nach mehr als acht Jahren noch hochgenaue Messungen (AVISO, 1999a und 1999b). Erklärtes Ziel dieser Mission ist es, die großskalige Ozeantopographie mit räumlichen Skalen von 500–1000 km und ihre Schwankungen zu messen. Für mesoskalige Untersuchungen auf Skalen von 50–300 km liegen die Grundspuren eigentlich zu weit auseinander, dafür ist aber die zeitliche Auflösung mit einem Wiederholungsortbit von ca. 10 Tagen sehr hoch. Der Orbit wurde so gewählt, daß ein Großteil der zeitlich unterabgetasteten Gezeitenenergie in das spektrale Band um 65 Tage verschoben wird, auf dem nur wenig sonstige ozeanische Variabilität vorhanden ist. Wichtige Eckdaten der T/P-Mission sind in Tabelle 3.3 aufgelistet, und die Grundspuren des T/P im Untersuchungsgebiet sind in Abbildung 3.8 dargestellt.

Den Aufbau des Satelliten zeigt Abbildung 3.9. An Bord des Satelliten befinden sich zwei Radaraltimeter, die gemeinsam eine Antenne nutzen. Das Hauptgerät, das US-amerikanische Topex-Altimeter, arbeitet auf zwei Frequenzen, was den Vorteil hat, daß die Menge der freien Elektronen in der Ionosphäre bestimmt werden kann. Das französische Poseidon-Altimeter ist ein experimentelles Gerät und wird nur während ca. 10 % der Meßzeit betrieben. Desweiteren befinden sich ein Mikrowellen-Radiometer für die Messung des atmosphärischen Wassergehalts und drei Instrumente zur Bahnbestimmung an Bord. Hierbei handelt es sich um einen GPS-Empfänger, um einen Laser Retro-Reflektor und um der Mikrowellen-Doppler DORIS¹⁵, dessen Daten zusätzlich zur Quantifizierung der freien Elektronen in der Ionosphäre genutzt werden können.

¹² National Aeronautics and Space Administration

¹³ Centre National d'Études Spatiales

¹⁴ European Space Agency

¹⁵ Détermination d'Orbite et Radiopositionnement Intégrés par Satellite

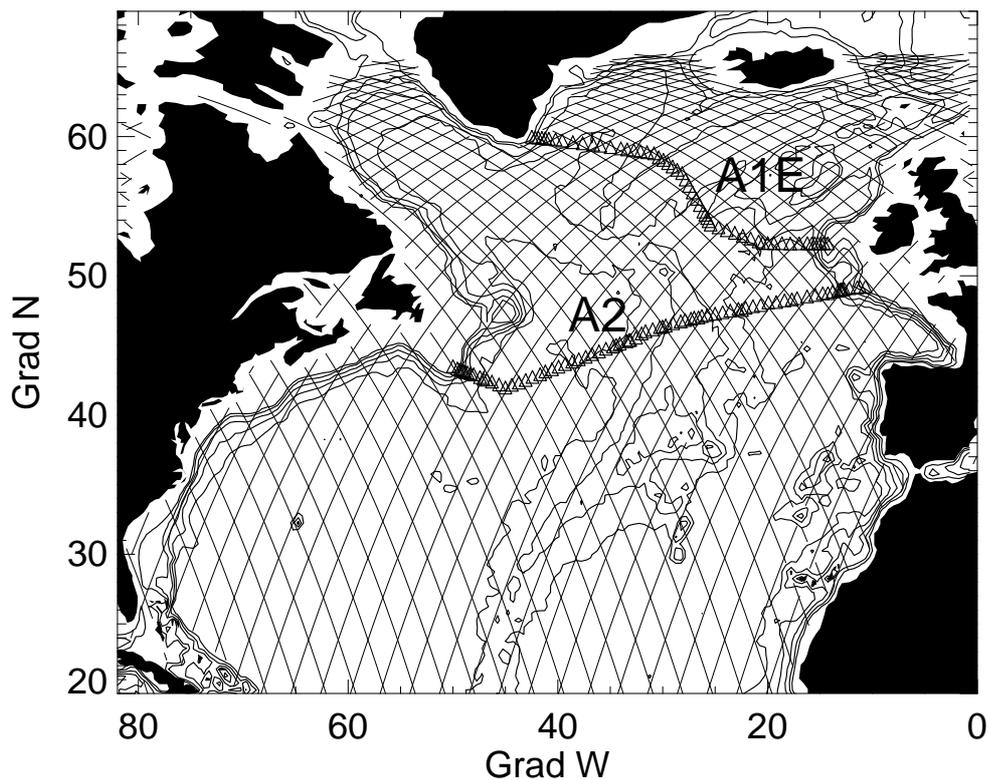


Abbildung 3.8: Satellitenspuren des Topex/Poseidon Satelliten im Nordatlantik mit einem Wiederholungszyklus von 9,92 Tagen. Die Positionen der hydrographischen Vergleichsstationen auf den WOCE-Wiederholungsschnitten A1E und A2 sind mit Dreiecken markiert, die Tiefenlinien sind für 4000, 3000, 2000, 1000 und 500 m Wassertiefe unterlegt.

Tabelle 3.3: Eckdaten zu den ERS-1/2 (35-Tage-Orbit) und T/P Altimetermissionen. Weitere Einzelheiten können ESA (1992), CERSAT (1996), Fu et al. (1994) und AVISO (1996) entnommen werden.

	ERS-1/2	T/P
Sendefrequenz	13.8 GHz	5.2 GHz/13.6 GHz
mittlere Bahnhöhe	782 km	1336 km
Wiederholungszyklus	35 Tage	9,92 Tage
Inklination	98,52°	66°
Umläufe pro Zyklus	501	127
Abstand zwischen den Spuren	0,7° geogr. Länge	2,8° geogr. Länge
Geschwindigkeit über Grund	6,7 km s ⁻¹	5,8 km s ⁻¹
Fußpunktdurchmesser	3–6 km	2–8 km

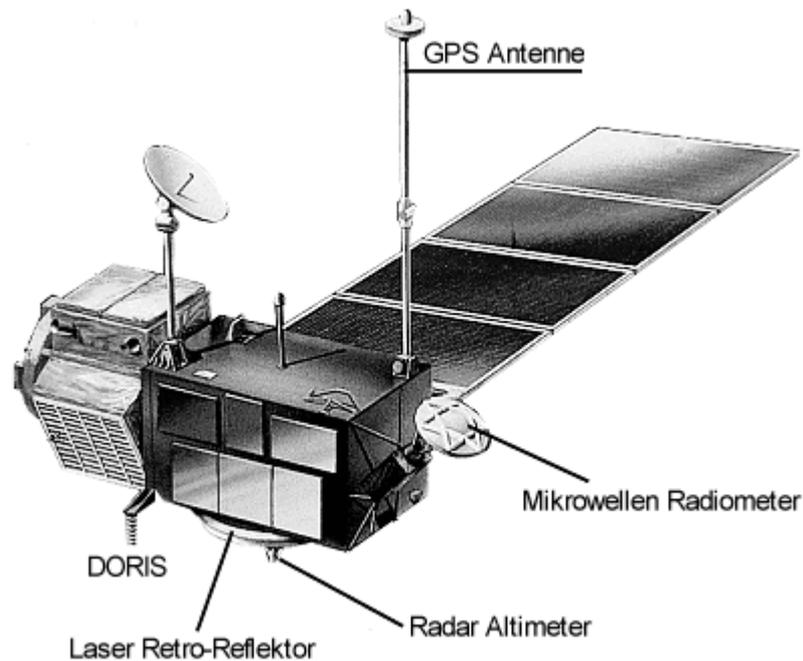


Abbildung 3.9: Nutzlast des Topex/Poseidon Satelliten (modifiziert nach AVISO, 1996).

b) Die Altimeter an Bord von ERS-1 und ERS-2

Die ERS-1 Mission startete am 17. Juli 1991 und endete am 10. März 2000, wobei der Satellit seit Juni 1996 abgeschaltet war. Der gesamte Meßzeitraum war in drei Wiederholungszyklen aufgeteilt, die unterschiedlichen Forschungsschwerpunkten gewidmet waren. Während der Eis-Phasen flog der Satellit auf einem 3-Tage-Orbit, während der multidisziplinären Phasen auf einem 35-Tage-Orbit und während der geodätischen Phase auf einem 168-Tage-Orbit. In dieser Arbeit werden lediglich Daten der multidisziplinären Phasen analysiert, die vom 14. April 1992 bis zum 3. Januar 1993 und vom 28. April 1995 bis zum 20. Juni 1996 andauerten. Der ERS-2 wurde am 21. April 1995 gestartet und ist zur Zeit noch in Betrieb. Er fliegt in dem 35-Tage-Orbit des ERS-1 und führte bis zu dessen Abschaltung während der sogenannten Tandem-Phase Messungen durch, die relativ zu ERS-1 um einen Tag versetzt waren. Die räumliche Auflösung im 35-Tage-Orbit eignet sich für die Untersuchung von mesoskaliger Ozeanvariabilität, wobei jedoch die zeitliche Auflösung hochenergetischen Regionen wie den westlichen Randströmen nicht gerecht wird. Eckdaten der ERS-Missionen sind in Tabelle 3.3 aufgelistet; die Grundspuren der ERS-1/2 Satelliten im 35 Tage Orbit sind für das Untersuchungsgebiet in Abbildung 3.10 dargestellt.

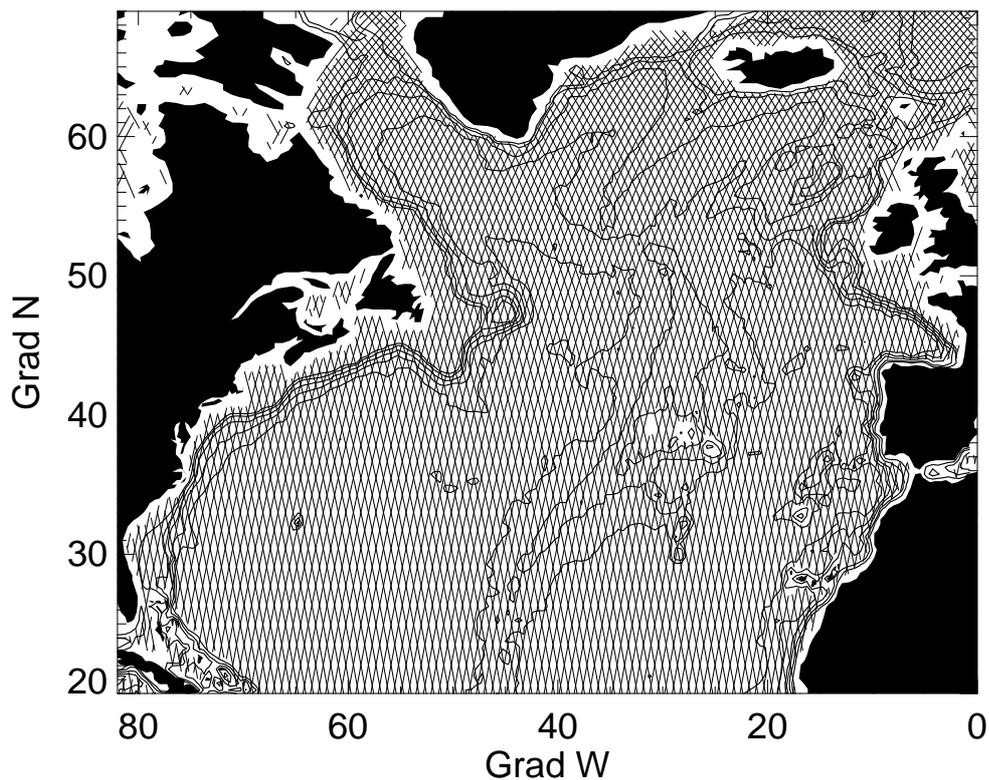


Abbildung 3.10: Satellitenspuren des ERS-1 und des ERS-2 Satelliten im Nordatlantik für den 35-Tage-Orbit. Die Tiefenlinien sind für 4000, 3000, 2000, 1000 und 500 m Wassertiefe unterlegt.

Den Aufbau von ERS-1, der eine Vielzahl verschiedener Sensoren umfaßt, zeigt Abbildung 3.11. ERS-2 ist bis auf ein zusätzliches Gerät zur Messung des Ozongehalts baugleich. Für die Meereshöhenmessungen sind folgende Geräte relevant: das Ein-Frequenz Radaraltimeter ATSR¹⁶, das unter anderem für die Abschätzung des Wassergehalts der Troposphäre verwendet werden kann, sowie der Laser Retro-Reflektor und das Mikrowellengerät PRARE¹⁷, mit denen die Satellitenbahn überwacht wird. Das PRARE des ERS-1 fiel kurz nach dem Start aus, weswegen die Position von ERS-1 weniger exakt als die von ERS-2 und T/P bestimmt werden kann.

¹⁶ Along-Track Scanning Radiometer

¹⁷ Precise Range and Range-Rate Equipment

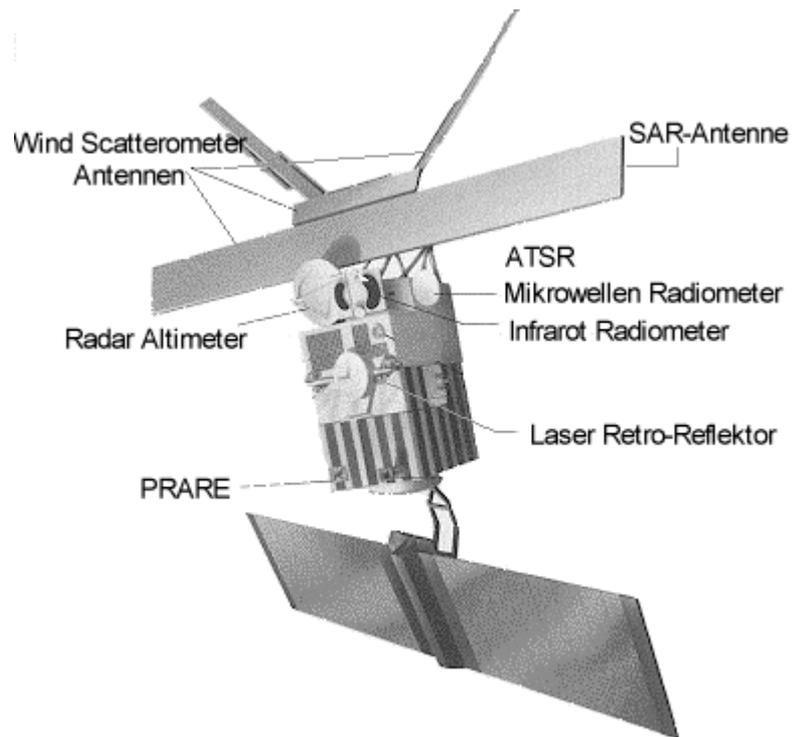


Abbildung 3.11: Nutzlast des ERS-1 Satelliten (modifiziert nach CERSAT, 1996).

4. Beschreibung der Daten und der Datenprozessierung

Die in dieser Arbeit vorgestellten Untersuchungen basieren auf Satellitendaten der Radaraltimeter Topex/Poseidon (T/P), ERS-1 und ERS-2. In Abschnitt 4.1 werden die Datensätze selbst sowie die für diese Arbeit spezifische Prozessierung der Daten beschrieben. Für die weitergehende Interpretation der Satellitendaten werden hydrographische und atmosphärische Datensätze hinzugezogen. Die Besonderheiten dieser Datensätze sowie der aus ihnen abgeleiteten Größen werden in Abschnitt 4.2 beschrieben.

4.1. Altimeterdaten

In diesem Abschnitt werden die Besonderheiten der verwendeten Satellitendatensätze sowie ihre Aufbereitung beschrieben. Die Hauptschritte der Datenaufbereitung sind in Abbildung 4.1 schematisch skizziert. In dieser Arbeit werden zwei verschiedene Ausgangsdatsätze verwendet, die den Zeitraum von Oktober 1992 bis September 1998 umfassen. Die beiden Ausgangsdatsätze, SLA und CORSSH (vgl. Abschnitt 4.1.2), liegen mit einer Auflösung von 7 km entlang der Satellitenspuren vor. Der CORSSH-Datensatz wird in dieser Arbeit auf das Geoidmodell EGM96 bezogen (vgl. Abschnitt 4.1.1). Nach einer Reduzierung der räumlichen Auflösung der Datensätze auf $0,1^\circ$ geographischer Breite entlang der Satellitenspuren werden verschiedene zeitliche Mittelwerte und Anomalien der Meereshöhen berechnet (vgl. Abschnitt 4.1.3). Nach einer weiteren Reduzierung dieser Datensätze auf $0,5^\circ$ geographischer Breite entlang der Satellitenspuren werden die mittlere Variabilität der kinetischen Energie und die Strömungskomponenten normal zu den auf- und absteigenden Satellitenspuren berechnet (vgl. Abschnitte 4.1.4 und 4.1.5). Die daran anschließende räumlich-zeitliche Interpolation der verschiedenen Größen auf ein $1^\circ \times 1^\circ$ Gitter sowie auf die Positionen der beiden hydrographischen Zonalschnitte A1E bei ca. 56°N und A2 bei ca. 45°N wird in Abschnitt 4.1.6 beschrieben.

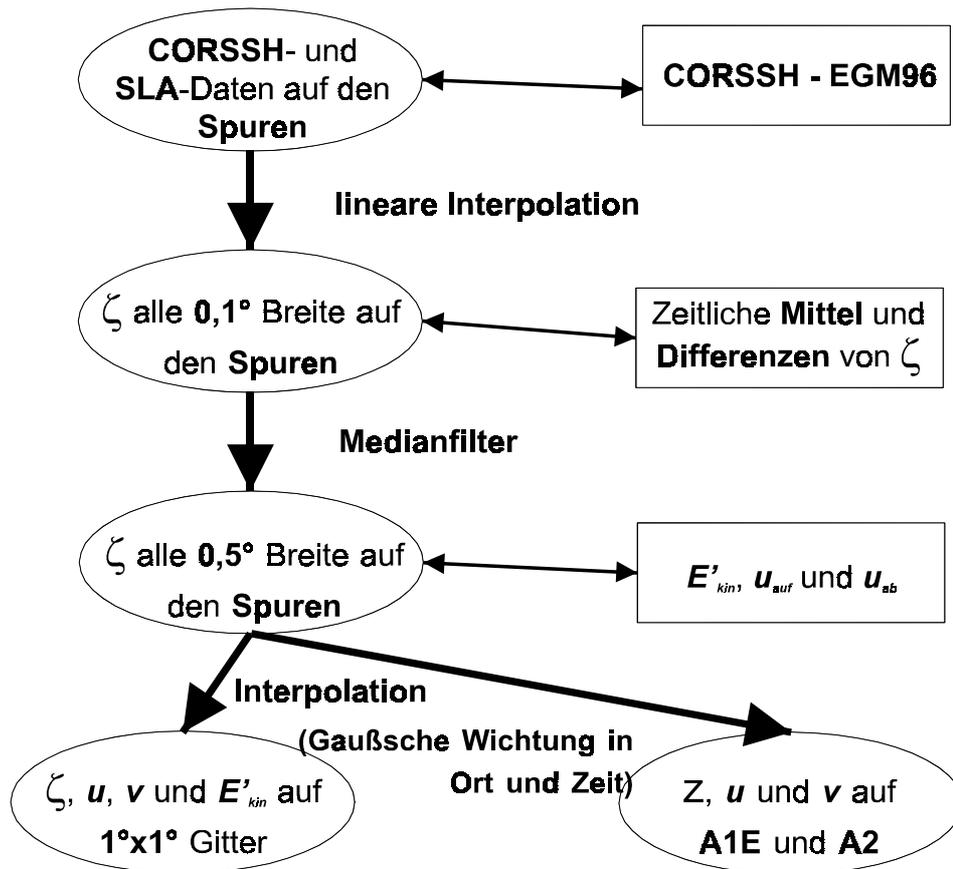


Abbildung 4.1: Schematische Darstellung zur Aufbereitung der hier analysierten Altimeterdaten. Zwischen- und Endprodukte mit unterschiedlicher räumlicher Auflösung werden in den Ellipsen beschrieben, die Weiterbearbeitung der Daten in der jeweiligen räumlichen Auflösung in den Kästen. Die Methode, die verwendet wird, um von einem Produkt zum nächsten zu kommen, ist neben den Pfeilen beschrieben. Dabei sind: **CORSSH** und **SLA** die bearbeiteten Ausgangsdatensätze, **EGM96** das verwendete Geoidmodell, ζ die Meereshöhe, E'_{kin} die mittlere Variabilität der kinetischen Energie, u_{auf} und u_{ab} die geostrophischen Strömungen normal zu den auf- und absteigenden Satellitenspuren, u und v die geostrophischen Strömungen in Ost- und Nordrichtung sowie **A1E** und **A2** die hydrographischen Zonalschnitte bei 56°N und 45°N .

4.1.1. Geoidmodell

Als Referenz für absolute Meereshöhen werden in dieser Arbeit die Geoidundulationen aus dem von Lemoine et al. (1998) entwickelten Erdschwerefeldmodell EGM96 (engl.: *Earth Geopotential Model*) verwendet. Die Geoidundulationen aus diesem Modell sind für den Nordatlantik in Abbildung 4.2 dargestellt. Die Datenbasis für das EGM96 sind erdgebundene Gravitationsmessungen, von denen viele erst kürzlich freigegeben wurden, sowie Beobachtungen von Satellitenbahnen und satellitengestützten Altimetermessungen. Das resultierende Geopotentialfeld wurde in Legendre-Polynome bis Grad und Ordnung 360 entwickelt, was einer horizontalen Auflösung von 1° entspricht. Die Genauigkeit von EGM96

wird für den Nordatlantik mit 3–10 cm angegeben, wobei zu beachten ist, daß in den höheren Entwicklungsgraden und damit für Wellenlängen kleiner 500 km die Fehler größer als für die niedrigeren Entwicklungsgrade sind.

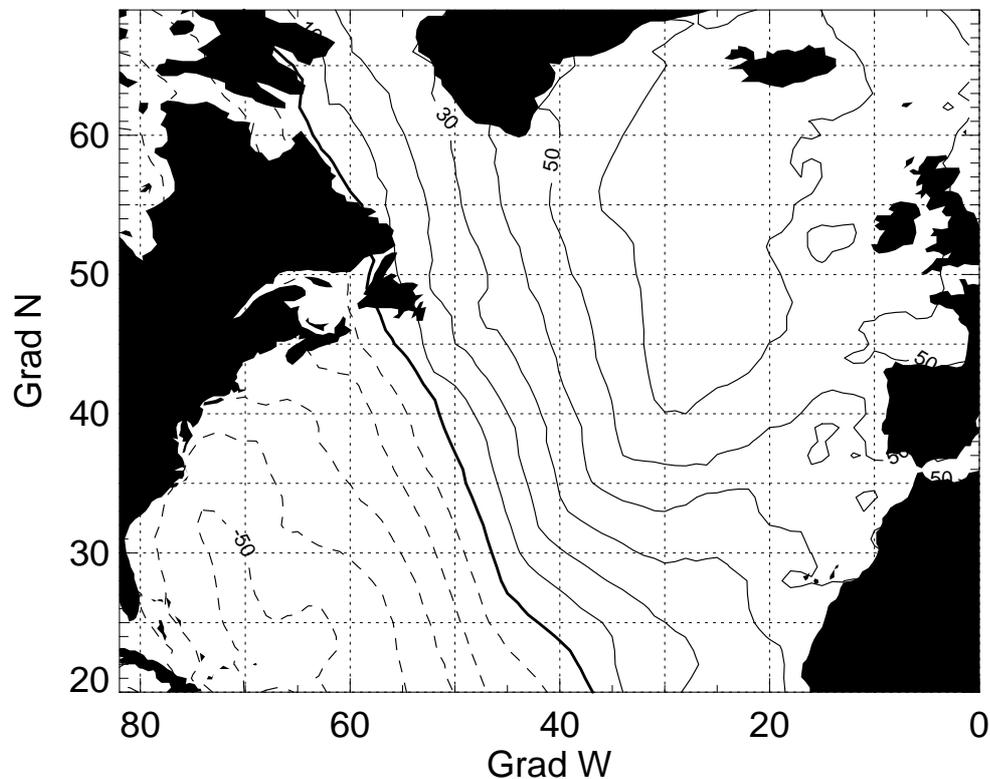


Abbildung 4.2: Geoidundulationen des Geoidmodells EGM96 für den Nordatlantik. Die Isolinien haben einen Abstand von 10 m, durchgezogene Linien sind positiv, gestrichelte sind negativ und die Nulllinie ist fett markiert.

Für die hier durchgeführte Untersuchung der zeitlich mittleren Topographie sowie der Zirkulation im Nordatlantik wurden die Geoidundulationen aus den Koeffizienten für die Legendre-Polynome bis zum Grad 360 auf ein 3'x3' Gitter entwickelt. Berechnet wurde das sogenannte **mittlere Geoid**. Dieses beinhaltet zusätzlich zu den eigentlichen Geoidundulationen die Schwerefeldanomalien aufgrund der dekadischen Schwankungen der Erdabplattung und der Polbewegungen sowie die Schwerefeldanomalien aufgrund des permanenten Potentials von Sonne und Mond und der dadurch hervorgerufenen Deformation der Erdkruste (Rapp, 1989; Bock, 1997). Als letzter Schritt wurden die Geoidundulationen linear auf die Position jeder einzelnen Höhenmessung entlang der Satellitenspuren interpoliert.

4.1.2. Ausgangsdatensätze

Die Altimeterdaten für Oktober 1992 bis September 1998 wurden von dem französischen Datenzentrum AVISO¹⁸ in Toulouse, Frankreich, kostenlos zur Verfügung gestellt. Bei der Vorprozessierung durch AVISO werden die Meßdaten um die Auswirkungen der folgenden Störgrößen korrigiert: Schwankung der Flugbahnen, freie Elektronen in der Ionosphäre, atmosphärische Gase, Wasserdampf in der Troposphäre, Auflast der Atmosphäre, Seegang sowie Erd-, Pol-, Ozean- und Auflastzeit. Eine Abschätzung der Genauigkeit, mit der diese Korrekturen zur Zeit bekannt sind, gibt Tabelle 3.2. In dieser Arbeit werden zwei verschiedene Datensätze der Meereshöhe verwendet: (1) die aus T/P-Daten bestimmten korrigierten Meeresoberflächenhöhen CORSSH (engl.: *Corrected Sea Surface Heights*) nach AVISO (1997a), und (2) die aus T/P-, ERS-1 und ERS-2 Daten bestehenden Anomalien der Meereshöhen SLA (engl.: *Sea Level Anomalies*) nach AVISO (1997b). Die T/P-Daten stehen für den gesamten Zeitraum zur Verfügung. Da für die ERS-Daten lediglich für den 35-Tage-Orbit ein konsistenter SLA-Datensatz berechnet werden kann, liegen zwischen Januar 1993 und März 1995 während der geodätischen Phasen und der zweiten Eis-Phase von ERS-1 keine SLA-Daten von den ERS-Satelliten vor (Abschnitt 3.3.3). Die Verfügbarkeit der einzelnen Satellitendaten ist in Abbildung 4.3 skizziert.

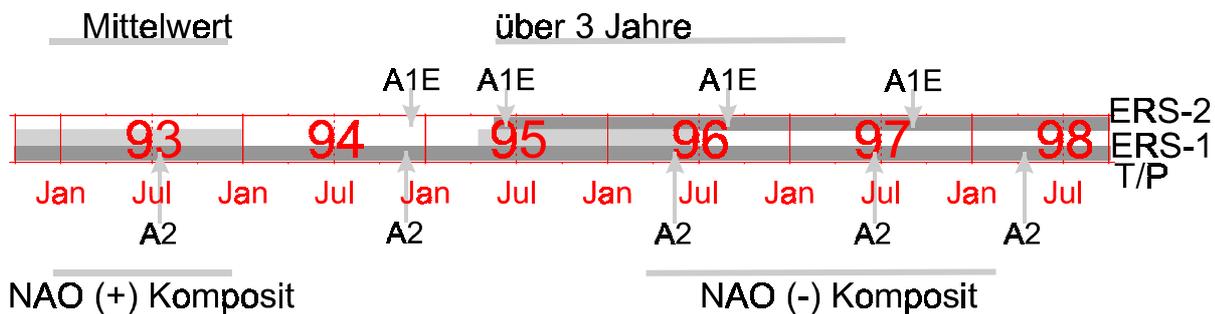


Abbildung 4.3: Verfügbarkeit von Altimeterdaten der verschiedenen Satelliten aus dem SLA-Datensatz von AVISO (1997b). ERS-1 und ERS-2 Daten liegen alle 35 Tage vor, T/P-Daten alle 9,92 Tage. Die Pfeile zeigen an, wann die Meßkampagnen auf den Schnitten A1E und A2 stattgefunden haben. Die zwei Längsstriche oberhalb der Zeitachse markieren den dreijährigen Referenzzeitraum für die monatlichen Anomalien (Abschnitt 4.1.3). Die Striche unterhalb markieren die Zeiträume, die in Abschnitt 6.3 der Berechnung von NAO-Kompositen zugrunde liegen.

Die CORSSH-Daten sind relativ zum Referenzellipsoid angegeben und werden hier auf das derzeit aktuelle Geoidmodell EGM96 von Lemoine et al. (1998) bezogen (Abschnitt 4.1.1). Sie werden hier für Untersuchungen der mittleren Meereshöhe und der mittleren geostrophischen Oberflächenzirkulation verwendet. Anomalien der Meereshöhen, die aus den CORSSH-Daten berechnet werden, weisen dort starke Schwankungen auf, wo die Gradienten des Geoids groß sind. Diese Schwankungen spiegeln nicht Schwankungen der Meereshöhe

¹⁸ Archimage, Validation et Interprétation des données des Satellites Océanographiques

sondern räumliche Gradienten des Geoids wider. Sie werden dadurch verursacht, daß die Satellitenspur, entlang derer das Altimeter in dem jeweiligen Umlauf mißt, räumlich bis zu ± 1 km von der mittleren Position versetzt sein kann. Deshalb werden für die Untersuchung von Anomalien der Meereshöhe die kollinear analysierten SLA-Daten herangezogen, von denen ein dreijähriger Mittelwert subtrahiert wurde. Dabei wurden Störungen der Höhenanomalien durch die Geoidgradienten minimiert (AVISO, 1997b).

AVISO (1997a, 1997b und 1999a) gibt sowohl für die CORSSH als auch die SLA-Daten eine Genauigkeit von 3–4 cm an. Für die absoluten Meereshöhen kommt hierzu noch der Fehler des Geoidmodells hinzu (Abschnitt 4.1.1). Um diese Genauigkeit auch für die ERS-Daten zu erreichen, wurden die Korrekturen für die ERS-Daten an die der T/P Daten angeglichen und anschließend die Fehler in den ERS-Flugbahnen durch Vergleiche mit den besser bekannten T/P-Flugbahnen minimiert (LeTraon und Ogor, 1998). Generell sind die Fehler in Küstennähe größer, da das verwendete globale Gezeitenmodell CSR3.0 (Eanes und Bettadpur, 1995) nicht für diese Regionen optimiert ist. Zusätzlich wird in höheren Breiten und bei komplexer Bodentopographie die Höhenänderung infolge extremer Luftdruckschwankungen durch die barometrische Höhenformel nicht optimal abgeschätzt (Stammer et al., 2000; Tierney et al., 2000).

4.1.3. Bildung von Mittelwerten und Anomalien

Alle Daten werden zunächst für jeden Satelliten entlang der Spuren auf Gitterpunkte mit einem Abstand von $0,1^\circ$ geographischer Breite linear interpoliert. Bereits auf diesem feinen Gitter werden kollinear die zeitlichen Mittel und Differenzen der Meereshöhen gebildet, auf denen die folgenden Untersuchungen basieren. Dies ist zwar aufwendiger als die Anomalien nach der Interpolation auf Gitterpunkte zu berechnen, dafür geht aber die auf den Satellitenspuren räumlich fein aufgelöste Information in die weiteren Berechnungen ein. Im einzelnen werden folgende Mittel verwendet:

- sechsjähriger Mittelwert (CORSSH) als Näherung an das klimatologische Mittel,
- dreijähriger Mittelwert (SLA) für die Berechnung von monatlichen Anomalien, wobei für den gewählten Zeitraum sowohl T/P- als auch ERS-Daten vorliegen,
- Komposite (SLA) für Jahre mit starker und schwacher NAO (Abschnitt 6.3),
- saisonale Mittel (SLA) über die einzelnen Jahreszeiten und über den Gesamtzeitraum für die Berechnung saisonaler Anomalien.

Genauere Angaben zu den Zeiträumen, über die die Mittelwerte und Differenzen gebildet werden, sind in Tabelle 4.1. und in Abbildung 4.3 zusammengestellt.

Im Anschluß an die Berechnung der Mittelwerte und Anomalien werden mittels eines Medianfilters Ausreißer eliminiert. Danach wird der Datensatz auf eine Auflösung von $0,5^\circ$ geographischer Breite reduziert, damit bei der Interpolation auf Gitterpunkte keine künstlichen Signale aufgrund der Überabtastung entlang der Satellitenspuren entstehen. Auf dem $0,5^\circ$ Gitter werden die Anomalie der kinetischen Energie (E'_{kin}) und die geostrophische Strömung normal zu den auf- (u_{auf}) und absteigenden (u_{ab}) Satellitenspuren berechnet.

Tabelle 4.1: Gitter und Zeiträume, auf die die in dieser Arbeit analysierten Altimeterprodukte interpoliert werden. Zusätzlich angegeben sind: der jeweilige Ausgangsdatensatz (CORSSH, SLA), das Endprodukt (ζ , u_{auf} , u_{ab} , E'_{kin}) und die Referenzzeiträume für die Berechnung von Anomalien. Saisonale Mittel werden für Dezember bis Februar, März bis Mai, Juni bis Juli und September bis Oktober der jeweiligen Jahre gebildet. Der dreijährige Mittelwert wird über Januar 93 bis Dezember 93 und Mai 95 bis April 97, das Komposit für eine starke NAO von Dezember 92 bis November 93 und das Komposit für eine schwache NAO von März 96 bis Februar 98 berechnet (Abbildung 4.3). Zur Lage der Schnitte A1E und A2 siehe Abbildung 3.8 und zu den Reisedaten der einzelnen Experimente siehe Tabelle 4.4.

	$1^\circ \times 1^\circ$	auf A1E und A2
monatlich	SLA (T/P+ERS): ζ , u_{auf} , u_{ab} Referenz: ζ über 3 Jahre	SLA (T/P+ERS): ζ , u_{auf} , u_{ab} Referenz: ζ über 3 Jahre
zentriert auf die einzelnen Experimente		CORSSH (T/P): ζ SLA (T/P+ERS): ζ Referenz: ζ für die Experimente
saisonal	SLA (T/P) : ζ , u_{auf} , u_{ab} Referenz: saisonale ζ über 6 Jahre	
mehrjährige Mittelwerte	CORSSH (T/P): ζ über 6 Jahre SLA (T/P+ERS): E'_{kin} für 6 Jahre Referenz: ζ über 3 Jahre	CORSSH (T/P): ζ über 6 Jahre
	SLA (T/P+ERS) ζ , u_{auf} , u_{ab} , E'_{kin} NAO(-)–NAO(+) Komposit	

4.1.4. Berechnung von geostrophischen Strömungen

Grundsätzlich können geostrophische Strömungen unter Verwendung von Gleichungen (3.1) und (3.2) nach zwei Methoden aus Altimeterdaten berechnet werden:

- (1) zuerst werden die Höhen auf ein Gitter mit Nord- und Ostausrichtung interpoliert und auf diesem Gitter werden die Strömungen berechnet (LeTraon et al., 1998), oder
- (2) zunächst werden die Strömungskomponenten normal zu den Satellitenspuren berechnet. Diese werden anschließend auf ein gemeinsames Gitter interpoliert, wo die beiden Komponenten auf die Nord- (v) und Ostkomponente (u) der Strömung projiziert werden (Morrow et al., 1994).

Für Methode (2) werden zunächst nach Gleichungen (3.1) und (3.2) die Strömungskomponenten normal zu den aufsteigenden (u_{auf}) und absteigenden (u_{ab}) Satellitenspuren berechnet. Aus den in Abbildung 4.4 dargestellten geometrischen Beziehungen ergeben sich für T/P Messungen folgende Gleichungen für u_{auf} und u_{ab} :

$$u_{auf} = v \cos \alpha + u \sin \alpha \quad (4.1)$$

$$u_{ab} = u \sin \delta - v \cos \delta \quad (4.2)$$

Der entscheidende Nachteil von Methode (2) ist, daß für die für die räumliche Anordnung der Grundspuren von T/P und ERS der Winkel zwischen auf- und absteigenden Spuren ungünstig für die Berechnung der Nordkomponente ist (vgl. Abbildung 3.8 und Gleichung (4.4)).

Um zu entscheiden, nach welcher Methode die geostrophischen Strömungen berechnet werden sollen, werden die aus der Fehlerfortpflanzung resultierenden Genauigkeiten abgeschätzt. Hierfür wird angenommen, daß der Fehler der Höhendifferenz auf dem $1^\circ \times 1^\circ$ Gitter ca. 3 cm und entlang der Satellitenspuren ca. 1 cm beträgt (Abschnitt 4.1.1).

Die große Genauigkeit der Höhendifferenz entlang der Spuren liegt darin begründet, daß die meisten Störgrößen der Altimetermessungen große räumliche Dekorrelationslängen besitzen (siehe Tabelle 3.2). Da die Messungen entlang einer Spur nur 6 s bzw. 7 s auseinanderliegen, verschwinden diese systematischen Fehler beim Bilden von Differenzen. Besonders zu erwähnen sind hier Fehler der Gezeitenkorrektur und des Orbits sowie Fehler aufgrund von schnellen barotropen Höhenschwankungen (Stammer et al. 2000, Tierney et al., 2000). Der Fehler von Methode (2) verringert sich zusätzlich dadurch, daß vor der Projektion auf u - und v -Komponenten mindestens zehn statistisch unabhängige Werte von u_{auf} und u_{ab} auf einen Gitterpunkt (siehe Abschnitt 4.1.6) gemittelt werden.

Die Fehler der u und v -Komponenten der geostrophischen Strömung bei 20° , 40° und 60°N zeigt Tabelle 4.2 für beide Methoden. Der Fehler wird stark vom breitenabhängigen Coriolisparameter (f) beeinflusst und steigt äquatorwärts an. Die v -Komponente ist für beide Methoden mit einem deutlich größeren Fehler als die u -Komponente behaftet. Deshalb wird in dieser Arbeit die u -Komponente der geostrophischen Strömung nach Methode (2) berechnet, die v -Komponente hingegen als Mittel über die Ergebnisse beider Methoden.

Tabelle 4.2: Schätzwerte des mittleren Fehlers der zonalen (ϵ_u) und der meridionalen (ϵ_v) geostrophischen Strömungskomponenten berechnet mittels Fehlerfortpflanzung aus Altimeterdaten für verschiedene geographische Breiten. Für Strömungen, die auf dem $1^\circ \times 1^\circ$ Gitter berechnet wurden (Methode 1) gelten die ϵ_u - und ϵ_v -Werte, für die Strömungen, die normal zu den Satellitenspuren von T/P und ERS berechnet wurden (Methode 2), gelten die $\epsilon_{u(T/P)}$ - und $\epsilon_{v(T/P)}$ - bzw. die $\epsilon_{u(ERS)}$ - und $\epsilon_{v(ERS)}$ -Werte.

	ϵ_u [cm s ⁻¹]	$\epsilon_{u(T/P)}$ [cm s ⁻¹]	$\epsilon_{u(ERS)}$ [cm s ⁻¹]	ϵ_v [cm s ⁻¹]	$\epsilon_{v(T/P)}$ [cm s ⁻¹]	$\epsilon_{v(ERS)}$ [cm s ⁻¹]
20°N	5	2	4	5	6	17
40°N	3	1	2	3	2	7
60°N	2	>1	1	4	>1	3

4.1.5. Berechnung der Anomalie der kinetischen Energie

Bei der Untersuchung der mittleren Zirkulation der Deckschicht wird hier die Anomalie der kinetischen Energie E'_{kin} (engl.: *eddy kinetic energy*) in Anlehnung an Heywood et al. (1994) und White et al. (1995) als Näherungsgröße für die zeitlich mittlere Strömung verwendet.

Vernachlässigt wird hierbei, daß Wirbel nicht nur durch barokline Instabilitäten sondern auch durch lokale Änderungen im Windfeld und durch Wechselwirkungen mit der Bodentopographie (Stammer, 1997a; Garnier und Schopp, 1999) verursacht werden können.

E'_{kin} wird folgendermaßen berechnet:

$$E'_{kin} = \frac{\sigma_v^2}{2} = \frac{\sum (v_i - \bar{v})^2}{2n} \quad \text{mit } i=t_1, \dots, t_n \quad (4.5)$$

wobei σ_v^2 die Varianz des geostrophischen Strömungsvektors v_i zum Zeitpunkt i mit dem zeitlichen Mittelwert \bar{v} ist. E'_{kin} wird aus den Anomalien der Meereshöhe entlang der Satellitenspuren mit einer räumlichen Auflösung von $0,5^\circ$ geographischer Breite berechnet. Unter der Annahme, daß die Varianz der Strömung isotrop ist, d.h. keine bevorzugte Richtung aufweist, kann E'_{kin} ohne vorherige Projektion auf die beiden Strömungskomponenten auf das $1^\circ \times 1^\circ$ Gitter interpoliert werden (Menard, 1983; LeTraon, 1990 und Garnier und Schopp, 1999). Wie Heywood et al. (1994) sowie Ducet et al. (2000) gezeigt haben, ist diese Annahme im Nordatlantik in erster Näherung erfüllt. Die Untersuchungen von Ducet et al. (2000) deuten allerdings darauf hin, daß im Golfstrombereich die zonale Komponente von E'_{kin} gegenüber der meridionalen bevorzugt ist.

4.1.6. Interpolation auf Gitterpunkte

Für Vergleiche mit den hydrographischen Daten der Schnitte A1E und A2 werden die Höhen (ζ), geostrophischen Strömungen (u_{auf} , u_{ab}) und die E'_{kin} -Werte, die entlang der Satellitenspuren alle $0,5^\circ$ geographischer Breite vorliegen, auf die Positionen der Schnitte interpoliert. Für Vergleiche mit meteorologischen Daten und hydrographischen Klimatologien wurde zusätzlich ein $1^\circ \times 1^\circ$ Gitter gewählt, das auf ganze Gradzahlen zentriert ist (Tabelle 4.1). Hierzu werden alle Meßdaten a_i (also: ζ , u_{auf} , u_{ab} oder E'_{kin}), die im Bereich der örtlichen (R_x , R_y) und zeitlichen (R_t) Einflußradien der Gitterposition (x , y , t) liegen, mit einer Gaußkurve w_i gewichtet und zum Wert a gemittelt.

$$a = \frac{\sum a_i w_i}{\sum w_i} \quad \text{mit } w_i = \exp \left(-\frac{1}{2} \left(\frac{dx_i^2 + dy_i^2}{\sigma_{xy}^2} \right) + \frac{dt_i^2}{\sigma_t^2} \right) \quad (4.6)$$

Dabei ist dx_i , dy_i der örtliche und dt_i der zeitliche Abstand des i -ten Datenpunktes zur Gitterposition (x , y , t), und σ_{xy} sind die räumlichen und σ_t die zeitlichen Halbwertsbreiten der Gaußkurve. Im Idealfall entsprechen die σ -Werte den Dekorrelationsradien und -zeiten der dominanten Phänomene. Die Wahl der σ -Werte ist nach dem Nyquist-Theorem allerdings durch die räumlichen und zeitlichen Abtastcharakteristiken eingeschränkt. So diskutieren unter anderen Schlabach und Chelton (1994), Zeng und Levy (1995), Greenslade et al. (1997) und Parke et al. (1998) künstliche, durch Aliasing hervorgerufene Signale in Altimeterdaten, die nur schwer von realen ozeanischen Signalen getrennt werden können. Da die Spektren der Meereshöhen sowohl für große Wellenzahlen als auch für hohe Frequenzen stark abfallen (Stammer, 1997a), kann Aliasing durch räumlich zeitliches Glätten der Höhendaten effektiv unterdrückt werden.

Die in dieser Arbeit verwendeten Einfluß- und Dekorrelationsradien sind in Tabelle 4.3 protokolliert. Sie sollen eine möglichst gute räumlich-zeitliche Auflösung gewährleisten und gleichzeitig Aliasing-Effekte weitgehend unterdrücken. Für die Interpolation der geostrophischen Strömungskomponenten (u_{auf} , u_{ab}) stehen weniger Daten zur Verfügung als für die Interpolation der Höhen (ζ), weshalb unterschiedliche σ_{xy} -Werte verwendet werden. Da die Satellitenspuren in hohen Breiten dichter beieinander liegen als in niederen und die typischen räumlichen Skalen der mesoskaligen Wirbel mit steigender Breite abnehmen, nehmen auch die σ_{xy} -Werte mit der Breite ab.

Tabelle 4.3: Parameter für die gewichtete Mittelung nach Gleichung (4.6) für die ζ -, E'_{kin} -, u_{auf} - und u_{ab} -Werte von den Spuren auf das $1^\circ \times 1^\circ$ Gitter sowie auf die WOCE-Schnitte. Dabei sind R die Einflußradien und σ die Dekorrelationsradien in zonaler (x) und meridionaler (y) Richtung sowie für die Zeit (t). Bei der Kombination mehrerer Satelliten werden zwar unterschiedliche R_x - und R_y -, aber dieselben σ -Werte für die T/P- und ERS-Daten verwendet. Für die Interpolation von statistischen Werten wird in Gleichung (4.6) $dt=0$ gesetzt.

	R_x [° Länge]	R_y [° Breite]	R_t [Tage]	σ_{xy} [° Länge]	σ_t [Tage]
T/P (ζ und E'_{kin})	4	2	20	3,2	20
T/P+ERS (ζ und E'_{kin})	4 bzw. 1,5	2 bzw. 1,5	20	2	20
T/P (u_{auf} und u_{ab})	4	2	20	4,5	20
T/P+ERS (u_{auf} und u_{ab})	4 bzw. 1,5	2 bzw. 1,5	20	3,2	20

Im Nordatlantik wird ein erheblicher Teil der beobachteten Variabilität durch mesoskalige ozeanische Wirbel verursacht. Nach LeTraon et al. (1991) und Wunsch und Stammer (1995) haben sie typische Skalen von 50–200 km und von einigen Wochen bis Monaten mit minimalen Skalen im Golfstrombereich und werden durch die Messungen nur eines Altimeters nicht flächendeckend aufgelöst. Besonders in der Golfstromregion kann es deshalb zu deutlichen Diskrepanzen zwischen interpolierten Meereshöhen und punktuellen Messungen kommen. Dieses Problem verringert sich durch die Kombination der räumlich hoch aufgelösten ERS-Daten mit den zeitlich hoch aufgelösten T/P-Daten (Hernandez et al., 1995, LeTraon et al., 1998, Ducet et al., 1999).

4.2. Vergleichsdaten

Als Vergleichsdatensätze und als Interpretationshilfe für die Satellitendaten werden hydrographische und atmosphärische Datensätze hinzugezogen. Im einzelnen handelt es sich um historische hydrographische Datensätze, Daten, die durch wiederholte hydrographische Messungen zeitgleich mit den Altimetermessungen gewonnen wurden, modellierte Netto-Wärmeflüsse zwischen Ozean und Atmosphäre sowie Meßdaten des Windschubs. Die Datensätze selbst sowie die aus ihnen abgeleiteten Größen werden im folgenden beschrieben.

4.2.1. Hydrographische Klimatologien

Die aus hydrographischen Klimatologien berechneten dynamischen Höhen werden in Abschnitt 5 mit den aus Altimeterdaten bestimmten mittleren Meereshöhen verglichen. Zusätzlich werden aus den Klimatologien Informationen über die hydrographischen Verhältnisse in der durchmischten Schicht gewonnen, mit deren Hilfe in Abschnitt 6.3.2 der Einfluß von anomalen Winden und Netto-Wärmeflüssen zwischen Ozean und Atmosphäre auf die Meereshöhe abgeschätzt wird.

Die dynamischen Höhen werden für den Nordatlantik auf einem $1^\circ \times 1^\circ$ Gitter aus zwei verschiedenen hydrographischen Klimatologien berechnet: (1) der Hydrobase (HB) Klimatologie aus dem *Woods Hole Oceanographic Institute* in Massachusetts (Lozier et al., 1995) und (2) der Klimatologie des WOCE-Special Analysis Centre (SAC) in Hamburg (Gouretski und Jancke, 1998a). Von beiden Klimatologien liegen Versionen vor, die im Juli 1998 freigegeben wurden. Beide Klimatologien haben gegenüber dem weitverbreiteten World Ocean Atlas (1994) der NOAA¹⁹ in Maryland den Vorteil, daß die einzelnen Temperatur- und Salzgehaltsprofile nicht auf Flächen gleichen Druckes sondern auf Flächen gleicher Dichte für die HB-Klimatologie und auf Flächen gleicher neutraler Dichte für die SAC-Klimatologie auf die Standardtiefenstufen interpoliert worden sind. Dadurch wird vermieden, daß in dem gemittelten Datensatz numerisch erzeugte unrealistische Wassermassen enthalten sind und ozeanische Fronten stark geglättet werden (Lozier et al., 1994). Beide Klimatologien basieren neben den historischen hydrographischen Profilen des World Ocean Atlas (1994) aus den letzten 70 Jahren noch auf zusätzlichen Datensätzen, die den jeweiligen Autoren zur Verfügung standen. Für die SAC-Klimatologie wurden systematische Abweichungen in den Messungen verschiedener Meßkampagnen ausgeglichen (Gouretski und Jancke, 1998b). Die beiden Klimatologien unterscheiden sich in Feinheiten der Qualitätskontrolle, die der Interpolation der Daten auf das $1^\circ \times 1^\circ$ Gitter vorausgeht, und durch die Interpolationsmethode selbst. Für die HB-Klimatologie werden die Daten mit einem biharmonischen Interpolationsverfahren auf die Gitterpunkte gemittelt und anschließend räumlich geglättet. Für die SAC-Klimatologie werden die Daten mittels einer objektiven Analyse mit Einflußradien von 400 km auf das Gitter interpoliert.

Die dynamischen Höhen werden aus den Temperatur- und Salzgehaltsprofilen der Klimatologien nach Gleichung (3.4) zwischen den Druckniveaus p_1 und p_2 berechnet. Die dynamischen Höhen an der Wasseroberfläche p_2 stimmen dann im Rahmen der Meßgenauigkeit mit den altimetrischen Meereshöhen überein, wenn die Druckfläche p_1 in Ruhe ist, d.h. Druck- und Schwerfeld bei p_1 parallel sind. Aufgrund der Struktur der vorliegenden klimatologischen Daten ist es praktikabel, für den gesamten Nordatlantik ein einheitliches Niveau p_1 zu verwenden. In Anlehnung an Sy et al. (1992), Bacon (1997) und Woelk (2000), die im Tiefenbereich von ca. 2000 m minimale Geschwindigkeiten annehmen, wurde hierfür die 2000 dbar Isobare gewählt. Die geostrophischen Strömungen werden aus den dynamischen Höhen nach Gleichungen (3.1) und (3.2) berechnet und anschließend auf

¹⁹ National Oceanographic and Atmospheric Administration

das gemeinsame $1^\circ \times 1^\circ$ Gitter interpoliert, wobei ein kubisches Spline-Verfahren verwendet wird, um die ozeanischen Fronten möglichst zu erhalten.

Sowohl für die Abschätzung von Änderungen des ozeanischen Wärmehalts aus Schwankungen der Meereshöhe als auch für die Abschätzung von Höhenänderungen, die durch anomale Netto-Wärmeflüsse zwischen Ozean und Atmosphäre verursacht werden (Gleichungen (3.5) und (3.8)), benötigt man die geographische Verteilung des thermischen Expansionskoeffizienten ($\alpha = 1/\rho_o \cdot \partial\rho/\partial T$) für die durchmischte Schicht. In dieser Arbeit wird α aus den Temperatur- und Salzgehaltsprofilen der SAC-Klimatologie berechnet, wobei die von Gouretski und Jancke (1998a) mittels einer Gradientendefinition berechnete Tiefe der durchmischten Schicht verwendet wurde. Die horizontale Verteilung von α ist in Abbildung 4.5 a) dargestellt.

Für die Abschätzung von Höhenänderungen, die durch anomale vertikale Ekman-Strömungen verursacht werden (Gleichung (3.11)), benötigt man die geographische Verteilung des relativen vertikalen Dichtegradienten $\Delta\rho_z/\rho_o$. In dieser Arbeit wird der Term $\Delta\rho_z/\rho_o$ analog zur Größe α aus der SAC-Klimatologie berechnet. Die Horizontalverteilung von $\Delta\rho_z/\rho_o$ ist in Abbildung 4.5 b) dargestellt.

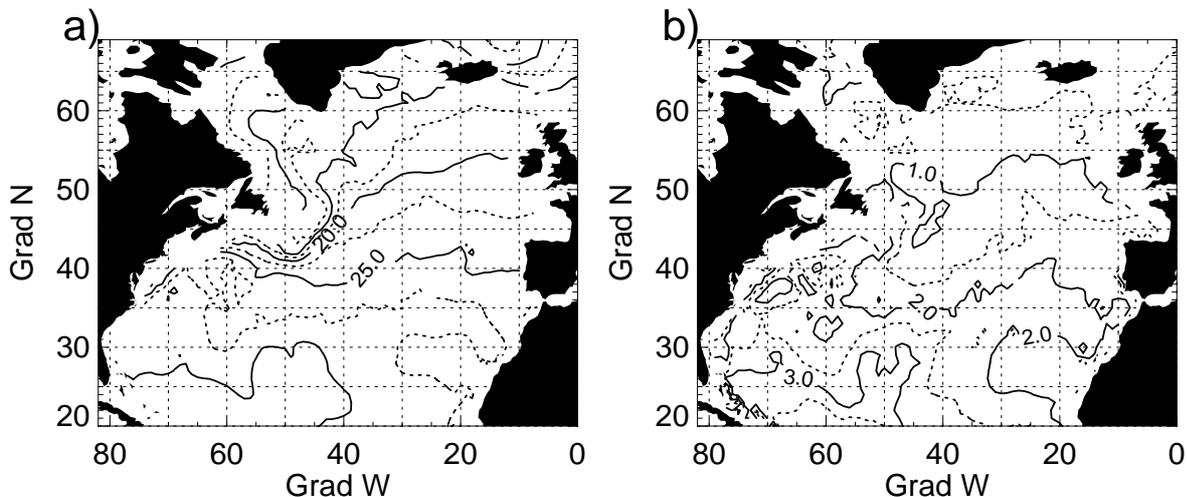


Abbildung 4.5: **a)** Horizontalverteilung des thermischen Expansionskoeffizienten α in 10^{-5} K^{-1} (Abstand der Isolinien beträgt $5 \cdot 10^{-5} \text{ K}^{-1}$) und **b)** Horizontalverteilung des Faktors $\Delta\rho_z/\rho_o \cdot 10^3$ (Abstand der Isolinien beträgt 0,5).

4.2.2. Hydrographische Daten von den WOCE-Schnitten A1E und A2

Im Rahmen des internationalen WOCE-Projektes wurden während der neunziger Jahre mehrere Meßkampagnen von deutschen Forschungsgruppen im Nordatlantik mit dem Ziel durchgeführt, die Meridionaltransporte von Masse, Wärme und Salz zu bestimmen. Für die vorliegende Arbeit standen Daten von den deutschen WOCE-Wiederholungsschnitten A1E

und A2 zur Verfügung. A1E verläuft bei ca. 56°N zwischen Irland und der Südspitze Grönlands und A2 bei ca. 45°N zwischen Irland und den Neufundland-Bänken. Die genaue geographische Lage der Schnitte zeigt Abbildung 3.9. Die hydrographischen Daten von diesen Wiederholungsschnitten zeigen die Veränderungen in der Wassersäule, die im direkten Zusammenhang mit den zeitgleich vom Satelliten gemessenen Meereshöhenanomalien stehen. In dem untersuchten Zeitraum von 1992 bis 1998 fanden auf A1E vier und auf A2 fünf Meßkampagnen zu verschiedenen Jahreszeiten (Abbildung 4.3) mit je einem der deutschen Forschungsschiffe FS Gauß, FS Meteor und FS Valdivia statt. Für das Jahr 1994 liegen noch zusätzlich Daten einer zeitgleichen Meßkampagne mit dem amerikanischen Forschungsschiff RV Hudson vor. Die genauen Reisedaten gibt Tabelle 4.4.

Manfred Bersch vom Institut für Meereskunde, Hamburg, stellte die Temperatur-, Salzgehalts- und Dichtedaten sowie die dynamischen Höhen auf Standardtiefen entlang von Schnitt A1E bereit. Die dynamischen Höhen an der Oberfläche relativ zu einem Referenzniveau bei 2000 m entlang von Schnitt A2 stellte Katja Lorbacher vom Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie, Hamburg, zur Verfügung.

Die Messungen wurden gemäß der WOCE-Richtlinien durchgeführt, wodurch Genauigkeiten für Temperatur, Salzgehalt und Druck von 0,002° K, 0,002 PSU und 3 dbar gewährleistet sind und die dynamischen Höhen mit einer Genauigkeit von 1–2 cm berechnet werden können. Um die räumlich wesentlich besser aufgelösten dynamischen Höhen den altimetrischen Meereshöhen vergleichbar zu machen, wurden sie analog zu den Satellitendaten unter Verwendung von Gleichung (4.6) mit den Einfluß- und Dekorrelationsradien nach Tabelle 4.3 geglättet.

Tabelle 4.4: Name des Forschungsschiffes, Reisennummer und -datum für die auf den Schnitten A1E und A2 zwischen 1992 und 1998 durchgeführten Meßkampagnen.

	A1E	A2
Reise		FS Gauß 226/2: 8.7.–25.7.1993
	FS Meteor 30/3: 25.11.–15.12.1994	FS Meteor 30/2 und RV Hudson 94030: 16.10.–7.11.1994
	FS Valdivia 152: 1.6.–12.6.1995	FS Gauß 276/2: 13.5.–2.6.1996
	FS Valdivia 161/2: 23.8.–1.9.1996	FS Meteor 39/3: 13.6.–30.6.1997
	FS Meteor 39/5: 25.8.–9.9.1997	FS Gauß 316/1: 2.5.–20.5.1998

4.2.3. NAO-Index

Eine zentrale Fragestellung dieser Arbeit ist, inwieweit die beobachteten Anomalien der Meereshöhe durch Veränderungen in der Atmosphäre erklärt werden können. Die dominante Mode der atmosphärischen Variabilität im Untersuchungsgebiet ist die NAO, weswegen der NAO-Index als Maß für den großräumigen Zustand der Atmosphäre betrachtet werden kann. In dieser Arbeit wird der monatliche NAO-Index von Jones et al. (1997) verwendet, da er für

den gesamten Untersuchungszeitraum vorliegt. Dieser NAO-Index wird aus der Differenz der normierten Anomalien des Bodenluftdrucks von Gibraltar und von Stykkisholmur auf Island gebildet. Positive Werte des Index bedeuten besonders stark ausgeprägte Druckzentren über den Azoren und Island und damit verstärkte Westwinde (Abschnitt 2.2).

4.2.4. Netto-Wärmeflüsse

Der Einfluß von Veränderungen in der Atmosphäre auf die Meereshöhen wird in dieser Arbeit anhand von Zeitreihen der Netto-Wärmeflüsse zwischen Ozean und Atmosphäre und des Windfeldes untersucht. Da Wärmeflüsse nur unter großem Aufwand gemessen werden können, ist es üblich, sie mittels empirischer Formeln aus meteorologischen Beobachtungen abzuschätzen. Ein frei zugänglicher globaler Datensatz, der auf einem $2^\circ \times 2^\circ$ Gitter monatliche Werte meteorologischer Beobachtungen und abgeleiteter Größen wie z.B. Wärmeflüsse enthält, ist der US-amerikanische COADS²⁰ (Woodruff et al., 1998). Allerdings sind die COADS-Daten zur Zeit nur bis zum Jahr 1997 erhältlich. Außerdem ist bekannt, daß die Qualität der abgeleiteten Wärmeflüsse in einigen Gebieten, wie z.B. in der Labradorsee, unbefriedigend ist, da von dort nur wenige Beobachtungen vorliegen. Alternativ können meteorologische Daten aus den Reanalyse-Läufen globaler Wettervorhersagemodelle zur Abschätzung der Wärmeflüsse verwendet werden. Für die Reanalyse-Läufe werden die verfügbaren Beobachtungsdaten nach detaillierter Qualitätskontrolle über mehrere Jahre bis Jahrzehnte hinweg in eine konsistente Modellversion assimiliert. Zur Verfügung stehen die Reanalyse-Läufe des ECMWF²¹-Modells (Gibson et al., 1997) aus Reading, England, und des NCEP/NCAR-Modells (Kalnay et al., 1996) aus Boulder, USA. Da die Reanalyse-Daten des ECMWF-Modells zur Zeit nur bis Anfang 1994 vorliegen, werden in dieser Arbeit die Daten des NCEP/NCAR-Modells analysiert. Bei der Interpretation von Mittelwerten und langjährigen Trends der Netto-Wärmeflüsse muß berücksichtigt werden, daß in dem NCEP/NCAR-Modell die Atmosphäre im Mittel 11 W m^{-2} an den Weltraum und $5,5 \text{ W m}^{-2}$ an die Erdoberfläche und den Ozean verliert, d.h. die Strahlungsbilanz für die Atmosphäre nicht geschlossen ist (Kalnay et al., 1996). Ursache hierfür sind systematische Modellfehler in Regionen, in denen physikalische Prozesse nicht vollständig wiedergegeben werden. Zusätzliche Fehler sind im Bereich der westlichen Randströme zu erwarten, da die ozeanischen Fronten mit ihren starken Temperaturgradienten durch das Modell nicht aufgelöst werden.

Monatliche Mittelwerte der sensiblen und latenten Wärmeflüsse sowie der kurz- und langwelligen Strahlung werden von NOAA-CIRES (1999) auf einem äquidistanten Gaußschen Gitter (T62) mit 209 km räumlicher Auflösung bereit gestellt. Diese Daten wurden für die folgenden Untersuchungen bilinear auf das $1^\circ \times 1^\circ$ Gitter der Altimeterdaten interpoliert. Monatliche Anomalien der Wärmeflüsse wurden relativ zu dem Mittelwert über den Untersuchungszeitraum von Oktober 1992 bis September 1998 gebildet.

²⁰ Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set

²¹ European Centre for Medium Range Weather Forecasts

Die von den Wärmeflußanomalien hervorgerufenen Änderungen der Meereshöhe $\Delta\zeta_0$ werden nach Gleichung (3.8) berechnet. Für jeden Gitterpunkt wurde aus der SAC-Klimatologie der zeitlich gemittelte thermische Expansionskoeffizient (α) abgeschätzt (Abschnitt 4.2.1). Die monatlichen Werte von $\Delta\zeta_0$ werden kumuliert und ein Dreijahresmittelwert über den gleichen Zeitraum wie der für die Altimeterdaten verwendete (Tabelle 4.1) subtrahiert. Die resultierenden Höhenanomalien werden im folgenden **sterische Höhen** genannt. Da bei der Berechnung von α die saisonale Änderung der Temperatur und des Salzgehaltes in der Deckschicht nicht berücksichtigt wird, werden die Anomalien der sterischen Höhen im Sommer und Herbst vermutlich um einige mm unterschätzt (Vivier et al., 1999).

4.2.5. Winddaten

Die Reaktion der Meereshöhe auf Änderungen des Windfeldes wird anhand von Daten untersucht, die von den Scatterometern an Bord von ERS-1 und ERS-2 (siehe Abbildung 3.11) aufgenommen wurden. Diese Scatterometer messen bei 5,3 GHz auf einer 500 km breiten Spur parallel zur Flugbahn des Satelliten den normierten Radarrückstreuquerschnitt aus drei verschiedenen Blickrichtungen. Aus den Informationen der drei unterschiedlich ausgerichteten Antennen wird mit Hilfe von empirischen Modellen die Windgeschwindigkeit und -richtung berechnet (Bentamy et al., 1997). Vergleiche mit Bojendaten ergaben eine Genauigkeit von $1,2 \text{ m s}^{-1}$ für die Geschwindigkeit und von 24° für die Windrichtung.

Die hier verwendeten Daten des Windschubs ($\tau = [\tau_y, \tau_x]$) sowie der Vertikalkomponente der Rotation des Windschubs $rot_z\tau (= \partial\tau_y / \partial x - \partial\tau_x / \partial y)$ liegen für den gesamten Untersuchungszeitraum von Oktober 1992 bis September 1998 monatlich auf einem $1^\circ \times 1^\circ$ Gitter vor (Archer et al., 1998). Monatliche Anomalien der τ_x -Werte sowie der $rot_z\tau$ -Werte wurden relativ zu dem Mittelwert über den Untersuchungszeitraum von Oktober 1992 bis September 1998 gebildet.

Die von den anomalen vertikalen Ekman-Strömungen hervorgerufenen Änderungen der Meereshöhe $\Delta\zeta_{Wek}$ werden nach Gleichung (3.11) berechnet. Für jeden Gitterpunkt wurde aus der SAC-Klimatologie die relative Dichtedifferenz zwischen Ekman-Schicht und der darunterliegenden Wassersäule $\Delta\rho_z/\rho_0$ abgeschätzt (Abschnitt 4.2.1). Die monatlichen Werte von $\Delta\zeta_{Wek}$ werden kumuliert und ein Dreijahresmittelwert über den gleichen Zeitraum wie der für die Altimeterdaten verwendete (Tabelle 4.1) subtrahiert. Die resultierenden Höhenanomalien werden im folgenden **Ekman-Höhen** genannt.

Zur Abschätzung anomaler windgetriebener Transporte werden meridionale sowie zonale Sverdrup-Transporte sowie meridionale Ekman-Transporte berechnet. Die Sverdrup-Transporte werden aus den monatlichen Anomalien der $rot_z\tau$ -Werte nach Gleichungen (3.9) und (3.10) abgeschätzt. Die meridionalen Ekman-Transporte (V_{Ek}) werden aus den monatlichen Anomalien der τ_x -Werte nach folgender Gleichung berechnet (z.B. Pond und Pickard, 1989):

$$V_{Ek} = \frac{-\tau_x}{\rho_0 f} \quad (4.7)$$

Dabei ist ρ_0 die Dichte des Standardmeerwassers und f der Coriolisparameter.

5. Zeitlich mittlere geostrophische Zirkulation

In diesem Kapitel wird die zeitlich gemittelte geostrophische Zirkulation in der ozeanischen Deckschicht anhand verschiedener Datensätze untersucht. Der Schwerpunkt der Untersuchung liegt auf der quantitativen Bestimmung der Ausbreitungspfade und der Stärke der wichtigsten Strömungen in der Deckschicht. Neben den quasistationären Strömungen enthalten die zeitlich mittleren Felder auch Signale von wiederholt auftretenden temporären Strömungen. Diese Informationen sind eine wesentliche Voraussetzung für das Verständnis und die Interpretation der von den Altimetern bestimmten Meereshöhen- und Strömungsanomalien.

Als gute Annäherung an die zeitlich mittlere Zirkulation werden in Abschnitt 5.1 die dynamischen Höhen und die daraus resultierenden baroklinen Strömungen an der Oberfläche untersucht, die aus zwei historischen hydrographischen Datensätzen, der Hydrobase Klimatologie und der Klimatologie des WOCE Special Analysis Centre (Lozier et al., 1995; Gouretski und Jancke, 1998a), berechnet wurden. Bei der Interpretation von klimatologischen Daten muß berücksichtigt werden, daß Daten mit sehr unterschiedlicher räumlicher Auflösung aus verschiedenen Zeiträumen kombiniert werden. In Gebieten wie dem Nordatlantik, in denen die Eigenschaften der Wassermassen dekadischen Schwankungen unterworfen sind (Grey et al., 2000; Levitus und Antonov, 1997), sind die aus Daten unterschiedlicher Perioden gemittelten Felder unter Umständen nicht konsistent. Um zu testen, inwieweit die klimatologischen Werte repräsentativ für den untersuchten Zeitraum sind, werden Vergleiche mit den hydrographischen Daten von den in den neunziger Jahren mehrfach wiederholten WOCE-Schnitten A1E und A2 (Tabelle 4.4) durchgeführt.

Mit den Altimeterdaten von T/P und ERS-1/2 liegt über den Zeitraum von Oktober 1992 bis September 1998 ein räumlich und zeitlich konsistenter Datensatz vor. In Abschnitt 5.2 werden die Ausbreitungspfade und die Stärke der Zirkulation in der Deckschicht anhand zweier Größen untersucht, die aus Altimetermessungen abgeleitet werden: der mittleren Variabilität der kinetischen Energie und der absoluten Meereshöhen, die auf auf das Geoidmodell EGM96 (Lemoine et al., 1998) bezogen wurden. Abschließend wird aus der Differenz zwischen den aus den Altimeterdaten und den aus den Klimatologien berechneten Strömungen die großräumige mittlere barotrope Komponente der Zirkulation abgeschätzt. Die Plausibilität dieser barotropen Komponente wird anhand von Literaturangaben überprüft.

5.1. Zirkulation in der Deckschicht aus hydrographischen Daten

Analysiert wird in diesem Kapitel die barokline geostrophische Strömung an der Oberfläche, die aus hydrographischen Daten relativ zu einer bewegungslosen Schicht in 2000 m Tiefe berechnet wurde (Abschnitte 4.2.1 und 4.2.2). Tests haben gezeigt, daß sich die Oberflächenströmungen bei der Wahl eines anderen Referenzniveaus im Bereich zwischen 1000 und 3000 m zwar quantitativ, aber nicht qualitativ ändern. Im folgenden wird angenommen, daß diese oberflächennahen geostrophischen Strömungen der realen Zirkulation in der Deckschicht qualitativ entsprechen. Diese Annahme gilt mit zwei Einschränkungen: lokal können, bevorzugt auf saisonalen Zeitskalen, oberflächennahe Dichtanomalien auftreten und in den Randströmen ist die barotrope Komponente häufig nicht zu vernachlässigen.

5.1.1. Hydrographische Klimatologien

In dieser Arbeit werden die Daten aus zwei hydrographischen Klimatologien untersucht: der Klimatologie des WOCE Special Analysis Centre (**SAC**) (Gouretski und Jancke, 1998a) und der Hydrobase (**HB**) Klimatologie (Lozier et al., 1995). Die horizontale Auflösung beider Klimatologien beträgt $1^\circ \times 1^\circ$, wodurch die wichtigsten ozeanischen Fronten im Untersuchungsgebiet mit typischen räumlichen Skalen der Größenordnung $O(100 \text{ km})$ aufgelöst werden können. Die entscheidende Verbesserung dieser Klimatologien gegenüber früheren ist die räumliche Interpolation der Daten auf Flächen gleicher Dichte anstelle von Flächen gleichen Drucks. Dadurch werden die ozeanischen Fronten besser erhalten und die numerische Erzeugung unrealistischer Wassermassen wird minimiert (Abschnitt 4.2.1).

Die aus den zwei Klimatologien berechneten dynamischen Höhen stimmen im wesentlichen überein (ohne Abbildung). Der Höhenunterschied zwischen Subtropenwirbel und dem Subpolarwirbel beträgt in beiden Klimatologien ca. 140 cm. Maximale Höhen finden sich östlich des Golfstroms (**GS**) im Zentrum der sogenannten C-förmigen Rezirkulationszelle in der Sargassosee (geogr. Bezeichnungen s. Abbildung 2.1 und Abbildung 2.4). Minimal sind die Höhen in der Labradorsee, in der HB-Klimatologie liegt ein Band minimaler Höhen vor der Südküste Grönlands und in der zentralen Labradorsee.

Die aus der SAC-Klimatologie berechneten geostrophischen Strömungen an der Meeresoberfläche sind in Abbildung 5.1 dargestellt, die aus der HB-Klimatologie berechneten in Abbildung 5.2. Für die HB-Klimatologie stehen lediglich Daten an Gitterpunkten mit Wassertiefen größer als 2000 m zu Verfügung. Für die SAC-Klimatologie stehen Daten an Gitterpunkten größer als 200 m zur Verfügung, wobei für die Berechnung der dynamischen Höhen angenommen wurde, daß die Bodenschicht für Wassertiefen zwischen 200 und 2000 m in Ruhe ist. Im weiteren werden zunächst die in beiden Datensätzen enthaltenen wesentlichen Merkmale der geostrophischen Zirkulation beschrieben und dann die Unterschiede diskutiert.

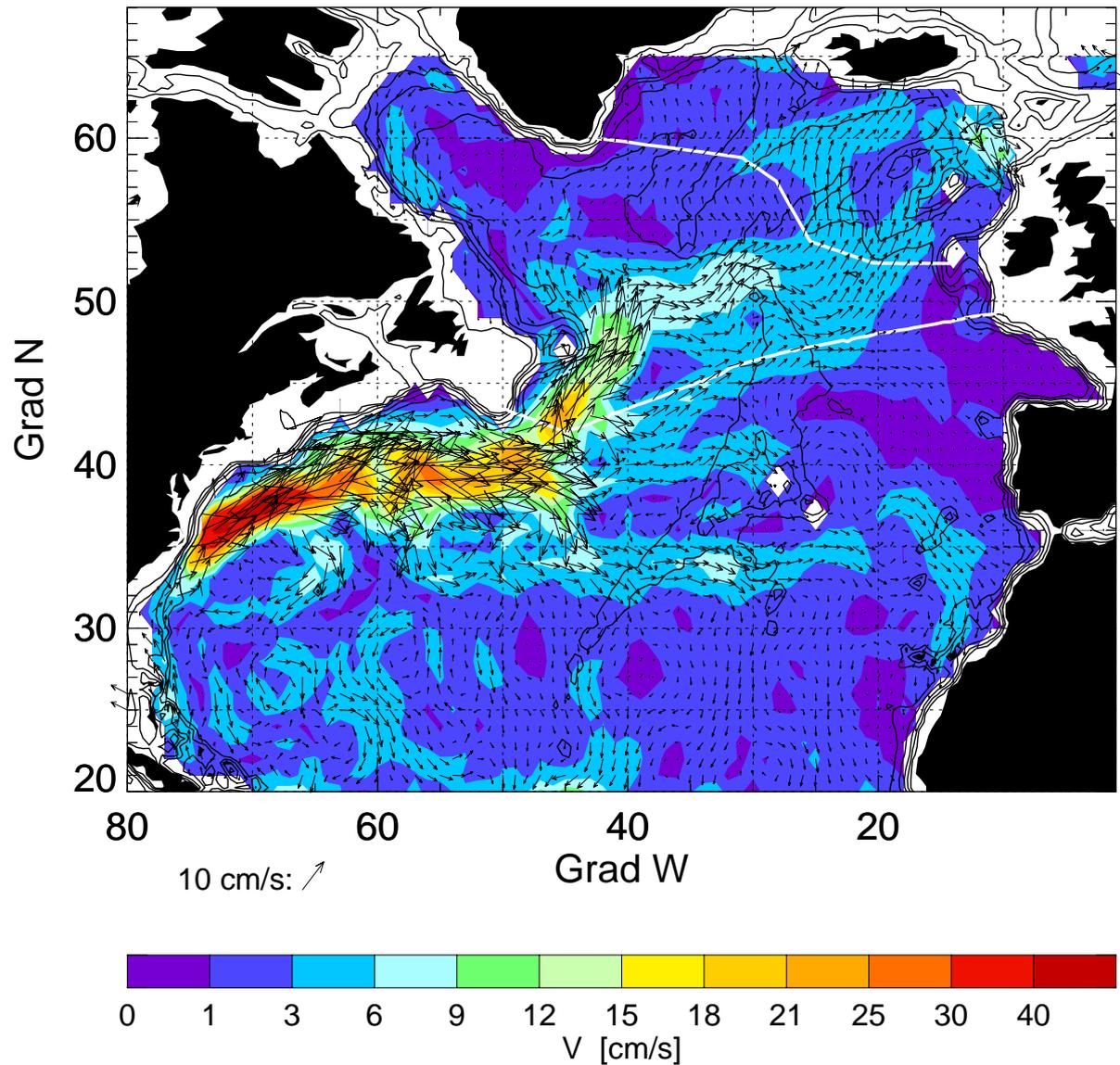


Abbildung 5.1: Geostrophische Strömung an der Meeresoberfläche, bezogen auf 2000 m, berechnet aus der SAC-Klimatologie. Die Geschwindigkeit ist farbkodiert, die Pfeile zeigen Stärke und Richtung der Strömung. Linien gleicher Wassertiefe sind für 200, 500, 1000, 2000 und 3000 m schwarz, die Schnitte A1E und A2 weiß eingezeichnet.

Der GS ist in den mittleren Strömungsfeldern ab Kap Hatteras zu erkennen, wo er sich von der Küste löst. Er ist ca. 5° breit und die maximale Geschwindigkeit beträgt 42 cm s^{-1} in der SAC- und 43 cm s^{-1} in der HB-Klimatologie. In Übereinstimmung mit den Ergebnissen von Mayer et al. (1998) rezirkuliert ein Teil des GS südöstlich zwischen $70^\circ\text{-}60^\circ\text{W}$ und $20^\circ\text{-}37^\circ\text{N}$ in der C-förmigen antizyklonischen Rezirkulationszelle, die allerdings in der HB-Klimatologie nur schwach ausgeprägt ist. Westlich und östlich der *New England Seamounts* bei $37^\circ\text{-}40^\circ\text{N}$, 63°W sind stationäre Mäander im GS zu beobachten. Wie z.B. von Schmitz und McCartney (1993) beschrieben, liegt zwischen $45^\circ\text{-}65^\circ\text{W}$ und $35^\circ\text{-}38^\circ\text{N}$ eine weitere antizy-

klonische Rezirkulationszelle, die eine Reihe kleinerer quasistationärer Wirbel in sich einschließt.

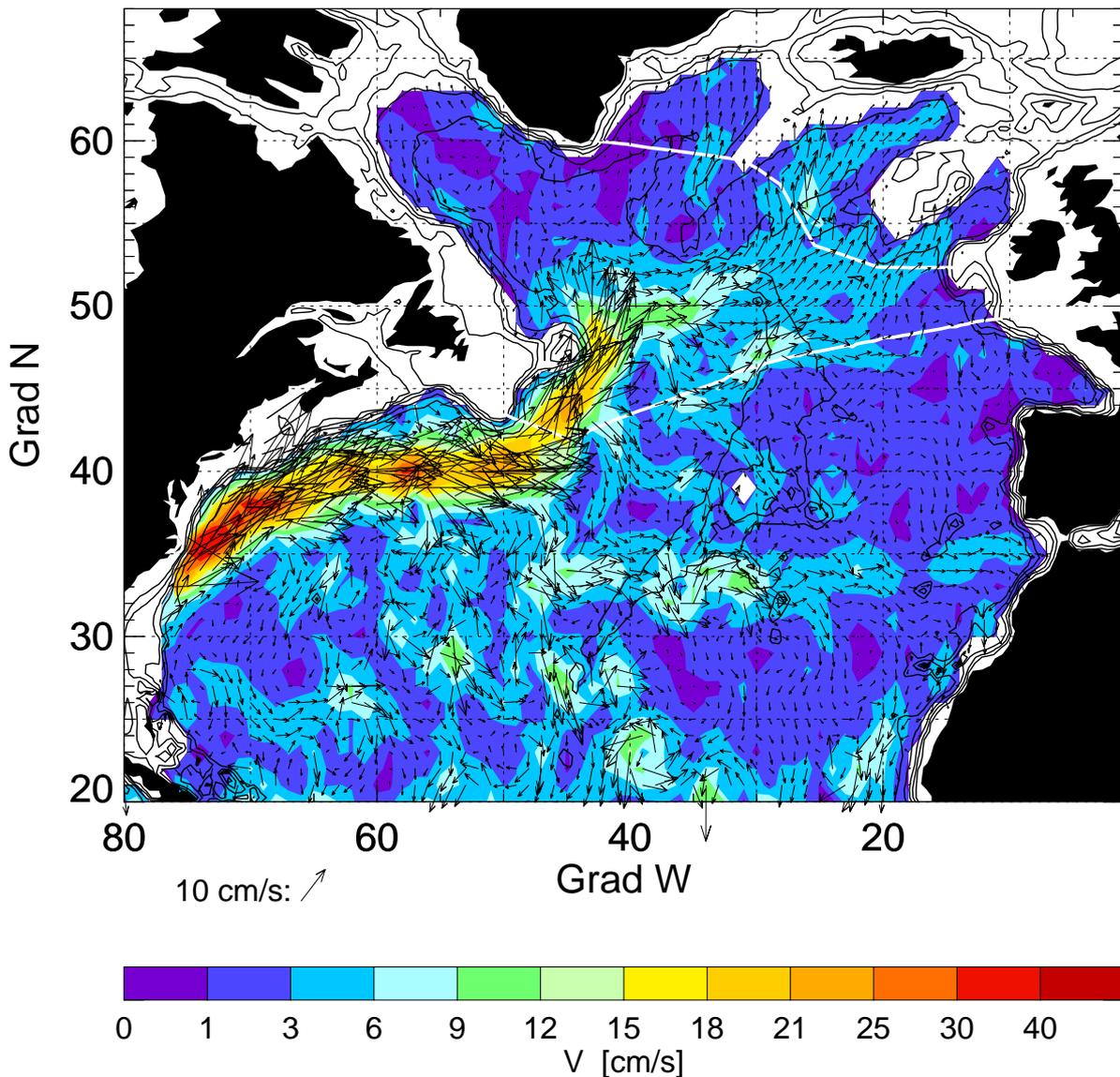


Abbildung 5.2: Wie Abbildung 5.1, aber berechnet aus der HB-Klimatologie.

Bei 40°N, 45°W teilt sich der Golfstrom in einen südwärtigen und einen nordwärtigen Zweig. Ein Teil des südlichen Zweiges dreht bei ca. 34°N nach Osten ab und speist den Azorenstrom (AC). Der AC ist ca. 3° breit und seine mittlere Geschwindigkeit beträgt 5 cm s^{-1} . In der SAC-Klimatologie wird der AC zusätzlich von Wasser gespeist, das sich östlich der *New England Seamounts* bei ca. 37°N, 60°W vom GS nach Süden ablöst und entlang der 5000 m Tiefenlinie bei ca. 34°N nach Osten fließt. In der HB-Klimatologie liegt eine weitere Quelle des AC im Nordatlantikstrom (NAC) bei 44°N, 45°W, wo sich ein Strömungszweig topographisch geführt in Richtung Südosten löst. Die HB-Klimatologie weist entlang des AC große quasi-

stationäre Mäander auf, die in der SAC-Klimatologie nicht vorhanden sind. Es sind drei südwärtige Rezirkulationen östlich des Mittelatlantischen Rücken (**MAR**) zu beobachten: am Osthang des MAR, im zentralen Becken und vor der afrikanischen Küste, was in Übereinstimmung mit den Ergebnissen der hydrographischen Untersuchungen von Klein und Siedler (1989) ist. Ein stark mäandrierender Strom mit ähnliche Quellen wie der AC überquert den MAR nördlich der Azoren bei ca. 40°N. Dieser Strom dürfte identisch mit der Wassermassenfront sein, die Belkin und Levitus (1996) Mittelmeerwasser-Front nannten und anhand wiederholter hydrographischer Messungen bei 40°N, 35°W lokalisierten. In der SAC-Klimatologie sind seine Quellen im südlichen Zweig des GS bei 37°N, 44°W und im NAC bei 43°N, 45°W zu finden. In der HB-Klimatologie wird dieser Strom aus einem NAC-Zweig gespeist, der sich bei 44°N, 45°W löst. Dieser NAC-Zweig wird auch von Käse und Krauß (1996) als eine der Quellen des AC angegeben. Sowohl dieser Strom als auch der AC münden bei ca. 35°N, 17°W in den Kanarenstrom und rezirkulieren nach Süden.

Der Hauptteil des GS geht in den NAC über, welcher der Schelfkante entlang der Neufundland-Bänke in Richtung Norden folgt. In der SAC- sowie ansatzweise auch in der HB-Klimatologie ist der antizyklonische quasistationäre *Mann-Eddy* (z.B. Rossby, 1996) mit seinem Zentrum bei 42°N, 44°W zu erkennen. Genau wie einige der im weiteren beschriebenen Wirbel kann auch der *Mann-Eddy* in dem 1°x1° Gitter nicht vollständig aufgelöst werden. Eine Erklärung dafür, daß er trotzdem in den interpolierten Datensätzen zu erkennen ist, wäre eine lokal hohe Dichte der Meßdaten. Nördlich vom *Mann-Eddy* löst sich im Bereich der *Newfoundland Seamounts* bei ca. 44°N, 45°W ein Zweig vom NAC nach Osten ab. Kearns und Rossby (1998) vermuten, daß sich in dieser Region bevorzugt Wasser aus dem NAC in das Neufundland Becken ausbreitet. Ein Teil dieses Zweiges mündet in den AC, der Rest überquert den MAR weiter nördlich bei ca. 47°N und fließt weiter nach Nordosten (s. voriger Absatz). Im weiteren Verlauf des NAC liegen noch ein zyklonischer Wirbel bei 44°N, 39°W und ein antizyklonischer Wirbel bei 46°N, 39°W. Sie sind vermutlich zwei der quasistationären Wirbel, die Rossby (1996) anhand von Drifterbeobachtungen in dieser Region beschrieben hat. Zwischen 47° und 52°N biegt der NAC nach Osten ab und die von Lazier (1994) beschriebene *Northwest Corner* des NAC bei ca. 51°N, 44°W ist in beiden Klimatologien deutlich zu erkennen. Im Bereich des MAR herrschen zwischen 47°-53°N nordostwärtige Strömungen vor. Etwas verstärkte Strömungen befinden sich bei 47°N im Bereich der Maxwell Bruchzone, bei 49°N im Bereich der Faraday Bruchzone und bei 52°-53°N im Bereich der Charlie-Gibbs Bruchzone (**CGBZ**). Bereits Sy (1988) und Sy et al. (1992) beobachteten auf hydrographischen Schnitten NAC-Zweige im Bereich dieser Bruchzonen. Auch Belkin und Levitus (1996) untersuchten anhand von wiederholten hydrographischen Schnitten die NAC-Zweige in diesem Bereich. Der nördlichste NAC-Zweig ist nach diesen Autoren relativ ortsfest und quert den MAR bei 52°N, 35°W, und ein temporärer NAC-Zweig verläuft zwischen 45° und 47°N. Oberflächendrifter überquerten den MAR bevorzugt im Bereich der Charlie-Gibbs und der Faraday Bruchzone (Bower et al., 2000). White und Heywood (1995) zeigten anhand von Altimeterdaten, daß die aktuelle Position dieser temporären NAC-Zweige von dem großräumigen Windfeld abhängig ist.

Östlich der CGBZ richtet sich der nördliche NAC-Zweig, die Subarktikfront (**SAF**), nach Norden aus. In der HB-Klimatologie setzt bereits westlich des Reykjanes-Rückens (**RR**) ein

schwache Strömung nach Norden. Hydrographische Messungen von Pollard et al. (1999) aus dem Jahr 1996 deuten darauf hin, daß es sich hierbei um eine Rezirkulation von subpolarem Wasser handelt. Beide Klimatologien zeigen eine Strömung, die östlich der CGBZ bei ca. 58°N den RR nach Westen überquert und dann am Westhang des RR als Irmingerstrom nach Nordwesten setzt. Eine solche Strömung wurde bereits von McCartney und Talley (1982) beschrieben und ist in Übereinstimmung mit van Aken und Becker (1996), die westlich des RR Subpolares Mode Wasser vorfanden, das nicht weit in das Islandbecken vorgedrungen sein konnte. Eine Abzweigung des Irmingerstroms nach Westen ist in den mittleren Strömungsfeldern nicht zu erkennen. Der Hauptzweig der SAF verläuft durch das Islandbecken bis zu den Faröer Inseln, ein Nebenzweig verläuft nach Westen und schneidet den RR südlich von Island. An der südwestlichen Spitze des Rockall-Plateaus (55°N, 22°W) liegt in der HB-Klimatologie ein antizyklonischer Wirbel, der bereits von mehreren Autoren erwähnt wurde (Bersch, 1995; van Aken und Becker, 1996). Der östlichste Zweig des NAC strömt über das Rockall-Plateau, während der Rockall-Graben anscheinend durch einen antizyklonischen Wirbel blockiert ist, der u.a. von Pollard et al. (1999) bereits beschrieben wurde. Sowohl der Grönland- als auch der Labradorstrom sind nur sehr schwach ausgeprägt, da sie an die Schelfe gebunden sind, die aufgrund der gewählten Referenzfläche nicht erfaßt werden. Vor der Südwestküste Grönlands sind in der HB-Klimatologie Wirbelstrukturen zu erkennen, die auch mit Driftern im Rahmen des US-amerikanischen *Atlantic Circulation and Climate Experiment* (ACCE) beobachtet wurden (pers. Mitteilung, R. Curry).

Die Ausbreitungspfade und die Stärke der Strömungen, die aus den beiden Klimatologien abgeleitet wurden, sind einander ähnlich. Darüber hinaus sind allerdings auch Differenzen zu erkennen. So sind z.B. in der HB-Klimatologie deutlich mehr mesoskalige Strukturen enthalten als in der SAC-Klimatologie. Differenzen zwischen den aus den beiden Klimatologien bestimmten dynamischen Höhen sind auf Unterschiede in den Daten, die in die Klimatologien eingegangen sind, und in den Interpolationsmethoden zurückzuführen. Die Analyse etwaiger systematischer Differenzen zwischen beiden Datensätzen ermöglicht Rückschlüsse auf die Qualität der beiden Klimatologien.

Zunächst wurden von beiden Feldern der dynamischen Höhen die flächengewichtete mittlere Höhe der jeweiligen Klimatologie subtrahiert und dann die Differenz gebildet, die in Abbildung 5.3 dargestellt ist. Positive Werte bedeuten, daß die dynamische Höhe aus der SAC-Klimatologie höher als die aus der HB-Klimatologie ist. Generell sind die dynamischen Höhen der SAC-Klimatologie im Bereich des GS und des NAC niedriger und im Bereich des zentralen Subtropen- und Subpolarwirbels etwas höher als die der HB-Klimatologie. Eine Erklärung hierfür ist, daß die Strömungsfronten in den beiden Klimatologien an unterschiedlichen Positionen liegen und unterschiedlich stark geglättet sind. Auffällig sind die mesoskaligen Strukturen im Subtropenwirbel, die ihren Ursprung überwiegend in der HB-Klimatologie haben. Sie sind in diesem Gebiet auf ungenügende Qualitätskontrollen der Daten, die in die HB-Klimatologie eingehen, zurückzuführen. Die mesoskaligen Strukturen im Subpolarwirbel stammen ebenfalls aus der HB-Klimatologie. Hier scheint die Qualität der in die HB-Klimatologie eingehenden Daten kein Problem zu sein, und die HB-Klimatologie spiegelt hier die Verhältnisse wohl realistisch wider. In dieser Region profitiert die HB-Klimatologie von einer

Vielzahl neuer Meßdaten, die nicht in die hier vorliegende Version der SAC-Klimatologie eingegangen sind (pers. Mitteilungen, R. Curry und V. Gouretski).

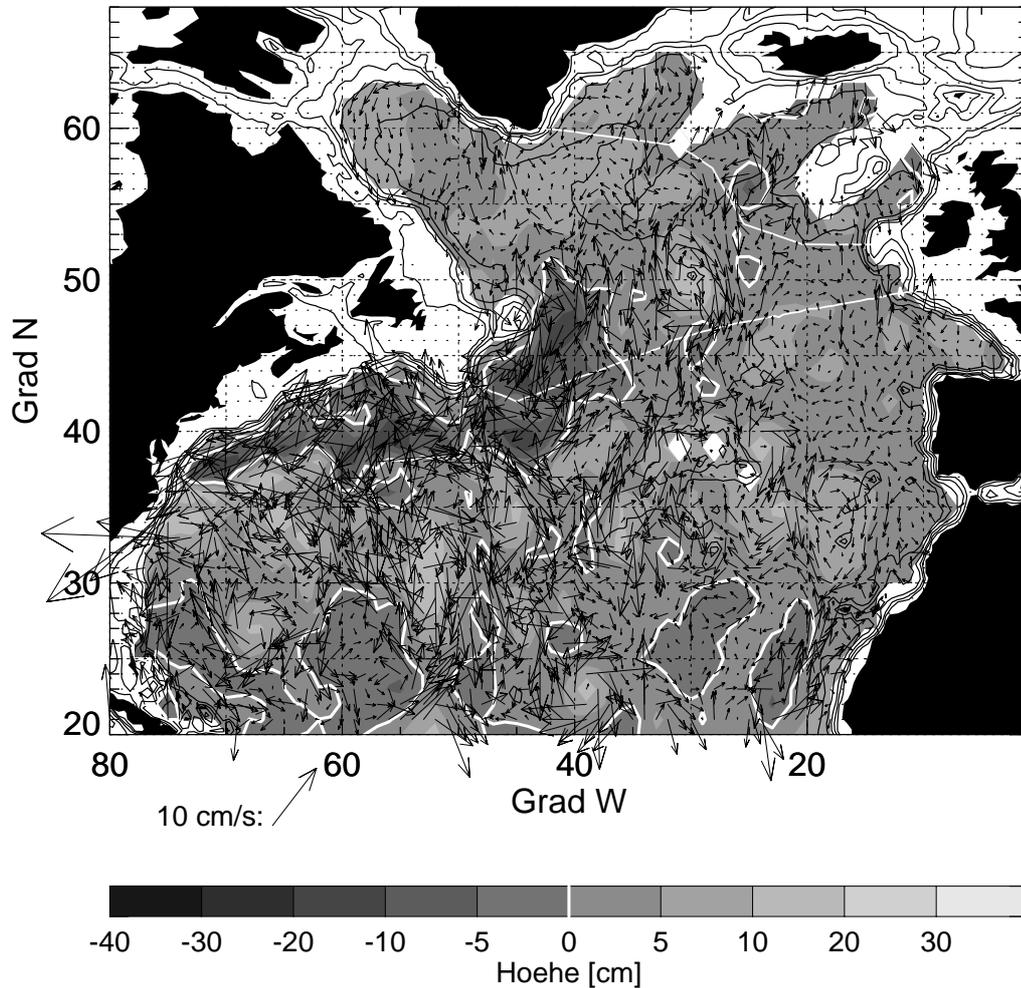


Abbildung 5.3: Räumliche Verteilung der Differenz der dynamischen Höhen aus der SAC- und der HB-Klimatologie (SAC-HB). Die Nulllinie ist weiß gezeichnet. Die Pfeile zeigen Richtung und Stärke der Differenz der geostrophischen Strömungen an. Linien gleicher Wassertiefe sind für 200, 500, 1000, 2000 und 3000 m eingezeichnet.

5.1.2. Vergleich der Klimatologien mit den WOCE-Daten

Im folgenden soll geprüft werden, inwieweit der aus den Klimatologien abgeleitet mittlere Zustand repräsentativ für den mittleren Zustand im untersuchten Zeitraum ist. Hierfür werden die klimatologischen Daten verglichen mit den hydrographischen Daten von den WOCE-Schnitten A1E bei ca. 56°N und A2 bei ca. 45°N (vgl. Abschnitt 4.2.2, zur Lage s. Abbildung 5.1), die aus den neunziger Jahren stammen und im folgenden WOCE-Daten genannt werden. Untersucht werden die aus den drei Datensätzen berechneten dynamischen Höhen entlang der

und die geostrophischen Strömungen normal zu den WOCE-Schnitten. Um die verschiedenen Datensätze bezüglich der räumlichen Skalen vergleichbar zu machen, wurden die entlang der Schnitte hoch aufgelösten WOCE-Daten räumlich geglättet (Abschnitt 4.2.2). Da die WOCE-Daten weder saisonale noch interannuelle Schwankungen vollständig abdecken können, sind sie nicht unbedingt repräsentativ für den mittleren hydrographischen Zustand zwischen 1992 und 1998. Als Korrektur für die Abweichungen der WOCE-Daten von diesem Zustand wurden von den dynamischen Höhen die Meereshöhenanomalien subtrahiert, die von den Altimetern zeitgleich zu den WOCE-Meßkampagnen beobachtet wurden. Mit dieser Methode können allerdings nur die Anomalien korrigiert werden, die mit der räumlichen und zeitlichen Abtastung der Altimeter aufgelöst werden können.

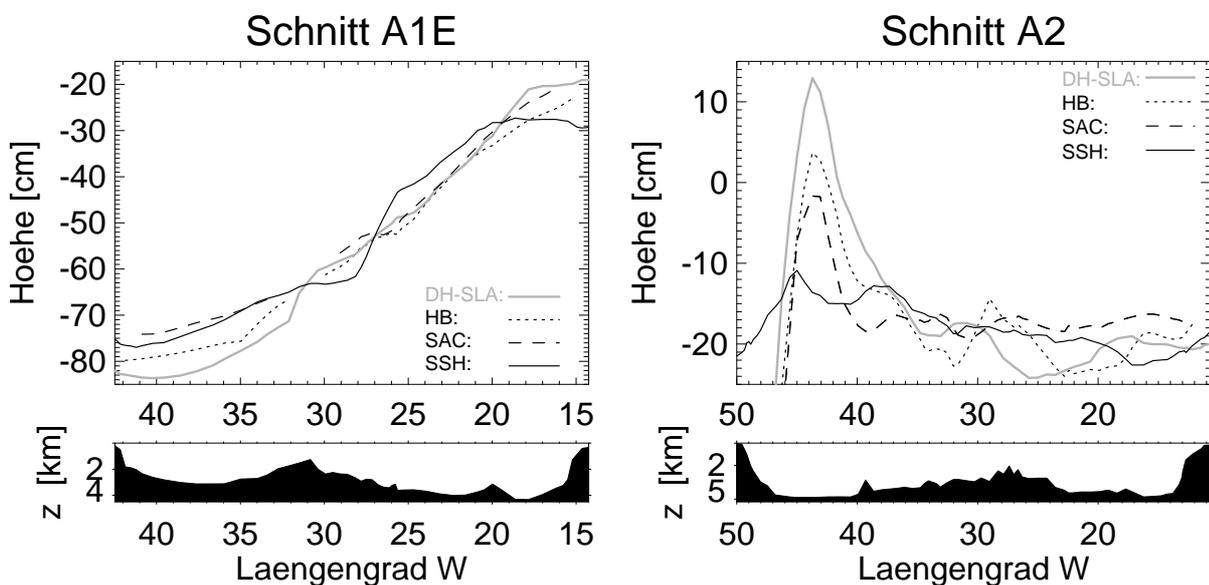


Abbildung 5.4: Mittlere dynamische Höhe bestimmt aus den WOCE-Daten (DH-SLA,—), aus der HB- (···) und der SAC-Klimatologie (---) sowie die von T/P gemessene Meereshöhe (SSH,—) entlang der Schnitte A1E (**links**) und A2 (**rechts**). Die dynamischen Höhen wurden für die Oberfläche relativ zu 2000 m berechnet. Die Bodentopographie ist im unteren Teil eingezeichnet.

Die mittlere dynamische Höhe berechnet aus den Klimatologien und den WOCE-Daten ist in Abbildung 5.4 für die Schnitte A1E und A2 dargestellt. Um systematische Differenzen zwischen den Datensätzen zu vermeiden, wurde von jedem Höhenprofil der Mittelwert subtrahiert. Lücken in den Daten treten auf dem Schnitt A1E über dem RR auf, wo die Wassertiefe geringer als 2000 m ist. Im östlichen Teil von A1E ist die Übereinstimmung zwischen den Klimatologien und den WOCE-Daten hoch und der Höhengradient über den Schnitt stimmt in allen Datensätzen gut überein. Westlich des RR bei 31°W sind die aus den WOCE-Daten berechneten dynamischen Höhen um einige cm niedriger als die aus der HB-Klimatologie gewonnenen und um nahezu 10 cm niedriger als die aus der SAC-Klimatologie gewonnenen Höhen. Auf A2 ist der NAC und die östlich gelegene Rezirkulation mit dem *Mann-Eddy* in den Klimatologien schwächer ausgeprägt als in den WOCE-Daten. Östlich

davon herrschen mesoskalige Strukturen vor, die in den verschiedenen Datensätzen unterschiedlich lokalisiert sind. Ein Vergleich mit Abbildung 5.1 und Abbildung 5.2 zeigt, daß entlang des Schnittes einer der temporären NAC-Zweige verläuft und hohe mesoskalige Variabilität zu erwarten ist.

Der systematische Höhenunterschied zwischen der SAC-Klimatologie und den WOCE-Daten entlang von Schnitt A1E im Bereich der Irmingersee kann einerseits auf Fehlern in der Klimatologie, andererseits auch auf dekadischen Schwankungen der Eigenschaften der oberflächennahen Wassermassen beruhen. Die Tatsache, daß die HB-Klimatologie besser mit den WOCE-Daten übereinstimmt als die SAC-Klimatologie, deutet allerdings darauf hin, daß dekadische Schwankungen wichtig sind, da in die HB- im Gegensatz zur SAC-Klimatologie im subpolaren Bereich viele Daten aus den neunziger Jahren eingegangen sind. Um dies näher zu untersuchen, sind in Abbildung 5.5 die räumlich gemittelten Temperatur- und Salzgehaltsprofile für die oberen 1000 m entlang des WOCE-Schnittes A1E in der Irmingersee für die WOCE-Daten und für die SAC-Klimatologie dargestellt. Die WOCE-Daten wurden von 34°-41°W entlang des Schnittes gemittelt, für die SAC-Klimatologie wurden die Werte von den Gitterpunkten in unmittelbarer Nähe zu Schnitt A1E gemittelt (59°N, 34°-38°W und 60°N, 39°-41°W). Es zeigt sich, daß in den neunziger Jahren (WOCE-Daten) die oberen 1000 m der Irmingersee auf A1E kälter und salzärmer waren als das langjährige Mittel (SAC). Eine genauere Analyse zeigt, daß in der SAC-Klimatologie im Gegensatz zu den WOCE-Daten einerseits wärmeres, salzreicheres Wasser in Oberflächennähe zu finden ist und andererseits die Isospyknen weniger aufgewölbt sind, d.h. die zyklonische Zirkulation in der Irmingersee schwächer ausgeprägt ist (ohne Abbildung).

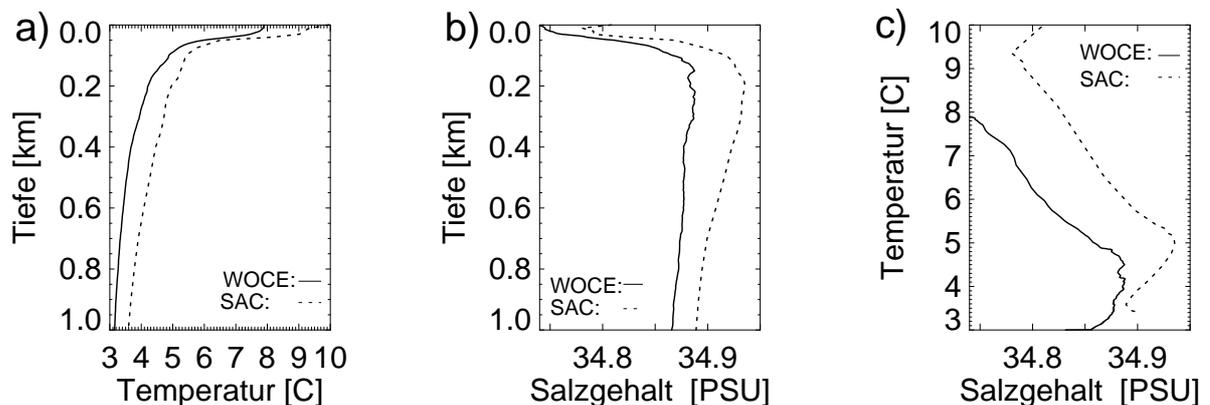


Abbildung 5.5: **a)** Temperatur- und **b)** Salzgehaltsprofil sowie **c)** T/S-Diagramm für die oberen 1000 m räumlich gemittelt entlang von WOCE-Schnitt A1E im Bereich der Irmingersee aus den WOCE-Daten vom Zeitraum 1991-1997 (—) sowie aus der SAC-Klimatologie (···).

Die mittlere geostrophische Oberflächengeschwindigkeit normal zu den Schnitten A1E und A2, berechnet aus den Klimatologien und den WOCE-Daten, ist in Abbildung 5.6 dargestellt. Um die Abbildung übersichtlicher zu gestalten, wurde nur jeweils eine klimatologische Strömung dargestellt. Auf A1E wurden die klimatologischen Strömungen aus der HB- und auf

A2 aus der SAC-Klimatologie gewählt, da die bisherigen Analysen nahelegen (Abschnitt 5.1.1), daß die jeweilige Klimatologie dort eine höhere Qualität aufweist.

Auf A1E stimmen sowohl Geschwindigkeit als auch Vorzeichen der Strömungen, die aus den WOCE-Daten und der HB-Klimatologie berechnet wurden, gut überein. Sie sind nahezu ausschließlich nach Norden gerichtet. Die Ausnahme bildet der Bereich des Ost-Grönlandstroms am westlichen Rand des Schnittes, wo die WOCE-Daten eine südwärtsige Strömung zeigen. Die HB-Klimatologie liefert dort aufgrund der geringen Wassertiefe keine Strömungen. Beide Datensätze zeigen am östlichen Rand einen nordwärtigen Schelfrandstrom und maximale Geschwindigkeiten im Bereich des Rockall-Plateaus und des Rockall-Grabens zwischen 18°-24°W. Ein weiteres lokales Maximum liegt in beiden Datensätzen westlich des RR und ist dem Irmingerstrom zuzuordnen. Zieht man die hier zugrundeliegende räumliche Glättung in Betracht, so sind diese Ergebnisse in Übereinstimmung mit den räumlich differenzierteren Ergebnissen von Bersch (1995), van Aken und Becker (1996), Pollard et al. (1999) und Woelk (2000).

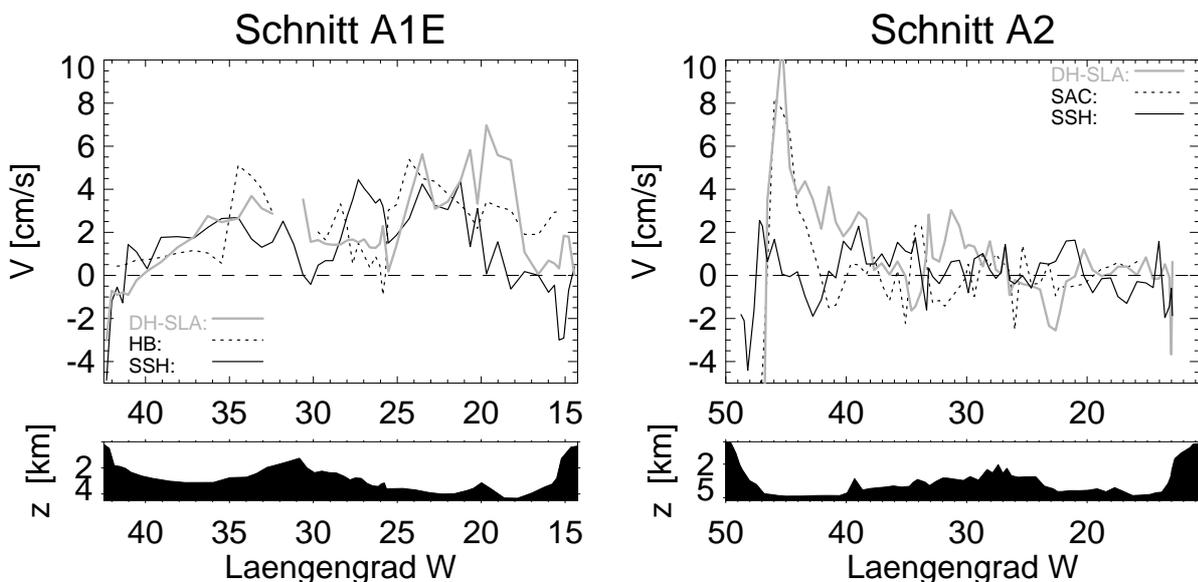


Abbildung 5.6: Mittlere geostrophische Strömung an der Oberfläche normal zu den Schnitten A1E (links) und A2 (rechts), berechnet aus den WOCE-Daten (DH-SLA,—), den Klimatologien (···) und aus T/P-Daten (SSH,—). Positive Strömungen sind nach Norden gerichtet. Weitere Einzelheiten wie in Abbildung 5.4, Seite 56.

Auch auf dem Schnitt A2 stimmen sowohl Geschwindigkeit als auch Vorzeichen der Strömungen, die aus den WOCE-Daten und der SAC-Klimatologie berechnet wurden, im wesentlichen überein. Am westlichen Rand, wo A2 den Labradorstrom quert, ist die Strömung nach Süden gerichtet. Daran schließt der nordwärtige NAC an. Während die WOCE-Daten bis zu 38°W Strömungen nach Norden zeigen, weist die SAC-Klimatologie bei 43°W eine südwärtsige Strömung auf, die der küstenabgewandten Seite des *Mann-Eddy* zuzuordnen ist. In den ungeglätteten WOCE-Daten der einzelnen Experimente ist der *Mann-Eddy* noch deutlich zu erkennen. Bei dem zeitlichen Mitteln verschwindet dieses Signal, da die Position des

gesamte Strömungssysteme für die einzelnen Realisationen des Schnittes schwankt. Außerdem kommt im Fall der WOCE-Daten hinzu, daß der *Mann-Eddy* aufgrund der durchgeführten räumlichen Glättung nicht vollständig aufgelöst werden kann (Abschnitt 5.1). Weiter im Osten ist das Strömungsfeld von mesoskaligen Strukturen dominiert, die vermutlich mit einem der ostwärtigen NAC-Zweige verbunden sind. In dieser Region ist die Übereinstimmung zwischen WOCE- und SAC-Daten gering. Die WOCE-Daten zeigen am Westhang des MAR eine nordwärtige Strömung und am Osthang eine südwärtige. Diese Tendenz ist in der SAC-Klimatologie auf Schnitt A2 nicht zu finden. Ein Vergleich mit Abbildung 5.1 und Abbildung 5.2 zeigt jedoch, daß in der SAC-Klimatologie nördlich von A2 und in der HB-Klimatologie im Bereich von A2 diese Tendenz der Strömungen beim Überqueren des MAR zu finden ist. Dieser Mäander des NAC-Zweigs ist topographisch geführt und eine Reaktion auf die Änderung der Wassertiefe im Bereich des MAR. Ein entsprechendes Verhalten läßt sich auch für den GS beim Überqueren der *New England Seamounts* bei 63°W beobachten (Abbildung 5.1).

Zusammenfassend betrachtet hat der Vergleich zwischen den WOCE-Daten und den Klimatologien die Qualität der Klimatologien bestätigt. Speziell im Subpolarwirbel zeichnen sich dekadischen Veränderungen der Wassermassen in den oberen 1000 m ab, und die beiden klimatologischen Mittel weichen voneinander sowie von dem Mittel über die neunziger Jahre ab.

5.2. Mittlere Zirkulation aus Altimeterdaten

Im folgenden wird die Oberflächenzirkulation aus den räumlich und zeitlich konsistenten Altimeterdaten für den Zeitraum 1992 bis 1998 untersucht. Zuerst werden die Ausbreitungspfade und die Stärke der mittleren Zirkulation in der Deckschicht qualitativ anhand der mittleren Variabilität der kinetischen Energie (E'_{kin}) sowie der absoluten geostrophischen Strömungen in der Deckschicht abgeschätzt. Die absoluten geostrophischen Strömungen wurden aus T/P-Messungen unter Verwendung des Geoidmodells EGM96 berechnet. Danach wird die mittlere barotrope Komponente der Strömung abgeschätzt, indem die aus den hydrographischen Daten abgeleiteten baroklinen Strömungen von den aus den Altimeterdaten abgeleiteten absoluten Strömungen subtrahiert werden. Die Plausibilität dieser Abschätzung wird durch Vergleiche mit in der Literatur aufgeführten Schätzwerten für die barotrope Strömungskomponente geprüft.

5.2.1. Zirkulation in der Deckschicht

Die Analyse von E'_{kin} -Werten ist eine verbreitete Methode, um aus Altimeterdaten Pfade und Stärke der Zirkulation zu bestimmen. Dabei geht man davon aus, daß mesoskalige Wirbel

hauptsächlich durch barokline Instabilitäten in starken Strömungen gebildet werden (Heywood et al., 1994; Ducet et al., 2000) und deshalb eine Näherungsgröße für die Strömungsgeschwindigkeit sind (vgl. Abschnitt 4.1.5). Die räumliche Verteilung der E'_{kin} -Werte, die für den Zeitraum von Oktober 1992 bis September 1998 aus T/P- und ERS-1/2 Daten berechnet wurden, ist in Abbildung 5.7 dargestellt.

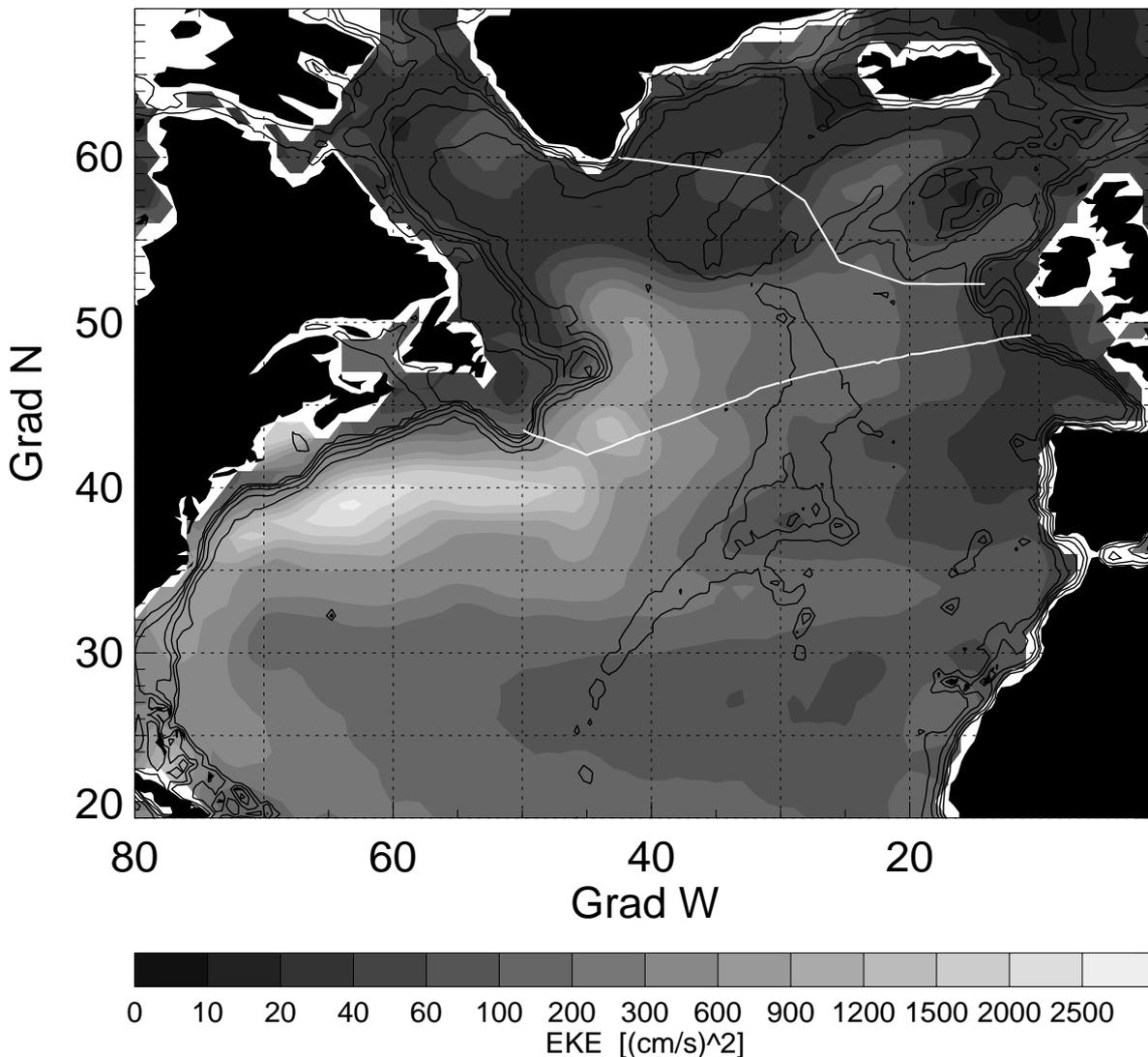


Abbildung 5.7: Mittlere Variabilität der kinetischen Energie (E'_{kin}) in der Deckschicht in $\text{cm}^2 \text{s}^{-2}$, berechnet aus Altimetermessungen von T/P, ERS-1/2 für den Zeitraum von Oktober 1992 bis September 1998. Linien gleicher Wassertiefe sind für 200, 500, 1000, 2000 und 3000 m schwarz, die Schnitte A1E und A2 weiß eingezeichnet.

Die großräumige Verteilung ist in sehr guter Übereinstimmung mit der aus den Bahnen von Oberflächendriftern abgeleiteten Verteilung der E'_{kin} -Werte (pers. Mitteilung, D. Fratantoni).

Maximale Werte finden sich entlang der Hauptströmungsachsen wie dem GS und dem NAC, wobei das Maximum mit mehr als $2500 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2}$ im GS bei 63°W im Bereich der *New England Seamounts* liegt. Der AC hebt sich zwischen $33^\circ\text{--}36^\circ\text{N}$ aufgrund seiner erhöhten E'_{kin} -Werte deutlich von der Umgebung ab. Bei 44°N , 44°W im Bereich der *Newfoundland Seamounts*, wo sich einer der temporären NAC-Zweige vom NAC abspaltet (Abschnitt 5.1), liegt ein lokales Maximum der E'_{kin} -Werte. Anzeichen für die Position weiterer NAC-Zweige finden sich bei 47°N und 50°N , wo sich Zungen erhöhter E'_{kin} -Werte vom NAC in Richtung des MAR ausbreiten. Sowohl die *Northwest Corner* als auch der weitere Verlauf des NAC tritt deutlich hervor. Erhöhte Variabilität findet sich sowohl östlich als auch westlich des Rockall-Plateaus, wo die zwei östlichsten NAC-Zweige verlaufen (Abschnitt 5.1.1). Weiter nach Norden hin nehmen die E'_{kin} -Werte ab, allerdings ist zu berücksichtigen, daß im nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes die E'_{kin} -Werte aufgrund der hier für die Gradientenbildung verwendeten räumlichen Skalen unterschätzt werden (Abschnitt 4.1.5). Erhöhte E'_{kin} -Werte über dem Reykjanes-Rücken (RR) bei ca. 58°N sowie am Westhang des RR deuten darauf hin, daß die Subarktikfront bei 58°N den RR quert, und der Irmingerstrom topographisch vom RR geführt wird. Auch im Ost-Grönlandstrom und im Labradorstrom sind die E'_{kin} -Werte verstärkt. Vor der Südwestküste Grönlands befindet sich eine weitere Zone erhöhter E'_{kin} -Werte, die auch aus Drifterdaten hervortritt (pers. Komm., D. Fratantoni). Hier zeigt keine der beiden hier untersuchten Klimatologien starke Strömungen, was ein Hinweis darauf ist, daß die erhöhten E'_{kin} -Werte nicht durch barokline Instabilitäten sondern durch Änderungen im Windfeld oder ozeaninterne Prozesse erzeugt wird. Zusammenfassend betrachtet bestätigt die Untersuchung der aus den Altimeterdaten berechneten E'_{kin} -Werte für den Zeitraum 1992-1998 im wesentlichen die aus den beiden Klimatologien abgeleiteten Ausbreitungspfade der wichtigsten Strömungen (Abschnitt 5.1.1).

Im folgenden werden die aus T/P-Daten für den Zeitraum 1992-1998 abgeleiteten mittleren Strömungen untersucht. Zur Bestimmung der absoluten Meereshöhen aus den Meßdaten wurde das Geoidmodell EGM96 verwendet (Abschnitt 4.1.1). Der Höhenunterschied zwischen Subtropenwirbel und Subpolarwirbel beträgt ca. 160 cm, wobei maximale Höhen östlich der Bahamas und minimale in der südlichen Labradorsee auftreten (ohne Abbildung). Die Geostrophischen Strömung an der Meeresoberfläche sind in Abbildung 5.8 dargestellt. Hervorzuheben sind die sehr geringen Strömungsgeschwindigkeiten von unter 20 cm s^{-1} . Im Bereich des GS herrschen über ca. 5° geographischer Breite ostwärtige Strömungen vor mit einer maximalen Geschwindigkeit von unter 15 cm s^{-1} . Südlich von 32°N existieren bei 60°W sowie 50°W südwärtige und bei 34°N zwischen 40° und 58°W ostwärtige Strömungen. Die Strömung bei 60°W kann als Teil der C-förmigen Rezirkulationszelle identifiziert werden, die Strömung bei 34°N als AC. Ein Übergang des GS in den NAC ist nicht zu erkennen, da die nordwärtige Strömungskomponente nur sehr schwach ausgeprägt ist. Nördlich von 45°N besitzt der NAC zusätzlich zur ostwärtigen auch eine nordwärtige Komponente. Typische Merkmale des NAC, wie die topographisch geführte Ausbreitung entlang der Neufundland-Bänke und die *Northwest Corner*, sind nicht vorhanden.

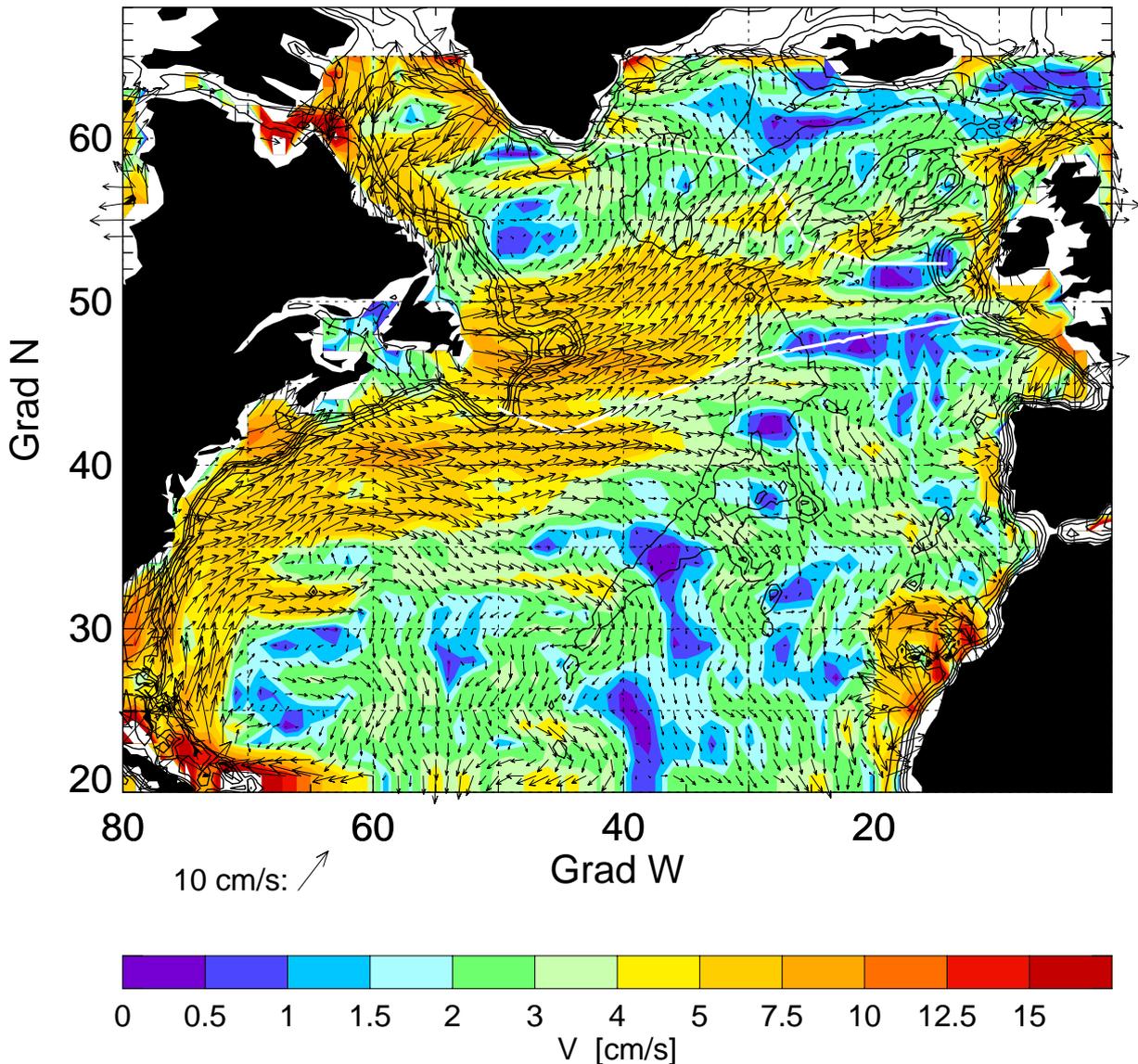


Abbildung 5.8: Absolute geostrophische Strömung an der Meeresoberfläche, berechnet aus T/P-Altimeterdaten zwischen Oktober 1992 und September 1998 unter Verwendung des Geoidmodells EGM96. Die Geschwindigkeit ist farbkodiert, die Pfeile zeigen Stärke und Richtung der Strömung. Linien gleicher Wassertiefe sind für 200, 500, 1000, 2000 und 3000 m schwarz, die Schnitte A1E und A2 weiß eingezeichnet.

Die Positionen, an denen die NAC-Zweige den MAR überqueren, sind deutlich zu lokalisieren. Sie liegen bei 35°-37°N, 40°-41°N, 45°N und bei 49°-53°N, wobei die Strömungen südlich von 46°N östlich des MAR nach Süden rezirkulieren. Der NAC-Zweig, der den MAR bei 49°-50°N überquert, strömt weiter nach Osten und mündet vor Irland in den nordwärtigen Schelfrandstrom. Ein weiterer Zweig fließt über das Rockall-Plateau nach Nordosten. Der nördliche NAC-Zweig strömt in das Islandbecken, wo er sich teilt. Während der eine Zweig seine Richtung beibehält, überquert der andere Zweig den RR bei ca. 58°N, fließt zyklonisch

um die Irmingersee und mündet in den Ost-Grönlandstrom. In Übereinstimmung mit den aus der HB-Klimatologie abgeleiteten Strömungen (Abbildung 5.2) fließt ein Teil des NAC bereits westlich des RR nach Norden und zirkuliert zyklonisch in der südlichen Labradorsee, wodurch sich ein sehr kleiner zentraler Subpolarwirbel ausbildet. Sowohl der West-Grönlandstrom als auch der Labradorstrom sind ausgebildet. Bei den Kanarischen Inseln, einer Region mit komplexen, kleinräumigen Geoidstrukturen, treten unrealistisch starke Strömungen auf, die wahrscheinlich durch Fehler des Geoidmodells verursacht werden.

Zusammenfassend betrachtet, stimmt das großräumige Muster der aus den Altimeterdaten abgeleiteten geostrophischen Strömungen mit dem der aus den Klimatologien abgeleiteten Strömungen überein. Mesoskalige Strukturen werden mit den Altimeterdaten in Verbindung mit dem Geoidmodell EGM96 nicht aufgelöst, und die Strömungen sind räumlich stark geglättet. Infolgedessen sind die Strömungsgeschwindigkeiten sehr gering. Darüber hinaus deutet sich an, daß die Strömungen im Bereich des NAC östlich der Neufundland-Bänke nicht gut wiedergegeben werden.

a) Vergleich der Altimeterdaten mit den WOCE-Daten

Um auszuschließen, daß die im vorigen Abschnitt beobachteten Differenzen zwischen den absoluten Strömungen (T/P) und den klimatologischen Strömungen (HB und SAC) auf die unterschiedlichen Beobachtungszeiträume zurückzuführen sind, werden im folgenden die absoluten Strömungen mit den aus den WOCE-Daten abgeleiteten Strömungen verglichen. Die aus T/P-Daten und dem Geoidmodell EGM96 abgeleitete mittlere Meereshöhe für 1992-1998 entlang der Schnitte A1E und A2 ist in Abbildung 5.4 dargestellt, die daraus resultierenden mittleren geostrophischen Strömungen in Abbildung 5.6. Um systematische Differenzen zwischen den Datensätzen zu vermeiden, wurde von jedem Höhenprofil der räumliche Mittelwert subtrahiert (vgl. Abschnitt 5.1.2 b).

Der zonale Höhengradient auf Schnitt A1E stimmt mit dem aus hydrographischen Daten abgeschätzten überein. In der Irmingersee liegen die von T/P gemessenen Höhen um ca. 10 cm höher als die aus den WOCE-Daten abgeleiteten dynamischen Höhen. Die Stärke der geostrophischen Strömungen normal zu A1E stimmt ebenfalls gut mit der aus hydrographischen Daten abgeleiteten überein. Markante Unterschiede sind: die Richtung des Schelfrandstroms vor Irland, die in den Altimeterdaten fehlende nordwärtige Strömung über dem Rockall-Graben bei ca. 18°W.

Auf Schnitt A2 sind die Meereshöhen (T/P) im Neufundland Becken und im Bereich des NAC um bis zu 20 cm niedriger als die dynamischen Höhen (WOCE), westlich und östlich davon um ca. 10 cm höher. Der NAC ist weder in den absoluten Meereshöhen (T/P) und den daraus resultierenden Strömungen ausgeprägt. Diese deckt sich mit der bereits diskutierten Beobachtung, daß die nordwärtige Komponente des NAC von den Altimetermessungen in Kombination mit EGM96 nicht gut erfaßt wird. Die absoluten geostrophischen Strömungen normal zu Schnitt A2 haben zwischen 40°W und dem östlichen Rand die gleiche räumliche Skala und Stärke wie die aus den WOCE-Daten berechneten Strömungen. Wie bereits in Abschnitt 5.1.2 diskutiert, verläuft A2 hier parallel zu einem der temporären NAC-Zweige,

und es ist nicht zu erwarten, daß die lediglich quasistationären Wirbel und Strömungsmäander in den verschiedenen Datensätzen räumlich exakt an den gleichen Stellen liegen. Bei 43°W, wo in den hydrographischen Daten die küstenabgewandte Seite des *Mann-Eddy* lokalisiert ist, tritt eine südwärtige Strömung auf.

Zusammenfassend betrachtet, hat der Vergleich der absoluten Meereshöhen (T/P) mit den dynamischen Höhen (WOCE) bestätigt, daß die großräumigen Höhen und ihre Gradienten im Rahmen des Fehlerbereichs von 3-10 cm, den Lemoine et al. (1998) für das Geoidmodell EGM96 angeben, übereinstimmen. Darüber hinaus ist deutlich zu erkennen, daß die absoluten Strömungen im Bereich des NAC unrealistisch sind.

b) Ursachen für die Fehler der absoluten Meereshöhen und Strömungen

Die Hauptursache für die beobachteten Defizite der absoluten Meereshöhen sind mit großer Wahrscheinlichkeit Fehler des hier verwendeten Geoidmodells EGM96. Es ist unwahrscheinlich, daß Fehler der Altimetermessungen selbst die Ursache sind, da die aus den Altimeterdaten ohne Verwendung von EGM96 abgeleiteten E'_{kin} -Werte (Abschnitt 5.2.1) die bekannten Ausbreitungspfade der oberflächennahen Zirkulation gut wiedergeben.

Lemoine et al. (1998) empfehlen für Untersuchungen der Ozeandynamik, EGM96 lediglich bis zu Grad und Ordnung 24 zu entwickeln, d.h. bis zu räumlichen Skalen von 1700 km. Offensichtlich liefert EGM96 auch in der hier verwendeten Entwicklung bis zu Grad 360 lokal noch sinnvolle Ergebnisse. So treten z.B. die C-förmige Rezirkulationszelle des GS, der AC, die NAC-Zweige, der Irmingerstom und auch der Labradorstrom deutlich hervor. Dies ist in Übereinstimmung mit den Ergebnissen von Lemoine et al. (1998), die zeigten, daß bis zum Grad 460 die Differenz zwischen den Meereshöhen aus einem globalen Ozean-Zirkulationsmodell und aus Altimeterdaten mit steigendem Entwicklungsgrad von EGM96 sinkt.

Sehr unbefriedigend ist die Qualität von EGM96 im Bereich des GS und des NAC. Einerseits ist das Geoid am Kontinentalabhang komplex, so daß hier größere Fehler zu erwarten sind. Andererseits liegen gerade in dieser Region viele qualitativ hochwertige Schweremessungen von Schiffsgravimetern vor. So lieferte beispielsweise die Untersuchung von Rapp und Wang (1994), die Altimeterdaten von Geos3, Seasat und Geosat mit einem lokalen Geoid im Bereich des GS kombinierten, sowohl Meereshöhen als auch mittlere Strömungen, die sehr gut mit hydrographischen Messungen übereinstimmen. Die Ursache für die großen Fehler von EGM96 im GS- und NAC-Bereich ist vermutlich, daß Altimeterdaten als Pseudo-Schweremessungen in das Geoidmodell eingegangen sind. Diese Pseudo-Schweredaten enthalten neben dem Schweresignal auch das Signal der zeitlich mittleren Ozeantopographie. Dies wird zwar bei der Berechnung des Geoidmodells berücksichtigt; allerdings mit der Einschränkung, daß die berücksichtigte Ozeantopographie räumlich große Skalen hat. In dem Bereich des GS und des NAC treten starke mesoskalige Gradienten der Meereshöhe auf, die zudem relativ ortsfest sind, da sie topographisch geführt sind. Vermutlich werden diese Gradienten der mittleren Ozeantopographie während der Entwicklung des Geoidmodells den höheren Moden zugeschlagen. Infolgedessen ist ein Teil der mittleren Meereshöhen im Geoidmodell EGM96 enthalten und wird bei der Prozessierung von den Altimeterdaten subtrahiert.

5.2.2. Abschätzung der barotropen Komponente

Die Differenz zwischen den absoluten von T/P gemessenen Meereshöhen und den aus hydrographischen Klimatologien bestimmten dynamischen Höhen sollte die Zirkulation auf dem Referenzniveau in 2000 m Tiefe widerspiegeln. Gilt weiterhin die Annahme, daß sich bei 2000 m eine Schicht minimaler Geschwindigkeit befindet, dann entspricht die Strömung in 2000 m Tiefe der barotropen Komponente. Die so berechnete barotrope Komponente wird überlagert durch Fehler des Geoidmodells und systematische Differenzen zwischen den zeitlichen Mittelwerten der altimetrischen und der hydrographischen Messungen. Die bisherigen Analysen legen nahe, daß diese Fehler in einigen Regionen sehr groß werden können. Daher werden im weiteren weder mesoskalige Strukturen noch die Ergebnisse aus den Bereichen des GS, des NAC und des Subpolarwirbels analysiert. Im Bereich des GS und des NAC ist EGM96 für räumliche Skalen von weniger als 1000 km relativ ungenau (Abschnitt 5.2.1) und im Subpolarwirbel wich die dynamische Höhe in den neunziger Jahren signifikant von dem langjährigen Mittel ab (Abschnitt 5.1.2).

Die Differenz zwischen den Meereshöhen (T/P) und dynamischen Höhen (SAC) sowie die dazugehörigen Strömungen in 2000 m Tiefe sind in Abbildung 5.9 dargestellt. Positive Werte bedeuten, daß die Meereshöhen (T/P) höher als die dynamischen Höhen (SAC) sind. Großräumige positive Differenzen in der Größenordnung von 5 cm treten im Zentrum des Untersuchungsgebietes zwischen 30°-55°N und 15°-40°W sowie in der Sargassosee auf. Großräumige negative Differenzen in der Größenordnung von 5 cm sind in einem breiten Band, das sich von 20°-30°N, 50°W bis in die Biskaya erstreckt, zu beobachten. Das entspricht einer südwardigen Strömung östlich des MAR und einer westwardigen südlich von 30°N. In der Sargassosee liegt eine antizyklonische Zelle.

Martel und Wunsch (1993) invertierten hydrographische Daten aus den achtziger Jahren. Sie erhielten dynamischen Höhen, die in einer Tiefe von 2000 m eine ähnliche Größenordnung und räumliche Verteilung wie die hier präsentierten aufweisen. Isayev und Levitus (1993) invertierten ebenfalls hydrographische Daten. Ihre Strömungsfelder für eine Tiefe von 2000 m zeigen in Übereinstimmung mit den Ergebnissen dieser Arbeit südwardige Strömungen östlich des RR sowie östlich des MAR und eine westwardige Strömung bei 30°N. Im Gegensatz zu den hier vorgestellten Ergebnissen zeigen die Analysen von Isayev und Levitus (1993) allerdings keine nordwardigen Strömungen westlich des MAR und auch keine ostwardigen Strömung im Bereich der Subarktikfront.

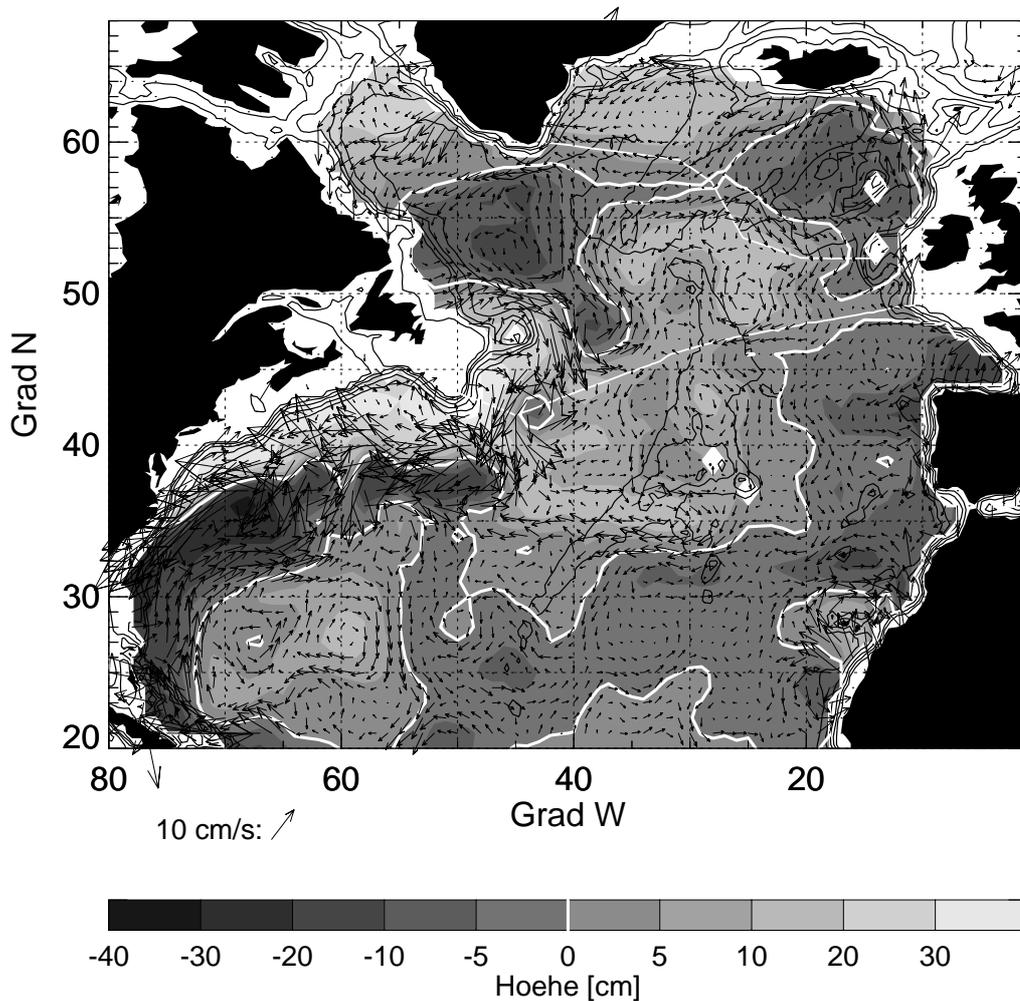


Abbildung 5.9: Differenz zwischen der absoluten Meereshöhe aus Altimeterdaten und der dynamischen Höhe, berechnet aus der SAC-Klimatologie (SSH-SAC). Weitere Einzelheiten wie in Abbildung 5.3, Seite 55.

a) Vergleich der barotropen Komponente mit Abschätzungen an den WOCE-Schnitten

In folgenden wird die barotrope Strömungskomponente normal zu den WOCE-Schnitten A1E und A2, die aus den Altimeterdaten in Kombination mit den hydrographischen Daten (SAC, HB und WOCE) abgeschätzt wurde, mit den Messungen und Abschätzungen anderer Autoren verglichen. Die barotrope Strömungskomponente normal zu den Schnitten A1E und A2 ist in Abbildung 5.10 dargestellt. Auf A1E sind die barotropen Strömungen im Ost-Grönlandstrom nach Süden und in der Irmingersee nach Norden gerichtet. Dies ist in Übereinstimmung mit akustischen Strömungsmessungen von 1991 (Bersch, 1995) und Ergebnissen des inversen Box-Modells von Woelk (2000) für Herbst 1994. Auch die südwardigen Strömungen über dem RR und seinen Flanken sowie im Schelfrandstrom finden ihre Entsprechung bei Woelk (2000). Die südwardigen Strömungen im Islandbecken und im Bereich des Rockall-Plateaus wurden in dieser Form weder von Bersch (1995) noch von Woelk (2000) beobachtet, beide Autoren geben für diesen Bereich alternierende mesoskalige Strukturen an.

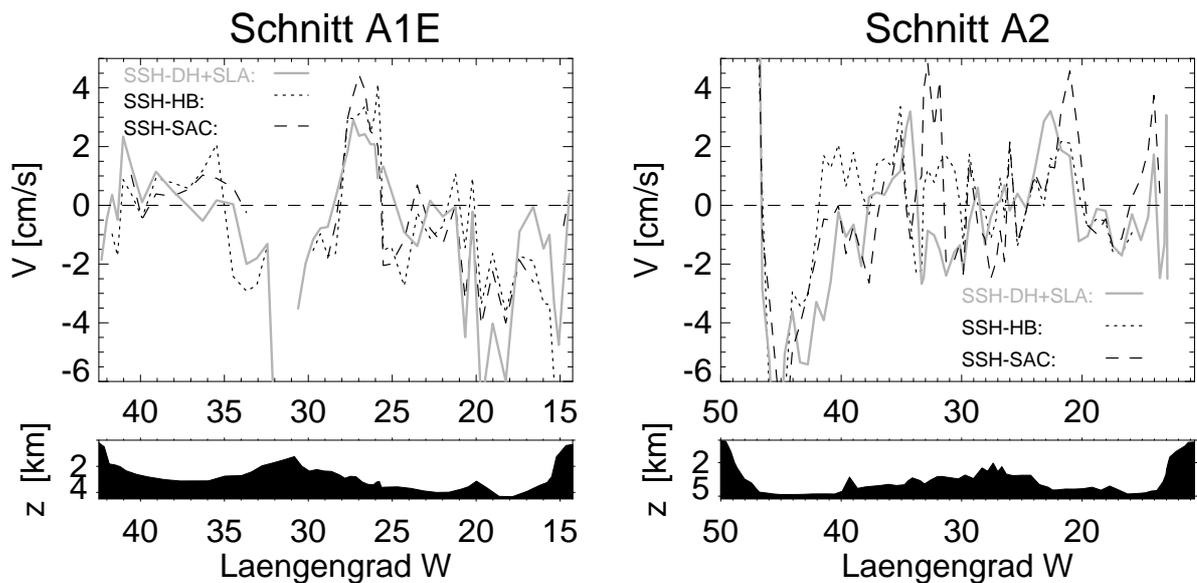


Abbildung 5.10: Differenz zwischen der absoluten geostrophischen Geschwindigkeit, abgeleitet aus T/P Daten (SSH), und der baroklinen Geschwindigkeit, abgeleitet aus den WOCE-Daten (DH-SLA, —), aus der HB- (···) und aus der SAC-Klimatologie (---) normal zu den Schnitten A1E (**links**) und A2 (**rechts**). Positive Strömungen sind nach Norden gerichtet. Weitere Einzelheiten wie in Abbildung 5.4, Seite 56.

Der westliche Teil von A2 liegt in einem Bereich, für den EGM96 große Fehler aufweist. Dort ist das Vorzeichen der barotropen Strömung genau entgegengesetzt zu dem der mittleren Strömung, die Clarke et al. (1998) über mehr als 1,5 Jahre im Untersuchungszeitraum in einer Tiefe von 2000 m mit verankerten Strömungsmessern beobachtet haben. Bei 39°W und 34°W zeigen sich starke Sprünge in der Strömung, die mit der Bodentopographie korreliert sind. Hier ist unklar, ob es sich um topographisch geführte Strömungen handelt oder um kleinräumige Schwankungen des Schwerefelds, die in EGM96 nicht enthalten sind. Östlich davon stimmen die Ergebnisse mit denen von Woelk (2000) für den Herbst 1994 überein. Auch sie erhielt in 2000 m Tiefe zwischen 30°–36°W eine schwache südwärtsige Strömung, zwischen 24°–30°W eine nordwärtsige und östlich davon eine südwärtsige Strömung. In Übereinstimmung mit den hier vorgestellten Ergebnissen hat der Schelfrandstrom in ihrer Untersuchung eine nordwärtsige barotrope Komponente.

b) Qualität der barotropen Komponente

In diesem Kapitel soll abschließend diskutiert werden, inwieweit die hier vorgestellte Methode zur Abschätzung der barotropen Strömungskomponente plausible Ergebnisse liefert. LeGrand (1999) untersuchte die Differenz zwischen den dynamischen Höhen aus einem inversen Modell und Meereshöhen aus T/P-Messungen, die auf das Geoidmodell EGM96 bezogen waren. Er erhielt eine sehr ähnliche Verteilung wie die hier vorgestellte, interpretierte diese Differenzen jedoch als Fehler von EGM96. Im Gegensatz dazu hat die vorliegende Analyse gezeigt, daß aus der Differenz zwischen den T/P-Daten und den hydrographischen

Daten eine barotrope Komponente abgeschätzt werden kann, die auf Beckenskala mit den Abschätzungen anderer Autoren aus unabhängigen Daten übereinstimmt (Abschnitt 5.2.2). Die vorliegende Analyse hat allerdings auch gezeigt, daß für räumliche Skalen von weniger als 500 km insbesondere im Bereich des GS und des NAC die Fehler des Geoidmodells häufig das barotrope Signal dominieren. Gerade für diese räumlichen Skalen und im Bereich des GS und des NAC wäre die Kenntnis der barotropen Strömungskomponente für eine Vielzahl von ozeanographischen Anwendungen von besonderem Interesse. Mehr als die Hälfte des Gesamttransportes von GS und NAC wird beispielsweise durch die barotrope Strömungskomponente verursacht (z.B. Schmitz, 1996; Krauß, 1995).

Zusammenfassend betrachtet, ist die untersuchte Methode bei der Genauigkeit der derzeit zur Verfügung stehenden Geoidmodelle nicht geeignet, die mittlere barotrope Strömungskomponente abzuschätzen. In Hinblick darauf, daß zur Zeit zwei Satellitenmissionen zur Vermessung des Erdschwerefelds vorbereitet werden, läßt die vorgestellte Methode in näherer Zukunft vielversprechende Ergebnisse erwarten.

5.3. Zusammenfassung

Die zeitlich mittlere geostrophische Zirkulation in der ozeanischen Deckschicht wurde mit Hilfe verschiedener Datensätze untersucht. Die barokline Komponente wurde anhand geostrophischer Oberflächenströmungen analysiert, die relativ zu einem Referenzniveau bei 2000 m mit einer räumlichen Auflösung von $1^\circ \times 1^\circ$ aus der SAC- sowie aus der HB-Klimatologie berechnet wurden. Im wesentlichen stimmen die beiden klimatologischen Datensätze überein, allerdings enthält die HB-Klimatologie mehr mesoskalige Variabilität als die SAC-Klimatologie. Diese quasistationären mesoskaligen Strukturen scheinen im Subpolarwirbel realistisch, im Subtropenwirbel hingegen unrealistisch zu sein. Die klimatologischen Strömungsfelder zeigen die bekannten Merkmale der Zirkulation in der Deckschicht. Zudem zeigen sie viele Details über die Ausbreitungspfade großer, bekanntermaßen temporärer Strömungszweige. Beispiele hierfür sind:

- Der AC wird zum einen direkt vom GS gespeist, zum anderen aber auch von einem Strömungszweig, der sich östlich der *New England Seamounts* bei 60°W vom GS nach Süden abspaltet und entlang von 34°N nach Osten fließt. Eine weitere Quelle des AC ist im NAC bei 44°N , 45°W .
- Die NAC-Zweige überqueren den MAR topographisch geführt bei 47°N , 49°N und 52° - 53°N . Ein NAC-Zweig strömt bereits westlich der CGBZ nach Norden in die Irmingersee.

Eine offene Frage war, inwieweit die klimatologische Zirkulation repräsentativ für den mittleren Zustand im Untersuchungszeitraum ist. Entlang der WOCE-Schnitte A1E und A2 stimmt das Mittel über die neunziger Jahre generell mit dem Mittel aus der HB- und der SAC-Klimatologie überein. Eine Ausnahme bildet die Irmingersee, die in den oberen 1000 m

während der neunziger Jahre kälter und süßer war als im langjährigen Mittel. Ursache hierfür war vermutlich eine verstärkte zyklonische Zirkulation während der neunziger Jahre, die mit einer Anhebung der Isopyknen einherging.

Aus den Altimeterdaten können die mittleren Strömungsverhältnisse im Zeitraum Oktober 1992 bis September 1998 mit räumlich und zeitlich konsistenter Auflösung abgeleitet werden. Die E'_{kin} -Werte aus T/P- und ERS-Messungen bestätigen im wesentlichen die Strömungsverhältnisse, die sich aus den Klimatologien ergeben haben. Die absolute, d.h. die Summe aus barokliner und barotroper Komponente, geostrophische Oberflächenzirkulation wurde aus T/P-Daten in Verbindung mit dem globalen Geoidmodell EGM96 bestimmt. Es zeigt sich, daß die räumliche Auflösung von EGM96 nicht ausreicht, um die Position und Stärke von Ozeanfronten mit horizontalen typischen Skalen von unter 100 km zu bestimmen. Besonders große Fehler treten in der GS- und der NAC-Region auf. Vermutlich wird hier die mittlere mesoskalige Ozeantopographie bei der Entwicklung der höheren Grade des Geoidmodells als kurzweiliger Teil des Schwerefeldes gedeutet und geht irrtümlicherweise in das Geoidmodell ein. Das unbekannte Schwerefeld limitiert die Qualität der so berechneten absoluten Strömungen deutlich. Im folgenden werden daher überall dort, wo für die Untersuchungen mittlere Strömungen benötigt werden, die klimatologischen baroklinen Strömungen anstelle der aus Altimeterdaten berechneten absoluten Strömungen verwendet.

6. Zeitliche Variabilität der Meereshöhen und der Zirkulation

In diesem Kapitel werden die Schwankungen der Meereshöhe auf saisonalen und auf interannuellen Zeitskalen untersucht. Ein Schwerpunkt liegt dabei auf der quantitativen Beschreibung der räumlichen Muster, die für die verschiedenen Zeitskalen typisch sind, ein weiterer darauf, die Ursachen für die beobachtete Variabilität zu bestimmen. Die lokale Reaktion der Meereshöhe auf Änderungen der Netto-Wärmeflüsse zwischen Ozean und Atmosphäre wird dabei durch die **sterischen Höhen** (Abschnitt 4.2.4) abgeschätzt, die lokale Reaktion auf Änderungen der Rotation des Windschubs durch die **Ekman-Höhen** (Abschnitt 3.2.1). Zusätzlich wird angenommen, daß Änderungen der Meereshöhe, die durch die sterischen Höhen und die Ekman-Höhen nicht erklärt werden können, durch ozeanische Prozesse erzeugt worden sind.

In Abschnitt 6.1 werden entlang der hydrographischen WOCE-Schnitte A1E und A2 die Höhenanomalien, die mit den Altimetern bestimmt wurden und im folgenden **Meereshöhen** genannt werden, mit denen verglichen, die aus den WOCE-Daten berechnet wurden und im folgenden **dynamische Höhen** genannt werden. Aus der Differenz zwischen den Anomalien der Meereshöhe und der dynamischen Höhe wird die zeitlich variable barotrope Strömungskomponente normal zu den WOCE-Schnitten während der Meßkampagnen abgeschätzt. Abschließend wird entlang der beiden WOCE-Schnitte exemplarisch die Bedeutung verschiedener atmosphärischer und ozeanischer Prozesse für die Entstehung der beobachteten Anomalien untersucht.

Die räumliche Verteilung der saisonalen Variabilität der Meereshöhen sowie der daraus resultierenden geostrophischen Strömungen im gesamten Untersuchungsgebiet wird in Abschnitt 6.2 beschrieben und diskutiert. Die großräumige Verteilung der interannuellen Variabilität wurde bisher kaum erforscht, da erst seit kurzem Zeitreihen zur Verfügung stehen, die über mehrere Jahre konsistent sind. Die interannuelle Variabilität der Meereshöhe wird in Abschnitt 6.3 quantitativ beschrieben. Darüber hinaus wird untersucht, welche atmosphärischen und ozeanischen Prozesse die beobachteten Anomalien der Meereshöhe im Zeitraum 1992 bis 1998 erzeugt haben.

6.1. Zeitliche Variabilität entlang der WOCE-Schnitte A1E und A2

Die kombinierte Analyse der Altimeterdaten mit den hydrographischen Daten der zonalen WOCE-Wiederholungsschnitten A1E und A2 (Abschnitt 4.2.2) eröffnet in zweierlei Hinsicht neue Möglichkeiten. Zum einen liefern die hydrographischen Daten wertvolle Informationen für die Interpretation der während der Meßkampagnen entlang der Schnitte beobachteten Anomalien der Meereshöhe. Zum anderen helfen die Altimeterdaten, die hydrographischen Messungen in ihren räumlichen und zeitlichen Kontext einzuordnen.

In Abschnitt 6.1.1 werden die Anomalien der dynamischen Höhen und der Meereshöhen, die räumlich und zeitlich auf die hydrographischen Messungen zentriert sind (Abschnitt 4.1.3), miteinander verglichen. Ziel ist, den Anteil der Meereshöhenanomalien zu bestimmen, der durch barokline Anomalien erklärt werden kann. Darüber hinaus wird untersucht, in welcher Tiefe diese baroklinen Anomalien konzentriert sind.

Aus der Differenz zwischen den Anomalien der Meereshöhe und der dynamischen Höhe wird in Abschnitt 6.1.2 die zeitlich variable barotrope Strömungskomponente normal zu den WOCE-Schnitten während der Meßkampagnen abgeschätzt. Da in die Berechnung der zeitlich veränderlichen barotropen Komponente das Erdschweremodell und damit auch seine Fehler nicht eingehen, sollte die zeitlich veränderliche barotrope Komponente im Vergleich zur zeitlich mittleren barotropen Komponente deutlich genauer sein.

Die zeitliche Entwicklung der Meereshöhen entlang der WOCE-Schnitte sowie die Entwicklung der geostrophischen Strömungen normal zu den WOCE-Schnitten wird in den Abschnitten 6.1.3 und 6.1.4 beschrieben und auf potentielle Ursachen für die beobachteten Veränderungen analysiert.

6.1.1. Vergleich zwischen Altimeter- und WOCE-Daten

Zeitgleich bestimmte Anomalien der Meereshöhe und der dynamischen Höhe stimmen im Rahmen der Meßgenauigkeit bis auf eine Höhenkomponente überein, die auf die zeitlich variable barotrope Strömungskomponente zurückzuführen ist. Diese ist in den Altimeterdaten enthalten, kann aus hydrographischen Messungen jedoch nur mittels zusätzlicher Informationen bestimmt werden. Die Meßgenauigkeit wird nicht nur durch die Präzision der Einzelmessungen sondern auch durch die unterschiedlichen Meßstrategien beeinflusst. So wurden die beiden Datensätze mit unterschiedlicher räumlicher und zeitlicher Abtastung aufgenommen. Darüber hinaus beruhen die WOCE-Daten auf Punkt-, die Altimeterdaten hingegen auf Flächenmessungen. Dies kann besonders für ozeanische Phänomene mit Skalen von weniger als einem Monat und weniger als 200 km zu Differenzen zwischen den beiden Datensätzen führen. Bei der Prozessierung der Daten wurde versucht, die auf den unterschiedlichen Meßstrategien beruhenden Fehler durch eine vergleichbare räumliche und zeitliche Interpolation beider Datensätze zu minimieren (Abschnitte 4.1.3 und 4.2.2).

Einen Überblick über den Grad der Übereinstimmung zwischen den Anomalien der Meereshöhe und der dynamischen Höhe entlang der Schnitte A1E und A2 gibt Abbildung 6.1. Die dynamischen Höhen wurden auf ein Referenzniveau von 1000 m bezogen, für das die Übereinstimmung zwischen beiden Datensätzen maximal ist (vgl. Tabelle 6.1). Die dynamischen Höhen wurden vor dem Vergleich geglättet, und ein lokaler Mittelwert über den Zeitraum der hydrographischen Messungen wurde von jeder Einzelmessung subtrahiert (Abschnitte 4.1.3 und 4.2.2). Auf A1E stimmen beide Datensätze sehr gut überein. Ein Maß für die zeitliche Variabilität der Meereshöhen ist ihre Standardabweichung (z.B. Schönwiese, 1992) über den Zeitraum von sechs Jahren (rms), die auf A1E 7,0 cm beträgt. Ein Maß für die Abweichung zwischen den Meereshöhen und den dynamischen Höhen ist die Standardabweichung ihrer Differenz (rms_{Δ}), die hier mit 1,3 cm niedriger als die Meßgenauigkeit der Altimeter ist. Dies deutet darauf hin, daß barotrope Veränderungen auf den untersuchten Zeitskalen auf A1E vernachlässigt werden können. Auf A2 beträgt der rms -Wert 11,5 cm und der rms_{Δ} -Wert 5,4 cm. Der Schnitt A2 kann in zwei dynamische Regime unterteilt werden. Die Variabilität der Meereshöhen im Randstrombereich westlich von $40^{\circ}W$ ist mit einem rms -Wert von 17,7 cm deutlich erhöht. Hier ist der rms_{Δ} -Wert mit 8,9 cm ebenfalls höher als der Mittelwert über den gesamten Schnitt. In dieser Region treten zum einen Höhenanomalien mit raum-zeitlichen Skalen auf, die mit den Altimetern nicht vollständig aufgelöst werden können (LeTraon et al., 1991). Zum anderen kann hier die zeitlich variable barotrope Komponente sehr groß werden (Clarke et al., 1998). Östlich von $40^{\circ}W$ sind sowohl der rms -Wert als auch der rms_{Δ} -Wert deutlich niedriger, der rms -Wert beträgt 9,1 cm, und die Standardabweichung der Differenz der beiden Datensätzen beträgt 3,1 cm.

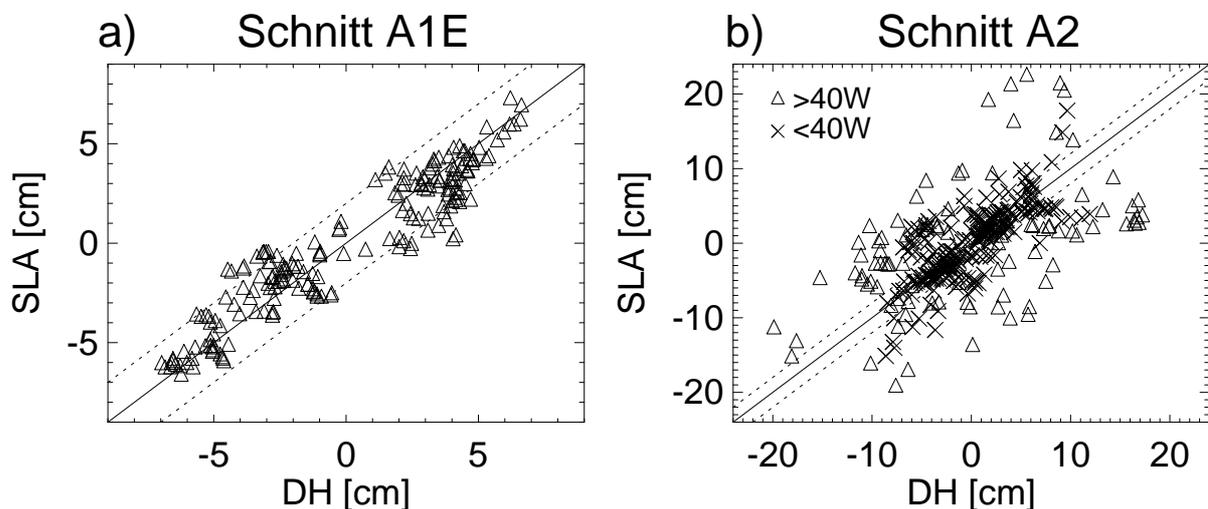


Abbildung 6.1: Streudiagramm der Anomalien der Meereshöhe (SLA) und der dynamischen Höhen (DH) auf **a)** A1E und **b)** A2 westlich (Δ) und östlich (\times) von $40^{\circ}W$. Die Steigung der durchgezogenen Linie ist 1, die gestrichelten Linien schließen einen Fehlerbereich von ± 2 cm ein. Das Referenzniveau für die dynamischen Höhen ist 1000 m.

Ein geeignetes Maß für die Übereinstimmung der beiden Datensätze unabhängig von der im jeweiligen Datensatz vorherrschenden Variabilität ist der quadrierte Kreuzkorrelationskoeffi-

zient, die sogenannte gemeinsame Varianz (z.B. Schönwiese, 1992). Eine Analyse der gemeinsamen Varianz der Meereshöhen und der dynamischen Höhen, die auf verschiedene Referenzniveaus bezogen wurden, zeigt, in welcher Tiefe die Dichteanomalien konzentriert sind, die die beobachteten Höhenanomalien verursachen. Da die Anomalie der Meereshöhe ein Integral über die Dichteanomalien der gesamten Wassersäule darstellt, sollte die gemeinsame Varianz mit der Tiefe des Referenzniveaus für die dynamischen Höhen zunehmen.

Die gemeinsame Varianz der Meereshöhen und der dynamischen Höhen, die für verschiedene Referenzniveaus berechnet wurden, ist in Tabelle 6.1 aufgeführt. Die Übereinstimmung zwischen den Anomalien der Meereshöhe und der dynamischen Höhe ist auf A1E mit einer gemeinsamen Varianz von nahezu 90 % sehr hoch ist. Im östlichen Teil von A2 ist sie mit ca. 60 % etwas niedriger und im westlichen Teil mit maximal 39 % deutlich niedriger.

Tabelle 6.1: Gemeinsame Varianz (r^2) der Meereshöhen (Altimeter) und der dynamischen Höhen (WOCE) für verschiedene Referenzniveaus entlang der Schnitte A1E und A2 in %. Schnitt A2 wird zusätzlich in einen Bereich westlich (A2W) und östlich (A2E) von 40°W unterteilt.

		100 m		600 m		1000 m		1500 m		2000 m	
		[%]		[%]		[%]		[%]		[%]	
A1E		65		87		89		87		86	
A2		45		41		35		31		32	
A2W	A2E	39	53	29	61	24	58	20	57	21	55

Ein bedeutender Anteil der Meereshöhenanomalien wird durch Dichteanomalien in den oberen 100 m der Wassersäule erzeugt, 65 % entlang von Schnitt A1E und 45 % entlang von Schnitt A2. Darüber hinaus steigt die gemeinsame Varianz beider Datensätze entlang von Schnitt A2 nicht zwangsläufig mit der Tiefe des Referenzniveaus an. Das Maximum der gemeinsamen Varianz wird beispielsweise entlang von A2 westlich von 40°W bereits für ein Referenzniveau von nur 100 m erreicht. Dies deutet darauf hin, daß hier die barotrope Komponente einen wesentlichen Teil der beobachteten Meereshöhenanomalien verursacht. Allerdings ist auch nicht auszuschließen, daß diese Abweichungen zumindest teilweise durch ausgeprägte, schnell fluktuierende Wirbel verursacht werden, die durch die altimetrischen und die hydrographischen Messungen unterschiedlich erfaßt werden.

6.1.2. Abschätzung der zeitlich variablen barotropen Strömung

Im folgenden wird die Differenz zwischen den Anomalien der Meereshöhen und der dynamischen Höhen näher untersucht. Es wird angenommen, daß Abweichungen zwischen den beiden Datensätzen mit räumlichen Skalen von mehreren 100 km nicht durch Meßfehler, sondern durch eine zeitlich variable barotrope Strömungskomponente normal zu den WOCE-Schnitten verursacht werden. Fluktuierende barotrope Strömungen können durch Anomalien

der Rotation des Windschubs ($rot_z\tau$) ausgelöst werden. Für einen homogenen Ozean mit flachem Boden sind die barotropen Meridionaltransporte für Zeitskalen zwischen einem Monat und einem Jahr proportional zur Anomalie von $rot_z\tau$ (Abschnitt 3.2.1).

Die Anomalien der Meereshöhen und der dynamischen Höhen für die vier Meßkampagnen auf Schnitt A1E sind in Abbildung 6.2 a) dargestellt. Von jeder Einzelmessung wurde der lokale Mittelwert über die vier Meßkampagnen subtrahiert, und die dynamischen Höhen wurden auf ein Referenzniveau von 1000 bezogen. Für jede einzelne Meßkampagne sind großräumige Höhenanomalien zu beobachten, die in beiden Datensätzen vergleichbar sind. Dieser Teil der Variabilität ist vermutlich saisonal bedingt und auf den Jahresgang der Wassertemperatur in der Deckschicht zurückzuführen. Dementsprechend sind die mittleren Anomalien im August und September positiv, im Dezember und Juni hingegen negativ in Übereinstimmung mit den Anomalien der mittleren Wassertemperatur für diese Monate. Daneben sind auch noch Anomalien in der Größenordnung von 100-1000 km zu erkennen, für die die beiden Datensätze voneinander abweichen. In Abbildung 6.2 b) sind die Anomalien der barotropen Strömungskomponente normal zu Schnitt A1E sowie die zeitgleichen Anomalien von $rot_z\tau$ dargestellt. Die barotrope Strömungskomponente wurde aus der Differenz zwischen den Anomalien der Meereshöhen und denen der dynamischen Höhen berechnet. Die barotropen Strömungen normal zu A1E sind stark verrauscht, was darauf hindeutet, daß es sich eher um Meßfehler als eine realistische barotrope Strömungskomponente handelt. Dies ist in Übereinstimmung damit, daß auf A1E die Übereinstimmung zwischen Meereshöhen und dynamischen Höhen sehr hoch ist (Abschnitt 6.1.1). Bemerkenswert ist allerdings, daß die räumlich geglätteten barotropen Strömungen ähnliche Tendenzen wie die $rot_z\tau$ -Werte aufweisen.

Die Anomalien der Meereshöhen und der dynamischen Höhen für die fünf Meßkampagnen auf Schnitt A2 sind in Abbildung 6.3 a) dargestellt. Von jeder Einzelmessung wurde der lokale Mittelwert über die fünf Meßkampagnen subtrahiert, und die dynamischen Höhen wurden auf ein Referenzniveau von 1000 bezogen. Da die meisten Meßkampagnen im Frühsommer stattgefunden haben, treten saisonale Signale nicht so deutlich hervor wie auf A1E. Die Ausprägung der Anomalien auf A2 unterscheidet sich im westlichen von der im östlichen Teil des Schnittes. Die Anomalien sind im westlichen Teil größer und haben kleinere räumliche Skalen als im Osten. In Abbildung 6.3 b) sind die Anomalien der barotropen Strömungskomponente normal zu Schnitt A2 sowie die zeitgleichen Anomalien von $rot_z\tau$ dargestellt. Die barotrope Strömungskomponente wurde aus der Differenz zwischen den Anomalien der Meereshöhen und denen der dynamischen Höhen berechnet.

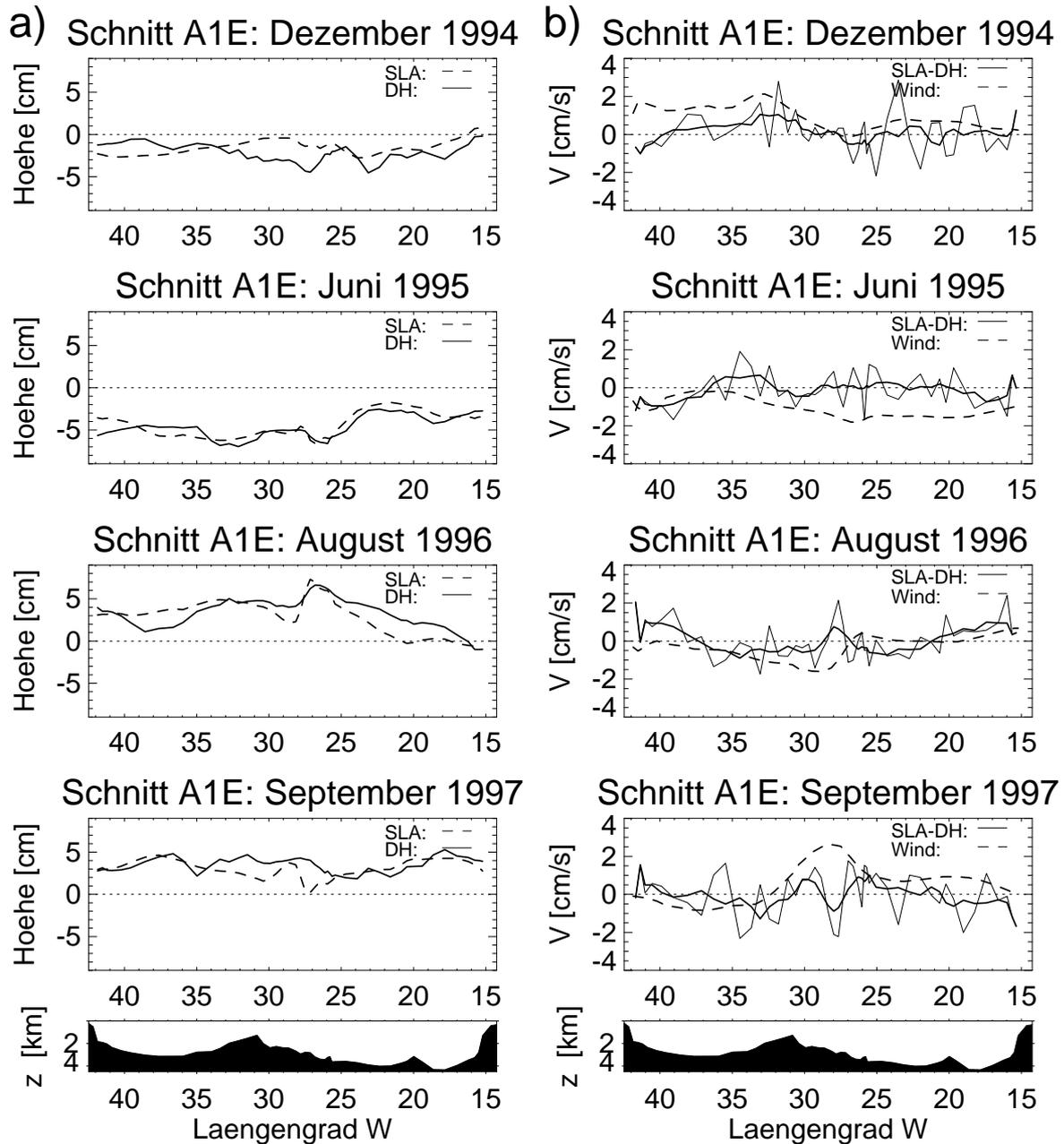


Abbildung 6.2: **a)** Anomalie der Meereshöhe (SLA,—) und der dynamischen Höhe (DH,—) für vier Meßkampagnen auf Schnitt A1E. **b)** Anomalie der barotropen Strömung (SLA-DH,—), berechnet aus der Differenz der Meereshöhen und der dynamischen Höhen sowie die Anomalie der $rot_z \tau$ -Werte (Wind,—) in $[10^{-7} \text{ N m}^{-3}]$. Die geglättete Strömungsgeschwindigkeit ist fett eingezeichnet, und positive Strömungen sind nordwärts.

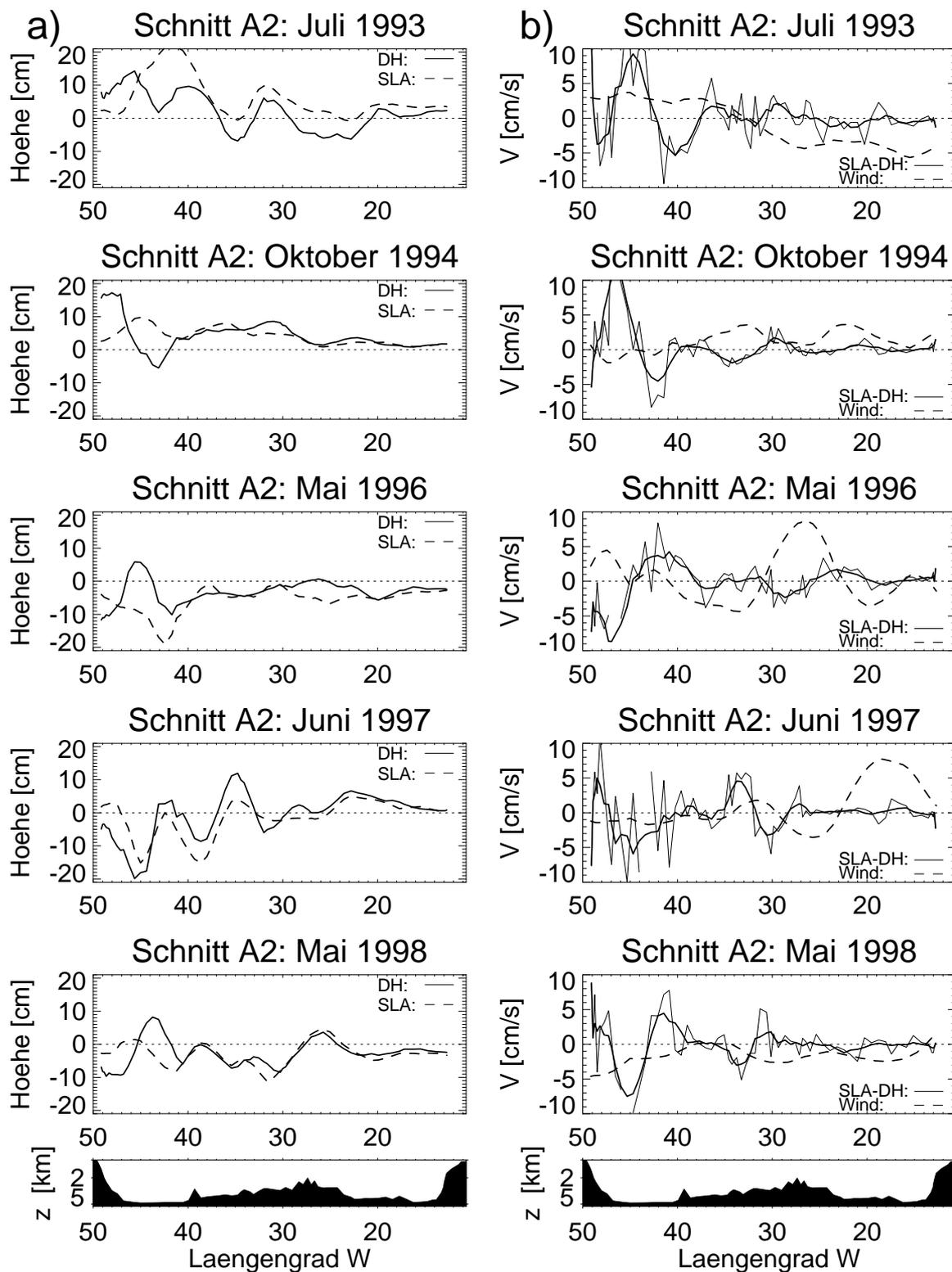


Abbildung 6.3: Anomalien **a)** der Meereshöhe und **b)** der barotropen Strömung für fünf Meßkampagnen auf Schnitt A2. Weitere Einzelheiten wie in Abbildung 6.2.

Es ist kein Zusammenhang zwischen den barotropen Strömungen und den $rot_z \tau$ -Werten zu erkennen. Für jede Meßkampagne auf A2 sind barotrope Strömungen in der Umgebung von

30°W in der Größenordnung von einigen cm s^{-1} zu beobachten. Dies ist plausibel, da im Bereich von steiler Bodentopographie wie über dem Mittelatlantischen Rücken mit der Erzeugung von barotropen Strömungen unabhängig vom lokalen Windfeld zu rechnen ist. Starke barotrope Strömungsanomalien treten im Bereich des Nordatlantikstroms (NAC) und des *Mann-Eddy* westlich von 40°W (Abschnitt 5.1.2) auf. Selbst nach der räumlichen Glättung bleiben noch anomale barotrope Strömungen bis zu 10 cm s^{-1} bestehen. Diese Region ist bekannt für ausgeprägte fluktuierende barotrope Strömungen (z.B. Käse und Krauß, 1996; Clarke et al., 1998). Die hier diskutierten Analysen deuten darauf hin, daß im Juli 1993 und im Oktober 1994 die barotropen Komponenten des NAC sowie des an der Ostseite des *Mann-Eddy* verlaufenden südwärtigen NAC-Zweiges verstärkt waren, wohingegen sie im Mai 1996, im Juni 1997 und im Mai 1998 abgeschwächt waren.

6.1.3. Zeitliche Variabilität entlang des WOCE-Schnittes A1E

Im folgenden wird die kontinuierliche zeitliche Entwicklung der Meereshöhen und der geostrophischen Oberflächenströmungen auf dem Schnitt A1E untersucht. Die monatlich vorliegenden Altimeterdaten können wertvolle Interpretationshilfen für die Veränderungen liefern, die auf den vereinzelt WOCE-Meßkampagnen beobachtet wurden. Die Analysen in Abschnitt 6.1.1 haben gezeigt, daß auf diesem Schnitt die Meereshöhenanomalien großräumig und überwiegend baroklin sind.

Ein Raum-Zeitdiagramm der monatlichen Meereshöhenanomalien ist in Abbildung 6.4 a) dargestellt. Die Anomalien werden vom Jahresgang dominiert, der durch saisonale Erwärmung und Abkühlung der Wassersäule erzeugt wird. Im Mittel über den gesamten Zeitraum von Oktober 1992 bis September 1998 stieg die Meereshöhe entlang des Schnittes an. Das Minimum trat im Frühjahr 1994 in der Irmingersee auf, maximale Anomalien sind über den gesamten Schnitt im Herbst 1997 und 1998 zu beobachten. Der Anstieg der Meereshöhen setzt im Westen des Schnittes im Frühjahr 1996, im Osten dagegen zeitverzögert im Sommer 1996 ein. Die Meereshöhen werden von den sterischen Höhen dominiert, die primär die Erwärmung und Abkühlung der Deckschicht widerspiegeln. Dieses sterische Signal hat beckenweite Skalen und verdeckt Signale, die Ausdruck von dynamischen Änderungen sind.

Um die dynamischen Veränderungen zu zeigen, ist in Abbildung 6.4 b) das Raum-Zeit-Diagramm der geostrophischen Oberflächenströmungen auf A1E dargestellt. Wie in Abschnitt 5.2.1 gezeigt wurde, sind die klimatologischen baroklinen Strömungen genauer als die absoluten geostrophischen Strömungen, die aus Altimeterdaten in Kombination mit dem Geoidmodell EGM96 berechnet werden. Daher wurden die monatlichen geostrophischen Strömungen, wie von Willebrand et al. (1990) vorgeschlagen, als Summe aus den klimatologischen baroklinen Strömungen und den Strömungsanomalien berechnet, die aus Altimeterdaten bestimmt wurden. Die Datenlücke über dem Reykjanes-Rücken kommt dadurch zustande, daß hier keine mittleren Strömungen aus der HB-Klimatologie zur Verfügung stehen.

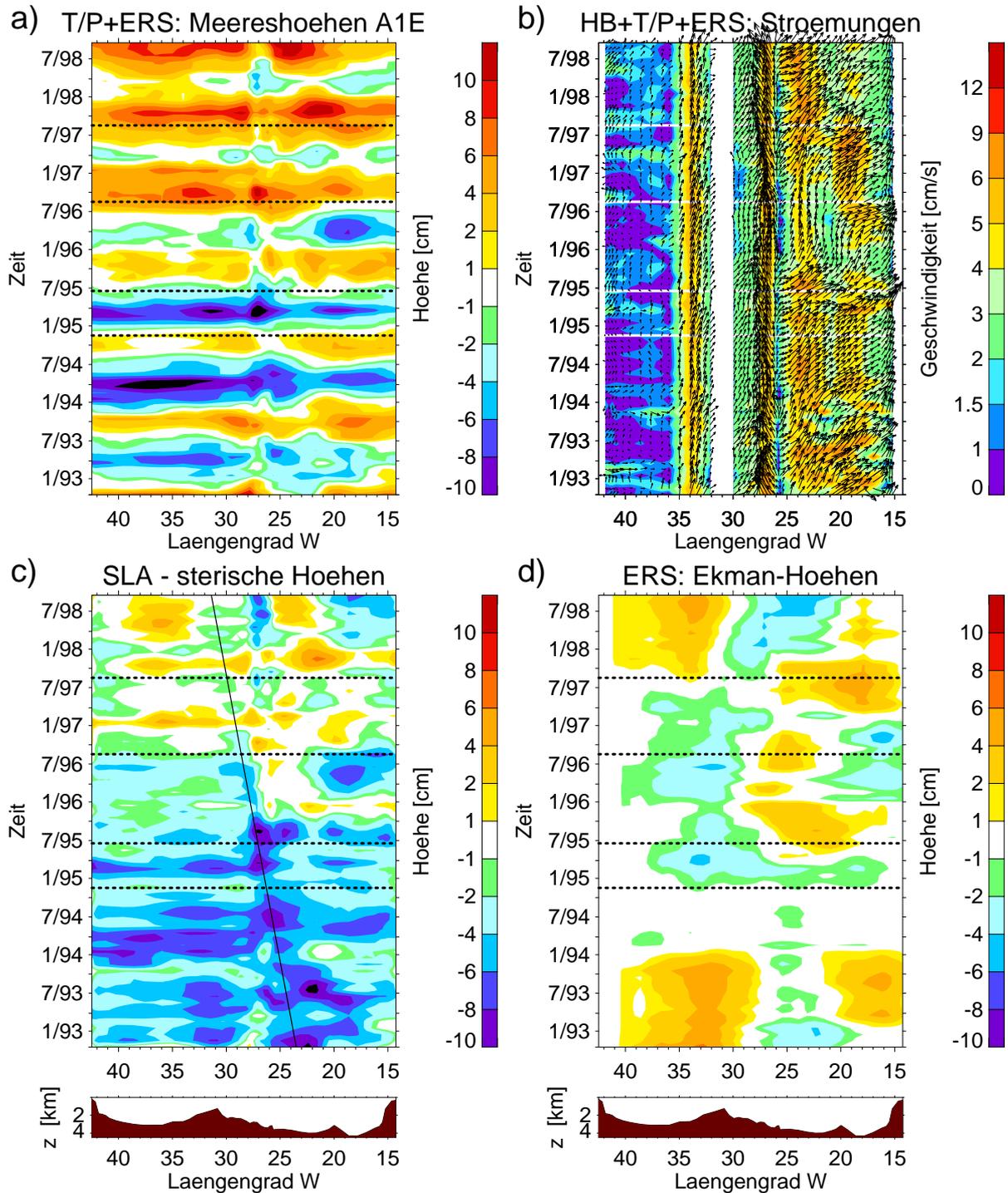


Abbildung 6.4: Raum-Zeit Diagramme entlang von WOCE-Schnitt A1E. **a)** Meereshöhen (T/P und ERS-1/2), **b)** geostrophische Strömung an der Oberfläche als Summe aus der zeitlich mittleren Strömung (HB-Klimatologie) und den Strömungsanomalien (T/P und ERS-1/2). Die Geschwindigkeit ist farbkodiert, die Pfeile zeigen Stärke und Richtung der Strömung. **c)** Differenz zwischen Meereshöhen aus a) und den sterischen Höhen (aus NCEP-Daten) und **d)** Ekman-Höhen (aus ERS-Scatterometerdaten). Die Zeitpunkte der Meßkampagnen sind als gestrichelte Linien und die Bodentopographie ist im unteren Teil eingezeichnet. Der durchgezogene Strich in c) markiert die Ausbreitung einer Rossby-Welle.

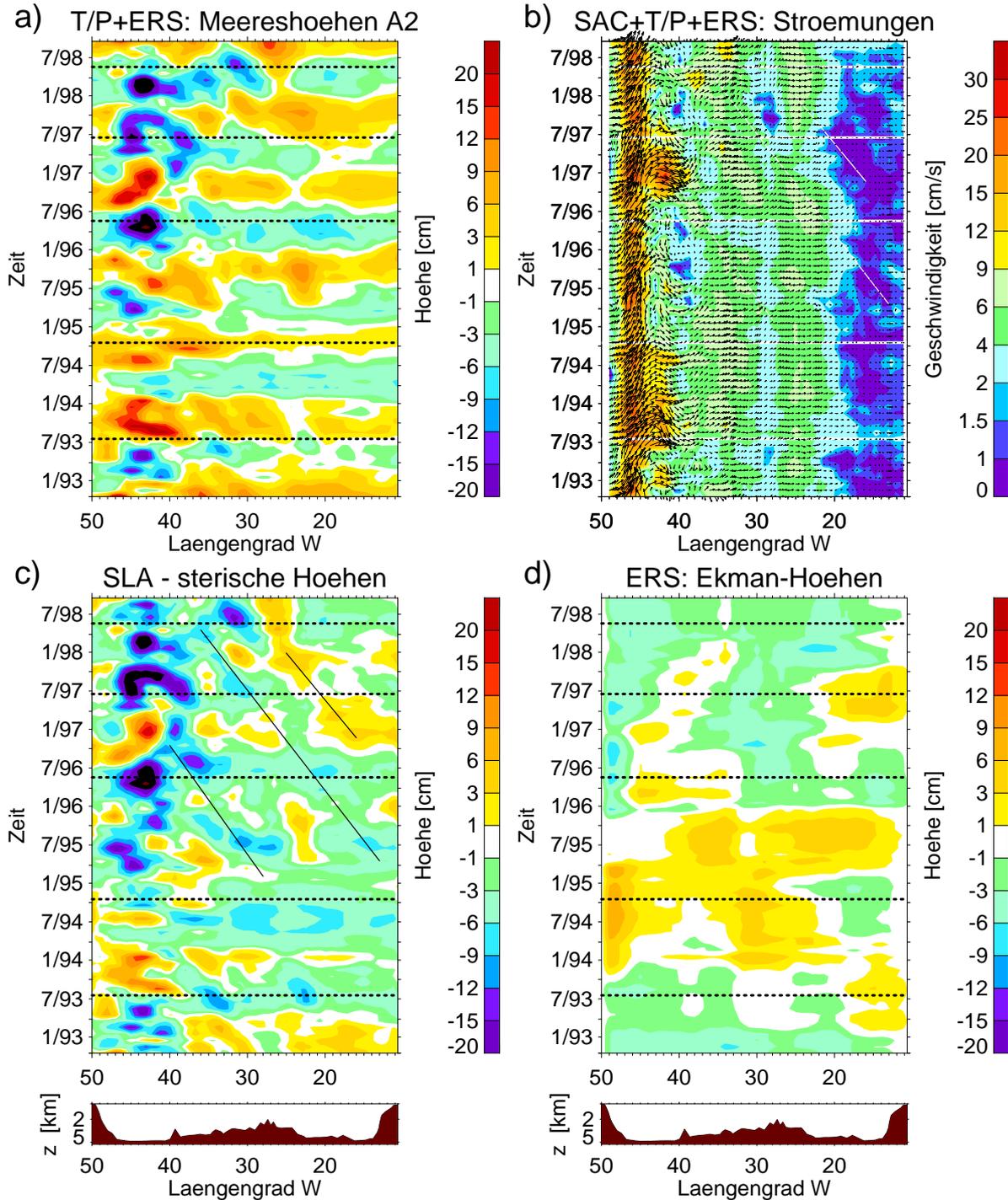


Abbildung 6.5: Raum-Zeit Diagramme entlang von WOCE-Schnitt A2. Die zeitlich mittleren Strömungen stammen aus der SAC-Klimatologie. Weitere Einzelheiten wie in Abbildung 6.4.

Die Strömungen schwanken auf sehr kurzen Zeitskalen. Besonders variabel ist der östlichste NAC-Zweig, der östlich von 25°W im Bereich südlich und östlich des Rockall-Plateau verläuft. Dieser NAC-Zweig ist zwischen Herbst 1995 und Herbst 1996 sowie ab Herbst 1997 abgeschwächt.

Im folgenden werden die potentiellen Auslöser für die beobachteten Veränderungen erörtert. Nach Stammer (1997b) kann der überwiegende Anteil der Meereshöhenanomalien durch anomale Wärme Flüsse zwischen Ozean und Atmosphäre erklärt werden. Die Höhenanomalien, die nach der Subtraktion der Anomalien der sterischen Höhen (Abschnitt 4.2.4) von denen der Meereshöhen verbleiben, sind in Abbildung 6.4 c) dargestellt. Das saisonale Signal ist nahezu vollständig eliminiert, der mehrjährige positive Trend der Höhen über den gesamten Schnitt bleibt aber erhalten. Da die Vergleiche mit den hydrographischen Daten gezeigt haben, daß die Änderungen auf A1E überwiegend baroklin sind, kann der beobachtete Anstieg der Meereshöhen ab Sommer 1995 nur noch durch die Aussüßung der Deckschicht oder die Advektion von Wärmeanomalien erklärt werden. Nach Untersuchungen von Bersch et al. (1999) ist nach dem Sommer 1995 die Schicht des Subpolaren Modewassers (SPMW), die von der Oberfläche bis zu maximal 1200 m reicht, auf A1E wärmer und salzhaltiger als zu Beginn der neunziger Jahre. Dies weist darauf hin, daß die mit den Altimetern beobachtete Zunahme der Meereshöhe ab Sommer 1995 durch anomale Advektion von SPMW erzeugt wird. Der Anstieg der Meereshöhe westlich von 35°W ab Sommer 1995 und wieder ab Winter 1996/1997 fällt mit einer Periode verstärkter nordwärtiger Strömungen in diesem Gebiet zusammen (Abbildung 6.4 b).

Als weitere Möglichkeit, die beobachteten Temperatur- und Salzgehaltsanomalien zu erklären, schlagen Bersch et al. (1999) ein Absinken der Isopyknen vor, das durch Änderungen der vertikalen Ekman-Strömungen ausgelöst wird. Diese Erklärung deckt sich mit ihren Analysen, nach denen die SPMW-Schicht nach Sommer 1995 nicht nur wärmer und salzreicher sondern auch mächtiger geworden ist. Die Höhenänderungen, die durch die vertikalen Ekman-Strömungen hervorgerufen werden, werden hier durch die Ekman-Höhen abgeschätzt. Das Raum-Zeit-Diagramm der anomalen Ekman-Höhen (Abschnitt 4.2.5) ist in Abbildung 6.4 d) dargestellt. Die Übereinstimmung zwischen den Ekman-Höhen und dem nach Abzug der sterischen Höhen verbleibenden Signal ist östlich des Reykjanes-Rückens (30°W) relativ gut. Im Westen von A1E ist lediglich am Ende der Zeitreihe eine Übereinstimmung zwischen beiden Datensätzen zu erkennen. Allerdings basiert die Abschätzung der Reaktion der Meereshöhen auf vertikale Ekman-Strömungen durch die Ekman-Höhen auf einem sehr vereinfachten Modell, in dem der Wind lediglich lokal Höhenänderungen auslöst. In der Realität werden durch fluktuierende Windfelder barokline Rossby-Wellen ausgelöst. Westwärts propagierende, barokline Rossby-Wellen sind in Abbildung 6.4 c) zu beobachten. Die am deutlichsten hervortretende Welle ist durch minimale Höhen gekennzeichnet und liegt zu Beginn der Zeitreihe bei 22,5°W und im Herbst 1998 bei 31,5°W, was einer Ausbreitungsgeschwindigkeit von ca. 250 m pro Tag bzw. 3 mm s^{-1} entspricht. Dieser Wert in guter Übereinstimmung mit der Ausbreitungsgeschwindigkeit von baroklinen Rossby-Wellen nach der linearen Theorie für den globalen Ozean bei 50°N (Cipollini et al., 2000). Eine weitere Welle, die durch maximale Höhen gekennzeichnet ist, scheint im August 1996 bei ca. 20°W ihren Ausgang zu nehmen. Ein Vergleich mit den Ekman-Höhen legt die Vermutung nahe, daß diese Wellen durch Anomalien der Rotation des Windschubs im Bereich der steilen Bodentopographie des Rockall-Plateau ausgelöst wurden.

6.1.4. Zeitliche Variabilität entlang des WOCE-Schnittes A2

Im folgenden wird die kontinuierliche zeitliche Entwicklung der Meereshöhen und der geostrophischen Oberflächenströmungen entlang des Schnittes A2 untersucht. Dabei werden die gleichen Methoden angewandt wie in Abschnitt 6.1.3 bei der Untersuchung der Variabilität auf Schnitt A1E. Die bisherigen Analysen haben gezeigt, daß die Variabilität im westlichen Teil von Schnitt A2 deutlich höher ist als die im östlichen Teil (Abschnitt 6.1.1). Alternierende barotrope Strömungen sind im Bereich des Mittelatlantischen Rückens von Bedeutung. Die Strömungen im Bereich des NAC und des *Mann-Eddy* waren während der Meßkampagnen von 1993 und 1994 durch eine barotrope Komponente verstärkt, während der Meßkampagnen von 1996, 1997 und 1998 hingegen geschwächt (Abschnitt 6.1.2).

Ein Raum-Zeitdiagramm der monatlichen Meereshöhenanomalien ist in Abbildung 6.5 a) dargestellt. Die Anomalien sind vom Jahrgang dominiert, der durch saisonale Erwärmung und Abkühlung der Wassersäule erzeugt wird. Westlich von 40°W ist ein interannueller Trend überlagert: die Meereshöhe nahm nach 1996 ab. Um die dynamischen Veränderungen zu zeigen, ist in Abbildung 6.5 b) das Raum-Zeit-Diagramm der geostrophischen Oberflächenströmungen auf A2 dargestellt. Für Einzelheiten der Berechnung dieser Strömungen siehe Abschnitt 6.1.3. Die Geschwindigkeit der geostrophischen Strömungen des NAC schwankt auf Zeitskalen von einigen Monaten. Auch die Position des NAC schwankt, allerdings sind die damit verbundenen räumlichen Skalen an der Grenze dessen, was mit den Altimetern aufgelöst werden kann (Abschnitt 4.1.6). Der NAC-Zweig, der sich nördlich von A2 bei 44°N vom NAC löst und auf A2 bei ca. 42°W an der Ostseite des *Mann-Eddy* nach Südosten rezirkuliert (Abschnitt 5.1.2), unterliegt interannueller Variabilität. Er ist besonders stark ausgeprägt zwischen Winter 1993 und Herbst 1994 sowie zwischen Herbst 1996 und Sommer 1997. Östlich von 40 °W wird die Stärke und vermutlich auch die Position des NAC-Zweiges, der parallel zu A2 verläuft (Abschnitt 5.1.1), durch barokline Rossby-Wellen beeinflusst. Die westwärtige Ausbreitung dieser Rossby-Wellen ist westlich des Mittelatlantischen Rückens zu erkennen. Ein Beispiel für diese Wellen ist das lokale Maximum der zonalen Strömung, das vom Frühjahr 1995 bis zum Herbst 1996 von 30°W bis zu 40°W propagiert ist. Dies entspricht einer Ausbreitungsgeschwindigkeit von ca. 1,8 cm s⁻¹. Dieser Wert ist in guter Übereinstimmung mit der theoretisch berechneten Ausbreitungsgeschwindigkeit von baroklinen Rossby-Wellen im Weltozean bei 45°N (Cipollini et al., 2000). Lorbacher (2000) vermutet, daß lange, barokline Rossby-Wellen, den ozeanischen Wärmetransport im westlichen Teil von A2 deutlich beeinflussen können. Sie erhielt bei ihrer Analyse der hydrographischen Daten entlang des WOCE-Schnittes A2 für den Sommer 1997 eine Reduktion des meridionalen Volumen- und Wärmetransports im Vergleich zum Vorjahr, der in einer antizyklonischen Zelle zwischen 31°-38°W lokalisiert war. Ihre These, daß die Ursache hierfür eine barokline Rossby-Welle sein könnte, wird durch die Altimeterdaten bestätigt. Die oben beschriebene Rossby-Welle erreichte 1997 den NAC und verstärkte den nach Südosten rezirkulierenden NAC-Zweig bei 40°W.

Im folgenden wird die zeitliche Entwicklung der sterischen Höhen und der Ekman-Höhen diskutiert. Die nach Abzug der sterischen Höhen verbleibenden Höhenanomalien sind in Abbildung 6.5 c) dargestellt. Ein Großteil des saisonalen Signals wird durch die Subtraktion

der sterischen Höhen eliminiert, es verbleiben aber noch deutliche interannuelle Meereshöhenanomalien. Westlich des NAC sind ab 1996 positive Anomalien zu beobachten. Der Meeresspiegel im Bereich des NAC ist im Herbst 1993 anomal hoch und nach Frühjahr 1995 anomal niedrig. Östlich von 40°W sind die Meereshöhen zwischen dem Frühjahr 1993 und dem Herbst 1995 anomal niedrig. Im östlichen Teil des Schnittes sind dem interannuellen Signal barokline Rossby-Wellen überlagert, die vom östlichen Rand des Schnittes bis in die NAC-Region propagieren. Ein Beispiel hierfür ist das lokale Minimum, das im Sommer 1995 bei 13°W liegt und im Frühjahr 1998 bei 38°W angekommen ist.

Als nächstes wird die Bedeutung von anomalen vertikalen Ekman-Strömungen für die beobachteten Anomalien untersucht. Ein Raum-Zeit-Diagramm der Ekman-Höhen ist in Abbildung 6.5 d) dargestellt. Die Ekman-Höhen erklären das in Abbildung 6.5 c) verbleibende Signal nicht, sind diesem sogar teilweise entgegengesetzt. Die Höhenanomalien, die nach der Subtraktion der Anomalien der sterischen Höhen von denen der Meereshöhen verbleiben, können somit nur noch durch barotrope Prozesse und die Advektion von Wärmeanomalien erklärt werden. Östlich von 40°W sind offensichtlich barokline Rossby-Wellen von Bedeutung. Westlich von 40°W kann nur ca. ein Drittel der beobachteten Anomalien durch Anomalien der Dichte erklärt werden (Abschnitt 6.1.1). Dies legt den Schluß nahe, daß die negativen Anomalien nach dem Sommer 1994 (Abbildung 6.5 c) Ausdruck einer abgeschwächten nordwärtigen barotropen Strömung sind. Ein Teil dieses Signals in der Größenordnung von einigen cm könnte durch Veränderungen im Tiefenwasser erzeugt werden. Lorbacher (2000) beobachtete eine Abkühlung des gesamten Tiefenwassers nach 1993 im westlichen Teil von A2. Das Signal ist im Labradorsee-Wasser maximal und beträgt dort ca. $0,1^{\circ}\text{C}$. Eine deutliche Zunahme der Dichte des Labradorsee-Wassers auf A2 zwischen 1993 und 1996 wurde auch von Sy et al. (1997) beschrieben.

Zusammenfassend hat die Analyse der Altimeterdaten entlang der WOCE-Schnitte A1E und A2 gezeigt, daß in Abhängigkeit von der untersuchten Region und Zeitskala unterschiedliche Prozesse die Meereshöhen beeinflussen. Entlang beider WOCE-Schnitte konnten beckenweite Schwankungen der Meereshöhe auf saisonalen und interannuellen Zeitskalen beobachtet werden. Die saisonalen Höhenanomalien auf den Schnitten A1E und A2 können nahezu vollständig durch die sterischen Höhen erklärt werden, die durch Anomalien des Wärmeffusses zwischen Ozean und Atmosphäre verursacht werden. Es deutet sich an, daß auf interannuellen Zeitskalen ozeanische Prozesse wie die Advektion von Wärmeanomalien und barokline Rossby-Wellen für die Erzeugung von Meereshöhenanomalien eine wichtige Rolle spielen.

6.2. Saisonale Variabilität

Im folgenden wird die räumliche Verteilung der saisonalen Variabilität der Meereshöhen und der geostrophischen Zirkulation quantitativ beschrieben. Zusätzlich wird die saisonale Variabilität der sterischen Höhen untersucht, da in den Abschnitten 6.1.3 und 6.1.4 gezeigt

werden konnte, daß die sterischen Höhen einen Großteil der beobachteten saisonalen Variabilität entlang der Schnitte A1E und A2 erklären.

6.2.1. Saisonale Variabilität der Meereshöhen

Um das saisonale Signal aus den monatlichen Zeitreihen der Meereshöhen zu extrahieren, die zwischen Oktober 1992 und September 1998 von T/P- und ERS-1/2 gemessen wurden, werden die Daten an jedem einzelnen Gitterpunkt einer harmonischen Analyse unterzogen. Es wird lediglich eine Sinuskurve mit einer Periode von einem Jahr an die Zeitreihen angepaßt, da das Ergebnis sich kaum ändert, wenn weitere Harmonische hinzu genommen werden. Die Sinus-schwingung mit der Periode von einem Jahre erfaßt nicht das gesamte saisonale Höheng-signal, da dieses nicht zwangsläufig einer Sinuskurve folgt. Untersuchungen von Knudsen et al. (1996) sowie von Ferry et al. (2000) legen allerdings den Schluß nahe, daß ein Großteil des saisonalen Signals mit dieser Methode erfaßt werden kann. Um zu verhindern, daß interannu-elle Schwankungen das Ergebnis verfälschen, wird zusätzlich ein linearer Trend angepaßt.

Die Verteilung der Amplituden der angepaßten Sinuskurven ist in Abbildung 6.6 a) darge-stellt. Maximale Amplituden von 6-15 cm werden im Golfstrom (**GS**) und im Nordatlan-tikstrom (**NAC**) beobachtet. Überall sonst betragen die Amplituden 2-6 cm, wobei sie generell nach Norden hin abnehmen. Der Zeitpunkt, an dem das Maximum des saisonalen Signals auftritt, ist in Abbildung 6.6 b) dargestellt. Im Westen des Untersuchungsgebietes werden maximale Höhen Anfang November erreicht, im Osten im Oktober und auf den Schelfen bereits im September. Die gemeinsame Varianz der angepaßten Sinuskurve und der beob-achteten Meereshöhenanomalien wird durch den quadrierten Kreuzkorrelationskoeffizienten abgeschätzt (z.B. Schönwiese, 1992) und ist in Abbildung 6.6 c) dargestellt. Für den gesamten Nordatlantik beträgt die gemeinsame Varianz ca. 50%. Im Bereich des GS, des NAC, des Labradorstroms (**LC**), des Ost- und West-Grönlandstroms sowie in der Irmingersee erklärt die Sinusschwingung nur 30-50% der gemeinsamen Varianz, was durch verstärkte Variabilität auf Zeitskalen von einigen Tagen bis Monaten in diesen Regionen erklärt werden kann (z.B. LeTraon et al., 1991). Im Osten des Nordatlantiks und in einem Band zwischen 20° und 30°N erklärt die Sinuskurve zwischen 70 und 90% der beobachteten Meereshöhenanomalien.

Um den Zusammenhang zwischen den saisonalen Meereshöhen und den saisonalen sterischen Höhen weiter zu untersuchen, werden die monatlichen Zeitreihen der sterischen Höhen analog zu den beobachteten Meereshöhen einer harmonischen Analyse unterzogen. In Abbildung 6.7 a) ist die Amplitude der angepaßten Sinuskurve, in Abbildung 6.7 b) der Zeitpunkt, an dem das Maximum der sterischen Höhen eintritt, sowie in Abbildung 6.7 c) die durch die ange-paßte Sinuskurve erklärte Varianz dargestellt. Datenlücken treten für Wassertiefen von weniger als 200 m auf, da dort keine klimatologischen Daten zur Verfügung stehen und die sterischen Höhen demzufolge nicht berechnet werden können.

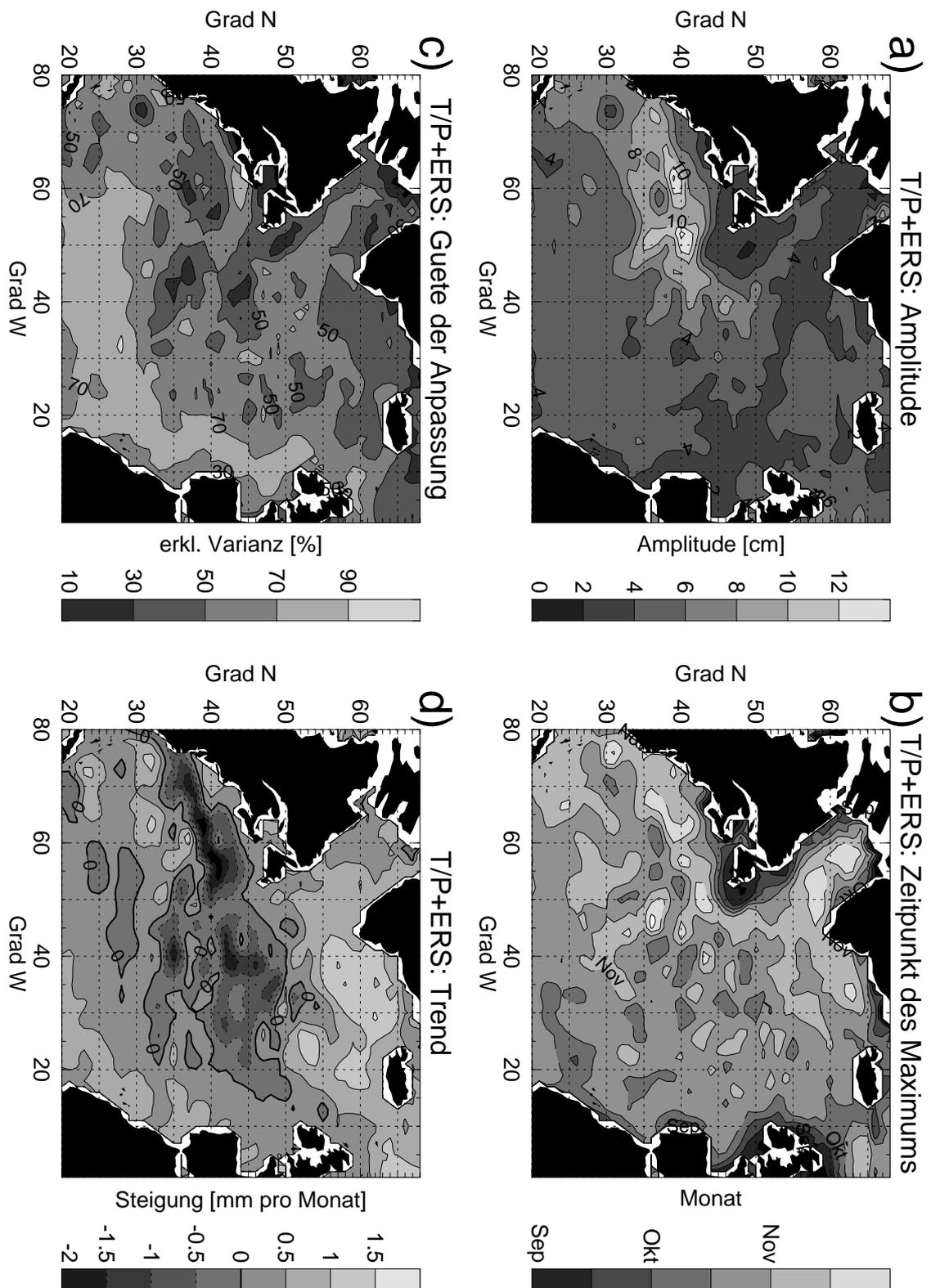


Abbildung 6.6: **a)** Amplitude, **b)** Phase und **d)** Trend der harmonischen Analyse der T/P- und ERS-Höhendaten für eine Periode von einem Jahr sowie **c)** die Güte der Anpassung durch die Sinusschwingung.

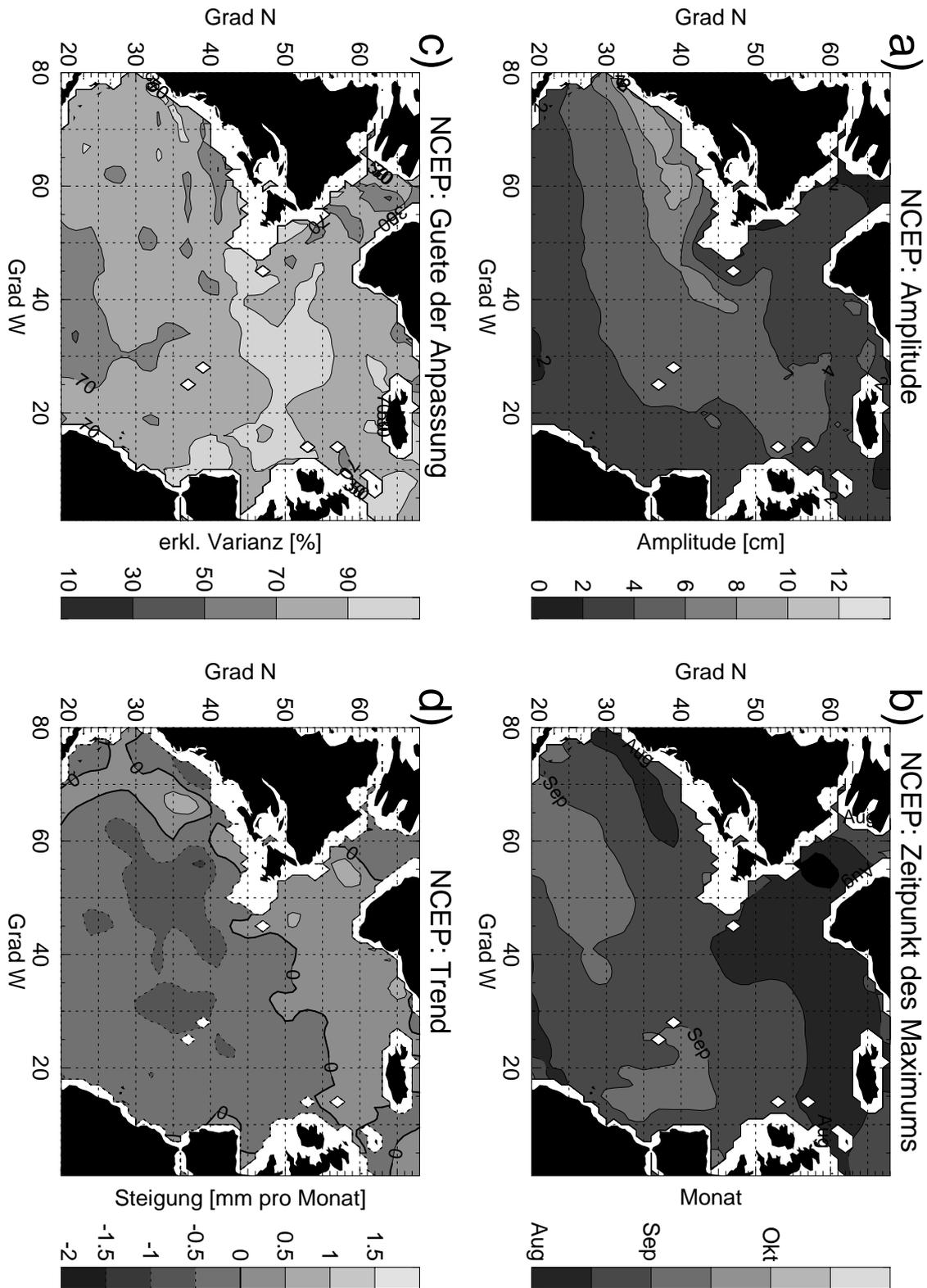


Abbildung 6.7: **a)** Amplitude, **b)** Phase und **d)** Trend der harmonischen Analyse der aus NCEP-Daten abgeleiteten sterischen Höhen für eine Periode von einem Jahr sowie **c)** die Güte der Anpassung durch die Sinusschwingung.

Die Amplituden der saisonalen sterischen Höhen sind etwas geringer als die der saisonalen Meereshöhen, besonders im Bereich des GS, wo das Maximum mit 9 cm liegt. Obwohl die saisonalen Schwankungen der Wärme Flüsse nach Norden hin zunehmen, werden die Amplituden in beiden Datensätzen nach Norden hin kleiner. Die Ursache hierfür ist, daß der thermische Expansionskoeffizient in der nordatlantischen Deckschicht nach Norden hin abnimmt (Abbildung 4.5). Maximale Höhen treten in den Zeitreihen der sterischen Höhen 1-3 Monate früher als in denen der Meereshöhen ein. Die Zeitverzögerung ist besonders hoch im Westen des Untersuchungsgebietes. Die gemeinsame Varianz der angepaßten Sinusschwingung und der sterischen Höhen beträgt 50-95%, was darauf hindeutet, daß die sterischen Höhen überwiegend auf saisonalen Zeitskalen variieren.

Der hier vorgestellte Vergleich zwischen Meereshöhen und sterischen Höhen zeigt, daß die saisonalen Meereshöhen überwiegend durch die lokalen Wärme Flüsse zwischen Ozean und Atmosphäre bestimmt werden. Der Einfluß von saisonalen Schwankungen des Windschubs sowie des hydrologischen Zyklus auf die Meereshöhen können in erster Näherung für das Untersuchungsgebiet vernachlässigt werden. Dies ist in Übereinstimmung mit theoretischen Betrachtungen von Gill und Niiler (1973) über das saisonale Signal der Meereshöhen in mittleren und hohen Breiten. Ähnliche Ergebnisse erhielten Knudsen et al. (1996), Stammer et al. (1996) und Ferry et al. (2000), die anhand deutlich kürzerer altimetrischer Zeitreihen ebenfalls die räumliche Verteilung von Amplitude und Phase der saisonalen Meereshöhen im Nordatlantik untersucht haben.

Das Maximum der saisonalen Meereshöhen tritt im westlichen Nordatlantik ca. einen Monat später ein als im zentralen und östlichen Nordatlantik. Eine naheliegende Erklärung für diese Beobachtung ist, daß entlang der westlichen Randströme die Advektion von saisonalen Höhenanomalien mit der mittleren Strömung nicht vernachlässigbar sind. Das würde bedeuten, daß die saisonalen Meereshöhenanomalien, die durch saisonale Anomalien des Wärmeaustauschs zwischen Ozean und Atmosphäre erzeugt worden sind, ca. 1 Monat mit dem GS und dem NAC transportiert werden, bevor sie durch Wechselwirkungen mit der Atmosphäre bis zur Unkenntlichkeit gedämpft sind. Bereits in der von Wang und Koblinsky (1996) durchgeführten Analyse von dreijährigen Zeitreihen der T/P-Daten deutete sich an, daß im Bereich des GS und seiner Rezirkulationen ein Teil der saisonalen Meereshöhen durch Advektion verursacht wird. Diese Interpretation wird auch durch die Ergebnisse von Ferry et al. (2000) untermauert. Sie zeigten, daß die saisonalen Schwankungen der advektiv erzeugten Meereshöhen im Bereich des GS und des NAC in einem numerischen Modell für den Nordatlantik ca. 2 cm betragen.

Das Maximum des saisonalen Signals der Meereshöhen tritt 1-3 Monate später ein als das der sterischen Höhen. Knudsen et al. (1996) beobachteten, daß das saisonale Signal der Meereshöhenoberflächentemperaturen weltweit gemittelt ca. 1-1,5 Monate vor dem der Meereshöhen verläuft. Auch das Maximum der saisonalen dynamischen Höhen tritt bereits im September ein, d.h. ca. einen Monat vor dem der Meereshöhen (Levitus et al., 1997). Dabei stimmen die Amplituden und die räumliche Verteilung der saisonalen Meereshöhen und der saisonalen dynamischen Höhen gut überein. Eine Verzögerung von ca. 1 Monat zwischen saisonalen sterischen Höhen und saisonalen Meereshöhen konnten auch Stammer et al. (1996) für ihr globales numerisches Modell nachweisen. In diesem Modell wird die Verzögerung der

Meereshöhen gegenüber den sterischen Höhen durch ein barotropes saisonales Höhensignal hervorgerufen.

6.2.2. Saisonale Variabilität der geostrophischen Strömungen

In den Regionen, in denen Gradienten der Meereshöhe aufgrund unterschiedlicher Amplituden oder Phasen der saisonalen Meereshöhen entstehen, unterliegen die geostrophischen Strömungen an der Oberfläche saisonalen Schwankungen. Besonders starke saisonale Gradienten der Meereshöhen treten demnach im Bereich des GS und des NAC auf (Abbildung 6.6 a und b). Die saisonalen Anomalien der geostrophischen Strömungen, die aus T/P-Daten zwischen Oktober 1992 und September 1998 berechnet wurden, sind in Abbildung 6.8 für den Bereich des GS und des NAC für die vier Jahreszeiten dargestellt. Zur Lage der mittleren Strömungen vergleiche Abbildung 2.4 und Abbildung 5.1.

Der Betrag der saisonalen Strömungsanomalien entspricht ca. 10 % der mittleren Strömungsgeschwindigkeiten. Im einzelnen ergibt sich in Verbindung mit den mittleren Strömungen folgendes Bild der saisonalen Strömungsanomalien:

- Die Rezirkulationszelle südlich des GS zwischen 55° - 72° W ist im Sommer verstärkt und im Winter geschwächt.
- Der GS zwischen 55° und 65° W verläuft im Winter ca. 1° weiter südlich als im Sommer.
- Die ostwärtige Strömung bei ca. 34° N, 45° - 56° W, die in Abschnitt 5.1.1 als eine der Quellen des Azorenstroms (AC) beschrieben wird, ist im Frühjahr verstärkt und im Herbst geschwächt. Der AC fließt im Frühjahr als Verlängerung des GS östlich von 45° W direkt nach Süden und Südosten, im Herbst und Winter strömt er zunächst in einem weiten Bogen nach Südwesten, bevor er sich bei ca. 34° N, 51° W nach Osten wendet.
- Der NAC ist von 42° N bis in den Bereich der *Northwest Corner* (vgl. Abbildung 2.4) im Frühjahr geschwächt und im Herbst verstärkt. Der temporäre Strömungsarm, der sich bei 44° N, 45° W auf Höhe der *Newfoundland Seamounts* vom NAC nach Osten löst, ist im Frühjahr geschwächt und im Sommer verstärkt.
- Der LC ist im Winter verstärkt und im Sommer geschwächt. Der Schelfrandstrom auf den Neufundland-Bänken sowie nördlich des GS ist im Winter und Frühjahr verstärkt und im Sommer und Herbst geschwächt.

Diese Ergebnisse stimmen mit regionalen hydrographischen Beobachtungen überein. Kelly et al. (1999) zeigten anhand von T/P- und hydrographischen Daten, daß der oberflächennahe GS südlich der Neufundland-Bänke im Frühjahr südlicher verläuft als im Herbst. Die saisonalen Schwankungen der Position des AC wurden, in guter Übereinstimmung mit den hier aus Satellitendaten abgeleiteten Ergebnissen, von Klein und Siedler (1989) anhand historischer hydrographischer Daten beschrieben. Nach Rossby (1999) sind die aus hydrographischen Messungen abgeleiteten Transporte des LC im Spätherbst maximal, die des Schelfrandstroms nördlich des GS im Frühjahr. Er postulierte, daß die saisonalen Schwankungen des LC-

Transports über den Schelfrandstrom auf den Neufundland-Bänken die meridionale Position des GS südlich der Neufundland-Bänke beeinflussen.

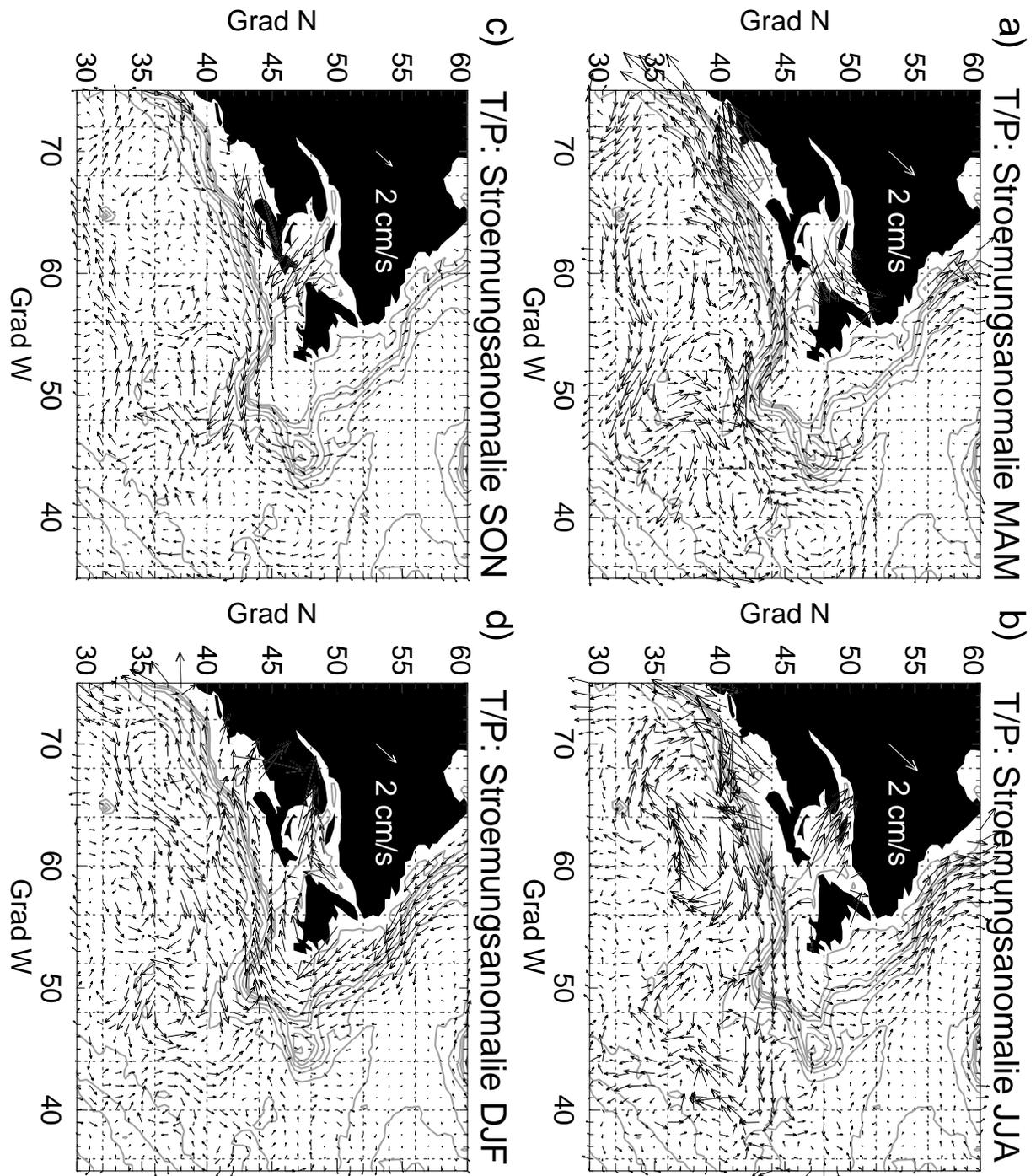


Abbildung 6.8: Strömungsanomalien für **a)** März bis Mai, **b)** Juni bis August, **c)** September bis November und **d)** Dezember bis Februar, berechnet aus T/P-Daten für den Zeitraum 1992 bis 1998. Die Bodentopographie ist grau konturiert.

Mit der hier vorgestellten Methode zur Berechnung von Anomalien der geostrophischen Oberflächenströmung (Abschnitt 4.1.4) werden die saisonalen Schwankungen der Position von großen Strömungen, die in regionalen hydrographischen Untersuchungen bestimmt worden sind, gut wiedergegeben. Eine offene Frage ist allerdings, inwieweit diese saisonalen Anomalien der Strömungsgeschwindigkeiten für die gesamte Wassersäule repräsentativ sind oder lediglich Veränderungen nahe der Oberfläche widerspiegeln. Sato und Rossby (1995) zeigten, daß die saisonalen Anomalien der dynamischen Höhen im GS von dem Auf- und Abbau der saisonalen Thermokline dominiert werden und von Veränderungen unterhalb der Thermokline, d.h. unterhalb von 250 m, kaum beeinflußt werden. Die Ursache hierfür ist, daß sterische Höhenanomalien sich zwar stark in den dynamischen Höhen niederschlagen, aber normalerweise in der Tiefe der Thermokline baroklin kompensiert sind. Wie Kelly et al. (1999) zeigten, hat dies im GS südlich der Neufundland-Bänke zur Folge, daß der GS-Transport oberhalb der saisonalen Thermokline im Frühjahr maximal ist, der Transport des gesamten GS allerdings im Herbst. Dies zeigt, daß es ohne Zusatzinformationen nicht möglich ist, aus den mit Altimetern bestimmten Schwankungen der oberflächennahen Strömungen Transportschwankungen für die einzelnen Stromsysteme abzuleiten.

6.3. Interannuelle Variabilität

Einen ersten Hinweis auf interannuelle oder auch dekadische Variabilität der Meereshöhen gibt der lineare Trend, der in Abschnitt 6.2.1 bei der Durchführung der harmonischen Analyse an die Zeitreihen der Meereshöhe angepaßt wurde. Die Verteilung des an die Zeitreihen der Meereshöhen angepaßten Trends ist in Abbildung 6.6 d) dargestellt. Ein positiver Trend von maximal 1,5 mm pro Monat ist im Subpolarwirbel und südlich von 30°N zu beobachten. Entlang des GS und NAC sowie in der Übergangszone zwischen Subtropen- und Subpolarwirbel ist der Trend negativ und beträgt bis zu 1,5 mm pro Monat. Da auf saisonalen Zeitskalen die Übereinstimmung zwischen den beobachteten Meereshöhen und den sterischen Höhen sehr gut ist (Abschnitt 6.2.1), ist in Abbildung 6.7 d) die räumliche Verteilung des an die Zeitreihen der sterischen Höhen angepaßte Trends dargestellt. Der lineare Trend der sterischen Höhen beträgt ca. 0,5 mm pro Monat und ist nördlich von 50°N positiv und südlich davon überwiegend negativ. Sowohl der Betrag als auch die räumliche Verteilung des linearen Trends der Meereshöhen weicht von dem der sterischen Höhen ab. Dies deutet darauf hin, daß die beobachteten interannuellen Veränderungen der Meereshöhe nicht von Anomalien der lokalen Netto-Wärme-flüsse dominiert, sondern von Anomalien der Rotation des Windschubs oder von ozeanischen Prozessen erzeugt werden (Abschnitt 3.2).

Im folgenden werden die interannuellen Veränderungen der Meereshöhe quantifiziert und ihre zeitliche Entwicklung im Zeitraum von 1992 bis 1998 analysiert. Darüber hinaus wird untersucht, welche Rolle Anomalien des Wärmeaustauschs zwischen Ozean und Atmosphäre, Anomalien der Rotation des Windschubs sowie Verlagerungen von ozeanischen Strömungen für die beobachteten Veränderungen spielen.

6.3.1. Meereshöhen und die Nordatlantische Oszillation

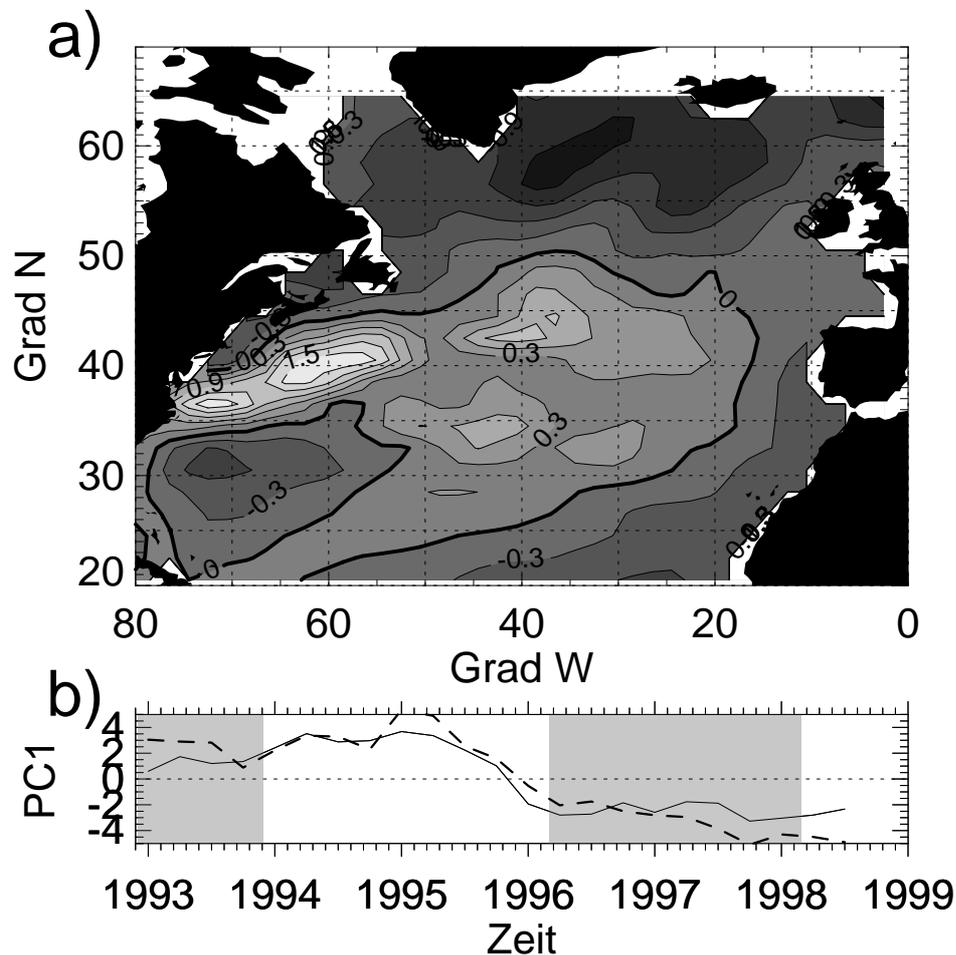


Abbildung 6.9: **a)** Muster und **b)** Zeitreihe (—) der ersten EOF (PC1, *principal component*) der saisonalen Meereshöhenanomalien (34% erklärte Varianz). Der Abstand der Isolinien in **a)** beträgt 0,3 cm. In **b)** ist zusätzlich die saisonal gemittelte kumulative Summe des NAO-Index (---) nach Jones et al. (1997) eingezeichnet und die Zeiträume, die für die Komposite verwendet wurden, sind grau hinterlegt.

Durch eine Zerlegung der Zeitreihen der Meereshöhen in empirische orthogonale Funktionen (EOF) können dominante räumliche Muster und ihr zeitlicher Verlauf extrahiert werden (z.B. Fechner, 1978). Zunächst wurde die saisonale Variabilität eliminiert, indem vierteljährliche Zeitreihen der Meereshöhenanomalien relativ zum mittleren Jahrgang gebildet wurden (Abschnitt 4.1.3). Um die typischen räumlichen Muster der interannuellen Variabilität zu extrahieren, wurden diese Zeitreihen mit einer Gitterauflösung von $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ in EOF zerlegt. Die erste EOF, die 34 % der gesamten Varianz der saisonalen Höhenanomalien enthält, ist in Abbildung 6.9 a) dargestellt. Sie zeigt einen Dipol zwischen subtropischem und subpolarem Gebiet. Eine Abweichung von diesem reinen Dipol stellt der zentrale Subtropenwirbel

westlich von 60°W zwischen 20° und 30°N dar, der in Phase mit dem Subpolarwirbel ist. Ein entsprechendes Ergebnis lieferte die Untersuchung von Reverdin et al. (1999).

Solche beckenweiten Schwankungen der Meereshöhe spiegeln die zeitlich integrierte Reaktion des Ozeans auf die atmosphärische Variabilität wider. Ein Maß für die atmosphärische Variabilität auf interannuellen und dekadischen Zeitskalen im Untersuchungsgebiet ist der Index der Nordatlantischen Oszillation (NAO) (Abschnitte 2.2 und 4.2.3). Die Zeitreihe der ersten EOF sowie die kumulative Summe des NAO-Index sind in Abbildung 6.9 b) aufgetragen. Die Korrelation der beiden Kurven ist hoch. Das ausgeprägteste Signal in beiden Zeitreihen ist der Übergang von positiven zu negativen Werten zwischen dem Sommer 1995 und dem Frühjahr 1996. In diesem Zeitraum nahm der NAO-Index nach einer sieben Jahre andauernden positiven Phase negative Werte an. Die Übereinstimmung zwischen beiden Zeitreihen legt den Schluß nahe, daß die erste EOF der saisonalen Meereshöhen im Nordatlantik die Reaktion auf Schwankungen der NAO darstellt. Da aber die NAO ein annähernd rotes Spektrum mit Maxima bei dekadischen und interdekadischen Perioden besitzt, ist es selbst mit geophysikalischen Zeitreihen von mehr als hundert Jahren sehr schwierig, einen statistisch abgesicherten Zusammenhang mit der NAO herzuleiten (Wunsch, 1999). Für die hier untersuchten sechsjährigen Zeitreihen der Meereshöhe ist es daher nicht möglich, einen statistisch signifikanten Zusammenhang mit der NAO herzuleiten.

Ein statistisch besser abgesicherter und physikalisch erklärbarer Zusammenhang besteht jedoch zwischen der NAO und atmosphärischen Größen, die auf den untersuchten räumlichen und zeitlichen Skalen Anomalien der Meereshöhe auslösen können. Bei starker (schwacher) NAO sind sowohl die Westwinde als auch die Südostpassate verstärkt (geschwächt) und verlaufen nördlicher (südlicher) (Hurrell, 1995). Bei starker (schwacher) NAO verliert der Ozean anomal viel (wenig) Wärme östlich von Neufundland und in der Labradorsee sowie vor der Ostküste Afrikas. Anomal wenig (viel) Wärme verliert er vor der Ostküste der USA (Cayan, 1992a). Die dominante Mode der Meeresoberflächentemperatur im Winter stimmt räumlich mit dieser Verteilung der Wärmeflüsse überein. Dabei liegen dort negative Temperaturanomalien, wo der Ozean anomal viel Wärme verliert und die Winde verstärkt sind (Deser und Blackmon, 1993).

Im weiteren wird angenommen, daß die Änderungen der Meereshöhe über den Zeitraum vom Sommer 1995 bis zum Frühjahr 1996 im Zusammenhang mit der NAO stehen. Diese Änderungen der Meereshöhe werden quantifiziert, und es wird ein Zusammenhang mit den in diesem Zeitraum beobachteten atmosphärischen Schwankungen hergestellt. Um die Veränderungen in diesem Zeitraum hervorzuheben, wird ein Komposit aus der Differenz zwischen den Meereshöhen vor dem Sommer 1995 und denen nach dem Frühjahr 1996 gebildet. Die Zeiträume, über die gemittelt wurde, sind in Abbildung 6.9 b) markiert. Das wichtigste Kriterium für die Wahl der beiden Zeiträume war der Wert der Zeitreihe der ersten EOF. Zusätzliche Kriterien waren, daß über vollständige Jahre gemittelt werden sollte, um das saisonale Signal zu unterdrücken, und daß T/P- und ERS-Daten vorhanden sein sollten, um eine möglichst gute räumliche Auflösung zu erhalten (Abbildung 4.3). Im folgenden wird dieses Komposit **NAO-Komposit** genannt, wobei zu beachten ist, daß es sich hierbei um die Differenz zwischen dem Zustand bei schwacher NAO und dem bei starker NAO handelt, also

dem negativem Wert der in vielen Veröffentlichungen berechneten NAO-Komposite (z.B. Cayan, 1992a; Hurrell, 1995; Joyce et al.; 2000).

Das NAO-Komposit der Meereshöhen ist in Abbildung 6.10 a) dargestellt. Das Komposit zeigt eine vergleichbare räumliche Verteilung wie die erste EOF der saisonalen Höhenanomalien (Abbildung 6.9 a), allerdings ist der Dipol zwischen der Übergangszone und dem Subpolarwirbel weniger deutlich ausgeprägt. Die Meereshöhe stieg zwischen den beiden Zeiträumen im Subpolarwirbel um ca. 4 cm an, wobei der maximale Anstieg in der Irmingersee lag. Entlang des GS, des AC und des NAC sowie seiner Ausläufer sank die Meereshöhe um bis zu 15 cm ab. Zu erwähnen ist, daß diese Ergebnisse sehr robust sind. Vergleichbare räumliche Muster ergeben sich sowohl aus der Regression der Meereshöhen auf den NAO-Index als auch für Komposite, die über andere Zeiträume, wie beispielsweise die ersten und die letzten drei Jahre der Zeitreihe, bestimmt wurden.

6.3.2. Lokale Reaktion der Meereshöhe auf atmosphärische Variabilität

Im folgenden wird untersucht, inwieweit die für das NAO-Komposit der Meereshöhen beobachteten Veränderungen durch die lokale Reaktion des Ozeans auf veränderte Netto-Wärmeflüsse zwischen Ozean und Atmosphäre und auf Änderungen der Rotation des Windschubs erklärt werden können.

Das NAO-Komposit der sterischen Höhen (Abschnitt 4.2.4) ist in Abbildung 6.10 b) dargestellt. Datenlücken treten für Wassertiefen von weniger als 200 m auf, da dort keine klimatologischen Daten zur Verfügung stehen und die sterischen Höhen demzufolge nicht berechnet werden können. Dieses Komposit zeigt eine ähnliche räumliche Struktur wie der Trend der sterischen Höhen (Abbildung 6.7 d). Fast überall im Untersuchungsgebiet nahmen die sterischen Höhen zwischen den beiden Zeiträumen um ca. 2 cm ab. Ausnahmen davon bilden die südliche und zentrale Labradorsee, die Irmingersee, sowie der Bereich der C-förmigen Rezirkulationszelle im westlichen Subtropenwirbel, die um ca. 2 cm anstiegen. Eine Analyse der einzelnen Komponenten der Netto-Wärmeflüsse im Untersuchungszeitraum ergab, daß die Änderungen der sterischen Höhen hauptsächlich durch Anomalien der windabhängigen latenten und sensiblen Wärmeflüsse verursacht wurden (ohne Abbildung). Das NAO-Komposit der Meereshöhen (Abbildung 6.10 a) und das der sterischen Höhen (Abbildung 6.10 b) stimmen im Bereich des GS, in der Übergangszone und im westlichen Subpolarwirbel überein. Abweichungen sind im östlichen Subpolarwirbel und südlich von 35°N zu beobachten. Darüber hinaus sind die beobachteten Änderungen stärker ausgeprägt, als durch die Änderungen der sterischen Höhen erklärt werden kann. Zu berücksichtigen ist allerdings, daß der Fehler der Netto-Wärmeflüsse, die für die Abschätzung der sterischen Höhen verwendet wurden, lokal relativ groß sein kann. Die Untersuchungen von Ferry et al. (2000) deuten darauf hin, daß auf saisonalen Zeitskalen im Nordostatlantik Fehler von 20-40 W m⁻² auftreten können. Ein systematischer Fehler der Netto-Wärmeflußanomalien in dieser Größenordnung würde zu einem Fehler von bis zu 10 cm in dem NAO-Komposit der sterischen Höhen führen.

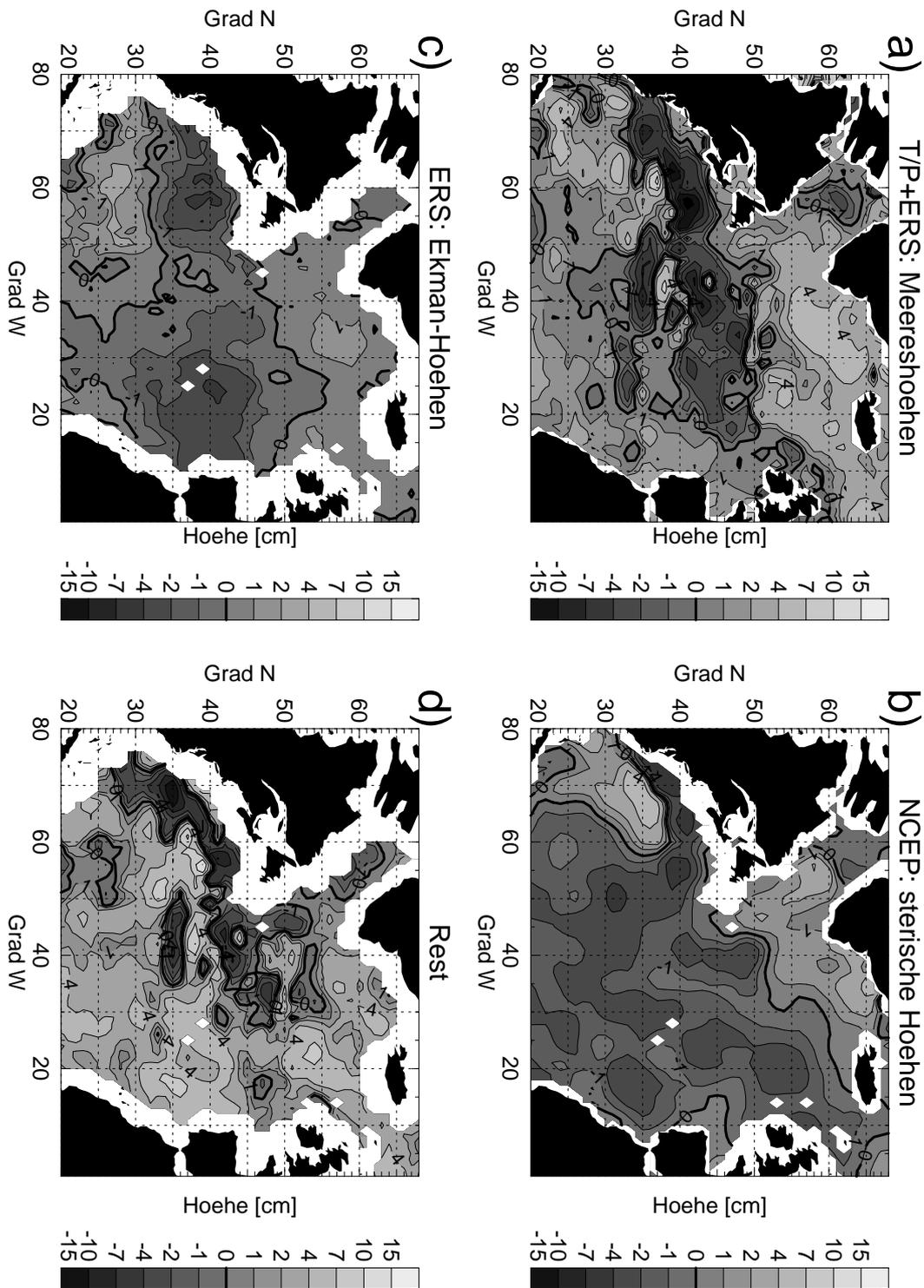


Abbildung 6.10: NAO-Komposite (schwach-stark) für **a)** die Meereshöhen (T/P und ERS-1/2), **b)** die sterischen Höhen (NCEP-Wärmeflüsse), **c)** die Ekman-Höhen (ERS-Scatterometer) und **d)** die verbleibende, durch b) und c) nicht erklärte, Differenz (a-b-c).

Das NAO-Komposit der Ekman-Höhen (Abschnitt 3.2.1) ist in Abbildung 6.10 c) dargestellt. Datenlücken treten auf, falls keine Winddaten vorliegen oder die Wassertiefe geringer als

200 m ist, da dort keine klimatologischen Daten zur Verfügung stehen und die Ekman-Höhen demzufolge nicht berechnet werden können. Die Ekman-Höhen sanken in dem zonalen Band zwischen 30° und 50°N ab, wobei Minima von weniger als -2 cm am östlichen und am westlichen Rand dieses Bandes lagen. Südlich und nördlich davon stiegen die Ekman-Höhen zwischen den beiden Zeiträumen an. Lokale Maxima von $1-2$ cm sind oberhalb des Reykjanes-Rückens und westlich des Mittelatlantischen Rückens zwischen 25° und 30°N zu beobachten. Die großräumige Struktur des NAO-Komposits der Ekman-Höhen (Abbildung 6.10 c) ist der des NAO-Komposits der Meereshöhen (Abbildung 6.10 a) ähnlich. Allerdings sind die beobachteten Änderungen stärker ausgeprägt, als durch die Änderungen der Ekman-Höhen erklärt werden kann. Das lokale Minimum des NAO-Komposits der Ekman-Höhen bei $35^\circ-45^\circ\text{N}$, $10^\circ-30^\circ\text{W}$ ist vermutlich nicht realistisch. Die Abschätzung der Ekman-Höhen basiert auf einem vereinfachten statischen Modell, in dem Änderungen der Rotation des Windfeldes lediglich lokale Höhenänderungen, aber keine baroklinen Rossby-Wellen hervorrufen. Die Untersuchungen entlang von Schnitt A2 haben jedoch gezeigt, daß zumindest bei 45°N barokline Rossby-Wellen westwärts propagieren und ein deutliches Höhengsignal hinterlassen (Abschnitt 6.1.4). Insofern ist es wahrscheinlich, daß ausgeprägte positive und negative Höhenanomalien, die in diesen geographischen Breiten im Osten des Nordatlantiks erzeugt werden, nicht lokal verbleiben sondern nach Westen propagieren.

Zusammenfassend ist zu konstatieren, daß die im NAO-Komposit der Meereshöhen beobachteten Anomalien zumindest teilweise durch die lokale Reaktion des Ozeans auf Änderungen der Netto-Wärme Flüsse und der Rotation des Windschubs im Zusammenhang mit dem Vorzeichenwechsel der NAO zwischen dem Sommer 1995 und dem Frühjahr 1996 erklärt werden können. Änderungen der Netto-Wärme Flüsse sind in der Labrador- und der Irmingersee, der Übergangszone sowie in der GS-Region ein wesentlicher Faktor. Die lokale Reaktion auf Änderungen der Rotation des Windschubs ist zwischen $30^\circ-45^\circ\text{N}$, sowie in der Sargassosee ausschlaggebend für die beobachteten Änderungen.

6.3.3. Reaktion der Meereshöhe auf ozeanische Prozesse

Im folgenden wird die Komponente des NAO-Komposits der Meereshöhen untersucht, die durch ozeanische Prozesse erzeugt wird. Es wird angenommen, daß diese Komponente abgeschätzt werden kann, indem die NAO-Komposite der sterischen Höhen und der Ekman-Höhen von dem NAO-Komposit der Meereshöhen subtrahiert wird.

Die Differenz zwischen dem NAO-Komposit der Meereshöhen und der Summe der NAO-Komposite der sterischen Höhen und der Ekman-Höhen ist in Abbildung 6.10 d) dargestellt. Die Differenz ist im Untersuchungsgebietes überwiegend positiv und beträgt $2-4$ cm. Entlang des GS, des AC und des NAC sind negative Differenzen mit Werten von bis zu -10 cm zu beobachten. Mögliche Ursachen für diese Differenzen sind, neben barotropen Effekten und baroklinen Rossby-Wellen, lokale Wärmeanomalien in der Wassersäule, die durch die Advektion von Wärmeanomalien mit der mittleren Strömung oder aber die Advektion von mittleren horizontalen Wärmegradienten mit Strömungsanomalien erzeugt werden (Abschnitt 3.2.2). Inwieweit die beobachteten interannuellen Änderungen der Meereshöhe durch

advektive Prozesse erklärt werden können, wird in Abschnitt 7 diskutiert. Im folgenden wird ein Teilaspekt dieser Fragestellung, die Verlagerung von Strömungsachsen, diskutiert.

Verlagerungen von geostrophischen Strömungen führen zu ausgeprägten Meereshöhenanomalien (vgl. Abbildung 3.4), die entlang der mittleren Position der Strömungen konzentriert sind. Diese Charakterisierung trifft auf das NAO-Komposit des Anteils der Meereshöhen, der nicht durch lokale atmosphärische Anomalien erklärt werden kann (Abbildung 6.10 d), zu. Meridionale Verlagerungen des GS, des AC und der NAC Zweige sind insofern für diese Arbeit von Interesse, als sie möglicherweise den meridionalen Volumentransport im Nordatlantik modifizieren. Käse und Krauß (1996) betonten, daß die hydrographischen Bedingungen im Übergangsbereich zwischen GS, AC und NAC den Volumentransport des AC und des NAC beeinflussen.

Verlagerungen der Strömungsachsen sollten sowohl in den geostrophischen Strömungen als auch in der Verteilung der Variabilität der kinetischen Energie (E'_{kin}) zu erkennen sein. Das NAO-Komposit der aus T/P- und ERS-Messungen berechneten E'_{kin} -Werte (Abschnitt 4.1.5) ist in Abbildung 6.11 a) dargestellt. Positive Anomalien deuten auf eine Zunahme der lokalen Strömungsgeschwindigkeit zwischen den beiden Zeiträumen hin, negative Anomalien auf eine Abnahme. Den E'_{kin} -Werten ist das NAO-Komposit der geostrophischen Strömungen überlagert, die ebenfalls aus T/P- und ERS-Messungen abgeleitet wurden (Abschnitt 4.1.4). Die Änderungen der E'_{kin} -Werte betragen 10-25% der mittleren E'_{kin} -Werte, die Änderungen der Strömungsgeschwindigkeiten betragen ca. 10% der klimatologischen geostrophischen Geschwindigkeiten. Eine maximale Zunahme der E'_{kin} -Werte ist bei 35°-45°N, 40°-50°W zu beobachten, wo die Analyse der klimatologischen Felder mehrere quasistationäre Wirbel gezeigt hat (Abschnitt 5.1.1). Die E'_{kin} -Werte im nördlichen GS zwischen 50° und 65°W nahmen zwischen den beiden Zeiträumen ab, und die Strömungsdifferenzen waren nach Westen gerichtet. Südlich davon nahmen die E'_{kin} -Werte zu, und die Strömungsdifferenzen waren nach Osten gerichtet. Dies deutet auf eine Verlagerung des GS nach Süden hin. Ein vergleichbarer Effekt ist im Bereich des AC bei 33°-38°N, 35°-45°W zu beobachten. Hier war nach dem Sommer 1995 der südlichere Pfad, dem der AC bevorzugt während der Herbst- und Wintermonate folgt, verstärkt gegenüber dem nördlicheren, den er bevorzugt im Frühjahr einnimmt (Abschnitt 6.2.2). Negative E'_{kin} -Werte und westwärtige Strömungsanomalien sind darüber hinaus entlang der NAC-Zweige bei 44°N und bei 49°N, sowie in der *Northwest Corner* zu beobachten, was auf eine Abschwächung der mittleren Strömung hindeutet. Eine Verstärkung der mittleren Strömung ist für die NAC-Zweige bei 46°N und westlich der Charlie-Gibbs Bruchzone zu erkennen.

Einen Zusammenhang zwischen der NAO und dekadischen Schwankungen im Verlauf der großen Strömungen von Subtropen- und Subpolarwirbel postulierte Curry (2000). Die hier vorgestellten Ergebnisse für den Vorzeichenwechsel der NAO nach dem Sommer 1995 sind in Übereinstimmung mit ihrer Beobachtung, daß bei schwacher NAO die beiden Wirbelsysteme weiter südlich liegen und auf den Westen des Nordatlantiks beschränkt bleiben. Verlagerungen der NAC-Zweige auf interannuellen und dekadischen Zeitskalen wurden von verschiedenen Autoren beschrieben und in Zusammenhang mit Änderungen der Rotation des Windfeldes

gebracht (White und Heywood, 1995; Belkin und Levitus 1996). Garnier und Schopp (1999) beobachteten, daß im westlichen Nordatlantik Regionen mit verstärkten ostwärtigen Sverdrup-Transporten mit denen verstärkter E'_{kin} -Werte zusammenfallen.

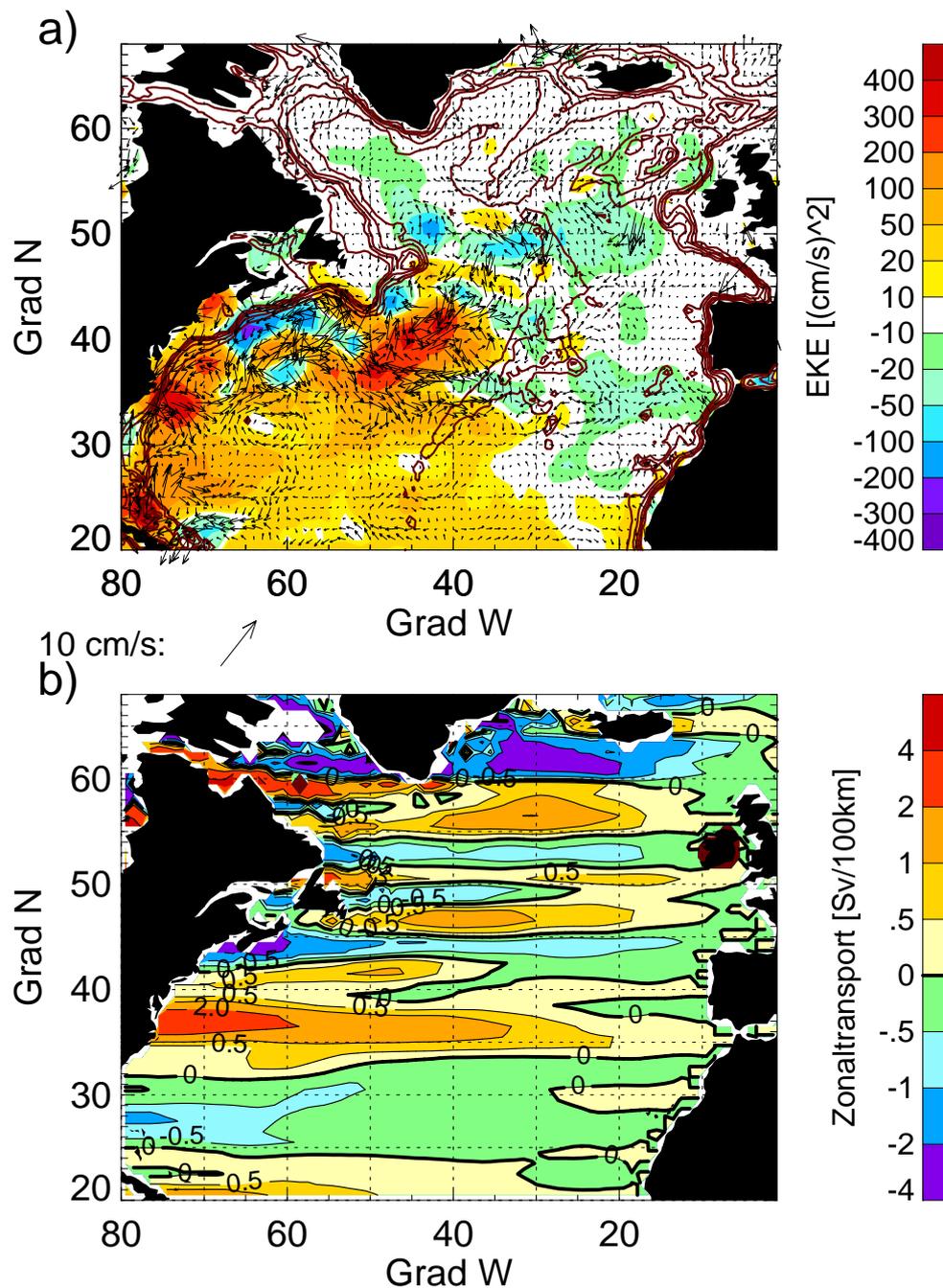


Abbildung 6.11: NAO-Komposite (schwach-stark) für **a)** die wirbelkinetische Energie E'_{kin} (farbig) und die Anomalie der geostrophischen Oberflächenströmungen (Pfeile), sowie **b)** den zonalen Sverdrup-Transport. Die Pfeile zeigen Geschwindigkeit und Richtung der anomalen Strömungen, positive Sverdrup-Transporte sind nach Osten gerichtet.

Das NAO-Komposit der zonalen Sverdrup-Transporte (Abschnitt 3.2.1) ist in Abbildung 6.11 b) dargestellt. Westlich des Mittelatlantischen Rückens zwischen 35° und 50°N stimmen die Änderungen der ostwärtigen Sverdrup-Transporte gut mit denen der geostrophischen Strömungen (Abbildung 6.11 a) überein. Südlich des GS sind ostwärtige Transportanomalien und nördlich des GS westwärtige zu beobachten, während der GS nach Süden verlagert war. Bei 44° und 49°N , wo die NAC-Zweige geschwächt waren, war der anomale Sverdrup-Transport nach Westen gerichtet. Bei 47°N hingegen, wo sich eine Verstärkung des NAC-Zweigs zeigte, war der Differenz des Sverdrup-Transports nach Osten gerichtet.

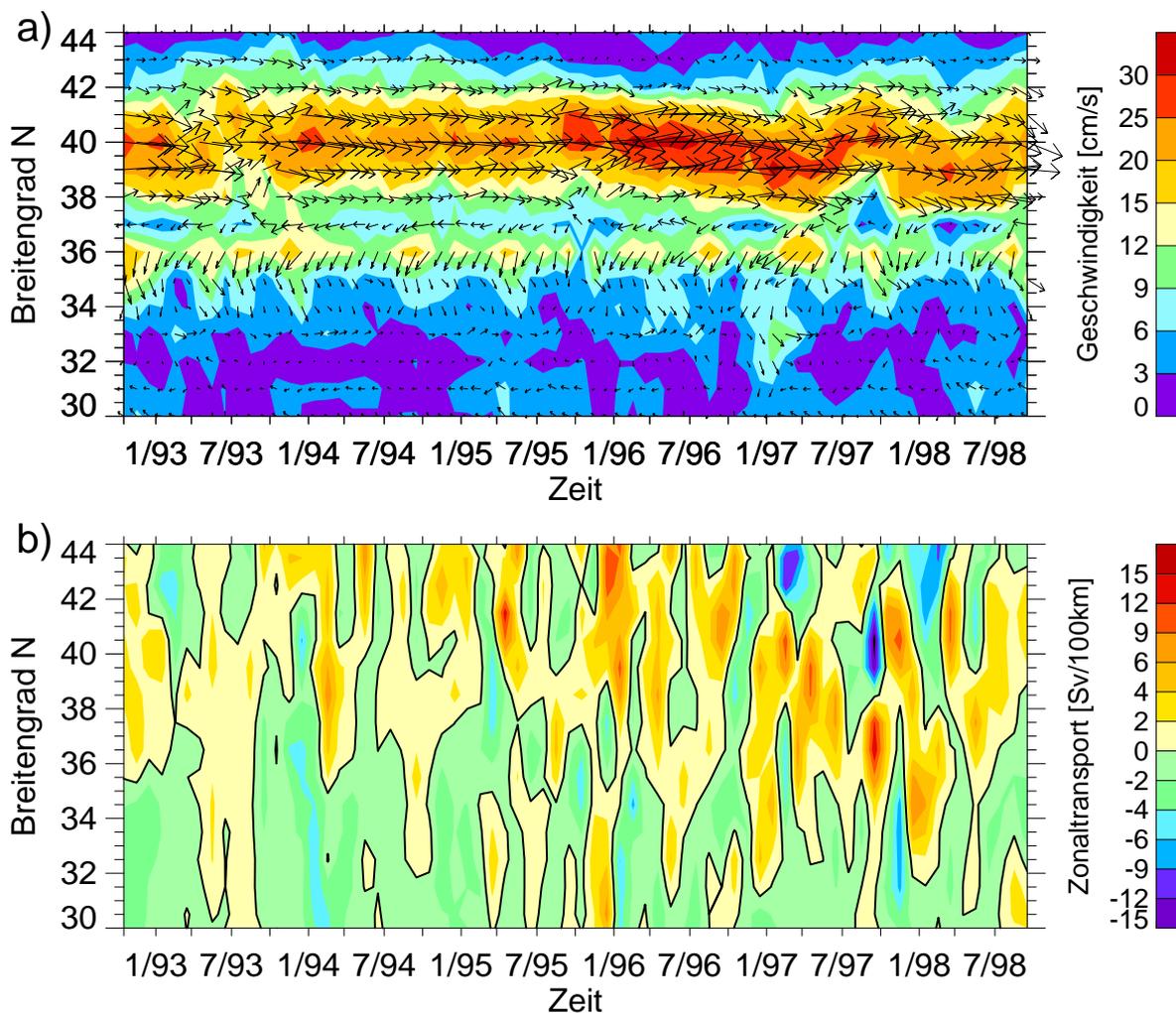


Abbildung 6.12: Raum-Zeit-Diagramm entlang 57°W a) der geostrophischen Strömung aus der SAC-Klimatologie und T/P und ERS-1/2 Messungen, sowie b) der Zonalkomponente des zeitlich variablen Sverdrup-Transports für $54,5^\circ$ - $60,5^\circ\text{W}$, berechnet aus ERS-Scatterometerdaten. In a) ist die Geschwindigkeit farbkodiert, und die Pfeile zeigen sowohl die Geschwindigkeit als auch die Richtung der Strömungen an.

Die Beobachtungen legen den Schluß nahe, daß zwischen den Anomalien des zonalen Sverdrup-Transports und der meridionalen Verlagerung zonal ausgerichteter Strömungen, wie dem GS, dem AC und den NAC-Zweigen, ein Zusammenhang besteht. Die gute Überein-

stimmung ist aus zwei Gründen bemerkenswert. Zum einen wurde bei der Berechnung der Sverdrup-Transporte die Bodentopographie vernachlässigt, was besonders in der Nähe des Mittelatlantischen Rückens zu Fehlern führen dürfte. Zum anderen beeinflussen neben dem Windfeld noch eine Vielzahl von anderen Faktoren, wie z.B. thermohaline Prozesse und propagierende planetarische Wellen, die Position der großen Strömungen.

6.3.4. Verlagerung der Golfstromachse

Am Beispiel eines Schnittes durch den GS wird im folgenden untersucht, inwieweit die monatlichen Anomalien der zonalen Sverdrup-Transporte mit der Position der GS-Achse übereinstimmen. Dieses Beispiel wurde gewählt, da die meridionale Verlagerung des GS besonders deutlich ausgeprägt ist. Zudem ist, im Gegensatz zu weiter nördlich gelegenen Regionen, auf diesen Breiten die Dynamik primär durch den Wind bestimmt (Käse und Krauß, 1996). Die zeitliche Entwicklung der geostrophischen Oberflächenströmung auf einem Schnitt bei 57°W normal zum GS ist in Abbildung 6.12 a) dargestellt. Die monatlichen geostrophischen Strömungen wurden als Summe der klimatologischen baroklinen Strömungen (SAC) und der monatlichen Strömungsanomalien (T/P und ERS-1/2) berechnet (vgl. Abschnitt 6.1.4). Das Zentrum des GS liegt auf diesem Schnitt bei ca. 40°N . Ab dem Herbst 1995 nahm die Strömungsgeschwindigkeit des GS zu, und der Strom wanderte nach Süden. Im Frühjahr 1997 nahm das Zentrum des GS seine mit ca. 39°N südlichste Position im Beobachtungszeitraum ein.. Danach oszillierte das Zentrum des GS mit einer Periode von einem Jahr zwischen 39° und 40°N . Ansatzweise war eine solche saisonale Verlagerung auch zwischen dem Frühjahr 1993 und dem Frühjahr 1994 zu beobachten und wurde bereits in Abschnitt 6.2.2 diskutiert. Die aus den Altimeterdaten abgeleitete meridionale Verlagerung des GS ist in Übereinstimmung mit unabhängigen Beobachtungen: Taylor und Stephens (1998) zeigten anhand von Daten der Meeresoberflächentemperatur, daß der GS im Jahr 1995 extrem weit im Norden lag, und Rossby und Benway (2000) beobachteten anhand von akustischen Strömungsmessungen im Jahr 1997 eine Verlagerung des GS nach Süden.

Zum Vergleich ist in Abbildung 6.12 b) der anomale zonale Sverdrup-Transport, der aus den ERS-Scatterometerdaten berechnet (Abschnitt 4.2.5) und über den Bereich von $54,5^{\circ}$ bis $60,5^{\circ}\text{W}$ gemittelt wurde, dargestellt. Es ist eine Übereinstimmung des anomalen zonalen Sverdrup-Transports mit den beobachteten Schwankungen des GS zu beobachten. Im Herbst 1995, zeitgleich zu der Zunahme der Geschwindigkeit des GS, war der ostwärtige Sverdrup-Transport zwischen 37° und 44°N verstärkt. Daran anschließend wandert die ostwärtige Anomalie des Sverdrup-Transports nach Süden und vollführt ähnliche meridionale Verlagerungen wie das Zentrum des GS. Der Zusammenhang zwischen den Anomalien der zonalen Sverdrup-Transporte und denen der geostrophischen Strömung ist auf monatlichen Zeitskalen (Abbildung 6.12) nicht so offensichtlich wie auf interannuellen Zeitskalen (Abbildung 6.11).

Da die Mittelungszeiträume für die betrachteten NAO-Komposite relativ kurz sind und die zeitliche Variabilität der Strömungen groß ist (Abbildung 6.12 a), bleibt es fraglich, ob die

Komposite die Strömungsverhältnisse im Bereich des GS und auch des AC und der NAC-Zweige wiedergeben, die mit dem Umschwung der NAO zusammenhängen. Verschiedene Autoren haben interannuelle und dekadische Schwankungen der Position des GS zwischen Kap Hatteras und 60°W für die letzten Jahrzehnte anhand hydrographischer Daten untersucht (Taylor und Stephens, 1998; Joyce et al., 1999; Rossby und Benway, 2000). Die Autoren aller drei genannten Veröffentlichungen kamen zu dem Ergebnis, daß der GS meridional in der Größenordnung von ca. 100 km schwankt und ein Zusammenhang zwischen der Position des GS und der NAO besteht, wobei bei starker NAO der GS nördlicher als bei schwacher NAO verläuft. Uneinigkeit herrscht über den Zeitversatz zwischen der NAO und der Verlagerung des GS, sowie über die Mechanismen, die zu der Verlagerung des GS führen.

Taylor und Stephens (1998) erhielten einen Zeitversatz von 2 Jahren zwischen der NAO und der Position des GS. Sie vermuteten, daß die Verlagerung des GS durch lange barokline Rossby-Wellen ausgelöst wird, die durch Änderungen des Windfeldes im Ostatlantik erzeugt werden. Die Analysen von Rossby und Benway (2000) deuten auf eine Zeitverzögerung von 1,5 Jahren zwischen NAO und der Position des GS hin. Sie stellten die These auf, daß die meridionale Verlagerung des GS durch thermohaline Veränderungen in der offenen Labradorsee und auf dem Schelf vor Labrador ausgelöst wird. Dies wirkt sich auf den Transport des Labradorstroms aus, der über den Schelfrandstrom entlang der Neufundland-Bänke das Gebiet südlich derselben beeinflusst. Joyce et al. (1999) fanden maximale Korrelationen zwischen der NAO und der Position des GS ohne Zeitversatz. Nach ihrer Vorstellung ist die meridionale Verlagerung des GS ein Glied des ozeanischen Prozesses, der für die dekadischen Schwankungen der NAO verantwortlich ist: Demnach wirken sich atmosphärische Schwankungen auf die Bildung von Labradorsee-Wasser aus. Die Menge des gebildeten Tiefenwassers bestimmt den Transport des tiefen westlichen Randstroms, dessen Schwankungen mit einer Zeitverzögerung von ca. 6 Jahren die Position des GS beeinflussen. Die Verlagerung des GS führt zu Veränderungen in der Sturmtätigkeit, die wiederum das Potential haben sollen, einen Vorzeichenwechsel der NAO zu bewirken.

Die hier beobachtete südwärtige Verlagerung des GS auf interannuellen Zeitskalen erreicht ihre Extremposition 1,5-2 Jahre nach dem Vorzeichenwechsel der NAO. Die Tatsache, daß auf interannuellen Zeitskalen ein Zusammenhang mit den Anomalien der zonalen Sverdrup-Transporte besteht, ist ein Hinweis darauf, daß die beobachtete meridionale Verlagerung des GS durch windgetriebene barokline Rossby-Wellen ausgelöst wurde.

6.4. Zusammenfassung

In diesem Kapitel wurde die räumlich-zeitliche Variabilität der Meereshöhen und der geostrophischen Strömungen quantitativ beschrieben. Die lokale Reaktion der Meereshöhe auf Änderungen der Netto-Wärmefflüsse zwischen Ozean und Atmosphäre wurde durch die sterischen Höhen (Abschnitt 4.2.4) abgeschätzt, die lokale Reaktion auf Änderungen der Rotation des Windschubs durch die Ekman-Höhen (Abschnitt 3.2.1). Es wurde angenommen,

daß Änderungen der Meereshöhe, die weder durch die sterischen Höhen und noch die Ekman-Höhen erklärt werden konnten, durch ozeanische Prozesse erzeugt wurden.

In Abschnitt 6.1 wurde die zeitliche Entwicklung der mit den Altimetern beobachteten Meereshöhen und der geostrophischen Strömungen entlang der hydrographischen WOCE-Schnitte A1E und A2 untersucht. Ein Vergleich zwischen den Altimeter- und den WOCE-Daten ergab, daß die Anomalien der Meereshöhen primär durch Dichteänderungen in den oberen 1000 m verursacht wurden. Entlang des Schnittes A2 spiegelten die Meereshöhenanomalien oberhalb des Mittelatlantischen Rückens und im Randstrombereich zusätzlich barotrope Effekte wider. Entlang des Schnittes A1E ist nach dem Sommer 1995 ein Anstieg der Meereshöhen, von denen die sterischen Höhen subtrahiert wurden, über den gesamten Schnitt zu beobachten. Östlich des Reykjanes-Rückens kann ein Teil dieser Höhenanomalien durch die lokalen Auswirkungen erklärt werden. Die Analyse der zeitlichen Entwicklung der geostrophischen Oberflächenströmungen legt nahe, daß Transportschwankungen des Irmingerstoms und des nordwärtigen NAC-Zweiges südlich des Rockall-Plateaus zu dem beobachteten Anstieg der Meereshöhen beitrugen. Entlang des Schnittes A2 sanken die Meereshöhen im westlichen Randstrom im Sommer 1995 ab, östlich des Mittelatlantischen Rückens hingegen waren sie zwischen dem Sommer 1993 und dem Sommer 1996 minimal. Im östlichen Teil des Schnittes werden die Meereshöhen nach der Subtraktion der sterischen Höhen von baroklinen Rossby-Wellen dominiert. Im Randstrom war neben der Advektion von Wärmeanomalien eine Abschwächung der barotropen Komponente des NAC sowie der östlich gelegenen Rezirkulation nach dem Sommer 1995 für die zeitgleich beobachtete Reduktion der Meereshöhen von Bedeutung.

Die saisonale Variabilität der Meereshöhen und der geostrophischen Zirkulation im Untersuchungsgebiet wurde in Abschnitt 6.2 untersucht. Die saisonale Höhendifferenz ist im GS mit 20-25 cm maximal in einem Band zwischen der Iberischen Halbinsel und der nördlichen Labradorsee mit ca. 7 cm minimal. Maximale Höhen treten zwischen September und November auf. Im östlichen Nordatlantik erklärt das saisonale Signal bis zu 80 % der Gesamtvarianz, im GS-Bereich und im Neufundlandbecken hingegen lediglich 30 %. Der überwiegende Teil der saisonalen Variabilität kann durch die sterischen Höhen modelliert werden. Eine nennenswerte saisonale Variabilität der Position bzw. der Geschwindigkeit von geostrophischen Oberflächenströmungen wurde für den Golfstrom, den Azorenstrom, den Nordatlantikstrom und den Labradorstrom beobachtet. Die Anomalien der Strömungsgeschwindigkeit entsprechen ca. 10 % der mittleren Geschwindigkeiten.

In Abschnitt 6.3 wurden die interannuellen Schwankungen der Meereshöhen im Untersuchungszeitraum untersucht. Prägnante interannuelle Schwankungen der Meereshöhen wurden zwischen dem Sommer 1995 und dem Frühjahr 1996 beobachtet. Zeitgleich nahm der NAO-Index nach einer langen positiven Phase negative Werte an. Im nördlichen Subtropenwirbel und der Übergangszone sank die Meereshöhe um bis zu 15 cm ab, während sie im Subpolarwirbel um ca. 4 cm anstieg. Nur ein geringer Teil dieser Änderungen kann durch Anomalien des Wärmeaustauschs zwischen Ozean und Atmosphäre erklärt werden. Ausnahmen bilden die Labrador- und Irmingensee. In der GS-Region und der Übergangszone besaßen die Meereshöhen und die sterischen Höhen zwar vergleichbare räumliche Strukturen, die Anomalien der sterischen Höhen waren jedoch schwächer ausgeprägt als die der Meereshöhen. Die

Ekman-Höhen trugen in der Übergangszone und im westlichen Subtropenwirbel zu den beobachteten Meereshöhenanomalien bei. Die interannuellen Änderungen nach dem Jahr 1995, die weder durch die sterischen Höhen noch durch die Ekman-Höhen erklärt werden können, bestehen primär aus dem Absinken der Meereshöhe entlang des Golfstroms, des Azorenstroms, des Nordatlantikstroms und seiner-Zweige. Sie sind Ausdruck von meridionalen Verlagerungen dieser Strömungen. Der Vergleich mit Anomalien der zonalen Sverdrup-Transporte ergab, daß diese meridionalen Verlagerungen vermutlich durch lange barokline Rossby-Wellen erzeugt wurden, die von Anomalien der Rotation des Windschubs im östlichen Nordatlantik ausgelöst wurden.

7. Wärmeanomalien in der ozeanischen Deckschicht

In Abschnitt den 6.2.1 und 6.3.1 wurde gezeigt, daß großräumige Schwankungen der Meereshöhe auf saisonalen und interannuellen Zeitskalen auftreten. Anomalien der Meereshöhe können in erster Näherung Anomalien des Wärmeinhalts in der ozeanischen Deckschicht gleichgesetzt werden (Abschnitt 3.2). Im folgenden werden die großräumigen Änderungen des Wärmeinhalts auf interannuellen Zeitskalen untersucht, da Wärmeanomalien in der ozeanischen Deckschicht Auswirkungen auf die Atmosphäre und damit das Klima haben können.

Die Anomalien des ozeanischen Wärmeinhalts werden nach Gleichung (3.5) aus den Meereshöhenanomalien abgeschätzt, wobei der aus der SAC-Klimatologie hergeleitete thermische Ausdehnungskoeffizient α verwendet wird (Abschnitt 4.2.1). Der Abschätzung liegt die Annahme zugrunde, daß barotrope Effekte, sowie Änderungen des Salzgehaltes vernachlässigt werden können. Abschnitt 6.3.2 hat ergeben, daß die Meereshöhenanomalien auf interannuellen Zeitskalen nur teilweise durch Anomalien der lokalen Netto-Wärmeflüsse zwischen Ozean und Atmosphäre erklärt werden können. Im folgenden werden die durch ozeanische Advektion erzeugten Wärmeanomalien abgeschätzt, indem von den aus den Meereshöhen berechneten Wärmeanomalien die zeitlich integrierten NCEP-Wärmeflußanomalien subtrahiert werden. Diese Differenz wird im weiteren als **advektierte Wärmeanomalie** bezeichnet. Es wird untersucht, inwieweit die abgeleiteten advektierten Wärmeanomalien durch windgetriebene Anomalien der Strömung oder durch den Transport von Wärmeanomalien erklärt werden können.

7.1. Vergleich der Altimeterdaten mit den WOCE-Daten

Zunächst wird geprüft, inwieweit die aus Altimeterdaten abgeleiteten Wärmeanomalien mit den aus den hydrographischen WOCE-Daten berechneten Anomalien entlang der Schnitte A1E und A2 übereinstimmen. Die monatliche Zeitreihe des anomalen Wärmeinhalts ist zonal gemittelt über den WOCE-Schnitt A1E in Abbildung 7.1 und zonal gemittelt über den WOCE-Schnitt A2 in Abbildung 7.2 dargestellt. Die Wärmeanomalien wurden aus den Altimeterdaten bzw. aus den WOCE-Daten über die oberen 1000 m der Wassersäule berechnet. Sowohl von den WOCE- als auch von den Altimeterdaten wurde der mittlere Wärmeinhalt für den Zeitraum der Meßkampagnen subtrahiert. Zusätzlich wurden die Wärmeanomalien für den westlichen und den östlichen Teil der Schnitte A1E und A2 berechnet, um zu testen, wie gut die Übereinstimmung zwischen den WOCE- und den

Altimeterdaten für Teilbereiche der Schnitte ist. Darüber hinaus wurden aus den Altimeter- und den NCEP-Daten die advektierten Wärmeanomalien entlang der Schnitte abgeschätzt.

Auf WOCE-Schnitt A1E schwanken die aus Altimeterdaten abgeleiteten Wärmeinhalte saisonal um $3\text{--}4 \text{ GJ m}^{-2}$ ($\text{Giga}=10^9$). Zudem ist ein deutlicher Anstieg des Wärmeinhalts vom Herbst 1995 bis zum Herbst 1996 zu beobachten. Die Übereinstimmung zwischen den aus WOCE- und Altimeterdaten abgeleiteten Wärmeanomalien ist gut, und die Wärmeanomalien ähneln sich in den Abschnitten westlich und östlich des Reykjanes-Rückens. Die aus den hydrographischen Daten berechneten Anomalien sind größer als die aus den Altimeterdaten abgeschätzten. Die Untersuchungen in Abschnitt 6.1.1 haben ergeben, daß auf A1E barotrope Effekte vernachlässigbar sind. Die Ursache für die Unterschätzung der Anomalien mittels der Altimeterdaten ist in der von Bersch et al. (1999) beschriebenen Zunahme des Salzgehaltes des Subpolaren Modewassers entlang des Schnittes A1E nach 1995 zu suchen. Die advektierten Wärmeinhalte nahmen in den Zeiträumen Sommer 1995 bis Winter 1995/96 und Sommer 1996 bis Winter 1996/97 deutlich zu.

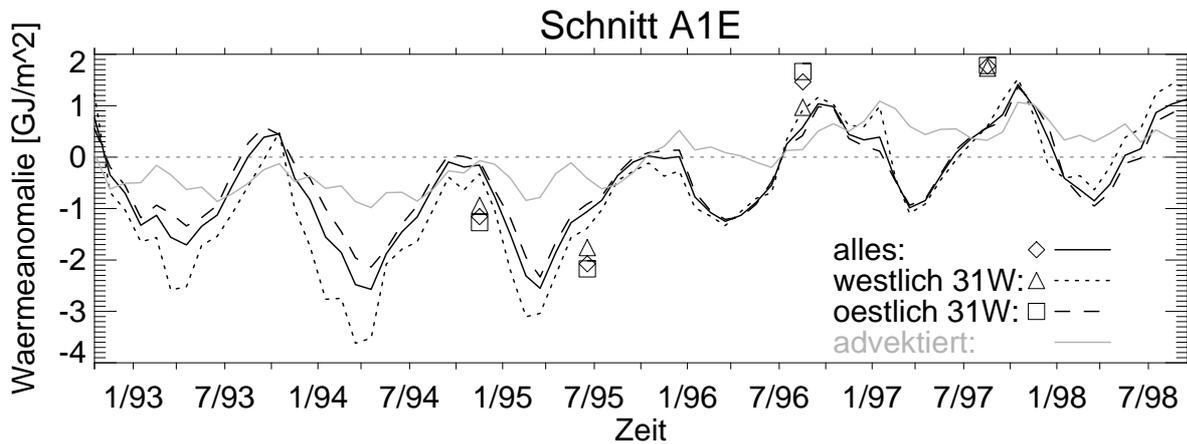


Abbildung 7.1: Wärmeanomalie in GJ m^{-2} als Funktion der Zeit, zonal gemittelt über WOCE-Schnitt A1E relativ zum zeitlichen Mittelwert über die vier hydrographischen Meßkampagnen. Linien zeigen, daß die Anomalien aus Altimeterdaten abgeleitet wurden, Symbole, daß die Anomalien aus WOCE-Daten abgeleitet wurden. Die Anomalien sind als Mittel über den gesamten Schnitt ($\text{—}, \diamond$), sowie über den Bereich westlich (\cdots, Δ) und östlich ($\text{---}, \square$) des Reykjanes-Rückens (31°W) dargestellt. Die advektierte Wärmeanomalie (—) wurde mit Hilfe der NCEP-Wärme Flüsse abgeschätzt.

Entlang des WOCE-Schnittes A2 schwanken die aus Altimeterdaten abgeleiteten Wärmeinhalte saisonal um 2 GJ m^{-2} (Abbildung 7.2). Die Übereinstimmung zwischen den aus WOCE- und Altimeterdaten abgeleiteten Wärmeanomalien ist gut, und die Wärmeanomalien sind für den Bereich westlich und östlich des Mittelatlantischen Rückens (MAR) ähnlich. Die WOCE-Daten zeigen 1993 und 1997 Abweichungen zwischen den Anomalien im östlichen und westlichen Teilabschnitt. Für diese Jahre ist die Übereinstimmung zwischen den aus den Altimeter- und den WOCE-Daten für die Teilabschnitte abgeleiteten Wärmeanomalien gering.

Die advectierten Wärmeanomalien schwanken saisonal um ca. $0,5 \text{ GJ m}^{-2}$, auf interannuellen Zeitskalen ist kein advectiertes Wärmesignal zu beobachten.

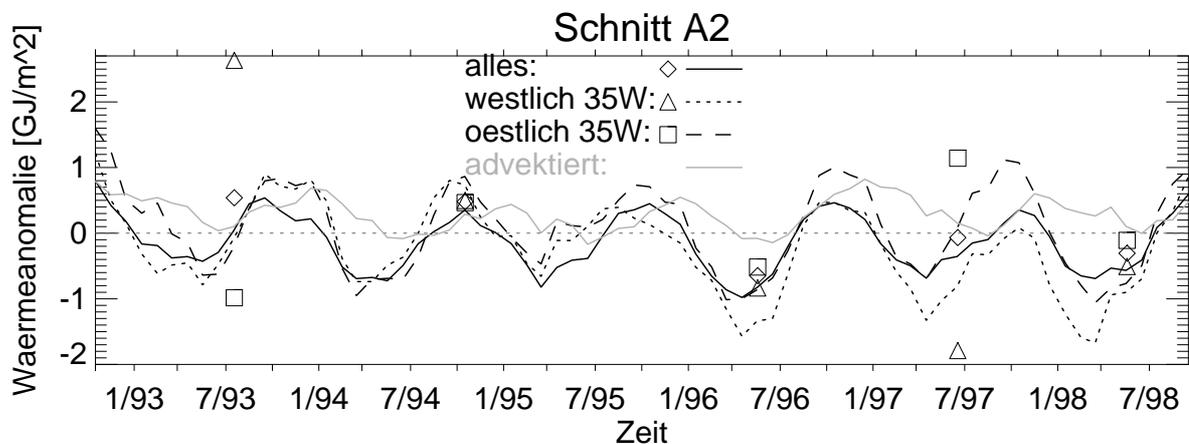


Abbildung 7.2: Anomalie des Wärmeinhalts in GJ m^{-2} auf WOCE-Schnitt A2. Der Schnitt ist in einen Teilabschnitt westlich (\cdots, Δ) und einen Bereich östlich ($---, \square$) des Mittelatlantischen Rückens (35°W) aufgeteilt. Weitere Einzelheiten wie in Abbildung 7.1.

Soweit im Rahmen dieser Arbeit möglich, wurde gezeigt, daß die zonalgemittelten Änderungen des Wärmeinhalts zuverlässig aus den Altimeterdaten abgeschätzt werden können. Für Teilbereiche des Schnittes A2 ist diese Beziehung allerdings nur noch eingeschränkt gültig.

7.2. Interannuelle Anomalien des Wärmeinhalts

In Abschnitt 6.3.1 wurde gezeigt, daß die prägnantesten Änderungen der Meereshöhen auf interannuellen Zeitskalen zwischen Sommer 1995 und Frühjahr 1996 zeitgleich mit einem Vorzeichenwechsel der Nordatlantischen Oszillation (NAO) auftraten. Im folgenden werden die Wärmeanomalien beschrieben, die mit diesen Änderungen der Meereshöhe einher gingen. Analog zur Berechnung des NAO-Komposits der Meereshöhen (Abschnitt 6.3.1) wird das NAO-Komposit des Wärmeinhalts in der ozeanischen Deckschicht als Differenz zwischen den Zeiträumen Dezember 1992 bis November 1993 und März 1996 bis Februar 1998 gebildet. Das NAO-Komposit des Wärmeinhalts ist in Abbildung 7.3 a) dargestellt. Das NAO-Komposits des Wärmeinhalts korreliert deutlich mit dem der Meereshöhen (Abbildung 6.10). Das NAO-Komposit des Wärmeinhalts weist im Gegensatz zum NAO-Komposit der Meereshöhen Anomalien mit vergleichbarer Größenordnung im Subpolarwirbel und in der Übergangszone auf. Ursache hierfür ist, daß bei gleichen Wärmeanomalien aufgrund der unterschiedlichen thermischen Ausdehnungskoeffizienten die Meereshöhe im Subpolarwirbel weniger beeinflusst wird als die in der Übergangszone oder in den Subtropen (Abbildung 4.5). Der Subpolarwirbel erwärmte sich um $0,5\text{-}1 \text{ GJ m}^{-2}$, wohingegen die Übergangszone, der Golfstrom (GS), der Nordatlantikstrom (NAC) und der Azorenstrom (AC) sich um $0,5\text{-}2$

GJ m^{-2} abkühlten. Der größte Wärmegewinn mit mehr als $1,0 \text{ GJ m}^{-2}$ ist in der östlichen Irmingersee zu beobachten. Die Abkühlung im Bereich des GS und des NAC wird unterschätzt. Wie bereits in Abschnitt 6.1.4 diskutiert, kann entlang des Schnittes A2 ein Teil der Abnahme der Meereshöhe westlich des Mittelatlantischen Rückens auf die Abkühlung des Tiefenwassers zurückgeführt werden. Wärmeeanomalien im Tiefenwasser werden mit der hier angewandten Methode um 25-50 % unterschätzt, da der thermische Ausdehnungskoeffizient für die Oberflächenschicht um diesen Prozentsatz größer als der für den tiefen Ozean ist.

Das NAO-Komposit der advectierten Wärmeeanomalie ist in Abbildung 7.3 b) dargestellt. Dieses Komposit gleicht dem NAO-Komposit des Wärmeinhalts, was darauf hindeutet, daß die Änderungen des Wärmeinhalts zwischen den beiden Zeiträumen primär durch ozeanische Prozesse, die die Advektion von Wärmeeanomalien implizieren, erzeugt werden. Ausnahmen bilden die Labradorsee, der östliche Teil der Übergangszone und das Islandbecken. In dem östlichen Teil der Übergangszone kann die beobachtete Wärmeabnahme nahezu vollständig durch lokale Anomalien der Netto-Wärmeflüsse zwischen Ozean und Atmosphäre erklärt werden. In der zentralen und südlichen Labradorsee, sowie im Islandbecken war das Vorzeichen der durch anomale Wärmeflüsse erzeugten Wärmanomalien dem der advectierten Wärmeeanomalien entgegengesetzt. Die Labradorsee verlor anomal wenig Wärme an die Atmosphäre, während gleichzeitig anomal kaltes Wasser importiert oder aber anomal warmes Wasser exportiert wurde. Im Islandbecken verlor der Ozean anomal viel Wärme an die Atmosphäre, während gleichzeitig anomal warmes Wasser importiert oder aber anomal kaltes Wasser exportiert wurde.

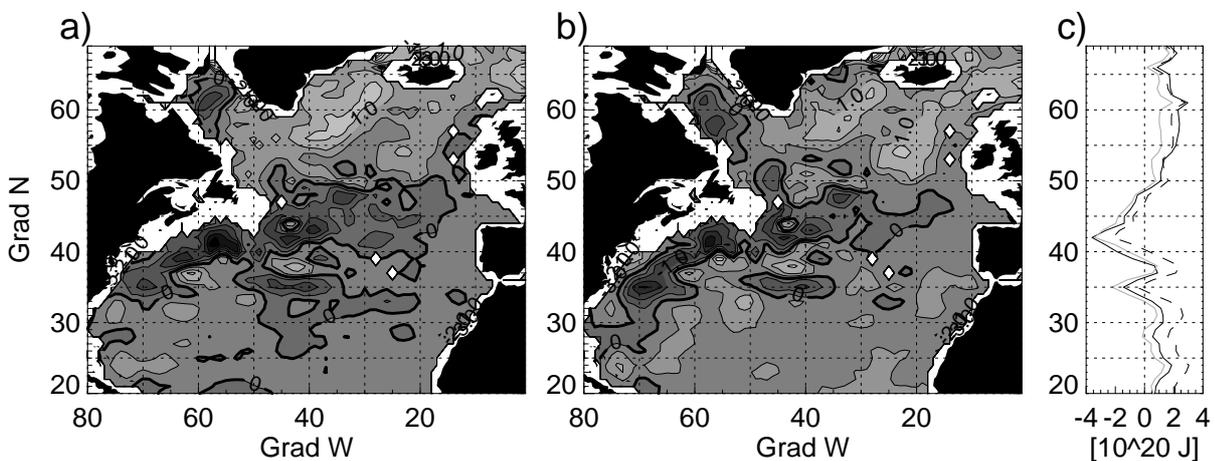


Abbildung 7.3: NAO-Komposit (schwach-stark) a) des Wärmeinhalts in GJ m^{-2} , abgeschätzt aus T/P und ERS-1/2 Daten, b) des advectierten Wärmeinhalts, abgeschätzt aus a) und NCEP-Wärmeflüssen, sowie c) des zonal integrierten Wärmeinhalts in 10^{20} J , berechnet aus a) (—), b) (---), sowie aus b) mit einer zusätzlichen Wärmeflußkorrektur (—) von 2 W m^{-2} (Fall B). Der Abstand der Isolinien in a) und b) beträgt $0,5 \text{ GJ m}^{-2}$.

Die NAO-Komposite des zonal integrierten Wärmeinhalts sowie des zonal integrierten advectierten Wärmeinhalts sind in Abbildung 7.3 c) dargestellt. Die Änderungen haben die Größenordnung von 10^{20} J pro Breitengrad. Zwischen 20° und 32°N nahm der Ozean Wärme

auf, ebenso zwischen 50° und 69°N, zwischen 34° und 50°N hingegen verlor er Wärme. Zwischen 37° und 39°N nahm der Ozean Wärme auf, was durch die Verlagerung des Golfstroms um ca. 1° nach Süden erklärt werden kann (Abschnitt 6.3.4). Für die beobachteten Veränderungen spielten die Anomalien der Netto-Wärmeflüsse zwischen Ozean und Atmosphäre lediglich südlich von 50°N eine Rolle. Zwischen 20° und 35°N schwächten sie die advektierte Wärmeaufnahme ab, zwischen 40° und 50°N verstärkten sie die advektierte Wärmeabnahme.

7.2.1. Erwärmung des Nordatlantiks

Die Änderungen des Wärmeinhalts sowie des advektierten Wärmeinhalts im Zusammenhang mit der NAO sind in Tabelle 7.1 für den subtropischen und den subpolaren Bereich, sowie für der Übergangszone zusammengefaßt. Nach den hier vorgestellten Analysen erwärmte sich der Nordatlantik zwischen 25° und 65°N in den Jahren von 1993 bis 1997 um mehr als $2 \cdot 10^{21}$ J, was einer mittleren Erwärmung in den oberen 1000 m um 0,03°C entspricht. Es stellt sich die Frage, ob eine Erwärmung in dieser Größenordnung realistisch ist.

Tabelle 7.1: Änderung des Wärmeinhalts (ΔH) und des Wärmeinhalts pro Flächeneinheit ($\Delta H/F$), berechnet aus den NAO-Kompositen des totalen Wärmeinhalts und des advektierten Wärmeinhalts, für den subtropischen und subpolaren Bereich, sowie für die Übergangszone. Der advektierte Wärmeinhalt, **Fall A**, wurde aus den anomalen Wärmeflüssen berechnet, im **Fall B** wurde zusätzlich eine Korrektur von 2 W m^{-2} zu den Wärmeflußanomalien addiert. Der ozeanische Wärmetransport (**HTr**) und der ozeanische Wärmetransport pro Flächeneinheit (**HTr/F**) resultiert aus der advektierten Wärme unter der Annahme, daß die Änderungen innerhalb von neun Monaten eingetreten sind.

	25°-40°N		40°-50°N		50°-65°N	
	$\Delta H/F$ [GJ m ⁻²]	ΔH [10 ²¹ J]	$\Delta H/F$ [GJ m ⁻²]	ΔH [10 ²¹ J]	$\Delta H/F$ [GJ m ⁻²]	ΔH [10 ²¹ J]
total	0,05	0,5	-0,29	-1,4	0,61	3,1
advektiert, Fall A	0,24	2,6	-0,07	-0,3	0,55	2,8
advektierte, Fall B	-0,01	-0,1	-0,31	-1,5	0,31	1,6
	HTr/F [W m ⁻²]	HTr [PW]	HTr/F [W m ⁻²]	HTr [PW]	HTr/F [W m ⁻²]	HTr [PW]
Fall A	10	0,11	-3	-0,01	23	0,12
Fall B	~0	~0,00	-13	-0,06	13	0,07

Für den Nordatlantik einschließlich der Tropen existieren Vergleichswerte von Levitus et al. (2000), die die Veränderungen des ozeanischen Wärmeinhalts im Weltozean zwischen 1948

und 1998 anhand von historischen Temperaturdaten untersucht haben. Nach ihren Analysen erwärmten sich die oberen 3000 m des Nordatlantiks zwischen 1955 und 1995 um ca. $40 \cdot 10^{21}$ J, wobei die Zunahme zwischen 1990 und 1995 ca. $10 \cdot 10^{21}$ J betrug. Diese Erwärmung war im Mittel über den gesamten Nordatlantik zu beobachten, obwohl der Subpolarwirbel sich zwischen 1972 und 1990 abkühlte. Für die oberen 300 m liegen jährliche Mittelwerte bis 1998 vor, und der Anstieg des Wärmeinhalts zwischen 1993 und 1997 betrug ca. $3 \cdot 10^{21}$ J. Diese Ergebnisse stimmen in der Größenordnung und in dem Vorzeichen mit den hier vorgestellten überein.

Nur ein Teil der hier abgeschätzten Änderungen des Wärmeinhalts im Zusammenhang mit dem Vorzeichenwechsel der NAO kann durch anomale Wärmeflüsse zwischen Ozean und Atmosphäre erklärt werden. Unter Verwendung der NCEP-Wärmeflüsse beläuft sich die Netto-Zunahme der ins Untersuchungsgebiet advectierten Wärme auf mehr als $5 \cdot 10^{21}$ J zwischen 1993 und 1997. Unter der Annahme, daß diese Veränderungen innerhalb von neun Monaten eintraten (Abbildung 6.9 b), entspräche dies einem anomalen ozeanischen Netto-Wärmetransport von 0,22 PW in das Gebiet zwischen 25°N und 65°N (Tabelle 7.1, Fall A). Dieser könnte durch verstärkte Wärmetransporte aus den Tropen bzw. einem abgeschwächten Austausch mit der Arktis resultieren. Die Frage ist, ob die Advektion einer Wärmeanomalie in dieser Größenordnung in das Untersuchungsgebiet realistisch ist.

Um den advectierten Wärmeinhalt durch Fehler in den Wärmeflüssen erklären zu können, müßten an den Wärmeflüssen großräumige Korrekturen von $3\text{-}23 \text{ W m}^{-2}$ und lokale Korrekturen von ca. $30\text{-}65 \text{ W m}^{-2}$ angebracht werden. Dieser Abschätzung liegt die Annahme zugrunde, daß die beobachteten Veränderungen tatsächlich innerhalb von neun Monaten eintreten. Ferry et al. (2000) kamen durch Vergleiche von Daten eines numerischen Modells mit T/P-Daten zu dem Ergebnis, daß die NCEP-Wärmeflüsse im Nordatlantik lokal maximale Fehler von $20\text{-}40 \text{ W m}^{-2}$ aufweisen. Diese Fehler sind kleiner als die abgeschätzten ozeanischen Wärmetransporte.

Eine potentielle Fehlerquelle liegt in der Methode, die verwendet wurde, um die anomale Wärmemenge zu bestimmen, die zwischen Ozean und Atmosphäre ausgetauscht wird. Dazu wurden die auf den sechsjährigen Mittelwert bezogenen Anomalien der Wärmeflüsse zeitlich integriert. Dieser Berechnung liegt die Annahme zugrunde, daß die mittleren Netto-Wärmeflüsse im Untersuchungszeitraum durch die mittlere ozeanische Advektion und Diffusion kompensiert werden. Dies ist nicht zwangsläufig der Fall; der Ozean könnte auch über längere Zeiträume Wärme aus der Atmosphäre lokal akkumulieren. Unter der Annahme, daß im untersuchten Zeitraum über dem gesamten Untersuchungsgebiet 2 W m^{-2} aus der Atmosphäre im Ozean akkumulieren, verschwindet der anomale ozeanische Netto-Wärmetransport in das Gebiet zwischen 25° und 65°N (Tabelle 7.1, Fall B), und in das Untersuchungsgebiet gelangen keine anomalen ozeanischen Netto-Wärmetransporte aus den Tropen oder der Arktis. Eine solche Akkumulation von Wärme im Ozean könnte beispielsweise durch verstärkte solare Einstrahlung oder veränderte Konzentrationen von Aerosolen und Treibhausgasen in der Atmosphäre ausgelöst worden sein. Für Fall B wird in das Gebiet zwischen 50° und 65°N eine Netto-Wärmeanomalie von $1,6 \cdot 10^{21}$ J advectiert, die primär aus dem Gebiet zwischen 40° und 50°N stammt. Das würde bedeuten, daß im Subpolarwirbel ca. 50% der aus Altimeterdaten abgeleiteten Wärmeanomalie durch ozeanische Wärmetrans-

portanomalien erzeugt wurden. Für die Übergangszone zwischen subtropen- und Subpolarwirbel würden nahezu 100 % der interannuellen Wärmeanomalien durch ozeanische Advektion verursacht werden.

7.2.2. Anomalien des meridionalen Wärmetransports

Die hier diskutierten Ergebnisse deuten darauf hin, daß zwischen 1993 und 1997 eine Wärmeanomalie von ca. $1,5 \cdot 10^{21}$ J durch ozeanische Advektion aus der Übergangszone in den Subpolarwirbel gelangte. Im folgenden werden die Beobachtungen verschiedener Autoren diskutiert, die auf anomale ozeanische Wärmetransporte in diese Gebiete hinweisen.

Reverdin et al. (1999) untersuchten Altimeter- und Temperaturdaten zwischen Island und Neufundland für den Zeitraum von 1993-1998. Sie beobachteten zwischen Juni 1995 und Mai 1996 eine Zunahme der Meereshöhen um ca. 6,5 cm und der mittleren Temperatur in den oberen 700 m der Wassersäule um $0,5^{\circ}\text{C}$. Sie konnten ca. 60% der beobachteten Erwärmung durch Wärmeflußanomalien zwischen Ozean und Atmosphäre erklären. Gleichzeitig erhöhte sich auch der Salzgehalt, was auf die Bedeutung advektiver Prozesse hinweist. Bersch et al. (1999) beobachteten anhand von hydrographischen Messungen zwischen 1994 und 1996 eine Zunahme des Wärmeinhalts in der Schicht des oberflächennahen Subpolaren Modewassers um ca. $3,5 \text{ GJ m}^{-2}$ auf Schnitt A1E zwischen Grönland und Irland. Da auch auf A1E die Erwärmung mit einer gleichzeitigen Erhöhung des Salzgehalts bis in Tiefen von 1300 m einherging, liegt der Schluß nahe, daß im östlichen Subpolarwirbel die zwischen 1995 und 1996 beobachteten Veränderungen zumindest teilweise durch Anomalien des ozeanischen Wärmetransports verursacht wurden.

Lorbacher (2000) berechnete die meridionalen Wärmetransporte aus den hydrographischen Daten von sieben verschiedenen Meßkampagnen entlang des WOCE-Schnittes A2 und lieferte damit eine Abschätzung für den Austausch zwischen Subtropen- und Subpolarwirbel. Die Wärmetransporte schwankten um max. 0,4 PW und waren für die Experimente von 1996 gegenüber denen von 1993 und 1994 um ca. 0,15 PW verstärkt. Dies ist mehr als doppelt so viel wie die anomalen Wärmetransporte, die in dieser Arbeit aus den Änderungen des Wärmeinhalts von Übergangszone und Subpolarwirbel abgeschätzt wurden. Zu berücksichtigen ist allerdings, daß der Wärmeinhalt nicht direkt durch die Anomalie des meridionalen Wärmetransports, sondern durch die über einen längeren Zeitraum akkumulierten anomalen Konvergenzen und Divergenzen des meridionalen Wärmetransports verändert wird. Auch werden Veränderungen des Wärmeinhalts im tiefen Ozean aufgrund des dort kleineren thermischen Expansionskoeffizienten um 25-50 % unterschätzt. Das hat zur Folge, daß Änderungen des Transports mit der vertikalen Umwälzzirkulation (engl.: *overturning circulation*) nicht vollständig erfaßt werden können.

Noch nicht geklärt ist, ob die anomalen Wärmetransporte zwischen Übergangszone und Subpolarwirbel durch die Advektion von Wärmeanomalien mit der mittleren Strömung oder durch die Advektion der mittleren meridionalen Wärmegradienten mit anomalen Strömungen

verursacht werden (Abschnitt 3.2.2). Im weiteren soll die räumliche Verteilung der anomalen windgetriebenen Ekman- und Sverdruptransporte in dem Übergangszeitraum zwischen den beiden Mittelungszeiträumen für das NAO-Komposit untersucht werden. Es wird angenommen, daß die windgetriebenen Strömungen im Zeitraum von Dezember 1992 bis November 1993 repräsentativ für den Zustand während einer starken NAO waren und daß die beschriebenen Veränderungen im Zeitraum von Juli 1995 bis Juni 1996 eintraten (Abschnitt 6.3.1). Die Anomalien des meridionalen Sverdrup-Transports (Gleichung (3.10)), sowie des meridionalen Ekman-Transports (Gleichung (4.7)) für Juli 1995 bis Juni 1996, relativ zu den Transporten bei starker NAO, ist in Abbildung 7.4 dargestellt.

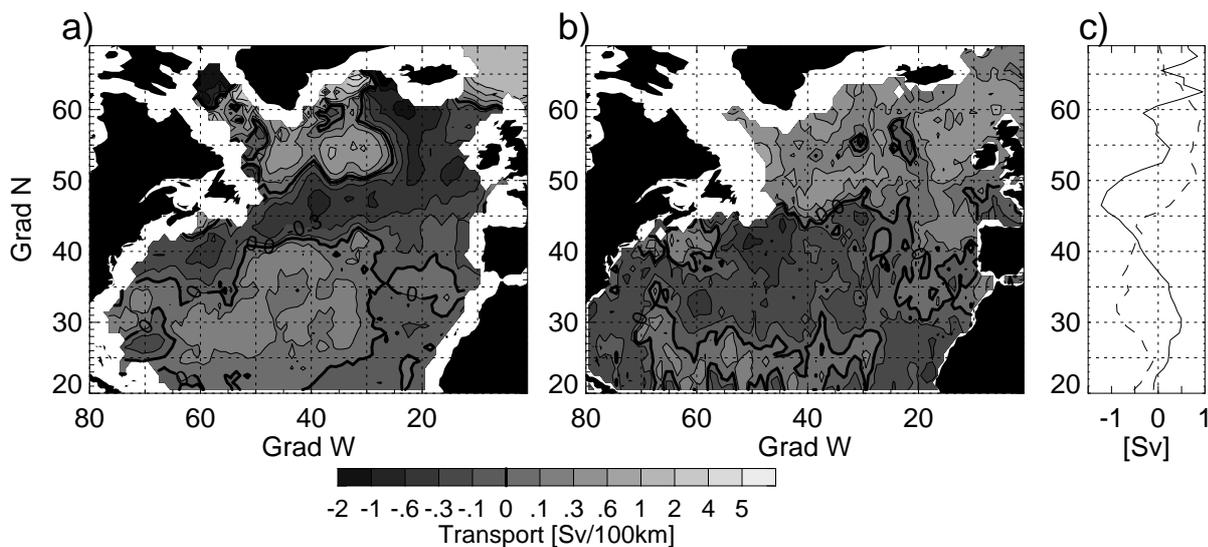


Abbildung 7.4: Anomalie des meridionalen **a)** Sverdrup-Transports und **b)** Ekman-Transports für den Zeitraum Juli 1995 bis Juni 1996, relativ zum Zeitraum Dezember 1992 bis November 1993 (starke NAO), in 10^{-5} Sv m^{-1} . **c)** Zonal integrierte Transporte aus a) (—) bzw. b) (---). Positive Transporte sind nordwärts.

Unter der vereinfachenden Annahme, daß die mittleren horizontalen Gradienten des Wärmeinhalts meridional verlaufen, erhöhen positive Transportanomalien lokal den Wärmeinhalt, wohingegen negative den Wärmeinhalt lokal reduzieren. Während der Sverdrup-Transport ein Mittel über die gesamte Wassersäule darstellt, ist der Ekman-Transport eine Komponente des Sverdrup-Transports und auf eine dünne oberflächennahe Schicht von ca. 100 m beschränkt. In den Subtropen waren im Übergangszeitraum die Anomalien des meridionalen Sverdrup-Transports (Abbildung 7.4 a) und die des Ekman-Transports (Abbildung 7.4 b) einander entgegengesetzt, wobei die Sverdrup-Transporte das passende Vorzeichen hatten, um das korrigierte advektierte Wärmesignal (Fall B, Abbildung 7.3 c) zu erklären. Zwischen 34° und 42° N war der Ekman-Transport nach Süden gerichtet, der Sverdrup-Transport war schwach und wechselte bei 38° N das Vorzeichen. In diesem Bereich herrschten negative Wärmeanomalien vor, und bei 42° N, wo beide Transporte nach Süden gerichtet waren, wurden auch minimale Wärmeanomalien beobachtet. Zwischen 43° und 50° N war der Sverdrup-Transport nach Süden gerichtet, der Ekman-Transport wechselte bei 45° N das Vorzeichen und war

schwach ausgeprägt. Auch in diesem Bereich nahm der Wärmeinhalt ab, allerdings nicht in dem Maße wie weiter südlich. Nördlich von 45°N waren die Ekman-Transporte nach Norden gerichtet. Die Sverdrup-Transporte waren westlich des Reykjanes-Rückens nach Norden und östlich davon nach Süden gerichtet. Dies ist in Übereinstimmung mit den für diesen Zeitraum beobachteten Anomalien der geostrophischen Oberflächenströmungen normal zu Schnitt A1E (Abbildung 6.4 b), die für die Irmingersee nach Norden und östlich von 25°W nach Süden gerichtet waren. Die advektierten Wärmeanomalien nahmen im ganzen Subpolarwirbel mit Ausnahme der Labradorsee zu.

Dieser Vergleich deutet darauf hin, daß die advektierten Wärmeanomalien zumindest teilweise durch die Advektion der mittleren meridionalen Wärmegradienten mit anomalen windgetriebenen Strömungen erklärt werden können. Über weite Teile des Nordatlantiks wurden die Änderungen des advektierten Wärmeinhalts durch geänderte Ekman-Transporte verursacht. Dies entspricht insofern den Erwartungen, als die stärksten Wärmegradienten in den oberflächennahen Schichten vorliegen, in denen auch die Ekman-Transporte lokalisiert sind. Die anomalen meridionalen Sverdrup-Transporte sind für die anomalen Wärmetransporte zwischen 40° und 50°N von Bedeutung. Für diese Region wurde bereits in Abschnitt 6.3.2 gezeigt, daß Anomalien der Rotation des Windschubs die beobachteten Änderungen der Meereshöhen entscheidend beeinflußt haben.

7.3. Die NAO und ozeanische Wärmeanomalien

In den Abschnitten 6.3 und 7.2 wurden die simultan zu dem Vorzeichenwechsel der NAO zwischen 1995 und 1996 beobachteten Änderungen der Meereshöhen und damit des Wärmeinhalts quantifiziert und versucht, die Prozesse zu bestimmen, die zu den beobachteten Änderungen beigetragen haben. Dabei wurde angenommen, daß diese Änderungen typisch für einen Vorzeichenwechsel der NAO sind. Die hier durchgeführten Analysen der saisonalen Meereshöhen zeigen, daß der Ozean für große räumliche und saisonale Skalen primär passiv auf die Änderungen von Wärmequellen und Winden reagiert (Abschnitt 6.2.1). Die Untersuchungen der interannuellen Änderungen in dieser Arbeit zeigten allerdings, daß die Atmosphäre auch ozeanische Prozesse mit ihrer eigenen Dynamik und Zeitskala angeregt, die zu Veränderungen der großräumigen Verteilung der Meereshöhen beitragen, wie beispielsweise lange barokline Rossby-Wellen, Verlagerungen von Strömungen, anomale windgetriebene Wärmetransporte und sonstige advektive Prozesse (Abschnitte 6.1, 6.3.3 und 7.2.2).

Anomalien der räumlichen Verteilung der Meereshöhen, und ergo des Wärmeinhalts in der ozeanischen Deckschicht, können unter Umständen Veränderungen in der Atmosphäre auslösen. Für den Austausch von Wärme zwischen Ozean und Atmosphäre ist allerdings eher der Temperaturgradient zwischen Atmosphäre und Ozean an der Grenzfläche als die Wärmemenge in der Deckschicht entscheidend. Wärmeanomalien in der Deckschicht bilden jedoch ein wichtiges Reservoir für Anomalien der Meeresoberflächentemperatur (engl.: *Sea Surface Temperature*, SST) und sind daher eine Voraussetzung dafür, daß eine SST-Anomalie, trotz

der zumeist dämpfenden Eigenschaften der Atmosphäre, über mehrere Monate bis Jahre erhalten bleiben kann.

SST-Anomalien in sogenannten Schlüsselregionen, wie beispielsweise dem Subpolarwirbel oder der Sturmbildungsregion vor der Ostküste der USA, spielen eine wichtige Rolle bei dem Versuch, die interannuellen bis interdekadischen Schwankungen der NAO durch zeitverzögerte Wechselwirkungen (engl.: *delayed oscillator*) zwischen Ozean und Atmosphäre zu erklären. In gekoppelten numerischen Modellen des Ozeans und der Atmosphäre lösen Winde und Wärme Flüsse während eines starken (schwachen) NAO ozeanische Wärmetransporte aus, die mit einer Zeitverzögerung, die ihrer typischen Periode entspricht, SST-Anomalien erzeugen. Diese SST-Anomalien wirken negativ auf die Atmosphäre zurück und bewirken eine schwache (starke) NAO (Latif, 1998). Inwieweit anomale Wärme- und Süßwasserflüsse zwischen Ozean und Atmosphäre in Schlüsselregionen Änderungen der synoptischen Wirbelaktivität und der atmosphärischen Zirkulation hervorrufen können, wird gegenwärtig noch untersucht. Numerische Simulationen von Rodwell et al. (1999) und Latif et al. (2000) zeigen, daß Atmosphärenmodelle, die durch gemessene SST-Felder angetrieben wurden, einen NAO-Index erzeugen, der sehr gut mit dem beobachteten übereinstimmt. Czaja et al. (1999) zeigten anhand von Beobachtungen, daß positive (negative) SST-Anomalien östlich von Neufundland und negative (positive) SST-Anomalien im nordöstlichen Atlantik im Sommer mit einem starken (schwachen) NAO im folgenden Frühwinter korrelieren.

Die anomalen ozeanischen Wärmetransporte, die eine zeitverzögerte negative Rückkopplung in die Atmosphäre bewirken, können durch anomale Winde oder Wärme Flüsse ausgelöst werden (Latif, 1998). Anomalien des Windfeldes können in den Subtropen barokline Rossby-Wellen erzeugen, die sich mit einer Zeitverzögerung von einigen Jahren auf die Transportrate des westlichen Randstromes auswirken können. Dabei führt eine starke (schwache) NAO nach einigen Jahren zu einer positiven (negativen) Wärmeanomalie im Subpolarwirbel (Grötzner et al., 1998). Anomalien der Wärme Flüsse zwischen Ozean und Atmosphäre können die Eigenschaften des Wassers, das mit den oberflächennahen Strömungen transportiert wird, verändern. Bei starker (schwacher) NAO ist das Wasser im westlichen Subtropenwirbel anomal warm (kalt), so daß eine positive (negative) Wärmeanomalie vom Golfstrom nach Norden transportiert wird (Grötzner et al., 1998). Auf interdekadischen Zeitskalen spielt in gekoppelten Modellen auch die Stärke der Umwälzungszirkulation eine Rolle. Für die Stärke der Konvektion scheinen sowohl Anomalien des Wärmeinhalts als auch des Oberflächensalzgehaltes im Subpolarwirbel wesentlich zu sein. Dabei ist der Austausch mit den südlich gelegenen Regionen bedeutend (Latif, 1998; Häkkinen, 1999).

Die in dieser Arbeit durchgeführten Untersuchungen haben gezeigt, daß sich zeitgleich mit dem Vorzeichenwechsel der NAO zwischen Sommer 1995 und Frühjahr 1996 die Verteilung des Wärmeinhalts im Nordatlantik verändert hat. Um diese Veränderungen in ihren längerfristigen Kontext zu stellen, ist in Abbildung 7.5 der NAO-Index über die letzten 30 Jahre dargestellt. Der mittlere Wärmeinhalt im Zeitraum zwischen 1993 und 1997 nahm in den Subtropen (25° - 40° N) um $0,05 \text{ GJ m}^{-2}$ und im Subpolarwirbel (50° - 65° N) um $0,61 \text{ GJ m}^{-2}$ zu, wohingegen er in der Übergangszone (40° - 50° N) um $0,29 \text{ GJ m}^{-2}$ abnahm (Tabelle 7.1). Der

Bereich des GS südlich der Neufundlandbänke kühlte um bis zu 2°C ab. Der Vergleich mit den hydrographischen Daten entlang der WOCE-Schnitte zeigt, daß diese Änderungen hauptsächlich in den oberen 1000 m der Wassersäule vor sich gehen (Abschnitt 6.1.1). Es stellt sich die Frage, in welcher Weise diese beobachteten Wärmeanomalien mit der dominanten klimatischen Schwankung im nordatlantischen Raum, der NAO, zusammenhängen.

Eine Erwärmung im Subpolarwirbel und eine Abkühlung im Bereich des GS paßt zu der mit einer schwachen NAO verbundenen Verteilung der Wärmeflußanomalien zwischen Ozean und Atmosphäre (Cayan, 1992a). Dieses Muster wird von dem NAO-Komposit der sterischen Höhen gut wiedergegeben (Abbildung 6.10 a). Allerdings kann nur ein Teil der Veränderungen im Wärmeinhalt der passiven Reaktion auf veränderte Wärmeflüsse zugeschrieben werden. Die hier vorliegenden Analysen deuten darauf hin, daß zwischen Sommer 1995 und Frühjahr 1996 zusätzlich ein anomaler Wärmetransport von $0,07 \text{ PW}$ aus der Übergangszone in den Subpolarwirbel stattgefunden hat (Abschnitt 7.2.2).

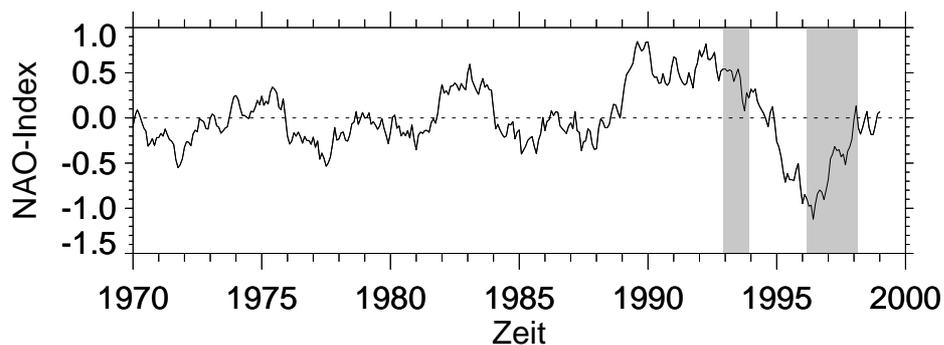


Abbildung 7.5: Monatlicher NAO-Index mit einem gleitenden Mittel über 2 Jahre geglättet. Zeiträume, die in dieser Arbeit zur Berechnung der NAO-Komposite verwendet wurden, sind grau hinterlegt.

Die abgeschätzte Verteilung der Wärmeanomalien und der anomalen Wärmetransporte ist in Übereinstimmung mit derjenigen, die bei einer Abschwächung der NAO aufgrund von zeitverzögerten Wechselwirkungen zwischen Ozean und Atmosphäre zu erwarten ist. Für einen *delayed oscillator*, der auf Veränderungen in der Dynamik des Subtropenwirbels basiert, sollten zu diesem Zeitpunkt positive Wärmeanomalien in den Subpolarwirbel transportiert worden sein, die ca. 6 Jahre zuvor durch verstärkte Transporte des GS und positive Wärmeanomalien im GS ausgelöst wurden (Latif, 1998). Eine solche Propagation von Anomalien der SST und auch des Wärmeinhalts in der Deckschicht konnte von verschiedenen Autoren anhand von Zeitreihen gemessener Daten gezeigt werden (Hansen und Bedzdeck, 1996; Sutton und Allen, 1997; McCarthney et al., 1996; Grey et al., 2000).

Zur Validierung der vorgestellten Theorie eines *delayed oscillator* ist der untersuchte Datensatz zu kurz. Um Hinweise auf einen Zusammenhang zwischen den beobachteten Änderungen nach dem Sommer 1995 mit der westwärtigen Propagation von Rossby-Wellen

zu finden, ist die zeitliche Entwicklung der advektierten Meereshöhenanomalie in Abbildung 7.6 a) als meridionales Mittel über den Bereich von 30° - 35° N dargestellt. Im Winter 1996 tauchte westlich des Reykjanes-Rückens eine Rossby-Welle auf, die im weiteren in den westlichen Randstrom propagierte. Zur Untersuchung der Propagation von Wärmeanomalien im Golfstrom und Nordatlantikstrom ist die zeitliche Entwicklung der advektierten Meereshöhenanomalien entlang dieser Ströme in Abbildung 7.6 b) dargestellt. Es ist eine Propagation von Höhenanomalien entlang der Hauptströmungen zu erkennen. Die Anomalien benötigen ungefähr vier Jahre, um die Strecke zwischen Kap Hatteras und der *Northwest Corner* zurückzulegen. Im Kontext mit den Ergebnissen anderer Autoren deutet sich an, daß die durch die NAO-Komposite quantifizierte Änderungen des Wärmehalts durch dekadische Schwankungen ausgelöst wurden und anomale ozeanische Wärmetransporte dabei eine entscheidende Rolle spielten. Südlich von 32° N und östlich von 70° W simulierten Sturges et al. (1998) für den Zeitraum 1950 bis 1987 dekadische Schwankungen der Meereshöhe. Sie wurden durch gemessene Schwankungen des Windfeldes aufgelöst, die vertikale Ekman-Strömungen und barokline Rossby-Wellen erzeugten. Eine zeitliche Extrapolation ihrer Ergebnisse lassen für diese Region einen Anstieg der Meereshöhen für Anfang bis Mitte der neunziger Jahre von ca. 4 cm erwarten, was mit den beobachteten Anomalien übereinstimmt (Abbildung 6.10 c und d).

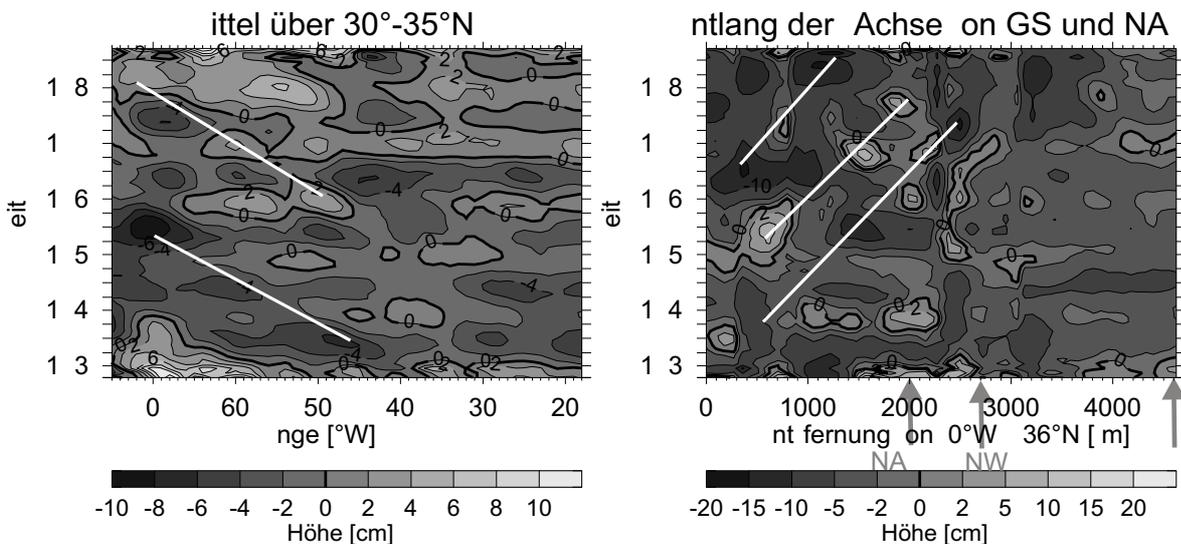


Abbildung 7.6: Raum-Zeitdiagramme der advektierten Meereshöhenanomalie geglättet über 7 Monate. **a)** Meridional gemittelt zwischen 30° - 35° N und **b)** gemittelt entlang der Achse von GS und NAC. Der Nullpunkt liegt bei 36° N, 70° W und der Endpunkt bei $47,5^{\circ}$ N, 20° W. Die Pfeile zeigen den Beginn des NAC (NAC), die Lage der *Northwest Corner* (NWC) und des *Pockall-Plateaus* (RP). Die Propagation von Anomalien wird durch weiße Linien angedeutet.

Die aus Abbildung 7.6 b) abgeleitete Zeitspanne, in der eine Wärmeanomalien von Kap Hatteras bis zum Sbpolarwirbel propagiert, beträgt ca. 5 Jahre. Dies ist in der gleichen Größenordnung wie die 6-7 Jahren, die Sutton und Allen (1997) für die Ausbreitung von SST-Anomalien vom GS bis zum Subpolarwirbel angeben. Die abgeschätzte Abnahme des

nordwärtigen Wärmetransports nach 1995 ist in Übereinstimmung mit den Ergebnissen von Curry (2000). Sie zeigte, daß zwischen 1981 und 1995 der barokline ostwärtige Transport zwischen Bermuda und der Labradorsee stetig anstieg und ab 1996 wieder abnahm. Levitus et al. (2000) zeigten, daß zwischen 1970 und 1990 der Subtropenwirbel wärmer und der Subpolarwirbel kälter wurde, so daß die beobachteten Anomalien möglicherweise eine Umkehrreaktion kennzeichnen. Numerische Simulationen von Häkkinen (2000) zeigen, daß der meridionale Wärmetransport bei 30°N zwischen 1980 und 1994 um 0,2 PW anstieg und danach bis 1999 um 0,4 PW abnahm. Darüber hinaus korrelieren in ihrem Modell der meridionale Wärmetransport bei 30°N und eine Verteilung der Meereshöhen, die dem hier vorgestellten NAO-Komposit der Meereshöhen gleicht.

Die Analysen in den Abschnitten 6.3.1 und 6.3.2 haben gezeigt, daß die Advektion von Wärmeanomalien innerhalb weniger Monate simultan über große Gebiete vor sich geht. Solche gleichzeitig schnellen und großräumigen Schwankungen des Wärmeinhalts können durch windgetriebene Strömungen, die normal zu den mittleren Temperaturgradienten verlaufen, verursacht werden. Die Untersuchungen in Abschnitt 7.2.2 haben gezeigt, daß die Anomalien der meridionalen Ekman-Strömungen während des Vorzeichenwechsels der NAO das passende Vorzeichen haben, um die abgeschätzten Anomalien des meridionalen Wärmetransports zu erklären. Es deutet sich an, daß in der Übergangszone Anomalien des meridionalen Sverdrup-Transports wichtig sind. Anomale Wärmetransporte durch Änderungen der meridionalen Ekman-Strömungen sind in dem mathematischen Modell von Marshall et al. (1999) ein wichtiger Mechanismus für die Entstehung zeitverzögerter Wechselwirkungen zwischen Ozean und Atmosphäre im Nordatlantik. Die mit einer starken (schwachen) NAO verbundenen Wärmeanomalien im Subpolarwirbel verstärken die negativen (positiven) SST-Anomalien, die dort durch anomale Wärme Flüsse entstehen. Dieser Mechanismus hat das Potential, die gerade vorherrschende Phase der NAO zu verstärken (Rodwell et al. 1999).

Für die hier untersuchten Zeitreihen der Meereshöhen können die advektierten Wärmeanomalien, die auf dekadischen Zeitskalen durch Transportschwankungen des GS ausgelöst werden, nicht von denen getrennt werden, die auf interannuellen Zeitskalen als schnelle Reaktion auf Schwankungen des Windfeldes verursacht werden. Esselborn und Eden (2000) untersuchten die Veränderungen der Meereshöhen, die durch anomale Wärme Flüsse und Winde ausgelöst werden, die repräsentativ für eine starke NAO sind. Hierfür wurden die Ergebnisse idealisierter numerischer Prozeßstudien verwendet (Eden und Willebrand, 2000). Die räumliche Verteilung und die Größenordnung der simulierten Meereshöhen ein Jahr nach Einsetzen der NAO-Verhältnisse ähnelt denen der ersten Mode der empirischen Orthogonalfunktionen (EOF) der Meereshöhen, die wiederum mit dem kumulativen NAO-Index korreliert ist (Abschnitt 6.3.1). In diesen idealisierten Untersuchungen werden die im ersten Jahr eintretenden Veränderungen in der Übergangszone nahezu vollständig und im Subpolarwirbel zu ca. 60 % durch die Anomalien im Windfeld erzeugt. Dies stimmt gut mit der in dieser Arbeit abgeschätzten Bedeutung der Advektion für die Wärmeanomalien in diesen Regionen überein (Abschnitt 7.2.1). Dabei beträgt für eine schwache NAO der anomale Wärmetransport aus der Übergangszone in den Subpolarwirbel ca. 0,05 PW,; aus den Altimeterdaten wurde eine Anomalie von 0,06 PW abgeschätzt (Tabelle 7.1, Fall B). Die Analysen dieser numerischen Simulationen von Eden und Willebrand (2000) legen nahe, daß die Anomalien des meridio-

nen Wärmetransports in der Übergangszone von Anomalien der barotropen Sverdrup-Transporte dominiert werden.

Zusammenfassend ist zu konstatieren, daß die anhand der NAO-Komposite der Meereshöhe und des Wärmeinhalts beschriebenen Verhältnisse repräsentativ für die schnelle Reaktion des Ozeans auf eine prägnante Abnahme des NAO-Index sind. Die beobachteten Veränderungen können als Summe der lokalen, sowie der nicht lokalen Reaktion des Ozeans auf die veränderten atmosphärischen Bedingungen erklärt werden. Dabei spielen auf interannuellen Zeitskalen Änderungen der windgetriebenen ozeanischen Wärmetransporte eine wichtige Rolle. Dies ist im Gegensatz zu den Änderungen des Wärmeinhalts in der ozeanischen Deckschicht auf saisonalen Zeitskalen, die außerhalb der Tropen primär durch Anomalien der Netto-Wärmeflüsse zwischen Ozean und Atmosphäre verursacht werden. Die Beobachtungen enthalten Hinweise darauf, daß die Meereshöhen auch durch Schwankungen des meridionalen Wärmetransports auf dekadischen Zeitskalen beeinflußt werden. Zusätzlich akkumulierte im Untersuchungszeitraum zwischen 25°-65°N Wärme in der Größenordnung von 2 W m^{-2} im Ozean. Ob die im Zusammenhang mit dem Vorzeichenwechsel der NAO beobachteten meridionalen Verlagerungen des Golfstroms und der NAC-Zweige zu Veränderungen des meridionalen ozeanischen Wärmetransport führen, bleibt spekulativ (Abschnitt 6.3.3).

8. Zusammenfassung und Ausblick

In dieser Arbeit wurden die Meereshöhen und die ozeanische Zirkulation in der Deckschicht im Nordatlantik zwischen 20° und 70°N für Zeitraum von 1992 bis 1998 unter Verwendung von Satellitendaten untersucht.

Ein Schwerpunkt war die Beschreibung der Ausbreitungspfade der zeitlich mittleren geostrophischen Zirkulation in der ozeanischen Deckschicht und die Bestimmung der mittleren barotropen Strömungskomponente unter Verwendung verschiedener Datensätze. Die barokline Komponente der Zirkulation wurde anhand geostrophischer Oberflächenströmungen analysiert, die relativ zu einem Referenzniveau bei 2000 m aus der Klimatologie des WOCE Special Analysis Centre, sowie aus der Hydrobase-Klimatologie berechnet wurden. Die beiden Klimatologien stimmen im wesentlichen überein und zeigen die bekannten Merkmale der oberflächennahen Strömungen.

Aus den Altimeterdaten konnten die mittleren Strömungsverhältnisse im Zeitraum Oktober 1992 bis September 1998 mit räumlich und zeitlich konsistenter Auflösung abgeleitet werden. Die aus T/P- und ERS-Messungen abgeleiteten E'_{kin} -Werte bestätigen, daß die Strömungsverhältnisse im Untersuchungszeitraum im wesentlichen mit den aus den Klimatologien abgeleiteten übereinstimmen. Ein Vergleich der klimatologischen Mittel entlang der Schnitte A1E und A2 mit den hydrographischen WOCE-Daten aus den neunziger Jahren legt jedoch den Schluß nahe, daß das klimatologische Mittel nicht überall repräsentativ für den Untersuchungszeitraum ist. Besonders im Subpolarwirbel scheinen dekadische Schwankungen eine Rolle zu spielen. Neuerdings gibt es Bemühungen, hydrographische Klimatologien zusammenzustellen, deren Datenbasis kürzere Zeiträume in der Größenordnung von zehn Jahren umspannt. Für zukünftige Analysen ist die Verwendung einer solchen Klimatologie, die idealerweise repräsentativ für den jeweiligen Untersuchungszeitraum wäre, anzustreben.

Anhand der validierten hydrographischen Klimatologien und der auf das Geoidmodell EGM96 bezogenen T/P-Daten wurde in dieser Arbeit der Versuch unternommen, die zeitlich mittlere barotrope Komponente der ozeanischen Zirkulation im Nordatlantik zu bestimmen. Es wurde gezeigt, daß die räumliche Auflösung von EGM96 nicht ausreicht, um die Position und Stärke von Ozeanfronten mit typischen Skalen von unter 100 km zu bestimmen. Besonders große Fehler von EGM96 treten im Bereich des Golfstroms und des Nordatlantikstroms auf. Vermutlich wird in diesen Gebieten die mittlere mesoskalige Ozeantopographie als kurzweiliger Teil des Schwerfeldes gedeutet und bei der Entwicklung der höheren Grade des Geoidmodells in dasselbe integriert. Infolgedessen ist die Qualität der abgeleiteten barotropen Strömungskomponente deutlich herabgesetzt, so daß es nicht sinnvoll erscheint, diese für weitere Berechnungen heranzuziehen.

Für die nähere Zukunft sind satellitengestützte Messungen des Erdschwerefelds durch die gemeinsame deutsch US-amerikanische Mission GRACE²² ab 2001 und die europäischen Mission GOCE²³ ab 2005 geplant. Anhand der verbesserten Geoidmodelle, die dann voraussichtlich zur Verfügung stehenden werden, kann dann ein erneuter Versuch unternommen werden, die zeitlich mittlere barotrope Komponente der ozeanischen Zirkulation im Nordatlantik aus der Kombination von hydrographischen und altimetrischen Daten zu bestimmen.

Eine weiterer Schwerpunkt dieser Arbeit war die Untersuchung der zeitlichen Variabilität der ozeanischen Zirkulation, sowie des Wärmeinhalts in der nordatlantischen Deckschicht zwischen 1992 und 1998.

Entlang der hydrographischen WOCE-Schnitte A1E und A2 wurden die mit den Altimetern bestimmten Meereshöhenanomalien mit Hilfe der hydrographischen Daten in ihre baroklinen und barotropen Komponenten zerlegt. Dabei ergab sich, daß entlang des Schnittes A1E, im östlichen Subpolarwirbel, die zeitlich variable barotrope Komponente auf Zeitskalen von mehr als einem Monat vernachlässigt werden kann. Entlang des in der Übergangzone zwischen Subtropen- und Subpolarwirbel verlaufenden Schnittes A2 lieferte die zeitlich variable barotrope Komponente im Bereich des Nordatlantikstroms und oberhalb des Mittelatlantischen Rückens Beiträge, die ein ähnliche Größenordnung wie die barokline Komponente aufweisen.

Entlang der WOCE-Schnitte wurde die zeitliche Entwicklung der Meereshöhen, sowie der geostrophischen Strömungen beschrieben und auf potentielle Ursachen für die beobachteten Veränderungen analysiert. Die Altimeterdaten wurden dazu verwendet, die hydrographischen Messungen entlang der WOCE-Schnitte A1E und A2 in ihren zeitlichen Kontext einzuordnen. Darüber hinaus wurde gezeigt, daß für die beobachteten Änderungen der Meereshöhe entlang von Schnitt A1E vertikale Ekman-Strömungen und der Transport von Wärmneanomalien eine wesentliche Rolle spielen. Entlang des Schnittes A2 konnte der Einfluß von langen baroklinen Rossby-Wellen nachgewiesen werden.

Die hier durchgeführte Kopmbination von altimetrischen und hydrographischen Daten zeigte als Problem auf, daß die zonale Auflösung der Altimetermessungen in der Größenordnung von 50–300 km nicht ausreicht, um die mesoskalige ozeanischen Phänomene vollständig zu erfassen. Eine deutlich bessere räumliche Auflösung von 7 km wird entlang der Grundspuren der Altimeter erreicht. Erste Vergleiche von hydrographischen und altimetrischen Messungen entlang einer ERS-Grundspur im Bereich des Azorenstroms führten zu vielversprechenden Ergebnissen (Cromwell et al., 1996). Insofern wäre es sinnvoll, bei der Planung von neuen hydrographischen Meßprogrammen zu prüfen, ob die Messungen entlang einer Grundspur eines der derzeit aktiven Altimeter durchgeführt werden können. Eine solche Meßstrategie ließe insbesondere für wiederholte hydrographische Messungen eine Vielzahl von interessanten Ergebnisse erwarten.

²² Gravity Recovery and Climate Experiment

²³ Gravity Field and Steady-state Ocean Circulation Explorer

In Hinblick auf ihren potentiellen Einfluß auf die Atmosphäre wurden zusätzlich die interannuellen Änderungen des Wärmeinhalts in der ozeanischen Deckschicht aus den Altimeterdaten abgeschätzt. Vergleiche mit Wärmeanomalien, die aus WOCE-Daten abgeleitet wurden, bestätigen die Qualität dieser Abschätzung.

Es wurde gezeigt, daß der Nordatlantik im Bereich von 25° - 65° N zwischen 1993 und 1997 Wärme in der Größenordnung von $2,2 \cdot 10^{21}$ J aufnahm. Diese Akkumulation von Wärme im Nordatlantik ist in Übereinstimmung mit dem von Levitus et al. (2000) aus hydrographischen Daten abgeleiteten vierzigjährigen Trend für den globalen Ozean.

Die prägnantesten interannuellen Änderungen der Meereshöhen, und damit des Wärmeinhalts in der ozeanischen Deckschicht, wurden im Untersuchungszeitraum zwischen dem Sommer 1995 und dem Frühjahr 1996 beobachtet. Zeitgleich nahm der NAO-Index nach einer langen positiven Phase negative Werte an. Im nördlichen Subtropenwirbel und der Übergangszone sank die Meereshöhe um bis zu 15 cm ab, während sie im Subpolarwirbel um ca. 4 cm anstieg. Dies entspricht für den Nordatlantik zwischen 40° und 50° N einem Wärmeverlust von ca. $3 \cdot 10^{20}$ J und einem Wärmegewinn zwischen 50° und 65° N von ca. $6 \cdot 10^{20}$ J.

Es wurde dargelegt, daß nur ein geringer Teil dieser Änderungen durch Anomalien des Wärmeaustauschs zwischen Ozean und Atmosphäre erklärt werden kann. Änderungen der vertikalen Dichtschichtung, die durch vertikale Ekman-Strömungen ausgelöst wurden, trugen in der Übergangszone zwischen Subtropen- und Subpolarwirbel und im westlichen Subtropenwirbel zu den beobachteten Meereshöhenanomalien bei. Die Analyse der zonal gemittelten Wärmeanomalien, die nicht durch anomale Netto-Wärmeflüsse erklärt werden können, weist darauf hin, daß zwischen dem Sommer 1995 und dem Frühjahr 1996 anomale Wärmetransporte in der Größenordnung von 0,06 PW aus der Übergangszone (40° - 50° N) in den Subpolarwirbel gelangten (50° - 65° N). Untersuchungen von Winddaten, die von den ERS-Scatterometern gemessen wurden, legen den Schluß nahe, daß Änderungen der meridionalen Ekman- und Sverdrup-Transporte, die durch den Vorzeichenwechsel der Nordatlantischen Oszillation ausgelöst wurden, für die beobachteten großräumigen Felder von Wärmegewinn und -verlust verantwortlich waren.

Negative Anomalien entlang des Golfstroms, des Azorenstroms, des Nordatlantikstroms und seiner Zweige können zum Teil durch meridionale Verlagerungen dieser Strömungen erklärt werden. Eine ausgeprägte südwärtige Verlagerung des Golfstroms im Winter 1997 wurde, wie der Vergleich mit Anomalien der zonalen Sverdrup-Transporte ergab, vermutlich durch lange barokline Rossby-Wellen erzeugt, die 1,5-2 Jahre zuvor durch Anomalien der Rotation des Windschubs im östlichen Nordatlantik ausgelöst wurden. Darüber hinaus lieferte die Untersuchung der Altimeterdaten Anzeichen für die Propagation von Wärmeanomalien entlang des Golfstroms und des Nordatlantikstroms auf interannuellen bis zu dekadischen Zeitskalen.

Der Vergleich mit verschiedenen Untersuchungen über den Zusammenhang zwischen ozeanischer Variabilität und der Nordatlantischen Oszillation deutet darauf hin, daß die in dieser Arbeit analysierten interannuellen Änderungen der Meereshöhe repräsentativ für die schnelle ozeanische Reaktion auf einen Vorzeichenwechsel der Nordatlantischen Oszillation darstellen.

Zusammenfassend ist zu konstatieren, daß die Altimeterdaten wertvolle Informationen zur Untersuchung von Wärmeanomalien und ozeanischer Zirkulation in der Deckschicht für den Zeitraum 1992 bis 1998 geliefert haben. Es muß allerdings betont werden, daß die hier durchgeführten Untersuchungen entlang der WOCE-Schnitte A1E und A2 von der verbesserten räumlich-zeitlichen Auflösung profitierten, die erst durch die Kombination der Daten der Topex/Poseidon Mission mit denen der ERS-1 und ERS-2 Missionen erreicht wurde.

Die hier vorgestellte Methode zur Berechnung von geostrophischen Oberflächenströmungen hat sich für den vorliegenden Datensatz als praktikabel erwiesen, allerdings sind die Fehler der abgeleiteten meridionalen Geschwindigkeiten relativ groß. Ein statistisches Problem für die vorliegende Untersuchung der interannuellen Variabilität der Meereshöhen im Nordatlantik war ferner, daß die über sechs Jahre zur Verfügung stehenden Zeitreihen relativ kurz sind. Mittlerweile liegen aber bereits Messungen über acht Jahre vor, und zusätzlich werden auch Altimeterdaten der GEOSAT Mission aus den achtziger Jahren reprozessiert.

Da mit Jason-1 und Envisat sowohl für die Topex/Poseidon Mission als auch für die ERS-2 Mission Nachfolgemissionen im Jahr 2001 starten sollen, werden voraussichtlich auch in den nächsten 10-20 Jahren hochpräzise Altimeterdaten mit guter räumlich-zeitlicher Auflösung vorliegen. Der Einsatz von für die Altimetrie neuen Techniken, wie beispielsweise der Interferometrie oder Messungen mit parasitären Satelliten, wird für eine neue Generation von Radaraltimetern ab 2008 diskutiert. Mit diesen Techniken wird, zusätzlich zu einer deutlich verbesserten horizontalen Abdeckung der Höhenmessungen, die zeitlich variable geostrophische Geschwindigkeit voraussichtlich mit einer weitaus größeren Genauigkeit aus Satellitendaten abgeleitet werden können als dies heute möglich ist.

Danksagung

An dieser Stelle möchte ich mich bei Herrn Prof. Dr. W. Alpers für seine Bereitschaft bedanken, diese Doktorarbeit zu betreuen, und für den Freiraum, den er mir zum Sammeln eigener Erfahrungen ließ. Herrn Prof. Dr. J. Meincke danke ich für die Begutachtung der Arbeit. Dr. R. Cheney, Dr. L. Miller und der gesamten Arbeitsgruppe am Laboratory for Satellite Altimetry in Silver Spring, Maryland, sowie R. Curry vom Woods Hole Oceanographic Institute, Massachusetts, möchte ich für wertvolle wissenschaftliche Anregungen und ihre Unterstützung auf den verschiedensten Gebieten danken.

Mein Dank geht an die geduldigen Korrekturleser M. Bersch, P. Brandt, A. Esselborn, J. Holfort, K.-P. Koltermann, K. Lorbacher, M. Metzner und S. Woelk.

Die Mitglieder der Arbeitsgruppe Fernerkundung am Institut für Meereskunde, Hamburg hatten immer ein offenes Ohr und standen mir bei den verschiedensten Problemen mit Rat und Tat zu Seite. Besonders bedanken möchte ich mich bei A. Pauluhn, die mich an das Thema dieser Arbeit herangeführt hat, und bei meinem langjährigen Zimmergenossen P. Brandt. Den Mitgliedern der WOCE-Nordatlantikgruppe verdanke ich viele aufschlußreiche Diskussionen, wobei ich besonders M. Bersch, K. Lorbacher und S. Woelk erwähnen möchte.

Meinem Freund M. Liebert danke ich für seine Geduld sowie für seine seelische, moralische und kulinarische Unterstützung in Krisenzeiten.

Die prozessierten Altimeterdaten der ERS-1/2 und Topex/Poseidon Satelliten (SLA und CORSSH) stellte die CLS Space Oceanography Division, Toulouse, Frankreich, zur Verfügung. Die prozessierten hydrographischen Daten von den WOCE-Schnitten A1E und A2 wurden mir von K. Lorbacher, BSH, Hamburg, und M. Bersch, IfM, Hamburg, zur Verfügung gestellt. Die hydrographische Klimatologie des WOCE-SAC in Hamburg stellte Dr. V. Gouretski, die Hydrobase-Klimatologie stellte R. Curry, WHOI, Massachusetts, zur Verfügung.

NCEP/NCAR, Boulder, Colorado, danke ich für die Bereitstellung der Wärmeflußdaten (<http://www.cdc.noaa.gov/>), Ifremer, Brest, Frankreich, für die prozessierten Winddaten der ERS-1/2 Satelliten (<http://www.ifremer.fr/cersat/english/>), NASA GSFC, Greenbelt, Maryland, und NIMA für das Geoidmodell EGM96 (<http://cddisa.gsfc.nasa.gov/926/egm96/egm96.html>) sowie CRU, East Anglia, Großbritannien, für den NAO-Index (<http://www.cru.uea.ac.uk/tiempo/floor2/data/nao.htm>).

Finanziert wurde diese Arbeit durch das Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF) im Rahmen der vierten Förderphase des Projektes „World Ocean Circulation Experiment“ (WOCE) (03F0157A) und von der National Oceanographic and Atmospheric Administration (NOAA) im Rahmen des Projektes „Atlantic Circulation and Climate Experiment“ (ACCE).

Abkürzungs- und Symbolverzeichnis

ABKÜRZUNGEN

A1E	Hydrographischer WOCE-Wiederholungsschnitt zwischen Grönland und Irland bei ca. 56°N
A2	Hydrographischer WOCE-Wiederholungsschnitt zwischen Neufundland und Irland bei ca. 45°N
AC	Azorenstrom (engl.: <i>Azores Current</i>)
AVISO	Französisches Datenzentrum für Topex/Poseidon (franz.: <i>Archivage, Validation et Interprétation des données des Satellites Océanographiques</i>)
BSH	Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie
CGBZ	Charlie-Gibbs Bruchzone
CNES	Französische Weltraumagentur (franz.: <i>Centre National d'Études Spatiales</i>)
CORSSH	Von AVISO prozessierte Meereshöhen aus T/P Daten (engl.: <i>Corrected Sea Surface Heights</i>)
EGC	Ost-Grönlandstrom (engl.: <i>East Greenland Current</i>)
EOF	Empirische Orthogonalfunktionen
ERS	Europäischer Erdbeobachtungssatellit (engl.: <i>European Remote-Sensing Satellite</i>)
EGM96	Geoidmodell (engl.: <i>Earth Geopotential Model</i>) nach Lemoine et al. (1998)
ESA	Europäische Weltraumagentur (engl.: <i>European Space Agency</i>)
GS	Golfstrom
HB	HYDROBASE-Klimatologie nach Lozier et al. (1995)
IR	Irmingerstrom
LC	Labradorstrom (engl.: <i>Labrador Current</i>)
MAR	Mittelatlantischer Rücken
NAC	Nordatlantikstrom (engl.: <i>North Atlantic Current</i>)
NAO	Nordatlantischen Oszillation

NCEP/NCAR	US-amerikanisches Wettervorhersagezentrum (engl.: <i>National Center for Environmental Prediction / National Center for Atmospheric Research</i>)
NOAA	US-amerikanische Behörde für Ozean und Atmosphäre (engl.: <i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>)
RR	Reykjanes-Rücken
SAC	WOCE-Datenzentrum (engl.: <i>Special Analysis Centre</i>)
SLA	Von AVISO prozessierte Meereshöhenanomalien aus ERS-1/2 und T/P Daten (engl.: <i>Sea Level Anomalies</i>)
SPMW	Subpolares Modewasser
SSH	Absolute Meereshöhe berechnet aus CORSSH und EGM96 (engl.: <i>Sea Surface Height</i>)
SST	Meeresoberflächentemperatur (engl.: <i>Sea Surface Temperature</i>)
STMW	Subtropisches Modewasser
T/P	Topex/Poseidon: Französisch / US-amerikanische Radaraltimeter-Satellitenmission (<i>Ocean Topography Experiment/Premier Observatoire Spatial Étude Intensive Dynamique Ocean et Nivosphere</i>)
WGC	West-Grönlandstrom (engl.: <i>West Greenland Current</i>)
WOCE	Internationales Forschungsprojekt von 1990 bis 2002 (engl.: <i>World Ocean Circulation Experiment</i>)

SYMBOLE

C_p	Wärmekapazität von Meerwasser
DH	Dynamische Höhe (in <i>cm</i>)
E'_{kin}	Variabilität der kinetischen Energie (engl.: <i>Eddy Kinetic Energy</i>)
f	Coriolisparameter
G	Erdbeschleunigung
ΔH	Änderung des ozeanischen Wärmeinhalts
Q'	anomaler Netto-Wärmefluß
P	Druck
S	Salzgehalt
T	Temperatur
u, v	Zonal- und Meridionalkomponente von Strömungen

u_{auf}, u_{ab}	Strömungskomponente normal zu den auf- und absteigenden Satellitenspuren
U_{Ek}, V_{Ek}	Zonal- und Meridional Komponente des Ekman-Volumentransports
U_{Sv}, V_{Sv}	Zonal- und Meridional Komponente des Sverdrup-Volumentransports
t	Zeit
w_{Ek}	vertikale Ekman-Strömungskomponente
x, y	Ost- und Nordrichtung
$\alpha (=1/\rho_o \cdot \partial\rho/\partial T)$	thermischer Expansionskoeffizient
$\beta = \partial f/\partial y$	Breitenabhängigkeit des Coriolisparameters
ζ	Meereshöhe
ζ'	anomale Meereshöhe
$\Delta\zeta_{adv}$	Höhenänderung durch Advektion
$\Delta\zeta_Q$	Höhenänderung aufgrund anomaler Netto-Wärmeflüsse
$\Delta\zeta_{Wek}$	lokale Höhenänderung aufgrund der vertikalen Ekman-Strömung
ρ	Dichte
ρ_o	Dichte des Standardmeerwassers mit S=35 PSU und T=0° C
$\Delta\rho_z/\rho_o$	Relativer Dichtegradient zwischen Ekman-Schicht und darunterliegender Wassersäule
τ_x, τ_y	Zonal- und Meridional Komponente des Windschubs
$rot_z \tau = \partial\tau_y/\partial x - \partial\tau_x/\partial y$	Vertikalkomponente der Rotation des Windschubs
ϕ	geographische Breite
ω	Frequenz der Erdrotation

EINHEITEN

PW	Peta (10^{15}) Watt
GJ	Giga (10^9) Joule
Sv	Sverdrup ($10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$)

Literaturverzeichnis

- Alpers, W., Was muß ich beim Schreiben einer wissenschaftlichen Veröffentlichung beachten ?, Unveröffentlichtes Manuskript, 12 pp., 1996.
- van Aken, H.M., und G. Becker, Hydrography and through-flow in the north-eastern North Atlantic Ocean: the NANSEN project, *Progr. Oceanogr.*, 38, 297-346, 1996.
- Andersen, O.B., P.L. Woodworth und R.A. Flather, Intercomparison of recent ocean tide models, *J. Geophys. Res.*, C100, 25261-25282, 1995.
- Apel, J.R., Principles of Ocean Physics, Intern. Geophysics series 38, Ed. E. Dmoska und J.R. Holton, Academic Press, 634 pp., 1987.
- Archer, O., A. Bentamy, J. Firing, P. Flament, V. Harscoat, F. Loubrieu, C. Maroni, S. Pouliquen, Y. Quilfen und M. Sawyer, Mean Surface Wind Field from the ERS-AMI and ADEOS-NSCAT Microwave Scatterometers 91/08/05 to 98/03/01, Cooperation between IFREMER and University of Hawaii, published for the 1998 WOCE conference in Halifax, Canada, 1998.
- AVISO, AVISO User handbook for merged TOPEX/POSEIDON products (GDR-Ms), AVI-NT-02-101-CN, Edition 3.0, 200pp., CLS Space Oceanography Division, Toulouse, Frankreich, 1996.
- AVISO, AVISO User handbook for corrected sea surface heights (CORSSHs), AVI-NT-011-311-CN, Edition 3.0, 21pp., CLS Space Oceanography Division, Toulouse, Frankreich, 1997a.
- AVISO, AVISO User handbook for sea level anomalies (SLAs), AVI-NT-011-312-CN, Edition 3.0, 24 pp., CLS Space Oceanography Division, Toulouse, Frankreich, 1997b.
- AVISO, AVISO/CALVAL yearly report: 6 years of TOPEX/POSEIDON data, AVI-NT-011-316-CN, Edition 1.0, 66pp., CLS Space Oceanography Division, Toulouse, Frankreich, 1999a.
- AVISO, AVISO/CALVAL side B TOPEX altimeter evaluation (GDR-Ms), AVI-NT-011-317-CN, Edition 1.0, 33pp., CLS Space Oceanography Division, Toulouse, Frankreich, 1999b.
- Bacon, S., Circulation and fluxes in the North Atlantic between Greenland and Ireland, *J. Phys. Oceanogr.*, 27, 1420-1435, 1997.
- Barnett, T.P., Variations in Near-Global Sea Level Pressure, *J. Atmos. Sci.*, 42, 478-501, 1985.
- Belkin, I.M., und S. Levitus, Temporal variability of the Subarctic Front near the Charlie-Gibbs Fracture Zone, *J. Geophys. Res.*, C101, 28317-28324, 1996.
- Bentamy, A., Y. Quilfen, F. Gohin, N. Grima, N. Lencour, J. Servain, Determination and validation of average wind fields from ERS-1 scatterometer measurements, *The global Atmos. and Ocean. Sys.*, 1-29, 1997.

- Bersch, M., On the circulation of the northeastern North Atlantic, *Deep-Sea Res.*, 42, 1583-1607, 1995.
- Bersch, M., J. Meincke, und A. Sy, Interannual thermohaline changes in the northern North Atlantic 1991-1996, *Deep-Sea Res. Part II*, 46, 55-75, 1999.
- Bock, J., Schätzung einer dynamischen Topographie und Bestimmung der Variabilität der mittleren Zirkulation im Nordatlantik aus Altimeterdaten, Diplomarbeit Universität Hamburg, 79 pp., 1997.
- Bower, A.S., P.L. Richardson, H.D. Hunt, T. Rossby, M.D. Prater, H.-M. Zhang, S. Anderson-Fontana, P. Perez-Brunius und P. Lazarevich, Warm-water pathways in the Subpolar North Atlantic: An overview of the ACCE RAFOS float programme, *Int. WOCE-Newslett.*, 38, 14-16, 2000.
- Broecker, W.S., The great ocean conveyor belt, *Oceanography*, 4, 79-89, 1991.
- Burkert, R., Auswertung von Radaraltimeterdaten der Fernerkundungssatelliten ERS-1 und TOPEX/POSEIDON, Dissertation Universität Hamburg, 139pp., 1996.
- Cayan, D.R., Latent and sensible heat flux anomalies over the northern oceans: the connection to Monthly Atmospheric Circulation, *J. Climate*, 5, 354-369, 1992a.
- Cayan, D.R., Latent and Sensible Heat Flux anomalies over the Northern Oceans: Driving the sea surface temperature, *J. Phys. Oceanogr.*, 22, 859-881, 1992b.
- CERSAT, Altimeter and Microwave Radiometer ERS Products User manual, IFREMER&CERSAT&CLS, report C2-MUT-A-01-IF, 136pp., 1996.
- Chambers, D.P., B.D. Tapley und R.H. Stewart, Long-period ocean heat storage rates and basin-scale heat fluxes from TOPEX, *J. Geophys. Res.*, C102, 10525-10533, 1997.
- Cheney, R.E., J.G. Marsh und B.D. Beckley, Global mesoscale variability from repeat tracks of Seasat altimeter data, *J. Geophys. Res.*, C88, 4343-4354, 1983.
- Cheney, R.E., B.C. Douglas und L. Miller, Evaluation of Geosat altimeter data with application to tropical Pacific sea level variability, *J. Geophys. Res.*, C94, 4737-4747, 1989.
- Cheney, R.E., L. Miller, R. Agreen, N. Doyle und J. Lillibridge, TOPEX/POSEIDON: the 2-cm solution, *J. Geophys. Res.*, C99, 24555-24563, 1994.
- Cipollini, P., P.G. Challenor, D. Cromwell, K.L. Hill, G.D. Quartly und I.S. Robinson, Remote Sensing of Oceanic Rossby Waves: New Techniques and Results, *Proc. Intern. Geoscience and Remote Sensing Symp. (IGARSS 2000)*, Honolulu, 3 pp., Juli 2000.
- Clarke, R.A., R.M. Hendry und I. Yashayaev, A Western Boundary Current Meter Array in the North Atlantic Near 42°N, *Int. WOCE Newslett.*, 33, 33-34, 1998.

- Cromwell, D., P. Challenor, A. New und R. Pingree, Persistent Westward Flow in the Azores Current as Seen From Altimetry and Hydrography, *J. Geophys. Res.*, C101, 11923-11933, 1996.
- Curry, R.G., Decadal variability of water masses and circulation in the subpolar North Atlantic, 7-13, in: Report of the WOCE North Atlantic Workshop, WOCE Report No. 169/2000, 110 pp., 2000.
- Czaja, A., und C. Frankignoul, Influence of the North Atlantic SST on the atmospheric Circulation, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 2969-2972, 1999.
- Deser, C., und M.L. Blackmon, Surface Climate Variations over the North Atlantic Ocean during Winter: 1900-1989, *J. Climate*, 6, 1743-1753, 1993.
- Dickson, R.R., J. Lazier, S.-A. Malmberg und A.J. Lee, The "Great Salinity Anomaly" in the northern North Atlantic 1968-1982, *Prog. Oceanogr.*, 20, 103-151, 1988.
- Dickson, R., J. Lazier, J. Meincke, P. Rhines und J. Swift, Long term coordinated changes in the convective activity of the North Atlantic, *Progr. Oceanogr.*, 38, 241-295, 1996.
- Dickson, R., und J. Meincke, Atlantic Hydrography in 1998-99: Continued recovery from extreme forcing ?, ICES, WGOH meeting, Murmansk, 13-15 April, 1999.
- Dietrich, G., K. Kalle, W. Krauß, und G. Siedler, *Allgemeine Meereskunde*, Gebrüder Borntraeger, 593 pp., 1975 (3rd edition).
- Ducet, N., P.-Y. LeTraon, und G. Reverdin, Global high resolution mapping of ocean circulation from TOPEX/POSEIDON and ERS-1/2, *J. Geophys. Res.*, akzeptiert, 1999.
- Eanes, R.J., und S.V. Bettadpur, The CSR 3.0 Global Ocean Tide Model, CSR-TM-85-06, Center for Space Research, Univ. of Texas at Austin, 1995.
- Eden, C., Interannual to interdecadal variability in the North Atlantic Ocean, Dissertation Universität Kiel, 132 pp., 1999.
- Eden, C., und J. Willebrand, Mechanism of interannual to decadal variability of the North Atlantic circulation, *J. Climate*, akzeptiert, 2000.
- ESA, ERS-1 System, Ed. P. Vass und B. Battrick, ESA report SP-1146, 87 pp., 1992.
- Esselborn, S., und C. Eden, Sea Surface Height changes in the North Atlantic Ocean related to the North Atlantic Oscillation, eingereicht bei *Geophys. Res. Lett.*, 2000.
- Fechner, H., Darstellung meteorologischer Felder mit endlichem Dimensionsgebiet durch Reihen orthogonaler Funktionen, *Ber. IfM Kiel*, 44, 105 pp., 1978.
- Ferry, N., G. Reverdin und A. Oschlies, Seasonal sea surface height variability in the North Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.*, C105, 6307-6326, 2000.
- Frankignoul, C., P. Müller und E. Zorita; A Simple Model of the Decadal Response of the Ocean to Stochastic Wind Forcing, *J. Phys. Oceanogr.*, 27, 1533-1546, 1997.

- Fu, L.-L. , E.J. Christensen, C.A. Yamarone, M. Lefebvre, Y. Menard, M. Dorrer und P. Escudier, TOPEX/POSEIDON mission overview, *J. Geophys. Res.*, C99, 24369-24381, 1994.
- Fu, L.-L., und R. Cheney, Application of Satellite altimetry to ocean circulation studies, *Rev. Geophys.*, 33, Suppl., 213-233, 1995.
- Fu, L.-L., und R.A. Davidson, A note on the barotropic response of sea level to time dependent wind forcing, *J. Geophys. Res.*, C100, 24955-24963, 1995.
- Garnier, V., und R. Schopp, Wind influence on the mesoscale activity along the Gulf Stream and the North Atlantic currents, *J. Geophys. Res.*, C104, 18087-18110, 1999.
- Gibson, J.K., S. Kallberg, A. Hernandez, S. Uppala, A. Nomura, und E. Serrano, 1. ERA Description, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF Re- Analysis Project Report Series, 72 pp., 1997.
- Gill, A.E., und P. Niiler, The theory of the seasonal variability in the ocean, *Deep Sea Res.*, 20, 141-177, 1973.
- Gouretski, V.G., und K. Jancke, A new World Ocean Climatology: Objective Analysis on Neutral Surfaces, SAC Technical Report Nr. 3, WOCE Report Nr. 256/17, Hamburg, 40 pp., 1998a.
- Gouretski, V.G., und K. Jancke, Deep Water Property Comparison for the Atlantic WOCE Cruises, *Int. WOCE-Newslett.*, 32, 7-12, 1998b.
- Greenslade, D.J.M., D.B. Chelton and M.B. Schlax, The midlatitude resolution capability of sea level fields constructed from single and multiple satellite altimeter data sets, *J. Atmos. Technol.*, 14, 849-870, 1997.
- Grey, S.M., K. Haines und A. Troccoli, A study of temperature changes in the upper N. Atlantic 1950-94, *J. Climate*, 13, 2697-2711, 2000.
- Grötzner, A., M. Latif und T.P. Barnett, A decadal climate cycle in the North Atlantic Ocean as simulated by the ECHO coupled GCM, *J. Climate*, 8, 2440-2453, 1998.
- Häkkinen, S., Variability of the simulated meridional heat transport in the North Atlantic for the period 1951-1993. *J. Geophys. Res.*, C104, 10991-11007, 1999.
- Häkkinen, S., Variability in sea surface height: A qualitative measure for the meridional overturning in the North Atlantic, unveröffentlichtes Manuskript., 2000.
- Hansen, D.V, und H.F. Bezdek, On the nature of decadal anomalies in the North Atlantic sea surface temperature, *J. Geophys. Res.*, C101, 8749-8758, 1996.
- Hernandez, F., P.-Y. LeTraon, und R. Morrow, Mapping mesoscale variability of the Azores Current using TOPEX/POSEIDON and ERS 1 altimetry, together with hydrographic and Lagrangian measurements, *J. Geophys. Res.*, C100, 24995-25006, 1995.

- Heywood, K.J., E.L. McDonagh und M.A. White, Eddy kinetic energy of the North Atlantic subpolar gyre from satellite altimetry, *J. Geophys. Res.*, C99, 22525-22539, 1994.
- Hurrell, J.W., Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation, *Science*, 269, 676-679, 1995.
- Isayev, G., und S. Levitus, The North Atlantic absolute circulation climatology and changes between 1950's and 1970's, Technischer Report, Univ. of Md., College Park, 1993.
- Isoguchi, O., H. Kawamura und T. Kono, A study on wind-driven circulation in the subarctic North Pacific using TOPEX/POSEIDON altimeter data, *J. Geophys. Res.*, C102, 12457-12468, 1997.
- Jones, P.D., T. Jónsson und D. Wheeler, Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland, *Int. J. Climatol.*, 17, 1433-1450, 1997.
- Joyce, T.M., C. Deser und M.A. Spall, On the relation between decadal variability of Subtropical Mode Water and North Atlantic Oscillation, eingereicht bei *J. Climate*, 1999.
- Käse, R.H., und W. Krauß, The Gulf Stream, the North Atlantic Current, and the Origin of the Azores Current, in: *The Warmwatersphere of the North Atlantic Ocean*, ed. W. Krauß, Gebrüder Bornträger, Berlin, Stuttgart, 291-338, 1996.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K.C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, R. Jenne und D. Joseph, The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437-471, 1996.
- Kearns, E.J., und H.T. Rossby, Historical position of the North Atlantic Current, *J. Geophys. Res.*, C103, 15509-15524, 1998.
- Kelly, K.A., S. Singh und R.X. Huang, Seasonal Variations of Sea Surface Height in the Gulf Stream Region, *J. Phys. Oceanogr.*, 29, 313-327, 1999.
- Klein, B., und G. Siedler, On the Origin of the Azores Current, *J. Geophys. Res.*, C94, 6159-6168, 1989.
- Knudsen, P., O.B. Andersen und T. Knudsen, ATSR Sea Surface Temperature Data in a Global Analysis with TOPEX/POSEIDON Altimetry, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 8, 821-824, 1996.
- Koltermann, K.P., A.V. Sokov, V.P. Terechenkov, S.A. Dobroliubov, K. Lorbacher und A. Sy, Decadal Changes in the thermohaline circulation of the North Atlantic, *Deep Sea-Res. Part II*, 46, 109-138, 1999.
- Krauß, W., Sonderforschungsbereich 133-Warmwassersphäre des Atlantiks, Ber. aus dem IFM Kiel, 258, 1994.
- Krauß, W., Currents and mixing in the Irminger Sea and in the Iceland Basin, *J. Geophys. Res.*, C100, 10851-10871, 1995.

- Kwok, R., und D.A. Rothrock, Variability of Fram Strait ice flux and North Atlantic Oscillation, *J. Geophys. Res.*, C104, 5177-5189, 1999.
- Latif, M., Dynamics of interdecadal variability in coupled ocean-atmosphere models, *J. Climate*, 11, 602-624, 1998.
- Latif, M., K. Arpe und E. Roeckner, Oceanic Control of Decadal North Atlantic Sea Level Pressure Variability in Winter, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 727-730, 2000.
- Lazier, J.R.N., Observations in the Northwest Corner of the North Atlantic Current, *J. Phys. Oceanogr.*, 24, 1449-1463, 1994.
- Lazier, J.R.N., und D.G. Wright, Annual velocity variations in the Labrador Current, *J. Phys. Oceanogr.*, 23, 659-678, 1993.
- LeGrand, P., An inverse modeling estimate of the geoid height in the Atlantic, Poster auf dem Topex/Poseidon-Jason Science Working Team Meeting, St. Raphael, http://sirius-ci.cst.cnes.fr:8090/HTML/information/frames/kiosque/swt99_posters_uk.html, Oktober 1999.
- Lemoine, S.C. Kenyon, J.K. Factor, R.G. Trimmer, N.K. Pavlis, D.S. Chinn, C.M. Cox, S.M. Klosko, S.B. Luthcke, M.H. Torrence, Y.M. Wang, R.G. Williamson, E.C. Pavlis, R.H. Rapp und T.R. Olson, The Development of the NASA GSFC and National Imagery and Mapping Agency (NIMA) Geopotential Model EGM96, Goddard Space Flight Center, Report: NASA/TP--1998-206861, 575 pp., 1998.
- LeTraon, P.-Y., Spatial scales of mesoscale variability in the North Atlantic as deduced from Geosat data, *J. Geophys. Res.*, C95, 20267-20285, 1990.
- LeTraon, P.-Y., M.C. Rouquet und C. Boissier, Time scales of mesoscale variability and their relationship with space scales in the North Atlantic, *J. Mar. Res.*, 49, 467-492, 1991.
- LeTraon, P.-Y., und F. Ogor, ERS-1/2 orbit improvement using TOPEX/POSEIDON: The 2 cm challenge, *J. Geophys. Res.*, 103, 8045-8058, 1998.
- LeTraon, P.Y., F. Nadal und N. Ducet, An Improved Mapping Method of Multisatellite Altimeter Data, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 15, 522-534, 1998.
- Levitus, S., und J. Antonov, Climatological and interannual variability of temperature, heat storage, and rate of heat storage in the upper ocean, NOAA Atlas NESDIS 14, 1997.
- Levitus, S., G.I. Monterey und T. Boyer, Seasonal Variability of Dynamic Height and its Fourier Analysis, NOAA Atlas NESDIS 15, 1997.
- Levitus, S., J.I. Antonov, T.P. Boyer, und C. Stephens, Warming of the World Ocean, *Science*, 287, 2225-2229, 2000.
- Lorbacher, K, Niederfrequente Variabilität meridionaler Transporte in der Divergenzzone des nordatlantischen Subtropen- und Subpolarwirbels – Der WOCE-Schnitt A2, Dissertation, Universität Hamburg, 156 pp., 2000.

- Lozier, M.S., M.S. McCartney und W.B. Owens, Anomalous Anomalies in Averaged Hydrographic Data, *J. Phys. Oceanogr.*, 24, 2624-2638, 1994.
- Lozier, M.S., W.B. Owens und R.G. Curry, The Climatology of the North Atlantic, *Prog. Oceanogr.* 36, 1-44, 1995.
- Maes, C., und D. Behringer, Using satellite-derived sea level and temperature profiles for determining the salinity variability: A new approach, *J. Geophys. Res.*, C105, 8537-8547, 2000.
- Marshall, J., H. Johnson und J. Goodman, A study of the interaction of the North Atlantic Oscillation with ocean circulation, *J. Climate*, akzeptiert, 1999.
- Martel, F., und C. Wunsch, The North Atlantic Circulation in the Early 1980s-An Estimate from Inversion of a Finite-Difference Model, *J. Phys. Oceanogr.*, 23, 898-924, 1993.
- Mayer, D.A., R.L. Molinari und J.F. Festa, The mean and annual cycle of upper layer temperature fields in relation to Sverdrup dynamics within the gyres of the Atlantic ocean, *J. Geophys. Res.*, C103, 18545-18566, 1998.
- McCartney, M.S., und L.D. Talley, The subpolar Mode Water of the North Atlantic Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, 12, 1169-1181, 1982.
- McCartney, M.S., R.G. Curry und H.F. Bezdek, North Atlantic transformation pipeline chills and redistributes subtropical waters, *Oceanus*, 39, 19-23, 1996.
- Menard, Y., Observations of eddy fields in the northwest Atlantic and northwest Pacific by Seasat altimeter data, *J. Geophys. Res.*, C88, 1853-1866, 1983.
- Metzner, M., E.W. Grafarend, S. Dick und M. Stawarz, How accurately do we know the marine geoid in shallow water regions ?, Ed. F. Sansò, *Geodetic Theory Today*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, Third Hotine-Marussi Symposium on Mathematical Geodesy, Symposium 114, 413-428, 1995.
- Mikolajewicz, U., B. Santer und E. Maier-Reimer, Ocean response to greenhouse warming, Report Nr. 49, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg, 14 pp., 1990.
- Minster, J.F., A. Cazenave, Y.V. Serafini, F. Mercier, M.C. Gennero und P. Rogel, Annual cycle in mean sea level from TOPEX-Poseidon and ERS-1: Inference on the global hydrological cycle, *Global Planet. Change*, 20, 57-66, 1999.
- Molinari, R.L., D.A. Mayer, J.F. Festa und H.F. Bezdek, Multiyear variability in the near-surface temperature structure of the midlatitude western North Atlantic, *J. Geophys. Res.*, C102, 3267-3278, 1997.
- Morrow, R., R. Coleman, J.Church und D. Chelton, Surface Eddy Momentum flux and Velocity Variances in the Southern Ocean from Geosat Altimetry, *J. Phys. Oceanogr.*, 24, 2050-2071, 1994.

- Nicholls, N., G.V. Gruza, J. Jouzel, T.R. Karl, L.A. Ogallo und D.E. Parker, Observed climate change and variability. In: Climate Change 1995: The Science of Climate Change. The Second Assessment Report of the IPCC. Eds.: Houghton, J.T., et al., Cambridge University Press, 133-192, 1996.
- NOAA-CIRES, Climate Diagnostics Center, NCEP Reanalysis Electronic Atlas, http://www.cdc.noaa.gov/ncep_reanalysis/, 1999.
- Parke, M.E., G. Born, R. Leben, C. McLaughlin und C. Tieney, Altimeter sampling characteristics using a single satellite, *J. Geophys. Res.*, C103, 10513-10526, 1998.
- Pedlosky, J., *Ocean Circulation Theory*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 453 pp., 1996.
- Pollard, R., J. Read und P. Holliday, Circulation and mode waters of the North Atlantic subpolar gyre in 1996, *Int. WOCE-Newslett.*, 27, 21-27, 1999.
- Pollito, P.S., und P. Cornillon, Long baroclinic Rossby waves detected by TOPEX/POSEIDON, *J. Geophys. Res.*, C102, 3215-3235, 1997.
- Pond, S., und G.L. Pickard, *Introductory Dynamical Oceanography*, Pergamon Press, 329 pp., 1983 (2nd edition).
- Rapp, R.H., The treatment of permanent tidal effects in the analysis of satellite altimeter data for sea surface topography, *manuscripta geodetica*, 14, 368-372, 1989.
- Rapp, R.H., und Y.M. Wang, Dynamic topography estimates using Geosat data and a gravimetric geoid in the Gulf Stream region, *Geophys. J. Int.* 117, 511-528, 1994.
- Reverdin, G., N. Verbrugge und H. Valdimarson, Upper ocean variability between Iceland and Newfoundland 1993-1998, *J. Geophys. Res.*, C104, 29599-29611, 1999.
- Rodwell, M.J., D.P. Rowell und C.K. Folland, Oceanic forcing of the wintertime North Atlantic Oscillation and European climate, *Nature*, 398, 320-323, 1999.
- Roemmich, D. und C. Wunsch, On combining satellite altimetry with hydrographic data, *J. Mar. Res.*, 40, Suppl., 605-619, 1982.
- Rogers, J.C., The Association between the North Atlantic Oscillation and the Southern Oscillation in the Northern Hemisphere, *Mon. Weath. Rev.*, 112, 1999-2015, 1984.
- Rogers, J.C., North Atlantic storm track variability and its association to the North Atlantic Oscillation and climate variability of Northern Europe, *J. Climate*, 10, 1635-1647, 1997.
- Rossby, T., The North Atlantic Current and Surrounding Waters 'At the Crossroads', *Rev. Geophys.*, 34, 463-481, 1996.
- Rossby, T., On gyre interactions, *Deep-Sea Res. Part II*, 46, 139-164, 1999.

- Rosby, T., und R.L. Benway, Slow Variations in mean path of the Gulf Stream east of Cape Hatteras, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 117-120, 2000.
- Rufenach, C.L., und W. Alpers, Measurement of ocean wave heights using the Geos 3 altimeter, *J. Geophys. Res.*, 3, 5011-5018, 1978.
- Sato, O.T., und T. Rossby, Seasonal and low frequency variations in dynamic height and transport of the Gulf Stream. *Deep-Sea Res.*, 42, 149-164, 1995.
- Schlax, M.G., und D.B. Chelton, Aliased tidal errors in TOPEX/POSEIDON sea surface height data, *J. Geophys. Res.*, C99, 24761-24776, 1994.
- Schmitz, W.J., On the World Ocean Circulation: Some Global Features / North Atlantic Circulation, Technischer Report, WHOI-96-03, 142 pp., 1996.
- Schmitz, W.J., J.D. Thompson und J.R. Luyten, The Sverdrup Circulation for the Atlantic Along 24°N, *J. Geophys. Res.*, C97, 7251-7256, 1992.
- Schmitz, W.J., und M.S. McCartney, On the North Atlantic circulation, *Rev. Geophys.*, 31, 29-49, 1993.
- Schönwiese, C.D., *Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler*, Gebrüder Borntraeger, Berlin Stuttgart, 2. Auflage, 231 pp., 1992.
- Seager, R., Y. Kushnir, M. Visbeck, N. Naik, J. Miller, G. Krahnemann und H. Cullen, Causes of Ocean Climate Variability between 1958 and 1998, *J. Climate*, 2845-2861, 2000.
- Stammer, D., Global Characteristics of Ocean Variability Estimated from Regional TOPEX/POSEIDON Altimeter Measurements, *J. Phys. Oceanogr.*, 27, 1743-1769, 1997a.
- Stammer, D., Steric and wind-induced changes in TOPEX/POSEIDON large-scale sea surface topography observations, *J. Geophys. Res.*, C102, 20987-21009, 1997b.
- Stammer, D., R. Tokmakian, A. Semtner und C. Wunsch, How well does a 1/4° global circulation model simulate large-scale oceanic observations ?, *J. Geophys. Res.*, C101, 25799-25812, 1996.
- Stammer, D., C. Wunsch und R.M. Ponte, De-Aliasing of Global High Frequency Barotropic Motions in Altimeter Observations, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 1175-1178, 2000.
- von Storch, H., und K. Hasselmann, Climate Variability and Change. In: G. Hempel (ed.): *The Ocean and the Poles. Grand Challenges for European Cooperation*. Gustav Fischer Verlag Jena, Stuttgart, New York, 379 pp., 33-58, 1996.
- Sturges, W., B.G. Hong und A.J. Clarke, Decadal Wind Forcing of the North Atlantic Subtropical Gyre, *J. Phys. Oceanogr.*, 28, 659-668, 1998.
- Sutton, R.T., und M.R. Allen, Decadal predictability of North Atlantic sea surface temperature and climate, *Nature*, 388, 563-567, 1997.

- Sy, A., Investigation on 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, 383-413, 1988.
- Sy, A., U. Schauer und J. Meincke, The North Atlantic Current and its associated hydrographic structure above and eastwards of the Mid-Atlantic Ridge, *Deep-Sea Res.*, 39, 825-853, 1992.
- Sy, A., M. Rhein, J.R.N. Lazier, K.P. Koltermann, J. Meincke, A. Putzka und M. Bersch, Surprisingly rapid spreading of newly formed intermediate waters across the North Atlantic Ocean, *Nature*, 386, 675-679, 1997.
- Tapley, B.D., J.C. Ries, G.W. Davis, R.J. Eanes, B.E. Schutz, C.K. Shum, M.M. Watkins, J.A. Marshall, R.S. Nerem, B.H. Putney, S.M. Klosko, S.B. Luthcke, D. Pavlis, R.G. Williamson und N.P. Zelensky, Precision orbit determination for TOPEX/POSEIDON, *J. Geophys. Res.*, C99, 24383-24404, 1994.
- Taylor, A.H., und J.A. Stephens, The North Atlantic Oscillation and the latitude of the Gulf Stream, *Tellus*, 50A, 134-142, 1998.
- Tierney, C., J. Wahr, F. Bryan, V. Zlotnicki, Short-period oceanic circulation: implications for satellite altimetry, *Geophys. Res. Lett.*, 1255-1258, 2000.
- Tomczak, M., und J.S. Godfrey, *Regional Oceanography: An Introduction*, Pergamon, Elsevier Science Ltd., 422 pp., 1994.
- Vivier, R., K.A. Kelly und L. Thompson, Contributions of wind forcing, waves, and surface heating to sea surface height observations in the Pacific Ocean, *J. Geophys. Res.*, C104, 20767-20788, 1999.
- Vossepoel, F.C., R.W. Reynolds und L. Miller, Use of sea level observations to estimate salinity variability in the tropical Pacific, *J. Atmos. Oceanic. Technol.*, 16, 1401-1415, 1999.
- Walker, G.T., Correlation in seasonal variation of weather, IX. *Mem. Indian Meteor. Dep.*, 24, 275-332, 1924.
- Wang, L., und C. Koblinsky, Annual variability of the subtropical recirculations in the North Atlantic and the North Pacific, *J. Phys. Oceanogr.*, 26, 2462-2479, 1996.
- Wang, L., und C. Koblinsky, Can the Topex/Poseidon altimetry be used to estimate air-sea heat flux in the North Atlantic ?, *Geophys. Res. Lett.*, 24, 139-142, 1997.
- White, M.A., und K.J. Heywood, Seasonal and interannual changes in the North Atlantic subpolar gyre from Geosat and TOPEX/POSEIDON altimetry, *J. Geophys. Res.*, C100, 24931-24941, 1995.
- White, W.B., und C.-K. Tai, Inferring interannual changes in global upper ocean heat storage from TOPEX altimetry, *J. Geophys. Res.*, C100, 24943-24954, 1995.

- Willebrand, J., S.G.H. Philander und R.C. Pancanowski, The oceanic response to large-scale atmospheric disturbances, *J. Phys. Oceanogr.*, 10, 411-429, 1980.
- Willebrand, J., R.H. Käse, D. Stammer, H.-H. Hinrichsen und W. Krauß, Verification of Geosat Sea Surface Topography in the Gulf Stream Extension With Surface Drifting Buoys and Hydrographic Measurements, *J. Geophys. Res.*, C95, 3007-3014, 1990.
- Woelk, S., Über Transporte und Flüsse im nördlichen Nordatlantik im Herbst 1994, Dissertation Universität Hamburg, 161 pp., 2000.
- Woodruff, S.D., H.F. Diaz, J.D. Elms und S.J. Worley, COADS Release 2 Data and Metadata Enhancements for Improvements of Marine Surface Flux Fields, *Phys. Chem. Earth*, 23, 517-526, 1998.
- World Ocean Atlas, National Oceanographic Data Center CD-ROM Data Sets. US Department of Commerce, NOAA, National Environmental Satellite, Data, and Information Service, National Oceanographic Data Center, Ocean Climate Laboratory, Washington, D.C., 11 disks, 1994.
- Wunsch, C., und E. Gaposchkin, On using satellite altimetry to determine the general circulation of the oceans with application to geoid improvement, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 18, 725-745, 1980.
- Wunsch, C., und D. Roemmich, Is the North Atlantic in Sverdrup Balance ?, *J. Phys. Oceanogr.* 15, 1876-1880, 1985.
- Wunsch, C., und D. Stammer, The global frequency-wavenumber spectrum of oceanic variability estimated from TOPEX/POSEIDON altimetric measurements, *J. Geophys. Res.*, C100, 24895-24910, 1995.
- Wunsch, C., und D. Stammer, Satellite altimetry, the marine geoid, and the oceanic general circulation, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 26, 219-253, 1998.
- Wunsch, C., The interpretation of short climate records, with comments on the North Atlantic and Southern Oscillation, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 80, 245-255, 1999.
- Zeng, L., und G. Levy, Space and time aliasing structure in monthly mean polar-orbiting satellite data, *J. Geophys. Res.*, C100, 5133-5144, 1995.