

BERICHTE
aus dem
INSTITUT FÜR MEERESKUNDE
an der
CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT KIEL

Nr. 244

1993

DOI 10.3223/IFM_BER_244

Über die Eigenschaften der oberflächennahen Zirkulation
im zentralen Nordatlantik
– Analyse eines Driftbojendatensatzes –

von

Bernd Brügge

Kopien dieser Arbeit können bezogen werden:
Institut für Meereskunde an der Universität Kiel
Abt. Theoretische Ozeanographie
Düsternbrooker Weg 20
24105 Kiel, -FRG-

ISSN 0341 - 8561 -

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

Zusammenfassung

Die Arbeit beinhaltet die Analyse eines Driftbojendatensatzes mit dem Ziel, eine eigenständige Darstellung der Eigenschaften der oberflächennahen Zirkulation (Segeltiefe 100m) im zentralen Nordatlantik zu gewinnen.

Voraussetzung für die Analyse war die Bereinigung des Datensatzes, d.h., es wurden alle Trajektorienteile von Bojen, die ihr Segel verloren hatten, eliminiert. Vor der Ableitung der physikalischen Parameter durch Mittelung der Daten in $2^\circ \times 3^\circ$ Boxen wurde mit einem empirisch gewonnenen Qualitätskriterium die Mindestdatenmenge pro Box festgelegt, die erforderlich ist, um annähernd statistisch stabile Werte zu erhalten. Das oberflächennahe mittlere Geschwindigkeitsfeld gibt alle wesentlichen Strombänder im Untersuchungsgebiet wieder. Die über die Stromfunktion durchgeführte Aufspaltung des mittleren Feldes in einen divergenzfreien und einen divergenzbehafteten Anteil zeigt, daß es praktisch divergenzfrei ist. Die Verteilung der kinetischen Wirbelenergie (EKE) ist sehr heterogen. EKE ist isotrop und entlang der Hauptstrombänder konzentriert, so daß die Verteilung von deren Verlauf bestimmt wird. Beckenweit liefert die EKE den größten Teil der kinetischen Gesamtenergie, es existieren aber regionale Abweichungen. Qualitative und quantitative Abweichungen sind beim Vergleich des mittleren Geschwindigkeitsfeldes und der EKE-Verteilung mit den Ergebnissen eines wirbelauflösenden Modells festzustellen. Die Analyse der Reynoldsstress-terme ergibt im Bereich des Nordatlantischen Stromes einen Energietransfer vom Wirbelfeld zur mittleren Zirkulation. Anhand von Meridionalschnitten entlang 30°W kann gezeigt werden, daß in vielen Regionen des Nordatlantik ein signifikanter EKE-Jahresgang existiert und daß dessen Verlauf regionale Unterschiede aufweist. Lagrange'sche und Euler'sche Spektren haben bei annähernd gleichem Energieniveau unterschiedliche spektrale Energieverteilungen. Bedingt durch die kürzere Lagrange'sche Zeitskala ist der Spektrenschwerpunkt gegenüber den Euler'schen Spektren zum Hochfrequenten verschoben. Die Lage des Spektrenschwerpunktes variiert regional und ist für ein Stromregime charakteristisch. Driftbojendaten sind für eine Analyse von Gezeitenströmen nicht geeignet. Mittels komplexer Demodulation wird eine beckenweite Verteilung der Energie der Trägheitsbewegungen abgeleitet.

Abstract

An analysis of a drifting buoy data set is presented. The objective is to arrive at a self contained description of the properties of the near-surface circulation (drogue depth 100m) in the central North Atlantic Ocean.

A necessary pre-analysis step was the removal of all data from undrogued buoys. The physical parameters are deduced by averaging the data in $2^\circ \times 3^\circ$ boxes. The minimum amount of data that is necessary to get nearly statistically stable results is determined by an empirical quality criterion. All important currents in the investigation area are reproduced by the near surface mean velocity field. Using a stream function approach a separation of the mean velocity field into a divergent and a non-divergent part shows that the flow is nearly non-divergent. The distribution of eddy kinetic energy (EKE) is very inhomogeneous. EKE is isotropic and concentrated along the mean currents which therefore determine its distribution. The greatest part of the total kinetic energy consists of EKE, but there are regional variations. A comparison of the deduced mean velocity field and the EKE distribution with the results of an eddy-resolving model reveals qualitative and quantitative discrepancies. The analysis of the Reynolds stress terms shows an energy transfer from the eddy field to the mean circulation in the vicinity of North Atlantic Current. Meridional sections along 30°W reveal significant seasonal variations of EKE in many regions of the North Atlantic Ocean. Regional differences in their seasonal cycle are also noticeable. The spectral energy distribution of Lagrangian and Eulerian spectra with equal total energy level is different. Due to the shorter Lagrangian time scale the cut-off frequency is at higher frequencies as in the Eulerian case. The position of the cut-off frequency varies depending on the area under consideration and characterises a special current regime. It turns out that it is not possible to analyse tidal currents with drifting buoy data. A basinwide distribution of the energy of inertia motions is deduced by complex demodulation.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	1
2. Datenbasis	5
2.1 Umfang des Drifterdatensatzes	5
2.2 Bereinigung des Datensatzes	8
2.3 Fehlerbetrachtung	13
2.4 Vergleich von Driftergeschwindigkeiten mit geostrophischen Geschwindigkeiten	18
3. Mittlere Zirkulation	25
3.1 Methode und statistische Absicherung	26
3.2 Mittleres Geschwindigkeitsfeld	32
3.3 Vergleich mit anderen Darstellungen	40
3.4 Stromfunktion	45
4. Energieverteilungen und lateraler Energietransfer	48
4.1 Energieverteilungen	50
4.2 EKE-Vergleich	57
4.3 Lateraler Energietransfer	64
5. Saisonalität der kinetischen Wirbelenergie	71
5.1 Eigene Untersuchungen	72
5.2 Literaturdiskussion	80

6. Spektrale Energieverteilung	86
6.1 Lagrange'sche Spektren	86
6.2 Vergleich von Lagrange'schen und Euler'schen Spektren	92
6.3 Wirbeleinfluß auf Lagrange'sche Spektren	97
7. Gezeiten- und Trägheitsbewegungen	101
7.1 Gezeitenbewegungen	102
7.2 Trägheitsbewegungen	108
8. Zusammenfassung und Schlußbetrachtung	120
Literaturverzeichnis	124

1. Einleitung

Bis heute basiert der Hauptanteil der veröffentlichten Zirkulationsschemata des Nordatlantiks auf hydrographischen Daten. Die historische Entwicklung der Kenntnisse über die oberflächennahe Zirkulation im Nordatlantik wurde von SY (1987) skizziert. Mitte der 70er Jahre existierten zwei völlig konträre Auffassungen über das Zirkulationsmuster. Die Darstellung von DIETRICH et al. (1975) entspricht dabei dem "klassischen Weltbild", d.h., sie zeigt die Aufspaltung des Golfstromes bei Neufundland in einen nach Norden und einen nach Südosten gerichteten Zweig, die beide eine kontinuierliche Fortsetzung des Golfstromes sind. Der Verlauf von zwei Verzweigungen des Nordatlantischen Stromes bei 50°N, 32°W läßt weiterhin darauf schließen, daß ein nicht zu vernachlässigender Teil der Golfstromrezirkulation über den Ostatlantik erfolgen muß. WORTHINGTON (1976) dagegen stellte die sogenannte "Two-Gyre"-Hypothese auf, nach der Golfstrom und Nordatlantischer Strom die Westflanke von zwei völlig getrennten, großskaligen und weitgehend barotropen Wirbeln bilden, die auf den Westteil des Nordatlantik beschränkt sind.

Der krasse Widerspruch zwischen diesen Auffassungen war ein wichtiger Grund für die Einrichtung des Sonderforschungsbereiches (SFB) 133 "Warmwassersphäre des Nordatlantiks" am Institut für Meereskunde (IfM) in Kiel. Die Überprüfung der beiden Hypothesen war Aufgabe der SFB-Teilprojekte A3 "Hydrographie des Nordatlantischen Stromes" und A4 "Großräumige Driftexperimente" mit dem Konzept, die durch räumlich begrenzte hydrographische Messungen gewonnenen Informationen mit direkten Lagrange'schen Strömungsmessungen zu verifizieren und über das Meßgebiet hinaus zu erweitern. Das Hauptziel des Teilprojektes A4 bestand aber darin, mit Hilfe von satellitengeorteten Driftbojen, die die oberflächennahe geostrophisch balancierte Strömung messen, die großräumige Zirkulation des Nordatlantik zu erfassen und deren Eigenschaften zu analysieren.

Der Einsatz von satellitengeorteten Driftbojen begann in der zweiten Hälfte der 70er Jahre. Aufgrund der geringen Datenmenge stand anfangs die phänomenologische Beschreibung der Ereignisse im Vordergrund (z.B. RICHARDSON, 1981; KRAUSS und MEINCKE, 1982). Mit steigender Datendichte war es dann möglich, zu statistischen Analysen überzugehen (z.B. COLIN de VERDIERE, 1983; RICHARDSON, 1983; KRAUSS und KÄSE, 1984). Im

Rahmen des SFB 133 wurden zwischen 1981 und 1989 Driftbojen ausgelegt. Wie bereits angedeutet, wurden die daraus resultierenden Daten zum einen als Ergänzung zu hydrographischen Daten benutzt, um die räumliche und zeitliche Variabilität in einem Untersuchungsgebiet besser erfassen zu können. Auf diese Weise haben u.a. KÄSE und SIEDLER (1982) das geostrophisch berechnete Strömungsfeld im Bereich der Azorenfront mit Driftertrajektorien verifiziert, KRAUSS et al. (1987) die zeitliche Entwicklung des Wirbelfeldes südöstlich der Flämischen Kappe dokumentiert und KRAUSS et al. (1990b) die Golfstromaufspaltung südöstlich der Grand Banks untersucht. Zum anderen wurden die Drifterdaten in den Mittelpunkt gestellt und großräumige Prozesse analysiert. So leiteten KRAUSS und KÄSE (1984) die mittlere Zirkulation und die Verteilung der Wirbelenergie im östlichen Nordatlantik ab. KRAUSS (1986) entwarf ein modifiziertes Zirkulationsschema für das Gebiet des Nordatlantischen Stromes und fand, daß weder WORTHINGTON's "Two Gyre"-Hypothese noch DIETRICH's Strombänder der Realität entsprechen.

Durch die unkritische Benutzung der Drifterdaten für diese Analysen konnte eine Verfälschung der Ergebnisse durch Daten von Bojen, die ihr Segel während ihrer Einsatzzeit verloren hatten, nicht ausgeschlossen werden. Die Untersuchung des Driftverhaltens von Bojen mit und ohne Segel von KRAUSS et al. (1989) sowie eine statistische Analyse von BRÜGGE und DENG (1991) zeigten schließlich, daß die Trennung der Daten von Bojen mit und ohne Segel eine notwendige Voraussetzung für eine realistische Analyse der oberflächennahen Zirkulation ist. Da der Datensatz nach Abschluß der im vorigen Absatz zitierten Studien außerdem noch erheblich an Umfang zugenommen hatte, war es sinnvoll, sie zu verbessern und zu erweitern.

Ziel der hier vorliegenden Arbeit ist es daher, auf der Basis des bereinigten SFB-Datensatzes eine von anderen Datenquellen unabhängige Darstellung der Eigenschaften der Zirkulation im zentralen Nordatlantik abzuleiten und damit neue Erkenntnisse zu diesem Themenkomplex zu liefern. Die qualitative und quantitative Verbesserung der bisherigen Arbeiten resultiert aus folgenden Punkten:

- durch die Aufspaltung des Datensatzes wird eine Verfälschung der Ergebnisse durch den starken Windeinfluß auf Bojen ohne Segel vermieden

- durch die stark gewachsene Datenmenge ist es möglich, einen größeren geographischen Bereich zu untersuchen und die Ergebnisse statistisch besser abzusichern
- die Analyse umfaßt auch bisher nicht betrachtete Gesichtspunkte wie z.B. hochfrequente Bewegungen (s.u.)

Darüberhinaus sollen die Ergebnisse dieser Arbeit mit Darstellungen verglichen werden, die auf unterschiedlichen Datensätzen beruhen. Besonderes Augenmerk finden dabei die Arbeit von RICHARDSON (1983), da sie die Analyse des einzigen größeren Drifterdatensatzes enthält, der neben dem SFB-Datensatz für den Nordatlantik existiert und dessen Einsatzgebiet sich teilweise mit dem der SFB-Bojen deckt, sowie Quellen aus dem IfM-Kiel. Dies sind Auswertungen von GEOSAT-Altimeterdaten, Verankerungsdaten und Modellrechnungen, die in den nachfolgenden Kapiteln vorgestellt werden.

Zwei weitere Aspekte motivierten zur Anfertigung dieser Arbeit. Einmal sollen die Grenzen dessen aufgezeigt werden, was mit satellitengeorteten Driftbojen allgemein und mit den SFB-Driftbojendaten im besonderen in Bezug auf räumliche und zeitliche Auflösung sowie statistische Absicherung der Ergebnisse machbar ist. Zum anderen kann die Analyse einen auf direkten Strömungsmessungen basierenden Satz von Verteilungen physikalischer Parameter wie z.B. kinetische Wirbelenergie liefern, die es ermöglichen, Modellergebnisse nahezu ozeanweit zu verifizieren und so zu einer Verbesserung von Modellen beizutragen. Gerade der letzte Punkt gewinnt dabei zunehmend an Bedeutung, da es nur mit Modellen möglich sein wird, die physikalischen Prozesse und ihre Wechselwirkungen im Nordatlantik räumlich und zeitlich lückenlos zu analysieren. Dazu ist es aber notwendig, die heute noch vorhandenen Schwachpunkte der Modelle (TREGUIER, 1992; BÖNING, 1992; BECKMANN et al., 1993) zu beseitigen.

Die Arbeit ist wie folgt gegliedert: In Kapitel 2 wird der SFB-Driftbojendatensatz vorgestellt und der Einfluß von Fehlerquellen auf die nachfolgenden Untersuchungen diskutiert. Auf der Basis der dort beschriebenen Analysemethode und der statistischen Absicherung der Ergebnisse wird im 3. Kapitel das mittlere horizontale Geschwindigkeitsfeld abgeleitet und über die Stromfunktion der divergente Anteil abgeschätzt. Im 4. Kapitel steht dann die mit den mittleren Geschwindigkeitsfeld assoziierte Verteilung der kinetischen Wirbelenergie im

Mittelpunkt. In beiden Abschnitten werden die eigenen Analysen mit mittleren Feldern und Energieverteilungen, die auf unterschiedlichen Datensätzen basieren, verglichen. Das 5. Kapitel beschäftigt sich mit der Frage, ob es im Nordatlantik ein saisonales Signal in der kinetischen Wirbelenergie gibt und - wenn ja - welche Form der Jahresgang hat. Im 6. Kapitel werden die regionalen Unterschiede in der spektralen Energieverteilung untersucht und die Spektren von Lagrange'schen und Euler'schen Strömungsmessungen einander gegenüber gestellt. Die den hochfrequenten Teil der Spektren beherrschenden Trägheits- und Gezeitenbewegungen sind Gegenstand des 7. Kapitels. Das Ende dieser Arbeit bilden dann die Zusammenfassung der Ergebnisse sowie eine Schlußbetrachtung (Kap. 8).

2. Datenbasis

In diesem Kapitel wird zunächst der Driftbojendatensatz vorgestellt (Kapitel 2.1) und dann die Notwendigkeit und Auswirkung der Datenbereinigung hinsichtlich eines Segelabrisses diskutiert (Kapitel 2.2). Kapitel 2.3 betrachtet systembedingte Fehlerquellen und deren Auswirkung auf die nachfolgenden Analysen. Im Abschnitt 2.4 wird schließlich überprüft, ob die Driftergeschwindigkeiten die geostrophischen Geschwindigkeiten im 100 m-Niveau repräsentieren.

2.1 Umfang des Drifter-Datensatzes

Die Grundlage für die in den folgenden Kapiteln diskutierten Analysen sind die Daten von satellitengeorteten Driftbojen. Im Zeitraum von 1981 bis 1989 wurden im Rahmen des SFB 133 insgesamt 218 Drifter im Nordatlantik ausgelegt. Es kamen zwei Bojentypen zum Einsatz, die sehr ähnliche Abmessungen und Drifteigenschaften haben: 179 Bojen waren vom HERMES-Typ, 39 vom CEIS-Typ. Um den direkten Windeinfluß auf die Bojen zu minimieren und damit sicherzustellen, daß sie weitgehend mit der oberflächennahen Strömung verdriftet werden, waren mit einer Ausnahme alle mit einem Segel ausgestattet. Bei 199 Driftern befand es sich in 100 m Tiefe, 8 trugen es in 30 m Tiefe und 10 in 10 m Tiefe. Eine ausführliche Beschreibung der Bojentypen sowie der Bojen-Segel-Konfiguration ist bei KRAUSS et al. (1989) zu finden.

Zur Positionsbestimmung und Datenübertragung diente das ARGOS-System (siehe Kap. 2.3). Von Mai 1981 bis Juni 1990 lieferten alle Driftbojen zusammen über 70000 Bojentage Daten (ein Bojentag entspricht Positionsmeldungen von einer Boje über einen Tag). Dies entspricht einer mittleren Trajektorienlänge von 324 Tagen, die der konzipierten Einsatzdauer der Drifter von einem Jahr sehr nahe kommt. Jedoch waren bei der Lebensdauer der Bojen erhebliche Schwankungen festzustellen. So ist die kürzeste Trajektorie nur 3 Tage lang, die längste dagegen über 3 Jahre. Weitere Informationen über den Datensatz sind der Tabelle 2.1. zu entnehmen. Die von ARGOS gelieferten Positionsdaten wurden auf ihre Plausibilität geprüft und nach der Entfernung von fehlerhaften Werten mittels eines 3-Punkt-Lagrange-

verfahrens auf 3-Stunden-Intervalle interpoliert, um äquidistante Zeitreihen zu erhalten. Aus den Positions- und Zeitdifferenzen wurden dann über zentrale Differenzen die Geschwindigkeitskomponenten berechnet.

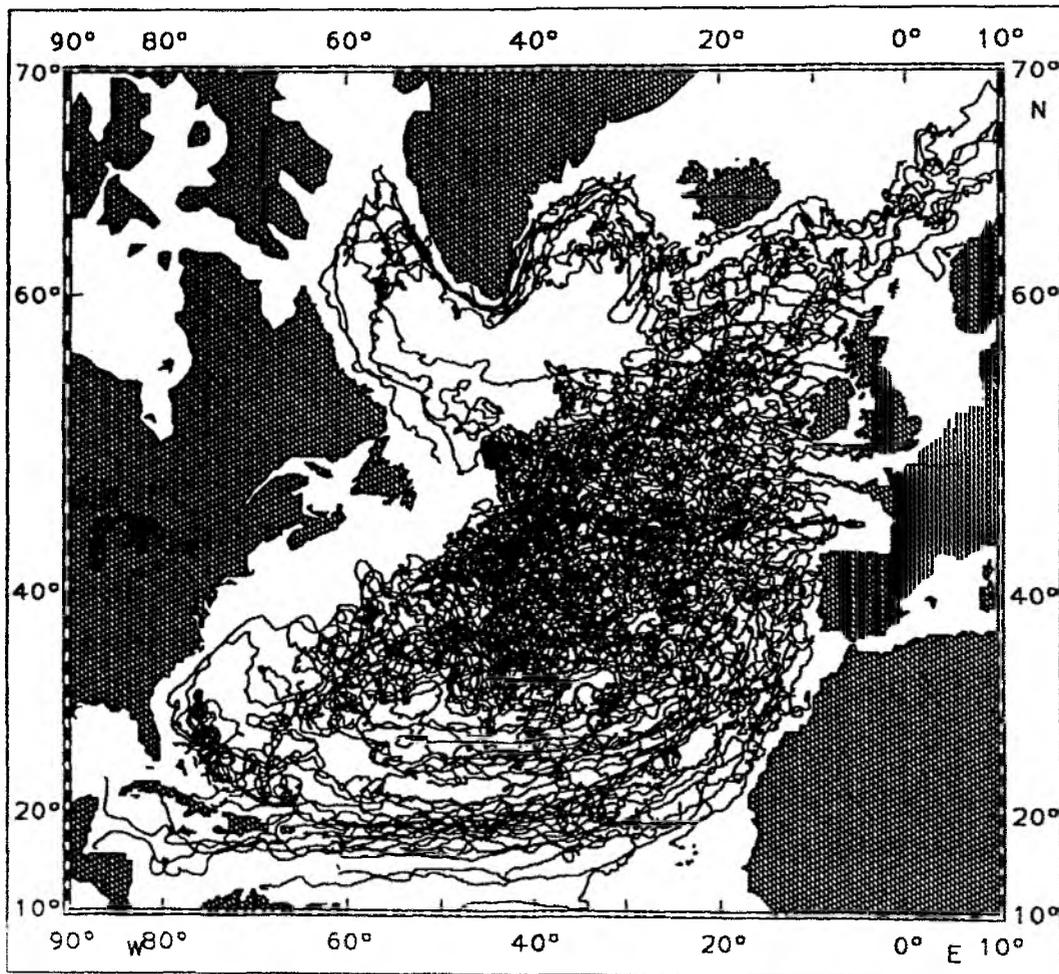


Abb. 2.1: Trajektorien (Tagesmittelwerte) des SFB-Driftbojendatensatzes im Nordatlantik.

Die so gewonnenen Driftbahnen sind in Abb. 2.1. dargestellt, die einen Eindruck über die räumliche Datenabdeckung vermittelt. Man erkennt, daß der zentrale und der östliche Nordatlantik zwischen ca. 15°N und 65°N gut von den Driftern erfaßt worden ist. Lücken zeigen sich im Bereich des Golfstromes, weil dieser nicht Gegenstand des SFB 133-Meßprogrammes war, und im Zentrum des Subpolarwirbels. Die Tatsache, daß kein Drifter dort hineingewandert ist, ist ein Hinweis dafür, daß dort ein Gebiet ohne signifikante Dynamik existiert, d.h. ein Bereich mit sehr kleinen mittleren Geschwindigkeiten und kinetischen Energien.

Tabelle 2.1: Übersicht über den Drifterdatensatz des SFB 133

Einsatz- jahr	Anzahl Bojen	Datenanzahl in Bojentagen							Abriss (Tage n. Aussetzen)			
		Gesamt	mit Segel	%	ohne Segel	%	fehlerhaft	%	Mitt.	Min.	Max.	Bojen
1981	26	5431	3102	57	2329	43	---	0	111	16	211	12
1982	40	9522	6338	66	3184	34	---	0	197	27	353	23
1983	16	3988	1447	36	2058	52	483	12	91	24	297	15
1984	25	10645	3063	29	7582	71	---	0	126	43	311	22
1985	15	5321	3712	70	1557	29	52	1	303	31	694	11
1986	18	6298	3088	49	2939	47	271	4	133	35	758	10
1987	42	16919	6564	39	9719	57	636	4	171	43	570	36
1988	20	6729	5027	75	1210	18	492	7	387	190	565	5
1989	16	5847	4101	70	1374	24	372	6	271	137	391	14
1981-89	218	70700	36442	52	31952	45	2306	3	179	16	758	148

2.2 Bereinigung des Datensatzes

Eine genaue Betrachtung der Trajektorien läßt vermuten, daß die Segel der meisten Bojen während der Drift durch den Nordatlantik abrissen, da sich das Verhalten der Bojen nach dem Abriß veränderte. Bojen, die ohne Segel wiederaufgenommen wurden, bestätigten diese Vermutungen. KRAUSS und BÖNING (1987) benutzten daher nur jeweils die ersten 5 Monate einer Trajektorie für ihre Arbeit, ohne allerdings den genauen Abrißzeitpunkt zu kennen.

Nachdem NILLER et al. (1987) gezeigt hatte, daß das Segel einen entscheidenden Einfluß auf die Fähigkeit einer Driftboje, einem Wasserkörper zu folgen (Slip), hat, wurden die beiden vom SFB 133 benutzten Bojentypen hinsichtlich ihres Driftverhaltens mit und ohne Segel untersucht. KRAUSS et al. (1989) stellten dabei deutliche Unterschiede fest, die eine Trennung des Datensatzes unumgänglich machten. So haben unbeseelte Bojen typischerweise höhere Driftgeschwindigkeiten als solche mit Segel. Die Geschwindigkeiten selbst zeigen eine Korrelation mit der Windgeschwindigkeit.

Die Aufspaltung des Datensatzes in einen Teil mit Segel und einen Teil ohne Segel erfolgte mit der von BRÜGGE und DENG (1991) beschriebenen Methode. Die Kriterien für die Erkennung eines Segelabrisses sind:

- sprunghafter Anstieg in den Zeitreihen der Driftgeschwindigkeit und Beschleunigung sowie deren Varianzen
- sprunghafter Anstieg der Korrelation zwischen Drift- und Windrichtung

Der Vergleich von Spektren und die Korrelation zwischen Drift- und Windgeschwindigkeit, die DENG (1988) außerdem als Kriterien benutzt hat, konnten einen Segelabriß nicht so deutlich anzeigen und wurden daher bei der Trennung nicht benutzt. In den meisten Fällen funktionierte die Methode gut. Lediglich in Gebieten mit schwachen Winden und/oder starken Strömungen traten Probleme auf, d.h. in Regionen, wo der Windeinfluß auf eine unbeseelte Boje den Strömungseinfluß nicht deutlich dominiert.

Das Ergebnis der Aufspaltung zeigt Abb. 2.2. Die Separierung bewirkt praktisch eine Halbierung des Datensatzes, denn nur 52% der Gesamtdaten stammen von Driftern mit zweifelsfrei intaktem Segel (Abb. 2.2a). Im Mittel erfolgte der Segelabriß nach 179 Tagen, jedoch ist dieser Mittelwert nicht sehr aussagekräftig, da der Zeitpunkt von Boje zu Boje stark differiert (Standardabweichung: ± 82 Tage). Der früheste Abriß war nach 16 Tagen festzustellen, der späteste nach 758 Tagen. Als Gründe für diese Schwankungen sind hauptsächlich unterschiedliche Einsatzgebiete der Bojen mit unterschiedlichen Wetterbedingungen sowie technische Veränderungen an der Bojen-Segel-Konfiguration zu nennen. Da ein Teil der Bojen schon relativ früh nach dem Auslegen ausfiel, beträgt die mittlere Länge der Trajektorien mit Segel nur 168 Tage (min. 3 Tg.; max. 758 Tg.).

45% des Datensatzes stammt von Bojen, die ihr Segel bereits verloren hatten (Abb. 2.2b). 3% der Rohdaten mußten aussortiert werden, weil sie entweder durch Strandung oder Eiskontakt (Drifter in der Labradorsee) fehlerhaft waren oder durch die Trennungsmethode nicht eindeutig dem besegelten oder dem unbesegelten Teil zugeordnet werden konnten. Eine Übersicht gibt Tabelle 2.1.

Vergleicht man Abb. 2.2a mit Abb. 2.1, so wird die Auswirkung der Trennung auf die Datenabdeckung deutlich. Das Gros der Daten mit Segel liegt zwischen ca. 30°N und 55°N westlich des Mittelatlantischen Rückens (MAR), östlich des MAR hat die Bedeckung teilweise erheblich abgenommen. Wie beim Subpolarwirbel erscheint auch das Zentrum des Subtropenwirbels als Gebiet ohne signifikante Dynamik. Die Trajektorien in der Karibik sind praktisch vom übrigen Datensatz isoliert, weil alle Bojen im Nordäquatorialstrom (NEC) ihr Segel bereits vorher verloren hatten oder ausgefallen waren. Wünschenswert wären außerdem (mehr) Daten im Bereich der Golfstromaufspaltung, im Verlauf des Nordatlantischen Stromes (NAC) nördlich von 55°N und vor der Iberischen Halbinsel (Portugalstrom).

Die Aufspaltung des Datensatzes führt also durch die entstandenen Lücken zu einer räumlichen Einschränkung der Analysemöglichkeiten. Darüber hinaus wird in den übrigen Gebieten durch die geringere Datendichte die statistische Sicherheit von Analyseergebnissen herabgesetzt. Zur Vermeidung dieser Nachteile könnte man geneigt sein, sich den Argumenten von Autoren (z.B. DANIAULT und MENARD, 1985: LARGE und van LOON, 1989) anzu-

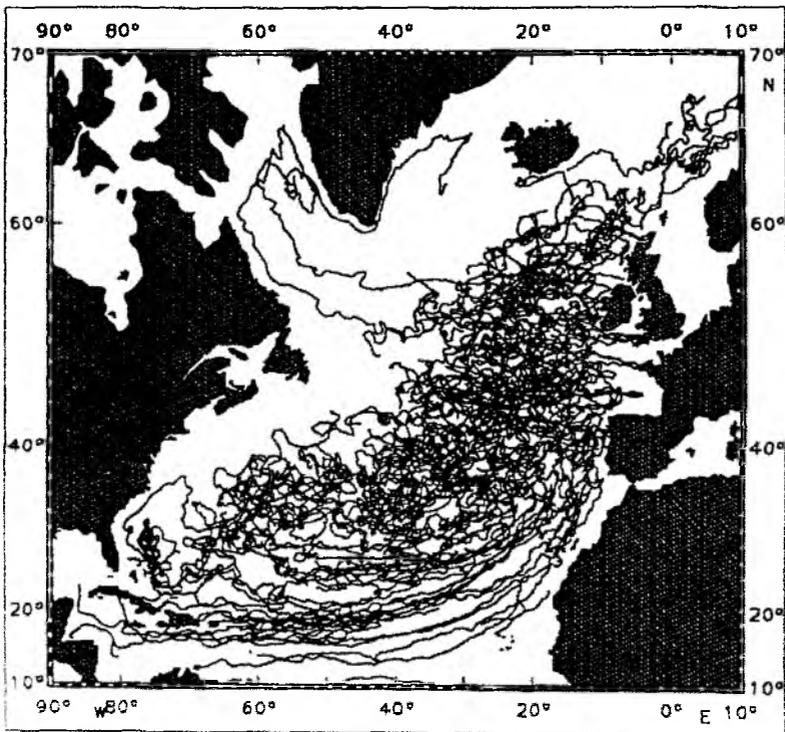
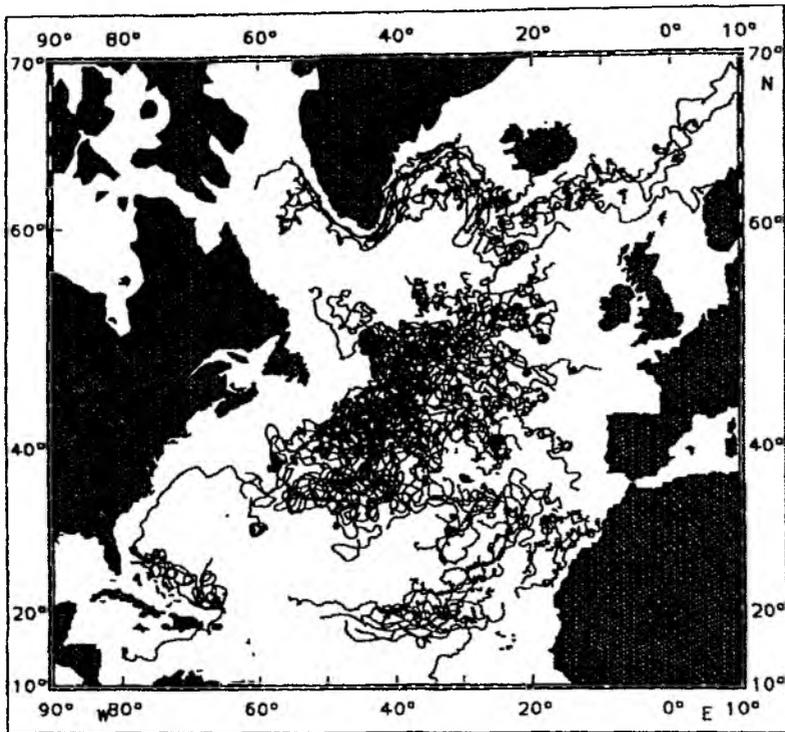


Abb. 2.2: Trajektorien (Tagesmittelwerte) des SFB-Driftbojendatensatzes nach der Bereinigung: a) Drifter mit Segel; b) Drifter ohne Segel

schließen, die die Verfälschung der Daten durch den direkten Windeinfluß auf unbesegelte

Bojen ignorieren, und den Datensatz als Ganzes zu analysieren. Unabhängig von den Untersuchungen von KRAUSS et al. (1989) haben jedoch BRÜGGE und DENG (1991) durch einen statistischen Vergleich zwischen Daten von Bojen mit Segel in 100 m Tiefe und denen von Bojen ohne Segel nachgewiesen, daß die Trennung der beiden Datentypen eine unabdingbare Voraussetzung ist, um eine realistische oberflächennahe Zirkulation abzuleiten.

Bei dieser Untersuchung wurden die Trajektorien beider Datentypen im Gebiet von 41°N bis 53°N und 20°W bis 40°W in acht 3°x 10°-Boxen aufgeteilt. Wichtigstes Kriterium für die Wahl des Gebietes und der Boxgröße war, daß über ein größeres Gebiet im Nordatlantik in jeder Box von beiden Datentypen genügend Werte vorhanden waren, um statistisch stabile mittlere Geschwindigkeiten sowie deren rms-Geschwindigkeiten zu erhalten. In Abb. 2.3 sind diese Parameter für den besegelten und unbesegelten Fall dargestellt. Der Vergleich zeigte:

- Daten von unbesegelten Bojen liefern signifikant höhere mittlere und rms-Geschwindigkeiten
- die Verteilung der kinetischen Energie ist einheitlicher als bei Bojen mit Segel
- die Unterschiede sind in Gebieten mit niedriger kinetischer Energie am größten

Für Analysen, die auf unbereinigten Datensätzen basieren, bedeutet das:

- Strömungsgeschwindigkeiten und Energieniveaus werden überschätzt
- Verteilung von Parametern und deren Gradienten werden verfälscht und die realen Strukturen im Ozean verwischt

Daher müssen Ergebnisse von Arbeiten, die auf einem unbereinigten Datensatz beruhen, kritisch betrachtet werden.

Um von einem hinsichtlich der Segeltiefe der Drifter einheitlichen Datensatz auszugehen, wurden die Daten der Bojen mit Segeln in 10 m bzw. 30 m Tiefe für die in den folgenden Kapiteln beschriebenen Analysen nicht berücksichtigt. Damit reduziert sich die Datenbasis auf 199 Driftertrajektorien mit 34339 Bojentagen.

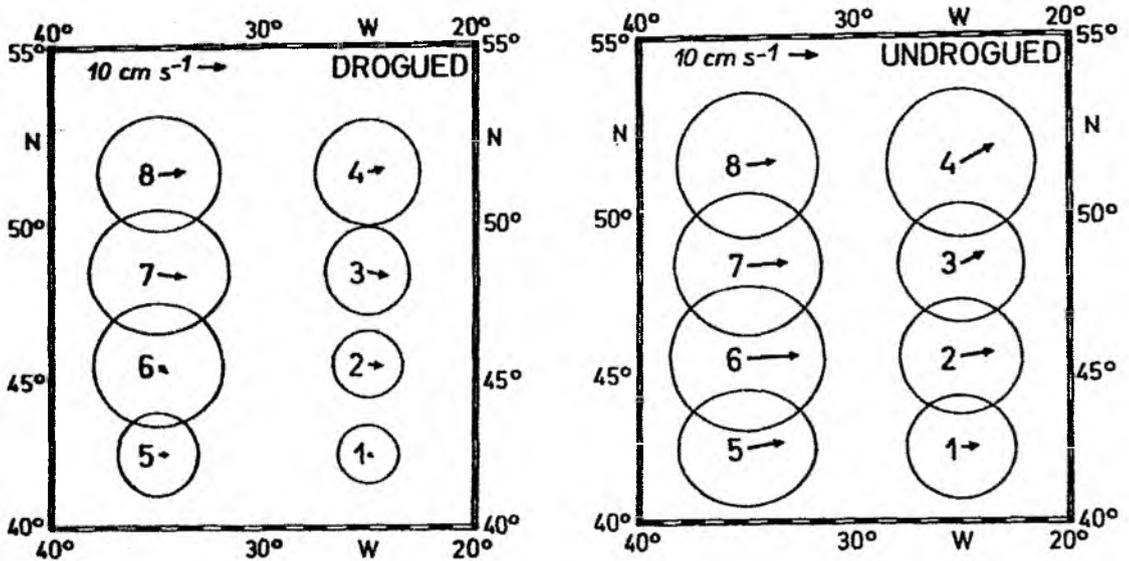


Abb. 2.3: Vektoren der mittleren Driftgeschwindigkeit und deren rms-Geschwindigkeits-ellipsen für acht 3°x 10°-Boxen im Nordatlantik, abgeleitet von Driftbojen mit Segel (links) und ohne Segel (rechts)

Trotz dieser aus Gründen der Datenqualität notwendigen erheblichen Datenreduzierung ist der für die Analysen verbleibende Driftbojendatensatz der umfangreichste, der bislang für den Nordatlantik existiert. Ihm am nächsten kommt der von RICHARDSON (1983) zusammengestellte Datensatz mit 110 Driftbojen und ca. 20000 Bojentagen. Dieser ist jedoch sehr heterogen bezüglich der verwendeten Bojentypen und des Tiefenniveaus der Segel. Der Zeitpunkt des Segelabrisses ist nicht bekannt. Ein Teil der Bojen wurde sogar ohne Segel ausgelegt. Bei der Analyse der Daten wurde weder zwischen besegelten und unbesegelten Trajektorienteilen unterschieden noch die unterschiedlichen Tiefenniveaus berücksichtigt. Die Analyse von COLIN DE VERDIERE (1983) stützt sich dagegen - genau wie diese - ausschließlich auf Daten von Driftern mit einem Segel in 100 m Tiefe. Der Datensatz ist aber mit 16 Bojen und ca. 1500 Bojentagen vergleichsweise recht klein und sowohl zeitlich als auch räumlich stark begrenzt.

Zusammenfassend läßt sich daher sagen, daß der hier beschriebene bereinigte Driftbojendatensatz des SFB 133 hinsichtlich Datenqualität, Datenmenge und räumlich-zeitlicher

Abdeckung momentan die beste Basis für die Analyse quasi-Lagrangescher Messungen im Nordatlantik darstellt.

2.3 Fehlerbetrachtung

Oberflächendriftbojen sind keine perfekten Lagrange'schen Driftkörper. So sind sie nicht in der Lage, Vertikalbewegungen der sie umgebenden Wasserteilchen mitzumachen, weshalb sie häufig als "quasi-Lagrange" bezeichnet werden. Wichtiger für die Qualität von Lagrange'schen Strömungsmessungen ist es aber, abzuschätzen, wie gut die Bojen in der Lage sind, die horizontalen Bewegungen der sie umgebenden Wassermassen zu markieren. Dabei sind zwei Fehlerquellen zu nennen: der Bojenslip und die Ungenauigkeit bei der Positionsbestimmung der Bojen durch das ARGOS-System.

Der Slip ist die Differenz zwischen der Driftgeschwindigkeit des Segels in seiner Einsatztiefe und der des umgebenden Wassers (Mit Driftern will man die Strömung in der Einsatztiefe des Segels verfolgen. Die Oberflächenboje selbst dient nur als Instrumententräger für den ARGOS-Sender, der die Positionsbestimmung ermöglicht, und liefert den nötigen Auftrieb, um das Segel in seinem Tiefenniveau zu halten). Diese Differenz entsteht durch äußere Kräfte auf die Bojen-Segel-Konfiguration wie Wind, Wellen und vertikale Stromscherung oberhalb des Segelniveaus (NILER et al., 1987), wobei der Hauptteil durch Effekte an der Wasseroberfläche verursacht wird (KRAUSS et al., 1989). Die Größe des Slips hängt dabei vom Design der Bojen-Segel-Konfiguration und von den vorherrschenden meteorologischen Bedingungen ab. Für die hier verwendeten Bojen hat die Untersuchung von KRAUSS et al. (1989) einen Slip von weniger als 2 cm/s - auch bei Sturmbedingungen - ergeben. Danach kann im nördlichen Nordatlantik der Slip im Mittel zwischen 1 und 2 cm/s im Winter und im Sommer weniger als 1 cm/s betragen. In mittleren Breiten sowie im Subtropenwirbel spielt er praktisch keine Rolle, doch selbst die Werte im nördlichen Nordatlantik sind im Vergleich zu den dort auftretenden rms-Geschwindigkeiten (siehe Kap. 4) klein.

Die Positionsbestimmung der Driftbojen im ARGOS-System erfolgt durch polarumlaufende Satelliten mit der Methode der Dopplerverschiebung (ARGOS USER MANUAL, 1988). In

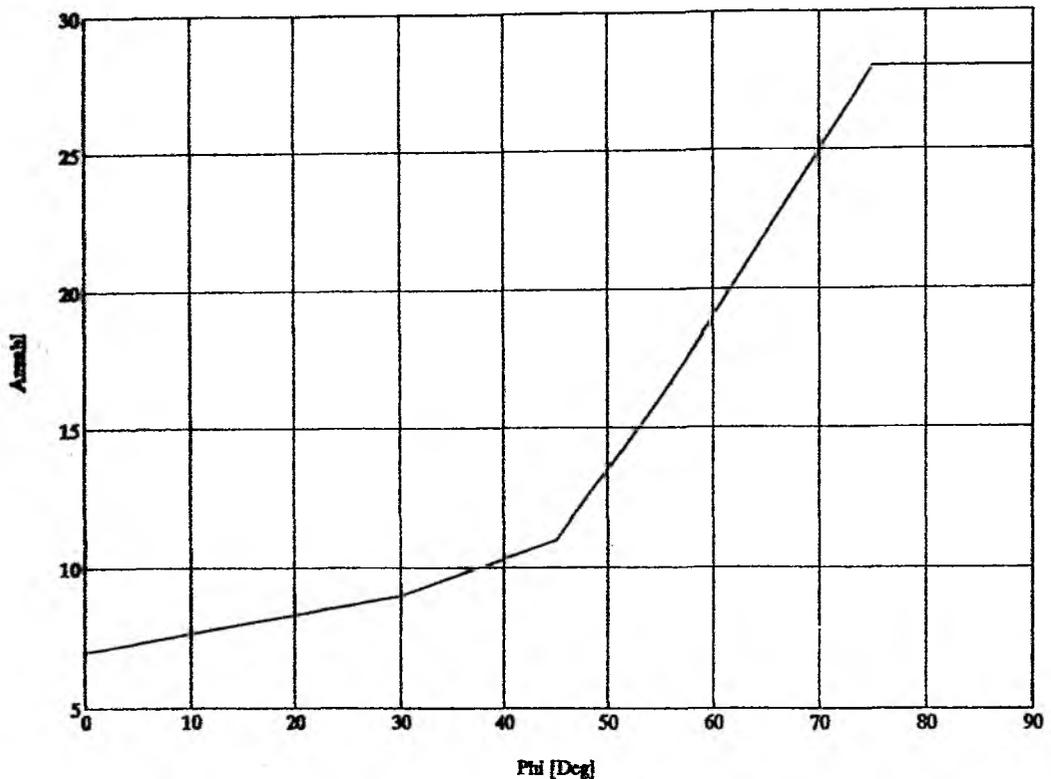


Abb. 2.4: Mittlere Anzahl der ARGOS-Satellitenüberläufe in Abhängigkeit von der geographischen Breite

Abb. 2.4 ist die mittlere Anzahl der Satellitenüberläufe pro Tag in Abhängigkeit von der geographischen Breite dargestellt. Für den Breitenbereich, in dem das Gros der Drifterdaten gewonnen wurde, sind dies 8 (15°N) bis 22 (65°N) Positionsbestimmungen, so daß die durchgeführte Interpolation auf 3-Stunden-Intervalle plausibel ist. Damit können mit den Driftbojen Prozesse zeitlich aufgelöst werden, die eine Periode von mindestens 6 Stunden haben (Nyquistperiode). Zum langperiodischen ist die zeitliche Auflösung durch die stark variierende Länge der Trajektorien begrenzt. Die Güte der Position wird dabei von ARGOS in drei Klassen aufgeteilt, wobei die Standardabweichung der Positionsbestimmung als Maß für die Genauigkeit genommen wurde. In Klasse eins beträgt sie 1000 m, in Klasse zwei 350 m und in Klasse drei 150 m. Positionen mit größeren Fehlern wurden von ARGOS gleich verworfen und sind daher nicht im Rohdatensatz enthalten. Bei der Verarbeitung der Daten wurde diese Güteinteilung nicht berücksichtigt.

Um die Genauigkeitsangaben von ARGOS zu überprüfen, wurden zwei Tests durchgeführt. Im ersten Test wurden fünf Zeitreihen von Driftbojen ausgesucht, die zu unterschiedlichen

Zeiten an verschiedenen Küsten des Nordatlantik gestrandet waren, und deren mittlere Position sowie die dazugehörige Standardabweichung berechnet. Es ergaben sich Standardabweichungen in Nord-Süd-Richtung zwischen 130 m und 480 m und in Ost-West-Richtung zwischen 250 m und 1400 m. Die höheren Werte in zonaler Richtung sind durch die Methode der Ortsbestimmung bedingt, da die Dopplerverschiebung in (annähernder) Laufrichtung des Satelliten besser zu messen ist als quer dazu.

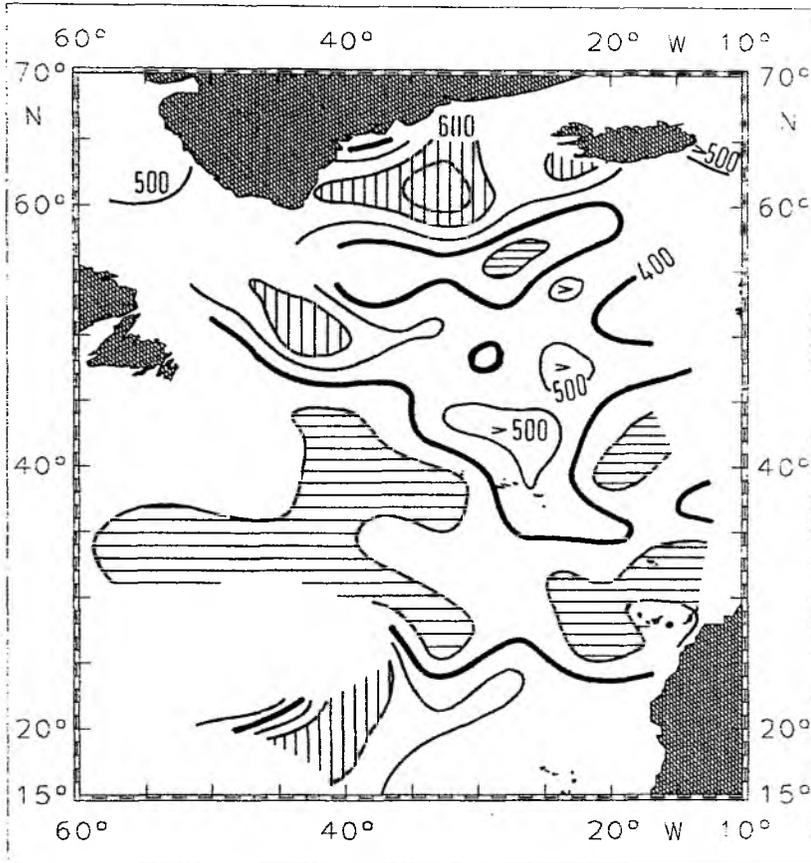


Abb. 2.5: Horizontalverteilung des ARGOS-Positionsfehlers. Isolinienabstand 100 m. Die 400 m-Isolinie ist dick gezeichnet. Gebiete mit Fehlern > 600 m sind senkrecht schraffiert, Gebiete mit Fehlern < 300 m waagrecht schraffiert.

Für den zweiten Test wurden aus den Zeitreihen aller 199 Drifter mit 100 m Segeltiefe die zonalen und meridionalen Positionsänderungen berechnet. Um das Signal des ARGOS-Positionsfehlers von der durch Prozesse im Ozean verursachten realen Drift zu trennen, wurde dann ein LANCZOS-Hochpaßfilter (LANCZOS, 1956) mit einer Grenzperiode von 10 Stunden angewendet. Das Resultat waren um den Nullpunkt schwankende Zeitreihen der

durch die Ungenauigkeit des ARGOS-Systems verursachten zonalen und meridionalen Positionsschwankungen, aus denen der Betrag des Positionsfehlers berechnet werden konnte. Die so gewonnenen Werte des ARGOS-Positionsfehlers wurden dann im zentralen Nordatlantik auf $2^\circ \times 3^\circ$ -Boxen gemittelt. Das Ergebnis ist in Abb. 2.5 dargestellt. Der mittlere ARGOS-Positionsfehler beträgt 400 m, die entsprechende Isolinie ist stärker hervorgehoben. Die Boxmittelwerte schwanken zwischen 150 m und 900 m, so daß die aus den Strandungszeitreihen gewonnene Abschätzung des ARGOS-Fehlers im wesentlichen bestätigt wird. Zusammenfassend kann man sagen, daß für den Drifterdatensatz nur die Positionsgüteklassen 1 (Standardabweichung 1000 m) und 2 (Standardabweichung 350 m) von ARGOS zutreffend sind, die bessere Klasse 3 ist zu optimistisch. Mit dem ARGOS-System können somit Prozesse räumlich erfaßt werden, deren Horizontalskalen größer als 4 km sind.

Wie wirken sich diese Positionsfehler nun auf die Analysen von Geschwindigkeitszeitreihen aus? Da man annehmen kann, daß die Positionsfehler zufällig verteilt sind, kann man erwarten, daß sie bei der Ableitung einer mittleren Zirkulation (Kap. 3) keine Rolle spielen. Dies wird durch den Geschwindigkeitsmittelwert der 5 Strandungszeitreihen bestätigt: er ist < 0.01 cm/s.

Etwas anders sieht es bei den durch die Positionsfehler hervorgerufenen Geschwindigkeitsvarianzen aus. Bei der Analyse der kinetischen Energie der fluktuierenden Geschwindigkeitsanteile (Kap. 4) führen sie zu einer Erhöhung des realen Energieniveaus um $3 \text{ cm}^2/\text{s}^2$. Dieser Wert wurde anhand der 5 Strandungszeitreihen ermittelt. Abb. 2.6a und b zeigen die über diese Trajektorien gemittelten Energiedichtespektren der u- und der v-Komponente. Ihnen ist zu entnehmen, daß sich die Positionsfehler auch nur als Hintergrundrauschen im hochfrequenten Teil des Spektrums bemerkbar machen, wobei der Einfluß in der zonalen Komponente wiederum größer als in der meridionalen ist. Vergleiche mit realen Drifterspektren (Kap. 6) ergeben, daß diese in der u-Komponente ab Perioden > 20 Stunden und in der v-Komponente ab Perioden > 10 Stunden schon signifikant höhere Energiedichten haben als die "ARGOS-Rauschspektren". Außerdem sind die Energiedichtespitzen bei der lokalen Trägheitsfrequenz und der halbtägigen Gezeitenfrequenz, die das Gros der hochfrequenten kinetischen Energie ausmachen, um ca. eine Größenordnung größer als das Rauschen. Auf die Ableitung der kinetischen Wirbelenergie, bei der nur Geschwindigkeitsfluktuationen mit Perioden > 1 Tag

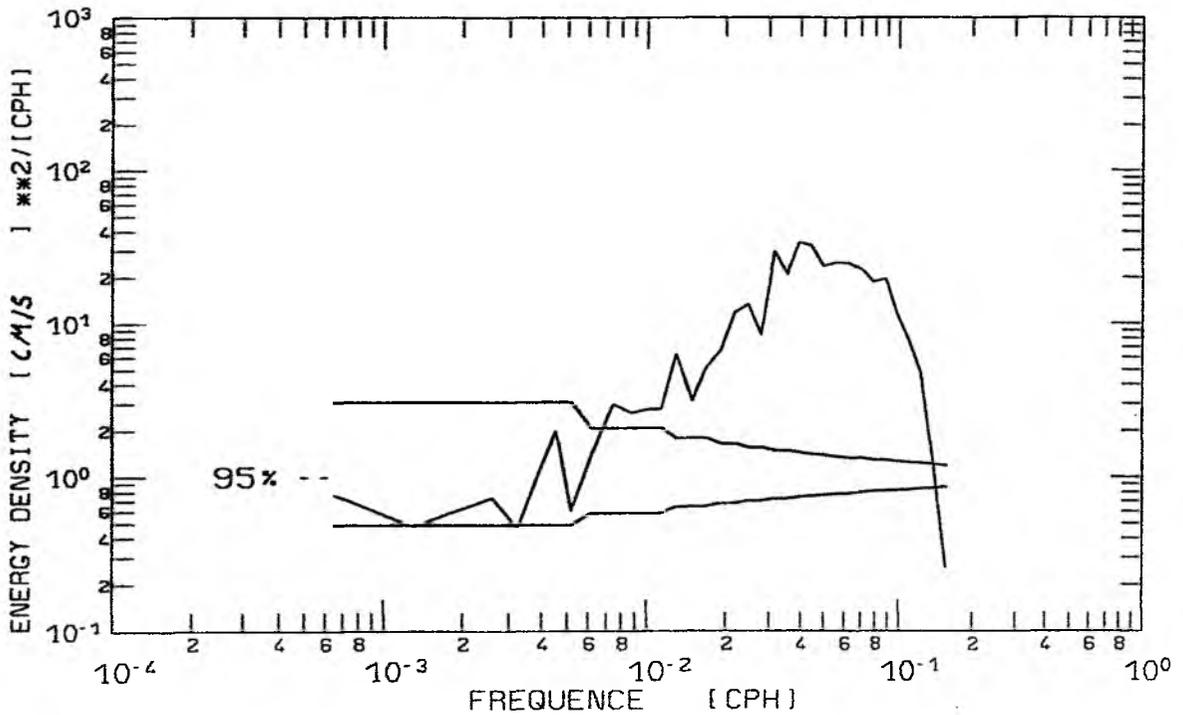
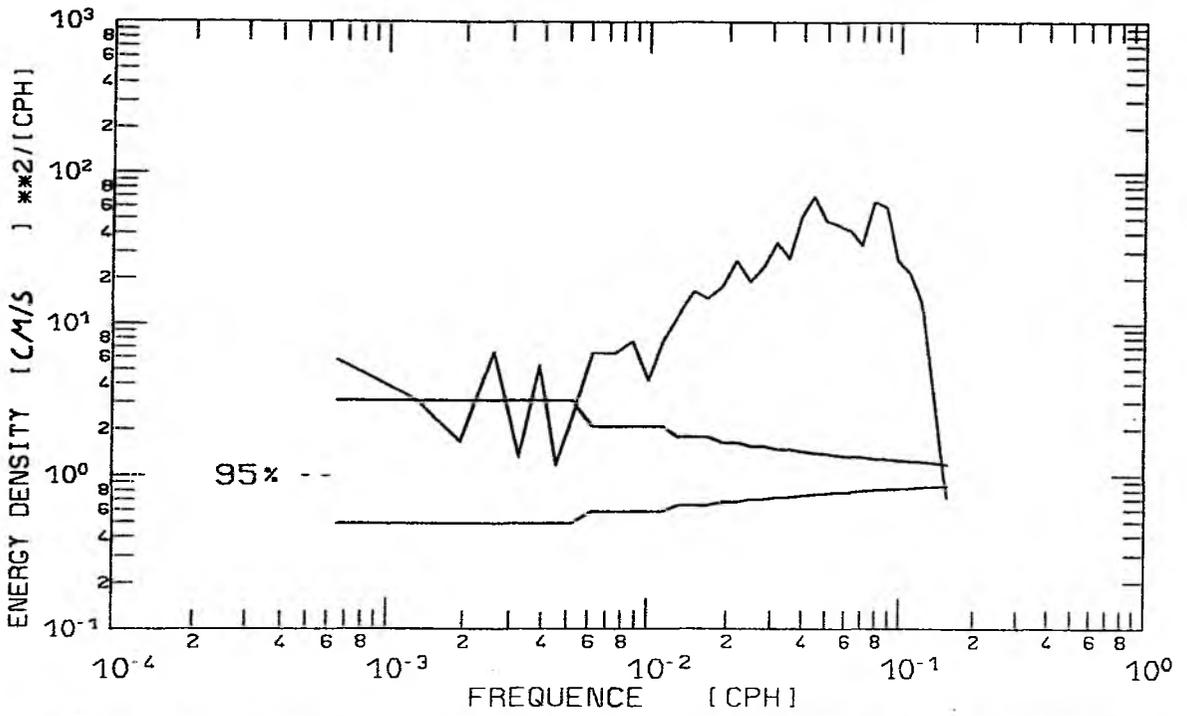


Abb. 2.6: Über fünf Zeitreihen von gestrandeten Driftbojen gemittelte Energiedichtespektren der u- (a) und der v-Komponente (b). (Spektren des ARGOS-Positionsfehlers)

betrachtet werden, haben die Positionsfehler von ARGOS also schon gar keinen Einfluß mehr.

Die Interpolation auf äquidistante Zeitabstände bewirkt einen sehr steilen Abfall der Spektren bei Frequenzen oberhalb von 0.1 cph bis zur Nyquistfrequenz. Daher ist die "theoretische" Nyquistperiode von 6 Stunden zu optimistisch, sie liegt real bei 10 Stunden.

Da eben gezeigt wurde, daß sowohl der Bojenslip als auch der ARGOS-Positionsfehler nur geringen oder gar keinen Einfluß auf die in den folgenden Kapiteln beschriebenen Analysen des Driftbojendatensatzes haben, und auch nichts über das Zusammenwirken dieser Fehlerquellen bekannt ist (addieren oder kompensieren sie sich ?), wurden sie im weiteren nicht berücksichtigt.

2.4 Vergleich von Driftergeschwindigkeiten mit geostrophischen Geschwindigkeiten

In diesem Abschnitt soll die in der Einleitung gemachte Aussage, daß die Drifter mit ihrem Segel in 100 m Tiefe den geostrophischen Strom in diesem Niveau messen, belegt werden. Frühere Arbeiten zeigen bereits die gute qualitative und quantitative Übereinstimmung zwischen Driftern und Geostrophie. KÄSE und SIEDLER (1982) fanden, daß Driftertrajektorien im Bereich der Azorenfront konform zum aus CTD-Daten abgeleiteten geostrophischen Oberflächengeschwindigkeitsfeld verlaufen. Im Bereich nördlich der Azoren stellten KRAUSS und KÄSE (1984) fest, daß sich die Laufbahn von Driftern und die dynamische Topographie im Einklang befinden. Das zeigten auch KRAUSS et al. (1987) für den Bereich des NAC und gaben an, daß die Abweichung zwischen Driftgeschwindigkeiten in 100 m Tiefe und geostrophischen Geschwindigkeiten relativ zu 1900 dbar nicht mehr als 10% betrug. WILLEBRAND et al. (1990) verglichen quasi zeit- und ortsgleiche geostrophische Geschwindigkeiten im Gebiet zwischen den Azoren, Neufundland und den Bermudas, die zum einen von einem kombinierten Signal aus aktueller GEOSAT-Oberflächentopographie und klimatologischer dynamischer Topographie abgeleitet wurden, zum anderen aus der Stromfunktion der Driftergeschwindigkeiten.

Sie erhielten

$$u_{ALT} = 0.93u_{DRIFT} + 1.04 \text{ [cm/s]}$$

mit einem Korrelationskoeffizient von $r = 0.81$. Es wurde außerdem festgestellt, daß die Differenzen zwischen dem kombinierten Signal und der aktuellen dynamischen Topographie aus CTD-Daten durch Einbeziehung der Drifterinformation ins kombinierte Signal verringert werden konnte.

Bei einem quantitativen Geschwindigkeitsvergleich kann man eine hundertprozentige Übereinstimmung nicht erwarten. Sowohl Driftergeschwindigkeiten als auch geostrophisch berechnete Geschwindigkeiten können die realen Strömungen in einem Tiefenniveau nur angenähert wiedergeben, wobei die Güte der Näherung von völlig unterschiedlichen Faktoren abhängt. Die Drifter messen die momentane Strömung im 100 m-Tiefenniveau direkt mit einer Genauigkeit, die durch die im vorigen Abschnitt diskutierten Fehlerquellen bestimmt ist. Sie erfassen auch ageostrophische Komponenten. Im Gegensatz zu Driftgeschwindigkeiten stellen mit der dynamischen Methode berechnete geostrophische Geschwindigkeiten Strömungsmittelwerte zwischen zwei hydrographischen Stationen dar. Der Geschwindigkeitsbetrag ist daher stark vom Stationsabstand sowie vom gewählten Referenzniveau ("level of no motion") abhängig. Die Güte der Näherung hängt also bei geostrophischen Geschwindigkeiten sehr stark davon ab, wie gut die realen Strömungsstrukturen durch die hydrographische Aufnahme erfaßt werden.

Das Ergebnis eines quantitativen Geschwindigkeitsvergleiches zwischen Driftern und Geostrophie wird deshalb in Gebieten mit größeren Raum- und Zeitskalen besser ausfallen als in Bereichen mit hoher Variabilität. Außerdem ist dort der Einfluß der nicht zu vermeidenden Diskrepanzen in Ort und Zeit zwischen Driftern und hydrographischer Aufnahme nicht so groß. Auf jeden Fall ist zu erwarten, daß die geostrophischen Geschwindigkeiten kleiner als die Driftergeschwindigkeiten sind, da sie von vornherein einer abtastungsbedingten Glättung unterworfen sind und deshalb die realen Geschwindigkeiten unterschätzen (MAILLARD und KÄSE, 1989).

Um geostrophische und Driftergeschwindigkeiten quantitativ zu vergleichen, wurde ähnlich

verfahren wie bei WILLEBRAND et al. (1990). Die Auswahl eines geeigneten Untersuchungsgebietes erwies sich jedoch als problematisch, da mit Drifterdaten zeit- und ortsgleiche CTD-Daten nicht so flächendeckend vorhanden waren wie GEOSAT-Daten. CTD-Daten existieren normalerweise nur im Auslegegebiet der Drifter, aus dem sich diese oft relativ schnell entfernen, so daß dann keine Ortsgleichheit mehr gegeben ist.

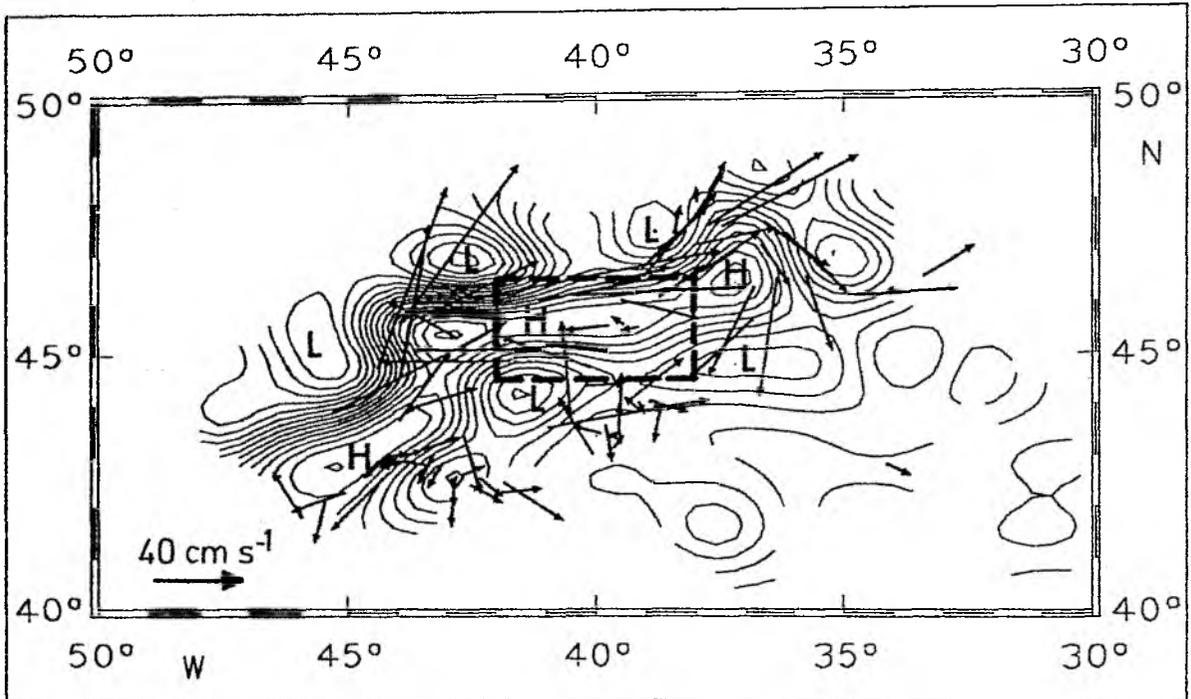


Abb. 2.7: Objektive Analyse der dynamischen Topographie 100/1500 dbar, basierend auf einer hydrographischen Aufnahme vom 5.- 21.8. 1984. Isolinienabstand 0.05 dynm. Die Vektoren bezeichnen 3-Tage-Geschwindigkeitsmittelwerte von Driftern aus demselben Zeitraum. Das gestrichelte Rechteck markiert ein Untergebiet (siehe Text).

Die beste Basis für einen Vergleich war eine hydrographische Aufnahme im Bereich des NAC südöstlich der Flämischen Kappe. Dort wurden vom 5. - 21. August 1984 106 CTD-Profilen aufgenommen und parallel dazu 25 Driftbojen ausgelegt. Näheres zu den Daten findet man bei FAHRBACH et al. (1985) und KRAUSS et al. (1987). Die aus den CTD-Daten berechnete dynamische Topographie im 100 dbar-Niveau relativ zu 1500 dbar wurde mittels Objektiver Analyse auf ein regelmäßiges Gitter geschätzt (BRETHERTON et al., 1976; HILLER und KÄSE, 1983). Dabei wurde eine isotrope Gauß'sche Kovarianzfunktion mit einer Kovarianzskala von 100 km, die ungefähr dem doppelten mittleren Stationsabstand

entspricht, verwendet. In Abb. 2.7 ist die resultierende Horizontalverteilung der dynamischen Topographie dargestellt. Beherrschende Struktur ist das mäandrierende NAC-Stromband mit der assoziierten Hochdruckzelle auf der landabgewandten Seite. Die geostrophischen Geschwindigkeiten betragen im NAC bis 100 cm/s, in der Rezirkulation bis 40 cm/s (KRAUSS et al., 1987). Darüber hinaus enthält die Abbildung die 3-Tage-Geschwindigkeitsmittelwerte der Drifter aus dem obengenannten Zeitraum der CTD-Aufnahme in vektorieller Darstellung. Man erkennt sowohl Bereiche, wo die Vektoren gut mit den Isolinien der dynamischen Topographie harmonisieren, als auch Gebiete mit schlechter Übereinstimmung, meist dort, wo starke Richtungsänderungen auftreten. Auf der Basis der 3-Tage-Werte wurde ebenfalls durch Objektive Analyse und unter Beibehaltung der Kovarianzskala die Drifterstromfunktion auf dasselbe Gitter geschätzt.

Für den eigentlichen Geschwindigkeitsvergleich wurden dann die Stromfunktionswerte und die dynamischen Höhen mittels zentraler Differenzen auf dem Gitter in Driftgeschwindigkeiten bzw. geostrophische Geschwindigkeiten umgerechnet und die Wertepaare auf den selben Positionen einander gegenüber gestellt. Um den Einfluß des Schätzverfahrens zu beschränken, fanden nur Wertepaare Berücksichtigung, deren Schätzfehler kleiner als 10% der Varianz der Ursprungsfelder waren. Die Streudiagramme für die u- und die v-Komponente sind in Abb. 2.8a und b wiedergegeben. Es ergab sich:

$$u_{GEO} = 0.48u_{DRIFT} + 4.29 \quad [cm/s]$$

mit $r = 0.77$ und

$$v_{GEO} = 0.45v_{DRIFT} - 0.29 \quad [cm/s]$$

mit $r = 0.66$

Die entsprechenden Regressionsgeraden sind als durchgezogene Linien in den Abbildungen dargestellt, die gestrichelten Winkelhalbierenden deuten den Idealfall an. Zwar machen die Korrelationskoeffizienten den Zusammenhang zwischen Geostrophie und Driftgeschwindigkeiten deutlich, aber die Steigungen der Ausgleichsgeraden sind deutlich flacher als bei WILLEBRAND et al. (1990). Man erwartet zwar eine Steigung < 1 , aber ein Faktor 2 zwischen Geostrophie und Driftern scheint zu groß zu sein.

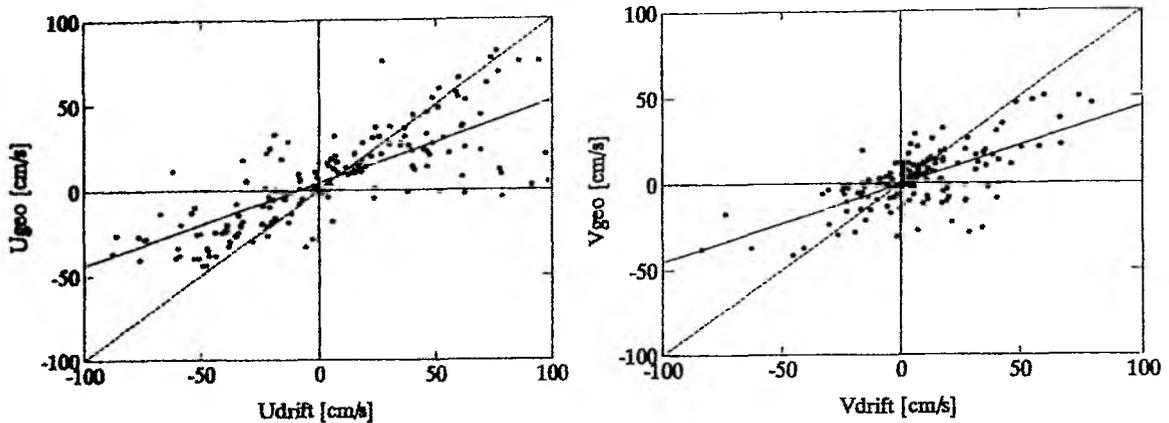


Abb. 2.8: Streudiagramm der zonalen (a) und der meridionalen (b) Komponenten der aus der dynamischen Topographie (Abb. 2.6) abgeleiteten geostrophischen Geschwindigkeiten, aufgetragen gegen die aus der objektiv analysierten Stromfunktion der 3-Tage-Geschwindigkeitsmittelwerte abgeleiteten Driftergeschwindigkeiten. Die durchgezogenen Linien entsprechen den Ausgleichsgeraden, die gestrichelten Linien markieren die Winkelhalbierenden.

Die Hauptursache für die flachen Steigungen ist in der Lage des Vergleichsgebietes zu sehen. Die CTD-Vermessung wurde in einem intensiven Wirbelfeld durchgeführt, das durch eine starke Variabilität auf kleinen Raum- und Zeitskalen gekennzeichnet ist, so daß gerade die eben angesprochenen Faktoren, die die Wiedergabe des realen Strömungsfeldes durch die Geostrophie beeinträchtigen, besonders zum tragen kommen und zu kleine Geschwindigkeiten bewirken:

- das geostrophische Geschwindigkeitsfeld ist - im Gegensatz zu den Driftergeschwindigkeiten - bereits vor der objektiven Analyse durch die CTD-Abtastung auf Horizontalskalen < 50 km stark geglättet
- Strömungen um ein Hochdruckgebiet sind supergeostrophisch, d.h., sie werden durch die Geostrophie von vornherein unterschätzt. Bei den hohen Stromgeschwindigkeiten und starken Isolinienkrümmungen im Untersuchungsgebiet (s. Abb. 2.7) können durch Zentripetalbeschleunigung ageostrophische Strömungskomponenten auftreten (v^2/R -Term in der Gradientstrombeziehung), die ca. 10% bis 20% der Gesamtströmung ausmachen können.

Weiterhin ist das Vergleichsergebnis in einem Gebiet mit so variablen Strukturen sehr anfällig für Zeitdifferenzen zwischen den CTD- und den Driftermessungen.

Bestätigt wird dieser Zusammenhang, wenn man den Vergleich auf den Bereich von 44.5°N bis 46.5°N und 38°W bis 42°W beschränkt. Dieses Gebiet, das in Abb. 2.7 durch eine gestrichelte Linie umrandet ist, beinhaltet den zentralen Teil der Hochdruckzelle mit NAC und Rezirkulation, die dort beide nahezu zonal und ohne starke Richtungsänderung verlaufen. Dadurch erreicht man eine bessere zeitliche Übereinstimmung der Datensätze, da der betrachtete Zeitraum auf 8 Tage reduziert ist, und eine bessere Erfassung des Strömungsfeldes durch die hydrographische Aufnahme bei gleichem Stationsabstand, weil dort die Gradienten und die ageostrophischen Komponenten schwächer sind. In Abb. 2.9 ist das Streudiagramm und die Regressionsgerade dargestellt. Für die u-Komponente ergibt sich nun:

$$u_{GEO} = 0.78u_{DRIFT} + 6.19 \quad [cm/s]$$

mit $r = 0.95$

Sowohl die Steigung der Ausgleichsgeraden als auch die Korrelation zwischen den geostrophischen und den Driftergeschwindigkeiten hat gegenüber der Analyse der Gesamtfelder deutlich zugenommen.

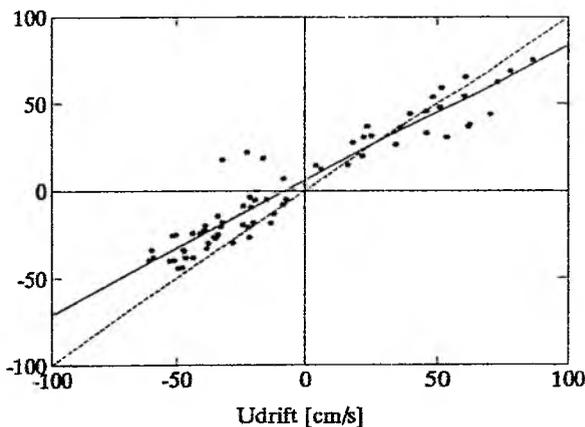


Abb. 2.9: wie Abb. 2.8a, nur daß der Vergleich auf das Untergebiet beschränkt ist.

Eine sehr gute quantitative Übereinstimmung der Geschwindigkeiten wie beim Vergleich von Altimeter- und Driftersignalen von WILLEBRAND et al. (1990) wird jedoch nicht erreicht. Das hat in erster Linie zwei Ursachen: Zum einen ist es mit dem flächendeckenden Altimeterdatensatz möglich, praktisch eine Orts- und Zeitgleichheit zwischen Altimeter- und Drifterbeobachtung zu erzielen, zum anderen haben weite Teile des dort betrachteten Untersuchungsgebietes größere Raum- und Zeitskalen, so daß die realen Strukturen dort vom Altimeter besser erfaßt werden konnten als vom hydrographischen

Feld beim hier analysierten Vergleich. Es ist zu vermuten, daß eine Gegenüberstellung von

Driftern und Geostrophie in einem homogenen Teil des Atlantiks wie z.B. der NEC ähnlich gute Resultate wie die von WILLEBRAND et al. (1990) erbringen würde. Leider existieren dort keine geeigneten orts- und zeitgleichen Datensätze. Trotzdem hat die auf das Untergebiet beschränkte Analyse gezeigt, daß die Drifter die geostrophischen Strömungen im 100 m-Niveau gut repräsentieren. Die in der Einleitung gemachte Aussage hat somit ihre Berechtigung.

3. Mittlere Zirkulation

Die meisten Erkenntnisse über die mittlere Oberflächenzirkulation im Nordatlantik sind bislang aus Messungen von Temperatur und Salzgehalt gewonnen worden. Anders als bei direkten Strömungsmessungen konnte man diese Parameter schon in den Anfängen der Meeresforschung in guter Qualität erfassen, so daß bis heute eine flächendeckende Datenmenge existiert. Zur Ableitung einer Strömungsverteilung aus den TS-Feldern wurden hauptsächlich zwei Wege beschritten: Wassermassenanalysetechniken wie die Kernschichtmethode von WÜST (1935) und Methoden, die die dynamische Balance von großskaligen Strömungen (Geostrophie u. Hydrostatik) betrachten, wie die dynamische Methode (DEFANT, 1941). Während die Kernschichtmethode die Verlagerung von Wassermassen nur recht grob wiedergeben kann, sind mit der dynamischen Methode wesentlich detailliertere Angaben möglich. Da sie jedoch keine barotropen Geschwindigkeitsanteile erfassen kann, ist es notwendig, Annahmen über einen "level of no motion" oder einen "level of known motion" zu machen oder diese mittels der Betaspirale-Methode (STOMMEL und SCHOTT, 1977) oder Inversmethoden (WUNSCH, 1978) zu bestimmen.

Trotz des umfangreichen Datenmaterials ist die mittlere Zirkulation des zentralen Nordatlantik bis in die jüngste Zeit Gegenstand aktueller Fragestellungen. Als Stichworte seien nur genannt: WORTHINGTON's (1976) "Two Gyre"-Hypothese, Existenz und Verlauf des Azorenstromes, Existenz und Lage von Verzweigungen des Nordatlantischen Stromes, Existenz eines Azorengegenstromes (ONKEN, 1993). Daher ist es sinnvoll - unabhängig von den hydrographischen Daten - aus dem SFB-Driftbojendatensatz die mittlere, oberflächennahe Strömungsverteilung für den zentralen Nordatlantik abzuleiten. Im Gegensatz zu den oben angesprochenen Methoden sind Drifterdaten direkte Strömungsmessungen, die Absolutgeschwindigkeiten liefern. Dies bietet die Möglichkeit eines qualitativen und quantitativen Vergleichs sowie einer Verbesserung des Kenntnisstandes. Andere Messungen eignen sich dafür nicht:

- direkte Strömungsmessungen von Verankerungen können zur Bestimmung der oberflächennahen mittleren Zirkulation relativ wenig beitragen, da das Gros der Geräte in größeren Tiefen eingesetzt wird und Daten nicht flächendeckend vorhanden sind

- Zirkulationsverteilungen, die auf Daten von Schiffsversetzungen basieren, müssen kritisch betrachtet werden, da Schiffe alles andere als ideale Lagrange'sche Driftkörper sind. Sie bieten dem Wind eine große Angriffsfläche, was zu einer Verfälschung der abgeleiteten Oberflächenströmungen führt.

Nachdem in Abschnitt 3.1 auf die Ableitung und statistische Sicherheit des hier abgeleiteten mittleren Geschwindigkeitsfeldes eingegangen wurde, wird es in Kap. 3.2 diskutiert und in Kap. 3.3 mit anderen Vorstellungen der Zirkulation des Nordatlantiks verglichen. In Abschnitt 3.4 wird die Zirkulation schließlich (über Stromfunktion und Geschwindigkeitspotential) in einen divergenten und einen nichtdivergenten Teil aufgespalten.

3.1 Methode und statistische Absicherung

Die in diesem Kapitel dargestellte mittlere Zirkulation sowie die dazugehörigen Verteilungen der kinetischen Energie (Kap.4) für den zentralen Nordatlantik wurden durch Mittelung der Drifterdaten auf geographische Boxen abgeleitet. Es ist eine Methode, die bei Lagrange'schen Strömungsmessungen häufig Anwendung findet. Ein so für eine Box berechneter Mittelwert ist dann ein räumlich-zeitliches Mittel über das Gebiet der Box und den Zeitraum, für den Messungen in der Box vorhanden sind.

Bei der Ableitung der obengenannten Parameter mit dieser Methode sind zwei Aspekte entscheidend, die konträr zueinander sind. Zum einen ist man bestrebt, eine möglichst hohe Auflösung zu erzielen, d.h., die Boxgröße möglichst klein zu wählen. Andererseits muß sichergestellt sein, daß die Anzahl der Daten in jeder Box groß genug ist, um (annähernd) stabile Werte von Geschwindigkeit und kinetischer Energie zu erhalten. Vor einer weiteren Analyse muß also die Frage nach der Mindestanzahl von Daten pro Box beantwortet werden, um dann in Abhängigkeit vom Umfang und der Erstreckung des Datensatzes die Boxgröße bestimmen zu können.

Die Angaben in der Literatur tragen wenig zur Klärung dieser Frage bei, da sie sehr unterschiedlich sind. So machen beispielsweise PIOLA et al. (1987) und PATTERSON (1985) gar

keine Aussage über eine untere Grenze der Datenmenge pro Box. Bei anderen Autoren schwanken die Werte zwischen 3 Bojentagen (LARGE und van LOON, 1989) und 125 Bojentagen (KRAUSS, 1986). In keiner der Arbeiten wird eine Begründung für die Wahl des jeweiligen Datenminimums gegeben. Lediglich JOHNSON (1989) erklärt eine Mittelung von Bojendaten im Südatlantik über 90 Tage mit dem Antwortverhalten des Ozeans auf großskalige atmosphärische Störungen. Eine Gemeinsamkeit besteht nur dahingehend, daß, wenn eine Datenuntergrenze genannt wird, diese für alle Boxen der jeweiligen Untersuchung gleich ist.

Eine Lösung der Frage nach der Mindestdatenanzahl kann die Lagrange'sche Statistik liefern. Nach KRAUSS und BÖNING (1987) kann ein Geschwindigkeitsmittelwert dargestellt werden als

$$\bar{u} \pm 2 \frac{\sqrt{u'^2}}{\sqrt{N_m}} \quad (3.1)$$

Dabei ist $\sqrt{u'^2}$ die Standardabweichung und N_m die Anzahl der unabhängigen Datenwerte, die sich aus $N_m = N/T$ berechnet. N ist die Anzahl der Beobachtungen und T die Lagrange'sche Zeitskala, d.h., ein Maß für die Periode, innerhalb der die Geschwindigkeitsschwankungen $u'(t)$ eines Drifters mit sich selbst korreliert sind. Der zweite Term in (3.1) gibt den 95%-Vertrauensbereich des Geschwindigkeitsmittelwertes \bar{u} an. Die Größe dieses Termes und damit die Stabilität des Mittelwertes hängt dabei sowohl von der Anzahl der Datenwerte als auch von der Varianz der Geschwindigkeitsfluktuationen u'^2 ab. Bei Vorgabe einer Schwankungsbreite für einen Boxmittelwert liefert die Lagrange'sche Statistik also die erforderliche Mindestanzahl von Daten, abhängig vom Niveau der kinetischen Energie der fluktuierenden Geschwindigkeitsanteile. In Gebieten mit niedrigerem Energieniveau sind also weniger Datenwerte erforderlich, um die gleiche statistische Absicherung zu erhalten. Die Wahl einer konstanten Datenuntergrenze pro Box erscheint daher für Untersuchungen in einem energetisch heterogenen Seegebiet wenig sinnvoll.

In der Praxis scheitert die Festlegung des Datenminimums pro Box auf diesem Wege an der dafür erforderlichen Datenmenge. So sind beispielsweise in einem Gebiet mit einer kineti-

schen Energie von $100 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ (ein relativ niedriges Niveau, siehe Kap. 4) schon 800 unabhängige Datenwerte notwendig, um das 95%-Konfidenzintervall des Geschwindigkeitsmittelwertes auf $\pm 1 \text{ cm/s}$ zu begrenzen. Bei einer von KRAUSS und BÖNING (1987) bestimmten mittleren Lagrange'schen Zeitskala von 2.5 Tagen wären das 2000 Bojentage pro Box. Selbst mit dem hier vorliegenden vergleichsweise sehr großen Datensatz wäre dann nur eine sehr grobe Unterteilung des zentralen Nordatlantik möglich und die Aussagekraft der daraus abgeleiteten Parameter sehr in Frage gestellt, da die Größe der Boxen die typischen Horizontalskalen der Zirkulation überschreiten würde.

Um ein Stabilitätskriterium für mittlere Geschwindigkeiten und kinetische Energien festzulegen und damit zu einer fundierten Aussage über die erforderliche Mindestanzahl an Daten pro Box zu gelangen, wurde daher ein empirischer Weg eingeschlagen. Zum einen soll das Datenminimum pro Box wie bei der Lagrange'schen Statistik von der kinetischen Energie abhängig sein, sich aber zum anderen an der in der Praxis vorkommenden Konvergenz gegen einen stabilen Wert orientieren, da schon COLIN de VERDIERE (1983) festgestellt hatte, daß die kumulativen Mittel von Geschwindigkeiten stabiler sind als es die Lagrange'sche Statistik anzeigt.

Dazu wurden in unterschiedlichen Regionen des Nordatlantik die kumulativen Mittel des Driftgeschwindigkeitsbetrages und der Varianz, die ja der kinetischen Energie der Geschwindigkeitsfluktuationen entspricht, bei unterschiedlichen Boxgrößen betrachtet. Ein Beispiel zeigt Abb. 3.1. Die dargestellten Werte stammen aus einer $2^\circ \times 3^\circ$ Box, die sich von $46^\circ\text{N} - 48^\circ\text{N}$ und von $38^\circ\text{W} - 41^\circ\text{W}$ erstreckt, sich also in einem Gebiet befindet, das vom Nordatlantischen Strom (NAC) geprägt wird. In der Box befinden sich 2179 Datenwerte, die mittlere Driftgeschwindigkeit beträgt dort $19.8 \pm 6.8 \text{ cm/s}$ und die kinetische Energie $1462 \pm 368 \text{ cm}^2/\text{s}^2$. Die Fehlerangaben entsprechen dabei den 95%-Konfidenzintervallen der Lagrange'schen Statistik und sind in den Abbildungen als Fehlerbalken um die Endwerte eingetragen. Um die kumulativen Werte - genau wie die Boxmittelwerte - unabhängig von der durch die Driftertrajektorien vorgegebenen räumlichen und zeitlichen Anordnung zu machen, wurde die Datenreihenfolge mittels eines Zufallszahlengenerators zehnmal umsortiert und dann die Kurvenscharen dargestellt.

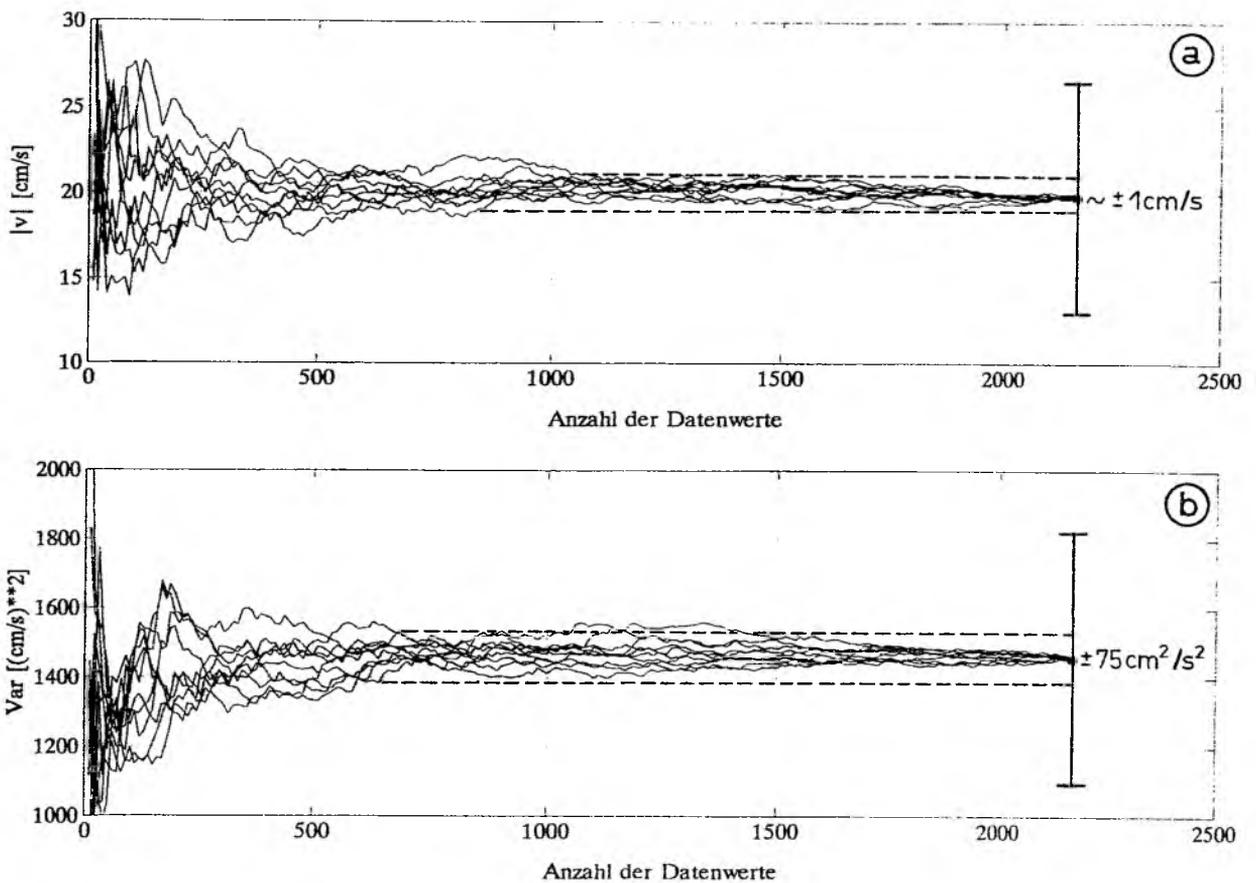


Abb. 3.1: a) Darstellung einer Kurvenschaar von kumulativen Mittelwerten des Geschwindigkeitsbetrages [cm/s] in Abhängigkeit von der Anzahl der Datenwerte. Die Daten stammen aus einer $2^\circ \times 3^\circ$ -Box von $46^\circ\text{N} - 48^\circ\text{N}$ und $38^\circ\text{W} - 41^\circ\text{W}$. Die gestrichelten Linien markieren einen Bereich von $\pm 1 \text{ cm/s}$ um den Endwert. Die Fehlerbalken geben das 95%-Konfidenzintervall an.

b) wie a), nur das hier die Geschwindigkeitsvarianz [cm^2/s^2] abgebildet ist. Die gestrichelten Linien markieren einen Bereich von $\pm 75 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ um den Endwert. Die Fehlerbalken geben das 95%-Konfidenzintervall an.

Bei diesem Beispiel erkennt man, daß die kumulativen Werte ab ca. 300 Daten beginnen, von einer sehr verrauschten Phase in eine stabilere überzugehen, und daß die Schwankungsbreite mit zunehmender Datenzahl weiter abnimmt. Sehr deutlich wird hier die Feststellung von COLIN de VERDIERE (1983) bestätigt: die kumulativen Werte sowohl vom Geschwindigkeitsbetrag als auch von der kinetischen Energie sind wesentlich stabiler als durch die 95%-

Vertrauensbereiche angezeigt.

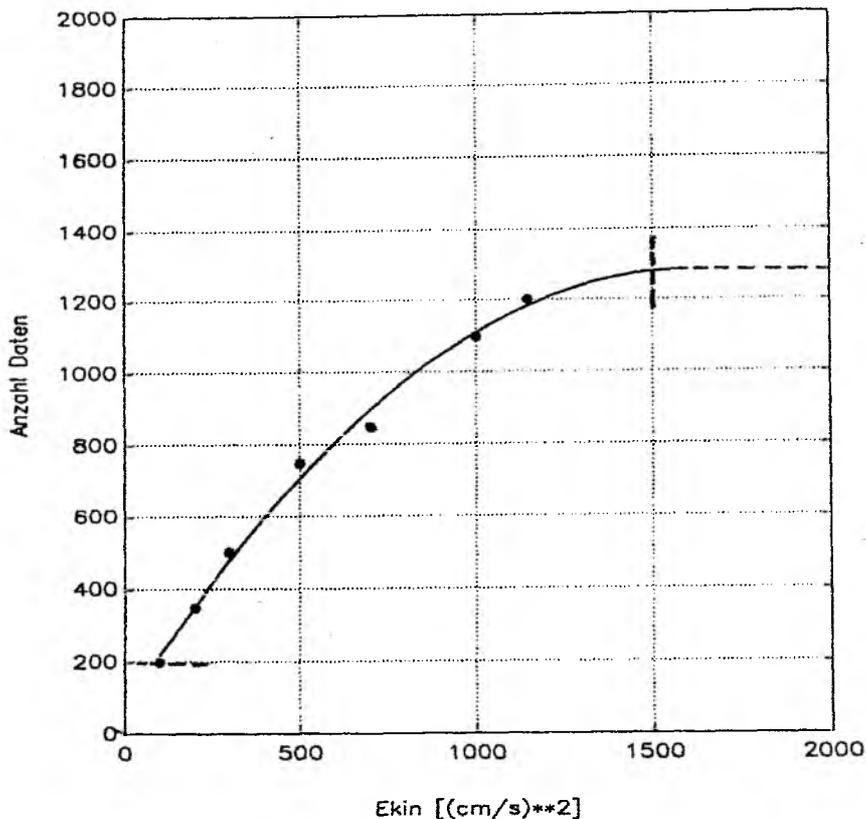


Abb. 3.2: Funktionaler Zusammenhang zwischen der Mindestzahl an Daten, die in einer Box notwendig ist, um annähernd stabile Mittelwerte zu erhalten, und der kinetischen Energie in der Box. Innerhalb der durch quer zur Kurve gestrichelte Linien markierten Grenzen gilt: $A_{\text{dat}} = -0.0005 E_{\text{kin}}^2 + 1.51 E_{\text{kin}} + 70.73$ mit $r = 0.997$. Unabhängig vom Energieniveau sind mindestens 200 Daten/Box notwendig (untere Grenze), bei kinetischen Energien $\geq 1500 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ werden 1300 Daten als Obergrenze angenommen.

Als Kriterium, ob genug Daten in einer Box sind, um (annähernd) stabile Werte zu gewährleisten, wurde folgendes festgelegt: Wenn die 10er Schar der kumulativen Varianzmittel weniger als 10% - also $\pm 5\%$ - um den Endpunkt schwankt, ist die Datenmenge in der Box ausreichend. Abb. 3.1b zeigt, daß dies bei dieser Box schon bei etwa 700 Daten annähernd erreicht ist, bei 1500 ganz sicher. Der Geschwindigkeitsbetrag (Abb. 3.1a) schwankt dabei um nicht mehr als $\pm 1 \text{ cm/s}$. Bei Erfüllung des Kriteriums war dies generell bei allen untersuchten Boxen der Fall. Oft waren die Schwankungen sogar kleiner als $\pm 0.5 \text{ cm/s}$.

Auf diese Weise wurde dann - wie schon erwähnt - die Mindestdatenanzahl in Abhängigkeit vom Energieniveau bei unterschiedlichen Boxgrößen und Energieniveaus ermittelt. Die Ergebnisse von Boxen mit gleichem Energieniveau wurden gemittelt. Das Ergebnis ist in Abb. 3.2 dargestellt. Es wurde ein funktionaler Zusammenhang zwischen der Mindestanzahl von Daten A_{dat} , die erforderlich ist, um das "Qualitätskriterium" zu erfüllen, und der kinetischen Energie E_{kin} gefunden:

$$A_{dat} = - 0.0005E_{kin}^2 + 1.51E_{kin} + 70.73 \quad (3.2)$$

mit einem Korrelationskoeffizienten $r = 0.997$.

Dieser Zusammenhang gilt jedoch nur innerhalb der in der Abbildung eingezeichneten Grenzen, d.h.,

- man braucht mindestens 200 Datenwerte (25 Bojentage), um - unabhängig vom Energieniveau - überhaupt einen stabilen Bereich zu erreichen
- für kinetische Energien $> 1500 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ wird ein konstanter Wert von 1300 Daten (162.5 Bojentage) als Untergrenze angenommen

Unterschiedliche Boxgrößen sind implizit berücksichtigt, da sich bei einer Boxgrößenänderung auch die räumliche (und evtl. auch die zeitliche) Variabilität ändert und damit auch das Energieniveau.

Unter der Voraussetzung, das Qualitätskriterium zu erfüllen, ergab sich für den hier vorliegenden Datensatz als bester Kompromiß zwischen Auflösung und ausreichender Datenabdeckung die Mittelung der Drifterdaten auf $2^\circ \times 3^\circ$ Boxen. Abb. 3.3 zeigt für das Untersuchungsgebiet die Anzahl der Bojentage pro Box für die Boxen, die das Qualitätskriterium erfüllen. So stehen beispielsweise im Bereich des NAC über 200 Bojentage pro Box zur Ableitung der Parameter wie mittlere Zirkulation, kinetische Wirbelenergie usw. (siehe nachfolgende Kapitel) zur Verfügung.

Die eben beschriebene statistische Absicherung der im folgenden dargestellten Analyseergebnisse stellt eine wesentliche Verbesserung gegenüber älteren Arbeiten mit Drifterdaten im Nordatlantik dar (z.B.: RICHARDSON, 1983; KRAUSS und KÄSE, 1984; MAILLARD und

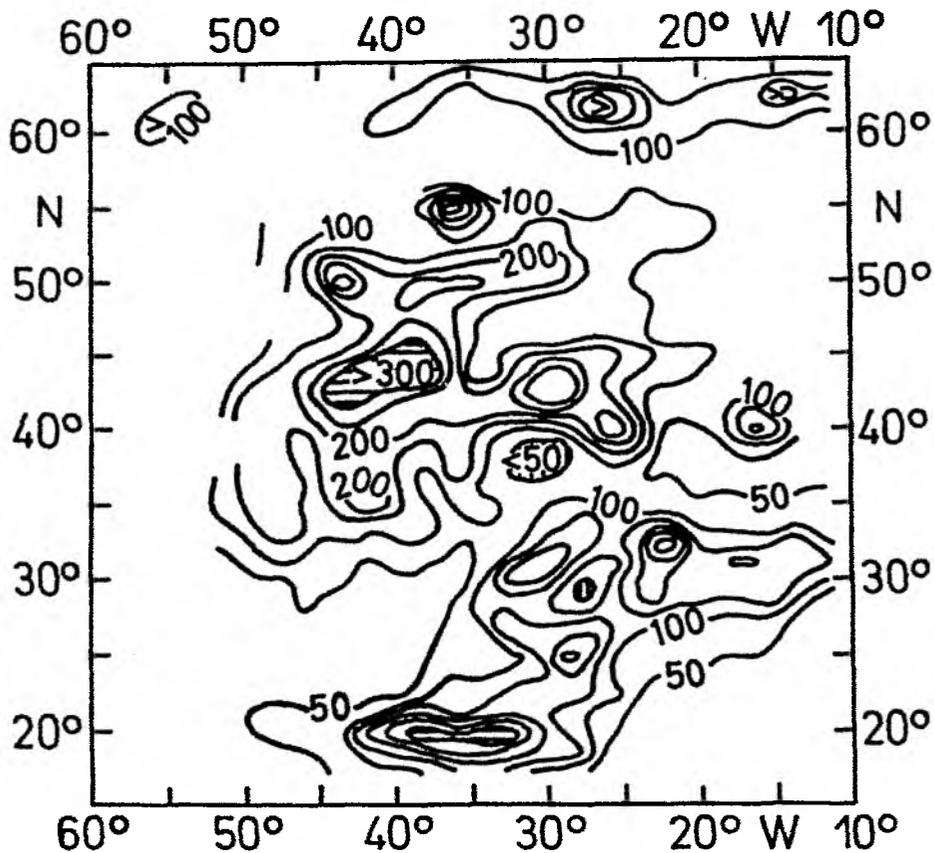


Abb. 3.3: Horizontalverteilung der Anzahl der Bojertage pro $2^\circ \times 3^\circ$ -Box. Isolinienabstand 50 Bojertage. Bereiche > 300 Bojertage sind waagrecht, Bereiche < 50 Bojertage sind senkrecht schraffiert.

KÄSE, 1989).

3.2 Mittleres Geschwindigkeitsfeld

In Abb. 3.4a ist die aus den Drifterdaten abgeleitete mittlere Zirkulation des zentralen Nordatlantik im 100 m-Niveau in vektorieller Form dargestellt. Sie stellt neben der qualitativen auch eine quantitative Verbesserung der mittleren Felder von KRAUSS und KÄSE (1984) und KRAUSS (1986) dar, da ein größeres Seegebiet erfaßt wird. Um den Einfluß der willkürlichen Festlegung des Boxengitters auf das Ergebnis zu reduzieren und um mehr Ge-

schwindigkeitsvektoren zu erhalten, wurde das Boxengitter dreimal verschoben, und zwar um eine halbe Boxhöhe (1°) nach Norden, eine halbe Boxbreite (1.5°) nach Westen und einmal beides zusammen. So basiert die mittlere Zirkulation auf 845 Geschwindigkeitsvektoren. Der besseren Übersichtlichkeit wegen wurden diese Vektoren wieder auf den doppelten Abstand zurückgemittelt und in Abb. 3.4b wiedergegeben.

Die Aufspaltungszone des Golfstromes (GS) wird durch diesen Datensatz nicht voll erfaßt, liegt aber westlich von 45°W und zwischen 37°N und 45°N in Übereinstimmung mit dem Zirkulationsschema von DIETRICH et al. (1975). Basierend auf hydrographischen Daten fanden CLARKE et al. (1980) die GS-Aufspaltung bei 40°N , 46°W , MANN (1967) bei 38.5°N , 44°W . Ein Teil der Wassermassen, die der GS - in den Abbildungen durch einen breiten Pfeil angedeutet - in diese Zone transportiert, rezirkuliert südlich von 38°N und westlich von 50°W wieder. Der andere Teil speist den Kern des NAC, erkennbar an den recht hohen mittleren Geschwindigkeiten von über 10 bis ca. 25 cm/s im Bereich von 43°N - 52°N , 40°W - 48°W . Der NAC ist die direkte Fortsetzung des GS nach Norden. Die Auswertung einzelner Trajektorien hat gezeigt, daß im NAC-Kern Geschwindigkeiten bis 150 cm/s auftreten können. Deutlich zu erkennen ist die häufig vorhandene Schleife bei 53°N , 46°W , die der NAC nördlich der Flämischen Kappe durchläuft (Northwest Corner).

Dieser Weg wird aber nicht von allen Wassermassen im NAC genommen. Die Strömungsvektoren bei ca. 47°N , 40°W zeigen an, daß es auch einen nordostwärts gerichteten Pfad gibt. Bei 50°N , 38°W laufen beide Wege wieder zusammen. KRAUSS (1986) führt aus, daß der Weg, den die Bojen im NAC genommen haben, davon abhängig war, auf welcher Seite des NAC sie ausgelegt worden sind. Bojen, die auf der kalten Seite des NAC ausgelegt worden waren, tendierten dazu, länger im NAC-Kern zu bleiben und dem Verlauf der Subarktischen Front (SAF) zu folgen, während auf der warmen Seite des NAC eingesetzte Drifter diesen relativ schnell verließen und ins dort assoziierte Wirbelfeld gelangen. KRAUSS et al. (1987) fanden so eine NAC-Verzweigung bei 47°N , 41°W . Sie legen weiter dar, daß sich auf der landabgewandten Seite des NAC ausgedehnte Hochdruckzellen befinden, die eine teilweise Rezirkulation des Wassers im NAC bewirken. Dieses Phänomen ist in der mittleren Zirkulation (Abb. 3.4) nur schwach ausgeprägt.

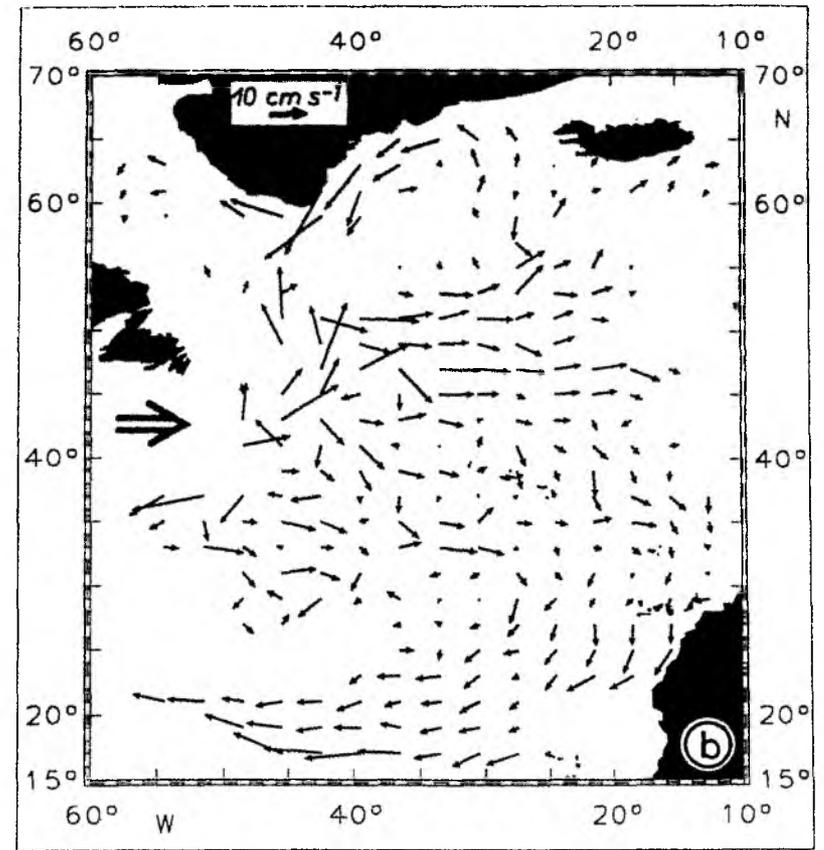
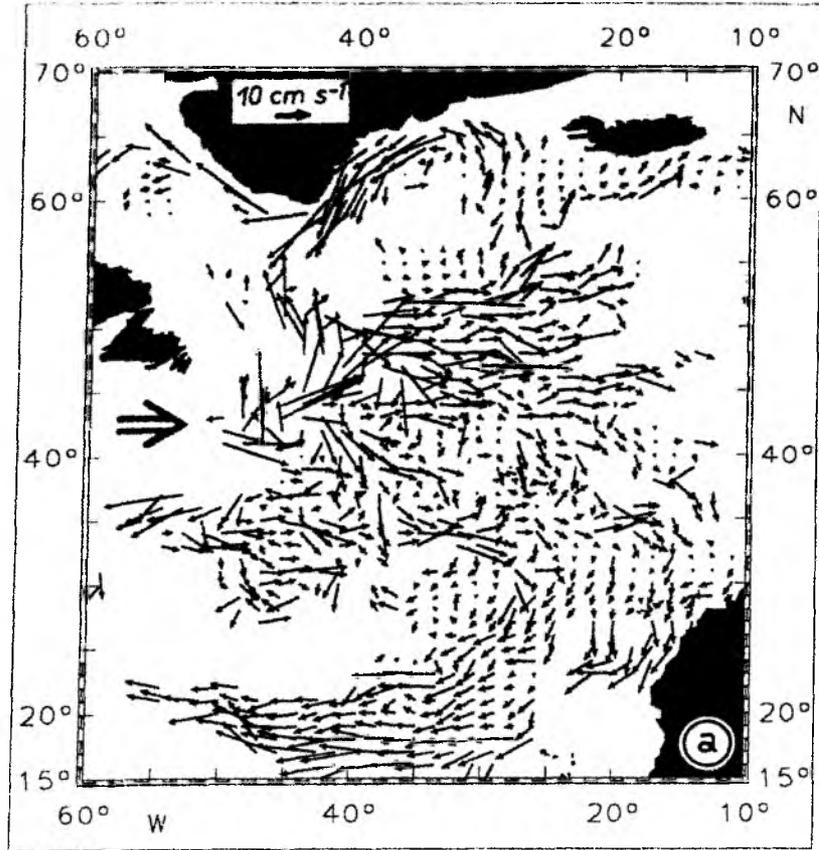


Abb. 3.4: Aus Boxmittelwerten abgeleitete mittlere Zirkulation im 100 m-Niveau in vektorieller Darstellung; a) Originalfeld; b) auf doppelte Abstände gemitteltes Feld

Östlich von 35°W gehört das Gebiet nördlich von 50°N zum NAC-Regime, die mittlere Strömung hat dort eine nordwärtige Komponente. Südlich von 45°N beginnt der Einflußbereich des Subtropenwirbels. Die nahezu ostwärts gerichteten Strömungen von 5 - 10 cm/s zwischen 45°N und 50°N zeigen an, daß sich dort die Übergangszone zwischen den beiden Stromregimes befindet. Hier existieren NAC-Äste, die in ihrer Lage und Stärke sehr variabel sind (SY, 1988; ARHAN, 1990; SY et al., 1992). Bei der Untersuchung von KRAUSS (1986) liegt dieses Gebiet zwischen 42°N und 45°N . Die Diskrepanz zu dieser Analyse ist durch die Einbeziehung von Trajektorien von Driftern ohne Segel begründet. Durch den Einfluß der dort vorherrschenden Südwestwinde auf diese Bojen erscheint die Ausdehnung des NAC-Bereiches zu weit nach Süden.

Der mit der SAF verbundene permanente Zweig des NAC knickt bei ca. 28°W nach Nordosten ab. Nördlich von 55°N und östlich von 25°W ist der weitere Verlauf des NAC wegen fehlender Daten nur unvollständig wiedergegeben. Es ist aber zu erkennen, daß dort die mittleren Geschwindigkeiten auf Werte unter 10 cm/s absinken.

Nördlich des NAC ist die zyklonale Zirkulation des Subpolarwirbels zu sehen. Sie besteht aus einem mit 4 - 8 cm/s relativ schwachen Irmingerstrom (IC), der nach Norden stärker wird und bei ca. 65°N , 35°W in den stark ausgeprägten Ostgrönlandstrom (EGC) einmündet. Seine Intensität nimmt von Nord nach Süd und zur Küste hin zu und erreicht mittlere Geschwindigkeiten von über 20 cm/s. Ähnlich stark ist der Westgrönlandstrom (WGC) westlich von Kap Farvel, der in Richtung Labradorsee wieder an Intensität abnimmt. Die Zirkulation in der Labradorsee entspricht der von "klassischen" Darstellungen (z.B. SVERDRUP, 1942). Der südostwärts gerichtete Labradorstrom (LC) ist hier mangels Daten nur andeutungsweise wiedergegeben. Gut zu erkennen ist, daß die mittlere Zirkulation im Inneren des Subpolarwirbels nur sehr schwach und teilweise bei Werten unter 1 cm/s nicht mehr signifikant ist. Hier befindet sich eines der schon im Kapitel 2 angesprochenen Gebiete mit sehr schwacher Dynamik. Die kleinen südwärtigen Strömungen über dem Reykjanesrücken zeigen, daß dort das Trennungsgebiet zwischen Subpolarwirbel und NAC-Regime liegt.

Im Bereich von 41°N - 43°N , 42°W - 45°W liegt die Mann'sche Antizyklone (MA; MANN, 1967), deren nordöstlicher Zweig eine Quelle des Azorenstromes (AC) bei 35°N , 35°W ist.

Weiterhin wird der AC durch ein Stromband im Westen gespeist, das seinen Ursprung in der Aufspaltungszone des GS hat und eine zyklonale Schleife bei 34°N, 50°W durchläuft. Der AC selbst hebt sich als zonale Strömung im Bereich von 33°N - 35°N mit mittleren Geschwindigkeiten von 5 - 10 cm/s gegenüber seiner Umgebung, die nur 2 - 4 cm/s aufweist, ab. Auffällig ist die starke Variation der Strömung, die dadurch zu erklären ist, daß die Azorenfront stark mäandriert (KÄSE und SIEDLER, 1982; GOULD, 1985). Vom AC zweigen zwei Stromarme nach Süden ab, ein recht gut ausgeprägter bei 32°N, 28°W und weiterer bei ca. 16°W. Zwischen 34°N und 28°N ist dieser noch relativ schwach, nimmt aber südlich der Kanaren als Kanarenstrom (CC) mit Geschwindigkeiten bis 10 cm/s deutlich an Intensität zu. Ein von KLEIN und SIEDLER (1989) beschriebener westlicher Stromarm bei 30°N, 35°W ist hier nicht zu erkennen. Ein Grund dafür können die in diesem Gebiet nur spärlich vorhandenen Drifterdaten sein. Ansonsten stimmt die anhand der Drifter bestimmte Lage des AC und seiner Stromarme aber gut mit deren schematischer Darstellung des AC-Gebietes überein, die auf einem internationalen CTD- und XBT-Datensatz basiert (siehe deren Abbildung 10). Im Zentrum des Subtropenwirbels ist wiederum ein Gebiet mit sehr schwacher Dynamik auszumachen.

Südlich von 25°N stellt sich der NEC in guter Übereinstimmung mit klassischen Beobachtungen wie z.B. SCHOTT (1944) dar. Man beobachtet eine Zunahme der Geschwindigkeiten von Nord nach Süd sowie von Ost nach West bis ca. 15 cm/s.

WORTHINGTON (1976) postulierte bei der Ableitung seines Zirkulationsschemas für den Nordatlantik eine zweite geschlossene Zirkulationszelle in Bereich des NAC ("Northern Gyre"). In vielen Arbeiten, die in den 80er Jahren veröffentlicht wurden, ist auf der Basis von unterschiedlichen Datensätzen und Meßmethoden festgestellt worden, daß dieser Northern Gyre nicht existiert (z.B. KRAUSS, 1986; CLARKE et al., 1980). Trotzdem präsentierten SCHMITZ und MC CARTNEY (1993) in jüngster Zeit eine modifizierte Form der Hypothese von WORTHINGTON (1976). Die hier abgeleitete mittlere Zirkulation liefert keinen Hinweis für die Existenz einer solchen isolierten Zirkulationszelle im NAC-Bereich.

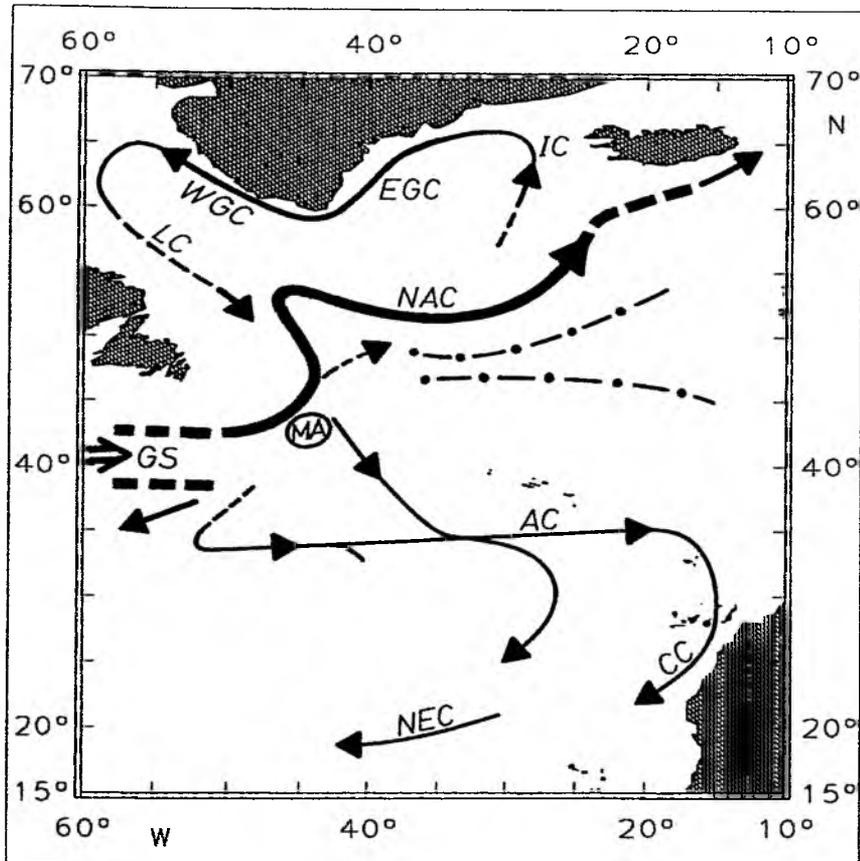


Abb. 3.5: Schematische Darstellung der oberflächennahen mittleren Zirkulation im zentralen Nordatlantik. Bedeutung der Abkürzungen: siehe Text. Gestrichelte Linien im Verlauf der Strömungen kennzeichnen Bereiche, in denen der Weg anhand der Drifterdaten nicht eindeutig bestimmt werden kann. Die gepunkteten und gestrichelten Linien markieren die Grenzen der Einflußbereiche von Nordatlantischem Strom und Subtropenwirbel.

Auch für den von ONKEN (1993) beschriebenen Azorengegenstrom (AzCC) im Breitenbereich von ca. 38° - 40°N gibt es keine Indizien. Die mittlere Zirkulation ist südlich der Azoren nur sehr schwach und weist auch nur eine geringe Richtungsstabilität (siehe Abb. 3.6) auf. Allerdings findet ONKEN (1993) das Hauptsignal des AzCC im Tiefenbereich von 200 - 800 m, so daß es möglich ist, daß die 100 m-Drifter einen eventuell vorhandenen Strom nicht erfassen.

Mangels Daten kann nichts über die Existenz und Gestalt des Portugalstromes ausgesagt

werden. Es ist aber wahrscheinlicher, dass die Quelle dieses Stromes östlich des MAR um 45°N oder - wie bei KRAUSS (1986) angedeutet - etwas südlich davon im Regime des Subtropenwirbels liegt und nicht wie bei DIETRICH et al. (1975) bei ca. 48°N, 30°W im NAC-Bereich.

In Anlehnung an ähnliche Darstellungen bei DIETRICH et al. (1975), KRAUSS (1986) und SY (1988) ist das eben diskutierte mittlere Strömungsfeld im 100 m-Niveau noch einmal schematisch in Abb. 3.5 wiedergegeben. Gestrichelte Linien zeigen Bereiche an, wo der Strömungsverlauf durch die Daten nicht deutlich zu belegen ist. Die gestrichelten und gepunkteten Linien zeigen die Grenzen von NAC-Regime und Subtropenwirbel an.

Ein Maß für die Repräsentativität der mittleren Zirkulation ist die Richtungsstabilität s der Strömung. Sie ist das Verhältnis zwischen dem Betrag des Vektors der mittleren Strömung

$$|\bar{v}| = \sqrt{\bar{u}^2 + \bar{v}^2}$$

und dem mittleren Geschwindigkeitsbetrag

$$|\bar{v}| = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \sqrt{u_i^2 + v_i^2}$$

(DICKSON et al., 1985). So liefert ein Drifter, der sich permanent in exakt dieselbe Richtung bewegt, den Wert $s = 1$ und ein Drifter in einem idealen Wirbel $s = 0$. SCHOTT (1944) hält Werte > 0.5 schon für beträchtlich. Dieser Parameter wurde ebenfalls für die 845 Boxen berechnet und als Prozentangabe in Abb. 3.6 dargestellt. Da das Originalfeld stark verrauscht ist, wurde es mittels einer Objektiven Analyse (BRETHERTON et al., 1976; HILLER und KÄSE, 1983) mit einer Kovarianzskala von 500 km geglättet, um die wesentlichen Strukturen wiedergeben zu können. Im Mittel beträgt die Richtungsstabilität 35%. Hohe Werte findet man im Bereich des EGC/WGC, wo östlich von Kap Farvel über 80% erreicht werden. Dies konnte schon am sehr geradlinigen Verlauf der Driftertrajektorien vermutet werden, die den Grönlandstrom als stark gebündeltes, von der Topographie geführtes Stromband ausweisen. Richtungsstabilitäten über 80% existieren ebenfalls im NEC westlich von 40°W. Auch das konnte schon anhand der Trajektorien und der guten Übereinstimmung mit der klassischen Darstellung von SCHOTT (1944) erwartet werden. Im Bereich des NAC liegen die Werte

zwischen 30% und 45%, im AC schwanken sie stärker zwischen 20% und 50%, was durch die dort wiederholt festgestellten Mäander verursacht wird. Lokale Minima erkennt man dort, wo die mittlere Zirkulation nur wenig ausgeprägt ist: in den Zentren von Subpolar- und Subtropenwirbel, im Trennungsgebiet zwischen NAC und IC und südlich der Azoren. In diesen Regionen liegt die Richtungsstabilität unter 20%, teilweise sinkt sie bis unter 10% ab.

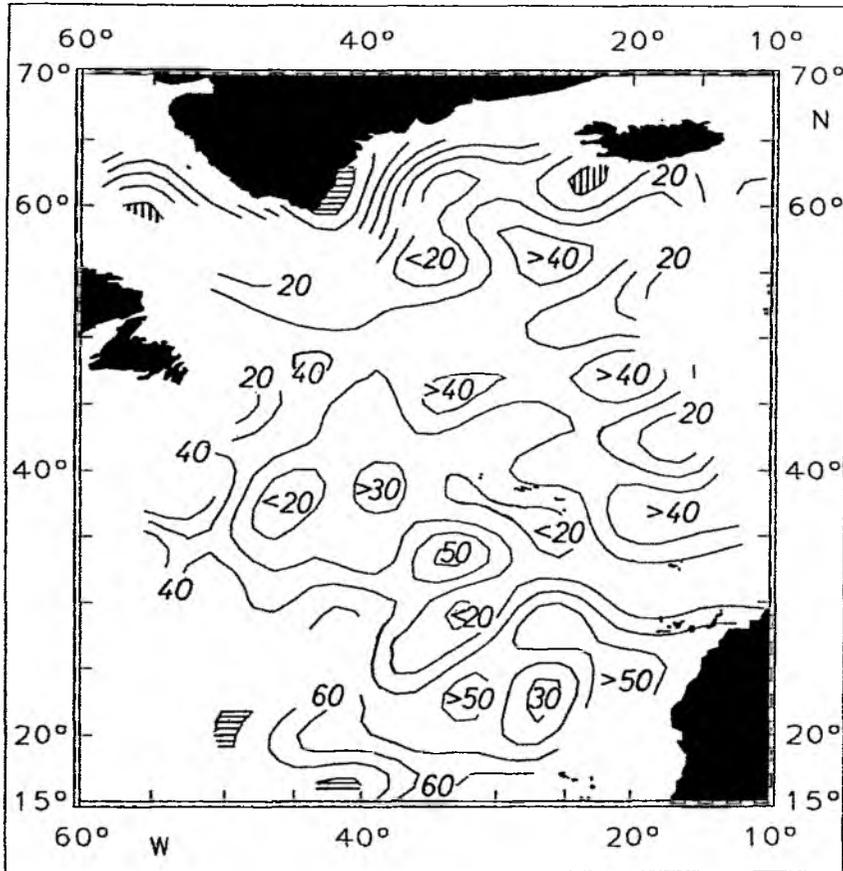


Abb. 3.6:

Verteilung der Richtungsstabilität der mittleren Zirkulation in Prozent als Verhältnis zwischen vektoriellem und skalarem Geschwindigkeitsbetrag. Isolinienabstand 10%. Gebiete mit Werten > 80% sind waagrecht, mit Werten < 10% senkrecht schraffiert.

3.3 Vergleich mit anderen Darstellungen

Wie im vorigen Abschnitt diskutiert, befindet sich die aus Drifterdaten abgeleitete mittlere Zirkulation des zentralen Nordatlantiks im Einklang mit vielen momentanen Strömungsaufnahmen, die meist auf hydrographischen Daten basieren. Aufgrund der für diese "Schnappschüsse" erforderlichen Schiffszeit (einige Wochen) sind die abgedeckten Gebiete relativ klein (einige Grad²), so daß eine ozeanweite Gegenüberstellung von mittleren Verhältnissen nicht möglich ist. Daher soll in diesem Teil das Ergebnis dieser Analyse mit anderen "Klimatologien" verglichen werden, die auf unterschiedlichen Daten basieren und mit unterschiedlichen Methoden abgeleitet wurden. Es wurden herangezogen: die ebenfalls auf Drifterdaten aufbauende Darstellung von RICHARDSON (1983), das aus hydrographischen Daten abgeleitete absolute Geschwindigkeitsfeld von WENZEL (1986) und die Resultate eines wirbelauflösenden Nordatlantikmodells.

Abb. 3.7 zeigt die von RICHARDSON (1983) präsentierte mittlere Zirkulation im Nordatlantik (Abb. 3.7 entspricht seiner Abb. 8), die auch das Golfstromgebiet erfaßt, aber die Verhältnisse im Subpolarwirbel und in den Subtropen nicht oder nur unzuverlässig wiedergibt. Die meridional verlaufenden Linien bei 10°W und bei 60°W markieren den gemeinsamen Bereich beider Analysen. Die Strömungsvektoren repräsentieren Mittelwerte aus 2°x 2°-Boxen. Im Gebiet des NAC ist eine gute qualitative Übereinstimmung beider Drifterdatensätze festzustellen, auch die Lage des LC nordöstlich der Grand Banks wird bei beiden Untersuchungen gleich wiedergegeben. Bei RICHARDSON (1983) sind die Geschwindigkeitswerte aber meistens größer. So werden im NAC östlich der Grand Banks Werte > 50 cm/s erreicht, die aber zweifelhaft erscheinen, da sie genauso groß sind wie die Geschwindigkeiten im GS-Kern. Die Ursache für die - gegenüber dieser Analyse - erhöhten Geschwindigkeiten ist der Einfluß von Driftbojen, die entweder ohne Segel auslegt worden sind oder ihr Segel bereits verloren hatten. Dafür spricht auch, daß in RICHARDSON's Darstellung westlich von 50°W und südlich von 38°N keine Rezirkulationszone auszumachen ist, weil der Windeinfluß auf die unbesegelten Bojen stärker als der Strömungseinfluß ist. Ein weiterer Grund könnte die geringere Datendichte im NAC sein. RICHARDSON (1983) hat die Mindestdatenmenge für alle Boxen auf nur 20 Bojentage festgelegt, so daß die Möglichkeit besteht, daß die Mittelwerte in den Gebieten mit hoher kinetischer Energie noch gar kein

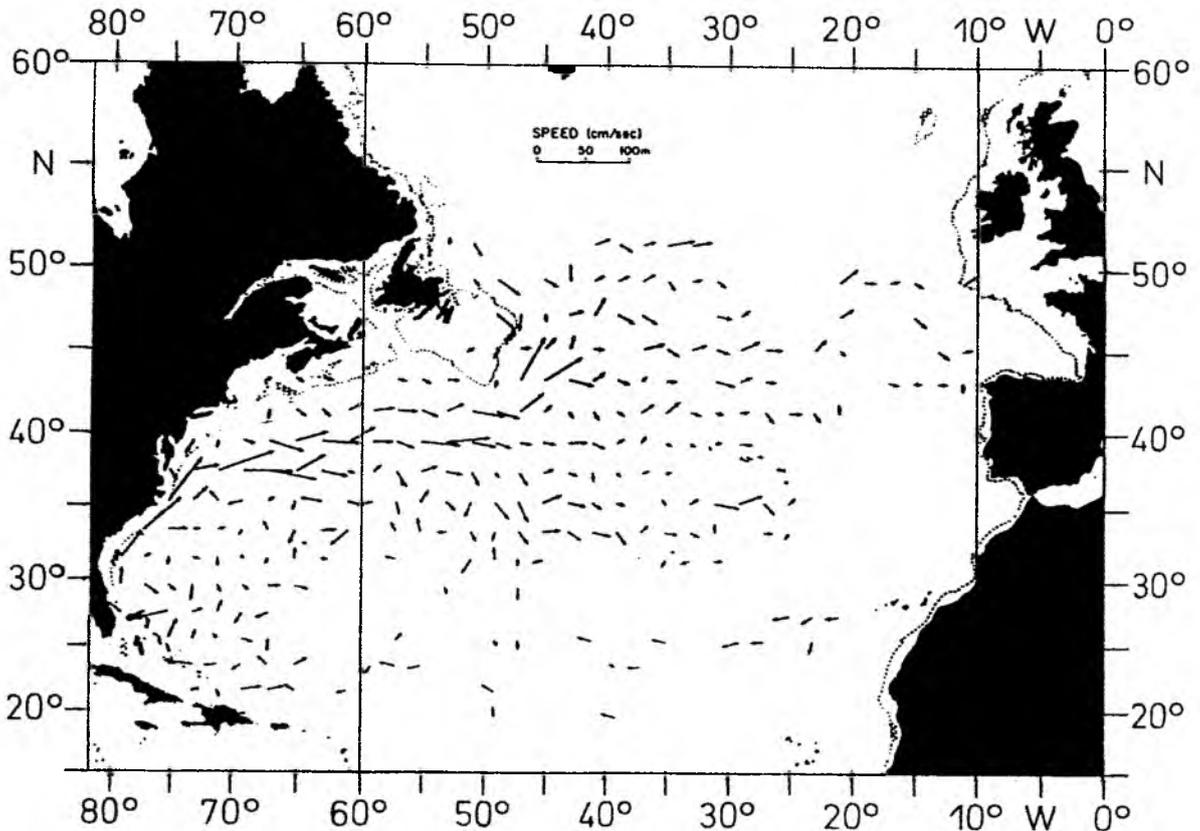


Abb. 3.7: Aus Driftdaten abgeleitete mittlere Zirkulation im Nordatlantik nach RICHARDSON (1983; seine Abb. 8) in vektorieller Darstellung.

(annähernd) stabiles Niveau erreicht haben. Aus diesen Gründen erscheint die aus dem SFB-Drifterdatensatz abgeleitete Klimatologie vertrauenswürdiger.

Basierend auf der hydrographischen Klimatologie von LEVITUS (1982) hat WENZEL (1986) unter Verwendung einer gegenüber dem Konzept von STOMMEL und SCHOTT (1977) modifizierten Betaspirale-Methode absolute Geschwindigkeitsfelder in mehreren Tiefenniveaus für den Nordatlantik abgeleitet. Diese Felder entsprechen weitgehend denen von OLBERS et al. (1985), erfüllen aber zusätzlich die Kontinuitätsgleichung, d.h., sie sind dreidimensional divergenzfrei. In Abb. 3.8 ist die Verteilung im 100 m-Tiefenniveau für den Kartenausschnitt der SFB-Analyse dargestellt. Wegen der besseren Vergleichbarkeit sind die Daten auf dasselbe $2^\circ \times 3^\circ$ Gitter gemittelt worden, im Original liegen sie auf einem $1^\circ \times 1^\circ$ Gitter vor. Gut zu erkennen sind die Grundstrukturen wie GS-Aufspaltung mit Rezirkulation, NAC und Subtropenwirbel. Verglichen mit der SFB-Drifterklimatologie sind die Strömungen

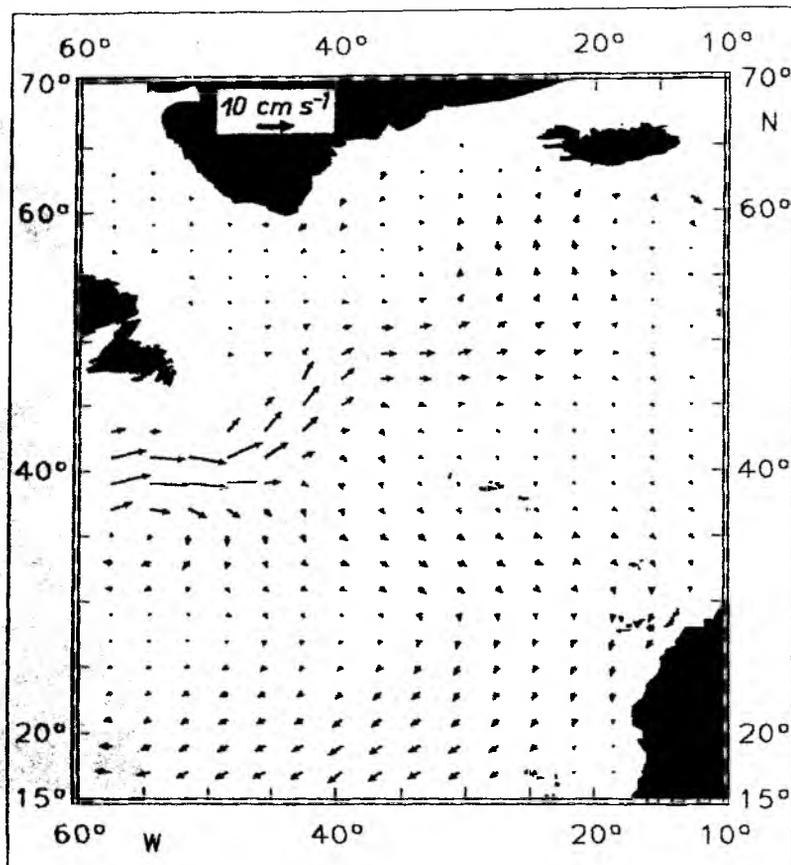


Abb. 3.8: Mittleres Geschwindigkeitsfeld des zentralen Nordatlantiks im 100 m-Niveau nach WENZEL (1986) in vektorieller Darstellung, gemittelt auf $2^\circ \times 3^\circ$ -Boxen.

generell kleiner und die Strombänder breiter. Am deutlichsten wird dies im Bereich des Subpolarwirbels: der EGC erscheint nur schwach mit Geschwindigkeiten um 3 cm/s, der WGC und die übrige Zirkulation (LC, IC) ist fast nicht vorhanden. Der Grund für die Unterschätzung der Stromgeschwindigkeiten bei gleichzeitiger Verbreiterung der Strombänder liegt in der starken Glättung des Levitus-Datensatzes. OLBERS et al. (1985) stellen dazu fest, daß die Geschwindigkeitsfelder nur noch Horizontalskalen, die größer als $5^\circ - 10^\circ$ sind, auflösen und in Realität vorkommende Gradienten stark reduziert werden, besonders in den oberen Schichten. Daher gehen viele Strukturen verloren. Wegen dieser großen Skalenunterschiede sind alle Versuche gescheitert, die Informationen des Betaspiralen-Feldes und des Drifterfeldes zu kombinieren, um so die beim Drifterfeld bestehenden Datenlücken auffüllen zu können.

Im Rahmen des SFB 133 und des WOCE-CME wird am IfM Kiel ein wirbelauflösendes Modell des Nordatlantiks betrieben. Es basiert auf den "primitiven Gleichungen" und erlaubt die Simulation der windgetriebenen und thermohalinen Zirkulation. Das Gebiet umfaßt den Atlantischen Ozean zwischen 15°S und 65°N bei einer horizontalen Auflösung von einem 1/3° in meridionaler Richtung und 0.4° in zonaler Richtung. Das Modell beinhaltet 30 Tiefenstufen, deren Mächtigkeit von 35 m an der Oberfläche auf 250 m unterhalb von 1000 m Tiefe zunimmt. Ausgangspunkt der Modellrechnung ist die Dichteverteilung von LEVITUS (1982). Der Antrieb erfolgt durch klimatologische thermohaline Felder und durch Windschubspannungsfelder, die je nach Experiment unterschiedlich sein können. Desweiteren wurden die Reibungsparameter variiert. Weitere Informationen über das Modell findet man bei BÖNING et al. (1991) sowie in der dort zitierten Literatur.

Für eine Gegenüberstellung mit der mittleren Zirkulation aus Drifterdaten wurde das Ergebnis eines Modellaufes herangezogen, dem die Monatsmittelwerte der Windklimatologie von ISEMER und HASSE (1987) als Antriebsfunktion zugrunde lag.

In Abb. 3.9 ist ein über fünf Modelljahre gemitteltes Geschwindigkeitsfeld in der dritten Tiefenstufe dargestellt. Die dritte Tiefenstufe liegt in knapp 92 m Tiefe und kommt damit der Segeltiefe der Drifter am nächsten. Das Bild wird von einem stark ausgeprägten NAC-Regime beherrscht. Die Geschwindigkeiten östlich von Neufundland sind mit bis zu ca. 50 cm/s wesentlich größer als die Drifterwerte, in den übrigen Bereichen des NAC stimmen sie relativ gut überein. Auffallend ist die Lage des Modell-NAC, der insgesamt zu weit westlich konzentriert ist. Im Gegensatz zu den drei anderen mittleren Feldern läuft der Modell-NAC zwischen Neufundland und der Flämischen Kappe durch und knickt im weiteren Verlauf schon westlich von 30°W nach Norden ab. Die Ursache dafür ist noch nicht bekannt. Man vermutet, daß die Ablösung des Golfstromes von der amerikanischen Küste bei Kap Hatteras in Kombination mit der Repräsentation der kalten Wassermassen auf dem amerikanischen Schelf, die im Modell stark von der Realität abweichen, dafür verantwortlich sein könnte (BÖNING, pers. Mitteilung). Alle übrigen Strombänder weisen dagegen schwächere Geschwindigkeiten als die Drifterwerte auf. Teilweise sind sie nur angedeutet vorhanden (z.B. AC). Unrealistisch ist auch, daß der IC vom Modell wesentlich stärker als der EGC wiedergegeben wird. Genau wie beim Geschwindigkeitsfeld von WENZEL (1986) ist dafür das

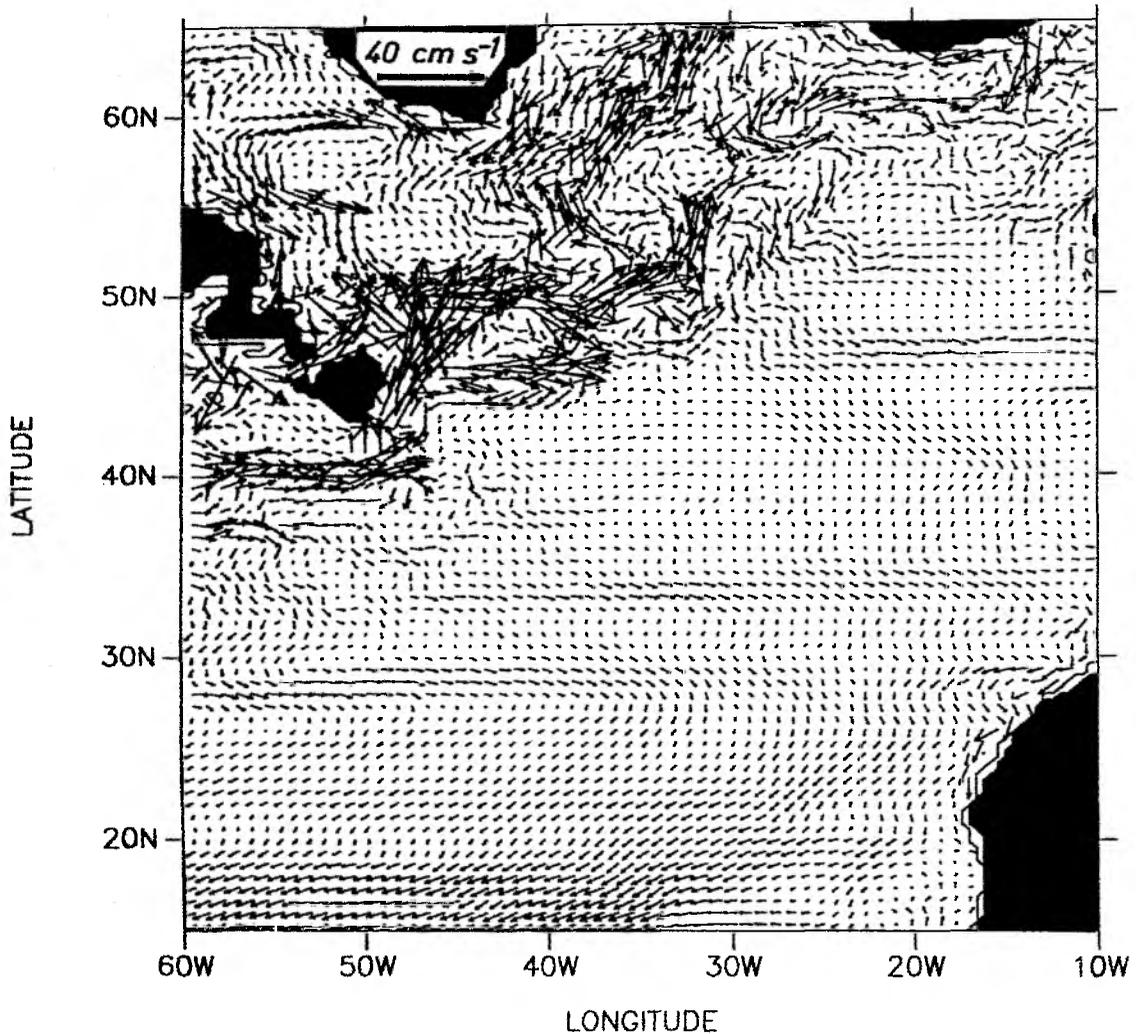


Abb. 3.9: Mittlere Zirkulation des zentralen Nordatlantiks als Ergebnis einer 5-jährigen Integrationszeit des 1/3°-CME-Modells mit ISEMER-HASSE-Antrieb in Schicht 3 (ca. 92 m).

zugrundeliegende hydrographische Feld von LEVITUS (1982) verantwortlich, bei dem durch die Glättung der für die Existenz und die Stärke des EGC wichtige scharfe Wassermassengegensatz in der Dänemarkstraße fast nicht mehr vorhanden ist.

Als Fazit bleibt, daß die von den SFB-Drifterdaten abgeleitete mittlere Zirkulation unter den Gesichtspunkten von geographischer Lage, Auflösung und Stärke der Strukturen die ausgewogenste der hier diskutierten Klimatologien darstellt. Im Gegensatz zu den Feldern von Hydrographie und Modell ist das Bild jedoch nicht komplett. Außerdem ist die Information auf ein Tiefenniveau beschränkt.

3.4 Stromfunktion

Die Darstellung der eben abgeleiteten mittleren Zirkulation ist auch in Form einer Geschwindigkeitsstromfunktion möglich, die allerdings nur den divergenzfreien Zirkulationsanteil liefert (APEL, 1987). Da das in Abschnitt 3.2 abgeleitete mittlere Geschwindigkeitsfeld nicht quasi-synoptisch ist und nur Informationen aus einer Schicht und nicht aus einem Volumen enthält, kann man die Existenz eines divergenzbehafteten Geschwindigkeitsanteiles nicht ausschließen. Daher können sich Abweichungen zwischen beiden Darstellungen ergeben. Hier soll die Eigenschaft der Divergenzfreiheit der Stromfunktion dazu benutzt werden, das mittlere Feld in einen divergenzfreien Anteil und einen divergenzbehafteten Anteil aufzuteilen, um so beurteilen zu können, ob das in dieser Arbeit abgeleitete mittlere Geschwindigkeitsfeld in guter Näherung als divergenzfrei angesehen werden kann.

Da die Objektive Analyse eines vektoriiellen Geschwindigkeitsfeldes ein divergenzfreies Feld erzeugt (BRETHERTON et al., 1976), wurde diese Methode verwendet, um die Stromfunktion Ψ zu berechnen. Dabei wurde eine isotrope Gauß'sche Kovarianzfunktion mit einer Skala von 500 km verwendet. Abb. 3.10 zeigt das Anomaliefeld der Stromfunktion. Der Isolinienabstand beträgt 5000 m²/s, Linien mit negativen Werten sind gestrichelt. Bereiche, in denen die Fehlervarianz größer als 25% der Varianz des Feldes ist, sind ausgeblendet. Die gute Übereinstimmung der Strukturen mit den Darstellungen in Abschnitt 3.3 (Abb. 3.4 bzw. 3.5) läßt vermuten, daß die aus den Drifterdaten abgeleitete mittlere Zirkulation im einem hohen Maße geostrophisch balanciert ist.

Sehr deutlich wird dies, wenn man den divergenzfreien Anteil des Feldes mit dem divergenzbehafteten Anteil vergleicht. Dazu wurde unter Verwendung von zentralen Differenzen über die Beziehungen

$$u = - \frac{\partial \Psi}{\partial y} \quad ; \quad v = \frac{\partial \Psi}{\partial x}$$

das divergenzfrei vektorielle Geschwindigkeitsfeld aus der Stromfunktion Ψ abgeleitet (Abb. 3.11a). Der divergenzbehaftete Anteil (Abb. 3.11b) ergab sich dann aus der Differenz zwi-

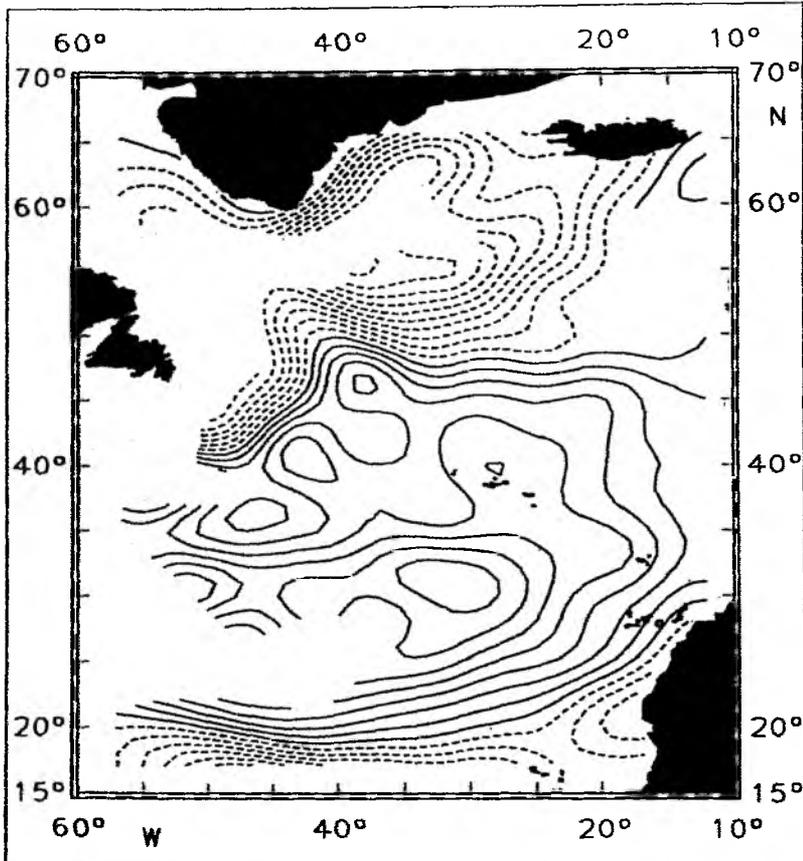


Abb. 3.10: Objektive Analyse der aus Drifterdaten abgeleiteten Stromfunktion (Anomaliefeld). Skala 500 km. Isolinienabstand 5000 m^2/s . Negative Isolinien sind gestrichelt.

schen dem Gesamtfeld (Abb. 3.4a) und dem divergenzfreien Teil. Man erkennt, daß der divergenzbehaftete Teil typischerweise niedrigere Stromgeschwindigkeiten aufweist als der divergenzfreie Anteil und darüberhinaus weit weniger korreliert ist. Die Geschwindigkeiten überschreiten selten 4 cm/s, der Hauptanteil ist kleiner als 1 cm/s, also gemäß der Fehlerabschätzung in Abschnitt 3.1 gar nicht mehr signifikant. Darüberhinaus ist das gesamte divergenzbehaftete Geschwindigkeitsfeld völlig unkorreliert, so daß es den Charakter von Rauschen hat. Daher ist das in Abschnitt 3.2 abgeleitete mittlere Geschwindigkeitsfeld in sehr guter Näherung als divergenzfrei anzusehen. Unabhängig von der Diskussion in Kapitel 2.4 belegt dies noch einmal, daß die von den Driftbojen in 100 m gemessenen Strömungen annähernd geostrophisch sind.

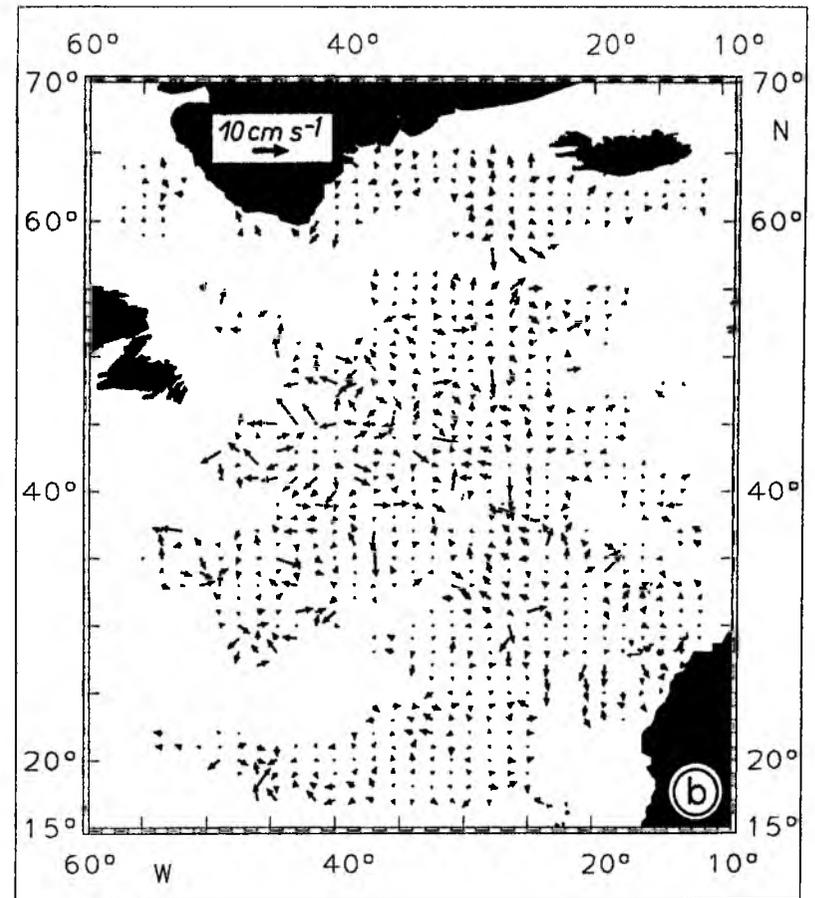
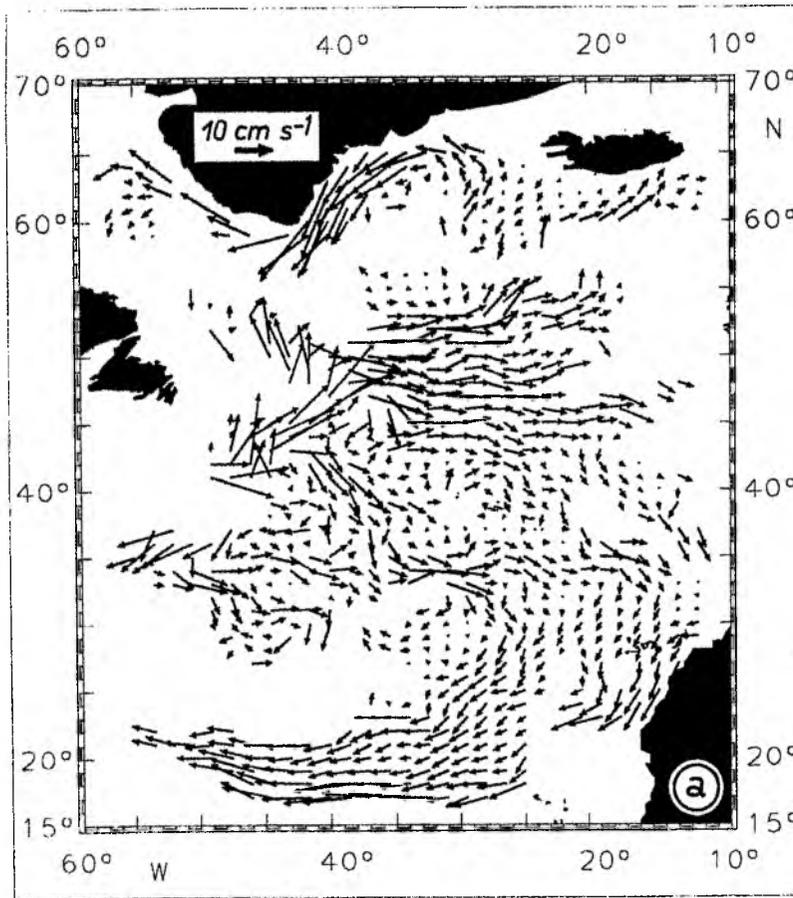


Abb. 3.11: Aufspaltung der aus Drifterdaten abgeleiteten oberflächennahen mittleren Zirkulation (Abb. 3.4a) in einen a) divergenzfreien Anteil; b) divergenzbehafteten Anteil

4. Energieverteilungen und lateraler Energietransfer

In diesem Kapitel sollen die mit der oberflächennahen Zirkulation verknüpften Verteilungen der kinetischen Energie diskutiert werden. Die kinetische Gesamtenergie wird dabei in drei Kategorien unterteilt:

- kinetische Energie der mittleren Zirkulation (KEM)
- kinetische Wirbelenergie (EKE)
- hochfrequenter Anteil der kinetischen Energie (EHFQ)

Während KEM allgemein die Energie der großskaligen und (fast) stationären Zirkulation repräsentiert und hier direkt mit den mittleren Driftgeschwindigkeiten (Kap. 3) verknüpft ist, resultieren EKE und EHFQ aus den fluktuierenden Geschwindigkeitsanteilen. Die Definition des Frequenzbereiches und damit auch die Abgrenzung zwischen EKE und EHFQ ist nicht eindeutig festgelegt. In Anlehnung an SCHMITZ (1977) wird EKE für diese Untersuchung definiert als die kinetische Energie der Geschwindigkeitsfluktuationen mit Perioden > 1 Tag. Entsprechend beinhaltet EHFQ die Energieanteile mit Perioden < 1 Tag.

Aus vielen voneinander unabhängigen Untersuchungen ist bekannt, daß die Beiträge zur Gesamtenergie, die die drei Energieanteile liefern, sehr unterschiedlich sind. Im überwiegenden Teil des Nordatlantiks ist die EKE dominierend, die die Energie aller Prozesse beinhaltet, die unter dem Stichwort "Mesoskalige Variabilität" zusammengefaßt werden können. So finden WYRTKI et al. (1976) anhand von Schiffsdriftdaten EKE/KEM-Verhältnisse von 20 - 40, lediglich im Bereich des Golfstromes treten Werte < 1 auf. In der Übersicht über Verankerungsdaten von DICKSON (1983) stehen dem Gros der EKE/KEM-Verhältnisse, die > 1 oder sogar $\gg 1$ (bis über 300) sind, nur vereinzelt Werte < 1 gegenüber. Basierend auf Drifterdaten gibt RICHARDSON (1983) Quotienten zwischen 2 in NEC und 37 im Antillenstrom an. Als EKE-Quelle werden hauptsächlich dynamische Instabilitätsprozesse angesehen. Andere Mechanismen sind die Ausstrahlung von Wirbelenergie aus anderen Instabilitätsregionen durch Rossbywellen, die Wechselwirkung der Zirkulation mit der variablen Bodentopographie sowie direkter Antrieb durch externe, fluktuierende Felder wie Wind und thermohaline Effekte (BECKMANN et al., 1993).

Der hochfrequente Energieanteil repräsentiert im wesentlichen Gezeiten- und Trägheitsbewegungen (nördlich von 30°N). Diese Bewegungen werden in vielen Analysen der mesoskaligen Variabilität als hochfrequente Störung betrachtet und deshalb eliminiert (z.B. PIOLA et al., 1987; DANIAULT und MENARD, 1985; POULAIN und NILER, 1989) oder auch der EKE zugeschlagen (PATTERSON, 1985). Teilweise können diese hochfrequenten Signale auch nicht mehr durch das Meßsystem erfaßt werden (z.B. Satellitenaltimetrie).

Der Schwerpunkt dieses Kapitels liegt in der Diskussion der EKE-Verteilung, da gute Kenntnisse dieser physikalischen Größe wegen ihrer Dominanz wichtig für die Analyse von Vorgängen in Ozean sind:

- EKE-Verteilungen lassen Aufschlüsse über die Dynamik im Ozean zu, wie z.B. Lokalisierung von Energiequellen und -senken sowie Energieadvektion
- in einigen Gebieten mit hohen Werten wird EKE als Antriebsquelle für die mittlere Zirkulation angesehen (HOLLAND et al., 1983; BÖNING und BUDICH, 1992)
- da die horizontale, wirbelinduzierte Vermischung annähernd proportional zur EKE ist (PRICE, 1983), ist die EKE-Verteilung wichtig, um die Ausbreitung von Tracern im Ozean zu verstehen bzw. zu verfolgen

Daneben sind gemessene EKE-Felder ein geeignetes Instrument, um die Ergebnisse von wirbelauflösenden Modellen zu verifizieren (BECKMANN et al., 1993) und damit zu ihrer Verbesserung beizutragen.

Das Kapitel ist wie folgt gegliedert: In Abschnitt 4.1 werden die Verteilungen der drei Energieanteile analysiert sowie deren prozentuale Beiträge zur kinetischen Gesamtenergie aufgezeigt. Kapitel 4.2 vergleicht dann die hier aus den Drifterdaten abgeleitete EKE-Verteilung mit den Ergebnissen von anderen Meßkampagnen und von wirbelauflösenden Modellen. Der dritte Teil dieses Kapitels betrachtet schließlich die Wechselwirkungen zwischen der mittleren Zirkulation und dem Wirbelfeld über den Mechanismus der turbulenten horizontalen Impulsflüsse.

4.1 Energieverteilungen

Wie schon in Kapitel 3 angesprochen, wurden die drei Anteile der kinetischen Gesamtenergie für dieselben 845 Boxen berechnet. Die KEM-Verteilung enthält dabei die gleiche Information wie das mittlere Geschwindigkeitsfeld (Abb. 3.4), da beide über die Beziehung

$$KEM = \frac{1}{2} (\overline{u^2} + \overline{v^2})$$

direkt miteinander verknüpft sind. Sie ist aber für einen quantitativen Vergleich mit anderen Ergebnissen besser geeignet. Abb. 4.1 zeigt die aus den SFB-Drifterdaten abgeleitete KEM-Verteilung. Bereiche mit Werten $> 50 \text{ cm}^2/\text{s}^2$, was einem vektoriellen Geschwindigkeitsmittel von 10 cm/s entspricht, findet man nur nordwestlich der Linie 30°N , $50^\circ\text{W} - 55^\circ\text{N}$, 15°W und im Westteil des NEC, wo südwestlich der Linie 20°N , $50^\circ\text{W} - 17^\circ\text{N}$, 35°W Werte bis über $100 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ auftreten. Die hohen mittleren Energien sind assoziiert mit dem NAC und dem EGC/WGC-Regime. Die gestrichelte Linie deutet dort Werte $> 150 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ an, bei Kap Farvel werden $220 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ erreicht. Lokale Maxima im Bereich des Subtropenwirbels zeigen den Verlauf des AC an, der Bereich mit Werten bis $40 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ an der nordafrikanischen Küste ist dem CC zuzuordnen. Die niedrigsten Werte findet man im Bereich südlich bzw. südwestlich der Azoren, wo die mittlere Energie gegen Null geht.

Die aus Schiffsdrifterdaten gewonnene KEM-Verteilung von WYRTKI et al. (1976; ohne Abbildung) stimmt im NAC-Bereich gut mit dieser Analyse überein. Südlich davon sind jedoch Abweichungen festzustellen. So liefert WYRTKI's Karte im Westteil des NEC höhere Werte um $100 \text{ cm}^2/\text{s}^2$, während südlich des NAC-Gebietes und westlich von 40°W die Werte mit ca. $10 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ niedriger als beim Drifterfeld sind (> 25 bis $> 50 \text{ cm}^2/\text{s}^2$). Dort sind auch keine Anzeichen eines AC zu erkennen. Die Ursache für diese Abweichung ist der Windeinfluß auf die Schiffsdriftmessungen. Im NEC-Gebiet wirken die Passatwinde sehr konstant und parallel zur Meeresströmung, so daß die mittleren Stromgeschwindigkeiten überschätzt werden. In der Roßbreitenregion nördlich davon ist dies nicht der Fall. Dort herrschen sehr veränderliche Winde vor, die einen gegenteiligen Effekt bewirken.

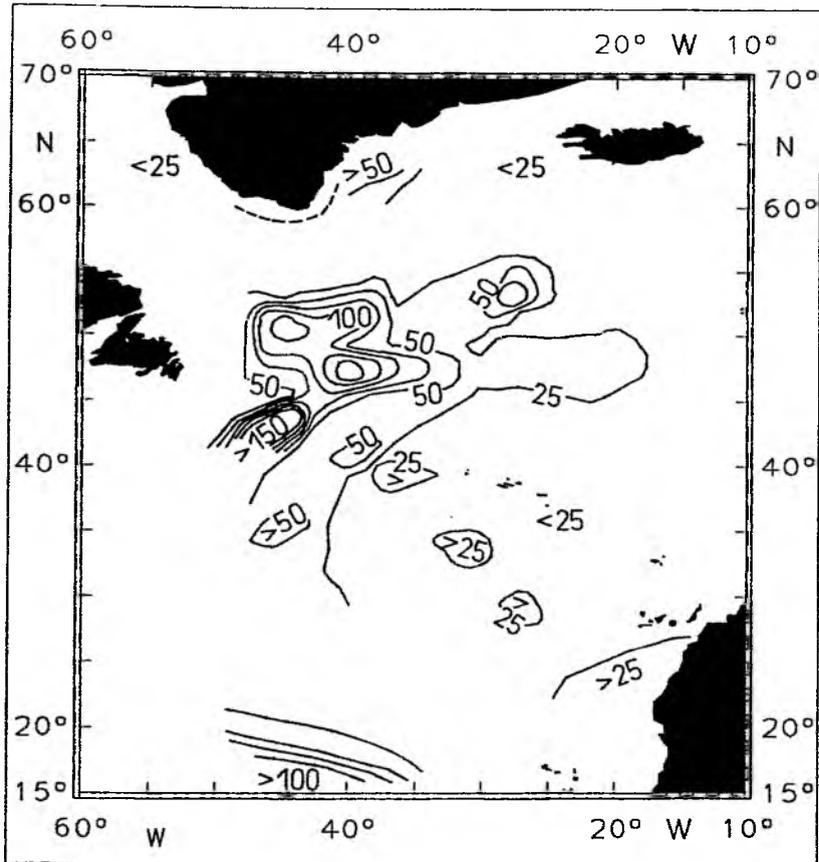


Abb. 4.1: Verteilung der kinetischen Energie der mittleren Zirkulation (KEM). Isolinienabstand $25 \text{ cm}^2/\text{s}^2$. Die gestrichelte Linie kennzeichnet einen Bereich um Kap Farvel mit Werten $> 150 \text{ cm}^2/\text{s}^2$.

Zur Separierung des EKE- bzw. EHFQ-Anteils wurde zunächst die Energie der fluktuierenden Geschwindigkeitsanteile mittels der Beziehung

$$E_{\text{var}} = \frac{1}{2} (\overline{u'^2} + \overline{v'^2}) \quad \text{mit} \quad \overline{u'} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (u_i - \bar{u}) \quad (4.2)$$

für jede Box berechnet. Anschließend wurden alle Drifterzeitreihen mit einem LANZOS-Hochpaßfilter (LANZOS, 1956) mit einer Grenzperiode von einem Tag behandelt und der EHFQ-Anteil gemäß 4.2 aus den gefilterten Zeitreihen boxweise bestimmt. Der EKE-Anteil ergab sich dann aus der Differenz zwischen E_{var} und EHFQ.

In Abb. 4.2 ist die EKE-Verteilung dargestellt. Genau wie beim KEM-Feld sind die größten Werte mit dem Verlauf des NAC assoziiert. Ein Bereich mit Werten $> 1000 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ verläuft dort in nordöstliche Richtung von 40°N , 50°W nach 50°N , 40°W . Das absolute Maximum mit $1426 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ befindet sich bei 41°N , 48°W im Bereich der Golfstromaufspaltung. In Richtung des Subtropenwirbels fällt dann die Energie schnell ab, so daß die $100 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ -Grenze bei ca. 32°N liegt. Südlich davon wird sie nur noch im Gebiet des CC überschritten. Starke Gradienten sind auch auf der Nordwestseite des NAC zu beobachten. Dort fallen die Werte schnell zu amerikanischen Schelf und zum Zentrum des Subpolarwirbels auf unter $100 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ ab. Maximale Energien bis $400 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ sind im Subpolarwirbel mit dem EGC/WGC verbunden, das Trennungsgebiet zwischen Subpolarwirbel und NAC-Regime zeichnet sich durch ein lokales EKE-Minimum aus.

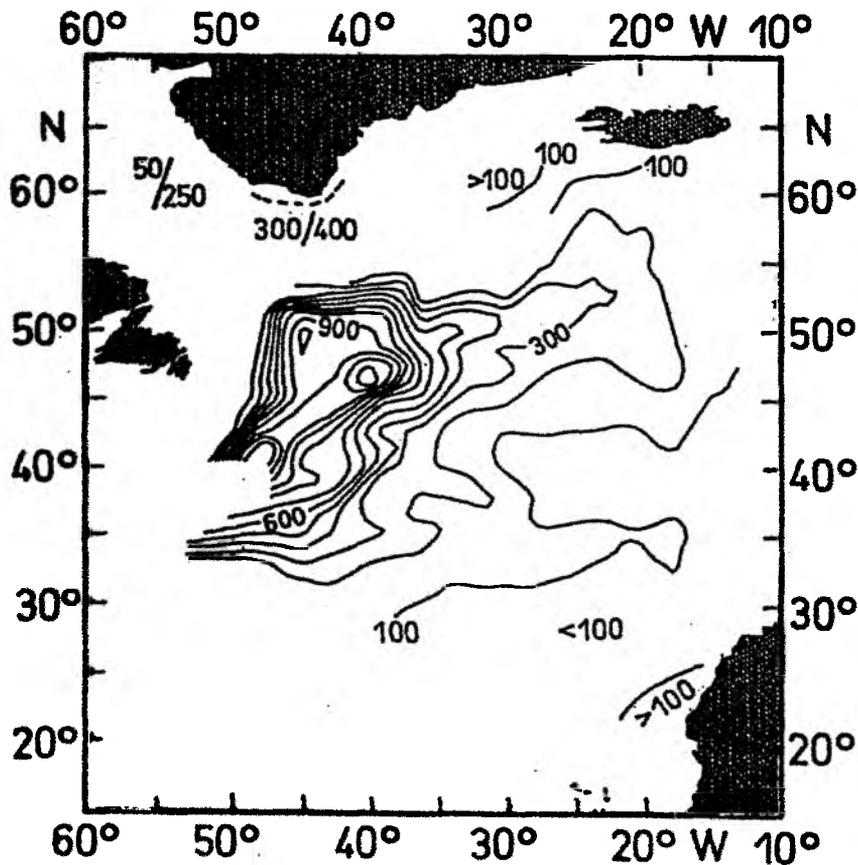


Abb. 4.2: Verteilung der kinetischen Wirbelenergie (EKE). Isolinienabstand $100 \text{ cm}^2/\text{s}^2$. Die gestrichelte Linie kennzeichnet einen Bereich um Kap Farvel mit Werten $> 400 \text{ cm}^2/\text{s}^2$.

Die Struktur der EKE-Verteilung im Ostteil des zentralen Nordatlantiks wird durch Zungen mit hohen Werten dominiert, die mit dem NAC bzw. dem AC verbunden sind und sich deutlich von ihrer Umgebung abheben. Nördlich von 50°N erstreckt sich die 300 cm²/s² - Isolinie bis ca. 22°W. In guter Übereinstimmung mit Satellitenaltimetriemessungen (TOKMAKIAN und HALLENOR, 1993) ist das AC-Signal bei 35°N mit Werten > 100 cm²/s² bis ca. 18°W zu erkennen. Dazwischen liegt ein Gebiet mit niedrigen Werten, die typischerweise bei 50 cm²/s² liegen, aber auch bis 10 cm²/s² absinken.

Faßt man die Beschreibung der EKE-Verteilung zusammen, muß als wichtigste Aussage festgehalten werden, daß die kinetische Wirbelenergie entlang der Hauptstrombänder konzentriert ist und ihre Verteilung von deren Verlauf bestimmt wird. Dies ist in guter Übereinstimmung mit anderen Analysen der mesoskaligen Variabilität (siehe Abschnitt 4.2). Auffallend ist allerdings, daß sich der NEC - im Gegensatz zur KEM-Verteilung - nicht als lokales Maximum in der EKE-Verteilung bemerkbar macht. Dies deutet darauf hin, daß dort die EKE nicht den entscheidenden Anteil an der kinetischen Gesamtenergie liefert. Darauf wird am Ende dieses Abschnittes noch eingegangen.

KRAUSS und BÖNING (1987) haben anhand von recht umfangreichen Driftbojenensembles, die zwischen 600 und 2600 Bojentagen an Daten enthielten, gezeigt, daß die EKE in Oberflächennähe im Nordatlantik in den Grenzen der 95%-Vertrauensbereiche isotrop ist, und damit das Ergebnis von COLIN de VERDIERE (1983) bestätigt. Diese Untersuchung mit ihrer wesentlich feineren geographischen Einteilung liefert dasselbe Resultat. In Abb. 4.3 sind die rms-Geschwindigkeiten der beiden Horizontalkomponenten für alle Boxen gegeneinander aufgetragen. Man erkennt deutlich, daß sich die Wertepaare in einem engen Band um die Winkelhalbierende, die den Idealfall repräsentiert, anordnen. Die vereinzelt Wertepaare, die eine Anisotropie suggerieren, sind geographisch zufällig verteilt und können daher als Ausreißer betrachtet werden.

Abb. 4.4 zeigt schließlich die EHFQ-Verteilung. Das Gros der hohen Werte - erkennbar an der 25 cm²/s² Isolinie - ist in einer Zunge konzentriert, die sich von ca. 55°N, 50°W in südöstliche Richtung bis zu den Azoren erstreckt. Innerhalb dieser Zunge befinden sich lokale Maxima nördlich der Flämischen Kappe mit Werten > 75 cm²/s² und nördlich der Azoren mit

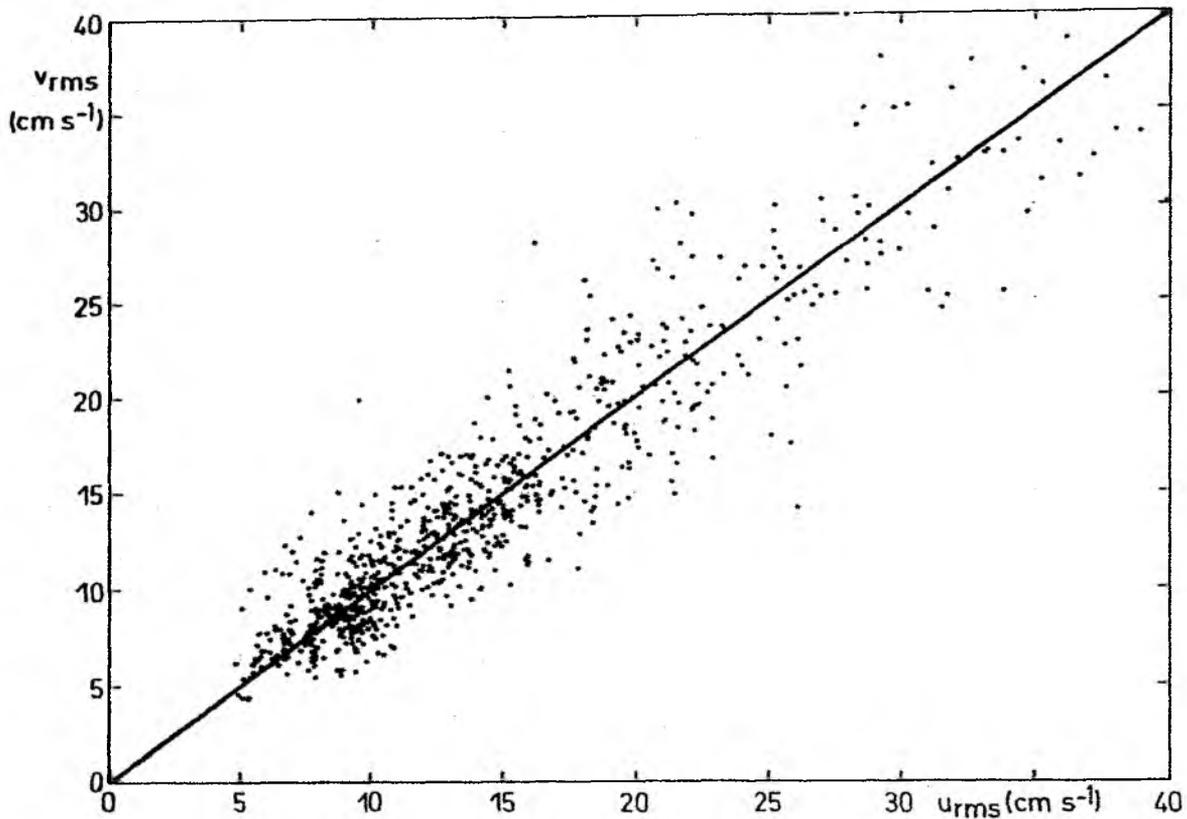


Abb. 4.3: Streudiagramm der rms-Geschwindigkeiten beider Horizontalkomponenten. Die durchgezogene Linie markiert die Winkelhalbierende.

Werten $> 50 \text{ cm}^2/\text{s}^2$. Außerhalb dieser Zunge werden Werte $> 25 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ nur noch im Gebiet des Rockall-Plateaus, im Westteil des NEC und beim Island-Faröer-Rücken erreicht. Dort befindet sich auch das absolute Maximum der EHFQ-Verteilung mit über $100 \text{ cm}^2/\text{s}^2$. Im übrigen zentralen Nordatlantik liegen die Werte zwischen 5 und $25 \text{ cm}^2/\text{s}^2$. Eine Interpretation des EHFQ-Feldes scheint schwieriger zu sein, da sie weder mit der KEM- noch mit der EKE-Verteilung qualitativ übereinstimmt. Die Erörterung der möglichen Ursachen wird daher im Zusammenhang mit der Betrachtung der hochfrequenten Prozesse (Gezeiten, Trägheitsbewegungen) zu einem späteren Zeitpunkt geliefert.

Vergleicht man die drei Energieverteilungen quantitativ, bestätigt diese Untersuchung, daß die EKE in den meisten Gebieten des zentralen Nordatlantik der dominierende Energieanteil ist. Über alle Boxen gemittelt liefert die EKE 74% der kinetischen Gesamtenergie. KEM und EHFQ tragen mit 13.2% bzw. 12.8% zu etwa gleichen Teilen zur Gesamtenergie bei. Der

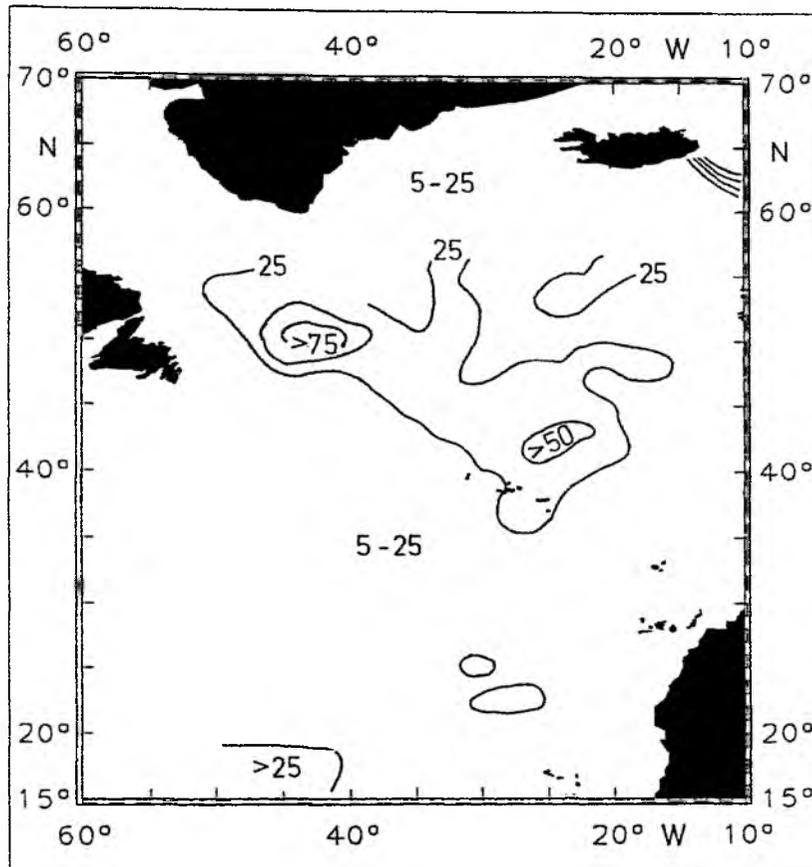


Abb. 4.4: Verteilung des hochfrequenten Anteils der kinetischen Energie (EHFQ). Isolinienabstand $25 \text{ cm}^2/\text{s}^2$.

Abb. 4.5 ist zu entnehmen, daß die Zusammensetzung aber regional stark variiert und daß die EKE nicht überall den größten Anteil stellt. Dort sind die prozentualen Anteile der kinetischen Gesamtenergie für einige Boxen dargestellt, die für ihre Umgebung repräsentativ sind. Der Vollkreis entspricht der kinetischen Gesamtenergie (100%), der EKE-Anteil ist schwarz, der KEM-Anteil weiß und der EHFQ-Anteil schraffiert.

Im Aufspaltungsgebiet des Golfstromes sind mit über 95% die höchsten EKE-Anteile zu beobachten, die anderen Anteile spielen dort praktisch keine Rolle. Das unterstreicht noch einmal den turbulenten Charakter der Strömungen. EKE dominiert auch im gesamten NAC-Bereich und in der Übergangszone zum Subtropenwirbel. Lediglich der NAC-Kern mit seinen recht hohen mittleren Geschwindigkeiten zeigt KEM-Anteile $> 10\%$, die südöstlich von Neufundland Werte $> 20\%$ erreichen. Ähnlich sieht es im AC-Bereich aus.

Im Gebiet des Subpolarwirbels erkennt man das stetige Anwachsen des KEM-Anteils im Verlauf des Irminger-Grönlandstromregimes. Bei Kap Farvel werden schließlich über 50% erreicht, was den Grönlandstrom als sehr beständigen, topographisch geführten Randstrom auszeichnet. In der Labradorsee sowie im Zentrum des Subpolarwirbels dominieren dann schon wieder die Energieanteile der fluktuierenden Geschwindigkeiten.

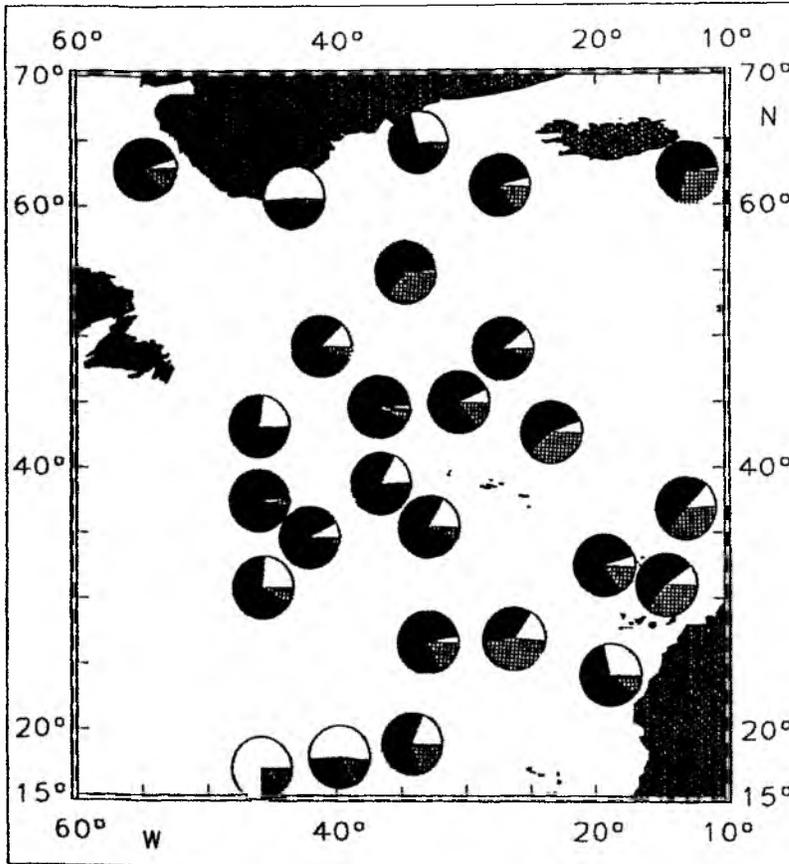


Abb. 4.5: Prozentuale Anteile der kinetischen Wirbelenergie (EKE, schwarz), der Energie der mittleren Zirkulation (KEM; weiß) und des hochfrequenten Energieanteils (EHFQ, schraffiert) an der kinetischen Gesamtenergie (Vollkreis = 100%) in ausgewählten Gebieten des Nordatlantiks.

Neben dem Bereich des Island-Faröer-Rückens sind hohe EHFQ-Anteile in Gebieten festzustellen, wo man ein niedriges EKE-Niveau ($< 100 \text{ cm}^2/\text{s}^2$) anfindet. So existieren die höchsten EHFQ-Anteile mit bis zu 50% im Ostteil des Subtropenwirbels außerhalb des Kanarenstromes. Der NEC zeichnet sich dadurch aus, daß in seinem Verlauf nach Westen der KEM-Anteil stark ansteigt und sowohl der EKE-Anteil als auch der EHFQ-Anteil zurückgeht. Bei

45°W erreicht das KEM-Stück 75%, während der EKE-Anteil mit knapp 15% den niedrigsten Wert im gesamten zentralen Nordatlantik aufweist.

Rechnet man die prozentualen Anteile von EKE und KEM in ein EKE/KEM-Verhältnis um, ergibt sich ein beckenweites Mittel von 5.6, das zwischen 0.2 im NEC und 8900 in der GS-Aufspaltungszone schwankt.

4.2. EKE-Vergleich

Die erste flächendeckende EKE-Verteilung wurde von WYRTKI et al. (1976) aus historischen Daten von Schiffsversetzungen abgeleitet. In ihrer Darstellung ist die EKE auf die westlichen Randströme sowie auf die Tropen konzentriert. In dem Gebiet, das sich mit der Drifteranalyse überlappt, zeigt die Karte nicht so stark ausgeprägte Strukturen wie die Drifter-EKE. Im Bereich des GS/NAC werden nur 400 - 800 cm^2/s^2 erreicht, dafür sind die Werte mit ca. 400 cm^2/s^2 im Ostteil wesentlich höher und homogener verteilt, so daß zwischen EKE-Minimum und - Maximum nur ein Faktor 2 - 3 festzustellen ist. Bei der Drifterkarte ist er > 15 . Ein deutliches AC-Signal ist nicht zu erkennen. Die Ursachen für die quantitativen Unterschiede sind schon von RICHARDSON (1983) diskutiert worden. Zum einen sind die Schiffsversetzungen über eine Entfernung gemittelt, die mit 400 km deutlich größer ist als die typischen Längenskalen mesoskaliger Variabilität, so daß durch diese Mittelung das Energieniveau in Gebieten mit hoher EKE verringert wird. Zum anderen erzeugen die Unsicherheiten bei der Strömungsbestimmung durch Schiffsversetzung Variabilitäten, die in Gebieten mit niedrigem EKE-Niveau die realen Werte deutlich nach oben verfälschen.

DANTZLER (1977) und EMERY (1983) haben auf der Basis von XBT-Messungen über die Temperaturvarianz die verfügbare potentielle Energie der Fluktuationen (EPE) für den Nordatlantik abgeschätzt. EPE stellt zwar nicht dasselbe dar wie EKE, ist aber durch den Mechanismus der baroklinen Instabilität eng mit EKE verknüpft (BÖNING und BUDICH, 1992; BECKMANN et al., 1993). Ein quantitativer Vergleich ist daher wenig sinnvoll. Die Karte der Temperaturstandardabweichung in 400 m Tiefe von EMERY (1983) weist aber sehr ähnliche Strukturen auf wie die Drifter-EKE-Verteilung: die größten Temperaturvariabilitäten

mit einem lokalen Maximum östlich von Neufundland findet man im GS/NAC-Band, das sich bis östlich von 20°W in die östliche Beckenhälfte erstreckt. Erhöhte Werte sind ebenfalls in einer Zunge entlang 35°N , die das AC-Signal anzeigt, sowie im NEC zu beobachten. Auch die Bereiche mit Variabilitätsminima stimmen gut mit denen der Drifterkarte überein.

Die bisher einzige großräumige EKE-Verteilung im Nordatlantik, die unabhängig vom SFB-Datensatz aus Drifterdaten gewonnen wurde, ist die von RICHARDSON (1983). Seine Abbildung 10 ist hier als Abb. 4.6 wiedergegeben. In diese Karte, die im Vergleichsgebiet (durch senkrechte Linien bei 10°W und 60°W markiert) mit der 1000, 500 und $200\text{ cm}^2/\text{s}^2$ -Isolinie nur relativ grob aufgelöst ist, sind zusätzlich die entsprechenden Isolinien der SFB-Analyse gestrichelt eingezeichnet. Man erkennt, daß die Lage der $1000\text{ cm}^2/\text{s}^2$ -Linien recht gut übereinstimmt. Der Verlauf der $500\text{ cm}^2/\text{s}^2$ -Kontur zeigt, daß der hochenergetische Bereich bei RICHARDSON stärker um den NAC-Kern konzentriert ist als bei dieser Analyse. Westlich der Energiemaxima verläuft hier die $500\text{ cm}^2/\text{s}^2$ -Linie ca. 4° weiter westlich. Östlich der Energiemaxima ist die Übereinstimmung wesentlich besser.

Gebiete mit größeren Abweichungen existieren südlich von ca. 35°N im Einflußbereich des AC und im weiteren Verlauf des Subtropenwirbels. Dort sind die Werte von RICHARDSON teilweise wesentlich höher. Erwarten würde man eher das Gegenteil, da RICHARDSON seine Daten mit einem 2.5 Tage-Tiefpaßfilter bearbeitet hat und im vorigen Abschnitt gezeigt wurde, daß in den Subtropen der hochfrequente Energieanteil an Bedeutung gewinnt. Man erkennt eine große, energiereiche Zunge bei ca. 31°N , 37°W , die im Kern Werte $500\text{ cm}^2/\text{s}^2$ aufweist, und östlich davon eine isolierte Zone mit über $200\text{ cm}^2/\text{s}^2$, die mit dem AC assoziiert ist. Selbst im NEC werden Werte bis $200\text{ cm}^2/\text{s}^2$ erreicht, die SFB-Datenanalyse erbrachte dort nur Werte $< 100\text{ cm}^2/\text{s}^2$.

Der Vergleich der beiden Drifter-EKE-Karten bestätigt die Aussagen von BRÜGGE und DENG (1991). Die Tatsache, daß die Verteilungen im NAC-Bereich noch gut übereinstimmen, zeigt, daß der Einfluß von Bojen ohne Segel oder von Bojen mit einem Segel in einer anderen Tiefe in Gebieten mit hohen Energien nicht so stark ist wie in Gebieten mit niedrigen Energien. Da alle Bojen von RICHARDSON (1983) im Golfstrom ausgelegt worden sind und die Verweildauer im Ozean bis zum Erreichen des Subtropenwirbels schon

entsprechend groß war, ist anzunehmen, daß (fast) alle Bojen, die diese Region erreicht haben, bereits ohne Segel waren. Dies verursacht die doch erheblichen quantitativen Abweichungen zwischen beiden Verteilungen südlich von 35°N. Aufgrund der angewendeten Maßnahmen zur Sicherung der Datenqualität (Kap. 2) muß die EKE-Verteilung auf der Basis des korrigierten SFB-Drifterdatensatzes als die zuverlässigere angesehen werden.

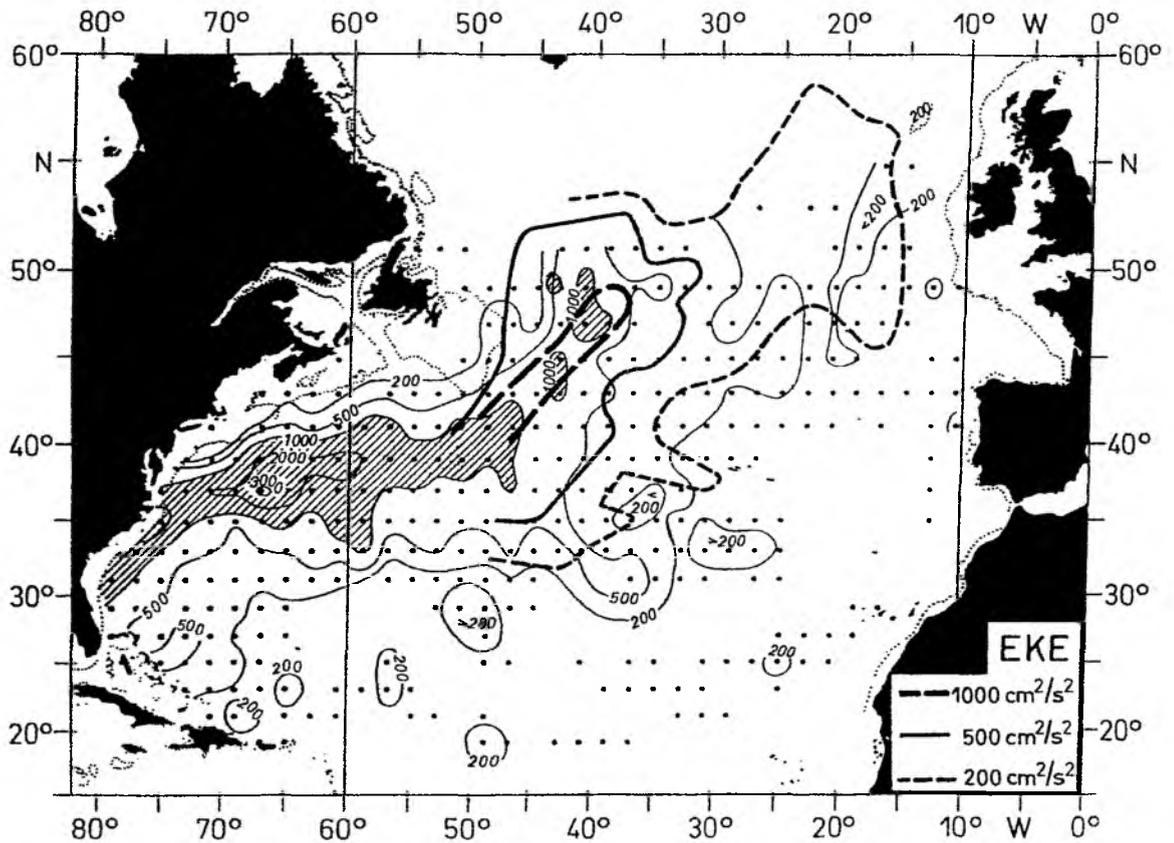


Abb. 4.6: Aus Driftbojen abgeleitete Verteilung der kinetischen Wirbelenergie nach RICHARDSON (1983, seine Abb. 10). Senkrechte Linien bei 10°W und 60°W begrenzen das Gebiet der SFB-Datenanalyse. Die 1000, 500 und 200 cm^2/s^2 -Isolinie dieser Untersuchung (Abb. 4.2) sind zusätzlich in die Verteilung eingetragen.

Ein direkter Vergleich mit EKE-Werten, die aus Verankerungszeitreihen gewonnen wurden, ist aus den in Kapitel 3 angeführten Gründen nur schwer möglich. BÖNING (1992) hat allerdings Ergebnisse von dieser Analyse als oberflächennahe Ergänzung in Vertikalprofile der Wirbelenergie eingefügt, die DICKSON (1990) aus Verankerungen abgeleitet hat, und festgestellt, daß die Messungen gut miteinander harmonisieren. Im Zusammenhang mit der

Diskussion Euler'scher und Lagrange'scher Energiespektren wird diese Thematik in Kapitel 6 noch einmal aufgegriffen.

Altimeterdaten liefern zwar kein Bild der mittleren Zirkulation, jedoch eine flächendeckende Verteilung der EKE, die zu einem Vergleich herangezogen werden kann. Sie erlauben durch die Analyse der Varianz der Meeresoberflächenauslenkungen eine Abschätzung der kinetischen Energie der oberflächennahen geostrophischen Strömungsschwankungen. Die Karte der Standardabweichung der Oberflächenauslenkung von STAMMER und BÖNING (1992), die auf GEOSAT-Daten basiert, zeigt dieselbe Struktur wie Abb. 4.2: Konzentration der Variabilität entlang der Hauptachsen. Dasselbe gilt für die EKE-Karte von LE TRAON et al. (1990), die die Wirbelenergie aus den Oberflächenneigungen entlang der GEOSAT-Bahnspuren abgeleitet haben.

Vorsicht ist allerdings bei der Interpretation von quantitativen Vergleichen geboten. Es muß immer berücksichtigt werden, daß die Meßverfahren ein unterschiedliches räumliches und zeitliches Auflösungsvermögen besitzen, so daß unterschiedliche Frequenzbänder der Variabilität erfaßt werden. Dies führt zu systematischen quantitativen Differenzen, die nur durch geeignete Filter beseitigt werden können. Ein weiterer Aspekt ist der Einfluß der Analysemethode. Diese Punkte sollen an einem Beispiel erläutert werden.

Abb. 4.7 zeigt einen Meridionalschnitt der Wirbelenergie entlang 30°W . Die gepunktete Kurve entspricht der von 28°W - 32°W gemittelten EKE aus den Drifterdaten, die gestrichelte repräsentiert das Ergebnis von LE TRAON et al. (1990) und die durchgezogene Linie gibt die Werte wieder, die STAMMER (1992) durch objektive Analyse der Oberflächenauslenkung erhalten hat. Die GEOSAT-Werte sind zonale Mittel zwischen 30°W und 35°W . Unabhängig von der Meßmethode und des Analyseverfahrens zeigen alle Kurven, daß die Energiemaxima mit dem NAC und dem AC verknüpft sind. Außerdem wird ein Energieanstieg zum NEC angedeutet. Auch die Lage der Energieminima stimmt überein, sie liegen zwischen 25°N und 30°N bzw. bei ca. 38°N . Geringfügige meridionale Verschiebungen im NAC-Bereich zwischen Driftern und Altimeter lassen sich dadurch erklären, daß die Daten nicht zeitgleich aufgenommen worden sind, so daß dies ein Effekt von zwischenjährlichen Variationen sein könnte.

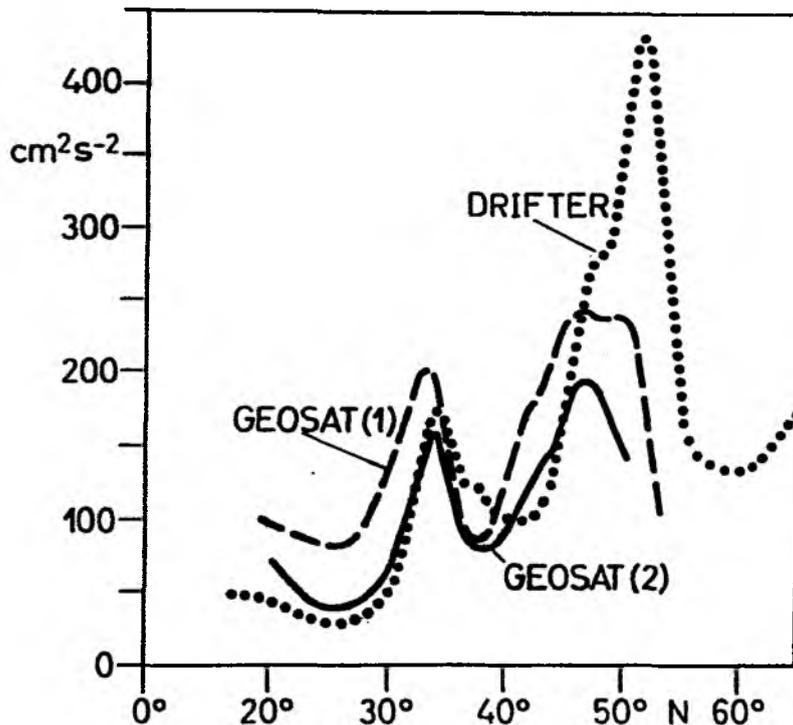


Abb 4.7: Meridionalschnitt der kinetischen Wirbelenergie entlang 30°W (aus BÖNING, 1992), abgeleitet aus SFB-Drifterdaten, (1) GEOSAT-Daten nach LE TRAON (1990), (2) GEOSAT-Daten nach STAMMER (1992)

Quantitativ sind deutliche Unterschiede zwischen den Kurven festzustellen. Durch die unterschiedlichen Analyseverfahren besteht selbst zwischen den GEOSAT-Kurven ein Unterschied. Bei LE TRAON et al. (1990) sind alle Skalen < 60 km herausgefiltert worden, um Rauschen zu eliminieren. Bei STAMMER dagegen sind Skalen < 100 km durch die objektive Analyse stark geglättet, so daß das Ergebnis von LE TRAON durchweg höhere Werte erbringt. Die Driftbojen erfassen zunächst einmal alle Vorgänge mit Skalen > 4 km, deren Varianzen dann über $2^\circ \times 4^\circ$ -Boxen gemittelt worden sind, so daß die Drifterwerte im AC-Bereich zwischen den GEOSAT-Werten liegen. Trotz dieser Mittelung bewirkt dann die wesentlich bessere horizontale Auflösung der Drifterdaten, daß sie im NAC-Bereich wesentlich höhere Energien liefert als die GEOSAT-Analyse. Da die Wirbelskala von Süden nach Norden abnimmt (KRAUSS et al., 1990a; EMERY et al., 1984), werden dort Prozesse, deren Skalen < 60 bzw. 100 km sind und die dort stark zur Variabilität beitragen, von den GEOSAT-Analysen nicht mehr erfaßt. Dies gilt auch für Prozesse mit kleinen Zeitskalen, da die

Abtastperiode von GEOSAT 17 Tage beträgt.

Alle EKE-Verteilungen, die auf Messungen basieren, haben gezeigt, daß die EKE entlang der Strompfade der mittleren Zirkulation konzentriert ist. Daher muß man von vornherein Abweichungen bei den CME-Modellergebnissen erwarten, da ja bereits beim Vergleich der mittleren Zirkulation von Driftern und Modell Unterschiede festzustellen waren. Bestätigt wird dieses durch die Arbeit von TREGUIER (1992). Sie diskutiert die Ergebnisse von Experimenten, die mit dem gleichen PE-Modell wie das im 3. Kapitel beschriebene durchgeführt wurden und stellt fest, daß die EKE auf den Bereich des westlichen Randstromes beschränkt ist und nur dort annähernd realistische Werte erreicht werden. Im Ostteil des Nordatlantiks ist das EKE-Niveau viel zu niedrig. Dort werden nur Werte von 5 - 10 cm^2/s^2 erreicht. Als wesentliche Ursache dafür nennt TREGUIER (1992), daß das Modell Instabilitätsprozesse, die die Stärke der Wirbelaktivität mitbestimmen, zu schwach reproduziert.

BECKMANN et al. (1993) präsentieren neben einer EKE-Karte der $1/3^\circ$ -Version des PE-Modells eine Verteilung der oberflächennahen EKE, die von einer Version des Modells mit $1/6^\circ$ -Auflösung abgeleitet wurde. Die verbesserte horizontale Auflösung verursacht zwar beckenweit einen Anstieg der EKE um 50% - 75%, liefert aber im Ostteil immer noch viel zu niedrige Werte. Außerdem werden starke Abweichungen in der geographischen EKE-Verteilung von den Drifter- und GEOSAT-Ergebnissen im Bereich der Azorenfront, im Gebiet um die Flämische Kappe und in der zonalen Erstreckung des NAC gefunden, die durch die fehlerhafte Wiedergabe der mittleren Zirkulation bedingt sind.

Für einen quantitativen Vergleich zwischen Driftern und dem $1/3^\circ$ - und $1/6^\circ$ -Modell wurde hier wiederum der EKE-Meridionalschnitt entlang 30°W gewählt, da dieser Bereich nicht mehr direkt von der fehlerhaften geographischen Lage der Randströme im Modell beeinflusst wird. Die gepunktete Linie in Abb. 4.8 ist dabei identisch mit den Drifterwerten aus Abb. 4.7, die Kurven der beiden Modellversionen sind entsprechend gekennzeichnet. Man erkennt die schon angesprochene Intensivierung der Wirbelenergie durch die verbesserte Auflösung im NAC-Bereich, die allerdings immer noch um einen Faktor 2 unter den Drifterwerten liegt. Der wichtigste Punkt ist jedoch, daß das Modell - unabhängig von der horizontalen Auflö-

sung - nicht in der Lage ist, das sowohl von GEOSAT als auch von Driftern beobachtete lokale Wirbelenergiemaximum im Bereich der Azorenfront wiederzugeben. BÖNING (1992) nennt als Grund dafür, daß die Azorenfront im Modell zu schwach ausgebildet ist und die notwendige Bedingung für barokline Instabilität dort nicht realisiert ist, so daß die Energie-
werte 1 - 2 Größenordnungen unter den Beobachtungen liegen.

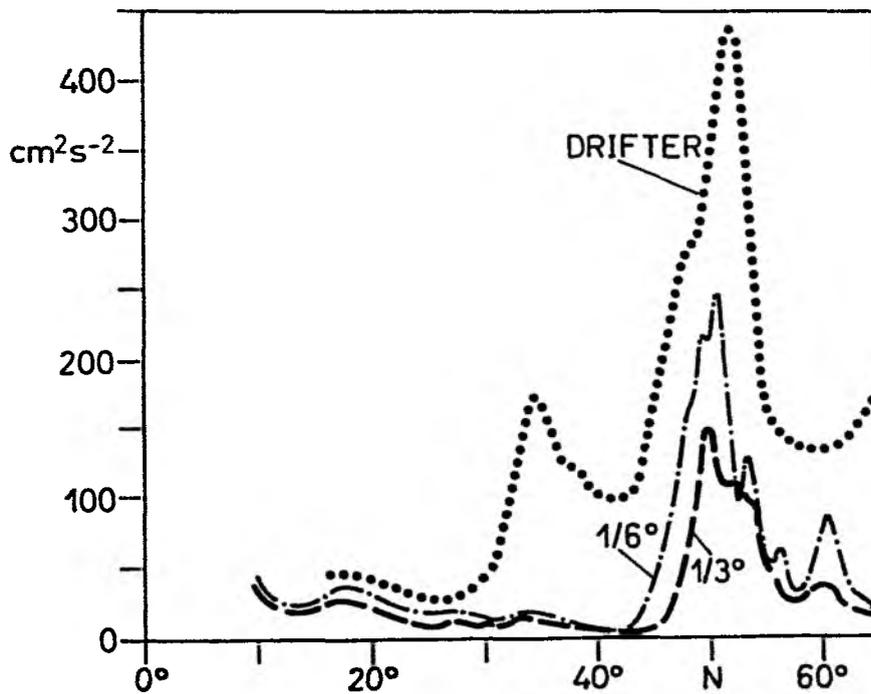


Abb 4.8: Meridionalschnitt der kinetischen Wirbelenergie entlang 30°W, abgeleitet aus SFB-Drifterdaten, 1/6°-CME-Modell und 1/3°-CME-Modell

4.3 Lateraler Energietransfer

Nachdem im Kapitel 4.1 das KEM- und das EKE-Feld diskutiert worden ist, soll in diesem Abschnitt die Wechselwirkung zwischen der mittleren Zirkulation und dem Wirbelfeld untersucht werden. Da die Drifterdaten keine Information über die potentiellen Energien und die damit verbundenen Wechselwirkungen liefern können, ist es - im Gegensatz zu Modell-daten (z.B. TREGUIER, 1992; BÖNING und BUDICH, 1992; BECKMANN et al., 1993) - nicht möglich, eine vollständige Energiebilanz aufzustellen. Die Analyse muß vielmehr darauf beschränkt bleiben, den Einfluß der durch die horizontale Scherung des mittleren Geschwindigkeitsfeldes verursachten turbulenten Impulsflüsse auf die Energie der mittleren Zirkulation zu untersuchen oder - anders ausgedrückt - die Frage zu beantworten, ob das Wirbelfeld die mittlere Zirkulation stützt oder ihr Energie entzieht.

Untersuchungen der turbulenten Impulsflüsse sind bisher immer in Gebieten mit einem gut definierten Stromband durchgeführt worden, weil nur dort deutliche Signale zu beobachten waren. So haben im Nordatlantik u.a. WEBSTER (1965) mit GEK-Daten, BROOKS und NIILER (1977) mit Dropsondendaten, SCHMITZ (1977) mit Verankerungen und ROSSBY (1987) mit PEGASUS-Daten den Einfluß des Reynoldsstresstermes $\overline{u'v'}$ an verschiedenen Positionen des Florida- und des Golfstromes untersucht. Alle Arbeiten zeigen, daß ein turbulenter Energieaustausch zwischen mittlerer Zirkulation und Wirbelfeld derart stattfindet, daß das Wirbelfeld Energie an den mittleren Strom abgibt und ihn damit stützt. Rechnungen mit einem idealisierten Boxmodell des Nordatlantiks von BÖNING und BUDICH (1992) bestätigen diesen Sachverhalt. Sie stellen weiterhin fest, daß die lateralen Impulsflüsse im Vergleich zu den baroklinen Instabilitätsprozessen außerhalb des westlichen Randstromsystems eine völlig vernachlässigbare Rolle spielen.

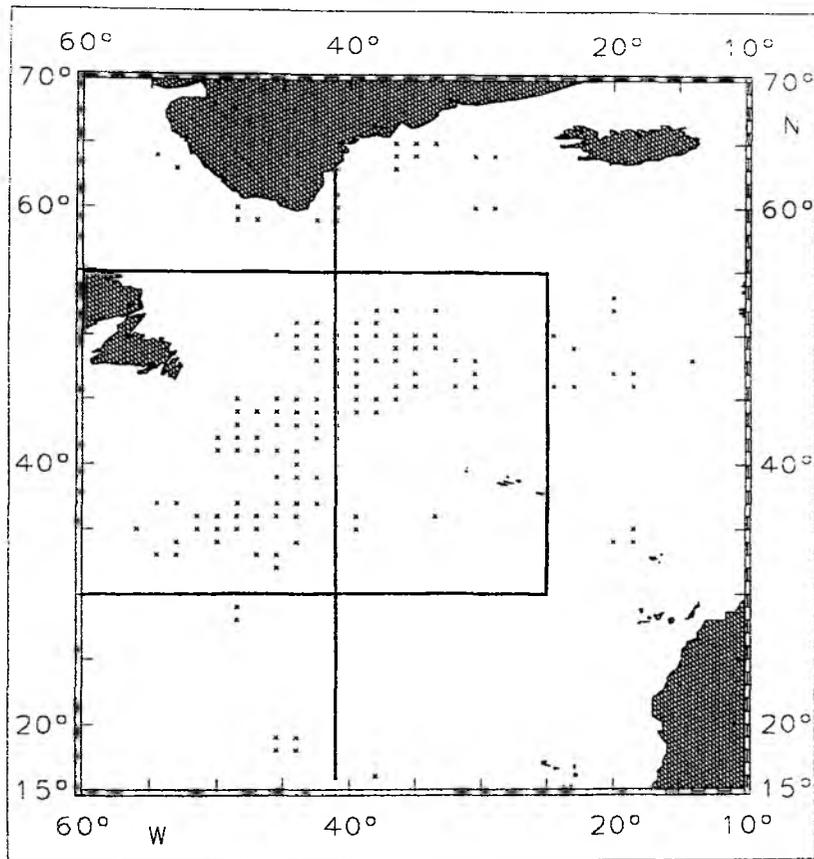


Abb. 4.9: Lage der Boxen, in denen der Reynoldsstressterm $u'v'$ betragsmäßig $> 50 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ ist (Kreuze). Die meridionale Linie entlang 41°W markiert die Lage eines $u'v'$ -Schnittes (siehe Abb. 4.11). Das eingerahmte Gebiet im Westteil ist der Kartenausschnitt, der im folgenden dargestellt wird.

In Abb. 4.9 sind alle Drifterdatenboxen, in denen der Reynoldstressterm $\overline{u'v'}$ betragsmäßig größer als $50 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ ist, mit einem Kreuz gekennzeichnet. Es ist deutlich zu erkennen, daß die hohen Werte fast ausschließlich im Bereich der Golfstromaufspaltung und des NAC konzentriert sind. In den übrigen Teilen des zentralen Nordatlantik ist die aus den Drifterdaten abgeleitete Verteilung des $\overline{u'v'}$ -Termes (hier nicht gezeigt) sehr verrauscht. Klare Strukturen sind nur im Nordwestatlantik zu erkennen. Daher soll im weiteren die Analyse auf das in Abb. 4.9 eingerahmte Gebiet beschränkt bleiben und geklärt werden, ob die Wirkung der turbulenten horizontalen Impulsflüsse im NAC mit der im Florida- und Golfstrom

übereinstimmt.

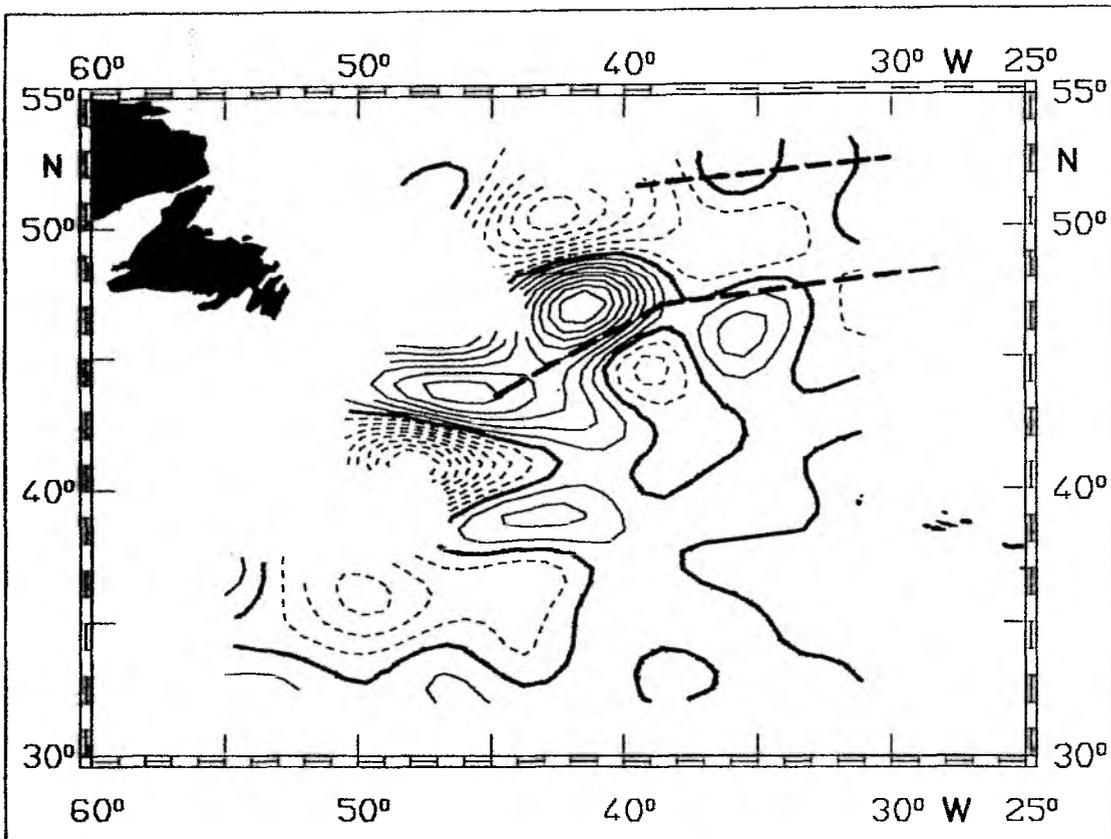


Abb. 4.10: Objektive Analyse des Reynoldsstresstermes $\overline{u'v'}$. Skala 250 km, Isolinienabstand 50 cm²/s². Die Nulllinie ist stärker gezeichnet, negative Isolinien sind gestrichelt.

Die objektive Analyse des $\overline{u'v'}$ -Feldes (Skala 250 km) für den Ausschnitt von 32°N - 53°N und 30°W - 54°W ist in Abb. 4.10 dargestellt. Gestrichelte Linien repräsentieren negative Werte, der Isolinienabstand beträgt 50 cm²/s². Weiterhin ist der Verlauf des NAC durch dick gestrichelte Linien angedeutet (siehe auch Abb. 3.5). Genau wie im Florida-Strom/Golfstrom (WEBSTER, 1965; BROOKS und NIILER, 1977) und im idealisierten Zonaljet des Boxmodells (BÖNING und BUDICH, 1992) findet im nahezu zonal verlaufenden Teil des NAC ein Übergang von positiven Werten im Süden zu negativen Werten im Norden statt, der zwischen 40°W und 45°W sehr stark ausgeprägt ist. Dort sinken die Werte von über + 450 cm²/s² auf unter - 300 cm²/s² ab.

Wegen der Beziehung

$$\frac{d\bar{u}}{dt} = \dots - \frac{\partial}{\partial y} \overline{u'v'} \quad (\text{POND und PICKARD, 1983})$$

bewirkt der starke negative Reynoldsstressgradient eine Verstärkung der dort ostwärtigen mittleren Strömung. Sehr deutlich wird dieser Sachverhalt anhand eines $\overline{u'v'}$ -Meridional-schnittes entlang 41°W, dessen Lage in Abb. 4.9 gekennzeichnet ist. Er ist zusammen mit der quer zum Schnitt gerichteten u-Komponente der mittleren Zirkulation in Abb.4.11 dargestellt. Zunächst wird noch einmal die aus Abb. 4.9 gewonnene Aussage bestätigt: südlich von 31°N sind die Werte praktisch 0 und spielen somit keine Rolle. Auch nördlich davon bis 44°N ändert sich das Bild kaum. Die Werte steigen zwar bis ca. 90 cm²/s² an, die Gradienten sind aber klein und nicht signifikant. Erst nördlich von 44°N sind große Gradienten zu beobachten, die - wie schon erwähnt - zwischen 47°N und 53°N zu einer Verstärkung des ostwärtigen mittleren Stromes führen. Südlich des NAC zwischen 44°N und 47°N herrscht die umgekehrte Situation. Dort gibt die mittlere Zirkulation Energie ans Wirbelfeld ab. Diese Zone ist aber nicht so stark ausgeprägt wie die im NAC. Die Horizontalverteilung des $\overline{u'v'}$ -Termes (Abb. 4.10) gibt außerdem noch einen Hinweis darauf, das zumindest im Westteil des Azorenstromes die Situation gleich der im NAC ist, da man südlich der Stromachse positive und nördlich davon negative Werte findet. Die daraus resultierenden Gradienten sind aber schwach und nicht signifikant.

Alle bisher gemachten Aussagen über den Einfluß der lateralen Impulsflüsse auf die Energie der mittleren Zirkulation basieren ausschließlich auf der Betrachtung der Nichtdiagonalelemente des Reynoldsstresstensors. Durch das Auftreten von quasi-stationären Mäandern im Untersuchungsgebiet können aber auch die Gradienten der Diagonalelemente ($\overline{u'u'}$ und $\overline{v'v'}$) des Tensors einen Beitrag zum turbulenten Impulsfluß liefern (NISHIDA und WHITE, 1982; BÖNING und BUDICH, 1992). Messungen (BROOKS und NIILER, 1977) und Modellrechnungen (BÖNING et al., 1991) im Floridastrom haben gezeigt, daß die Gradienten der Hauptdiagonalelemente dieselbe Größenordnung wie die der Nichtdiagonalelemente aufweisen können und somit nicht vernachlässigbar sind. Das kann man auch bei

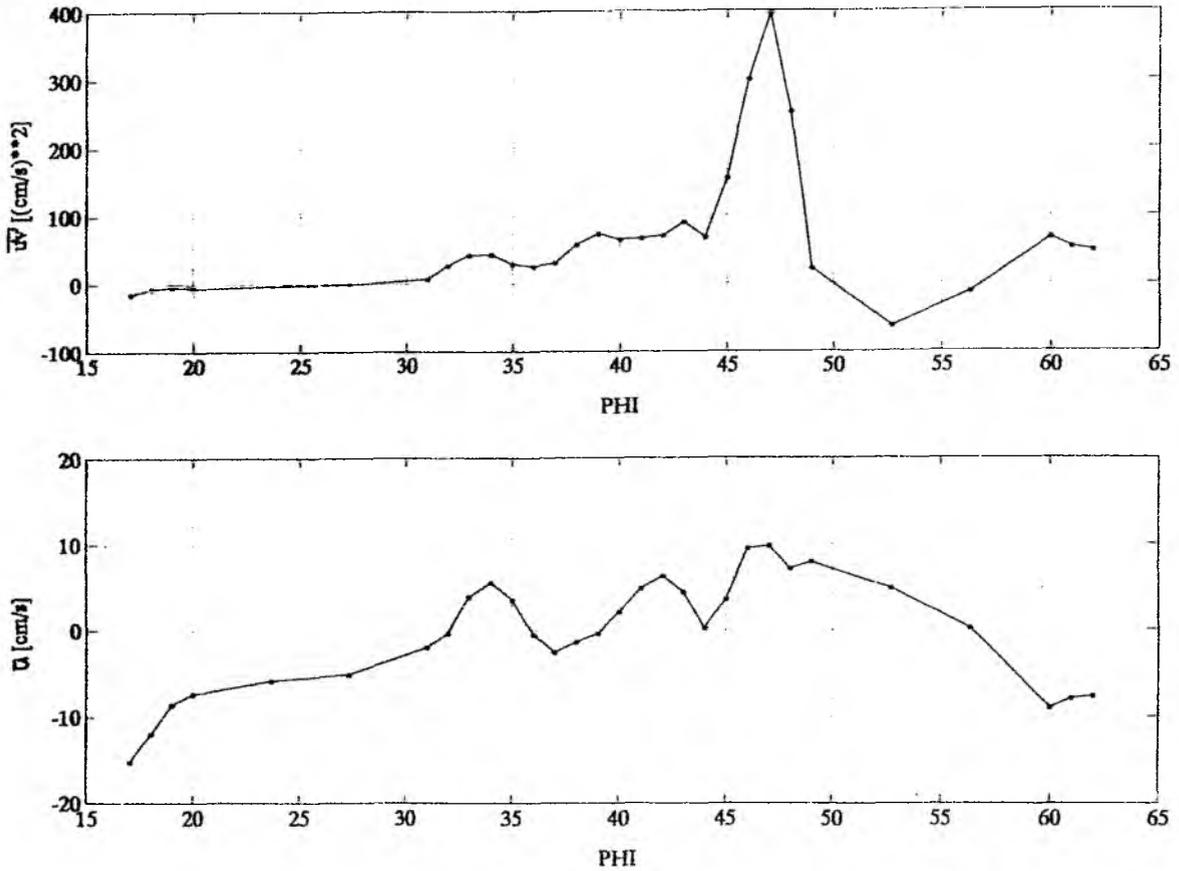


Abb 4.11: Meridionalschnitte des Reynoldsstresstermes $\overline{u'v'}$ (oben) und der quer zum Schnitt gerichteten zonalen Geschwindigkeitskomponente u (unten).

einem Wertevergleich der entsprechenden Terme bei der Drifteranalyse im NAC-Gebiet feststellen. Um die eben aus der $\overline{u'v'}$ -Verteilung gewonnenen Erkenntnisse zu verifizieren und den Beitrag aller Anteile zu berücksichtigen, wurde daher der komplette KEM-EKE-Wechselwirkungsterm berechnet und in Abb. 4.12 dargestellt. Da die zeitliche Änderung der kinetischen Energie der mittleren Zirkulation mit dem KE-Transferterm über die Beziehung

$$\frac{1}{2} \frac{d\overline{u_i^2}}{dt} = \dots - \overline{u_i} \frac{\partial}{\partial x_j} \overline{u_i' u_j'} \quad (i, j = 1, 2)$$

verknüpft ist (HARRISON und ROBINSON, 1978), bedeuten negative Werte des Wechselwirkungstermes eine Intensivierung der mittleren Zirkulation durch die lateralen Impulsflüsse. Man erkennt in Abb. 4.12 an den gestrichelt dargestellten negativen Isolinien (Isolinien-

abstand $10^{-4} \text{ cm}^2/\text{s}^3$), daß das für den größten Teil des NAC der Fall ist. Lediglich um 48°N , 43°W sind die Verhältnisse umgekehrt, hier dominiert der Einfluß der Hauptdiagonalelemente.

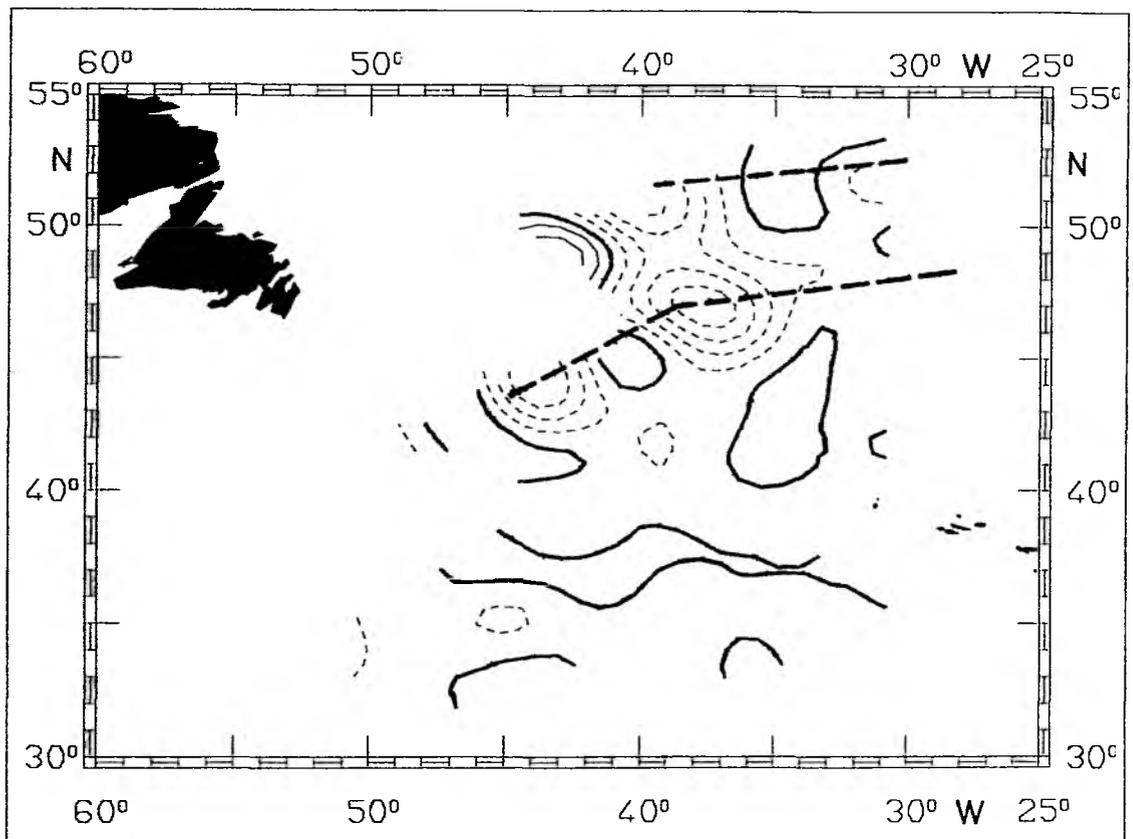


Abb. 4.12: Objektive Analyse des KEM-Wechselwirkungstermes $\overline{u_i \partial / \partial x_j \overline{u_i' u_j'}}$. Skala 250 km, isolinienabstand $10^{-4} \text{ cm}^2/\text{s}^3$. Die Nulllinie ist hervorgehoben, negative Isolinien sind gestrichelt.

Mit Hilfe der nun bekannten Energietransferraten und der KEM-Verteilung (Abb. 4.1) war es möglich, die Energieverdoppelungszeit der mittleren Strömung durch lateralen Energietransfer abzuschätzen. Sie ist in weiten Bereichen des NAC kleiner als 10 Tage, bei den Positionen mit den lokalen Extremwerten beträgt sie ca. 3 Tage. Im AC-Bereich zeigt die Verteilung schwach negative Werte, d.h. der aus Abb. 4.10 abgeleitete Hinweis wird bestätigt. Der hier abgeleitete hohe Energiezuwachs ist theoretischer Natur, da er nur dann zu beobachten wäre, wenn der turbulente horizontale Impulsfluß der einzige Wechselwirkungs-

mechanismus zwischen mittlerer Zirkulation und Wirbelfeld wäre. In der Realität wird er durch barokline Instabilitätsprozesse kompensiert.

Faßt man die Ergebnisse dieser Analyse und die bereits zitierten Messungen und Modellrechnungen über die turbulenten horizontalen Impulsflüsse im westlichen Randstrombereich des Nordatlantik zusammen, kommt man zu dem Ergebnis, daß sie über die gesamte Strecke (FC, GS, NAC) ihren Charakter nicht ändern und die Tendenz haben, die mittlere Zirkulation zu verstärken. Da voneinander unabhängige Untersuchungen im Kuroshio mit XBT- und CTD-Daten (NISHIDA und WHITE, 1982), Verankerungen (SCHMITZ et al., 1982) und Altimeterdaten (TAI und WHITE, 1990) sowie mit Altimeterdaten im Antarktischen Zirkumpolarstrom (JOHNSON et al., 1992) ähnliche Resultate erbracht haben, kann man vermuten, daß dies eine globale Charakteristik von gut definierten Strombändern ist. Diese Hypothese muß jedoch in Zukunft weiter überprüft werden.

5. Saisonalität der kinetischen Wirbelenergie

Bis vor einigen Jahren gab es für den Nordatlantik nur regional stark begrenzte Informationen über den EKE-Jahresgang, die sich auf Verankerungen (DICKSON et al., 1982) und Drifterdaten (RICHARDSON, 1983) stützen. Hydrographische Datensätze eignen sich für solche Untersuchungen meistens nicht, weil die Anzahl der Wiederholungen von Standardschnitten oder -stationen zu gering ist und/oder nicht in allen Jahreszeiten gemessen worden ist (SY et al., 1992). Erst in den letzten Jahren sind die Möglichkeiten, den Jahresgang der Wirbelenergie zu untersuchen, durch die Verfügbarkeit des flächendeckenden GEOSAT-Altimeterdatensatzes sowie durch die Steigerung der Rechnerkapazitäten für wirbelauflösende Modelle erheblich verbessert worden. Die Frage, ob die kinetische Wirbelenergie ein signifikantes saisonales Signal aufweist und - wenn ja - wie der Jahresgang beschaffen ist, ist daher Gegenstand aktueller Untersuchungen. So haben ZLOTNICKI et al. (1989) im östlichen Nordatlantik und TAI und WHITE (1990) in der Kuroshio-Region auf der Basis der GEOSAT-Daten einen signifikanten Jahresgang der Oberflächenvariabilität beobachtet. TREGUIER (1992) fand anhand von Modelldaten ein saisonales EKE-Signal im Nordostatlantik. Insgesamt gesehen ist der Kenntnisstand über diese Thematik aber noch sehr lückenhaft.

In diesem Kapitel soll daher untersucht werden, inwieweit es möglich ist, aus dem SFB-Drifterdatensatz einen EKE-Jahresgang für den Nordatlantik abzuleiten. Dabei werden zwei Ziele verfolgt:

- in erster Linie soll dieser Abschnitt neue, von anderen Arbeiten unabhängige Erkenntnisse über die EKE-Saisonalität im Untersuchungsgebiet liefern
- unter Beibehaltung des "Qualitätskriteriums" (Kap. 3.1) soll aber auch die Grenze dessen aufgezeigt werden, was mit dem Datensatz in Bezug auf räumliche und zeitliche Diversifikation geleistet werden kann

In Abschnitt 5.1 werden die Ergebnisse dieser Untersuchung präsentiert und mit neueren Analysen aus der Abteilung Theoretische Ozeanographie des IIM-Kiel verglichen. Dieses sind die auf dem GEOSAT-Datensatz basierende Arbeit von STAMMER (1992) und Modellrechnungen im Rahmen des SFB-Teilprojektes A7. Kapitel 5.2 beinhaltet dann die Diskussion

weiterer Arbeiten zu diesem Themenkomplex und faßt den Kenntnisstand über die EKE-Saisonalität im Nordatlantik zusammen.

5.1 Eigene Untersuchungen

Die Arbeiten von ZLOTNICKI et al. (1989) und TAI und WHITE (1990) haben gezeigt, daß es für eine Saisonalitätsuntersuchung nicht ausreichend ist, nur nach Sommer und Winter zu unterscheiden, sondern daß man mindestens die Jahreszeiten auflösen muß, um den Jahresgang beschreiben zu können. Anders als beim Wind können im Nordatlantik die größten Unterschiede in der oberflächennahen Variabilität nicht zwischen Sommer und Winter, sondern zwischen anderen Jahreszeiten auftreten. So finden ZLOTNICKI et al. (1989) das Maximum der Oberflächenvariabilität im Herbst und das Minimum im Frühjahr. Dieser Jahresgang wird von der Analyse von STAMMER (1992) bestätigt. Abweichend zu ZLOTNICKI et al. hat er jedoch den GEOSAT-Datensatz in voller Länge verwendet und nur Perioden < 200 Tage betrachtet, um den Einfluß eines zeitlich veränderlichen Mittelwertes zu minimieren. Um signifikantere Ergebnisse zu erhalten, wurden die saisonalen Werte für den Nordatlantik über drei $20^\circ \times 20^\circ$ -Boxen gemittelt, die sich von 0° - 60°N und von 20°W - 40°W erstrecken. Für alle drei Gebiete erhielt er den o.a. Jahresgang.

Es zeigte sich bei der Auswertung der Drifterdaten sehr schnell, daß die Datenmenge für eine flächendeckende Analyse des EKE-Jahresganges bei gleichbleibender geographischer Auflösung ($2^\circ \times 3^\circ$ -Boxen) bei weitem nicht ausreicht. Selbst eine Unterteilung in Sommer und Winter war in Gebieten mit hohem EKE-Niveau nicht möglich. Deshalb, und um ein Vergleich der Ergebnisse mit denen von STAMMER (1992) vornehmen zu können, wurden die Daten auf dieselben $20^\circ \times 20^\circ$ -Boxen gemittelt. Durch die Größe der Boxen war sogar eine Aufspaltung in EKE-Monatsmittelwerte möglich. Abb. 5.1 zeigt das Ergebnis für die EKE-Monatsmittelwerte (a) und für die Quartalsmittelwerte (b), die über die gleichen Monate wie bei STAMMER gebildet wurden (Winter: DJF; Frühling: MAM; Sommer: JJA; Herbst: SON). Die gestrichelten Linien um die Kurven geben die 95%-Vertrauensbereiche aus der Lagrange'schen Statistik an, die durchgezogenen Linien ohne Punktsymbole markieren den EKE-Mittelwert. Es zeigt sich ein signifikantes Maximum im Frühjahr und ein signifikantes

Minimum im Herbst. Bei den Monatswerten sind außerdem noch lokale Minima im Februar und im Juli festzustellen. Dieses Resultat ist konträr zu dem von STAMMER (1992), so daß sich die Frage nach dem Grund für die Unterschiede stellt.

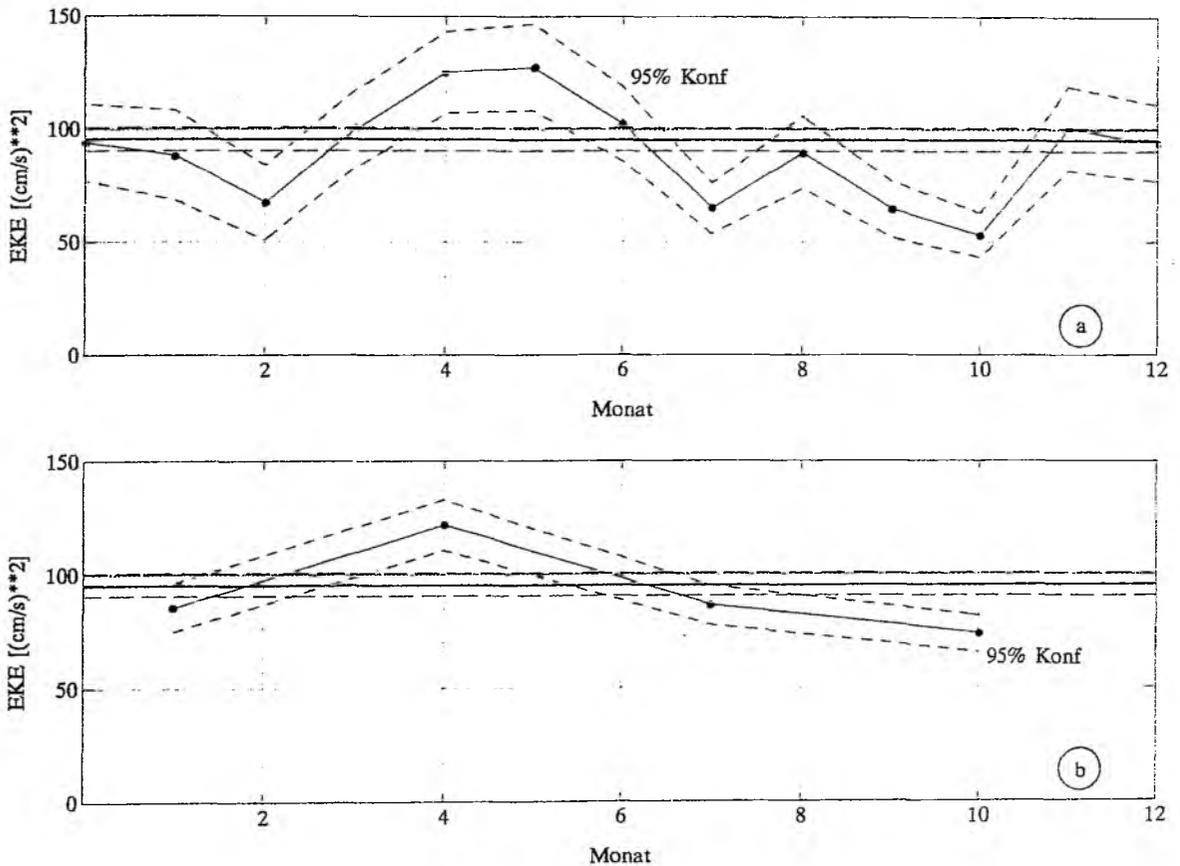


Abb. 5.1: Saisonaler Verlauf der EKE in der Box von 20°N - 40°N, 20°W - 40°W, abgeleitet aus Drifterdaten. a) Monatsmittelwerte, b) Quartalsmittelwerte. Die durchgezogene Linie ohne Punktsymbole markiert den EKE-Mittelwert, die gestrichelte Linie die 95%-Vertrauensbereiche.

Aufgrund ihrer Lagrange'schen Natur sind die Drifterdaten - im Gegensatz zu den GEOSAT-Daten oder zu Modelldaten - im allgemeinen räumlich und zeitlich nicht gleich verteilt (siehe Kap. 4). Das kann bei der Mittelung über eine so große Box dazu führen, daß bei inhomogener EKE-Verteilung in der Box EKE-Schwankungen, die in Wahrheit mehr geographisch bedingt sind, bei einer Saisonalitätsuntersuchung als zeitliches Signal mißgedeutet werden. Als Beispiel zeigt Abb. 5.2, daß das bei der hier betrachteten Box der Fall ist. Sie ist ein Ausschnitt der Karte der beckenweiten EKE-Verteilung (Abb. 4.2) mit einer höheren Auflö-

sung. Man erkennt deutliche EKE-Unterschiede in der Box. Die Werte schwanken dabei von $300 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ bei 35°N , 40°W bis unter $50 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ südlich von 30°N . Das Ergebnis der Drifteranalyse muß also mit Vorsicht betrachtet werden.

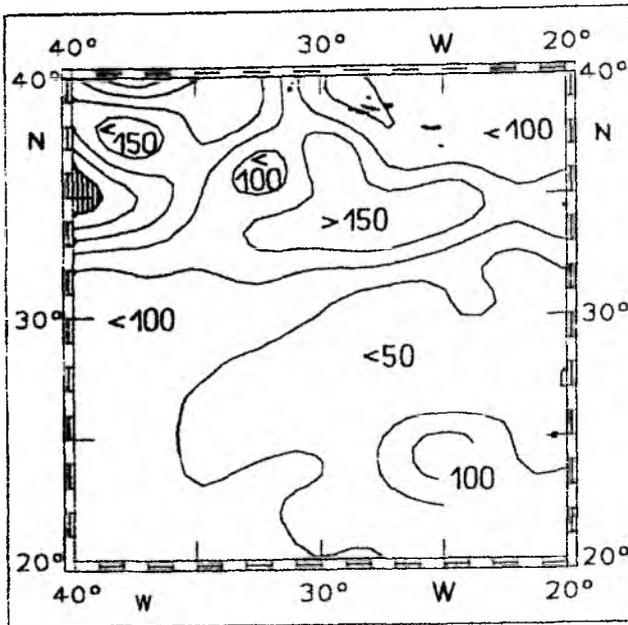


Abb. 5.2: EKE-Verteilung in der Box von 20°N - 40°N , 20°W - 40°W . Isolinienabstand $50 \text{ cm}^2/\text{s}^2$. Im schraffierten Bereich sind die Werte $> 300 \text{ cm}^2/\text{s}^2$.

Die Abbildung verdeutlicht noch einen weiteren Sachverhalt, der auch Analysen mit gleichverteilten Daten betrifft. Da die mit dem AC assoziierten EKE-Werte um 33°N - 35°N die EKE-Verteilung der gesamten Box dominieren, ist zu vermuten, daß bei der Saisonalitätsuntersuchung nur der Jahresgang im AC-Gebiet wiedergegeben wird, während ein eventuell anders beschaffener Jahresgang in den übrigen Gebieten mit niedrigerem Energieniveau überdeckt wird. Bestätigt wird das durch Abb. 5.3. Die $20^\circ \times 20^\circ$ -Box wurde in zwei $10^\circ \times 20^\circ$ -Boxen unterteilt und deren Jahresgang getrennt bestimmt. Die obere Kurve in Abb. 5.3 repräsentiert den

Nordteil inclusive AC-Bereich die untere Kurve den energieärmeren Südteil. Es ist festzustellen, daß die Struktur des Jahresganges im Nordteil mit der der Gesamtbox übereinstimmt, während sie im Südteil davon abweicht. Dort gibt es praktisch keinen Unterschied zwischen Winter und Frühjahr und zwischen Sommer und Herbst, nur der Sprung zwischen Frühjahr und Sommer ist signifikant. Es muß also festgehalten werden, daß ein $20^\circ \times 20^\circ$ großes Gebiet zu groß für eine Mittelung ist, wenn man die Saisonalität untersucht. Daher sind auch Zweifel an der Repräsentativität der GEOSAT-Analyse von STAMMER (1992) angebracht. Gleichzeitig wird die Frage nach den räumlichen Skalen der Saisonalität aufgeworfen, d.h., wie groß die Gebiete sein dürfen, die man für solche Untersuchungen geschlossen betrachten darf.

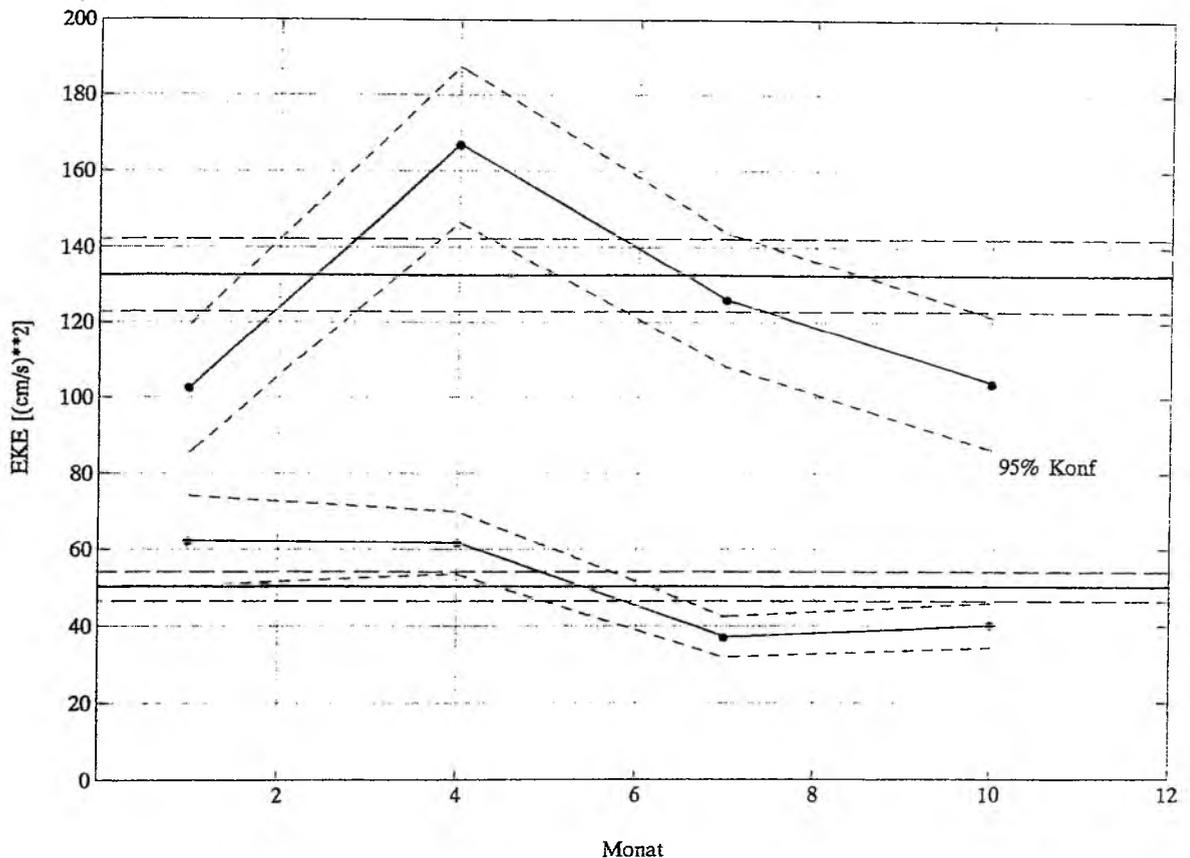


Abb. 5.3: Saisonaler Verlauf der EKE in den Boxen von 30°N - 40°N , 20°W - 40°W (obere Kurve) und 20°N - 30°N, 20°W - 40°W (untere Kurve), abgeleitet aus Drifterdaten (Quartalsmittelwerte). Die durchgezogene Linie ohne Punktsymbole markiert den EKE-Mittelwert, die gestrichelte Linie die 95%-Vertrauensbereiche.

Da mit den Drifterdaten weder eine flächendeckende noch eine auf große Gebiete basierende Jahrganguntersuchung möglich war, wurde die Analyse auf den EKE-Schnitt entlang 30°W beschränkt, der schon in Kapitel 4 betrachtet wurde. Um den Einfluß einer ungleichmäßigen Datenverteilung auf die Ergebnisse weitestgehend auszuschließen, war die Vorgabe, den Datensatz in die vier Jahreszeiten zu unterteilen und dann - unter Beachtung des Qualitätskriteriums - auf möglichst kleine Boxen entlang 30°W zu mitteln. Das resultierte in der Betrachtung eines 5° breiten Streifens von 27.5°W - 32.5°W, in dem die Daten über 5° x 5°-Boxen gemittelt wurden. Um eine bessere meridionale Auflösung zu erhalten, wurden die Boxen um eine halbe Boxhöhe nach Norden verschoben. Wegen der begrenzten Datenmenge war es weiterhin notwendig, die Berechnung der EKE-Jahreszeitenmittel über vier Monate

vorzunehmen, so daß sie sich jeweils um einen Monat überlappen (Winter: DJFM; Frühling: MAMJ; Sommer: JJAS; Herbst: SOND). Es muß hier betont werden, daß die Wahl von $5^\circ \times 5^\circ$ -Boxen die obige Frage nach den Horizontalskalen der Saisonalität nicht beantwortet, sondern vielmehr durch den Umfang des Datenmaterials bedingt ist.

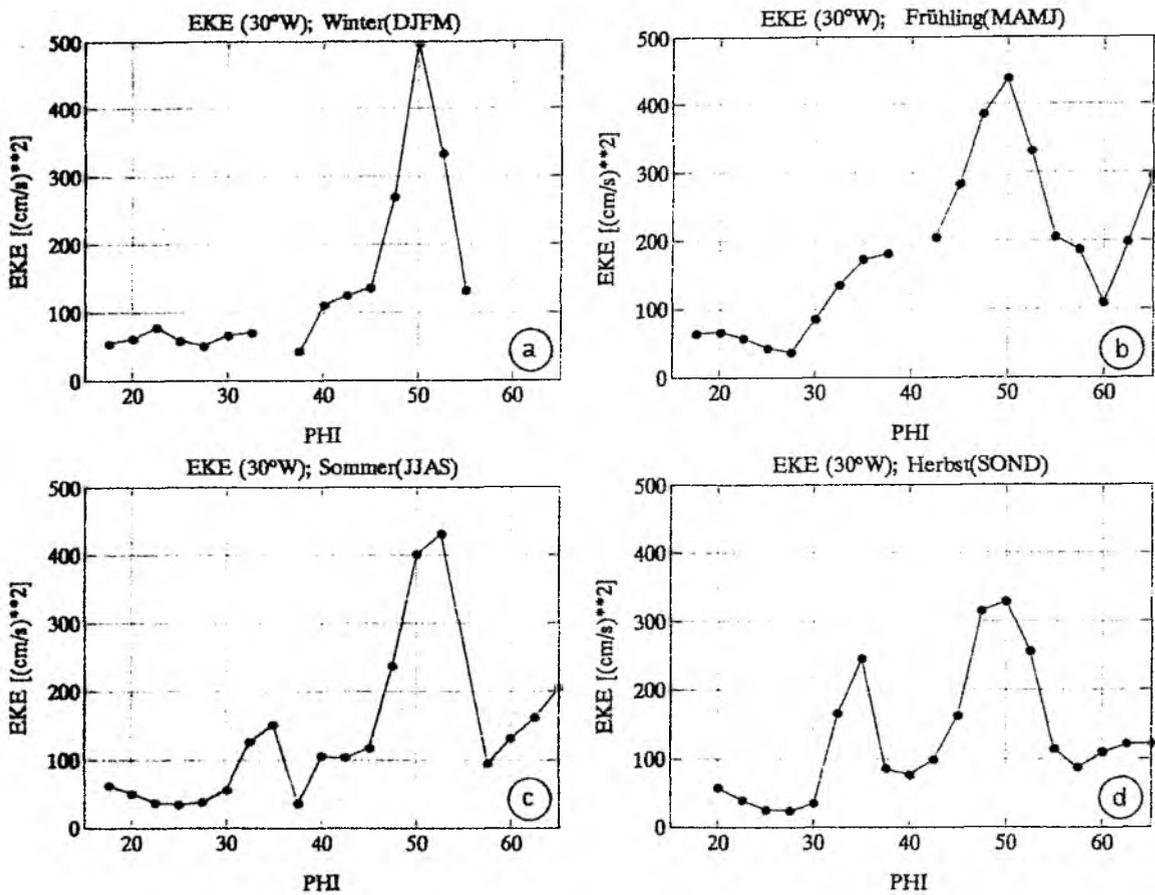


Abb. 5.4: Meridionalschnitt der EKE entlang 30°W , abgeleitet aus Drifterdaten. a) Winter, b) Frühling, c) Sommer, d) Herbst. Die Datenpunkte sind Mittelwerte aus 4 Monaten, so daß sich die Jahreszeiten um jeweils einen Monat überlappen.

Abb. 5.4 zeigt die entsprechenden EKE-Jahreszeitenschnitte. Lücken in den Kurven kennzeichnen Bereiche, wo die Datenmenge nicht ausreichend war, um quasi-stabile Werte zu erhalten. Schon bei einem ersten Vergleich der Schnitte sind in einigen Bereichen Unterschiede festzustellen. So ist die Herbstkurve gekennzeichnet durch die hohen Werte im AC-Bereich und die niedrigsten Werte im NAC-Bereich. AC und NAC sind im Winter, Sommer

und Herbst durch ein lokales EKE-Minimum um 40°N mit Werten um 100 cm²/s² getrennt. Im Frühjahr dagegen ist dort ein kontinuierlicher EKE-Anstieg zum NAC mit wesentlich höheren Werten zu beobachten. Anhand dieser wenigen Beispiele ist schon zu erkennen, daß - im Gegensatz zur GEOSAT-Analyse - über den gesamten Breitenbereich des Schnittes keine Jahreszeit das EKE-Maximum oder -Minimum vorweist, sondern daß sich die Verhältnisse von Gebiet zu Gebiet ändern. Um das zu verdeutlichen und um die Unterschiede zwischen den Jahreszeiten besser diskutieren zu können, wurde der Schnitt in vier Bereiche aufgespalten und die Energieniveaus der Quartale direkt einander gegenübergestellt. Die Bereiche sind:

- Subtropenwirbel (südlich von 30°N; Abb. 5.5a)
- Azorenstrom (32°N - 38°N; Abb. 5.5b)
- Nordatlantischer Strom (47°N - 53°N; Abb. 5.5c)
- Irmingerstrom (nördlich von 62°N; Abb. 5.5d)

Zusätzlich zu den vier Jahreszeitenkurven sind die mittleren EKE-Werte eingetragen. Im Bereich des Subtropenwirbels zeigen alle Kurven das EKE-Minimum bei 25°N - 27.5°N und einen Anstieg zum NEC und zum AC. Über das gesamte Gebiet hat der Winter die höchsten EKE-Werte und der Herbst die niedrigsten. Südlich von 20°N ist kein signifikanter Jahresgang festzustellen. Nördlich davon sind die Unterschiede signifikant, die Differenz zwischen Winter und Herbst ist sogar bezüglich der 95%-Konfidenzintervalle der Lagrange'schen Statistik signifikant.

Herbst und Frühjahr zeigen die höchsten EKE-Werte im AC-Gebiet, allerdings aus unterschiedlichen Gründen. Im Herbst ist die EKE im Bereich des AC-Kernes konzentriert, während im Frühjahr der schon erwähnte EKE-Anstieg zum NAC zu beobachten ist, der auf eine Intensivierung des Wirbelfeldes nördlich des AC schließen läßt. Ob das EKE-Minimum im Sommer oder im Winter liegt, ist nicht eindeutig festzustellen, da die Datenmenge für einen quasi-stabilen Wert bei 35°N im Winter nicht ausreichte.

Die höchsten EKE-Werte werden im NAC-Kern bei 50°N im Winter angetroffen. Dort weisen auch Frühling und Herbst ihre höchsten Werte auf, im Sommer ist das Maximum

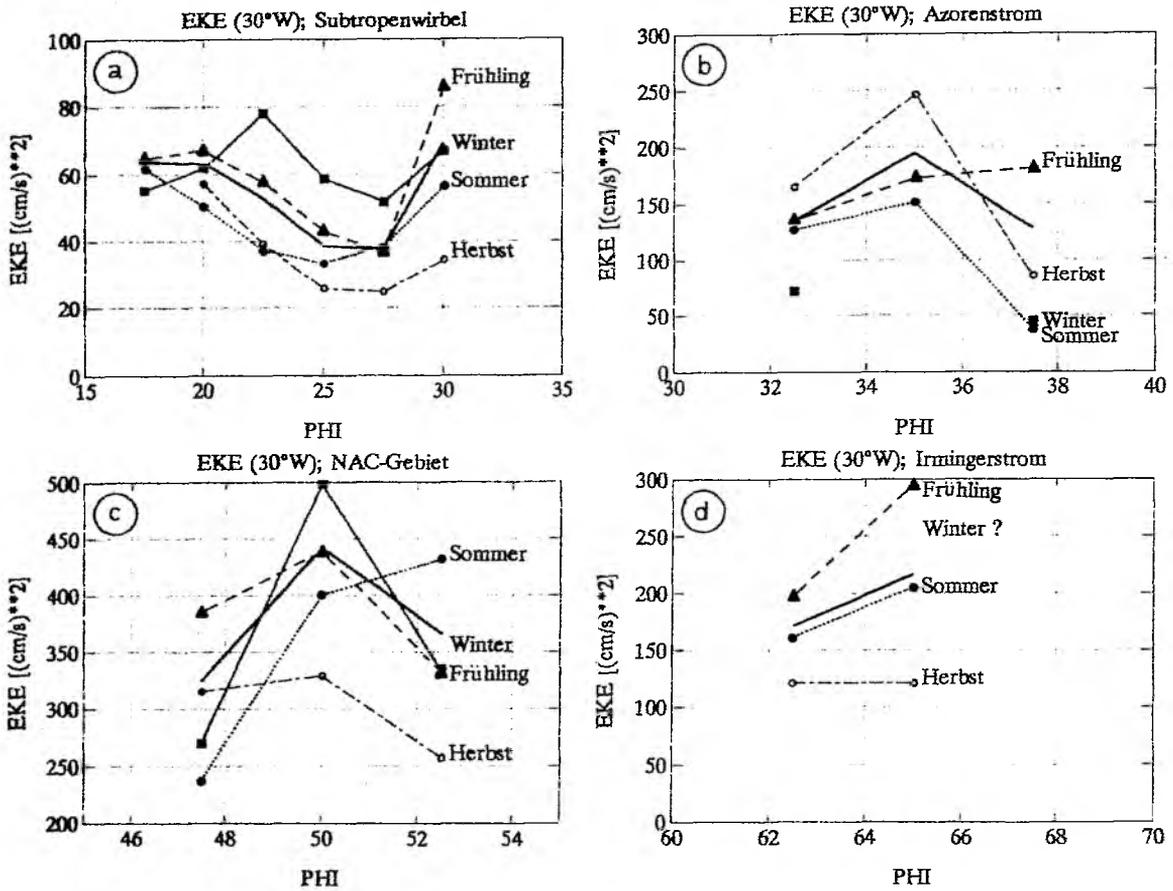


Abb. 5.5: Gegenüberstellung des saisonalen Verlaufes der EKE entlang des Meridional-schnittes bei 30°W (Abb. 5.4) in vier Bereichen. a) Subtropenwirbel, b) Azorenstrom, c) NAC-Gebiet, d) Irmingerstrom. Entsprechend der unterschiedlichen Erstreckung der Bereiche und dem unterschiedlichen Energieniveau differiert die Skalierung der Achsen. Die durchgezogene Linie ohne Symbole markiert den Mittelwert, die Kurven der Jahreszeiten unterscheiden sich durch den Linientyp und die Symbole und sind beschriftet.

nach Norden verschoben. Der Herbst liefert ein deutliches EKE-Minimum. Im Mittel über das gesamte Gebiet hat der Frühling das höchste EKE-Niveau, weil der Abfall an den Flanken des NAC nicht so stark ist wie bei den anderen Jahreszeiten. Der Unterschied zwischen Frühling, Sommer und Winter ist aber nicht sehr groß (Gebietsmittelwerte zwischen 385 und 357 cm^2/s^2), nur der Herbst fällt deutlich ab. Im Bereich des Irmingerstromes kann für den Winter mangels Daten keine Aussage gemacht werden. Ansonsten dominiert dort der Frühling, im Herbst ist das EKE-Minimum anzufinden.

Die Drifteranalyse zeigt die Tendenz auf, daß in Wirbelgebieten mit schwachen mittleren Strömungen die EKE im Frühling ihr Maximum hat, in Gebieten mit starken Strömungen (AC und NAC) ist es unterschiedlich. Auch bei der auf den wesentlich kleineren $5^\circ \times 5^\circ$ -Boxen basierenden Untersuchung bleibt der Gegensatz zu den Ergebnissen der GEOSAT-Analyse bestehen. Lediglich das herbstliche EKE-Maximum im AC stimmt überein, das EKE-Minimum liegt bei der Drifteranalyse in keinem Gebiet im Frühling. Die Ursachen für die Diskrepanzen sind nicht eindeutig feststellbar. Datenmenge und ungleichmäßige Verteilung waren als Hauptfehlerquellen für die Drifteranalyse bereits genannt wurden. Auch bei der GEOSAT-Analyse ist es denkbar, daß der auf einen Zeitraum von 2.5 Jahren begrenzte Datensatz für eine Untersuchung des Jahresganges mit einer besseren Auflösung nicht ausreichend ist. So erbrachte der Ansatz von STAMMER (1992), den Jahresgang in $2^\circ \times 2^\circ$ -Boxen für den Atlantik zu untersuchen, saisonale Signale in der Oberflächenvariabilität, die nicht größer waren als deren statistische Unsicherheit. Weiterhin ist denkbar, daß die bei STAMMER (1992) ausführlich diskutierten Altimeterfehler, die einen Jahresgang aufweisen, und die Art und Weise der angewendeten Korrekturen Einfluß auf die Saisonalitätsuntersuchung haben könnten.

Was können die im IfM-Kiel durchgeführten Modellrechnungen zu dieser Thematik beitragen ? Abb. 5.6 zeigt die vier EKE-Quartalschnitte entlang 30°W , die aus demselben Modell-experiment stammen wie der im vierten Kapitel verwendete Schnitt der mittleren Verhältnisse. Die Werte für die Quartale sind über jeweils drei Monate gemittelt, der Winter umfaßt alle Daten vom 15. Januar bis zum 15. April, die anderen Jahreszeiten sind entsprechend eingeteilt. Wegen der bereits im 4. Kapitel diskutierten Probleme des Modells (u.a. Fehlen des AC und zu niedrige EKE-Werte) ist der Jahresgang nur in zwei Bereichen des Schnittes zu analysieren, nämlich im NAC-Gebiet um 50°N und in den Subtropen um 25°N , da nur dort signifikante EKE-Werte zu beobachten sind. Das auffällige Signal bei 60°N , das - außer im Herbst - größer als das NAC-Signal ist, ist ein Artefakt des Modells, das den Subpolarwirbel aufgrund der Nähe zur nördlichen Berandung nicht richtig wiedergeben kann. In Übereinstimmung mit der GEOSAT-Analyse ist die Modell-EKE im NAC im Herbst am größten und hat dort im Frühjahr ihr Minimum. Im Subtropenbereich ist das Maximum allerdings im Frühjahr und Winter festzustellen, was mehr mit der Drifteruntersuchung übereinstimmt, so daß die Modelldaten keine der anderen Analysen voll unterstützen. Es stellt

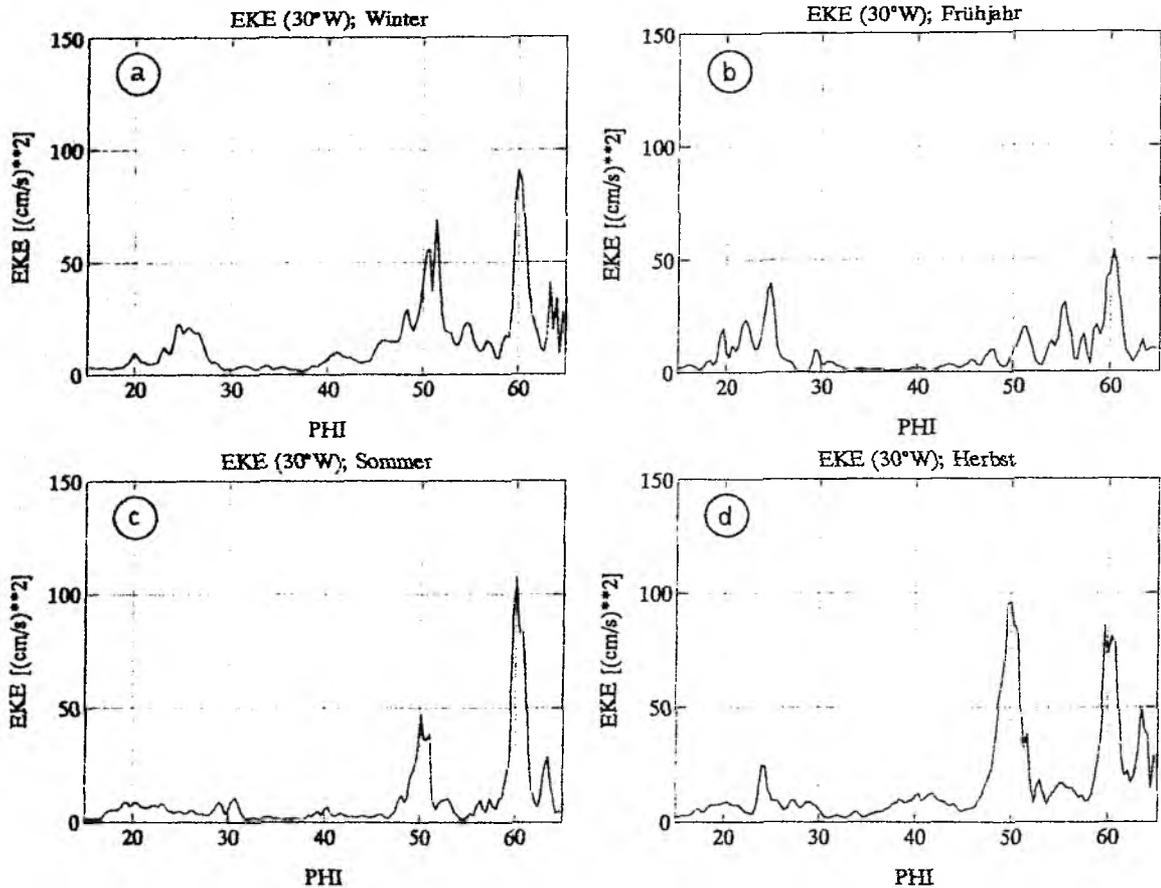


Abb. 5.6: Meridionalschnitt der EKE entlang 30°W, abgeleitet aus Daten des 1/3°-CME-Modells. a) Winter, b) Frühjahr, c) Sommer, d) Herbst.

sich also weiterhin die Frage nach der Beschaffenheit des EKE-Jahrganges im Nordatlantik. Daher soll im nächsten Abschnitt geprüft werden, ob eine Gegenüberstellung dieser Ergebnisse mit denen anderer Saisonalitätsuntersuchungen zur Klärung des Sachverhaltes beitragen kann.

5.2 Literaturdiskussion

Neben der schon diskutierten Arbeit von STAMMER (1992) machen auch die Untersuchungen von FU et al. (1987), ZLOTNICKI et al. (1989), SHUM et al. (1990) und TOKMAKIAN

und CHALLENGER (1993) auf der Basis von Altimetermessungen Aussagen zur Saisonalität der Oberflächenvariabilität bzw. EKE im Nordatlantik. Bis auf FU et al. (GEOS 3) verwenden alle die GEOSAT-Daten. Die Untersuchungsgebiete sämtlicher in diesem Kapitel diskutierten Analysen sind in Abb. 5.7 eingezeichnet.

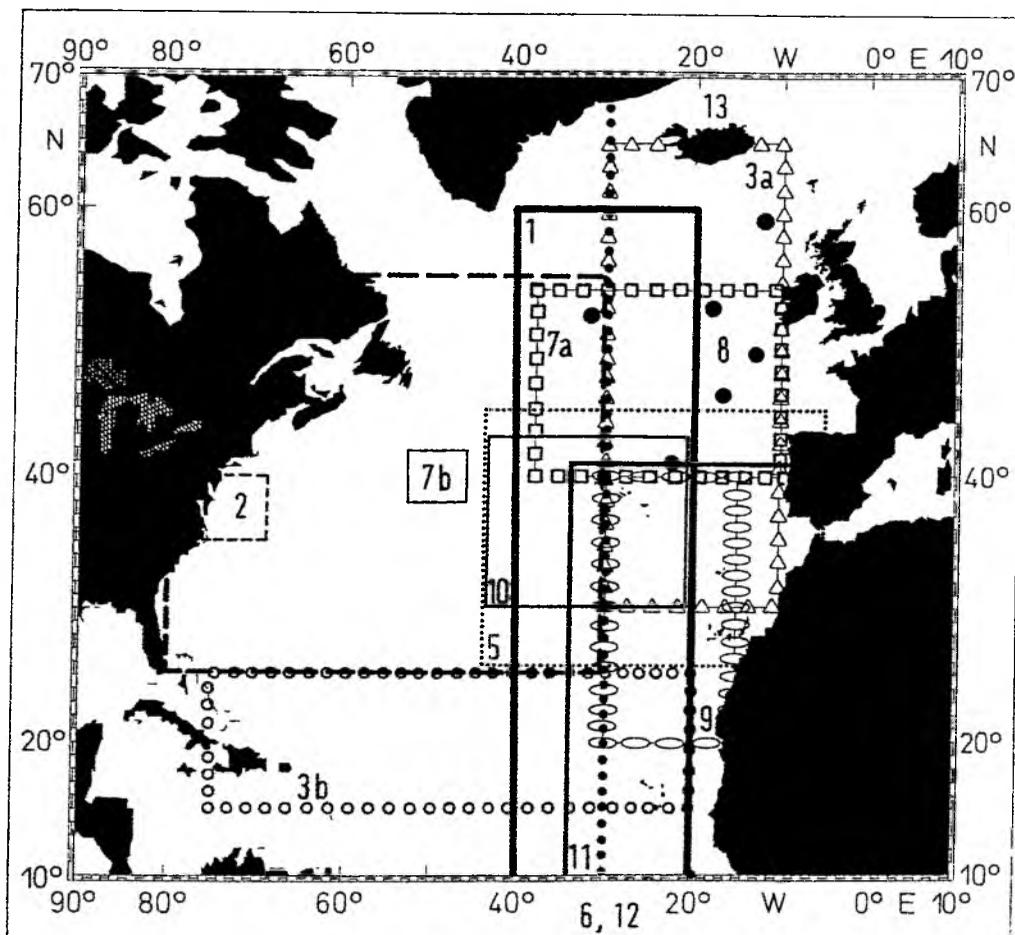


Abb. 5.7: Lagekarte der Untersuchungsgebiete von Analysen über die Saisonalität der mesoskaligen Variabilität. Die Zuordnung der Gebiete zu den Arbeiten ist mit Hilfe der Nummern möglich, die denen in Tab. 5.1 entspricht.

FU et al. (1987) untersuchen die Oberflächenvariabilität des Golfstromes östlich von Kap Hatteras ($35^{\circ}\text{N} - 40^{\circ}\text{N}$, $70^{\circ}\text{W} - 75^{\circ}\text{W}$; Abb. 5.7 Nr.2). Sie finden das Maximum im April und das Minimum im Dezember und stellen fest, daß das Oberflächensignal ca. 2 - 3 Monate nach dem Windsignal eintritt. Als Ursache für den Jahresgang nehmen sie das Zusammenwirken von thermischem Antrieb und Windantrieb an. ZLOTNICKI et al. (1989) führen ihre

Betrachtung für den Nordostatlantik ($30^{\circ}\text{N} - 65^{\circ}\text{N}$, $10^{\circ}\text{W} - 30^{\circ}\text{W}$; Abb. 5.7 Nr.3a) und den subtropischen Nordatlantik aus ($15^{\circ}\text{N} - 25^{\circ}\text{N}$, $20^{\circ}\text{W} - 75^{\circ}\text{W}$; Abb. 5.7 Nr.3b). Im ersten Gebiet liegt das Maximum im Herbst/Winter und das Minimum im Frühjahr, in den Subtropen stellen sie keinen signifikanten Jahresgang fest. SHUM et al. (1990) finden anhand von EKE-Verteilungen eine Verlagerung des Golfstromregimes nach Norden im Sommer/Herbst und entsprechend nach Süden im Winter/Frühjahr (Abb. 5.7 Nr.4). Es treten maximale Unterschiede zwischen den Jahreszeitenmitteln und den mittleren Verhältnissen von $300 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ auf. Anhand der Lage der $1000 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ -Isolinie finden sie einen halbjährlichen Zyklus in der EKE-Verteilung mit der größten Ausdehnung des Bereiches $> 1000 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ im Winter und im Sommer, der eine starke zwischenjährliche Variabilität aufweist.

Der Bereich der Azorenfront wird von TOKMAKIAN und CHALLNOR (1993) untersucht ($25^{\circ}\text{N} - 45^{\circ}\text{N}$, $5^{\circ}\text{W} - 45^{\circ}\text{W}$; Abb. 5.7 Nr.5). Sie interpolieren die GEOSAT-Daten auf ein 0.5° -Gitter und finden einen schwach ausgeprägten Jahresgang, der im Winter sein Maximum hat. Dabei wird das gesamte Gebiet durch die hohen Werte im Nordwestteil des Untersuchungsgebietes dominiert. Für den Streifen zwischen 30°N und 40°N , in dem der Azorenstrom liegt, erhalten sie im Sommer die größte Variabilität. Stellt man diese Arbeit denen von STAMMER (1992) und ZLOTNICKI et al. (1989) gegenüber, muß man feststellen, daß Diskrepanzen bezüglich der Beschaffenheit des Jahresganges auftreten, obwohl alle Untersuchungen auf demselben Datensatz basieren und sich die Untersuchungsgebiete in großen Bereichen überlappen. Daraus muß geschlossen werden, daß die Analysemethoden sowie die Auswahl und Größe des Untersuchungsgebietes einen entscheidenden Einfluß auf die Analyseergebnisse haben. Weiterhin ist zu erwarten, daß sich, wenn schon die GEOSAT-Analysen für sich kein konsistentes Bild des Jahresganges liefern, bei der Betrachtung von Arbeiten mit unterschiedlichen Datenquellen weitere Differenzen zeigen werden.

Neben der im vorigen Abschnitt vorgestellten SFB-Drifteranalyse hat RICHARDSON (1983) anhand von Drifterdaten Aussagen zur EKE-Saisonalität im Nordatlantik gemacht. Den deutlichsten Jahresgang findet er im NAC ($40^{\circ}\text{N} - 54^{\circ}\text{N}$, $10^{\circ}\text{W} - 38^{\circ}\text{W}$; Abb. 5.7 Nr. 7a) mit einem Maximum im Mai/Juni ca. vier Monate nach dem Windsignal und dem Minimum im August bis November. Im östlichen Teil des GS ($38^{\circ}\text{N} - 42^{\circ}\text{N}$, $45^{\circ}\text{W} - 52^{\circ}\text{W}$; Abb. 5.7 Nr. 7b) war der Jahresgang nicht so deutlich. Dort liegt das Minimum im Sommer und in den

übrigen Jahreszeiten existieren mehrere Maxima.

Die Arbeiten von DICKSON et al. (1982) und MÜLLER und SIEDLER (1992) stützen sich auf Verankerungsdaten. DICKSON et al. finden im Nordatlantik (Verankerungspositionen sind in Abb. 5.7 mit Punkten markiert, Nr. 8) in 200 m Tiefe das EKE-Maximum im Februar/März und das Minimum im Sommer. Sie machen den Wind für den Jahresgang verantwortlich, dessen Signal einen Monat vor dem Ozeansignal führt. Das EKE-Maximum tritt in der Tiefe einen Monat später als das Oberflächensignal auf. Im Kanarenbecken können MÜLLER und SIEDLER dagegen keinen signifikanten Jahresgang feststellen (Abb. 5.7 Nr. 9).

KLEIN und SIEDLER (1989) untersuchen, basierend auf historischen hydrographischen Daten, die Azorenstromregion ($30^{\circ}\text{N} - 44^{\circ}\text{N}$, $20^{\circ}\text{W} - 44^{\circ}\text{W}$; Abb. 5.7 Nr. 10). Sie unterscheiden nur nach Winter (Dez./Mai) und Sommer (Juni/Nov.) und zeigen, daß der AC im Sommer enger und konzentrierter als im Winter ist und daß im Sommer die mesoskalige Variabilität (EPE) ansteigt. Ebenfalls mit historischen hydrographischen Daten untersuchten STRAMMA und SIEDLER (1988) saisonale Signale im Ostteil des Subtropenwirbels (Abb. 5.7 Nr.11). Sie finden, daß der Subtropenwirbel dort im Winter eine größere Nord-Süd-Erstreckung und eine kleinere Ost-West-Erstreckung hat als im Sommer und das sich auch das Zentrum im Winter um 2° nach Norden verschiebt. Die Auswirkung dieser saisonalen Verschiebungen der Zirkulation wird in der Arbeit nicht diskutiert, ist aber sicherlich ortsabhängig.

TREGUIER (1992) findet schließlich anhand von Modelldaten im Nordostatlantik (Abb. 5.7 Nr.13) einen Jahresgang in der Wirbelvariabilität, der sein Maximum im Januar und sein Minimum im Oktober hat und hauptsächlich durch den Ekmantransport verursacht wird.

Die Aussagen der eben diskutierten Arbeiten sind noch einmal in grober Form in Tabelle 5.1 zusammengestellt worden. Die Nummern in der ersten Spalte stimmen mit der Gebietskennzeichnung in Abb. 5.7 überein. Pluszeichen in den Jahreszeitenrubriken geben die Lage des EKE- bzw. Variabilitätsmaximums an, Minuszeichen kennzeichnen das Minimum und Nullen geben an, daß kein signifikanter Jahresgang festgestellt worden ist.

Tab. 5.1: Auflistung von Arbeiten, die Angaben zur Saisonalität der EKE bzw. der mesoskaligen Variabilität enthalten. Die Nummern in der ersten Spalte entsprechen denen in Abb. 5.7. "DQ" gibt die Datenquelle an: A= Altimeter; D= Drifter; V= Verankerungen; H= Hydrographie; M= Modell. Das Auftreten des EKE-Maximums bzw. des EKE-Minimums in den Jahreszeitspalten ist mit einem + bzw. - gekennzeichnet; 0= kein Jahresgang. In den beiden letzten Spalten sind die Nummern der Arbeiten aufgeführt, die mit den Aussagen der jeweiligen Untersuchung harmonieren bzw. nicht harmonieren.

Nr	Autor(en)	DQ	W	F	S	H	W	☉	☾
1	STAMMER, 92	A		-		+		3a 10 12	5 6 7a 8 9
2	FU et al., 87	A		+		-	-	4	4
3a	ZLOTNICKI et al., 89	A		-		+	+	1 10 12	5 6 7a 8 9
3b	ZLOTNICKI et al., 89	A	0	0	0	0		6 9 12	1
4	SHUM et al., 90	A	+	-	+	-		2	2 7b
5	TOKMAKIAN u. CHALLENGER, 93	A	+		+			8 10 13	1 3a 6 7a 8 9 10
6	SFB-Drifteranalyse	D		+		-		3b 7a	1 3a 5 8 9 10 12 13
7a	RICHARDSON, 83	D		+	-	-		6	1 3a 5 8 12 13
7b	RICHARDSON, 83	D	+	+	-	+			4
8	DICKSON et al., 82	V	+		-			5 13	1 3a 5 6 7a 12 13
9	MÜLLER u. SIEDLER, 92	V	0	0	0	0		3b	1 3a 5 6 10 12 13
10	KLEIN u. SIEDLER, 89	H	-	-	+	+		1 3a 5	5 6 9 13
11	STRAMMA u. SIEDLER, 88	H	?	?	?	?			
12	IIM-Modell	M		-		+		1 3a 3b	6 7a 8 9 13
13	TREGUIER, 92	M	+			-		5 8	1 3a 6 7a 8 9 10 12

In der Spalte mit dem ☉-Zeichen sind die Nummern der Arbeiten eingetragen, deren Untersuchungsgebiete sich mit dem der jeweiligen Analyse überschneiden und deren Ergebnisse übereinstimmen. Entsprechend sind in der ☉-Rubrik alle Arbeiten verzeichnet, deren Aussagen konträr zur jeweiligen Analyse sind. Ohne auf die Einzelheiten eingehen zu wollen, erkennt man, daß keine Arbeit ohne Widerspruch bleibt und daß die Anzahl der Übereinstimmungen meist kleiner als die der Abweichungen ist.

Als Fazit muß man feststellen, daß der Inhalt der in diesem Abschnitt diskutierten Arbeiten die Fragen, die schon im Zusammenhang mit dem Vergleich der im IfM-Kiel angefertigten Analysen aufgetreten sind, nicht klären kann. Im Gegenteil, durch die vielen Widersprüche wird das Bild noch verworrener, so daß sich zum jetzigen Zeitpunkt keine allgemeingültige Aussage über die Beschaffenheit des EKE-Jahresganges im Nordatlantik machen läßt. Dafür sind die bisherigen Kenntnisse noch viel zu stark von der Art der Daten, der Analysemethode sowie von dem durch die Datenmenge begrenzten zeitlichen und räumlichen Auflösungsvermögen abhängig. Es läßt sich lediglich die Tendenz ablesen, daß der Jahresgang über dem gesamten Nordatlantik nicht gleich ist, sondern daß Regionen mit unterschiedlichen Phasen oder sogar ohne signifikanten Jahresgang existieren. Ein Schwachpunkt vieler Arbeiten sind die zu großen Gebiete, über die die Verhältnisse für eine Saisonalitätsuntersuchung gemittelt worden sind, da die Drifteranalyse gezeigt hat, daß die Horizontalskala des oberflächennahen EKE-Jahresganges nicht größer als einige Grad ist. Auch die genauen Ursachen von Saisonalität sind noch nicht bekannt. Die Frage, ob die Schwankungen in der Variabilität lokal durch den veränderlichen Wind erzeugt werden oder hauptsächlich von Außen durch Wellen- oder Instabilitätsprozesse oder durch Schwankungen der Randstromtransporte verursacht werden, muß Gegenstand weiterer Untersuchungen sein.

6. Spektrale Energieverteilung

Bei der Diskussion der Energieverteilungen in Kap. 4 war die Energie der fluktuierenden Geschwindigkeitsanteile nur grob in EKE und EHFQ unterteilt worden. In diesem Kapitel soll nun untersucht werden, welche Frequenzen innerhalb des Energiespektrums hauptsächlich zur kinetischen Energie im zentralen Nordatlantik beitragen und ob es regionale Unterschiede gibt. Ähnliche Untersuchungen sind bereits von KRAUSS und BÖNING (1987) mit einem Teil dieses Datensatzes durchgeführt worden. Ihre Analyse basierte auf den Driftern, die von 1981 -1984 ausgelegt worden sind. Sie ist daher im wesentlichen auf das Gebiet zwischen 40°N - 55°N und 20°W - 45°W beschränkt. Aufgrund dessen, daß nur die ersten fünf Monate jeder Driftertrajektorie benutzt worden sind, ist anzunehmen, daß ihre Ergebnisse nicht oder nur wenig von Bojen ohne Segel verfälscht sind. Durch das Anwachsen des Datensatzes in der zweiten Hälfte der 80er Jahre ist es nun möglich, die Untersuchung von Energiespektren auf das bereits aus den vorigen Kapiteln bekannte Gebiet auszudehnen, so daß dieser Abschnitt daher in erster Linie als eine Erweiterung ihrer Analysen anzusehen ist. Die Einbeziehung des Ostteils des Subtropenwirbels bietet allerdings erstmals die Möglichkeit, die Spektren von Driftern mit denen von verankerten Strömungsmessern zu vergleichen, deren Einsatztiefe annähernd mit der Segeltiefe der Driftbojen übereinstimmt. Dies war bei den von KRAUSS und BÖNING (1987) und von COLIN de VERDIERE (1983) angestellten Vergleichen nicht der Fall.

Das Kapitel gliedert sich wie folgt: In Abschnitt 6.1 wird anhand von Drifterensembles die allgemeine Charakteristik von Lagrange'schen Spektren diskutiert und die regionalen Unterschiede aufgezeigt. Kapitel 6.2 beinhaltet dann den Vergleich mit Euler'schen Spektren. Schließlich wird in Abschnitt 6.3 gezeigt, daß Wirbel die in Kapitel 6.1 beschriebene allgemeine Form der Spektren erheblich verändern können.

6.1 Lagrange'sche Spektren

Durch die Lagrange'sche Natur der Driftbojenzeitreihen wird man bei der Auswahl von

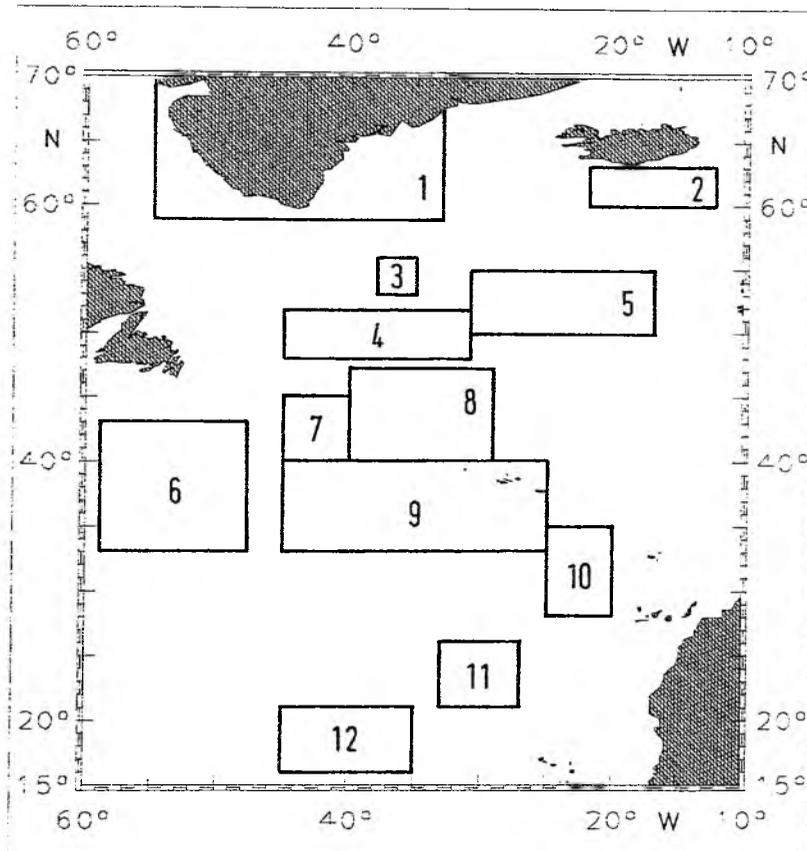


Abb. 6.1: Lage von 12 ausgesuchten Driftbojenensembles im zentralen Nordatlantik.

Driftbojenensembles, die regionale Unterschiede der spektralen Energiezusammensetzung im zentralen Nordatlantik belegen sollen, mit einem Problem konfrontiert: zum einen müssen die Zeitreihen lang genug sein, um das "eddy containing band" (RICHMAN et al., 1977) zu erfassen, d.h., die Frequenzbänder, in denen die Energie konzentriert ist, müssen aufgelöst werden können. Auf der anderen Seite dürfen sie aber nicht zu lang sein, da sonst das Gebiet, das die Trajektorien eines Ensembles abdecken, so groß werden kann, daß eventuell regionale Unterschiede verwischt werden. Da frühere Analysen von Lagrange'schen Spektren im Nordatlantik (COLIN de VERDIERE, 1983; KRAUSS und BÖNING, 1987; MAILLARD und KÄSE, 1989) zeigen, daß der Periodenbereich des dominierenden Energiebandes in Abhängigkeit vom Untersuchungsgebiet zwischen 4 und 50 Tagen schwankt, wurden für diese Analyse Trajektorienstücke von 64 Tagen Länge verwendet.

Abb. 6.1 zeigt die Bereiche von 12 Drifterensembles, die jeweils aus 5 Trajektorien bestehen. Man erkennt, daß einige Boxen trotz der Längenbeschränkung schon relativ groß sind. Ensemble 1 umfaßt das Zentrum des EGC/WGC-Stromregimes, Ensemble 2, 4 und 5 liegen im NAC, Ensemble 3 im Zentrum des Subpolarwirbels. Die GS-Aufspaltung wird von Ensemble 6 repräsentiert, der Subtropenwirbel von den Ensembles 9 - 12. Zwischen NAC und Subtropenwirbel liegen die Ensembles 7 und 8. Die Trajektorien für jede Box wurden so ausgewählt, daß sie annähernd das gleiche Driftverhalten aufweisen. Drifter, die sich in Wirbeln befanden, wurden nicht verwendet, da der Einfluß von Wirbeln auf die spektrale Energieverteilung in Abschnitt 6.3 gesondert behandelt wird. Die Zeitreihen in jedem Ensemble wurden dann als unabhängige Realisierungen desselben Prozesses aufgefaßt, so daß sie zu einem mittleren Spektrum zusammengefaßt werden konnten.

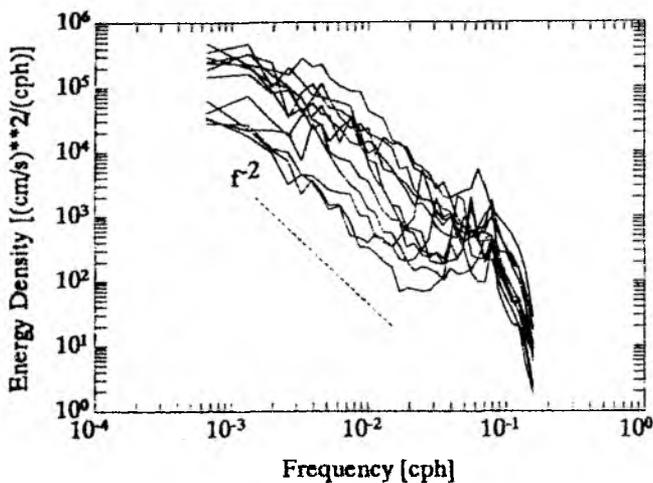


Abb. 6.2: Mittlere Gesamtenergiedichtespektren der 12 Driftbojenensembles (s. Abb. 6.1). Die gestrichelte Linie markiert einen f^2 -Abfall.

Die Gesamtenergiespektren aller 12 Ensembles sind in Abb. 6.2 dargestellt. Bedingt durch die heterogene Verteilung der kinetischen Energie im zentralen Nordatlantik (siehe Kap. 4) variiert die Energiedichte in den Ensembles beträchtlich. Es sind Unterschiede bis zu 2 Größenordnungen festzustellen. Ansonsten zeigen die Kurven aber alle einen annähernd gleichen Verlauf. Die Spektren sind rot und fallen für Frequenzen oberhalb von 0.002 - 0.004 cph (ca. 20 - 10 Tg.) mit ca. f^2 ab, wobei der Abfall zwischen $f^{1.5}$ und $f^{2.5}$

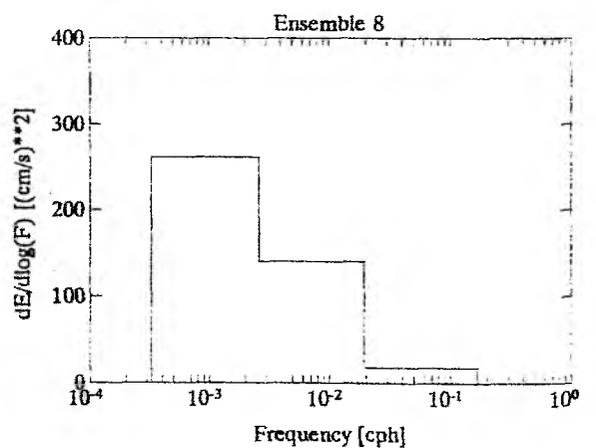
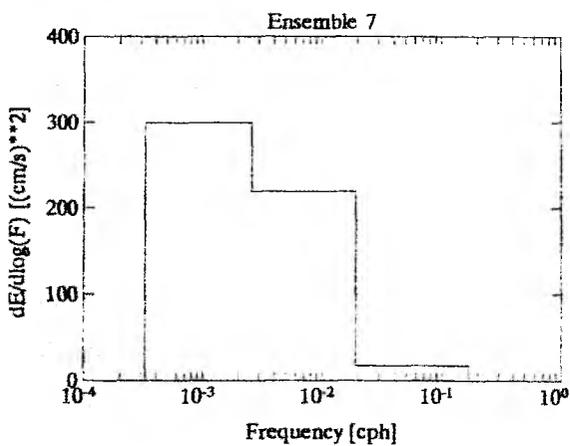
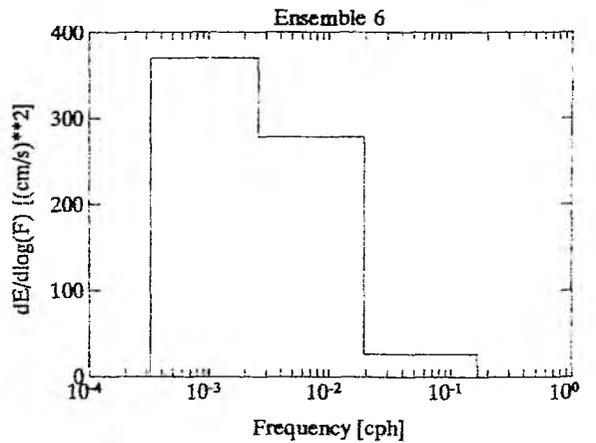
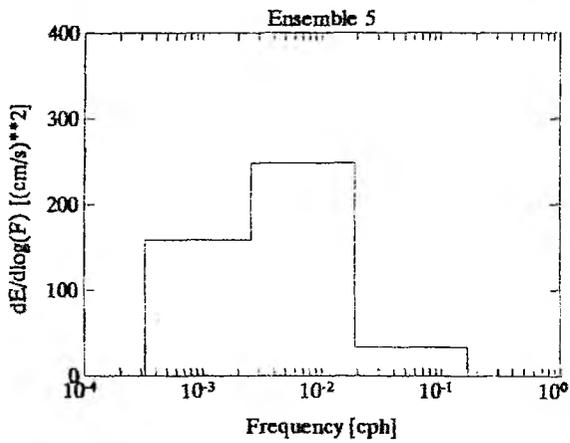
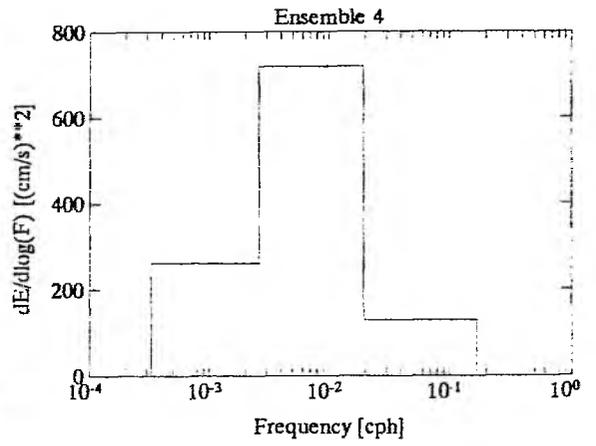
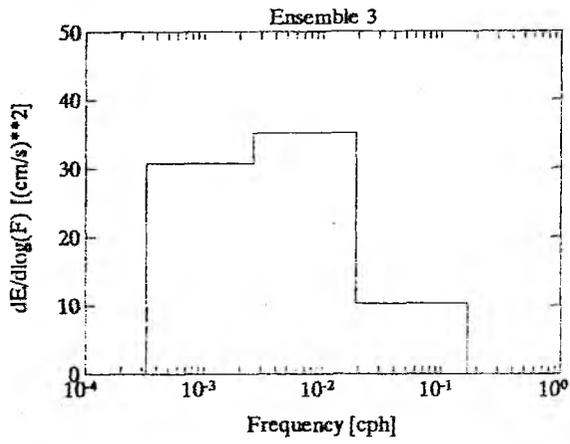
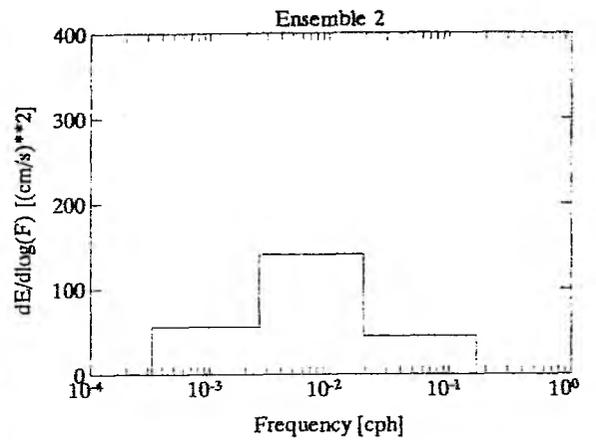
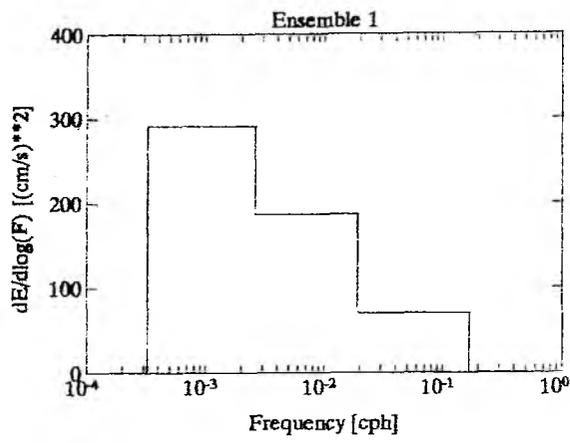
schwankt. Da dies sowohl mit den bereits zitierten Arbeiten über den Nordatlantik als auch mit den Analysen der Lagrange'scher Spektren im Pazifik (OSBORNE et al., 1989; MCNALLY et al., 1989) übereinstimmt, ist anzunehmen, daß der f^2 -Abfall eine allgemeine Charakteristik von Spektren ist, die aus Daten von oberflächennahen Driftern abgeleitet worden sind. Mit Ausnahme der Spektren aus dem NEC ist der Abfall im Niederfrequenten deutlich

flacher bzw. es ist sogar ein Plateau festzustellen. Im hochfrequenten Bereich zwischen 0.02 und 0.04 cph (ca. 2 - 1 Tg.) gehen die Kurven ebenfalls in ein Plateau über, das durch Trägheits- und Gezeitenbewegungen verursachte Energiedichtespitzen aufweist. Wie schon in Kap. 2 erwähnt, kommt es oberhalb von 0.1 cph (10 h) zu einem sehr steilen Abfall bis zur Nyquistfrequenz, der durch die Interpolation bedingt ist.

Energiedichtespektren wie in Abb. 6.2 sind zur Untersuchung der regionalen Unterschiede in der spektralen Energiezusammensetzung nicht sehr gut geeignet, da die doppeltlogarithmische Darstellung einen fast gleichen Verlauf aller Ensemblespektren bedingt, so daß Abweichungen nur schwer zu erkennen sind. Außerdem besteht bei roten Spektren die Gefahr, daß der Energieinhalt in einem Band niedriger Frequenzen gegenüber demjenigen in einem gleichbreiten Band hoher Frequenzen überschätzt wird (WUNSCH, 1981). Deshalb wurde die spektrale Energieverteilung der 12 Ensembles noch einmal in Form von energieerhaltenden dekadischen Spektren in Abb. 6.3 dargestellt. Sie haben die Eigenschaft, daß die Fläche unter der Kurve dem Energieanteil der Zeitreihe in einem bestimmten Frequenzband entspricht (SCHMITZ, 1978), so daß eine sehr gute Vergleichsmöglichkeit zwischen den Energieanteilen in unterschiedlichen Frequenzbändern gegeben ist. Die Spektren wurden in 3 Frequenzbänder unterteilt:

- Band 1: Nyquistfrequenz - 0.02 cph (6 h - 52 h); umfaßt den hochfrequenten Anteil der Spektren bis ca. 2 Tage
- Band 2: 0.02 cph - 0.0026 cph (52 h - 16 d); entspricht in etwa dem Bereich in den Energiedichtespektren (Abb. 6.2) mit dem f^2 -Abfall
- Band 3: < 0.0026 cph (16 d - 64 d); niederfrequenter Bereich

Man erkennt, daß die Verteilung der Energieanteile uneinheitlich ist. Es existiert kein generell dominierendes Frequenzband. Bei der Struktur der dekadischen Spektren sind aber auch Gemeinsamkeiten festzustellen, so daß man die Ensembles in Gruppen einteilen kann. So dominiert bei den im Verlauf des NAC liegenden Ensembles 4, 5 und 2 einheitlich Band 2. Im Zentrum des Untersuchungsgebietes (Ensembles 6 - 9) sind die Spektren rot. d.h. Band 3 liefert den größten Energieanteil, gefolgt von Band 2, dessen Bedeutung nach Süden und



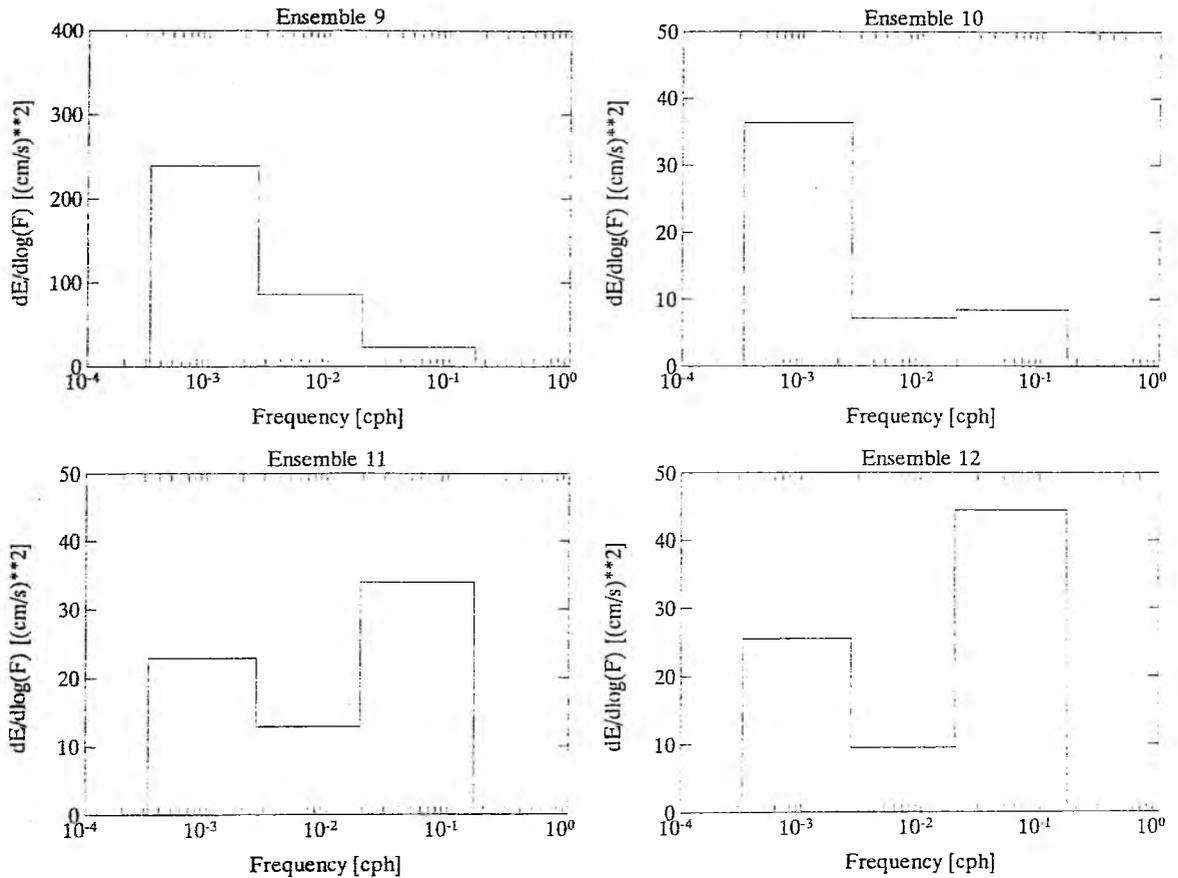


Abb. 6.3: Energieerhaltende dekadische Gesamtenergiespektren der 12 Driftbojenensembles (s. Abb. 6.1).

nach Osten hin abnimmt. Der hochfrequente Teil spielt dort keine Rolle. Diese Form ist mit der von Euler'schen Spektren in diesem Frequenzbereich identisch (z.B. SCHMITZ, 1978; SCHMITZ und HOGG, 1978; MÜLLER und SIEDLER, 1992) und kann auch bei Ensemble 1 beobachtet werden. Im Südostteil des Subtropenwirbels (Ensembles 10 - 12) zeigen die Spektren wiederum einen anderen Charakter. Band 2 liefert dort die wenigsten Anteile, während im Verlauf des NEC eine Energieverschiebung vom dominierenden Band 3 im Kanarenbecken in Band 1 und - wie der folgende Abschnitt zeigt - in den niederfrequenten Bereich, der von den 64-Tage-Zeitreihen nicht mehr erfaßt wird, stattfindet.

SCHMITZ (1978) fand beim Vergleich der Spektren zweier Verankerungen mit deutlich

unterschiedlichem Energieniveau eine Verschiebung der Energie zu höheren Frequenzen bei der Verankerung mit dem höherem Energieniveau. Vergleicht man die Spektren der Ensembles 3 und 4 miteinander, kann man so eine "Blauverschiebung" auch bei den Lagrange'schen Daten erkennen. Die Tatsache, daß Ensemblespektren mit sehr unterschiedlichem Energieniveau wie die im NAC (Ens. 4, 5, 2) eine ähnliche Charakteristik aufzeigen bzw. Ensemblespektren mit fast gleichem Energieinhalt wie Ensemble 3 und 11 starke Diskrepanzen zeigen, spricht dafür, daß der Verlauf eines Spektrums nicht oder nur wenig vom Energieniveau abhängt. Abb. 6.2 zeigt, daß unterschiedliche Energieniveaus im wesentlichen eine Parallelverschiebung der Kurven bewirken. Die spektrale Energieverteilung ist vielmehr neben den im 3. und 4. Kapitel erwähnten Punkten ein weiteres Charakteristikum für ein Gebiet oder Stromregime und damit in erster Linie davon abhängig, welche Prozesse auf welchen Zeitskalen dort eine Rollen spielen.

6.2 Vergleich von Lagrange'schen und Euler'schen Spektren

Die Untersuchungen im vorigen Abschnitt sowie die dort zitierten Arbeiten über Drifterspektren zeigen, daß die kinetische Energie bei Perioden < 50 Tage konzentriert ist. Spektralanalysen von Verankerungszeitreihen finden dagegen das "eddy containing band" im Periodenbereich zwischen 50 und 150 Tagen (u.a. WUNSCH, 1981; DICKSON, 1983; MÜLLER und SIEDLER, 1992). Bei einem Vergleich zwischen Euler'schen und Lagrange'schen Spektren kann man deshalb erwarten, daß die spektralen Energieverteilungen differieren. Bisher durchgeführte Gegenüberstellungen zwischen Spektren von Oberflächendriftern und Verankerungen wiesen aber den Mangel auf, daß die Verankerungsdaten aus einer wesentlich größeren Wassertiefe - meist unterhalb der Hauptsprungschicht - stammen. FU et al. (1982) und SCHMITZ et al. (1988) stellen aber fest, daß die Form von Euler'schen Spektren nicht nur vom Ort, sondern auch vom Tiefenhorizont abhängt. Sie fanden eine systematische Verschiebung des Spektrenschwerpunktes zu höheren Frequenzen bei einer Zunahme der Meßtiefe. Die Analyse von FREELAND et al. (1975) liefert ein Hinweis dafür, daß auch bei Lagrange'schen Daten eine Tiefenabhängigkeit des Spektrenverlaufes existiert. Energiedichtespektren von SOFAR-Floats in 1500 m Tiefe zeigten einen spektralen Abfall von f^4 , der wesentlich steiler als der von Oberflächendriftern ist.

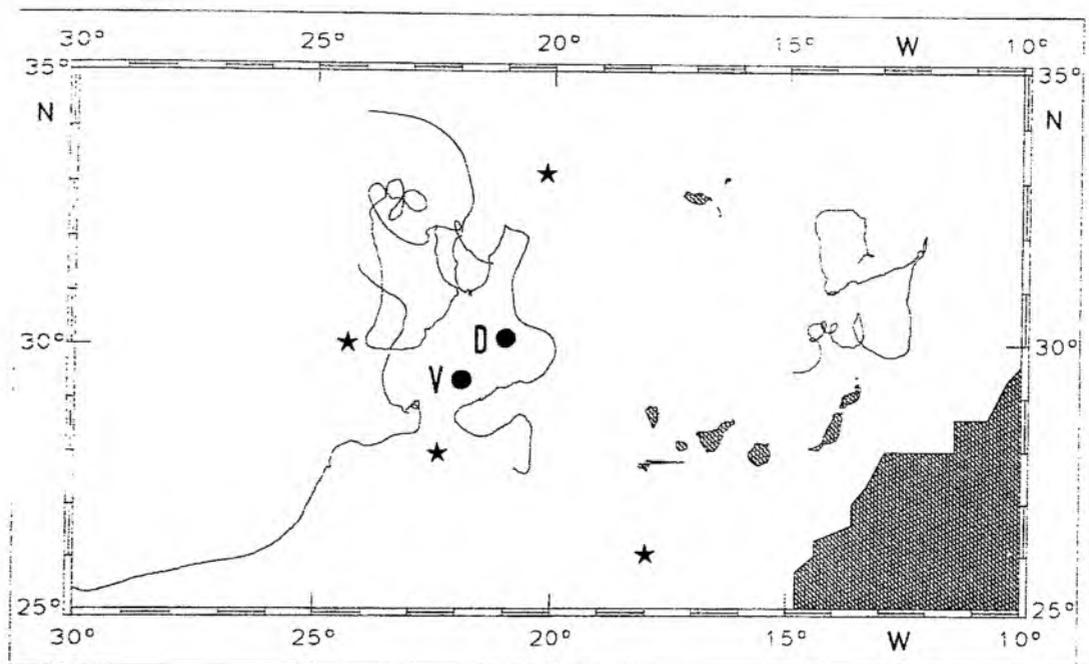


Abb. 6.4: Lagebild von 4 Driftbojentrjektorien und 4 Positionen von Verankerungen (mit einem Stern markiert), die für einen spektralen Energievergleich ausgewählt worden sind (s. Abb. 6.5/6.6). Die mit "D" und "V" gekennzeichneten Punkte geben die mittlere Position des Driftbojenensembles bzw. der Verankerungen an.

Für den Vergleich wurden daher vier Verankerungen ausgewählt, bei den sich der oberste Strömungsmesser bei einer Tiefe befand, die annähernd der der Driftersegel entspricht. Die Positionen der Verankerungen 276, P, KS1 und MO2 sind in Abb. 6.4 mit einem Stern gekennzeichnet. Ihre obersten Strömungsmesser befanden sich in 196 m, 178 m, 165 m und 141 m Tiefe. Die Verankerungen sind Teil einer umfangreichen Meßkampagne, die von der Abteilung Meeresphysik des IfM-Kiel im Kanarenbecken und im Iberischen Becken betrieben wird. Eine Übersicht geben MÜLLER (1987) sowie MÜLLER und SIEDLER (1992). Da wegen der Lage der dominierenden Frequenzbänder bei Euler'schen Spektren (s.o.) die Zeitreihen länger als 150 Tage sein mußten, trat bei der Auswahl geeigneter Driftertrjektorien die Schwierigkeit auf, daß sie auf der einen Seite lang genug sein mußten, sich aber auf der anderen Seite nicht zu weit außerhalb des Verankerungsgebietes liegen durften. Als einheitliche Zeitreihenlänge für den Vergleich wurden schließlich 256 Tage gewählt. Die vier ebenfalls in Abb. 6.4 dargestellten Trajektorien erfüllten diese Anforderungen am besten.

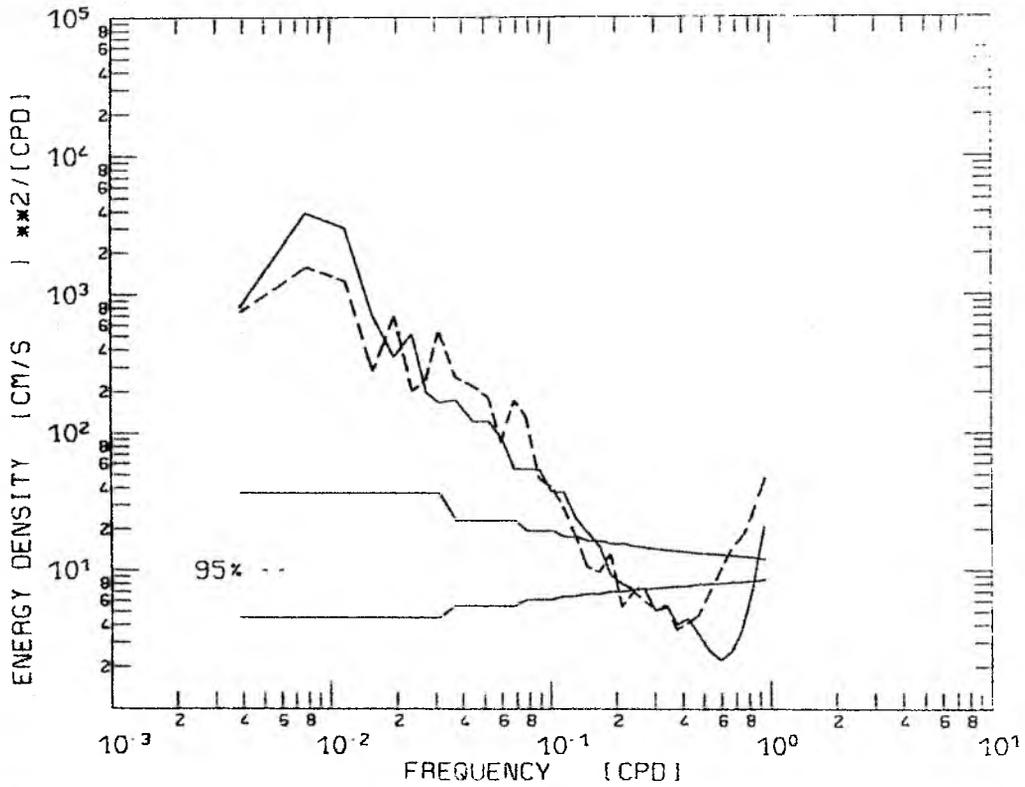
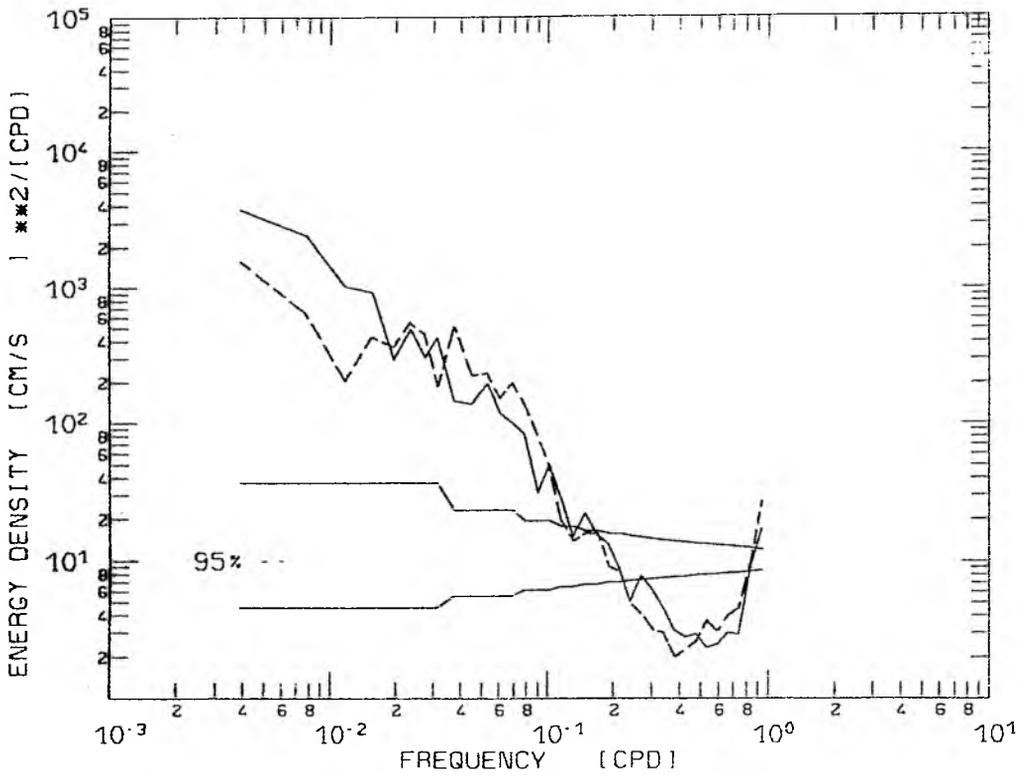


Abb. 6.5: Mittlere Energiedichtespektren des Driftbojenensembles (gestrichelt) und des Verankerungsensembles (s. Abb. 6.4). a) u-Komponente; b) v-Komponente.

Man sieht, daß die mittleren Positionen der Verankerungen (V) und der Drifter (D), die in Abb. 6.4 mit einem Punkt gekennzeichnet sind, dicht beieinander liegen. Auch die kinetische Energie der Ensembles stimmt mit $45 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ (Drifter) bzw. $55 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ (Verankerungen) relativ gut überein.

In Abb. 6.5 sind die gemittelten Energiedichtespektren der Zonalkomponente (a) und der Meridionalkomponente (b) von Driftern (gestrichelt) und Verankerungen dargestellt. Für Frequenzen $> 0.02 \text{ cpd}$ (Perioden < 50 Tage) sind die Spektren der u-Komponente nahezu deckungsgleich, wobei die Drifter im Periodenbereich zwischen 10 und 30 Tagen ($0.03 - 0.1 \text{ cpd}$) etwas höhere Energiedichten vorweisen. Im Niederfrequenten enthält das Verankerungsspektrum deutlich mehr Energie, die Drifterkurve verläuft dort flacher, weist aber - genau wie die Verankerungskurve - kein Plateau auf. Bei der Meridionalkomponente fällt der Vergleich ähnlich aus, nur das die Drifter bei Frequenzen oberhalb von 0.4 cpd (2.5 Tage) mehr Energie besitzen als die Verankerungen. Außerdem ist bei Perioden > 125 Tage (0.008 cpd) bei beiden Ensembles ein Abfall der Energiedichten festzustellen.

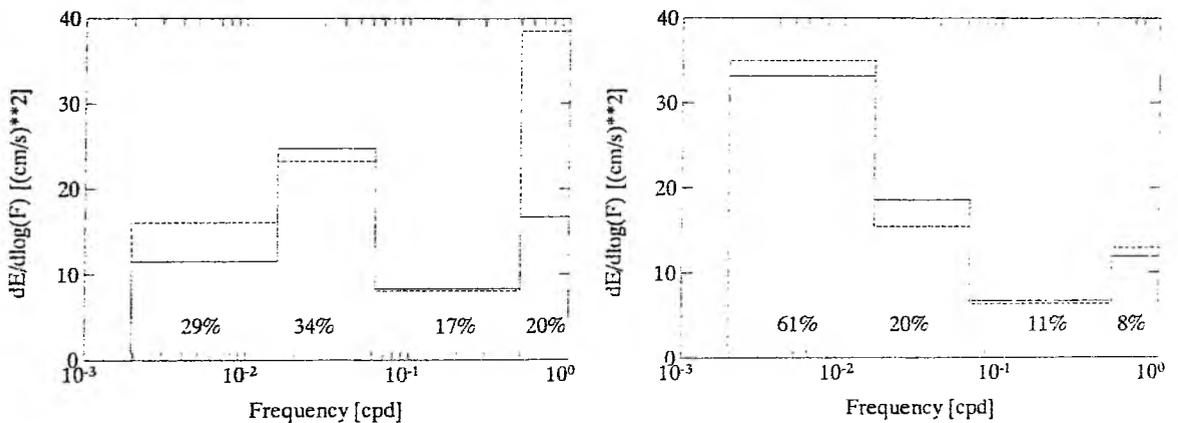


Abb. 6.6: Energieerhaltende dekadische Spektren des Driftbojenensembles (links) und des Verankerungensembles (rechts, s. Abb. 6.4). Die Spektren der u-Komponente sind mit durchgezogenen Linien dargestellt, die der v-Komponente gestrichelt. Die Prozentangaben entsprechen dem Energieanteil des jeweiligen Frequenzbandes an der Gesamtenergie.

Anhand der energieerhaltenden dekadischen Spektren in Abb. 6.6 ist der Unterschied in der spektralen Energieverteilung zwischen Euler'schen und Lagrange'schen Messungen wiederum deutlicher sichtbar. Entsprechend der größeren Zeitreihenlänge wurden die drei schon aus

dem vorigen Abschnitt bekannten Frequenzbänder um ein viertes ergänzt, das alle Perioden > 64 Tage enthält. Die Energieverteilung der Verankerungen (rechts) wird deutlich vom niederfrequenten Band 4 beherrscht, das allein 61% der kinetischen Energie enthält. Mit großem Abstand folgen dann die übrigen Bänder, deren Energieanteil mit steigender Frequenz abnimmt (Band 3: 20%, Band 2: 11%, Band 1: 8%). Die geringen Abweichungen zwischen der Zonal- und der Meridional Kurve (gestrichelt) belegen, daß die Energieverteilung isotrop ist. Beim Drifterspektrum hingegen existiert kein klar dominierendes Frequenzband. Band 3 und 4 mit 34% bzw. 29% enthalten fast gleiche Energieanteile, den geringsten Anteil hat Band 2 mit 17% und im hochfrequenten Band 1 steigt der Anteil wieder leicht auf 20% an. Dort und in Band 4 ist auch eine Dominanz der Meridional Komponente festzustellen, in Band 2 und 3 ist die Verteilung isotrop.

Diese Untersuchung bestätigt die Ergebnisse früherer und bereits zitierter Arbeiten: Bei Lagrange'schen Spektren ist die kinetische Energie bei höheren Frequenzen als bei Euler'schen Spektren konzentriert. Die energieerhaltenden Spektren in Abschnitt 6.1 zeigen außerdem, daß der Verlauf von Lagrange'schen Spektren - zumindest bei Perioden < 100 Tage - wesentlich uneinheitlicher und gebietsabhängiger ist als der von Euler'schen Spektren, da sie in diesem Periodenbereich einheitlich rot sind. Es muß erwähnt werden, daß die großen Konfidenzintervalle in Abb. 6.5 andeuten, daß die eben aufgezeigten Unterschiede nicht signifikant sind. Es wird aber hier davon ausgegangen, daß die Abweichungen real sind, ein statistisch signifikanter Nachweis scheitert aber daran, daß in einem begrenzten Seegebiet aufgrund von Segelabrissen nicht genügend Trajektorien mit ausreichender Länge vorhanden sind. Ursache für die Unterschiede ist, daß die Lagrange'sche Zeitskala kleiner als die Euler'sche Zeitskala ist (MIDDLETON, 1985). Das Spektrum einer Driftboje wird in erster Linie von der Zeitskala der Struktur bestimmt, in dem sich die Boje befindet. Beim Spektrum einer Verankerung kommt es dagegen mehr darauf an, in welcher Zeit ein Phänomen über die Verankerungsposition wandert. So wird beispielsweise das Spektrum eines Drifters, der sich in einem Wirbel befindet, von der Rotationsperiode dominiert (siehe Kap. 6.3), die immer kürzer ist als die Zeit, die der Wirbel braucht, um eine Verankerung zu passieren. Ein Drifter tastet also ein Strömungsfeld ganz anders ab als eine Verankerung.

6.3 Wirbeleinfluß auf Lagrange'sche Spektren

In Abschnitt 6.1 war bereits erwähnt worden, daß für die Ensembles keine Drifter benutzt wurden, die sich in einem Wirbel befanden. Der Grund dafür ist, daß die Spektren von solchen Driftern ganz andere Charakteristika haben als die bisher dargestellten. Im SFB-Drifterdatensatz konnten 7 Driftbojen festgestellt werden, die sich mehr als zwei Monate in einem Wirbel befanden und dabei mehrfach um das Wirbelzentrum rotierten. Alle Wirbel hatten die Eigenschaft, wesentlich mehr kinetische Energie als ihre unmittelbare Umgebung aufzuweisen, die darüberhinaus noch in einem relativ schmalen Frequenzband, das durch die Umlaufperiode bestimmt wird, konzentriert ist. Die Umlaufperiode bei den sieben Wirbeln schwankte zwischen 2 und 32 Tagen, nördlich von 30°N war sie generell kleiner als 20 Tage, so daß dort vor allem der Energieanteil von Band 2 im Wirbel deutlich höher ist als in der Umgebung. Anhand eines Beispiels sollen diese Eigenschaften von "Wirbelspektren" gezeigt werden.

Abb. 6.7 gibt die Trajektorie der Driftboje 3579 wieder, die sich von Ende Juni 1988 bis Mitte Oktober 1988 in einem fast stationären Wirbel bei 62°N, 15°W - also im Bereich des Ensembles 2 aus Abschnitt 6.1 - befand. In Abb. 6.8 ist die Zeitreihe der u-Komponente des Drifters für diesen Zeitraum abgebildet, an deren Nulldurchgängen man die Umlaufperiode ablesen kann. In 101 Tagen umrundete der Drifter das Wirbelzentrum 22 mal, wobei sich die Umlaufperiode von 2 - 3 Tagen bei abnehmender Rotationsgeschwindigkeit auf 10 Tage vergrößerte. Parallel dazu wuchs der Durchmesser der Trajektorienkreise von ca. 10 auf ca. 50 km an.

Das Rotationsspektrum der Wirbeltrajektorie ist in Abb. 6.9 dargestellt. Es spaltet das Gesamtenergiespektrum in einen zyklonal polarisierten Anteil und einen antizyklonal polarisierten Anteil (gestrichelte Kurve) auf (GONELLA, 1972), so daß der antizyklonale Charakter des Wirbels deutlich wird. Im Hochfrequenten bis Perioden von 1.5 Tagen (0.03 cph) entspricht die Form des Spektrums noch der eines "normalen" Lagrange'schen Spektrums, weicht aber bei niedrigeren Frequenzen stark davon ab. Die Energie ist im Periodenbereich von 2 - 10 Tagen, der genau dem der Umlaufperioden entspricht (siehe Abb. 6.8), konzentriert. Zu beiden Seiten ist ein sehr steiler Abfall mit ca. f^{10} zu beobachten, der die

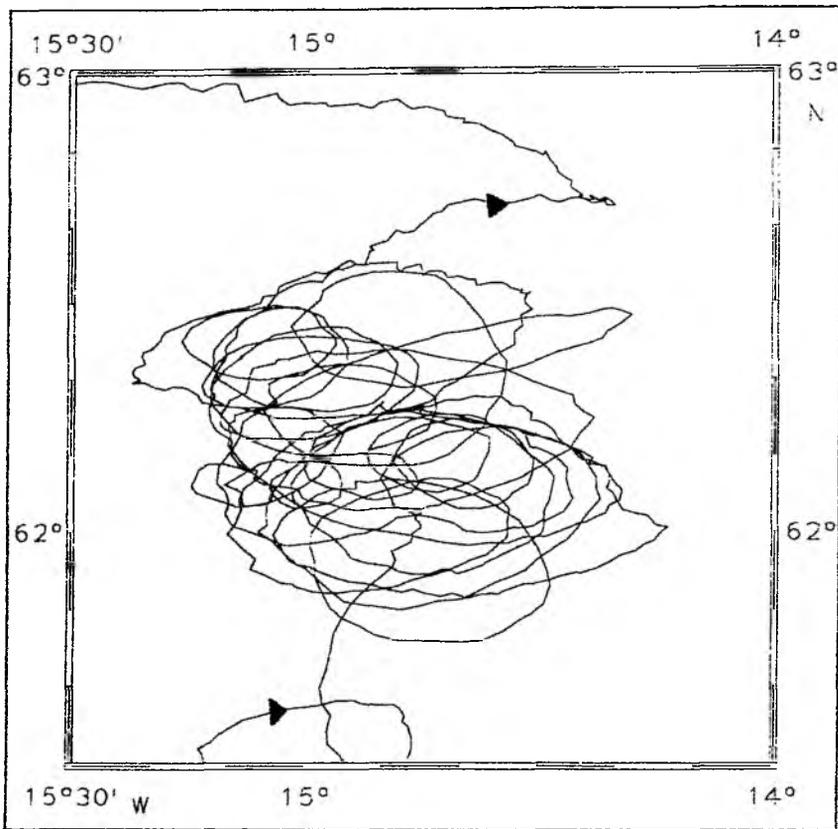


Abb. 6.7: Trajektorie eines Drifters, der sich ca. 3.5 Monate in einem antizyklonalen Wirbel befand.

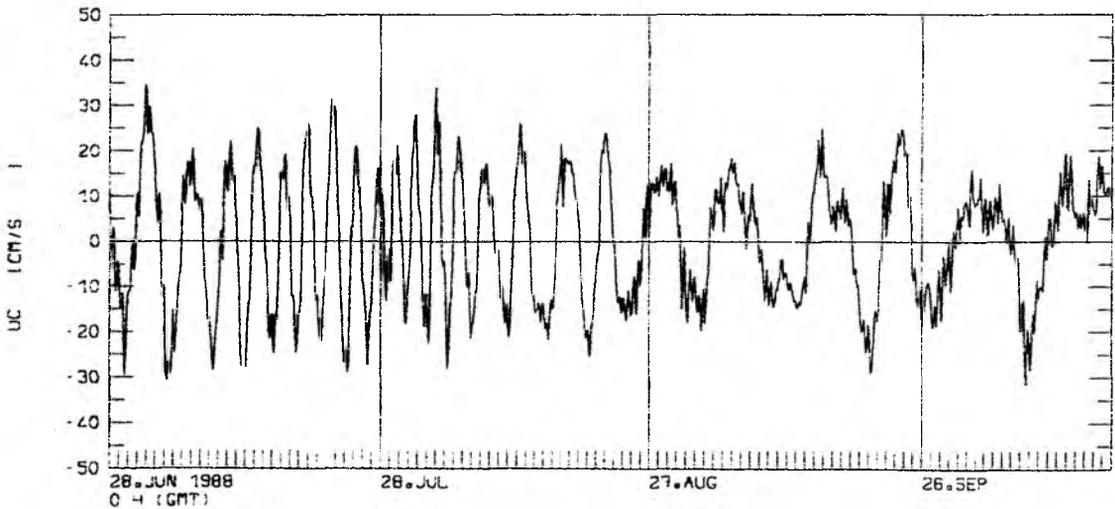


Abb. 6.8: Zeitreihe der zonalen Geschwindigkeitskomponente des Wirbeldrifters (s. Abb. 6.7). Die kurzen Teilstriche auf der Zeitachse markieren einen Zeitraum von einem Tag, die langen einen von 30 Tagen.

scharfe Abgrenzung des "eddy containing band" verdeutlicht. Der Unterschied in der Energiedichte zu den anderen Frequenzbereichen beträgt 1 - 2 Größenordnungen. Entsprechend sieht das energierhaltende dekadische Spektrum (Abb. 6.10) aus. Nahezu die gesamte kinetische Energie ist in Band 2 enthalten, Band 1 (7%) und Band 3 (2%) spielen praktisch keine Rolle. Diese Energieverteilung unterscheidet sich deutlich von der Umgebung, wie man durch ein Vergleich mit dem Spektrum von Ensemble 2 in Abb. 6.3 sehen kann. Dort dominiert zwar auch Band 2, enthält aber nur 57% der Energie.

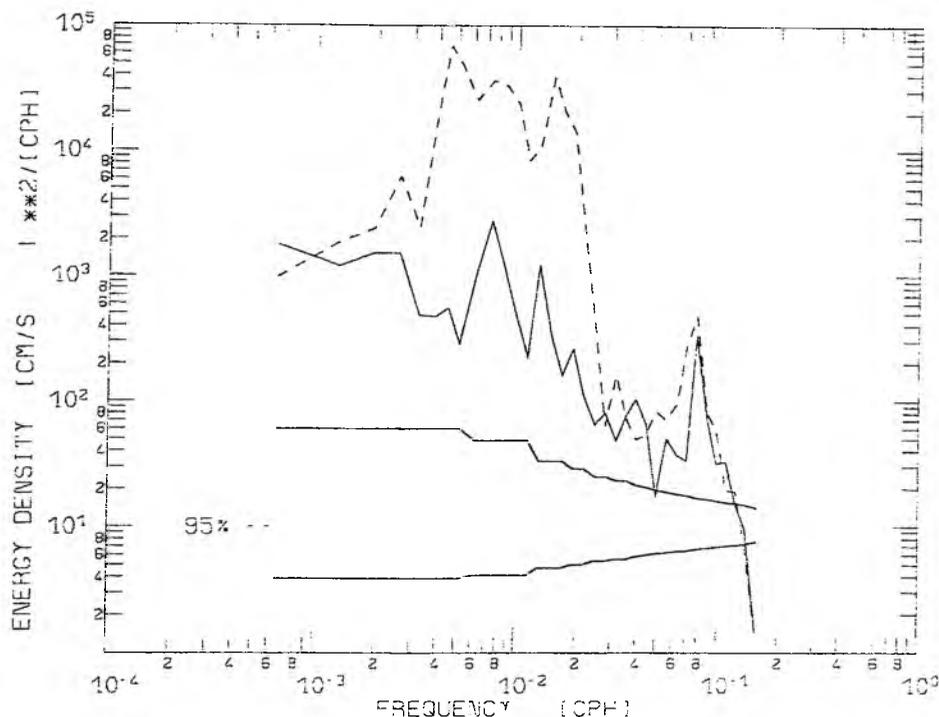


Abb. 6.9: Rotationsspektrum des Wirbeldrifters (s. Abb. 6.7). Der antizyklonal polarisierte Teil ist gestrichelt dargestellt.

Dieses Beispiel zeigt, daß Wirbel in einem bestimmten Gebiet eine Blauverschiebung des Lagrange'schen Spektrum bewirken, die mit einem steileren spektralen Abfall gekoppelt ist. So kann nicht ausgeschlossen werden, daß der von KRAUSS und BÖNING (1987) bei einigen ihrer Drifterensembles gefundene Abfall der Energiedichtespektren um f^{-3} durch den Einfluß von Driftern, die sich in Wirbeln befanden, verursacht worden ist, da diese bei der Analyse nicht eliminiert worden waren.

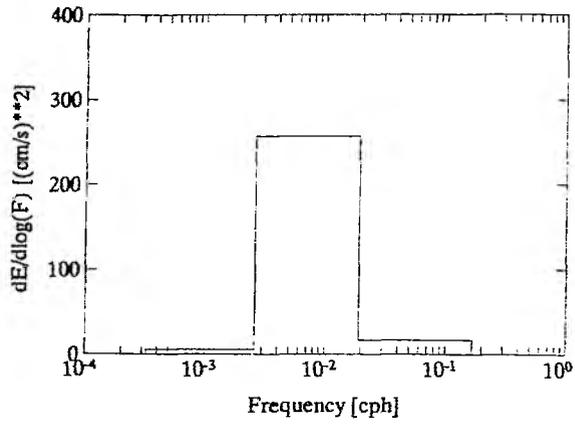


Abb. 6.10: Energieerhaltendes dekadisches Gesamtenergiespektrum des Wirbel drifters (s. Abb. 6.7).

7. Gezeiten- und Trägheitsbewegungen

In diesem Kapitel sollen anhand der Driftbojendaten Gezeiten- und Trägheitsbewegungen untersucht werden. Sie haben einen völlig unterschiedlichen Charakter. Gezeitenbewegungen werden durch periodische Störungen des Schwerfeldes der Erde durch Mond und Sonne erzeugt und haben daher eine konstante Schwingungsperiode. Sie treten permanent auf, wobei ihre Intensität orts- und zeitabhängig ist. Eine kompakte Darstellung der Gezeiten im Ozean ist beispielsweise bei CARTWRIGHT (1977) zu finden. Da Trägheitsbewegungen in Oberflächennähe hauptsächlich durch stark variierende Windfelder erzeugt werden, haben sie einen transienten Charakter (WEBSTER, 1968; KUNZE, 1985), d.h., sie treten in bezug auf Ort, Zeit und Intensität sehr unregelmäßig auf. Außerdem ist die Schwingungsperiode von Trägheitsbewegungen breitenabhängig, im Untersuchungsgebiet liegt sie zwischen ca. 13 und 46 Stunden. Sie sind ein wichtiges Bindeglied für den Energiefluß von externen Quellen (Wind) in den tiefen Ozean. Während es aufgrund der sehr gut verstandenen Entstehungsmechanismen schon viele Gezeitenkarten für den Nordatlantik gibt (CARTWRIGHT et al., 1988), ist nur sehr wenig über die geographische Verteilung von Trägheitsbewegungen bekannt. Die Satellitenaltimetrie kann Trägheitsbewegungen bisher nicht erfassen und Verankerungen liefern nur räumlich punktuell Informationen.

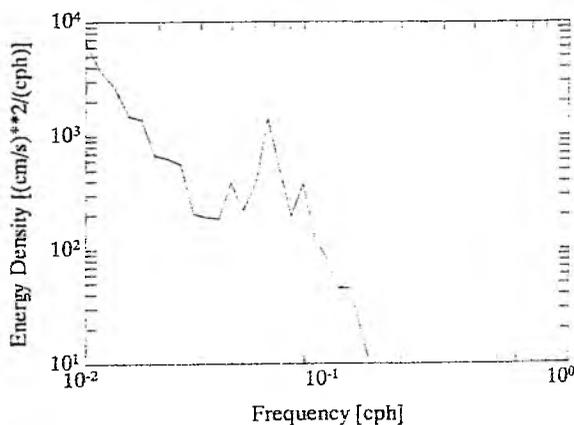


Abb. 7.1: Hochfrequenter Teil des Energiedichtespektrums von Drifterensemble 8 aus Abschnitt 6.1.

In den Kapiteln 4 und 6 wurde bereits erwähnt, daß die Gezeiten und Trägheitsbewegungen die dominierenden Prozesse im hochfrequenten Teil des Energiespektrums sind. Da sie ozeanweit auftreten, sind Energiedichtespitzen bei den halb- und eintägigen Gezeitenfrequenzen und bei der lokalen Trägheitsfrequenz allgemeine Merkmale von Lagrange'schen Spektren. Der hochfrequente Teil des Energiedichtespektrums von Ensemble 8 aus Abschnitt 6.1, der in Abb. 7.1 abgebildet ist, ist ein Beispiel dafür. Dort befindet sich das Trägheitssi-

gnal zwischen den Spitzen von halbtägigen und eintägigen Gezeiten. Das Größenverhältnis zwischen dem Trägheitssignal und den Gezeitensignalen belegt ein weiteres allgemeines Merkmal von Lagrange'schen Strömungsmessungen: Die Trägheitsbewegungen enthalten wesentlich mehr Energie als die Gezeitenbewegungen. Dies ist auch schon an den Driftertrajektorien selbst zu erkennen. Während ein Einfluß von Gezeiten auf das Driftverhalten direkt nicht auszumachen ist, bewirken starke Trägheitsereignisse, daß die Trajektorie eines Drifters für eine gewisse Zeit die Form einer (verlängerten) Zykloide mit antizyklonalem Drehsinn annimmt.

Entsprechend der betrachteten Prozesse gliedert sich das Kapitel in zwei Abschnitte. In Kapitel 7.1 wird das Erscheinungsbild von Gezeitensignalen in den Drifterdaten untersucht und mit dem in Verankerungsdaten verglichen, um so die reale Grenze des hochfrequenten Auflösungsvermögens des ARGOS-Systems aufzuzeigen. Kap. 7.2 behandelt dann die Eigenschaften von Trägheitsbewegungen und mündet in einer Ableitung der Horizontalverteilung der Energie der Trägheitsbewegungen im zentralen Nordatlantik.

7.1 Gezeitenbewegungen

Drifterdaten eignen sich von vornherein nur sehr bedingt für eine Gezeitenanalyse. Gezeitensignale werden normalerweise mit ortsfesten Meßgeräten (Küstenpegel, Tiefseepegel, Verankerungen) registriert, da sich die Kenngrößen einer Gezeit - Amplitude und Phase - wegen ihrer Ortsabhängigkeit immer auf eine bestimmte Position beziehen. Darüberhinaus müssen die Registrierungen eine bestimmte Mindestlänge aufweisen, um die Anteile der wichtigsten Partialtiden voneinander trennen zu können (s.u.), so daß bei der Verwendung von Lagrange'schen Strömungsmessungen das Problem der räumlichen Zuordnung besteht. Weiterhin liefern sie nur gemischte Gezeiten, d.h., es ist nicht möglich, barotrope und barokline Gezeitenstromanteile voneinander zu trennen, da die Trajektorien nur Informationen aus einem Tiefenniveau enthalten. Die Annahme, daß es sich in Oberflächennähe in erster Näherung um barotrope Gezeitensignale handelt, ist nicht gerechtfertigt. Abb. 7.2, die der Arbeit von SIEDLER und PAUL (1991) entnommen ist (deren Abb. 15) und die Vertikalverteilung der barotropen Mode sowie der beiden ersten baroklinen Moden der M_2 -Tide bei einer

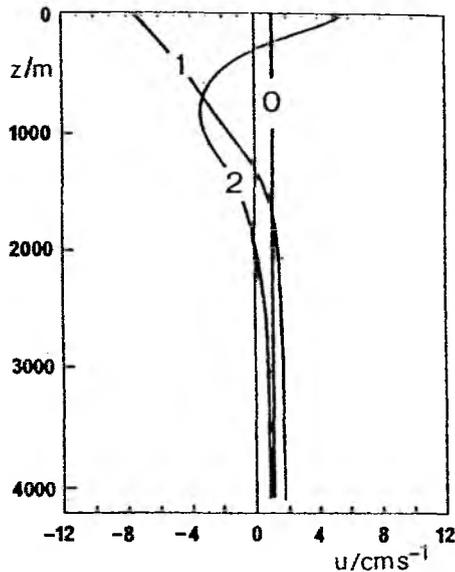


Abb. 7.2:
Profile der barotropen sowie der beiden ersten baroklinen Moden der M_2 -Gezeit bei einer Verankerung im Kanarenbecken (aus SIEDLER und PAUL, 1991).

Verankerung südlich der Kanaren zeigt, belegt, daß gerade im oberflächennahen Bereich die baroklinen Gezeitenanteile nicht vernachlässigbar klein sind. Ein Vergleich mit Ergebnissen von Untersuchungen, die die beiden Gezeitenstrombeiträge getrennt behandeln (z.B. DICK und SIEDLER, 1985; SIEDLER und PAUL, 1991) ist daher wenig sinnvoll. Auch zur Verifizierung bzw. Verbesserung von Gezeitenmodellen (z.B. ACCAD und PEKERIS, 1978; SCHWIDERSKI, 1980) sind die Drifterdaten nicht geeignet, weil die Modelle rein barotrop sind.

Es bleibt ein Vergleich der gemischten Gezeitensignale von Driftertrajektorien mit denen von Verankerungen, um festzustellen, ob die Bojen prinzipiell in der Lage sind, Gezeitenbewegungen richtig zu erfassen. Abb. 7.3 zeigt die fünf Trajektorien des Drifterensembles 10 aus Abschnitt 6.1 sowie die Positionen der drei Verankerungen

276, 278 und 316 im Kanarenbecken, die zu dem Datensatz gehören, den SIEDLER und PAUL (1991) für ihre Gezeitenanalyse verwendet haben. Für den Vergleich wurden nur die vier wichtigsten Tiden betrachtet. Dies sind in der Reihenfolge ihrer Bedeutung:

- die halbtägige Hauptmondtide (M_2 -Gezeit, Periode 12.421 h)
- die halbtägige Hauptsonnentide (S_2 -Gezeit, Periode 12.000 h)
- die eintägige Hauptdeklinationstide (K_1 -Gezeit, Periode 23.934 h)
- die eintägige Hauptmondtide (O_1 -Gezeit, Periode 25.819 h)

Die Trajektorienlänge von 64 Tagen reicht aus, um das Rayleigh-Kriterium (GODIN, 1972) zu erfüllen, das zur Trennung der Frequenzen von M_2 - und S_2 -Gezeit eine Mindestzeitreihenlänge von ca. 30 Tagen verlangt. Die mittlere Ensembleposition, die sich in etwa im Zentrum der Verankerungen befindet, verdeutlicht die gute örtliche Übereinstimmung. Für den Vergleich wurden wiederum die Daten der obersten Strömungsmesser benutzt, die sich in 125

m, 203 m und 141 m befanden.

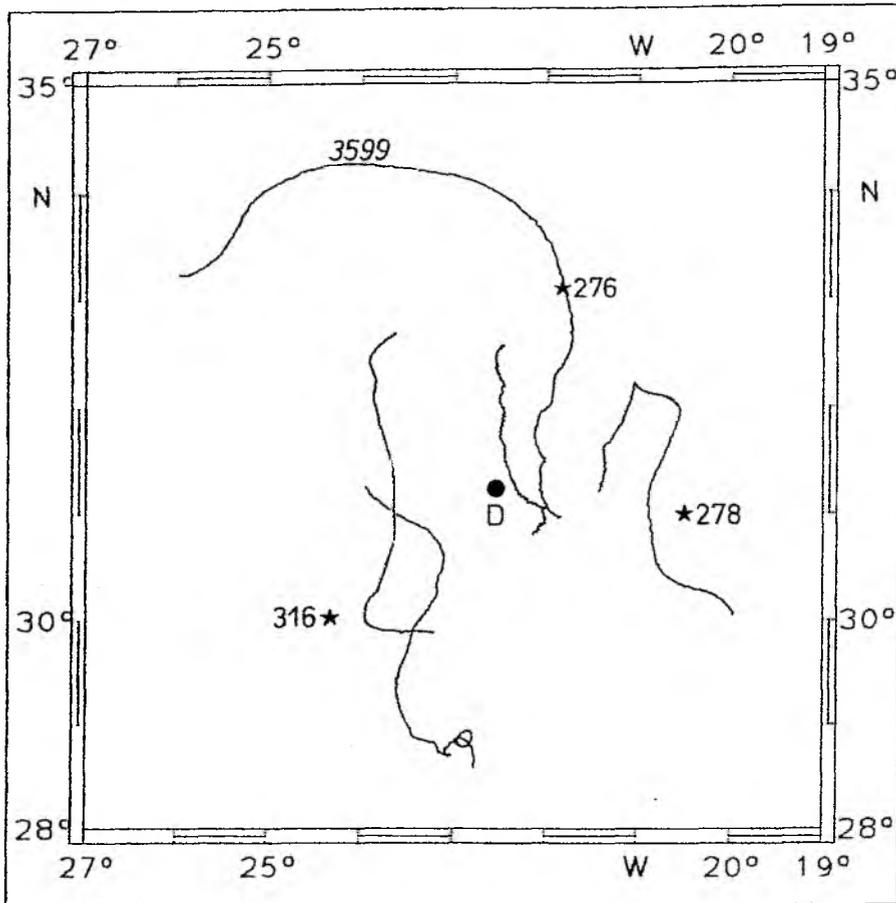


Abb. 7.3: Driftertrajektorien sowie die mit einem Stern gekennzeichneten Positionen der Verankerungen 276, 278 und 316, die für einen Vergleich der Gezeitenbewegungen herangezogen wurden. Der mit "D" gekennzeichnete Punkt markiert die mittlere Position des Drifterensembles.

In Abb. 7.4a und b sind die mit einem Bandpaß für halbtägige bzw. eintägige Perioden gefilterten Zeitreihen der u-Komponente des Drifters 3599 dargestellt. Sie sind ein typisches Beispiel für die Beschaffenheit von halb- bzw. eintägigen Gezeitensignalen in Geschwindigkeitszeitreihen von Driftern. Beide Zeitreihen zeigen den schon anhand von Abb. 7.2 vermuteten starken baroklinen Einfluß in diesem Tiefenhorizont. Die halbtägigen Gezeitensignale haben Amplituden zwischen 0 und ± 2 cm/s, wobei sie Schwebungen aufweisen. Die Länge der Schwebungen variiert zwischen 5 und 11 Tagen. Bei den eintägigen Gezeiten liegen die Werte zwischen 0 und ± 5 cm/s, sind also größer als die der halbtägigen Gezeiten. Die

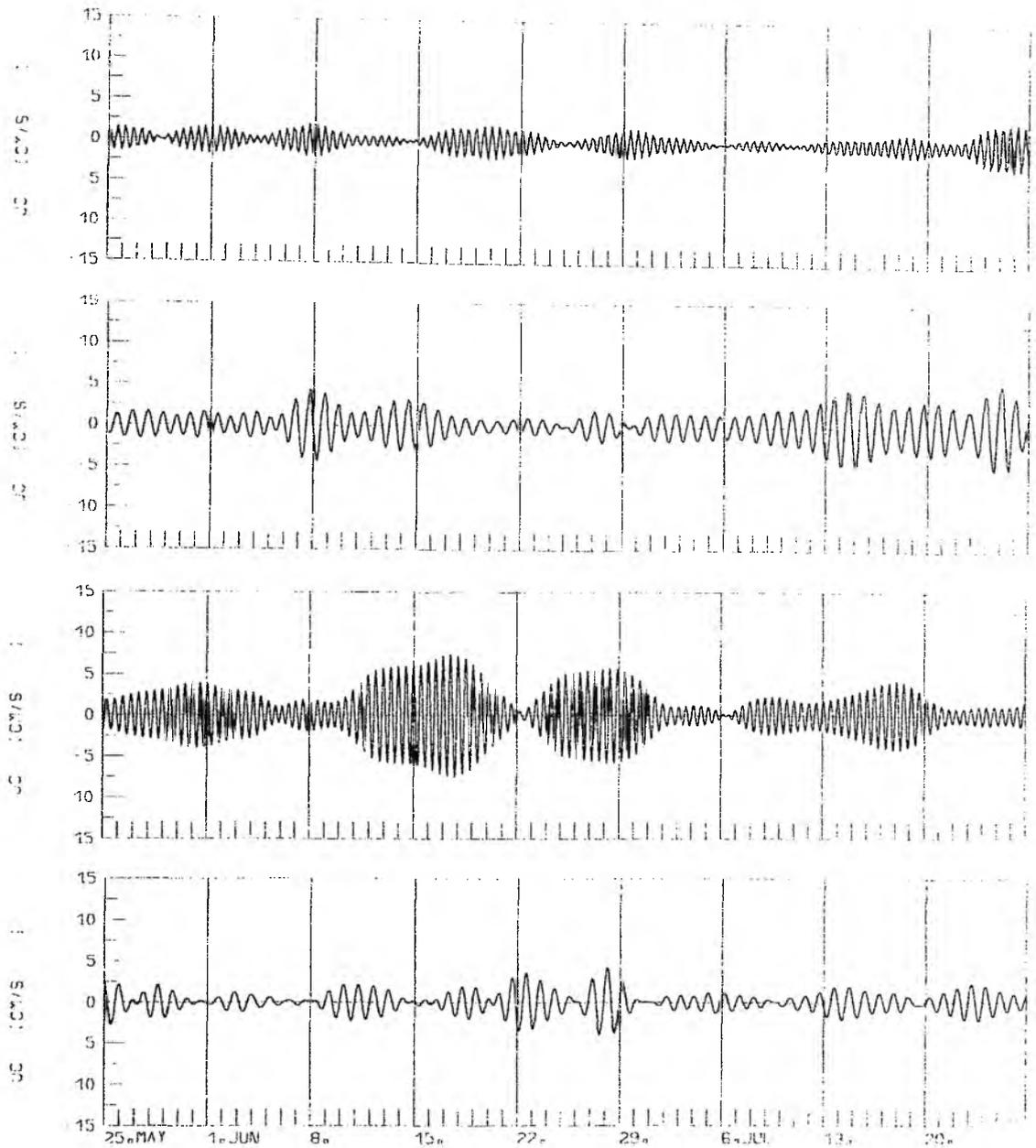


Abb. 7.4: Zeitreihenausschnitte der u-Komponente des Drifters 3599 und der Verankerung 276 (s. Abb. 7.3), die mit einem Bandpaßfilter für halbtägige bzw. eintägige Gezeiten behandelt worden sind. Die langen Unterteilungen auf der Zeitachse haben einen Abstand von einer Woche, die kurzen markieren einen Tag. a) und b) halb- bzw. eintägiges Gezeitensignal des Drifters, c) und d) halb- bzw. eintägiges Gezeitensignal der Verankerung.

Schwabungen sind dort nicht so ausgeprägt. Ein 14tägiger Nipp-Springtidenzyklus in der Amplitudenvariation, den man bei von barotropen Gezeiten dominierten Bewegungen

erwarten würde (siehe z.B. SIEDLER und PAUL, 1991), ist jedoch bei den Zeitreihen nicht auszumachen.

Die entsprechenden Zeitreihen der Verankerung 276 sind in Abb. 7.4c und d dargestellt. Drifterzeitreihen und Verankerungszeitreihen zeigen eine ähnliche Struktur. Es ist aber festzustellen, daß die halbtägigen Gezeiten der Verankerung wesentlich größere Amplituden haben.

Um das anhand der Zeitreihen des Drifters beobachtete von der "Norm" abweichende Amplitudenverhältnis zwischen halb- und eintägigen Gezeiten zu verifizieren, wurden die Geschwindigkeitszeitreihen des gesamten Ensembles und der Verankerungen mittels der Methode der kleinsten Fehlerquadrate an die harmonischen Reihen mit den astronomisch vorgegebenen Frequenzen der M_2 -, S_2 -, K_1 - und O_1 -Tiden angepaßt. Der Vergleich bestätigte die obigen Beobachtungen:

- die Amplituden der gemischten halbtägigen Gezeiten sind bei den Verankerungen größer als bei den Driftern. Für die M_2 -Tide ist dies anhand der Gezeitenstromellipsen in der Abb.7.5 dokumentiert. Die Strömungsmesser liefern Amplituden zwischen 2 und 3 cm/s (im Mittel 2.7 cm/s), die Drifter Werte zwischen 0.6 und 2.4 cm/s (im Mittel 1.3 cm/s). Lediglich die Orientierung der Gezeitenstromellipsen stimmt noch recht gut überein
- bei den eintägigen Gezeiten sind die Verhältnisse genau umgekehrt, die Gezeitenamplituden sind größer als die der Verankerungen
- bei den Verankerungen findet man die "klassische" Größenreihenfolge der Gezeitenstromamplituden (M_2 S_2 K_1 O_1), bei den Driftern sind die eintägigen Gezeitenamplituden gleich groß oder teilweise größer als die Amplituden der S_2 -Gezeit

Da die Unsicherheiten bei der Bestimmung der Gezeitenströmungen bei den Verankerungen aufgrund der wesentlich längeren Zeitreihen (ca. 1 Jahr gegenüber 2 Monaten) deutlich geringer als bei den Driftern sind, muß man davon ausgehen, daß die Verankerungswerte die Realität wesentlich besser repräsentieren als die Drifterwerte. Dafür spricht auch die gute Übereinstimmung der barotropen und baroklinen Gezeitenanalyse aus den Verankerungen mit

anderen Arbeiten (SIEDLER und PAUL, 1991).

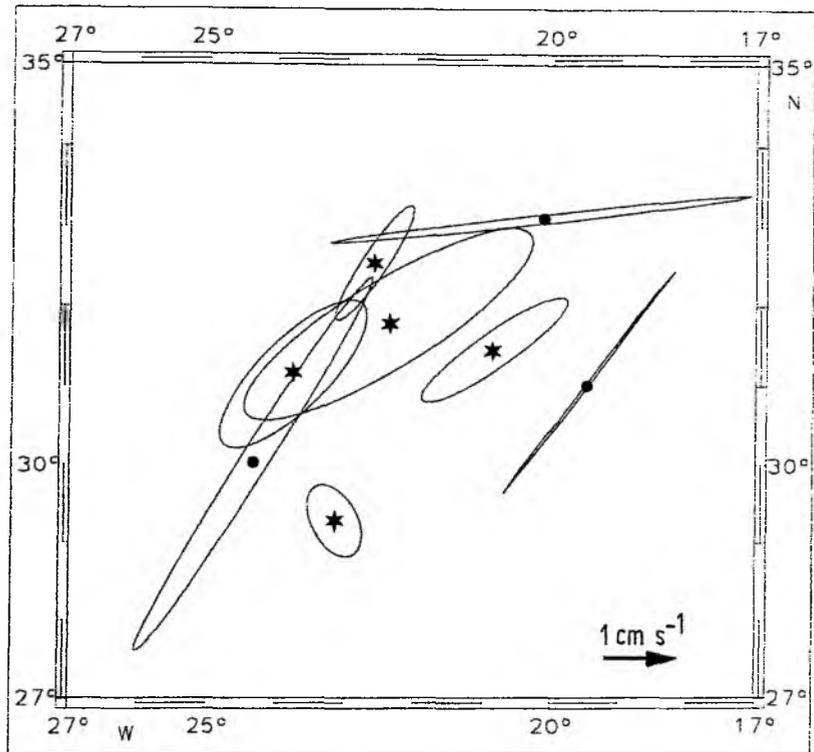


Abb. 7.5: Gezeitenstromellipsen der M_2 -Tide der drei Verankerungen (durch einen Punkt gekennzeichnet) und der fünf Driftbojen (durch einen Stern gekennzeichnet) aus Abb. 7.3.

Es bleibt also zu klären, warum die aus Drifterdaten analysierten halbtägigen Gezeitenbewegungen zu klein und die eintägigen zu groß sind. Die Hauptursache für die Unterschiede bei den eintägigen Gezeiten sind die - verglichen mit den Verankerungen - relativ kurzen Drifterzeitreihen. Harmonische Analysen von Driftertrajektorien, die länger als ein Jahr waren, zeigten, daß die K_1 und O_1 -Gezeitenamplituden bei einem wesentlich kleineren Fehler auf Werte zurückgingen, die in etwa mit denen der Verankerungen übereinstimmten. Auch die "klassische" Größenreihenfolge konnte dadurch erreicht werden. Eine Durchführung einer Gezeitenstromanalyse mit entsprechend langen Drifterzeitreihen ist jedoch nicht möglich. Erstens existieren nur wenige Trajektorien, die eine solche Länge haben, und zweitens treten dann die bereits erwähnten Schwierigkeiten, die Ergebnisse räumlich zuzuordnen, massiv auf, da eine Driftboje während eines so großen Zeitraumes in der Regel eine Distanz in der Größenordnung von 1000 km zurücklegt.

Die relativ kurzen Zeitreihenabschnitte sind aber nicht die Hauptursache für die Unterschätzung der halbtägigen Gezeiten. Die harmonische Analyse der langen Drifterzeitreihen ergab zwar wesentlich kleinere Fehler, die Amplituden waren jedoch nur unwesentlich größer als bei den zweimonatigen Zeitreihen. Hauptursache für die Unterschätzung der halbtägigen Gezeitenströme ist die nicht ausreichende zeitliche Auflösung der ARGOS-Originalpositionen in dem betrachteten Gebiet. ARGOS gibt für den Bereich um 30° geographischer Breite im Mittel 6 Positionen pro Tag an, was einem mittleren Zeitabstand von 4 Stunden zwischen den Bojenlokalisationen entspricht. Diese Abtastrate würde ausreichen, um die Signale der halbtägigen Zeiten aufzulösen. Die statistische Betrachtung von 8 Original-Drifterzeitreihen, die aus dem Untersuchungsgebiet stammen und jeweils über 2000 Positionen beinhalteten, bestätigte die ARGOS-Angaben annähernd. Der mittlere Zeitabstand zwischen 2 Positionen betrug 4.2 Stunden, was 5.7 Positionen/Tag entspricht. Es mußte aber festgestellt werden, daß ca. 20% der Zeitdifferenzen größer als 6 Stunden waren. Das bedeutet, daß das Abtasttheorem hinsichtlich der halbtägigen Gezeitenfrequenzen in einem erheblichen Maße verletzt wird und eine volle Erfassung der halbtägigen Gezeitensignale in diesem Gebiet durch die Driftbojen nicht gegeben ist.

Es muß also festgehalten werden, daß das hochfrequente Auflösungsvermögen der Bojendaten nicht ausreicht, um die halbtägigen Gezeiten im gesamten Nordatlantik zu erfassen. Da die Frequenz der Satellitenüberläufe zu den Polen hin zunimmt (siehe Kap. 2), ist zu vermuten, daß die Situation in höheren Breiten günstiger ist. Aufgrund der übrigen in diesem Abschnitt diskutierten Probleme ist aber auch dort eine Gezeitenanalyse mit Drifterdaten wenig sinnvoll.

7.2 Trägheitsbewegungen

Die Betrachtung der nicht interpolierten Drifterpositionszeitreihen ergab aber auch, daß die zeitliche Auflösung der Originaldaten für eine Untersuchung von Trägheitsbewegungen im gesamten Untersuchungsgebiet ausreicht, da die Trägheitsfrequenz breitenabhängig ist und - genau wie die Abtastfrequenz von ARGOS - von Norden nach Süden abnimmt. Der Einfluß von Trägheitsbewegungen auf Lagrange'sche Strömungsmessungen ist neben den bereits er-

wähnten Merkmalen noch an folgenden Punkten erkennbar:

- deutliche Energiedichtespitze im antizyklonal polarisierten Teil des Rotationsspektrums bei der lokalen Trägheitsfrequenz
- signifikante Phasenbeziehung von $-\pi/2$ zwischen den Geschwindigkeitskomponenten (v führt vor u) im Phasenspektrum bei der lokalen Trägheitsfrequenz
- signifikante Kohärenz zwischen den Geschwindigkeitskomponenten im Kohärenzspektrum bei der lokalen Trägheitsfrequenz

Durch die Breitenabhängigkeit der Trägheitsfrequenz besteht für die Analyse von Trägheitsbewegungen bei Driftbojendaten ein Problem. Da die Drifterbewegungen immer eine mehr oder weniger große Meridional Komponente aufweisen, variiert die lokale Trägheitsfrequenz während der Einsatzzeit einer Driftboje, so daß es nicht möglich ist, den Trägheitsanteil mit einem festen Bandpaßfilter zu extrahieren. Daher wurden die Geschwindigkeitszeitreihen des Drifterdatensatzes mit einer modifizierten Form der komplexen Demodulation von TUKEY (1961) behandelt, bei der die Demodulationsfrequenz nicht fest war, sondern für jede Zeitreihe in 10-Tage-Intervallen an die mittlere lokale Trägheitsfrequenz des Intervalles angepaßt wurde. Diese Methode liefert Zeitreihen der Trägheitsamplitude, auf die im Verlauf dieses Abschnittes noch eingegangen wird. Sie wurde bereits in ähnlicher Form von POULAIN (1990) bei der Analyse der Trägheitsbewegungen von Driftern im Kalifornischen Strom angewendet.

KUNZE (1985) zeigte theoretisch, daß es durch die relative Vorticity ξ der mittleren Zirkulation in Gebieten mit starker Scherung zu einer Verschiebung der Trägheitsfrequenz kommen kann, d.h., es existieren dort Trägheitswellen mit einer effektiven Trägheitsfrequenz f_{eff} , die von der "nominalen" Trägheitsfrequenz f abweicht und über die Beziehung

$$f_{eff} = \sqrt{f^2 + f\xi} \approx f + \frac{\xi}{2} \quad (7.1)$$

mit ihr verknüpft ist. Dieser Sachverhalt wurde durch die Analyse von Driftertrajektorien im tropischen Pazifik von POULAIN et al. (1992) bestätigt. Sie fanden signifikante Abweichungen von der "nominalen" Trägheitsfrequenz bis zu 14%. Da dieser Effekt eine Korrektur der

Demodulationsfrequenzen notwendig machen könnte, um die Trägheitsbewegungen voll zu erfassen, wurde vor der Anwendung der komplexen Demodulation geprüft, ob im zentralen Nordatlantik ähnlich große Abweichungen festzustellen sind. Dazu wurde die relative Vorticity des mittleren Geschwindigkeitsfeldes berechnet, dann f_{eff} nach (7.1) bestimmt und mit der nominalen Trägheitsfrequenz verglichen. Es ergab sich eine maximale Abweichung von 1.3%, im Mittel lag sie bei 0.7%. Diese geringen Werte stehen nicht im Widerspruch zu den Ergebnissen von POULAIN et al., da bei ihrer Analyse die maximalen Abweichungen im Bereich zwischen 7°N und 11°N konzentriert waren und nach Norden deutlich abnahmen. Für die weitere Analyse der Trägheitsbewegungen wurde dieser Effekt nicht berücksichtigt.

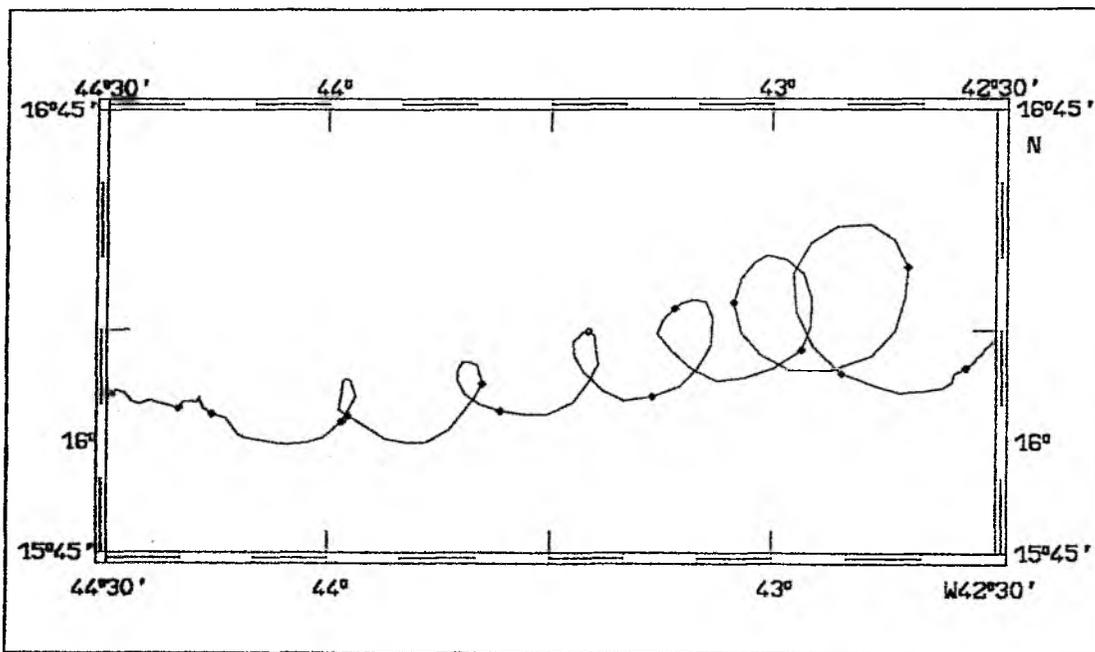


Abb. 7.6: Trajektorienausschnitt der Driftboje 8541 aus dem Jahr 1989. Die Zeitmarken sind im Abstand von einem Tag gesetzt.

In Abb. 7.6 ist der Ausschnitt einer Trajektorie dargestellt, der den Einfluß von Trägheitsbewegungen auf eine Driftboje veranschaulicht. Der Drifter befand sich 1989 im Bereich des NEC und bewegte sich in westliche Richtung. Die Markierungen kennzeichnen Zeitintervalle von einem Tag, die erste Markierung entspricht dem 1. September 1989. Dies ist ein Beispiel für eine gedämpfte Trägheitsbewegung mit einer überlagerten geostrophischen Hintergrundströmung, erkennbar an der zykloiden Form der Trajektorie. Eliminiert man den Einfluß der

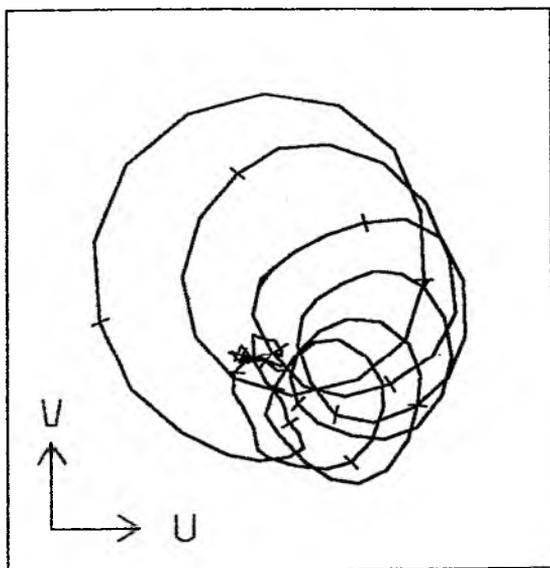


Abb. 7.7:
Progressives Vektordiagramm des Trajektorienausschnittes aus Abb. 7.6 nach Abzug des vektoriellen Geschwindigkeitsmittelwertes.

Hintergrundströmung, erhält man die reine gedämpfte Trägheitsbewegung, bei der die Trajektorie im Idealfall die Form einer sich nach innen verjüngenden Spirale hätte. Abb. 7.7 belegt, daß dieses Beispiel dem Idealfall sehr nahe kommt. Es zeigt das progressive Vektordiagramm der resultierenden Geschwindigkeitszeitreihe, nachdem der vektorielle Geschwindigkeitsmittelwert u_g von 16.9 cm/s von den Ausgangsdaten abgezogen wurde. Die Radien der Trägheitskreise sind hier außergewöhnlich groß. So beträgt er für den ersten Kreis ca. 20 km. Dadurch ist es aber möglich, die für Trägheitsbewegungen aufgestellte Beziehung zwischen dem Trägheitskreisradius r und der durch externe Kräfte induzierten Anfangsgeschwindigkeit u_0 eines Wasserteilchens (Drifters) zu verifizieren. Bei "normalen"

Trägheitsereignissen ist dies nicht möglich, weil die Größenordnung der Radien nur 1 km beträgt und damit im Bereich des ARGOS-Positionsfehlers liegt.

Für den Fall der gedämpften Trägheitsbewegung mit überlagerter geostrophischer Hintergrundströmung gibt APEL (1987) folgende Beziehung an:

$$r = \frac{(u_0 - u_g) f}{f^2 + \gamma^2}$$

Dabei entspricht f der lokalen Trägheitsfrequenz und γ der Dämpfungskonstante, die man aus Abb. 7.7 abschätzen kann. Nach ca. 6 Trägheitsperioden hat der Trägheitsradius auf ca. 7 km abgenommen, was in etwa dem 1/e-ten Teil des ersten Radius entspricht, so daß $\gamma \approx 10.5 \text{ d}^{-1}$ ist. Setzt man die entsprechenden Werte in die Gleichung ein, ergibt sich für $(u_0 - u_g)$ ein Wert von 82 cm/s, der mit dem skalaren Geschwindigkeitsmittelwert des ersten Trägheits-

kreises von 78 cm/s sehr gut übereinstimmt. Es bleibt zu klären, wie ein derart starkes Trägheitsereignis entstehen konnte, denn ein "normaler" Sturm ist für eine so große Anregung nicht ausreichend. Die Antwort ist den Bodenluftdruckkarten des Deutschen Wetterdienstes zu entnehmen. Ende August bis Anfang September 1989 zog der Hurrikan "Gabrielle" in den Subtropen in nordwestlicher Richtung über den Atlantik und passierte die Driftboje am 02.09.1989 mit Windgeschwindigkeiten > 64 kn.

Trägheitsereignisse dauern meistens nur wenige Trägheitsperioden an (WEBSTER, 1968; POULAIN, 1990). Die Stärke eines Trägheitsereignisses ist dagegen nicht nur von der Stärke des lokalen Windfeldes abhängig, sondern auch von anderen Faktoren. So haben MCNALLY und WHITE (1985) festgestellt, daß die Schichtung eine Rolle spielt. Drifter, die ihr Segel in der Deckschicht haben, weisen höhere Energien im Bereich der Trägheitsfrequenz auf als solche mit einem Segel unterhalb der Deckschicht. Abb. 7.8a zeigt die Trajektorie des Drifters 6935, der in der Karibik ausgelegt worden ist und ca. eineinhalb Jahren bis ins Gebiet südlich der Azoren gedriftet ist. Die Zahlen an der Trajektorie markieren die Positionen von Trägheitsereignissen, die als lokale Maxima in der Zeitreihe der Trägheitsamplitude in Abb. 7.8b deutlich sichtbar sind. In Abb. 7.8c ist der zeitliche Verlauf der Windstärke an der Driftboje dargestellt. Dazu wurden die Winddaten des ECMWF einmal täglich auf die jeweilige Drifterposition interpoliert. Aufgrund des Verlaufes der Windkurve erwartet man das Auftreten von Trägheitsereignissen im Westteil der Trajektorie. Außerdem kann man dem Atlas von ROBINSON et al. (1979) entnehmen, daß die Deckschicht in dem Gebiet zwischen Januar und April tiefer als 100 m ist. Dort können die Ereignisse 1 bis 5 beobachtet werden. Man muß aber feststellen, daß im Ostteil Trägheitsereignisse (6 bis 10) existieren, deren Amplituden genauso groß sind wie die der Ereignisse 1 bis 5, obwohl der Wind dort teilweise wesentlich schwächer ist und sich die Segel der Drifter unterhalb der Deckschicht befanden. Eine mögliche Erklärung könnte der zusätzliche Einfluß der stark veränderlichen Bodentopographie an den Positionen der Ereignisse 6 bis 10 im Bereich des Mittelatlantischen Rückens sein, der in Abb. 7.8a durch die 2000 m Tiefenlinie angedeutet ist. Die Arbeit von POULAIN (1990) stützt diese Vermutung, da er bei seiner Analyse der Trägheitsbewegungen von Driftbojen im Kalifornischen Strom die größten Trägheitsamplituden im Bereich des Kontinentalabhanges fand.

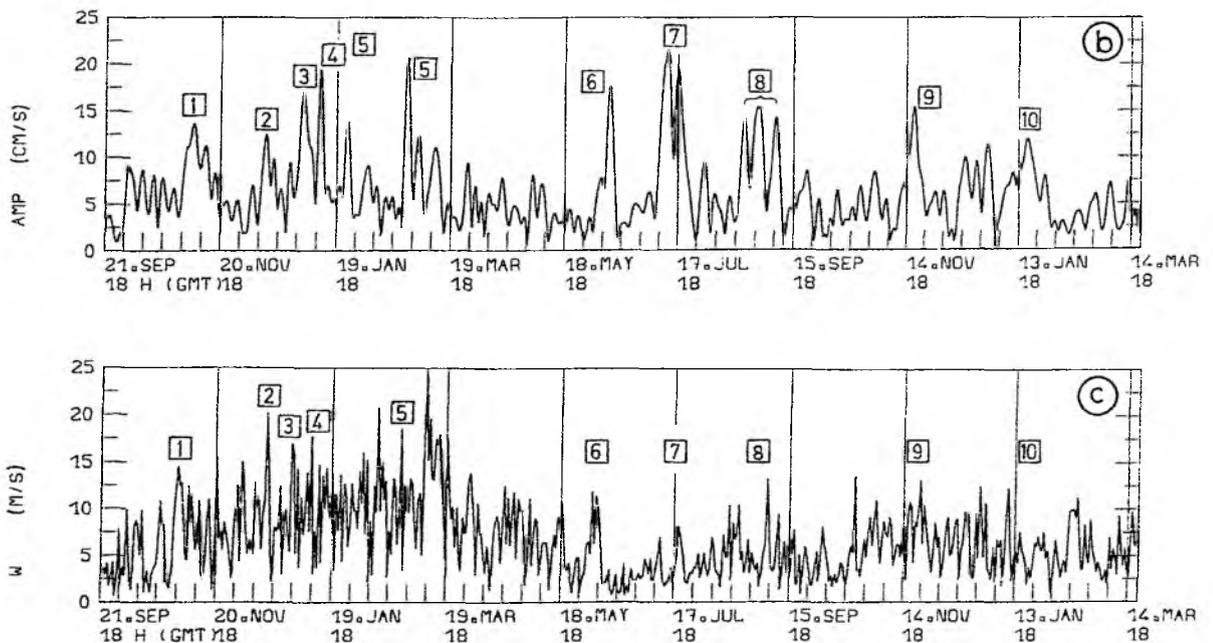
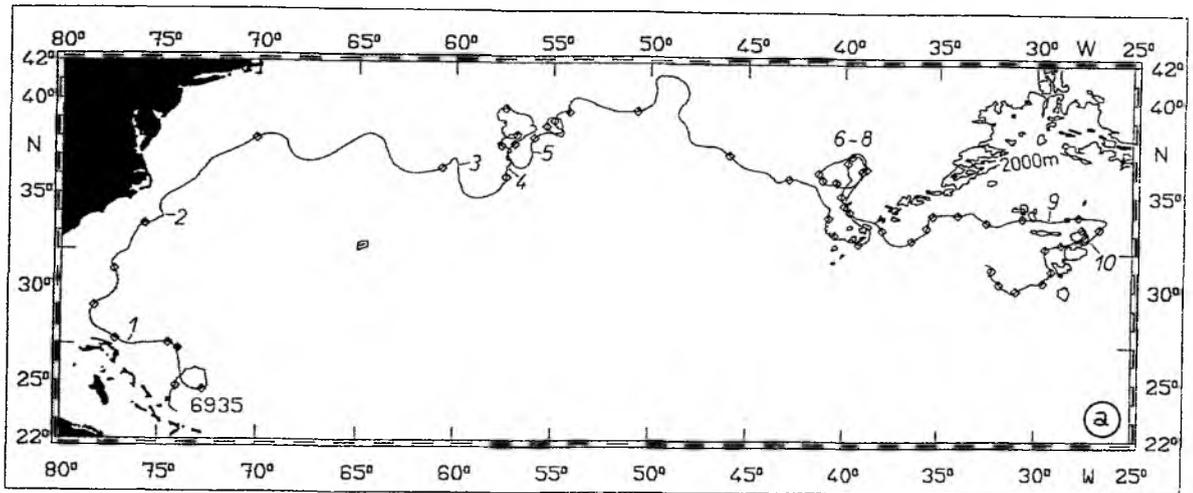


Abb. 7.8: a) Trajektorie des Drifters 6935. Die Zeitmarken sind im Abstand von 10 Tagen gesetzt. Die Zahlen an der Trajektorie kennzeichnen Positionen von Trägheitsereignissen (s. Abb. 7.8b).
 b) Zeitreihe der Trägheitsamplitude des Drifters 6935. Die Zahlen bezeichnen signifikante Trägheitsereignisse. Der Abstand der kurzen Zeitmarken beträgt 10 Tage, der der langen Marken 60 Tage.
 c) Zeitlicher Verlauf des auf die Drifterpositionen interpolierten Windgeschwindigkeitsbetrages aus Daten des ECMWF.

Aufgrund des wechselhaften Erscheinungsbildes von Trägheitsbewegungen ist es schwierig, Aussagen über ihre Horizontalskalen zu machen. In der Literatur gibt es nur sehr wenige Angaben darüber. Anhand von Verankerungsmessungen fand WEBSTER (1968) Skalen von

einigen Kilometern. POULAIN (1990) fand durch den Vergleich von Trägheitsamplitudenzeitreihen, die von Driftbojen stammen, Skalen von wenigen 10 km bis wenigen 100 km. Daher wurde hier versucht, durch die Untersuchung mehrerer Driftbojenensembles neue Informationen über diesen Themenkomplex zu erhalten. Dazu wurden in verschiedenen Seegebieten jeweils 3 Monate lange Trajektorienstücke von Driftbojen zusammengestellt, die sich dort zeitgleich aufhielten. Die Abschätzung der Horizontalskalen erfolgte dann zum einen durch den Vergleich der Trägheitsamplitudenzeitreihen, indem einfach geschaut wurde, ob bei den Driftern Trägheitsereignisse (annähernd) zeitgleich auftraten. Die Entfernung wurde dann anhand der Trajektorien ermittelt. Zum anderen wurden die Zeitreihen der Trägheitsamplitude in Monatsabschnitte segmentiert und dann monatsweise die Kreuzkorrelationsfunktion zwischen allen Segmenten berechnet. Der Abstand wurde über die Lage der Monatsmittelposition abgeschätzt. Am Beispiel eines Ensembles sollen hier die so gewonnenen Ergebnisse dargestellt werden.

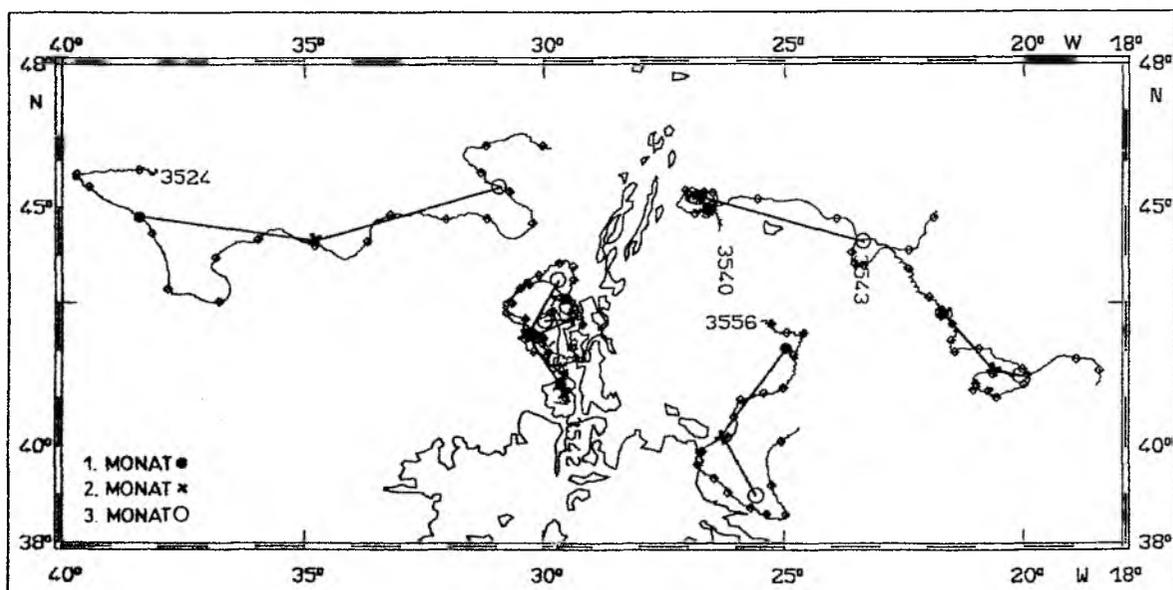


Abb. 7.9: Trajektorien und Monatsmittelpositionen eines Driftbojenensembles in der Nähe des Mittelatlantischen Rückens, der durch die 2000 m-Tiefenlinie angedeutet wird. die Zeitmarken auf der Trajektorie haben einen Abstand von fünf Tagen.

In Abb. 7.9 sind die Trajektorien und die Monatsmittelpositionen von sechs Driftbojen abgebildet, die sich im Herbst 1982 zwischen 40°N und 45°N westlich und östlich des

Mittelatlantischen Rückens befanden, der durch die 2000 m Tiefenlinie angedeutet ist. Abb. 7.10 zeigt die entsprechenden Zeitreihen der Trägheitsamplituden. Der Verlauf der Trägheits-

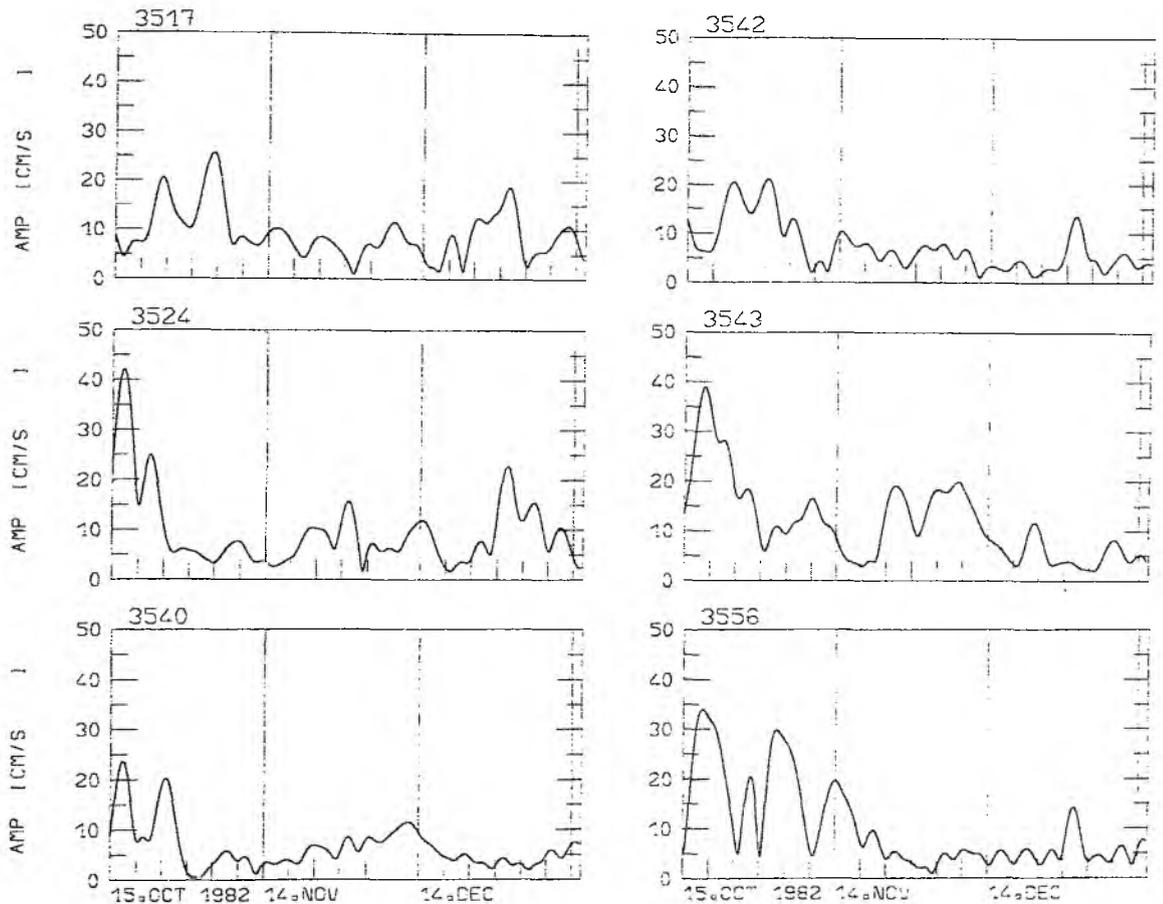


Abb. 7.10: Zeitreihen der Trägheitsamplitude der sechs Drifter des Ensembles aus Abb. 7.9. Der Abstand der kurzen Zeitmarken beträgt fünf Tage, der der langen Marken 30 Tage.

amplituden bei den Driftbojen 3517 und 3542 ist sehr ähnlich. Beide Bojen sind aber auch während des gesamten Zeitraumes dicht beieinander, der Abstand beträgt selten mehr als 100 km. Gerade zu Beginn differieren die Trägheitskurven dieser Bojen von denen der übrigen Drifter, die übereinstimmend während der ersten 5 Tage ein deutliches Trägheitsereignis aufweisen, obwohl die Entfernungen der Bojen zueinander teilweise größer sind als die zu den Bojen 3517 und 3542. So beträgt der Abstand zwischen den Driftern 3524 und 3543 ca. 1300 km. Trotzdem sind die Trägheitsbewegungen dieser Drifter im ersten Monat signifikant

korreliert, die von Boje 3524 und 3542 aber nicht, obwohl der Abstand nur ca. 800 km beträgt. Dies wird durch die Abb. 7.11a und b verdeutlicht, die die Kreuzkorrelationsfunktion für den ersten Monat der Trägheitsamplitudenzeitreihen der entsprechenden Drifterpaare zeigen. Die Korrelation zwischen Drifter 3524 und 3543 (Abb. 7.11a) erreicht bei einer Phasenverschiebung von 1 bis 2 Tagen Maximalwerte von 0.9, beim Bojenpaar 3524/3542 (Abb. 7.11b) ist sie nicht signifikant von Null verschieden, was an dem durch gestrichelte Linien gekennzeichneten Bereich erkennbar ist, der dem 95% Konfidenzintervall von Rauschen entspricht. Die Phasenverschiebung in Abb. 7.11a ist ein weiteres Indiz dafür, daß die beherrschenden Trägheitsereignisse durch meteorologische Phänomene verursacht worden sind, da die Größe der Phasenverschiebung in etwa der Zeit entspricht, die eine Wetterfront benötigt, um die Distanz zwischen den Driftbojen zurückzulegen.

In Abb. 7.11c und d sind die Kreuzkorrelationsfunktionen des Drifterpaares 3542/3556 für den ersten (c) und den dritten Monat (d) abgebildet. Hier gehen die Trägheitsbewegungen von einem unkorrelierten Zustand im ersten Monat in einen stark korrelierten Zustand im dritten Monat über, obwohl sich der Abstand von ca. 500 km auf ca. 700 km vergrößert hat. Kurzum, die eben dargestellten Beispiele zeigen schon, daß es nicht möglich ist, eine allgemeingültige Horizontalskala für die Trägheitsbewegungen anzugeben. Die Auswertung der Kreuzkorrelationsfunktionen von mehreren Drifterensembles ergab dann auch nur folgende Übereinstimmungen:

- Trägheitsbewegungen von Drifterpaaren mit einem Abstand < 100 km zeigen immer eine deutliche Korrelation ($r > 0.7$; durch gestrichelte und gepunktete Linien in Abb. 7.11 markiert)
- ab einem Abstand > 350 km treten Drifterpaare auf, deren Trägheitsbewegungen nicht miteinander korreliert sind ($r < 0.36$, was der oberen Grenze des 95%-Konfidenzintervalles von Rauschen entspricht)

Wie schon die eben diskutierten Beispiele zeigen, ist der Trend, daß die Korrelation mit wachsendem Abstand abnimmt, starken Schwankungen unterworfen und daher nur schwach erkennbar. Der bereits von POULAIN (1990) festgestellte weite Bereich der Horizontalskalen von Trägheitsbewegungen kann durch diese Untersuchung nicht weiter präzisiert werden, im

Gegenteil, er muß noch auf Entfernungen > 1000 km ausgedehnt werden.

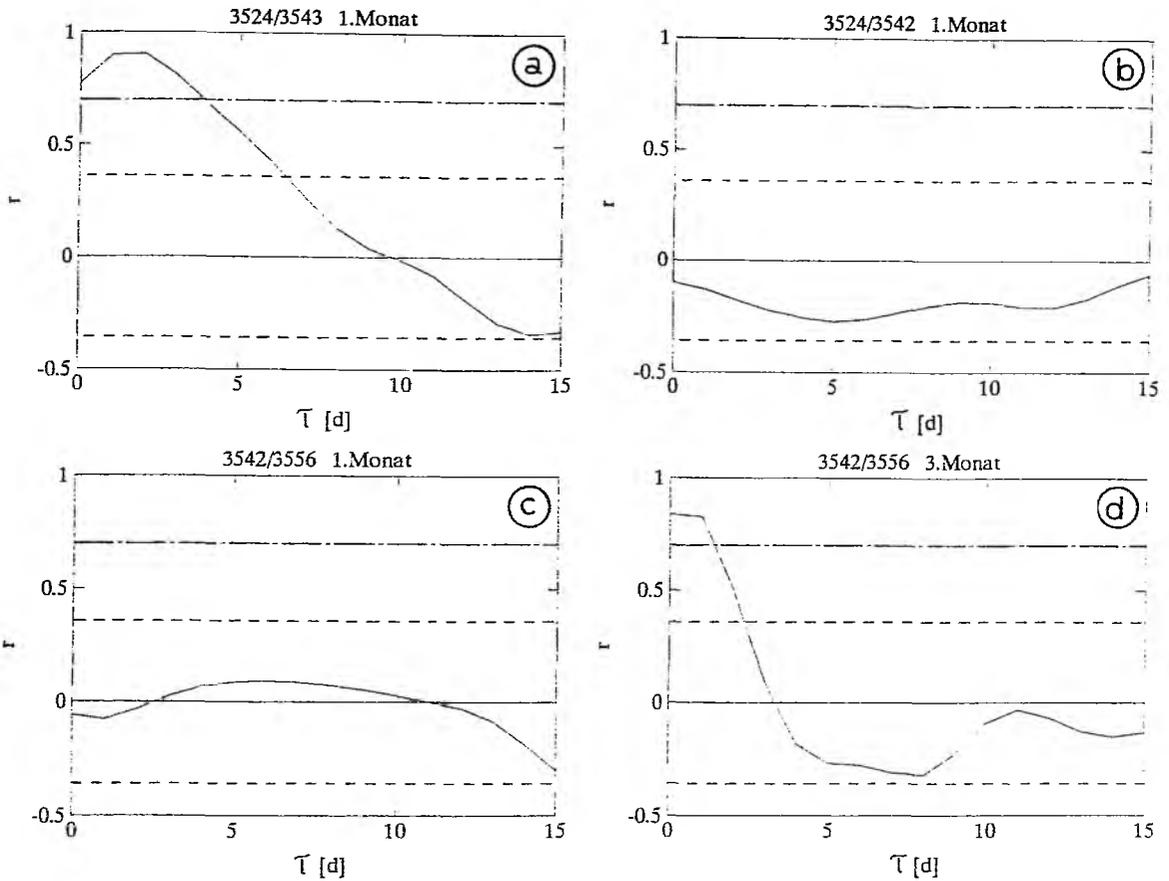


Abb. 7.11: a)- d) Monatliche Kreuzkorrelationsfunktionen der Trägheitssignale von ausgesuchten Drifterpaaren des Ensembles aus Abb. 7.9. Die gestrichelten Linien zeigen das 95%-Konfidenzintervall von Rauschen an, die langgestrichelte Linie markiert Werte > 0.7.

Um einen Eindruck über die geographische Verteilung der Energie der Trägheitsbewegungen im zentralen Nordatlantik zu erhalten, wurden die mittels der komplexen Demodulation gewonnenen Daten der Trägheitsamplitudenzeitreihen aller Driftbojen auf dasselbe Boxgitter ($2^\circ \times 3^\circ$) gemittelt wie bei den übrigen Energieverteilungen in Kapitel 4. Aus den Amplitudenmittelwerten der Boxen wurde dann die Horizontalverteilung der Energie der Trägheitsbewegungen abgeleitet. Das Ergebnis ist in Abb. 7.12 dargestellt. Die Verteilung weist eine große Ähnlichkeit zu der der EHFQ (Kap. 4 Abb. 4.4) auf. Das zeigt in Übereinstimmung mit den Drifterspektren, daß der Hauptanteil der hochfrequenten Energie von Trägheits-

bewegungen erzeugt wird und damit auch die EHFQ-Verteilung bestimmt. Der Wertebereich der Energie der Trägheitsbewegungen liegt zwischen 2 und 120 cm^2/s^2 , wobei im überwiegenden Teil des zentralen Nordatlantiks Werte $< 20 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ sind.

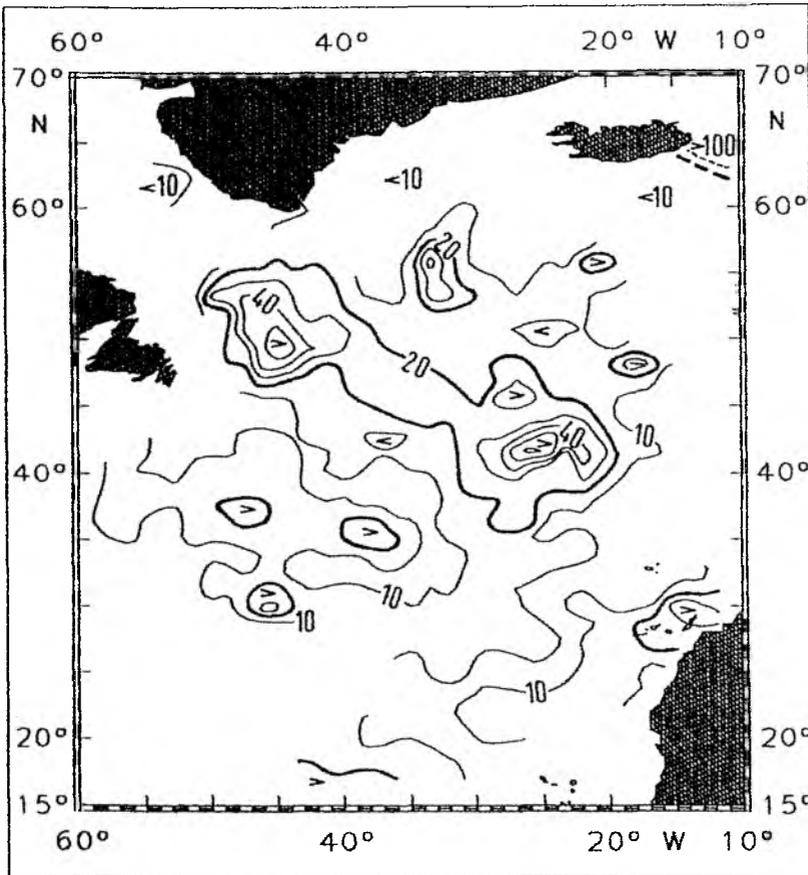


Abb. 7.12: Horizontalverteilung der Energie der Trägheitsbewegungen im zentralen Nordatlantik. Isolinienabstand $10 \text{ cm}^2/\text{s}^2$. Die $20 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ -Isolinie ist stärker hervorgehoben. Die gestrichelten Linien in der Nordostecke des Untersuchungsgebietes kennzeichnen einen Bereich mit Werten $> 100 \text{ cm}^2/\text{s}^2$.

Welche Faktoren bestimmen nun beckenweit die Verteilung der Energie der Trägheitsbewegungen? Nach dem anhand der Trajektorie des Drifters 6935 diskutierten Auftreten von Trägheitsereignissen sind die Stärke des lokalen Windes und die Beschaffenheit der Bodentopographie als Haupteinflußgrößen zu vermuten. Der Vergleich mit der Verteilung der Windschubspannungen von ISEMER und HASSE (1987) zeigt, daß das Gros der Werte $> 20 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ in Gebieten mit großen Windschubspannungen liegt. Mit dem Windeinfluß allein kann die Struktur der Karte aber nicht erklärt werden. So liegt das absolute Maximum der Energie

der Trägheitsbewegungen bei ca. 64°N , 11°W in einem Bereich mit schwachen Windschubspannungen. Auch das ausgeprägte lokale Maximum mit Werten $> 50 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ bei 40°N , 25°W liegt außerhalb der Gebiete mit hohen Windschubspannungen. Darüberhinaus sind im Bereich hoher Windschubspannungen auch niedrige Energiewerte festzustellen (Werte $< 10 \text{ cm}^2/\text{s}^2$). Um den Einfluß der Schichtung auf die Verteilung zu untersuchen, wurden die Daten in Sommer und Winter aufgespalten und die Verteilungen miteinander verglichen (ohne Abbildung). Die winterliche Vertiefung der Deckschicht im Nordteil des Untersuchungsgebietes beeinflußt zusammen mit den dann stärkeren Winden zwar die Stärke, aber nicht die Lage der lokalen Energiemaxima. Sie sind auch im Sommer in abgeschwächter Form an den gleichen Positionen existent. Die Lage und Ausdehnung des Maximums östlich von Neufundland bei 50°N , 45°W könnte auch von Trägheitsbewegungen mitbeeinflußt sein, die infolge von Adaptationsprozessen durch Variationen im Strömungsverlauf des Nordatlantischen Stromes im Bereich der Northwest Corner entstehen. Adaptationsprozesse können aber nicht die Ursache für lokale Maxima abseits von starken Strombändern sein. Vergleicht man die Lage der relativen Energiemaxima mit einer Bodentopographiekarte, zeigt sich, daß sie in unmittelbarer Nähe von Inseln oder unterseeischen Erhebungen liegen, also in Gebieten mit einem starken Bodentopographiegradienten. Das absolute Maximum der Energie der Trägheitsbewegungen liegt beispielsweise im Bereich des Island-Faröer-Rückens, das Maximum bei 40°N , 25°W in der Nähe der Azoren, das Maximum bei 30°N , 15°W bei den Kanarischen Inseln, usw. Es bleibt also festzuhalten, daß neben dem Windfeld Adaptationsprozesse und die Bodentopographie einen Einfluß auf die beckenweite Verteilung der Energie der Trägheitsbewegungen haben könnten.

8. Zusammenfassung und Schlußbetrachtung

Die hier vorliegende Arbeit beinhaltet die Analyse des bereinigten SFB-Drifterdatensatzes. Ziel war es, eine eigenständige Darstellung der Eigenschaften der oberflächennahen Zirkulation im zentralen Nordatlantik zu gewinnen und die Ergebnisse mit Untersuchungen zu vergleichen, die auf anderen Datensätzen basieren. Außerdem bieten die Ergebnisse dieser Arbeit die Möglichkeit, Resultate von numerischen Modellen zu verifizieren und somit langfristig zu ihrer Verbesserung beizutragen.

Es ist die erste großskalige Analyse, die auf einem Drifterdatensatz basiert, bei dem der Einfluß von Driftern ohne Segel eliminiert worden ist und bei dem alle verwendeten Drifter die gleiche Segeltiefe (100 m) aufweisen. Vor der Ableitung der physikalischen Parameter durch Mittelung der Daten in geographischen Boxen wurde mit einem empirisch gewonnenen Qualitätskriterium die Mindestdatenmenge pro Box festgelegt, die erforderlich ist, um annähernd statistisch stabile Werte zu erhalten. Genau wie bei der Lagrange'schen Statistik ist die Mindestdatenmenge dabei vom Niveau der kinetischen Energie abhängig. Für Meßkampagnen mit Driftbojen bedeutet das, daß man die Bojen in Bereichen mit hoher kinetischer Energie auslegen sollte, da dort wesentlich mehr Daten benötigt werden, um statistisch signifikante Werte zu erhalten, als in Gebieten mit niedrigem Energieniveau. Außerdem driften die Bojen in der Regel von energiereicheren in energieärmere Regionen. Die Datensatzbereinigung und die einheitliche Segeltiefe bewirken zusammen mit der Erfüllung des Qualitätskriteriums eine erhebliche qualitative Verbesserung der Ergebnisse dieser Analyse gegenüber anderen Arbeiten.

Zunächst wurde das oberflächennahe mittlere Geschwindigkeitsfeld abgeleitet. Es gibt alle wesentlichen Strombänder im Untersuchungsgebiet wieder. Dabei treten der Ostgrönlandstrom und der Nordäquatorialstrom als Regimes mit einer sehr hohen Richtungsstabilität hervor. Gegenüber anderen Klimatologien ist das hier abgeleitete Feld unter den Gesichtspunkten von geographischer Lage, Auflösung und Stärke der Strukturen die der Realität am nächsten kommende Darstellung der mittleren Zirkulation. Es weist aber - besonders im Ostteil - Lücken auf. So kann beispielsweise der Verlauf des Nordatlantischen Stromes nördlich von 55°N nur unvollständig wiedergegeben werden und keine Aussage über den Verlauf des

Portugalstromes gemacht werden. Die über die Stromfunktion durchgeführte Aufspaltung des mittleren Feldes in einen divergenzfreien und einen divergenzbehafteten Anteil zeigt, daß die Stromgeschwindigkeiten des divergenzbehafteten Feldes überwiegend nicht signifikant sind, so daß das hier abgeleitete mittlere Geschwindigkeitsfeld praktisch als divergenzfrei angesehen werden kann.

Die Verteilung der kinetischen Wirbelenergie (EKE) im Nordatlantik ist sehr heterogen. EKE ist isotrop und entlang der Hauptstrombänder konzentriert, so daß die Verteilung vom Verlauf der Stromregimes bestimmt wird. Beckenweit liefert die EKE den größten Teil der kinetischen Gesamtenergie, es existieren aber regionale Abweichungen. So überwiegt im Grönlandstromregime und im Westteil des Nordäquatorialstromes der Anteil der kinetischen Energie der mittleren Zirkulation (KEM). Bei quantitativen Vergleichen dieser EKE-Verteilung mit Darstellungen, die auf anderen Meßverfahren basieren, besteht das Problem, daß diese unterschiedliche räumliche und zeitliche Skalen der Variabilität erfassen, so daß bei der Interpretation Vorsicht geboten ist. Die Schaffung einer einheitlichen Basis mit geeigneten Filtermethoden scheint schwierig zu sein, da die spektrale Energieverteilung ebenfalls differieren kann. So beträgt die Nyquistperiode bei GEOSAT-Analysen 34 Tage, d.h., mit GEOSAT-Altimeterdaten können Frequenzbereiche, in denen sich in weiten Teilen des Untersuchungsgebietes das Maximum der kinetischen Energie bei den Driftbojen befindet, nicht mehr aufgelöst werden.

Der Vergleich des in dieser Arbeit abgeleiteten mittleren Geschwindigkeitsfeldes und der EKE-Verteilung mit den Ergebnissen eines wirbelauflösenden Modells zeigt große qualitative und quantitative Abweichungen auf. Zur Verbesserung des Modells müßte als erster Schritt versucht werden, die Wiedergabe der mittleren Zirkulation realitätsnäher zu gestalten. Wichtigste Punkte sind dabei im Nordatlantik der Verlauf des Nordatlantischen Stromes und die Reproduktion des Azorenstromes. Gelingt dieses, kann man auch eine zumindest qualitativ verbesserte Wiedergabe des EKE-Feldes erwarten, da es eng mit dem mittleren Geschwindigkeitsfeld verknüpft ist.

Anhand der Analyse der Reynoldsstressterme wurde festgestellt, daß das Wirbelfeld im Bereich des Nordatlantischen Stromes Energie an die mittlere Zirkulation abgibt und sie

dadurch stützt. Die Drifterdaten erlauben es aber nicht, den Einfluß von baroklinen Instabilitätsprozessen zu untersuchen. Daher ist es nicht möglich, eine vollständige Energiebilanz aufzustellen.

Der Versuch, den Jahresgang der EKE beckenweit zu untersuchen, scheiterte an der dafür nicht ausreichenden Datenmenge. Durch eine auf einen Meridionalschnitt entlang 30°W begrenzte Analyse konnte aber gezeigt werden, daß in vielen Regionen des Nordatlantik ein signifikanter EKE-Jahresgang existiert und daß dessen Verlauf regionale Unterschiede aufweist. Offen bleibt die Frage nach der Horizontalskala der Saisonalität. Wegen der Heterogenität des EKE-Feldes sind Boxen von der Größenordnung 1000 km aber zu groß. Die Ergebnisse bisher durchgeführter Untersuchungen zu diesem Themenkomplex sind sehr widersprüchlich, da die Ergebnisse zu stark von der Meßmethode, der Analysemethode, der Datenmenge und der Auswahl des Untersuchungsgebietes abhängen. Insgesamt bleibt der Wissensstand lückenhaft.

Lagrange'sche und Euler'sche Spektren haben bei annähernd gleichem Energieniveau unterschiedliche spektrale Energieverteilungen. Bedingt durch die kürzere Lagrange'sche Zeitskala ist der Spektrenschwerpunkt gegenüber den Euler'schen Spektren zum Hochfrequenten verschoben. Für Perioden < 64 Tage existiert bei den Drifterspektren im Gegensatz zu den Verankerungsspektren kein dominierendes Frequenzband. Die Lage des Spektrenschwerpunktes variiert regional und ist für ein Stromregime charakteristisch. Die allgemeine Form von Lagrange'schen Spektren kann durch den Einfluß von Wirbeln stark verändert werden, da die Energie dort in einem engen Frequenzband konzentriert ist, das durch die Variation der Umlauffrequenz bestimmt wird.

Die Untersuchung von Gezeiten- und Trägheitsbewegungen offenbart die hochfrequente Grenze des Auflösungsvermögens mit Driftern im ARGOS-System. Halbtägige Gezeiten können beckenweit nicht mehr voll erfaßt werden. Weiterhin werden für signifikante Analyseergebnisse bei den Gezeitenbewegungen relativ lange Zeitreihen benötigt, die durch Segelabrisse nicht in ausreichender Zahl vorhanden sind. Darüberhinaus ist es dann nicht mehr möglich, die Resultate räumlich korrekt zuzuordnen. Eine Verifizierung von Gezeitenmodellen ist von vornherein nicht möglich, weil dazu barotroper und barokliner Gezeiten-

anteil separiert werden müßte. Daher sind Driftbojen für eine Analyse von Gezeitenströmen nicht geeignet.

Erstmals ist in dieser Arbeit eine beckenweite Verteilung der Trägheitsenergie für den zentralen Nordatlantik abgeleitet worden. Die Struktur der Verteilung selbst sowie Untersuchungen einzelner Trajektorien belegen, daß die Intensität von Trägheitsereignissen nicht nur von den lokalen Windverhältnissen und der Schichtung abhängt, sondern daß auch Adaptationsprozesse und die Bodentopographie eine Rolle spielen könnten.

Eine qualitative und quantitative Verbesserung der in dieser Arbeit diskutierten Analyseergebnisse ist durch eine Vergrößerung des Drifterdatensatzes möglich. Durch eine Kombination des SFB-Drifterdatensatzes mit Lagrange'schen Daten anderer Institute ist keine entscheidene Erweiterung zu erwarten, da das Gros der Drifter ihre Segel in anderen Tiefen hatte und somit für eine Kombination ungeeignet ist. Es wäre wünschenswert, den bestehenden Datensatz durch Neuauslegungen von Driftbojen soweit zu vergrößern, daß es möglich ist, die noch vorhandenen Datenlücken bei den mittleren Feldern zu schließen, die horizontale Auflösung - besonders in Gebieten mit hoher Variabilität - zu erhöhen, die statistische Absicherung der Ergebnisse zu verbessern und eine beckenweite Analyse des EKE-Jahresganges durchführen zu können. Realisierbar ist jedoch wohl nur die Schließung der Datenlücken. Die Anforderungen an die Datendichte zur Erfüllung der übrigen Punkte und die damit verbundenen Kosten für Driftbojen und Logistik sind zu hoch, um derartige Projekte Realität werden zu lassen. So müßte beispielsweise für die Durchführung einer beckenweiten EKE-Saisonalitätsuntersuchung der Umfang des Datensatzes optimistisch eingeschätzt auf das dreifache seiner heutigen Größe anwachsen.

Die lückenlose dreidimensionale Erfassung des Geschwindigkeitsfeldes im Nordatlantik kann mit Lagrange'schen Strömungsmessungen oder anderen Messungen nicht erreicht werden. Dies ist nur mit Hilfe von Ozeanmodellen möglich, da nur sie in der Lage sind, mit einer ausreichenden räumlichen und zeitlichen Auflösung einen kompletten Satz aller wichtigen physikalischen Parameter zu liefern, die dann die Analyse der Prozesse und ihrer Wechselwirkungen im Ozean erlauben. Um das in einer befriedigenden Art und Weise tun zu können, bedarf es aber einer Verbesserung der Modelle, wofür Messungen unentbehrlich sind.

Literaturverzeichnis

Accad, Y., and C.L. Pekeris, 1978: Solution of the tidal equations for the M_2 and S_2 tides in the world oceans from a knowledge of the tidal potential alone. *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, 290, 235-266.

Apel, J.R. 1987: Principles of ocean physics. Academic Press, London. 631 pp.

ARGOS User Manual, 1988, 221 pp.

Arhan, M., 1990: The North Atlantic Current and Subarctic Intermediate Water. *J. Mar. Res.*, 48, 109-144.

Beckmann, A., C.W. Böning, B. Brügge and D. Stammer, 1993: Eddy variability in the Central North Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, eingereicht.

Böning, C.W., 1992: Transportprozesse im Subtropischen Nordatlantik: Untersuchungen mit Wirbelauflösenden Modellen der windgetriebenen und thermohalinen Zirkulation. *Habilitationsarbeit, Math. Naturwiss. Fakultät d. Uni Kiel*, 173 pp.

Böning, C.W., and R.G. Budich, 1992: Eddy dynamics in a primitive equation model: sensitivity to horizontal resolution and friction. *J. Phys. Oceanogr.*, 22, 361-381.

Böning, C.W., R. Döscher, and R.G. Budich, 1991: Seasonal Transport Variation in the Western Subtropical North Atlantic: Experiments with an Eddy-resolving Model. *J. Phys. Oceanogr.*, 21, 1271 - 1289.

Bretherton, F., R. Davis and C. Fandry, 1976: A technique for objective analysis and design of oceanographic experiments applied to MODE-73, *Deep Sea Res.*, 23, 559-582.

Brooks, I.H., and P.P. Niiler, 1977: Energetics of the Florida Current. *J. Marine Res.*, 35, 163.

Brügge, B., and J. Dengg, 1991: Differences in drift behavior between drogued and undrogued satellite-tracked drifting buoys. *J. Geophys. Res.*, 96, 7249-7263.

Cartwright, D.E., 1977: Oceanic tides. *Rep. Prog. Phys.*, 40, 665-708.

Cartwright, D.E., R. Spencer, J.M. Vassie and P.I. Woodworth, 1988: The tides of the Atlantic Ocean, 60°N to 30°S. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* 324, 513-563.

Clarke, R.A., H.W. Hill, R.F. Reiniger, and B. Warren, 1980: Current systems south and east of the Grand Banks of Newfoundland. *J. Phys. Oceanogr.*, 10, 25-65.

Colin de Verdiere, A., 1983: Lagrangian eddy statistics from surface drifters in the eastern North Atlantic. *J. Mar. Res.*, 41, 375-398.

- Daniault, N. and Y. Menard, 1985: Eddy kinetic energy distribution in the southern ocean from altimetry and FGGE drifting buoys. *J. Geophys. Res.*, 90, 11877-11889.
- Dantzer, H.L., Jr., 1977: Potential energy maxima in the tropical and subtropical North Atlantic. *J. Phys. Oceanogr.*, 7, 512-519.
- Defant, A., 1941: Quantitative Untersuchungen zu Statik und Dynamik des Atlantischen Ozeans: Die absolute Topographie des physikalischen Meeresniveaus und der Druckflächen sowie die Wasserbewegungen im Raum des Atlantischen Ozeans. *Wiss. Ergeb. Dtsch. Atl. Exped. Meteor 1925 - 1927*, 6, Teil 2, 1, 191-260.
- Dengg, J., 1988: Die Bestimmung des Abrißzeitpunktes von Drifterseglern. Diplomarbeit, IfM Kiel, 63 pp.
- Dick, G., and G. Siedler, 1985: Barotropic tides in the northeast Atlantic inferred from moored current meter data. *Dtsch. Hydrogr. Z.*, 38(1), 7-22.
- Dickson, R.R., 1983: Global summaries and intercomparisons: Flow statistics from long-term current meter moorings, in *Eddies in Marine Sciences*, edited by A.R. Robinson. Springer-Verlag, N.Y., pp. 278-353.
- Dickson, R.R. 1990: Flow statistics from long-term current-meter moorings: The global dataset in January 1989. WOCE Report 46/90, Woce international Project Office, Wormley.
- Dickson, R.R., W.J. Gould, P.A. Gurbutt and P.D. Killworth, 1982: A seasonal signal in ocean currents to abyssal depths. *Nature*, 295, 193-198.
- Dickson, R.R., W.J. Gould, T.J. Müller and C. Maillard, 1985: Estimates of the mean circulation in the deep (>2000m) layer of the Eastern North Atlantic. *Prog. Oceanogr.*, 14, 103-127.
- Dietrich, G., K. Kalle, W. Krauss, und G. Siedler, 1975: *Allgemeine Meereskunde*. Gebrüder Bornträger, 593 pp.
- Emery, W.J., 1983: On the geographical variability of the upper level mean and eddy fields in the North Atlantic and North Pacific. *J. Phys. Oceanogr.*, 13, 269-291.
- Emery, W.J., W.G. Lee and L. Magaard, 1984: Geographic and seasonal distribution of Brunt-Väisälä frequency and Rossby radii in the North Pacific and North Atlantic. *J. Phys. Oceanogr.*, 14, 294-317.
- Fahrbach, E., W. Krauss, J. Meincke, and A. Sy, 1985: Nordatlantik'84-Data Report. Ber. Inst. Meereskunde Kiel, 146, 80 pp.
- Freeland, H.J., P. Rhines and T. Rossby, 1975: Statistical observations of trajectories neutrally buoyant floats in the North Atlantic. *J. Mar. Res.*, 33, 383-404.
- Fu, L.L., T. Keffer, P.P. Niiler and C. Wunsch, 1982: Observations of mesoscale variability

- in the western North Atlantic: A comparative study. *J. Mar. Res.*, 40, 809-848.
- Fu, L.L., J. Vazquez, and M.E. Parke, 1987: Seasonal Variability of the Gulf Stream from Satellite Altimetry. *J. Geophys. Res.*, 92, 749-754.
- Godin, G., 1972: The analysis of tides. Liverpool University Press, Liverpool, England, 264pp.
- Gonella, J., 1972: A rotary-component method for analysing meteorological and oceanographic vector time series. *Deep-Sea Res.*, 19, 833-846.
- Gould, W.J., 1985: Physical Oceanography of the Azores Front. *Prog. Oceanog.*, 14, 167-190.
- Harrison, D.E., and A.R. Robinson, 1978: Energy analysis of open regions of turbulent flows—mean eddy energetics of a numerical ocean circulation experiment. *Dyn. Atmos. Oceans*, 2, 185-211.
- Hiller, W., and R.H. Käse, 1983: Objective analysis of hydrographic data sets from mesoscale surveys. *Ber. Inst. Meereskunde Kiel*, 116, 78 pp.
- Holland, W.R., D.E. Harrison, and A.J. Semtner, Jr., 1983: Eddy-resolving numerical models of large-scale ocean circulation. *Eddies in Marine Sciences*, A.R. Robinson, Ed., Springer-Verlag, 379-403.
- Isemer, H.-J., and L. Hasse, 1987: The Bunker Climate Atlas of the North Atlantic Ocean. Vol. 2: Air-Sea Interactions. Springer Verlag. 256 pp.
- Johnson, M.A., 1989: Southern Ocean Surface Characteristics from FGGE Buoys. *J. Phys. Oceanogr.*, 19, 696-705.
- Johnson, T.J., R.H. Stewart, C.K. Shum and B.D. Tapley, 1992: Distribution of Reynolds Stress carried by mesoscale Variability in the Antarctic Circumpolar Current. *Geophys Res. Letters*, 19, 1201-1204.
- Käse, R.H., and G. Siedler, 1982: Meandering of the subtropical front south-east of the Azores. *Nature*, 300, 245-246.
- Klein, B., and G. Siedler, 1989: On the origin of the Azores Current. *J. Geophys. Res.*, 94, 6159-6168.
- Krauss, W., 1986: The North Atlantic Current. *J. Geophys. Res.*, 91, 5061-5074.
- Krauss, W., and C.W. Böning, 1987: Lagrangian properties of eddy fields in the northern North Atlantic as deduced from satellite-tracked buoys. *J. Mar. Res.*, 45, 259-291.
- Krauss, W., J. Dengg, and H.-H. Hinrichsen, 1989: The response of drifting buoys to currents and wind. *J. Geophys. Res.*, 94, 3201-3210.

- Krauss, W., R. Döscher, A. Lehmann, and T. Viehoff, 1990a: On eddy scales in the eastern and northern Atlantic Ocean as a function of latitude. *J. Geophys. Res.*, 95, 18049-18056.
- Krauss, W., E. Fahrbach, A. Aitsam, J. Elken, and P. Koske, 1987: The North Atlantic Current and its associated eddy field southeast of Flemish Cap. *Deep-Sea Res.*, 34, 1163-1185.
- Krauss, W., and R.H. Käse, 1984: Mean circulation and eddy kinetic energy in the eastern North Atlantic. *J. Geophys. Res.*, 89, 3407-3415.
- Krauss, W., R.H. Käse and H.-H. Hinrichsen, 1990b: The branching of the Gulf Stream southeast of the Grand Banks. *J. Geophys. Res.*, 95, 13089-13103.
- Kunze, E., 1985: Near-inertial wave propagation in geotrophic shear. *J. Phys. Oceanogr.*, 15, 544-565.
- Lanczos, C., 1956: *Applied Analysis*. Prentice Hall, 539 pp.
- Large, W.G. and H. van Loon, 1989: Large scale, low frequency variability of the 1979 FGGE surface buoy drifts and winds over the southern hemisphere. *J. Phys. Oceanogr.*, 19, 216-232.
- Le Traon, P.Y., M.C. Rouquet and C. Boissier, 1990: Spatial scales of mesoscale variability in the North Atlantic as deduced from GEOSAT data. *J. Geophys. Res.*, 95, 20267-20285.
- Levitus, s., 1982: *Climatological atlas of the world ocean*, NOAA Tech. Pap., 3, 173 pp.
- Maillard, C., and R. Käse, 1989: The near-surface flow in the Subtropical Gyre south of the Azores. *J. Geophys. Res.*, 94, 16133-16140.
- Mann, C.R., 1967: The termination of the Gulf Stream and the beginning of the North Atlantic Current. *Deep Sea Res.*, 14, 337-359.
- McNally, G.J. and W.B. White, 1985: Wind driven flow in the mixed layer observed by drifting buoys during Autumn-Winter in the midlatitude North Pacific. *J. Phys. Oceanogr.*, 15, 684-694.
- McNally, G.J., D. S. Luther and W.B. White, 1989: Subinertial frequency response of wind-driven currents in the mixed layer measured by drifting buoys in the midlatitude North Pacific. *J. Phys. Oceanogr.*, 19, 290-300.
- Middleton, J.F., 1985: Drifter spectra and diffusivities. *J. Mar. Res.*, 43, 37-55.
- Müller, T.J., 1987: Analyse niederfrequenter Strömungsschwankungen im Nordostatlantik. *Ber. Inst.f.Meeresk. Kiel*, Nr. 170, 134p.
- Müller, T.J., and G. Siedler, 1992: Multi-year current time series in the eastern North Atlantic Ocean. *J. Mar. Res.*, 50, 63-98.

- Niiler, P.P., R.E. Davis and H.J. White, 1987: Water-following characteristics of a mixed layer drifter. *Deep Sea Res.*, 34, 1867-1881.
- Nishida, H. and W.B. White, 1982: Horizontal eddy fluxes of momentum and kinetic energy in the near-surface of the Kuroshio Extension. *J. Phys. Oceanogr.*, 12, 160-170.
- Olbers, D.J., M. Wenzel, and J. Willebrand, 1985: The inference of the North Atlantic circulation patterns from climatological hydrographic data. *Rev. Geophys.*, 23, 313-356.
- Onken, R., 1993: The Azores Countercurrent. *J. Phys. Oceanogr.*, 23, 1638-1646.
- Osborne, A.R., A.D. Kirwan, jr., A. Provenzale, L. Bergamasco, 1989: Fractal drifter trajectories in the Kuroshio extension. *Tellus*, 41A, 416-435.
- Patterson, S.L., 1985: Surface Circulation and Kinetic Energy Distributions in the Southern Hemisphere Oceans from FGGE Drifting Buoys. *J. Phys. Oceanogr.*, 15, 865-884.
- Piola, A.R., H.A. Figueroa, and A.A. Bianchi, 1987: Some Aspects of the Surface Circulation South of 20°S Revealed by First GARP Global Experiment Drifters. *J. Geophys. Res.*, 92, 5101-5114.
- Pond, S., and G.L. Pickard, 1983: *Introductory Dynamical Oceanography*. 2nd ed. Pergamon Press. 241 pp.
- Poulain, P.M., 1990: Near-inertial and diurnal motions in the trajectories of mixed layer drifters. *J. Mar. Res.*, 48, 793-823.
- Poulain, P.M., D.S. Luther, and W.C. Patzert, 1992: Deriving inertial wave characteristics from surface drifter velocities: frequency variability in the tropical Pacific. *J. Geophys. Res.*, 97, 17947-17959.
- Poulain, P.M., and P.P. Niiler, 1989: Statistical Analysis of the Surface Circulation in the California Current System using Satellite-Tracked Drifters. *J. Phys. Oceanogr.*, 19, 1588-1603.
- Price, J.F., 1983: Particle dispersion in the western North Atlantic. *J. Geophys. Res.*,
- Richardson, P.L., 1981: Gulf Stream trajectories with free-drifting buoys. *J. Phys. Oceanogr.*, 11, 999-1010.
- Richardson, P.L., 1983: Eddy kinetic energy in the North Atlantic from surface drifters. *J. Geophys. Res.*, 88, 4355-4367.
- Richman, J.G., C. Wunsch and N.G. Hogg, 1977: Space and time scales and mesoscale motion in the sea. *Rev. Geophys. Space Physics*, 15, 385-420.
- Robinson, M., R. Bauer and E. Schroeder, 1979: Atlas of North Atlantic-Indian Ocean monthly mean temperature and mean salinities of the surface layer. Ref. Publ. 18, Dept. of

the U.S. Naval Oceanographic Office, Washington, D.C.

Rosby, T., 1987: On the energetics of the Gulf Stream at 73W. *J. Mar. Res.* 45, 59-82.

Schmitz, W.J., Jr., 1977: On the deep general circulation in the western North Atlantic. *J. Mar. Res.*, 35, 21-28.

Schmitz, W.J., Jr., 1978: Observations of the vertical distribution of low frequency kinetic energy in the Western North Atlantic. *J. Mar. Res.*, 36, 295-310.

Schmitz, W.J., Jr., and N.G. Hogg, 1978: Observations of energetic low frequency current fluctuations in the Charly-Gibbs-Fracture-Zone. *J. Mar. Res.*, 36, 725-734.

Schmitz, W.J., Jr., and M.S. McCartney, 1993: On the North Atlantic Circulation. *Rev. Geophys.*, 31, 29-49.

Schmitz, W.J., Jr., P.P. Niiler, R.L. Bernstein and W.R. Holland, 1982: Recent long-term moored instrument observations in the western North Pacific. *J. Geophys. Res.*, 87, 9425-9440.

Schmitz, W.J., Jr., J.F. Price and P.L. Richardson, 1988: Recent moored current meter and SOFAR float observations in the eastern Atlantic near 32N, *J. Mar. Res.*, 46, 301-319.

Schott, G., 1944: *Geographie des Atlantischen Oceans*. Verlag von C. Boysen, 438 pp.

Schwiderski, E.W., 1980: On charting global ocean tides. *Rev. Geophys.*, 18(1), 243-268.

Shum, C.K., R.A. Werner, D.T. Sandwell, B.H. Zhang, R.S. Nerem, and B.D. Tapley, 1990: Variations of global mesoscale eddy energy observed from Geosat. *J. Geophys. Res.*, 95, 17865-17876.

Siedler, G. and U. Paul, 1991: Barotropic and baroclinic tidal currents in the eastern basins of the North Atlantic. *J. Geophys. Res.*, 96, 22259-22271.

Stammer, D., 1992: *Über Mesoskalige Variabilität im Atlantischen Ozean - Analyse und Assimilation von GEOSAT-Altimeterdaten* -. Ber. Inst.f.Meeresk. Kiel, 197 pp.

Stammer, D., and C.W. Böning, 1992: Mesoscale variability in the Atlantic Ocean from GEOSAT altimetry and WOCE high-resolution numerical modelling effort. *J. Phys. Oceanogr.*, 22, 732-752.

Stommel, H., and F. Schott, 1977: The beta spiral and the determination of the absolute velocity field from hydrographic station data. *Deep Sea Res.*, 24, 325-329.

Stramma, L. and G. Siedler, 1988: Seasonal changes in the North Atlantic subtropical gyre. *J. Geophys. Res.*, 93, 8111-8118.

Sverdrup, H.U., M.W. Johnson and R.H. Fleming, 1942: *The oceans, their physics, chemistry,*

and general biology. Prentice-Hall, New York, 1087 pp.

Sy, A., 1987: Untersuchungen zum großskaligen Feld der Zirkulation des Nordatlantiks im Bereich des Mittelatlantischen Rückens. Dissertation, Universität Hamburg, 194 pp.

Sy, A., 1988: Investigation of large-scale circulation patterns in the central North Atlantic: the North Atlantic Current, the Azores Current, and the Mediterranean Water plume in the area of the Mid-Atlantic Ridge. *Deep Sea Res.*, 35, 383-413.

Sy, A., U. Schauer and J. Meincke, 1992: The North Atlantic Current and its associated hydrographic structure above and eastwards of the Mid-Atlantic Ridge. *Deep Sea Res.*, 39, 825-853.

Tai, C.-K., and W.B. White, 1990: Eddy variability in the Kuroshio Extension as revealed by Geosat altimetry: Energy propagation away from the jet, Reynolds stress, and seasonal cycle. *J. Phys. Oceanogr.*, 20, 1761-1777.

Tokmakian, R.T., and P.G. Challenor, 1993: Observations in the Canary Basin and the Azores Frontal Region using Geosat Data. *J. Geophys. Res.*, 98, 4761-4773.

Treguier, A.M., 1992: Kinetic energy analysis of an eddy resolving primitive equation model of the North Atlantic. *J. Geophys. Res.*, 97, 687-701.

Tukey, J.W., 1961: Discussion, emphasizing the connection between analysis of variance and spectrum analysis. *Technometrics*, 3, 191-219.

Webster, F., 1965: Measurements of eddy fluxes of momentum in the surface layer of the Gulf Stream. *Tellus*, 17, 239-245.

Webster, F., 1968: Observations of inertial-period motions in the deep sea. *Rev. Geophys.*, 6, 473-490.

Wenzel, 1986: Die mittlere Zirkulation des Nordatlantik auf der Grundlage klimatologischer hydrographischer Daten. *Ber. Inst.f. Meeresk. Kiel*, Nr. 157, 109 pp.

Willebrand, J., R.H. Käse, D. Stammer, H.-H. Hinrichsen, and W. Krauss, 1990: Verification of GEOSAT sea surface topography in the Gulf Stream extension with surface drifting buoys and hydrographic measurements, *J. Geophys. Res.*, 95, 3007-3014.

Worthington, L.V., 1976: On the North Atlantic Circulation. *Oceanogr. Stud.*, 6, 110 pp.

Wüst, G., 1935: Schichtung und Zirkulation des Atlantischen Ozeans: Das Bodenwasser und die Stratosphäre, *Wiss. Ergeb. Dtsch. Atl. Exped. Meteor 1925 - 1927*, 6, 288 pp.

Wunsch, C., 1978: The general circulation of the North Atlantic west of 50°W determined from inverse methods. *Rev. Geophys.*, 16, 583-620.

Wunsch, C., 1981: Low-frequency variability in the sea. In: Warren, B.A., and C. Wunsch

(Eds.) Evolution of physical oceanography. MIT-Press, Cambridge, Mass.

Wyrтки, K., L. Magaard, and James Hager, 1976: Eddy Energy in the Oceans. *J. Geophys. Res.*, 81, 2641-2646.

Zlotnicki, v., L.-L. Fu and W. Patzert, 1989: Seasonal Variability in Global Sea Level observed with Geosat Altimetry. *J. Geophys. Res.*, 94, 17959-17969.

Danksagung

An dieser Stelle möchte ich Herrn Prof. Dr. W. Krauß für die Anregung zu dieser Arbeit danken. Mein Dank gilt auch allen Mitarbeitern der Abteilung Theoretische Ozeanographie. Namentlich nennen möchte ich:

Aike Beckmann und Hans-Harald Hinrichsen für ihre stets vorhandene spontane Diskussionsbereitschaft.

Peter Herrmann für die Bereitstellung von Modellergebnissen.

Jürgen Holtorff für die Hilfe bei der Bewältigung von Softwareproblemen.

Annegret Schurbohm, deren Handschrift viele der Abbildungen prägt.

Außerdem danke ich Dr. T. Müller, der mir die Verankerungsdaten der Abteilung Meeresphysik zugänglich machte.

Bei meiner Freundin Andrea möchte ich mich vor allem für ihr Verständnis und ihre Unterstützung während meiner Promotionszeit besonders bedanken.