

Hydrographische Untersuchungen im Ostrandstromsystem vor Portugal und Marokko, 1991-1992

E.Hagen⁺, E.Mittelstaedt⁺, R:Feistel⁺, H.Klein^{*}

(+) Institut für Ostseeforschung Warnemünde (IOW)
an der Universität Rostock
Seestaße 15
18119 Warnemünde

(*) Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie
Bernhard-Nocht-Straße 78
20359 Hamburg

Das diesem Bericht zugrundeliegende Vorhaben

"Ostrandströmung"
(Eastern Boundary Currents / EBC)

wurde mit Mitteln des *Bundesministers für Forschung und Technologie* unter dem Kennzeichen 03F0050G/H im Rahmen des Verbundvorhabens WOCE II (*World Ocean Circulation Experiment*) gefördert. Die Verantwortung für den Inhalt liegt bei den Autoren.

1. Einleitung

2. Das Ostrandstromsystem

3. Arbeitsprogramm

3.1. CTD0-Messungen

3.2. Stromprofilmessungen

4. CTD-Ergebnisse

4.1. Großräumige Strom-Massenfeldstrukturen

4.1.1. AR6 und AR16 Kontrollgebiete

4.1.2. Transportabschätzungen

4.1.3. Stromfeldstrukturen

4.2. Schelfkantenregion

4.2.1. Transporte quer zur 2000m-Tiefenlinie

4.2.2. Hydrographie

4.2.3. Wassereigenschaften

4.2.4. Isopyknenanalyse

4.3. Geostrophische Meridionalströmungen
über dem Schelfabhang

4.3.1. Methodische Aspekte

4.3.2. Strombänder zwischen dem Tejo Plateau
und C.S.Vincent

4.3.3. Strombänder vor Nordwestmarokko

4.3.3.1. September 1991/ EBC2

4.3.3.2. September 1992/ EBC5

5. Strömungsmeßergebnisse

5.1. Verankerungslogistik

5.2. Mittlere Stromverteilung

5.3. Transporte

6. Zusammenfassung und Schlußfolgerungen

7. Literatur

1. Einleitung:

Auf der Grundlage von Strömungsmessungen vor Portugal und Marokko und Abschätzungen des geostrophischen Stromanteils sowie vom driftenden Schiff ausgeführter Stromprofilmessungen sollte das Vorhaben

"Ostrandströmung-Eastern Boundary Currents (EBC)" ***(03F0050G/H)***

im Rahmen des Verbundvorhabens WOCE II (World Ocean Circulation Experiment) eine Aussage zur Bedeutung der polwärts laufenden Unterströme im System der Ostrandströmungen liefern. Es wurden quantitative und qualitative Abschätzungen über quasi-synoptische Stromfeldstrukturen, Transporte/Massenbilanzen angestrebt. Die Arbeiten sind der Zielrichtung von WOCE Core Project 3 "Gyre Dynamics Experiment" zugeordnet.

2. Das Ostrandstromsystem

Abgesehen von dem Wasseraustausch in der Straße von Gibraltar gab es bis zur Planungsphase unseres Projekts im iberomarokkanischen Seegebiet nur wenige Informationen über direkt gemessene Strömungsdaten am Kontinentalabhang. Die bis dahin veröffentlichten Meßergebnisse basierten auf Zeitreihen, die 10 bis 30 Tage lang waren. Die Meßpositionen konzentrierten sich insbesondere im Golf von Cadiz (Zenk, 1975; Thorpe, 1976; Howe, 1984) und weiter westlich, nahe Cap S. Vincent, dem Südwestzipfel Portugals (Swallow et al., 1969; Meincke et al. 1975; Fiùza et al. 1990). Ein Hauptaugenmerk bei diesen Messungen richtete sich dort auf die Ausbreitung des Mittelmeerwassers innerhalb der Tiefenschicht zwischen 600 m und 1300 m.

Weiter im Norden, entlang des westlichen Kontinentalabhangs der iberischen Halbinsel, kannten wir kurz vor unserem Projekt nur vier Untersuchungsergebnisse, die Aussagen zu direkten Strömungsmessungen am iberischen Kontinentalabhang machten. Hierbei

handelt es sich um 3 kurzfristige Strömungsmessungen von 12 bis 14 Tagen auf der Höhe zwischen 40° N (Kautsky et al., 1977;) und zwischen 41° N bis 43° N (Haynes et al., 1990), sowie um Ergebnisse von Tiefseedrifter-Beobachtungen in 1500 m Tiefe bei etwa 42° N (Swallow et al., 1977).

Außerdem existierten beim BSH bereits Strömungsdaten aus der Zeit von Juli 1983 bis Januar 1984 vom portugiesischen Kontinentalabhang bei 40° N. Die Daten waren von der Universität Lissabon gesammelt (Ambar, 1984) und vom BSH (damals: Deutsches Hydrographisches Institut) ausgewertet worden.

Die bisher wohl umfangreichsten Strömungsmessungen vom westiberischen Kontinentalabhang stammen von Arhan et al. (1991). Im Rahmen des Meßprogramms "Bord-Est" waren hierzu bei etwa 38° N und 40° N quer zum Hang jeweils vier Verankerungen ausgelegt worden.

Im Jahr 1992 erschienen zwei weitere Arbeiten über Strömungsergebnisse am portugiesischen Kontinentalabhang. Die eine Arbeit stammt von da Silva et al. (1992), der über Strömungsmeßdaten bei etwa 41° N berichtet, die andere von Zenk et al. (1992) über Tiefendriftertrajektorien in etwa 630 und 850 m Tiefe.

Faßt man die bisherigen Erkenntnisse über die Randzirkulation aufgrund direkter Strömungsmessungen zusammen, so ergibt sich das folgende vorläufige allgemeine Bild:

Entlang des iberischen Kontinentalabhanges, vom Golf von Cadiz über Cap S. Vincent bis zum Cap Finisterre (bei ca. 43° N) existiert in der Tiefe eine polwärts setzende Randströmung. Die Stromgeschwindigkeiten scheinen im Hauptausstrom des Mittelmeers zwischen 850 und 1200 m Tiefe relativ stark zu sein. Die Meßergebnisse lassen erkennen, daß die polwärts setzende Strömung aber nicht nur auf die Schicht des Mittelmeerwasser-Ausstroms beschränkt ist, sondern zeitweise (überwiegend?) auch die Wasserschichten in großen Tiefen darunter und darüber - bis zur windbeeinflussten Oberflächenschicht - erfaßt.

Mit Hilfe von Oberflächendrifter, hydrographischen in-situ-Messungen (Haynes et al., 1990) und Satelliten-Fernerkundung (Frouin et al., 1990; Pingree et al., 1990) ist im Herbst und Winter entlang des westlichen und nördlichen iberischen

Kontinentalabhangs eine wärmere polwärts setzende Oberflächenströmung beobachtet worden, die eine vertikale Mächtigkeit von mehreren hundert Metern hat. Diese Strömung entlang der Schelfkante scheint typisch für die Herbst-/Winterzeit zu sein.

Nach den statistischen Angaben im Seehandbuch (BSH, 1993) setzen die Oberflächenströmungen im Sommer über dem Schelf und dem Kontinentalabhang mit Geschwindigkeiten von durchschnittlich einem halben Knoten (ca. 25 cm/s) überwiegend nach Süden ("Portugalstrom"). Während dieser Situation entwickelt sich Auftrieb entlang einzelner Küstenabschnitte, wodurch kühle und nährstoffreiche Wassermassen in die Wasseroberflächenschicht aufsteigen.

Im Winter sind die Strömungen über dem Schelf und dem Kontinentalabhang dagegen unbeständiger, was größtenteils mit den unbeständigen Winden während dieser Jahreszeit zusammenhängt. Eine bevorzugte Nordrichtung der Strömung ist jedoch in den Darstellungen des Seehandbuches nicht zu erkennen, außer bei entsprechenden Winden aus S bis WSW, die im Winter deutlich häufiger auftreten als im Sommer.

Hinsichtlich der Ursachen der beobachteten Nordströmung vor der Westküste machen McClain et al. (1986), die den küstennahen Auftrieb vor Galizien um Cap Finisterre herum untersuchen, die negative Rotation der Wind-Schubspannung (negative wind stress curl) in Küstennähe verantwortlich (vgl. auch Batteen et al., 1992).

Frouin et al. (1990) sehen als Ursache für das schmale Nordstromband in der Oberflächenschicht an der Schelfkante die großräumigen meridionalen Druckgradienten im Ozean. Die Autoren schreiben:

"A mechanism giving better quantitative agreement with the observations is the geostrophic adjustment of the eastward oceanic flow driven by the large-scale meridional baroclinic pressure gradient in the eastern North Atlantic as the flow reaches the continental slope of the western Iberian Peninsula. Topographic trapping by the bathymetric step existing along the shelf break explains both the width and the path of the observed current."

Ein besonderes Seegebiet, das für die Randzirkulation von Bedeutung ist, erstreckt sich um Cap S. Vincent. Der abrupte Richtungswechsel des Küstenverlaufs und des Kontinentalabhangs verursacht auffällige Instabilitäten der Randzirkulation, die zur

Bildung meso-skaliger Wirbel führen (vgl. Swallow, 1969). Das Seegebiet um Cap S. Vincent ist zweifellos ein potentiell "Wirbelerzeugungsgebiet", wo nach unserer Einschätzung auch quasi-stationäre Wirbel zu erwarten sind. Dies wird nicht ständig der Fall sein und hängt von den jeweiligen Randstromverhältnissen ab. Gelegentlich dürften sich auch dort entstandene Wirbel vom Entstehungsort ablösen und verdriften (vgl. Hinrichsen et al., 1993). Ebenso wurden auch durchziehende Wirbel beobachtet, die über dem portugiesischen Schelf weiter im Norden entstanden sind (Pingree et al., 1993).

In den allgemeinen großräumigen Darstellungen der Oberflächenströmung im ibero-marokkanischen Seegebiet zirkuliert das Wasser südlich der iberischen Halbinsel nach Osten. Ein Teil dieser Wassermassen passiert die Straße von Gibraltar. Ein anderer Teil umströmt die Kontinente auf unterschiedlich langen Wegen im Uhrzeigersinn und erscheint entlang der marokkanischen Küste als südliche Randströmung. Diese in allen klimatologischen Strömungsatlantiken auftauchende Darstellung wird überlagert von den Strömungsschwankungen durch wechselnde Windverhältnisse. In der sich jahreszeitlich verlagernden Passat-Zone sind die oberflächennahen Randströmungen relativ beständig äquatorwärts gerichtet. Ihre nördlichste Ausdehnung - bis etwa 33° N - haben die Passate vor Marokko im Sommer (Juli/August). Während dieser Zeit ist die Südströmung über dem Schelf kräftig ausgebildet, und zwischen 33° N und 30° N entwickelt sich starker Küstenauftrieb. Vom marokkanischen Kontinentalabhang sind uns so gut wie keine Strömungsmessungen bekannt, wenn man von einigen sehr kurzen Strömungsregistrierungen über 56 bis 60 Stunden bei 32° N im April 1973 absieht (Mittelstaedt, 1989). Die Messungen ergaben bei einer Wassertiefe von 730 m in Bodennähe eine nordwärts setzende Strömung mit einer mittleren Geschwindigkeit um 4 cm/s.

In Tiefen zwischen 800 m und 1400 m, mit der Kernschicht in etwa 1200 m, tritt in den hydrographischen Schnitten vor Marokko der Einfluß des salzreichen Mittelmeer-Ausstroms hervor. Mit wachsender Entfernung von der Straße von Gibraltar nimmt der Salzgehalt in der Mittelmeerwasser-Schicht ab, ist jedoch auch noch entlang des mauretanischen Auftriebsschelfs in der

Breitenzone um 20° N deutlich zu erkennen.

Von besonderem Interesse sind hier die Hangströmungen in 200 bis 800 m Tiefe zwischen der windbeeinflussten Deckschicht und dem nach Süden gerichteten Mittelmeerwasserausstrom.

Die Untersuchungen des Auftriebs entlang der nordwestafrikanischen Küste in der Breitenzone zwischen 26° N und 16° N führten zu der Entdeckung eines schmalen polwärts setzenden Unterstroms am Kontinentalabhang zwischen 100 und 300 Meter Tiefe, der in Breiten zwischen 22° N und 24° N teilweise in größere Tiefen abzutauchen scheint (Barton, 1989; Mittelstaedt, 1989). Nördlich von Cap Bojador (26° N) gab es entlang der gesamten marokkanischen Küste, außer den oben erwähnten Kurzmessungen, bisher keine weiteren Strömungsmessungen, die über das 'Schicksal' dieser Unterströmung vor Marokko oberhalb der Mittelmeerausstromschicht Hinweise geben konnten.

Um Informationen hierüber zu erhalten, sind daher im Rahmen des hier beschriebenen Vorhabens drei Strömungsmesserketten am marokkanischen Kontinentalabhang bzw. in dessen Nähe ausgelegt worden. Die Fragen, die wir mit diesen Messungen verbanden, waren:

- Existiert in den vermuteten Tiefen vor Marokko eine polwärts setzende Unterströmung?
- Wenn ja, läßt sich eine Verbindung zwischen der afrikanischen und europäischen Unterströmung nachweisen?

Eine positive Beantwortung beider Fragen würde bedeuten, daß sich die polwärts setzende Unterströmung als kontinuierliches Phänomen von äquatorialen bis polaren Breiten entlang des nordatlantischen Ostrandtes ausdehnt.

3. Arbeitsprogramm

Die Einordnung der WOCE-Gebiete AR6 (Ostteil des Kanarenbeckens und vor Marokko) und AR16 (vor Portugal) in das internationale WOCE-Programm im Nordatlantik ist der Abb.3.1 zu entnehmen. Die

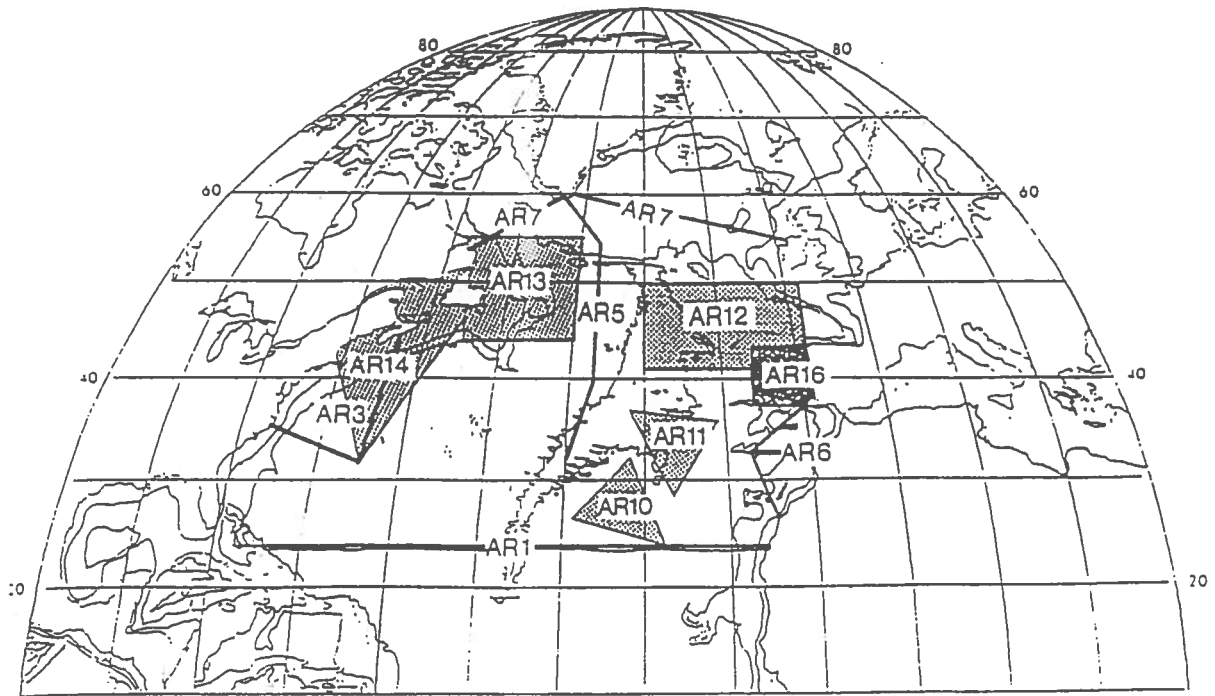


Abb.3.1 Für WOCE ausgewiesene Kontrollareale im Nordatlantik

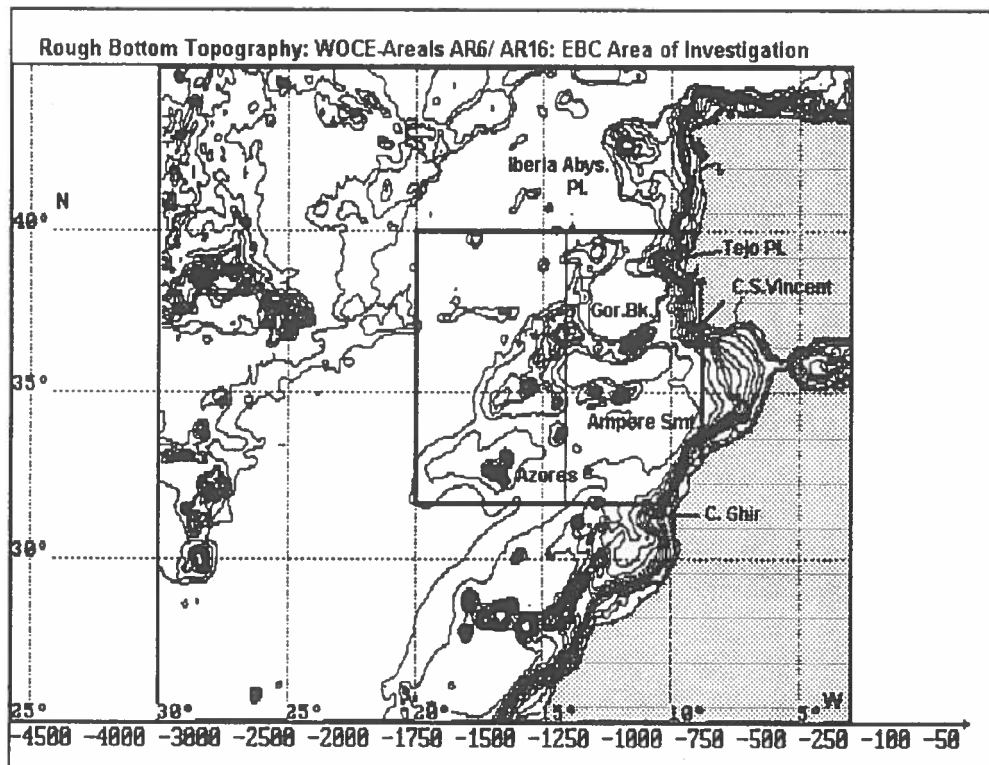


Abb.3.2 Bodentopographie mit ausgewählten Tiefenstufen (angegeben in Metern auf der unteren Bildleiste) im Gebiet der WOCE-Areale AR6 vor Marokko und AR16 vor Portugal; die Box zeigt das Untersuchungsgebiet des Vorhabens WOCE-Ostrandströmung (Eastern Boundary Currents/ EBC) mit FS "HEINCKE" und "A.v.HUMBOLDT" von 1991 bis 1992

topographischen Strukturen des Arbeitsgebietes werden in Abb.3.2 gezeigt.

3.1. CTDO-Messungen

Die angesprochene Fragestellung erforderte die Vermessung des Massenfeldes mit CTDO-Sondierungen:

- entlang zonaler und meridionaler Schnitte (großräumige Strukturen)
- auf hydrographische Stationen, parallel zum Kontinental-
abhang (interne Druckgradienten für den polwärts gerichteten Unterstrom)

Im Rahmen dieses Vorhabens wurden zusammenfassend fünf Expeditionen (EBC1 bis EBC5) durchgeführt. Die Lage der hydrographischen Schnitte und Stationspositionen ist in Abb.3.3. dargestellt.

Eine Zusammenstellung der beteiligten Institutionen, der Expeditionszeit und der Anzahl der bearbeiteten CTD-Stationen wird durch Tabelle 3.1 gegeben.

Auf allen fünf Fahrten ist einheitlich das CTD-Meßsystem OM-87 des IOW eingesetzt worden. Die CTDO-Daten sind bis auf die der Reise EBC3 dem WOCE-Datenzentrum übermittelt worden. Während der Reise EBC3 fiel das AUTOSAL-Salinometer zur Kontrolle des Leitfähigkeitssensors aus. Daher konnte der von WOCE angestrebte Standard der Datenqualität nicht gesichert werden. Diese Daten wurden dennoch nach einer Anpassung an die konservativen Zentralwassereigenschaften für die Auswertung am IOW herangezogen.

Ursprünglich war vorgesehen, die Schnitte des EBC2 Abschnittes während EBC5 zu wiederholen. Wegen der Kürzung der Einsatzzeit von FS "A.v.Humboldt" durch das IOW mußte die Anzahl der Stationen erheblich eingeschränkt werden. Der meridionale Westschnitt wurde von ehemals 20°W auf 14°W verlegt.

Unglücklicherweise riß am 17. September 1992 während der Reise EBC5 auf der Position 31°59,5'N, 11°00,3'W das Sondenkabel durch

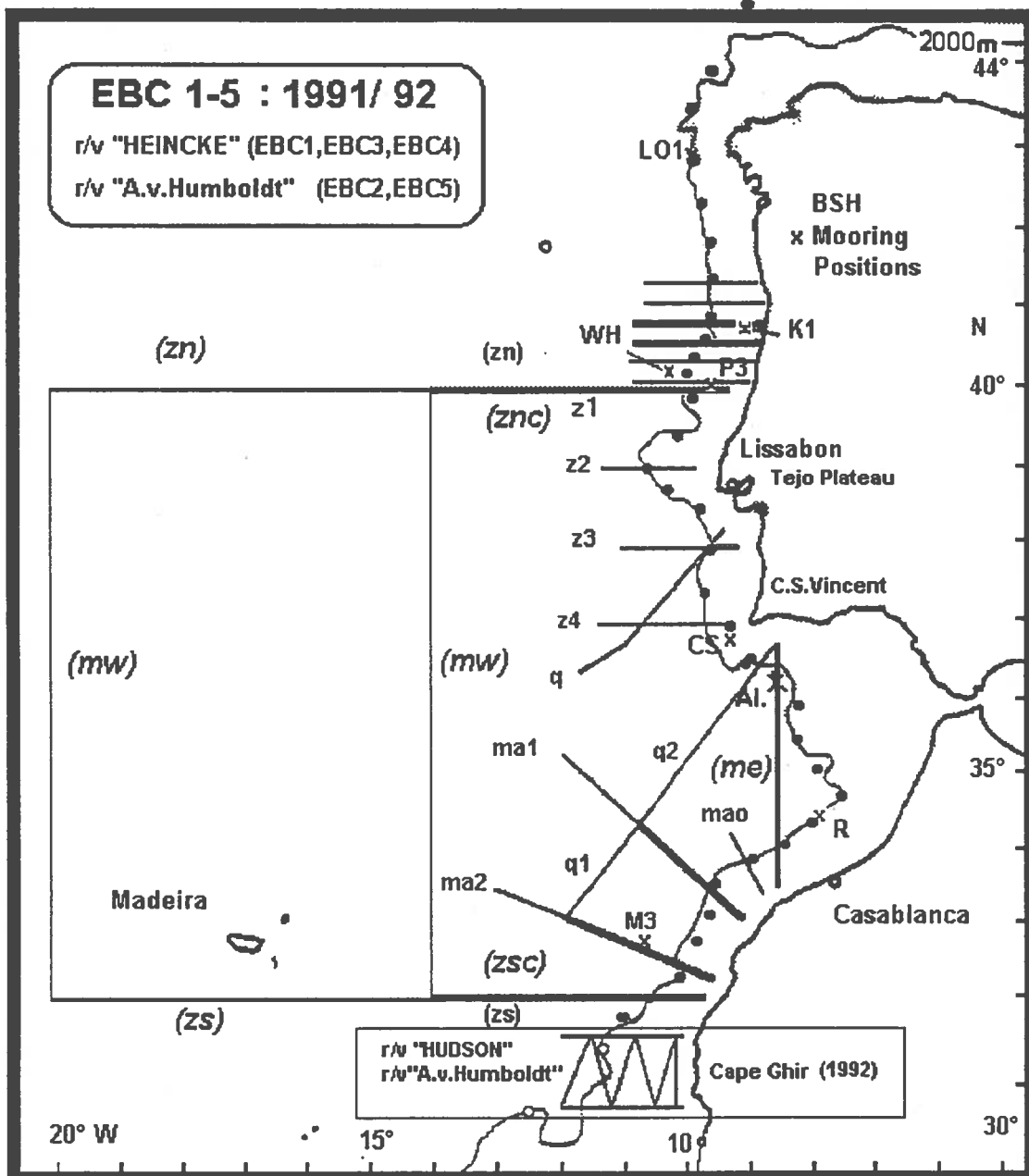


Abb.3.3 Arbeitskarte für EBC1-EBC5 mit den Verankerungspositionen LO1, K1, P3, WH, CS, Al, R und M3 (Kreuze) für Strömungsmessungen; Lage der einmalig (dünne Linien) und mehrmalig (dicke Linien) vermessenen hydrographischen Schnitte mit Stationsabständen zwischen 5 sm (über dem Schelf), 8-10 sm (östlich von 15°W) und 20-30 sm (westlich von 15°W)

einen Materialfehler. Die Unterwassereinheit mit voll bestückter Schöpferrosette sank bei einer Echolottiefe von 2833m auf Grund. Die Messungen wurden mit einem identischen Ersatzsystem fortgesetzt.

Für vier Tage wurde ein meso-skaliges Stationsnetz in Kooperation mit dem kanadischen Forschungsschiff "HUDSON" im permanenten Auftriebsfilament vor Cap Ghir (31°N) bearbeitet.

Tab.3.1 Forschungsfahrten im Rahmen des WOCE-Teilprojektes "Ostrandströmungen (EBC)" im Verbundvorhaben WOCE II, beteiligte Institutionen und Anzahl der CTD-Stationen

| Reise | Schiff | Institute | Zeit | Stat. |
|-------|--------------------|---------------|-----------------------|-------|
| EBC1 | "HEINCKE" | BAH, BSH, IOW | 09.03.- 20.04.1991 | 133 |
| EBC2 | "A.v. HUMBOLDT" | IOW, BSH | 20.08.- 25.10.1991 | 196 |
| EBC3 | "HEINCKE" | BAH, IOW, BSH | 15.10.- 22.10.1991 | (23)* |
| EBC4 | "HEINCKE" | BAH, IOW, BSH | 03.01.- 06.02.1992 | 117 |
| EBC5 | "A.v. HUMBOLDT" | IOW, BSH | 02.09.- 14.10.1992 | 171 |

[(*) nicht an das WOCE-Datenzentrum übergeben]

Hier war die CTDO-Unterwassereinheit zusätzlich mit einem Fluorometer bestückt, um Aussagen zur räumlichen Verteilung der Chlorophyllmuster zu erhalten.

3.2. Stromprofilmessungen

Zur Abschätzung der Transporte in der windbeeinflussten Deckschicht wurde bis zu einer Tiefe von 500 m der am IOW entwickelte und gebaute Stromprofilmesser (WPS) für Registrierintervalle von 20 Zyklen in festen Horizonten eingesetzt. Diese Daten

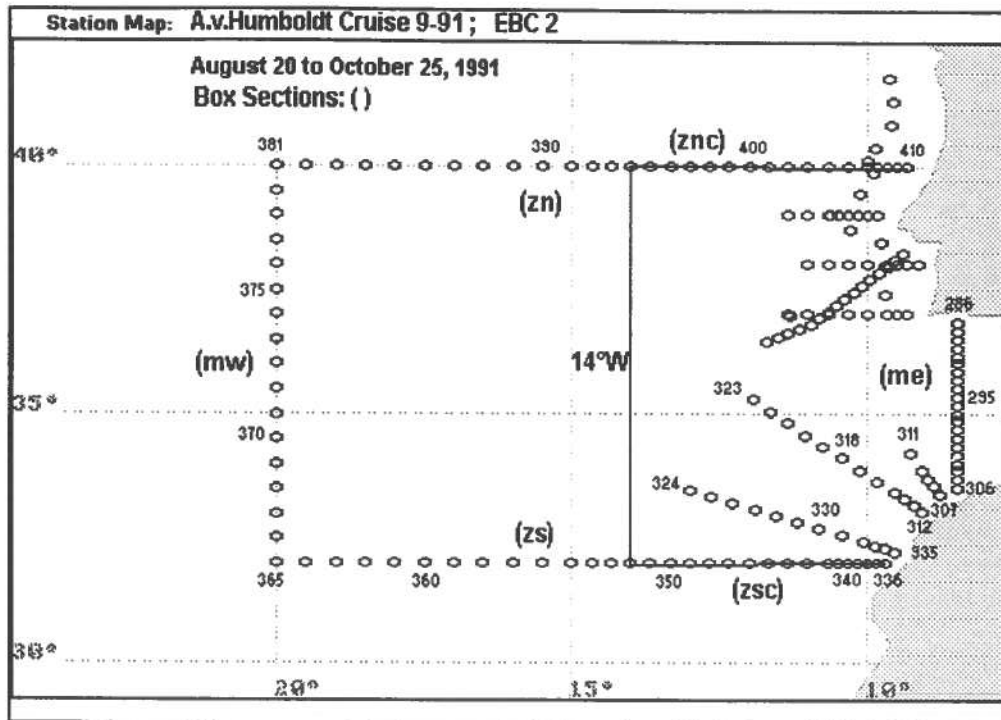


Abb.4.1a Stationspositionen während EBC2 (Aug.-Okt.1991), die Schnitte (zn, mw, zs, me) bilden eine Box, die Zonalschnitte wurden westwärts bis 14°W zum Vergleich mit Ergebnissen von EBC5 gesondert ausgewertet und mit (znc, zsc) bezeichnet

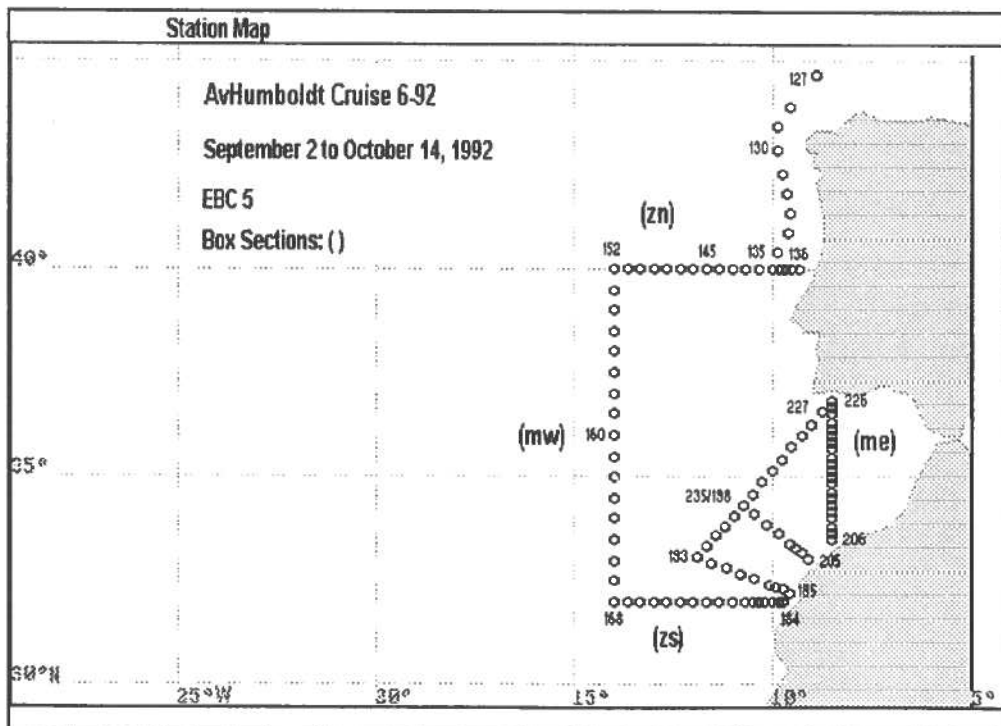


Abb.4.1b Wie in Abb.4.1a aber für die Expedition EBC5 mit den Schnittbezeichnungen (zn, mw, zs, me)

sollten eine Anpassung der geostrophischen Stromabschätzungen an die Deckschichtbedingungen ermöglichen. Mit Hilfe der erstmalig verfügbaren GPS-Positionsbestimmung sollte die Schiffsdrift eliminiert werden. Es zeigte sich jedoch, daß während der Messung auftretende Driftbeschleunigungen eine sinnvolle Auswertung der Daten unmöglich machten. Die Strömungssignale waren wenigstens um einen Faktor 5 geringer als die der Drift. Auch ließ sich keine Regelmäßigkeit dieses Faktors mit der Tiefe erkennen. Obwohl in der Vergangenheit mit diesem Gerät befriedigende Ergebnisse erzielt werden konnten, wenn kräftige Stromsignale vorhanden waren, sind die hier durchgeführten Messungen wegen der schwachen "Hintergrundströmung" nicht für eine weitere Auswertung geeignet.

4.CTD-Ergebnisse

4.1. Großräumige Strom-Massenfeldstrukturen

4.1.1. AR6 und AR16 Kontrollgebiete

Im September/ Oktober 1991 (EBC2) und September 1992 (EBC5) wurden durch ausgedehnte Zonal- und Meridionalschnitte zwei großräumige Boxen vermessen. Ihre nördliche Begrenzung erfolgte entlang 40°N zwischen 9.3°W und 20°W (EBC2zn) bzw. 14°W (EBC5zn).

Wegen der angestrebten Vergleichbarkeit wurde der Schnitt (EBC2zn) auf die Länge des während EBC5 durchgeführten Zonalschnittes begrenzt und durch (EBC2znc) gekennzeichnet, vergleiche Abb.4.1a mit Abb.4.1b. Analog wurde entlang der südlichen Berandung verfahren. Der eingekürzte Schnitt wurde entsprechend mit EBC2zsc gekennzeichnet.

Zwischen 40°N und 32°N schlossen zwei Meridionalschnitte die Box. Der Westschnitt lag auf 20°W während EBC2 (EBC2mw) aber auf 14°W während EBC5 (EBC5mw). Der Ostschnitt lag während beider Expeditionen auf 8.5°W (EBC2me, EBC5me). Hier ergänzen die Küsten im Norden und Süden des Golfes von Cadiz die Berandung beider Boxen.

4.1.2. Transportabschätzungen

Die angestrebten Transportbilanzen sind auf der Grundlage geostrophischer Stromfeldabschätzungen möglich, wenn auch mit gewissen Vorbehalten.

Die Genauigkeit der eingesetzten Druck- Temperatur- und Leitfähigkeitssensoren läßt Fehler von ± 3 cm/s in den geostrophischen Geschwindigkeiten zu.

Es wurde erwartet, daß die größte räumliche Variabilität des Massenfeldes innerhalb der oberen 2000m, in der Tiefenschicht des MW-Ausstromes zwischen 800m und 1300m, auftritt. Die tiefergehenden Messungen werden hier nicht berücksichtigt, da ihre sinnvolle Auswertung die Einbeziehung von Fremddaten erforderlich macht.

Als Referenzniveau P_0 für die "Nullschicht" wurde die von FIEKAS et al. (1992) vorgeschlagene Anpassung in Abhängigkeit von der Breite (ϕ) und Länge (λ) verwendet.

$$P_0(\text{dbar}) = 1200 + 0.69(\phi - 32.9)^2 + 700 \exp\{-[(\phi - 37)^2 + (\lambda + 14)^2]/40\}$$

Die errechneten Nettotransporte, normal zu den Schnitten, sind folgendermaßen zusammengestellt:

Für jeden Schnitt wurden die Transporte symbolisch durch Pfeile in zwei schematische Boxen eingetragen (Abb 4.2).

Für den Fall EBC2 ergibt sich für die oberen 2000m summarisch ein Einstrom von 6,4 Sv in die Box hinein. Lediglich im Süden wurde ein Ausstrom von 3.2 Sv errechnet. Es resultiert ein Nettoeinstrom von etwa 3,2 Sv. Der Vergleich der Transporte durch die Schnitte EBC2zn und EBC2znc legt nahe, daß der südwärts gerichtete Nettobeitrag vorrangig aus Gebieten westlich von 14°W resultiert, da östlich davon ein schwacher Nordtransport von 0,2 Sv errechnet worden ist. Im Gegensatz dazu dominiert auf 32°N ein nach Süden gerichteter Transport durch die Schnitte EBC2zs und EBC2zsc. Dieser Transport verringert sich offensichtlich mit zunehmender Entfernung zur Küste.

Der nach Westen gerichtete Transport durch die Öffnung des Golfes von Cadiz (EBC2me) ist mit 2,2 Sv annähernd gleich groß

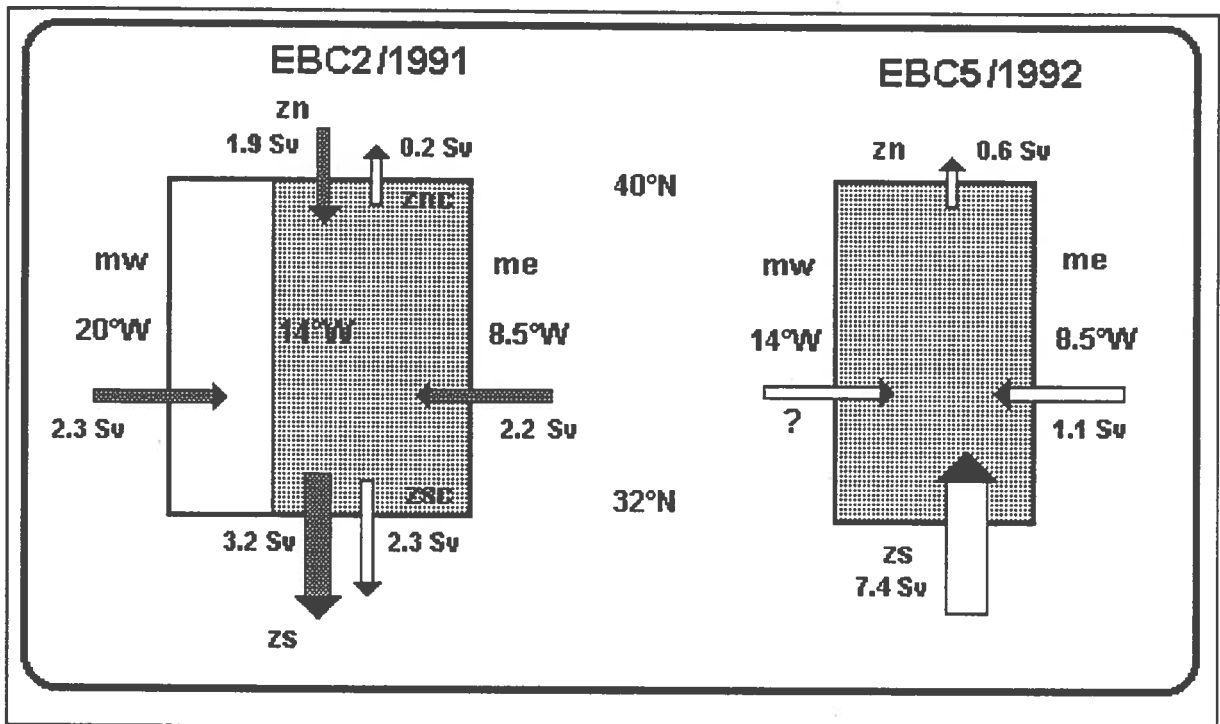


Abb.4.2 Nettotransporte ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$) zwischen 0-2000m Tiefe senkrecht zu den in Abb.4.1(a,b) bezeichneten Schnitten (zn, znc, zs, zsc, mw, me); der Transportpfeil(?) für den Schnitt EBC5mw ist im Text erläutert

wie der Ostransport (2,3 Sv) durch den Meridionalschnitt entlang 20°W (EBC2mw).

Während EBC2 war es so, daß der nach Süden gerichtete Transport, entsprechend der großräumigen Struktur der Nordatlantischen Rezirkulation, mit abnehmender geographischer Breite zunahm. Entgegengesetzte Bedingungen wurden während EBC5 angetroffen. Bis 14°W wurde ein Nordstrom errechnet, der sich von 7,4 Sv bei 32°N auf 0,6 Sv in 40°N verringerte. Der Westtransport quer zum Golf von Cadiz (EBC5me) war im Vergleich zum Schnitt EBC2me entlang 8.5°W mit 1,1 Sv etwa um den Faktor 2 geringer. Wegen topographischer Aufragungen ist die Transportabschätzung für den Schnitt (EBC5mw) fraglich. Aus den bisherigen Abschätzungen erscheint ein Osttransport um etwa 1 Sv plausibel. In die Box von EBC5 kann damit ein Eintrag von etwa 9,5 Sv erwartet werden. Demgegenüber steht ein Verlust von 0,6 Sv (EBC5zn). Es verbleibt ein Nettoeintrag von annähernd 9 Sv.

Wird angenommen, daß sich der Osttransport von 20°W nach 14°W etwa um die Hälfte verringert, dann resultiert für die "verkleinerte Box" im EBC2-Programm ein Eintrag von 3.3 Sv und ein Verlust von 2,5 Sv, d.h. ein verbleibender Gewinn von ungefähr 0,8 Sv.

Die vorgelegten groben Schätzungen legen zumindestens nahe, daß Unregelmäßigkeiten in der Massenbilanz des Untersuchungsgebietes vorrangig auf Variationen im Meridionaltransport zurückgehen. Allerdings sind im Bereich des Mittelmeeraustromes nach den Transportabschätzungen durch die Schnitte EBC2me (September 1991) und EBC5me (September 1992) auch zwischenjährliche Transportschwankungen um den Faktor 2 möglich.

4.1.3. Stromfeldstrukturen

Die Muster der geostrophischen Meridionalströmung entlang der nördlichen Berandung der EBC2-Box sind in Abb.4.3a dargestellt. Abgesehen von einer intensiven Nordströmung mit Kerngeschwindigkeiten bis zu 34 cm/s bis zu Tiefen von 500m (50 Bar), intensivieren sich die Strombänder in Richtung des offenen Nordatlantiks. Die Abbildung vermittelt den Eindruck einer

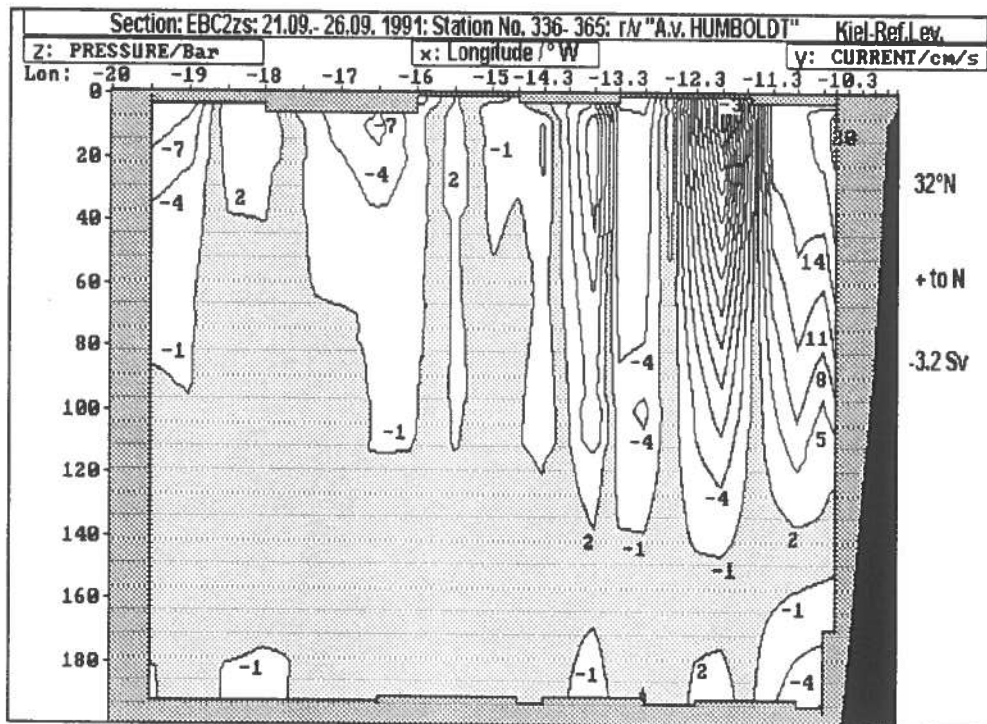
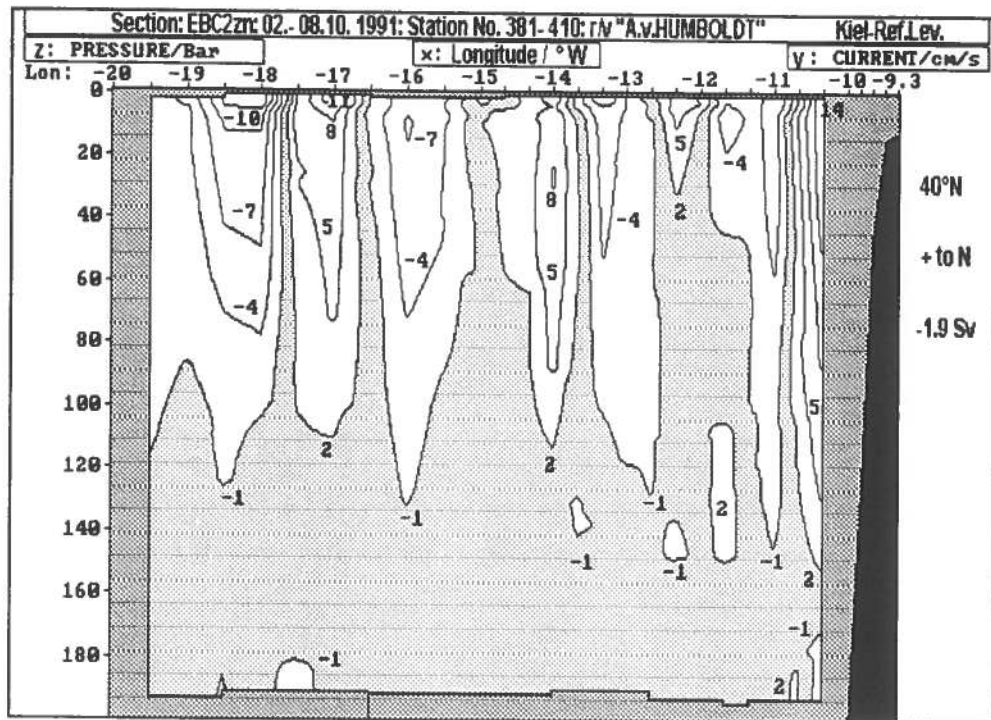


Abb.4.3 (a,b) Zonalstrukturen der geostrophischen Strömung (cm/s) entlang der Schnitte EBC2zn auf 40°N und EBC2zs auf 32°N (Tiefe (Bar), 100 Bar~1000m); das Intervall $[-1 < v < 2]$ cm/s ist schraffiert; Nordstrom ($v > 0$), Südstrom ($v < 0$)

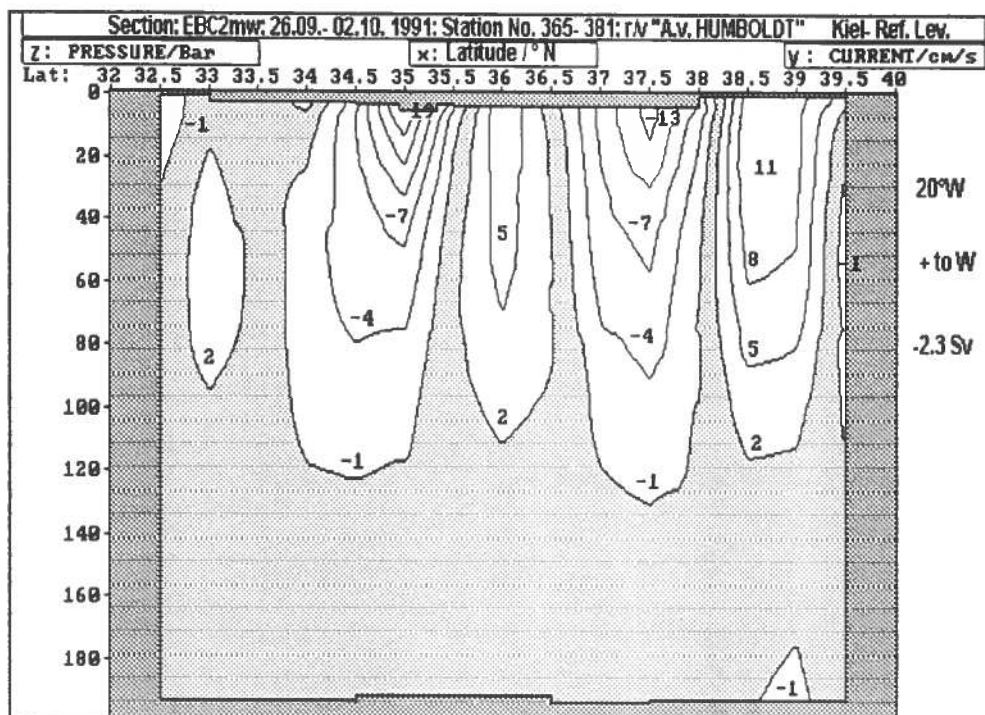


Abb.4.4 Meridionalstrukturen der geostrophischen Zonalströmung entlang des Schnittes EBC2mw auf 20°W (u>0: Weststrom, u<0: Oststrom), das Intervall (-1<u<2) cm/s ist schraffiert

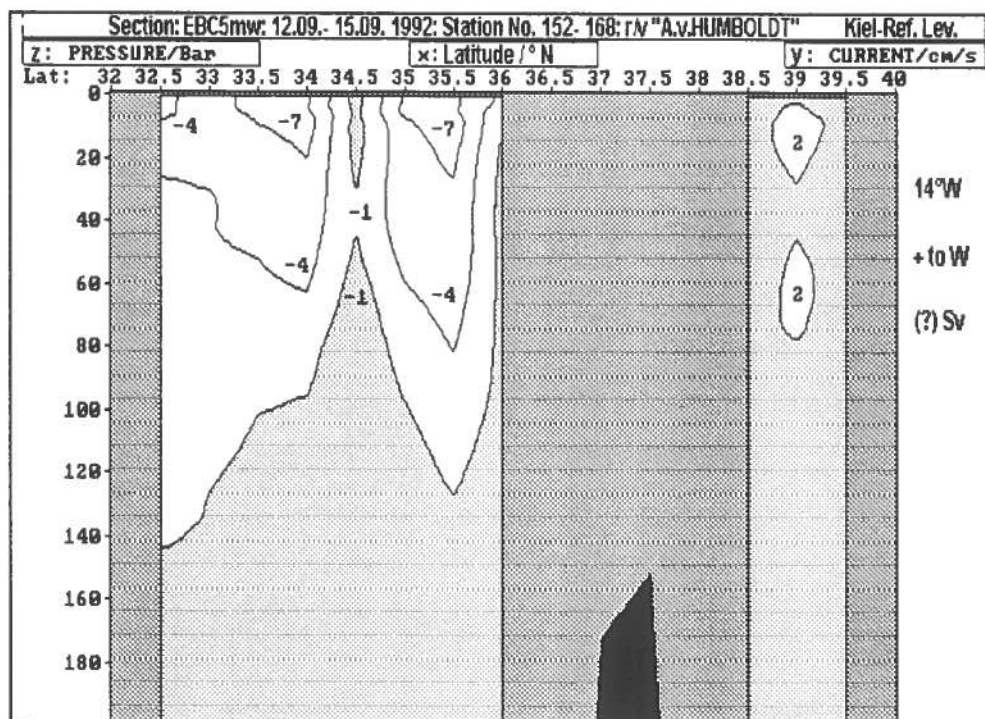


Abb.4.5 Wie in Abb.4.4 aber entlang des Schnittes EBC5mw auf 14°W (Die Aufragung der Bodentopographie auf 37.5 °N macht die Anwendung des gewählten Bezugsniveaus unmöglich und der Nettotransport ist fraglich!)

zonalen Wellenlänge von etwa 190-200 km.

Entlang der südlichen Boxbegrenzung auf 32°N schwächen sich die Meridionalstrombänder deutlich in Richtung des offenen Atlantiks ab (Abb 4.3b). Die visuell bestimmte zonale Wellenlänge liegt bei etwa 280-300 km. In beiden Beispielen dominiert vor dem Kontinentalabhang ein kräftiger Nordstrom mit Kerngeschwindigkeiten von 14 cm/s im Norden (40°N) und 20 cm/s im Süden (32°N). Dabei erreicht die 5 cm/s-Isotache Tiefen um 1200 m. Beide Stromkerne liegen im Bereich des Kontinentalabhanges in der Nähe von 10°W .

Auf 32°N , $11,8^{\circ}\text{W}$ tritt ein Südstrom mit oberflächennahen Kerngeschwindigkeiten von -37 cm/s auf. Er trägt wesentlich zum Netto-Südtransport von -3.2 Sv bei.

Entlang des Meridionalschnittes auf 20°W (EBC2mw) wurden zwischen 32°N und 40°N ebenfalls wellenartige Muster im Zonalstrom errechnet. Die meridionale Wellenlänge beträgt etwa 230 km. Die nach Westen gerichteten Strombänder treten in Abb.4.4 durch Stromkerne auf 36°N (5 cm/s) und etwa 38.6°N (>11 cm/s) in der oberen 800m Schicht hervor.

Im September 1991 wurden auf 20°W zwei Oststrombänder mit oberflächennahen Stromkernen auf etwa 35°N (-19 cm/s) und 37.6°N (-13 cm/s) beobachtet. Die Stromfeldmuster in Abb.4.5 zeigen, daß ein Oststrom auf 14°W auch im September 1992 auch auf der Breite von etwa 35°N vorhanden war. Wir schließen nicht aus, daß es sich hierbei um einen permanent vorhandenen Oststrom handelt.

Wegen topographischer Aufragungen in das Referenzniveau um etwa 1600m Tiefe mußte in Abb.4.5 auf die Stromstrukturen zwischen 36°N und 38.5°N verzichtet werden.

Um die Ergebnisse methodisch einheitlich darzustellen, wird an dieser Stelle kein anderes Referenzniveau verwendet. Der resultierende Nettotransport wurde daher in den obigen Ausführungen nicht berücksichtigt.

Im Gegensatz zu den nichtvergleichbaren Strukturen entlang der westlichen Boxbegrenzungen liegen im Osten entlang 8.5°W einheitliche Bedingungen vor.

Beide Schnitte wurden im September 1991 und 1992 bearbeitet. Die resultierenden Nettotransporte entsprachen in beiden Fällen

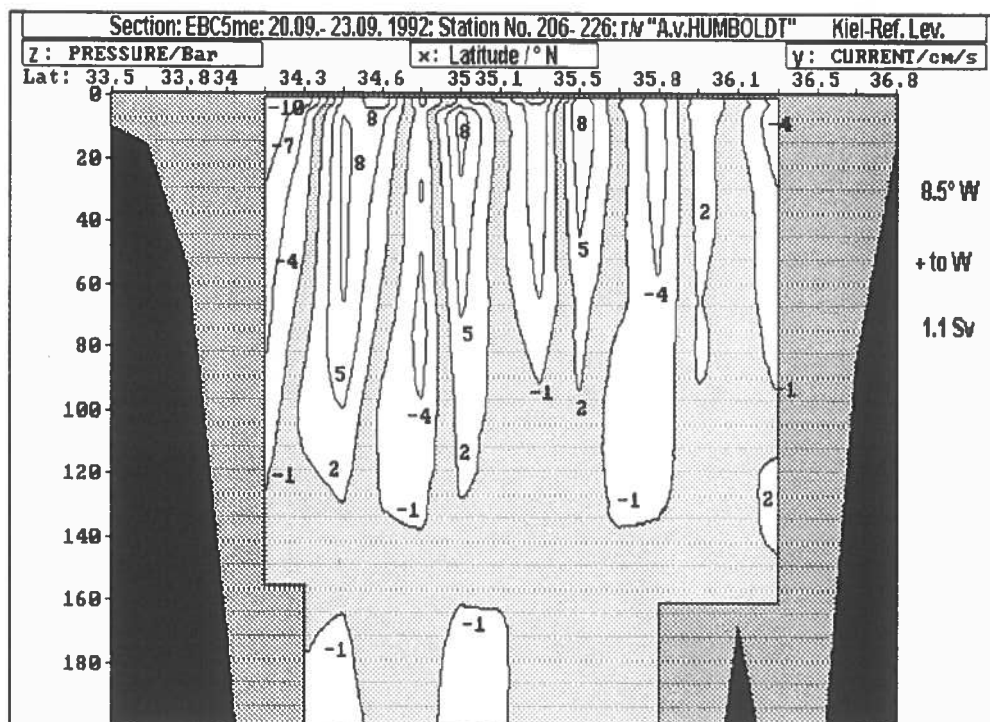
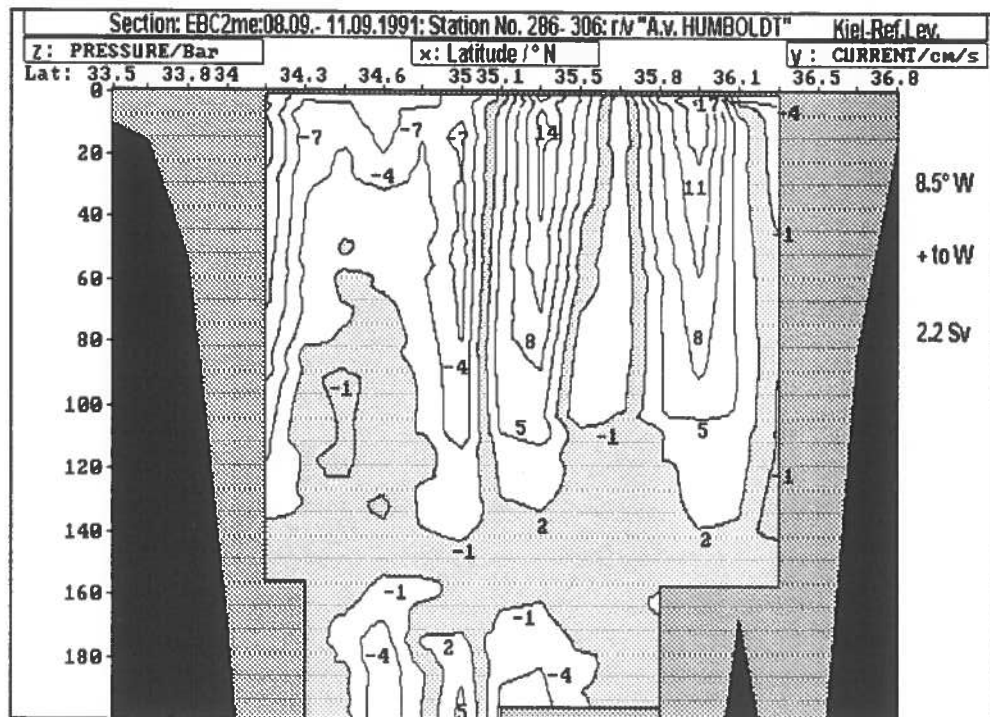


Abb. 4.6 (a,b) Meridionalstruktur der geostrophischen Zonalströmung wie in Abb.4.4 aber entlang der Schnitte EBC2me (Sept.1991) und EBC5me (Sept.-1992) auf 8.5°W am Ausgang des Golfes von Cadiz

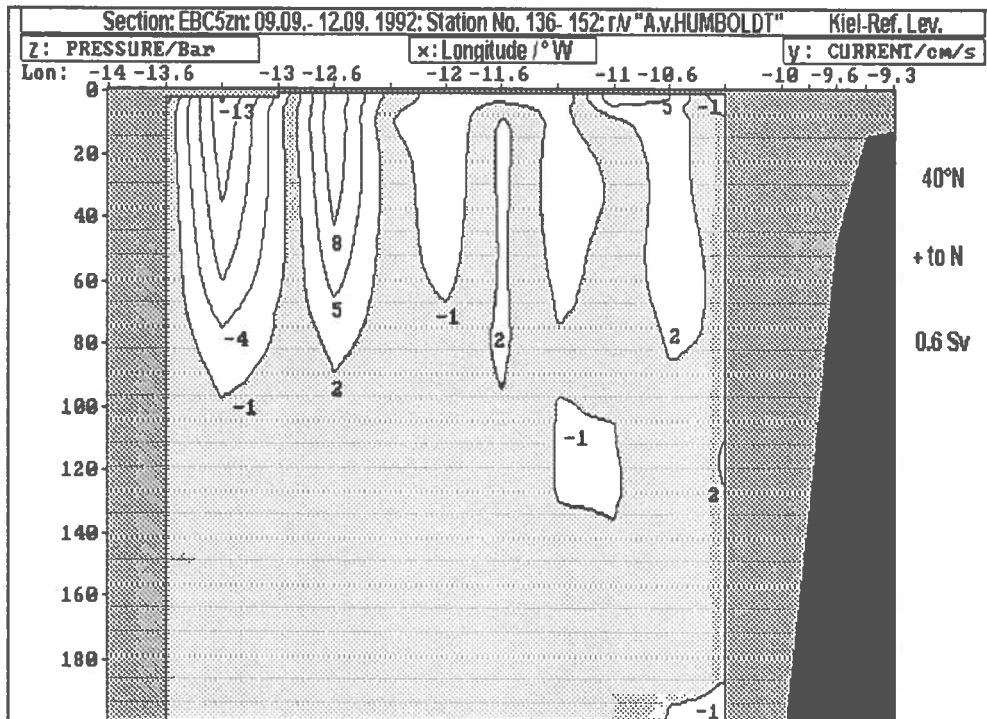
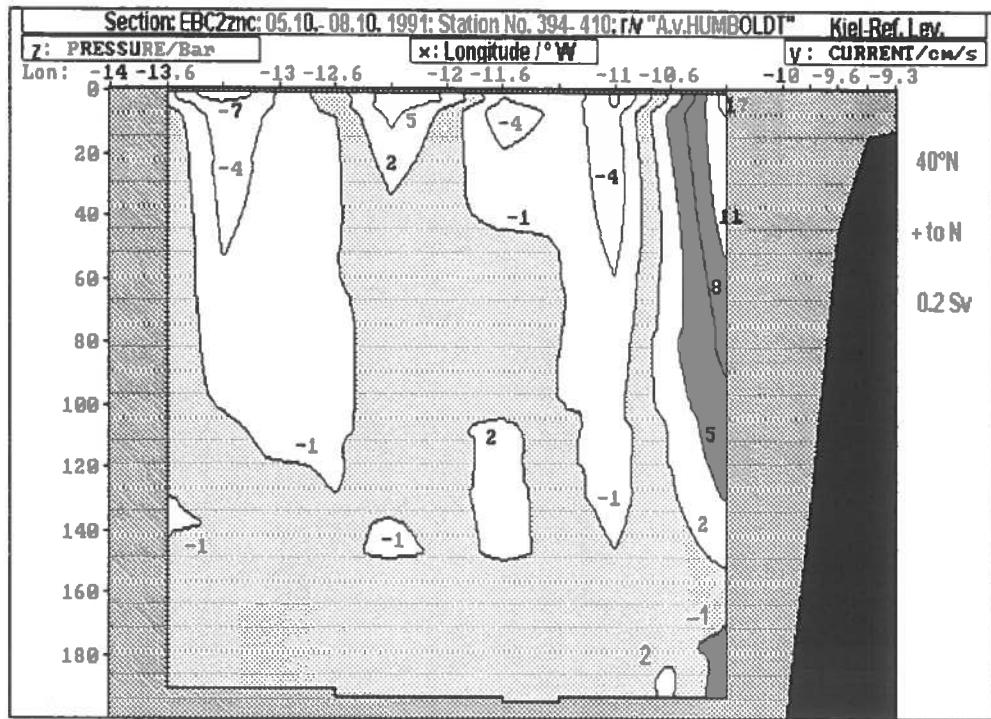


Abb.4.7 (a,b) Zonalstruktur der geostrophischen Meridionalströmung auf 40°N, seawärts des Kontinentalabhanges bis 14°W, entlang der Schnitte EBC2znc (Okt.1991) und EBC5zn (Sept.1992)

einem Ausstrom aus dem Golf von Cadiz. Dennoch sind die Stromfeldstrukturen in ihrer Vertikalverteilung sehr unterschiedlich. In Abb.4.6a dominieren zwei Weststrombänder bei 35.3°N (14 cm/s) und 36°N (17 cm/s) in der oberen 1100m Schicht. Beide sind durch eine schwache Ostströmung voneinander separiert. Südlich von etwa 35°N tritt oberhalb von 600m Tiefe eine durchgehende Ostströmung auf. Ihre Kerngeschwindigkeiten sind im Vergleich zu beiden Weststrombändern um den Faktor 2 geringer. Beachtenswert sind die kräftigen Scherungen der Zonalströmung (u) in meridionaler Richtung (y), d.h. ($\partial u / \partial y$). Diese Aussage gilt nicht im gleichen Maße für den Fall von EBC5me, der in Abb.4.6b dargestellt ist. Wieder werden zwei Weststrombänder in Nachbarschaft von 35°N und 36°N festgestellt, aber mit wesentlich geringerer Kerngeschwindigkeit. Ein drittes Weststromband befindet sich in der 1000m-Deckschicht auf etwa 34.5°N. Es ist am kräftigsten ausgeprägt. Dazwischen liegen Oststrombänder vergleichbarer Intensität.

Wir schlußfolgern zusammenfassend, daß die geostrophische Zonalströmung in und aus dem Golf von Cadiz kräftigen zwischenjährlichen Änderungen unterliegt. Innerhalb der oberen 2000m ist der Nettotransport durch den Schnitt entlang 8,5°W sowohl im September 1991 (EBC2me) als auch im September 1992 (EBC5me) nach Westen gerichtet. Die Transporte unterscheiden sich durch den Faktor 2. Diese Aussage hat auch Gültigkeit für die Strukturen der Meridionalströmung entlang EBC2zn und EBC5zn, dargestellt in Abb 4.7(a,b).

Die Strukturen längs EBC2zn deuteten eine Intensivierung der Meridionalstrombänder in Richtung des offenen Nordostatlantiks an. Der bis zu einer geographischen Länge von 14°W gekürzte Schnitt EBC2znc läßt diese Schlußfolgerung aus Abb.4.7a kaum zu. Dagegen bestätigt Abb.4.7b diese Aussage. Der Vergleich von Abb. 4.7a mit Abb. 4.7b offenbart folgende Gemeinsamkeiten:

- In beiden Fällen tritt ein Nordstrom in Nachbarschaft von 10.6°W auf. Seine Kerngeschwindigkeit (Faktor 3) und seine vertikale Mächtigkeit (Faktor 2) variieren zwischenjährlich

-In beiden Fällen wird um 13.3°W ein bis zu etwa 1000m Tiefe reichender Südstrom beobachtet, dessen Kerngeschwindigkeiten anwachsen, wenn der Nordstrom vor dem Kontinentalabhang gering ist.

Zwischen den entgegengesetzt gerichteten "quasi-permanenten Strömungen" wechseln die Stromfeldmuster beachtlich in ihrer zonalen Ausdehnung als auch in ihrer vertikalen Mächtigkeit. Die zonale Rhythmik deutet im Schnitt EBC5zn auf mögliche zonale Wellenlängen von etwa 130-150 km hin. Diese Werte sind im Vergleich zum Schnitt EBC2zn annähernd um den Faktor 2 geringer. Entsprechende Aussagen sind auf 32°N in Abb.4.8 (a,b) (EBC2zsc, EBC5zs) gegeben. Auch hier sind zwei "quasi-permanente Strombänder" erkennbar.

-Vor dem Kontinentalabhang wird zwischen 10.5°W und 11°W ein Nordstrom mit Kerngeschwindigkeiten gleicher Größenordnung bis zu Tiefen von etwa 1200m beobachtet.

-In der Nähe von 13°W tritt ein Südstrom mit geringerer Kerngeschwindigkeit auf, der Tiefen bis 800-1000m beeinflusst.

In Nachbarschaft von 12°W wurde während EBC2 ein kräftiger Südstrom beobachtet, der in der Aufnahme von EBC5 durch einen Nordstrom wesentlich geringerer Kerngeschwindigkeit ersetzt worden ist. Die zonale Anordnung der Strombänder läßt auf eine zonale Wellenlänge von etwa 140-150 km schließen. Diese Werte sind annähernd um 100 km geringer als die entsprechenden "Wellenlängen" im Schnitt EBC2zs.

Außer dem Vorzeichenwechsel im Nettotransport bestätigt die Variabilität der "zonalen Wellenlängen" den starken Einfluß zwischenjähriger Änderungen auf die zonalen Strukturen in der Meridionalströmung zwischen den als "quasi-permanent" angenommenen Nord- Südstrombändern.

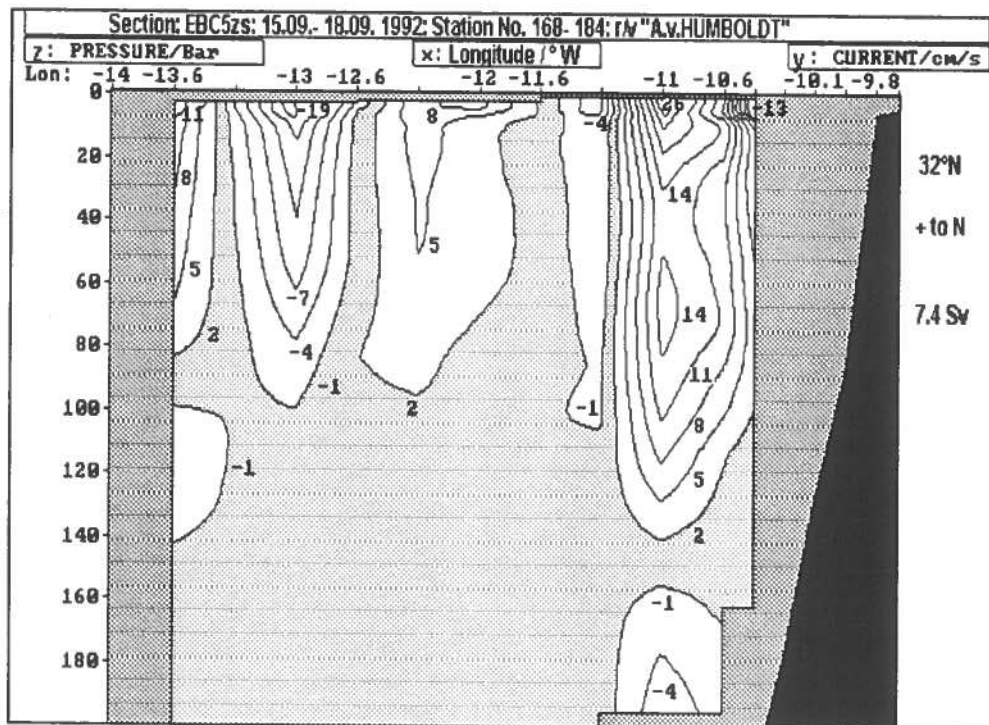
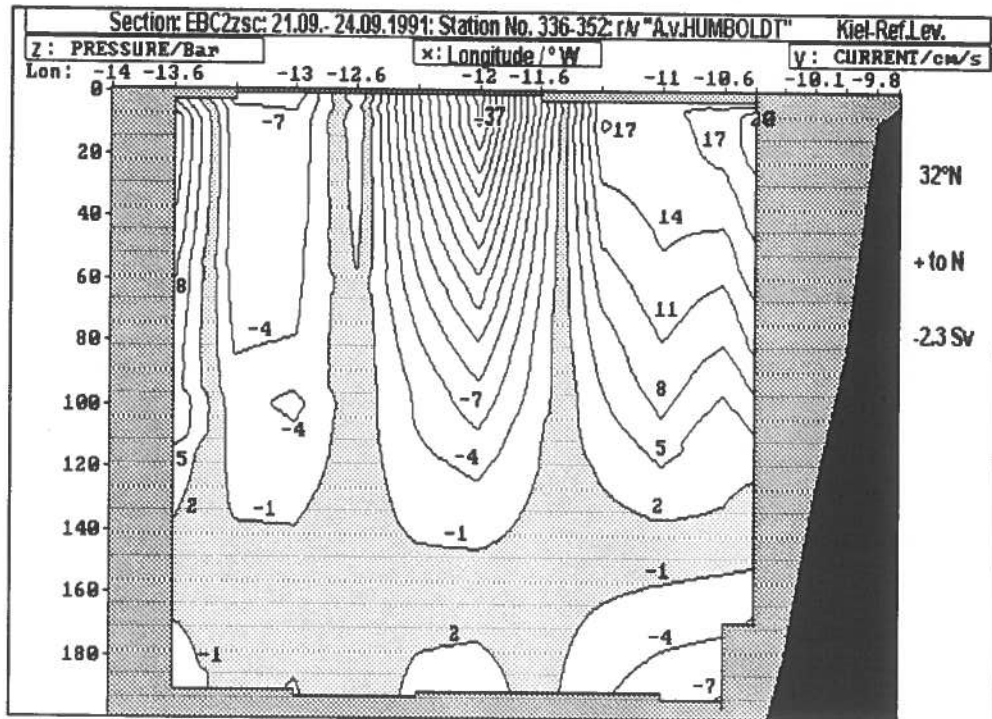


Abb.4.8 (a,b) Geostrophische Meridionalstrombänder auf 32°N, seawärts des Kontinentalabhanges bis 14°W, entlang der Schnitte EBC2zsc (Sept.1991) und EBC-5zs (Sept.1992)

4.2. Schelfkantenregion

4.2.1. Transporte quer zur 2000m-Tiefenlinie

In Abb.3.3 folgen einige CTDO-Stationen der 2000m-Tiefenlinie. Diese Messungen wurden wiederholt. Zwischen 31.7°N vor Marokko und 37°N vor Cap.S.Vincent/ Portugal liegen zwei vergleichbare Datensätze vor. Die räumliche Anpassung erforderte eine Kürzung der vorhandenen Stationsfolgen. Diese wird durch den Index (c) in der Schnittbezeichnung gekennzeichnet. Die Messungen erfolgten im Oktober 1991 (EBC3m2c) und im Januar 1992 (EBC4m2c). Da die Stationen nicht exakt in meridionaler Richtung angeordnet waren, wird der normal zum Schnitt setzende geostrophische Strom (Transport) als ab-aufländig mit den Vorzeichen (+) und (-) bezeichnet.

Die Ergebnisse sind in Abb.4.9 (a,b) dargestellt. In beiden Fällen wurde mit $-5,2$ Sv für EBC3m2c und $-3,3$ Sv für EBC4m2c ein aufländiger Nettotransport errechnet. Bei einer mittleren Nordkomponente des Windes von 5 bis 8 m/s resultiert in der Deckschicht ein ablandig gerichteter Ekman-Transport von $0,3-1.1$ Sv. Dieser Ekman-offshore Transport kann den aufländigen (geostrophischen) Transport nicht ausgleichen. Wir gehen davon aus, daß der "Massenüberschuß" von 2-4 Sv entscheidend durch meridionale Unterströme ausgeglichen wird.

Der Vergleich der Strukturen in Abb.4.9 (a,b) läßt auf quasi-permanente Stromfeldmuster südlich von 34°N schließen. Es werden zwei aufländig gerichtete Strombänder mit oberflächennahen Kerngeschwindigkeiten zwischen -4 cm/s und -7 cm/s deutlich. Sie sind auf die obere 600-1000m Schicht beschränkt und werden bei 33.8°N durch ein ablandiges Stromband geringer Intensität separiert. Die dazugehörige meridionale "Wellenlänge" beträgt etwa 130 km. Zwischen der Breite von 34°N und Cap.S. Vincent (37°N) wechseln die Strombänder ihr Vorzeichen. Südlich von Cap. S.Vincent erscheint in Abb.4.9a der Ausstrom des Mittelmeerwassers in der 1200m erfassenden Tiefenschicht auf etwa 36°N . Der aufländige Nettotransport resultiert vorrangig aus den Beiträgen südlich von 35°N .

Eine völlig andere Situation wird in Abb.4.9b wiedergegeben. Der

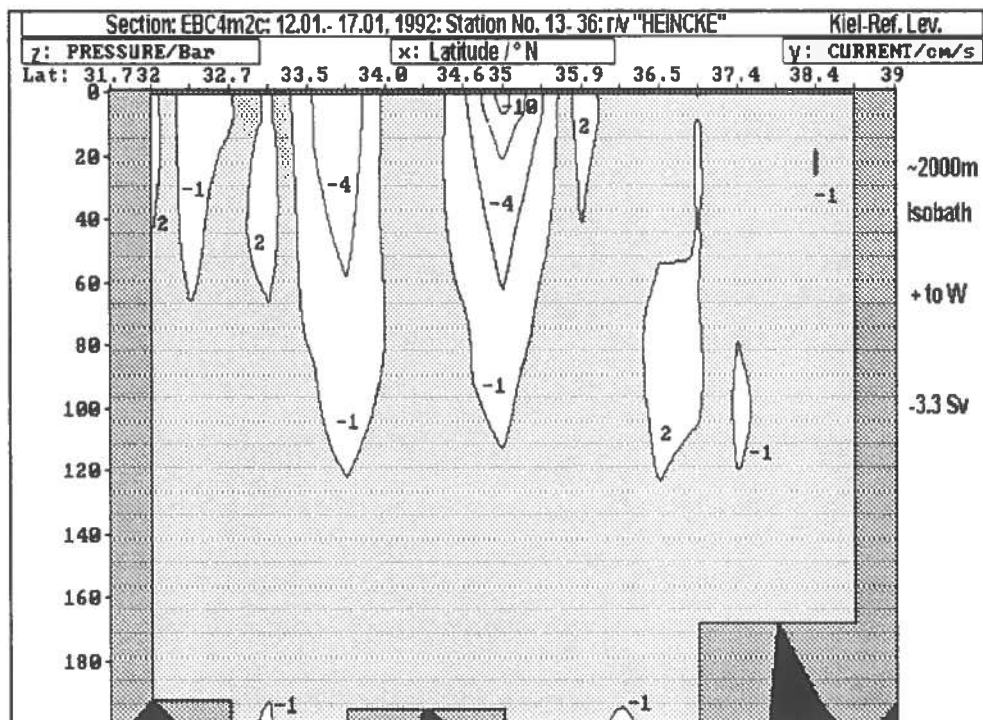
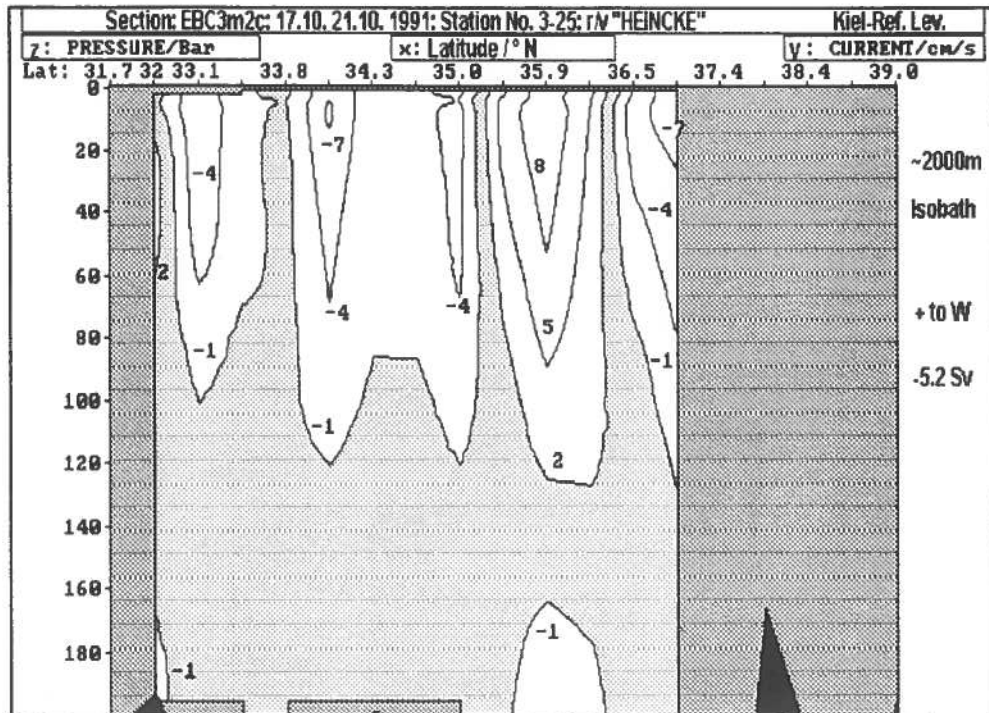


Abb.4.9 (a,b) Ab- (+) und auflandige geostrophische Strombänder entlang eines Schnittes, der der 2000m-Tiefenlinie zwischen 31.7°N und 39°N folgt, vergleiche Abb.4.10; für EBC3m2c (Okt. 1991) und EBC4m2c (Jan. 1992)

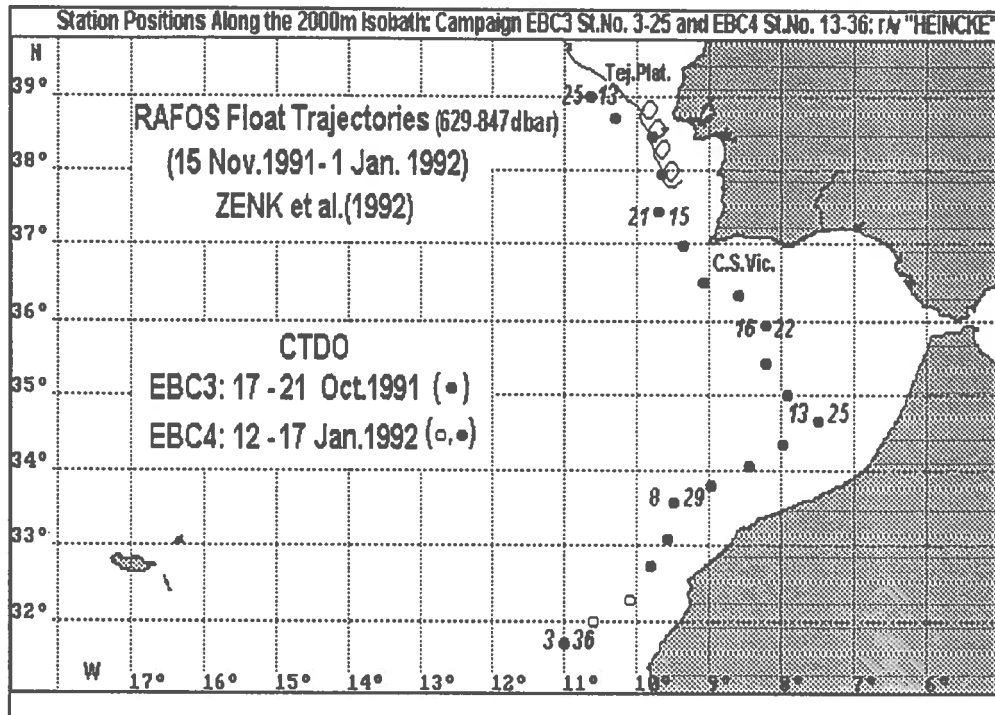


Abb.4.10 Stationspositionen der 2000m- Tiefenlinie folgend für die Schnitte EBC3m2c und EBC4m2c mit schematischer Trajektorie der RAFOS- Drifter in mittleren Druckniveaus von 63 Bar und 85 Bar nach ZENK et al. (1992)

Ausstrom des Mittelmeerwasser wird lediglich in Tiefen zwischen 600m und 1200m durch die geschlossene Isotache 2 cm/s auf 36.5°N deutlich. Nördlich davon ist ein Einstromband (-1 cm/s Isotache) erkennbar. Dadurch entsteht der Eindruck, daß beide Strombänder Bestandteil eines antizyklonal rotierenden Wirbelgebildes sind. Methodisch bleibt anzumerken, daß die Oberflächenintensivierung der aufgezeigten geostrophischen Strombänder anzeigt, daß die Wahl des Referenzniveaus durch die "Kiel-Anpassung" nicht ausreichend sein kann. Leider sehen wir unter dem Aspekt der angestrebten Nettotransporte keine geeignetere Wahl der Bezugstiefe.

4.2.2. Hydrographie

Die raum-zeitlichen Änderungen im Mittelmeerausstrom sind sowohl durch Feldarbeiten als auch durch Modellansätze während der letzten zehn Jahre umfassend untersucht worden, vergl. beispielsweise ARMI und ZENK (1984), ZENK und ARMI (1990) sowie PRATER (1992).

Dabei wurde eine bedeutende Feststellung gemacht. Zwischen Tiefen von 600m bis 1400m sind warme, salzreiche Wasserlinsen beobachtet worden. In ihnen wurden die Eigenschaften des Mittelmeerwassers (MW) erkannt. Ihre räumliche Ausdehnung erstreckt sich auf einige zehn Kilometer. Sie sind bedeutungsvoll für den Salzgehaltshaushalt im Nordatlantik.

Nach den Untersuchungen von BECKMANN und KÄSE (1989) könnte ihr möglicher Auslösemechanismus in der horizontalen Stromscherung zwischen der südwärts setzenden Strömung westwärts des Kontinentalabhanges und der nordwärts setzenden Mittelmeerwasserausbreitung im Bereich des Kontinentalabhanges zu suchen sein. Andererseits haben numerische Stromfeldsimulationen von McWILLIAMS und GENT (1986) den Hinweis erbracht, daß die vertikale Stromscherung zwischen der intermediären Mittelmeerwasserströmung nach Norden und der oberflächennahen, windgetriebenen Südströmung als Ursache für das Entstehen der "Meddies" angesehen werden kann.

Kürzlich berichteten ZENK et al. (1992) über antizyklonal ro-

tierende Wirbelstrukturen vor der Westküste Portugals. Zwei RAFOS-Drifter wurden in Druckniveaus zwischen 63 Bar und 85 Bar etwa 120 km südwestlich von Lissabon (37.9°N , 9.8°W) am 15. November 1991 ausgesetzt. Sie wurden nach 46 Tagen südlich und nördlich des Tejo Plateaus (39°N) am 1. Januar 1992 wieder aufgenommen. Die Trajektorien der Drifter zeigten bis zu 4 geschlossene Driftbahnen mit Azimutalgeschwindigkeiten von etwa 30 cm/s. Ihr Durchmesser war in der Größenordnung des baroklinen Rossby-Radius, vergl. EMERY et al. (1984). Sie folgten annähernd dem Verlauf des Kontinentalabhanges mit Wassertiefen um 2000m. Die Driftkörper benötigten annähernd 1 Monat, um die Distanz von 60 Seemeilen zurückzulegen.

Da zu den Driftbeobachtungen keine hydrographischen Daten verfügbar sind, die Beschreibung von "Meddy-Gebilden" aber von zentraler Bedeutung für unser Untersuchungsgebiet ist, möchten wir im folgenden die hydrographischen Strukturen der oberen 1600m erfassenden Schicht vor und nach dem Driftexperiment beschreiben. Eine regionale Übersicht der Stationen und der Drifter ist in Abb.4.10 gegeben.

Im Rahmen unserer Untersuchungen wurden zwischen 31°N und 39°N etwa 1 Monat vor (EBC3m2c) und 12 Tage nach dem Driftexperiment (EBC4m2c) CTDO-Messungen durchgeführt, die der 2000m Tiefenlinie folgten.

Die Stationsabstände variierten im Bereich (41 ± 12) km. Da der mittlere Rossby-Radius einen Wert von etwa 25-30 km hat, können Aliasing-Effekte nicht ausgeschlossen werden.

4.2.3. Wassereigenschaften

Entsprechend der Ausführungen von FEISTEL (1993) und FEISTEL und HAGEN (1994) wird im folgenden die potentielle Temperatur (θ) durch die Entropie (σ) ersetzt. Dadurch wird das leidige Problem der willkürlichen Wahl einer Bezugstiefe für θ , ohne Informationsverlust, ausgeschlossen. Der Salzgehalt wird durch (S) abgekürzt. Während EBC3 beginnt der eingekürzte Schnitt EBC3m2c mit Station 3 (31.7°N) im Süden und endet mit Station 25 (39°N über dem Tejo Plateau). Die Abarbeitung der Stationen erfolgte in

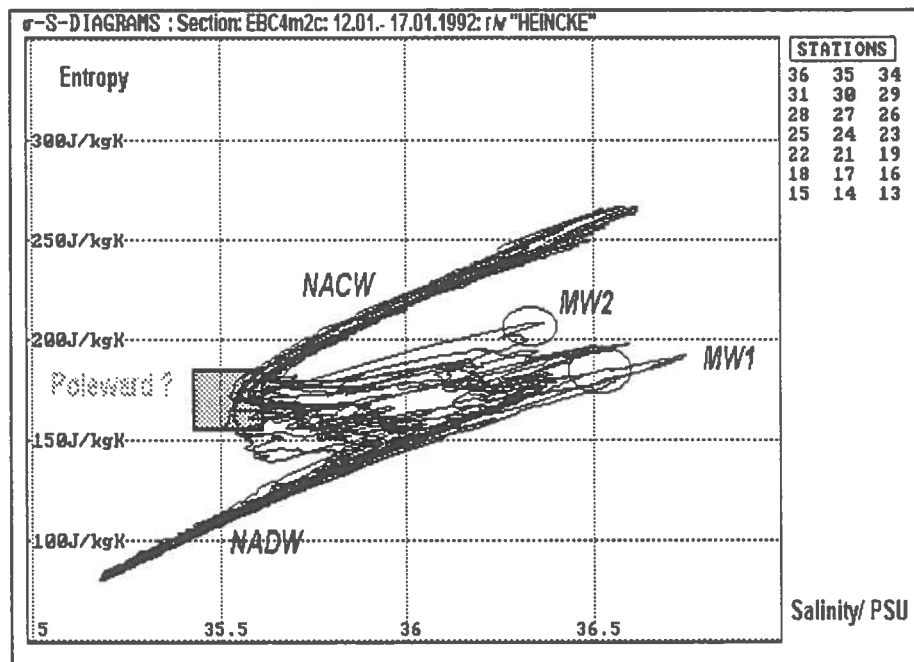
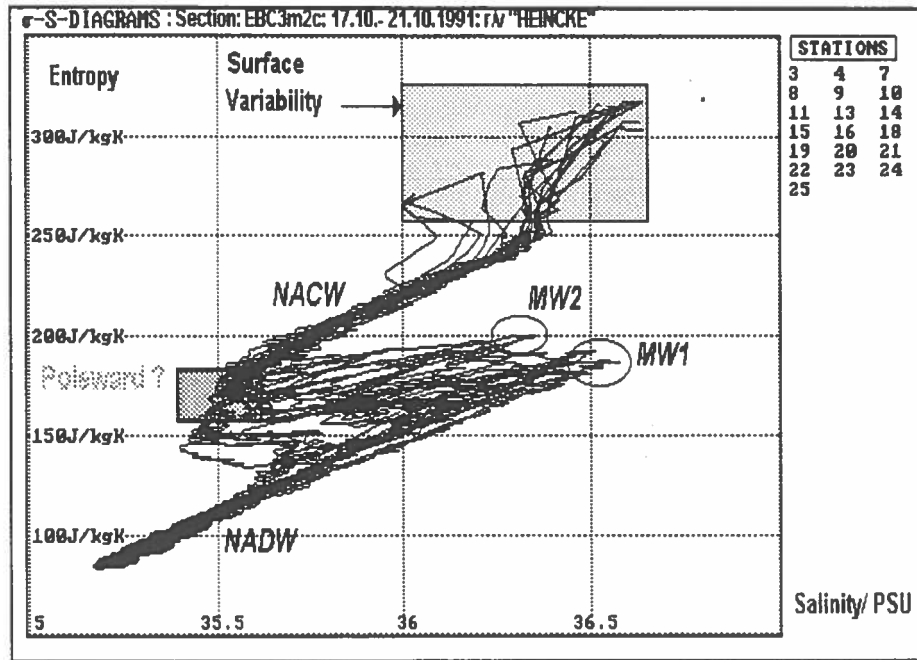


Abb.4.11 (a,b) Entropie (σ) (für pot.Temp.)- Salzgehalts (S)- Diagramme der ausgewiesenen Stationen entlang der Schnitte EBC3m2c (Okt.1991) und EBC4m2c (Jan.1992), Stationen folgen annähernd der 2000m-Isobathe wie in Abb.4.10; angezeigt sind die Eigenschaften

- des Nordatlantischen Tiefenwassers (NADW)
- des Mittelmeerwassers (MW1, MW2)
- des Nordatlantischen Zentralwassers (NACW)
- der Variabilität in der 100m-Deckschicht für EBC3m2c
- des relativen Minimums in S als Indikator für mögliche polwärtige Ausbreitung der Wassermassen

entgegengesetzter Richtung während EBC4. Cap. S. Vincent liegt annähernd auf der Breite von 37°N. Die resultierenden Entropie-Salzgehaltsdiagramme sind in Abb.4.11 (a,b) wiedergegeben.

Beide Diagramme lassen die Eigenschaften des Nordatlantischen Zentralwassers (NACW) durch eine angenäherte Gerade im Bereich $(190 < \sigma < 260)$ J/kgK oder $(12 < \theta < 15)$ °C erkennen. In tieferen Schichten, mit Temperaturen im Intervall $(10 < \theta < 12)$ °C oder $(160 < \sigma < 190)$ J/kgK wird durch die "Unruhe" in den σ -S-Diagrammen eine Mischung zwischen dem NACW, dem MW und dem Nordatlantischen Tiefenwasser (NADW) angezeigt.

Einige Stationen weisen Minima im Salzgehalt mit $S < 35,6$ PSU aus. Diese relativen Minima könnten als indirekter Hinweis für eine polwärts setzende Ausbreitung salzärmeren Wassers oberhalb des MW sein. Das MW ist ausgewiesen durch $S > 36,6$ PSU. Die vertikale Aufspreizung des Salzgehaltsmaximums wurde ausführlich von ZENK und ARMI (1990) diskutiert.

Die schnittparallele Oberflächenvariabilität beschränkt sich auf die 100m-Deckschicht. Diese "unruhigen" Daten wurden bei der Bearbeitung des Schnittes EBC4m2c ausgeblendet. Das Ergebnis ist in Abb.4.11b dargestellt.

Augenfällig ist, daß das relative Minimum in S als Indikator für polwärts gerichtete Wassermassenausbreitung größere Werte besitzt und, daß im MW-Bereich eine vertikale Separation durch drei Salzgehaltsspitzen angedeutet wird.

4.2.4. Isopyknenanalyse

Um sowohl die Einflüsse der winddurchmischten Deckschicht als auch die der bodennahen Reibungsschicht auszuschließen, wird im folgenden eine Analyse der hydrographischen Daten auf den Flächen gleicher potentieller Dichte (PD) vorgenommen.

Ein derartiges Vorgehen schließt auch den Einfluß von internen Wellen auf die Vertikalverteilungen aus. Als Referenzniveau der potentiellen Dichte wurde einheitlich die Meeresoberfläche verwendet. Das verbleibende Dichteintervall ist gegeben durch $(26,8 < PD < 27,8)$ kg/m³.

Zur Orientierung ist die Breite von Cap.S.Vincent (37°N) in den

folgenden Darstellungen durch eine vertikale Linie gekennzeichnet. Durch die Datenvalidation ausgeblendete Bereiche sind schwarz ausgefüllt worden.

Die isopyknischen Druckverteilungen (P/ Bar) entlang beider Schnitte sind in Abb.4.12 (a,b) dargestellt. Sie zeigen eine generelle Tendenz dahingehend, daß die Druckflächen von Süden nach Norden in flachere Druckniveaus "abfallen", wenigstens in der Zone zwischen 31.7°N bis 37°N (Cap.S.Vincent). Nördlich von 37°N dominieren irreguläre Verhältnisse.

Wir schlußfolgern, daß südlich von 37°N die großräumigen isobathenparallelen Druckgradienten eine polwärtige Strömung begünstigen, während zwischen Cap. S. Vincent und dem Tejo Plateau (39°N) mesoskalige Strukturen der Druckgradienten auch bevorzugt mesoskalige Muster im Stromfeld bedingen.

Relative Extrema der isopyknischen Druckgradienten deuten in Nachbarschaft von Cap. S. Vincent auf die Existenz einer Frontalzone mit kräftigen auf-ablandigen geostrophischen Strömungen hin. Die intermediären Druckgegensätze resultieren aus einer scharf ausgebildeten Frontalzone in Druckniveaus unterhalb 50 Bar (\approx 500 m Tiefe). Während beider Aufnahmen wurde diese Frontalzone südlich von Cap. S. Vincent angetroffen. Sie wird durch kräftige isopyknische Gradienten in der Entropie [Abb.4.13 (a,b)], und auch im Salzgehalt [Abb.4.14 (a,b)] deutlich.

Daraus ist zu folgern, daß quer zur Frontalzone isopyknische Vermischungsprozesse auftreten müssen. Im Frontalbereich verlaufen die Isolinien der Entropie und die des Salzgehaltes nahezu vertikal.

Sowohl die Entropie- als auch die Salzgehaltsgradienten dominieren in der Schicht $PD > 27,2 \text{ kg/m}^3$ (53,5 Bar). Dabei werden unter dem Einfluß des MW die Salzgehaltsgradienten vorrangig in Schichten ($27,2 < PD < 27,6$) beobachtet. Durch halb oder ganz geschlossene Isohalinen machen sich mit Werten von $S = 36,4 \text{ PSU}$ und $S = 36,6 \text{ PSU}$ einzelne Kerne des Mittelmeerwasseraustromes kenntlich, speziell in Tiefen zwischen 1000m und 1400m in der Nachbarschaft von Cap. S. Vincent (37°N).

Der von Süden nach Norden gerichtete keilförmige Einschub salzarmen Wassers vermittelt einen indirekten Hinweis für eine

intermediäre polwärts gerichtete Wasserausbreitung. Die in Abb.4.15 (a,b) gezeigte Verteilung der Schallgeschwindigkeit (SV) bekräftigt diese Vermutung durch relative Minima ($SV < 1504$ m/s).

Die hier nicht wiedergegebene Verteilung des gelösten Sauerstoffgehaltes zeigt an, daß diese Wassermassenausbreitung im Dichtebereich ($27,4 < \rho < 27,6$) kg/m^3 auch durch ein relatives Sauerstoffminimum ($O_2 < 4,5$ ml/l) begleitet wird.

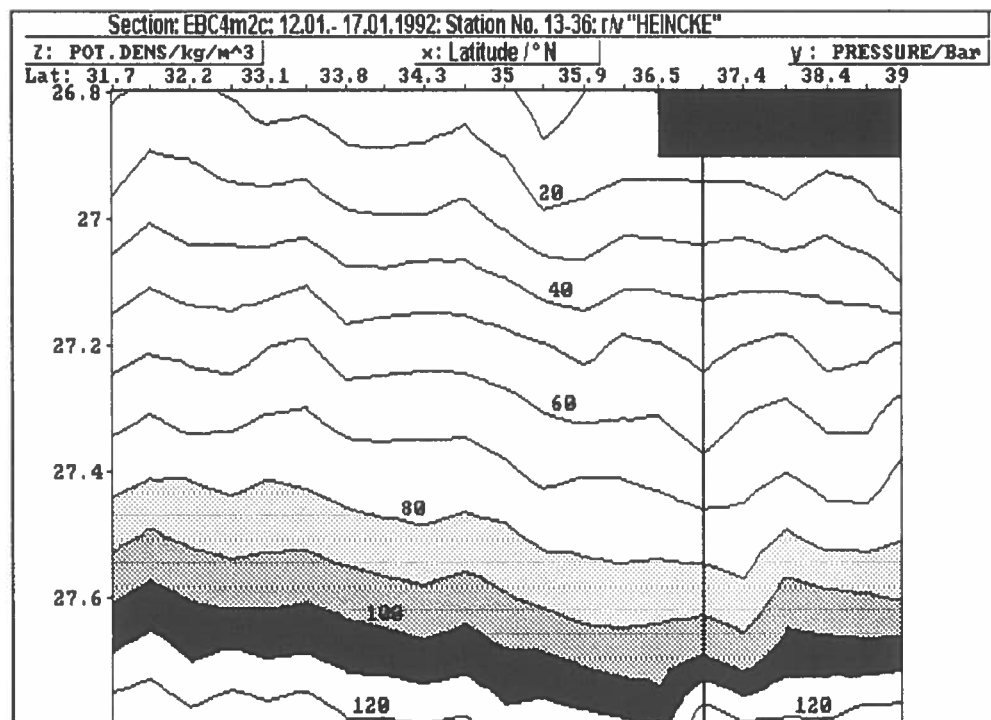
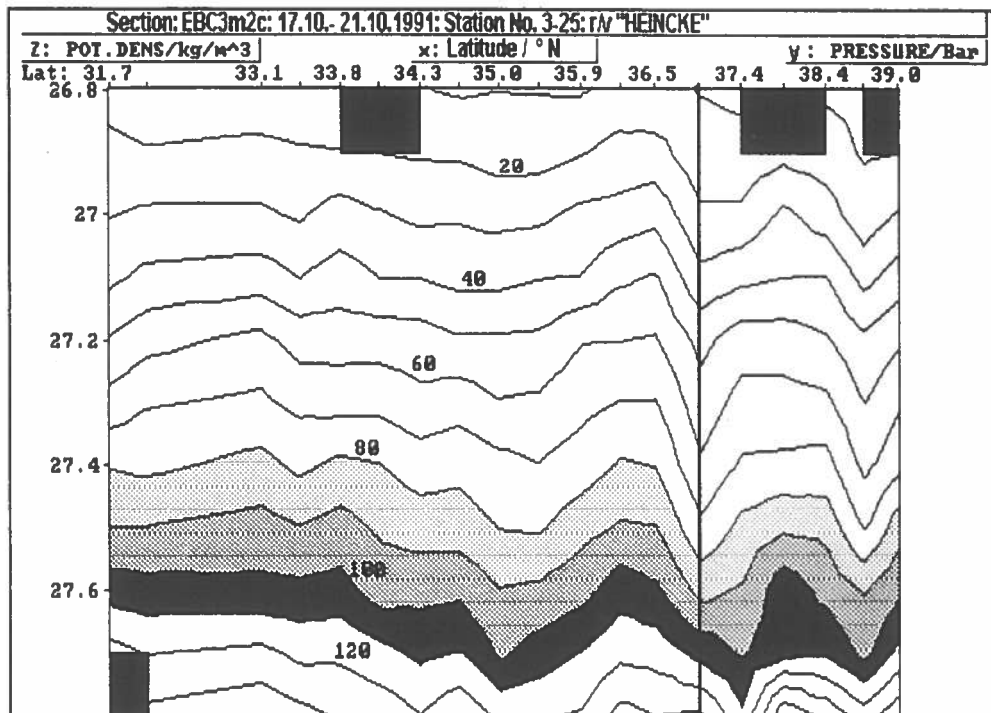


Abb.4.12 (a,b) Isopyknische Druckverteilung (Bar) für die Schnitte EBC3m2c und EBC4m2c; die obere Schicht des Mittelmeerwassers (80-110 Bar) ist schraffiert, ausgefüllte Boxen zeigen fehlende Datenbereiche an, die vertikale Linie markiert die Breite von Cap S. Vincent (37°N)

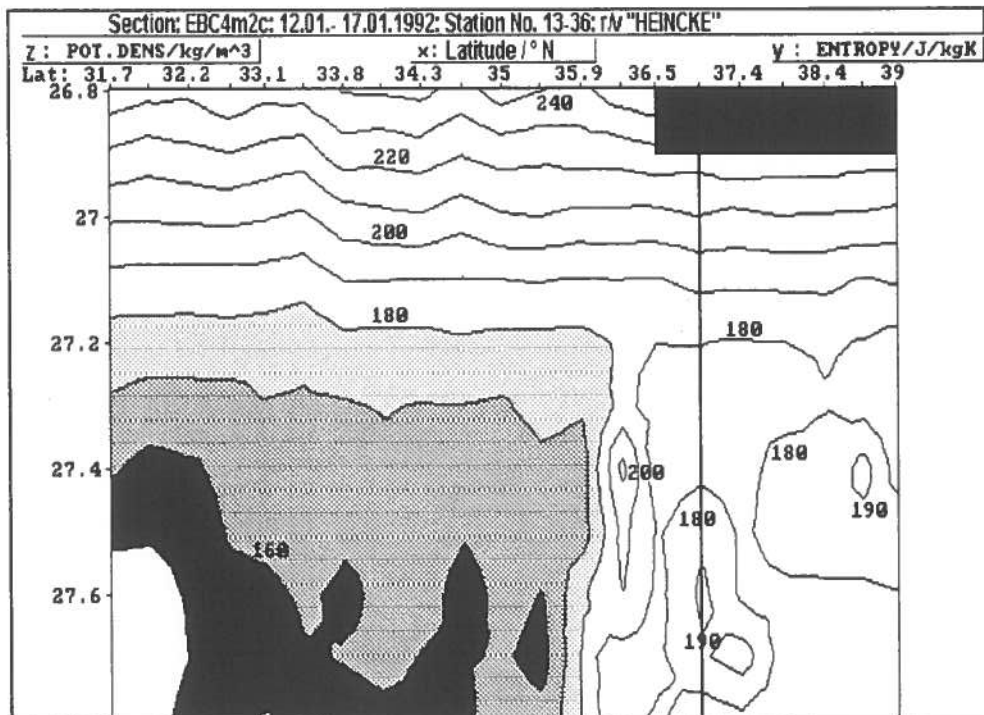
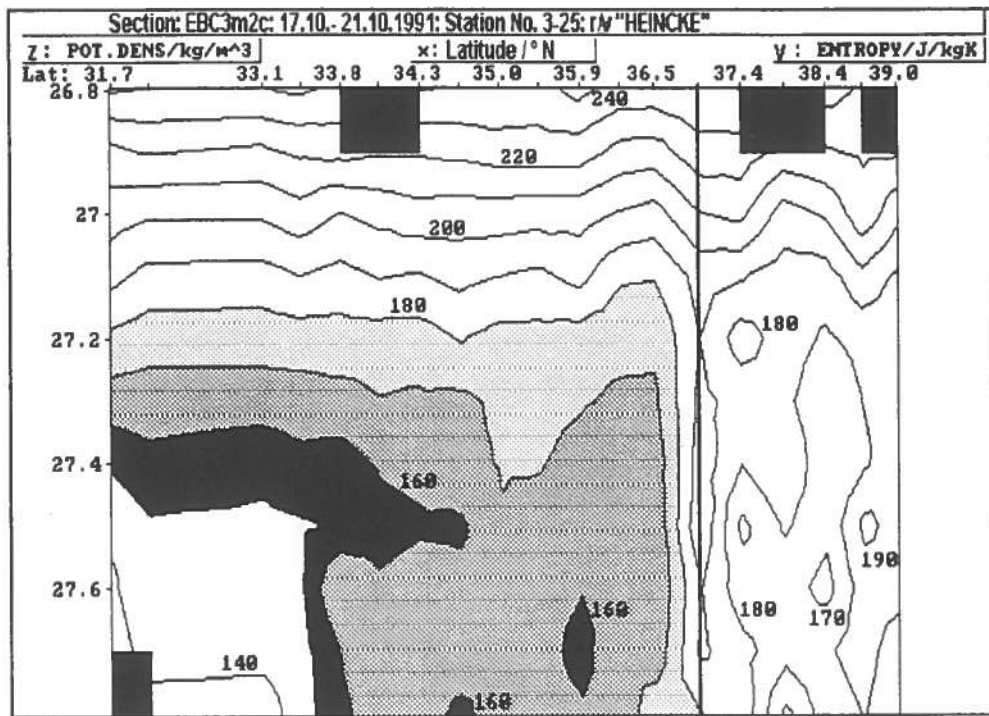


Abb.4.13 (a,b) Isopyknische Verteilung der Entropie (σ) entlang der Schnitte EBC3m2c und EBC4m2c, Wertebereiche zwischen 150 und 180 J/ kg K sind schraffiert (Tiefenbereich des MW)

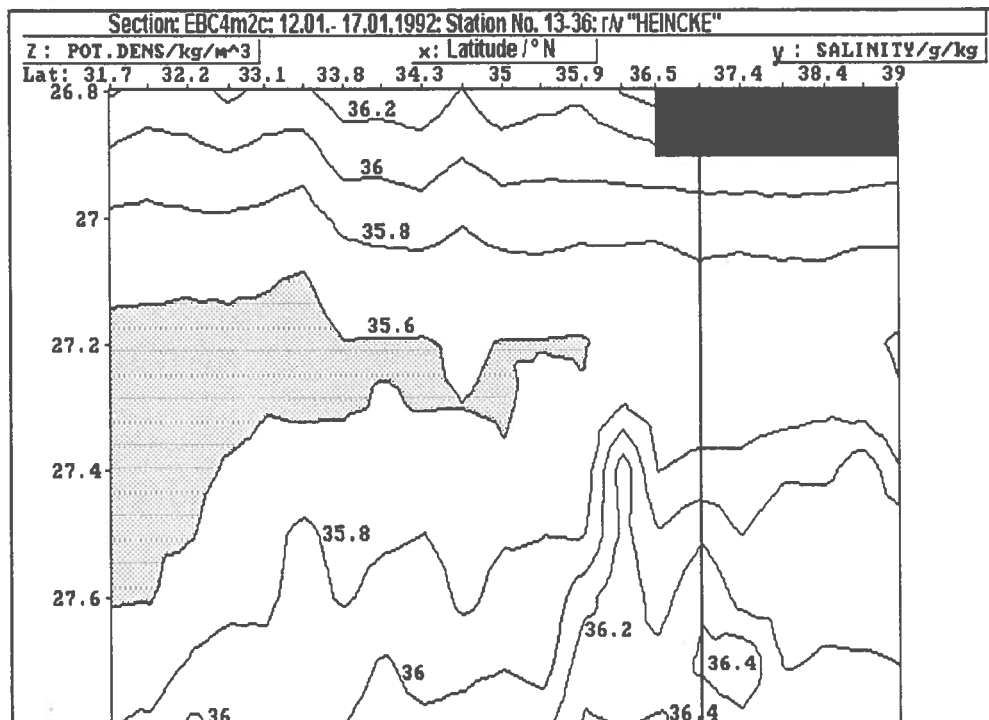
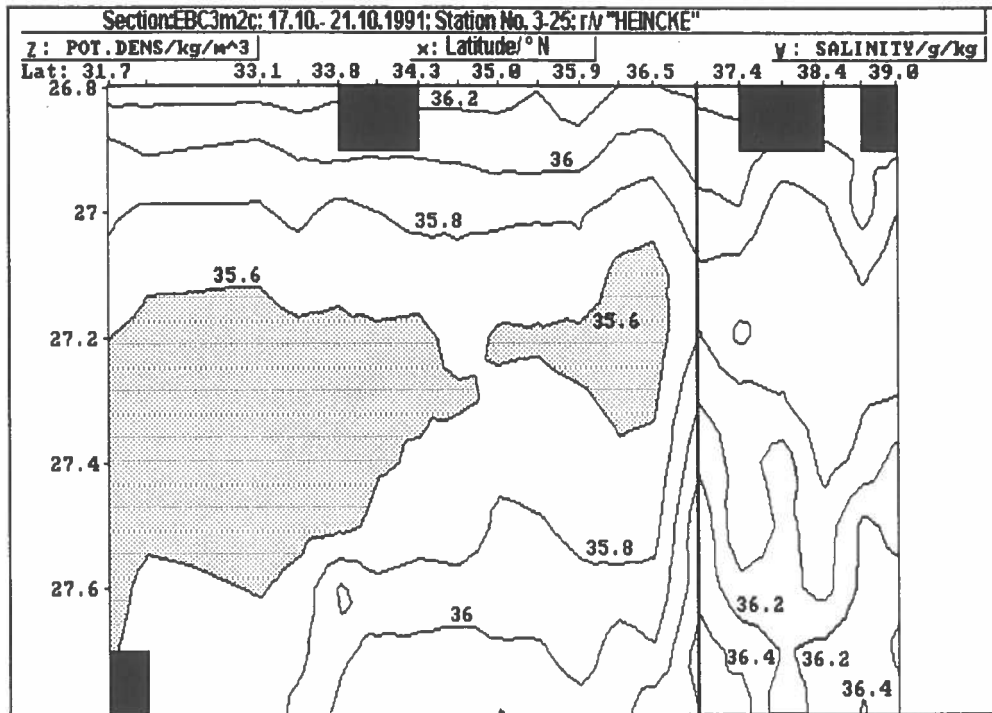


Abb.4.14 (a,b) Isopyknische Verteilung des Salzgehaltes (S)/ PSU entlang der Schnitte EBC3m2c und EBC4m2c, relative Minima $S < 35,6$ PSU sind als möglicher Hinweis auf eine polwärts gerichtete, intermediäre Wassermassenausbreitung oberhalb des salzreichen Mittelmeerwassers schraffiert

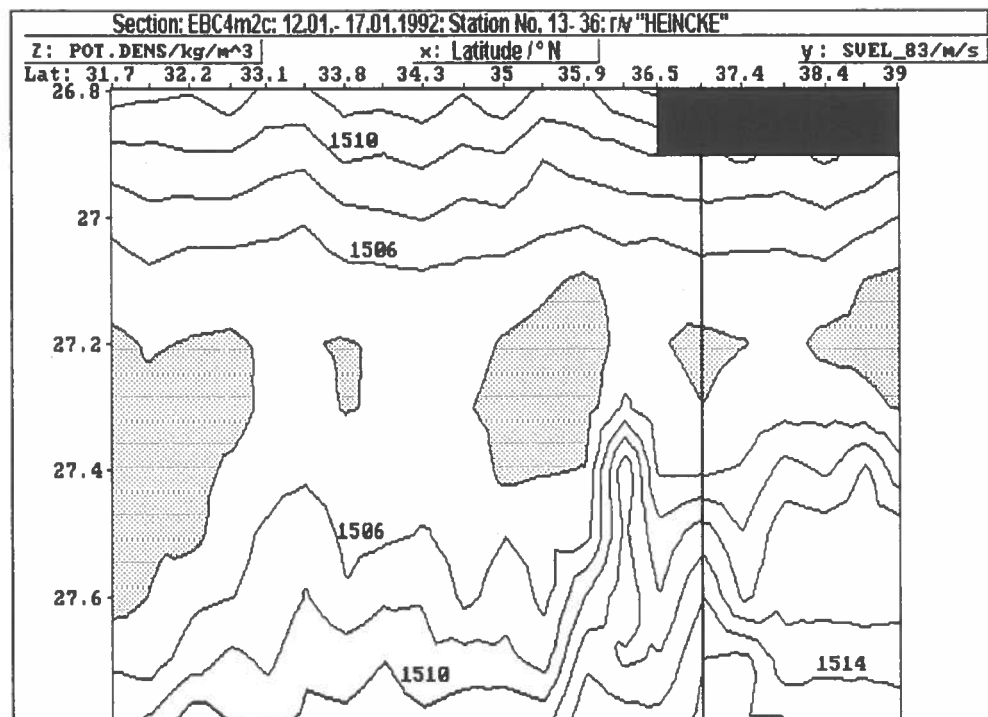
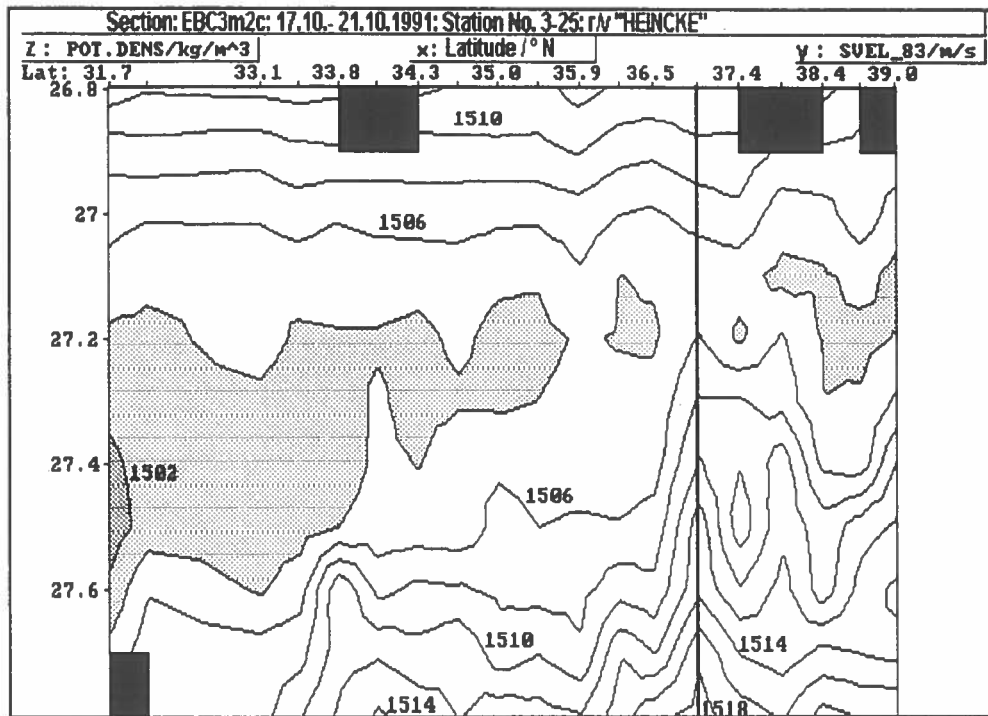


Abb.4.15 (a,b) Schallgeschwindigkeit (SV) (m/s) gemäß der UNESCO-Formel "SVEL-83" auf potentiellen Dichteflächen; relative Minima $SV < 1504$ m/s treten oberhalb der Schichten mit Mittelmeerwasser auf und wurden schraffiert

4.3. Geostrophische Meridionalströmungen über dem Schelfabhang

4.3.1. Methodische Aspekte

Im Rahmen der Meßfahrt EBC2 wurden im September 1991 vier küstennahe Zonalschnitte (z1...z4) zwischen 9°W und 11,5°W vor der südlichen Westküste Portugals vermessen. Ihr meridionaler Abstand betrug 1° (≈ 111 km). Der nördlichste Schnitt lag auf 40°N (z1) und der südlichste auf 37°N (z4). Damit war das Areal über dem Kontinentalabhang zwischen dem Tejo Plateau im Norden und Cap.S.Vincent im Süden grob erfaßt.

Die geostrophischen Strömungsabschätzungen mit Referenzniveaus nach FIEKAS et al. (1992) versagen über dem Kontinentalabhang und über dem Schelf, da die Bezugsniveaus unterhalb der lokalen Wassertiefe liegen. Wie bei HAGEN et al. (1993) ausgeführt, beschränken sich die folgenden Betrachtungen auf die Anwendung der Methode des "Transportminimums". Dabei wird hypothetisch davon ausgegangen, daß die baroklinen Transportanteile vergleichsweise gering sind gegenüber den barotropen Anteilen, die unbekannt sind. Die Länge der vertikalen CTD-Profile ist so gekürzt worden, daß die Hauptdichtesprungschicht mit der Profilmitte zusammenfällt. Dadurch werden die vertikal integrierten Transporte zwischen benachbarten Stationen minimiert, d.h. die Beträge oberhalb werden durch die unterhalb der Hauptsprungschicht kompensiert. Obgleich mit dieser Methode keine Aussagen über Nettotransporte möglich sind, ergeben sich durchaus zwei wesentliche Vorteile:

- Die "Nullschicht" folgt der in Richtung zur Küste aufsteigenden "Hauptsprungschicht" in flache Schelfgebiete.

- Ohne weitere Voraussetzungen erhalten wir Einsicht in die Zonalstrukturen der Meridionalströmung im Bereich des Kontinentalabhanges und über dem Schelf.

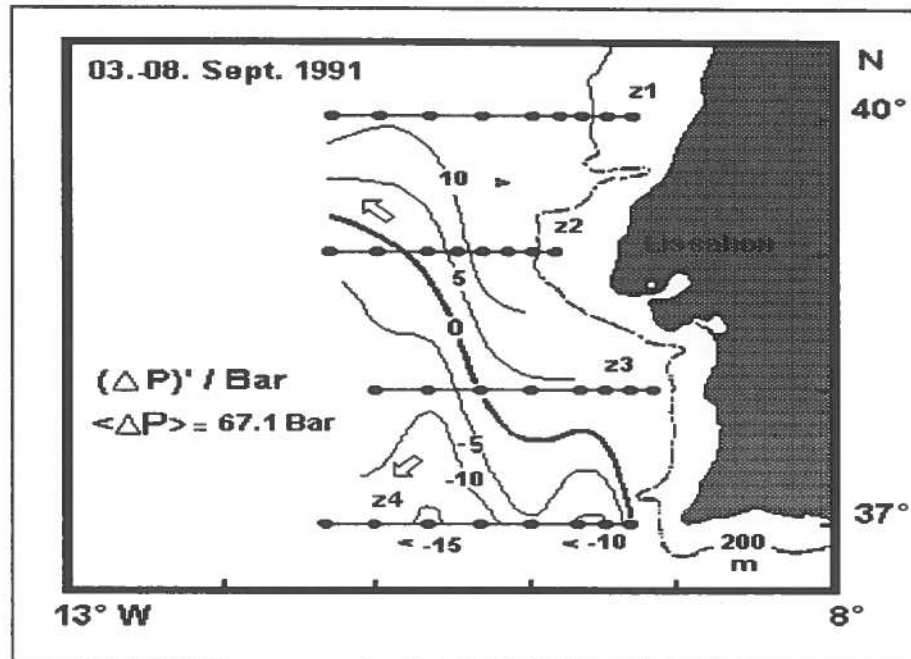


Abb.4.16 Anomalien $(\Delta P)' / \text{Bar}$ der Schichtdicke zwischen den potentiellen Dichteflächen $27,1 \text{ kg/m}^3$ ($\approx 200\text{m}$) und $27,7 \text{ kg/m}^3$ ($\approx 1100\text{m}$) bezüglich des Mittelwertes $\langle \Delta P \rangle = 67,1 \text{ Bar}$, die Zonalschnitte z1 bis z4 wurden während EBC2 (3.-8.9.1991) vermessen; Pfeile symbolisieren die zwischen 10°W und 11°W beobachtete Aufspaltung des generell nach Nordwest gerichteten Stromes (parallel zu den $(\Delta P)'$ -Isolinien) in zwei Strombänder: auf der Breite des Tejo Plateaus (39°N) mit verstärkter Westkomponente und nördlich von Cap S. Vincent mit einer Südwestrichtung

4.3.2. Strombänder zwischen dem Tejo Plateau und Cap.S.Vincent

Um der Frage nach zu gehen, wie sich das Mittelmeerwasser (MW) vor der südlichen Westküste Portugals ausbreitet, wurde eine Schichtdickenanalyse zwischen den potentiellen Dichteflächen $\sigma_1 = 27,1 \text{ kg/m}^3$ (200m) und $\sigma_7 = 27,7 \text{ kg/m}^3$ (1100m) vorgenommen. Sie erfaßt im oberen Bereich Niveaus, die nicht direkt vom Wind beeinflusst sind und im unteren Bereich die Schicht des MW.

Das Ergebnis ist in Abb.4.16 dargestellt. Wegen der großen meridionalen Schnittentfernung sind nur Aussagen zur großräumigeren Massenfeldstruktur möglich. Es werden keine wirbelartigen Gebilde in der Größenordnung des baroklinen Rossby-Radius aufgelöst. Großräumige Gradienten mit Nordost-Südwest-Richtung, angezeigt durch positive Anomalien im Nordosten und negative Anomalien im Südwesten, bestimmen das Bild. Daraus resultiert für die Ausbreitung des MW eine generelle Richtung von Südosten nach Nordwesten. Der Ausgangsort liegt vor Cap. S. Vincent (37°N). Westlich von etwa 10°W wird eine Aufspaltung in zwei "Strombänder" mit kräftiger Westkomponente deutlich. Der südliche Zweig liegt zwischen 37°N und 38°N während sich der nördliche Zweig westlich des Tejo Plateaus (39°N bis 40°N) befindet.

Der Vergleich mit der Bodentopographie in Abb.3.2 läßt vermuten, daß diese Aufspaltung topographisch bedingt ist.

Mit Kerngeschwindigkeiten über 11 cm/s ist in Tiefen zwischen 600m und 1200m westlich von Cap.S.Vincent (z4: 37°N , $9,6^\circ\text{W}$) ein Nordstrom ausgeprägt (Abb.4.17d). Sein Kern erstreckt sich zonal etwa über 50km und ist damit doppelt so breit wie der mittlere Rossby Radius. Er erhält nach Abb.4.17 mit zunehmender Breite eine verstärkte Westkomponente. Auf dem Schnitt z4 ist ein zweiter Nordstrom mit seinem Kern von der Oberfläche bis 200m Tiefe westlich von 11°W erkennbar.

Auf 38°N scheint in Abb.4.17c der tiefere Stromkern unter dem Einfluß der Schelfgeometrie um 1° nach Westen verlagert zu sein. Hier liegt er in Tiefen zwischen 600m und 800m, d.h. er steigt auf seinem Weg nach Norden in flachere Schichten auf um nach Abb. 4.17 (a,b) zwischen 38°N und 39°N wieder auf Tiefen zwischen 800m und 1200m abzusinken.

Unter dem Einfluß des Tejo Plateaus ist in Abb.4.17a auf 40°N und westlich von $10,3^{\circ}\text{W}$ nur noch eine geringe Nordströmung in Tiefen unterhalb von 1400m zu erkennen. Dagegen wird östlich davon ein polwärtiger Strom in Tiefen oberhalb von etwa 300m deutlich. Wir folgern, daß ein Zweig des polwärts gerichteten Unterstromes, der Eigenschaften des Mittelmeerwassers führt, bei seiner Annäherung an das Tejo Plateau gezwungen wird zur Oberfläche aufzusteigen.

Der Mittelmeeraustrom passiert den "Graben" zwischen der Gorringe Bank im Südwesten und Cap.S.Vincent im Nordosten. Quer dazu wurde ein Schnitt (EBC2q) vermessen, um die geostrophischen Stromfeldstrukturen in ihren räumlichen Abmessungen zu untersuchen. Das Ergebnis ist in Abb.4.18 dargestellt. Zwischen den Stationen 416 und 418 erscheint ein nach Nordwesten gerichteter Ausstrom mit einer oberflächennahen Kerngeschwindigkeit von 17 cm/s. Er wirkt sich, auch methodisch bedingt, in dieser Darstellung bis zu einer Tiefe von etwa 700m aus und liegt etwa in der Mitte der "Passage". Der Nordweststrom wird beiderseits durch eine Südostströmung geringerer Kerngeschwindigkeit flankiert. In Tiefen zwischen etwa 600m und 1100m erscheint ein weiterer Nordweststrom, allerdings mit zwei vertikal separierten Stromkernen von 8 cm/s in 600m und in 1000m Tiefe. Der flachere liegt etwa 20 km östlicher als der tiefere Stromkern. Wir folgern daraus, daß die vertikale Aufspaltung in der Ausbreitung des MW, wie vor Westportugal beobachtet, bereits südlich von Cap. S. Vincent erfolgt.

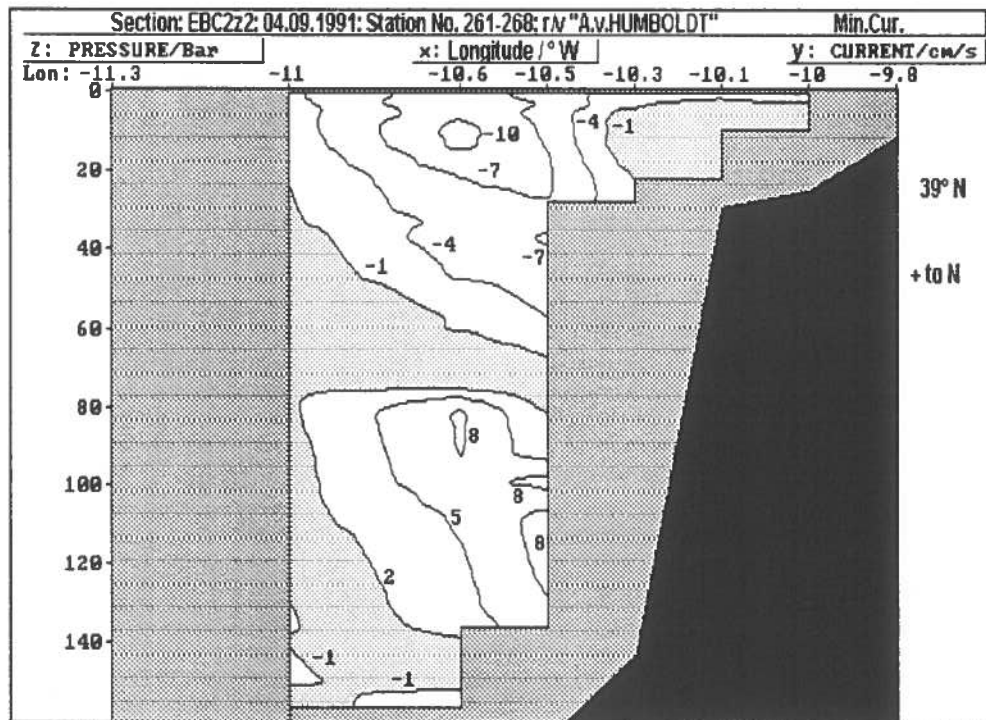
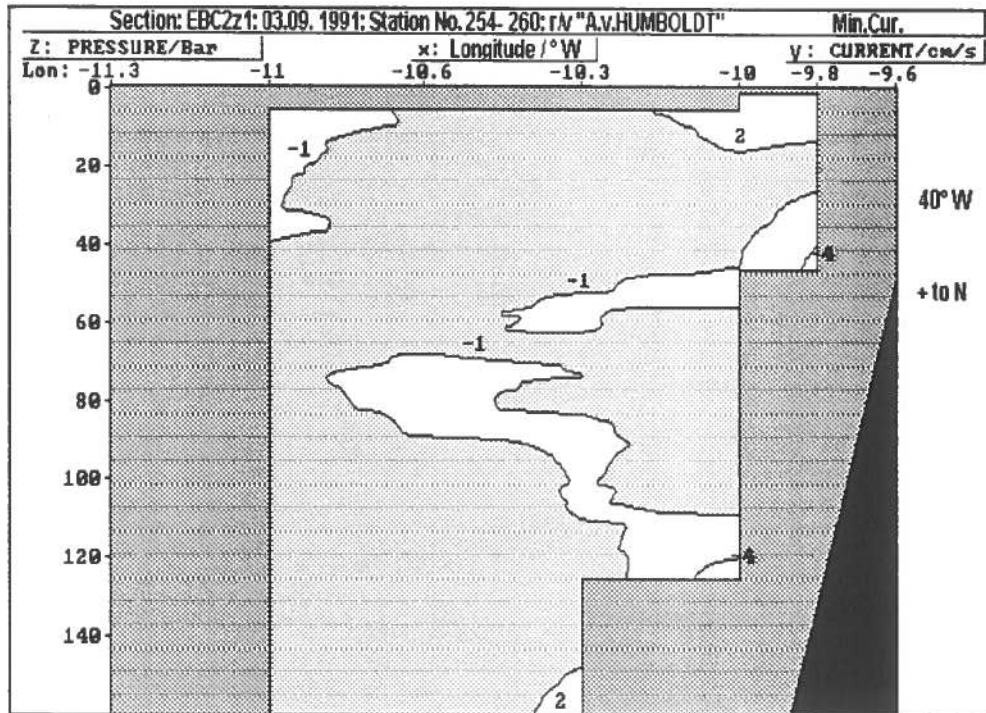


Abb. 4.17 (a,b) Geostrophische Minimalströmung entlang der in Abb.4.17 gezeigten Zonalschnitte z1 (40°N) und z2 (39°N)

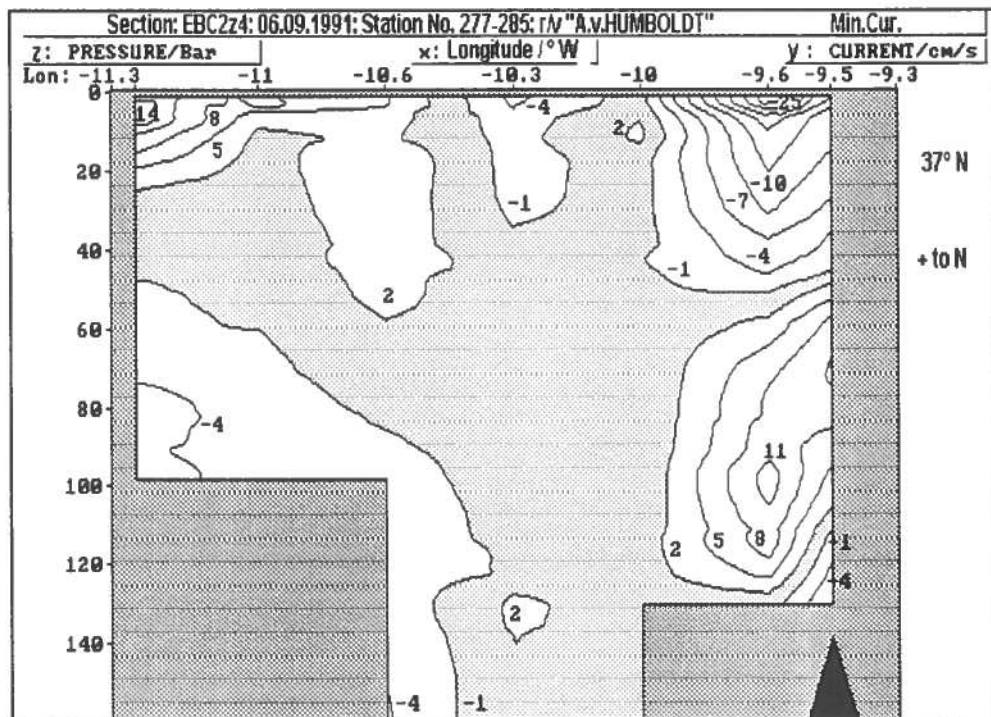
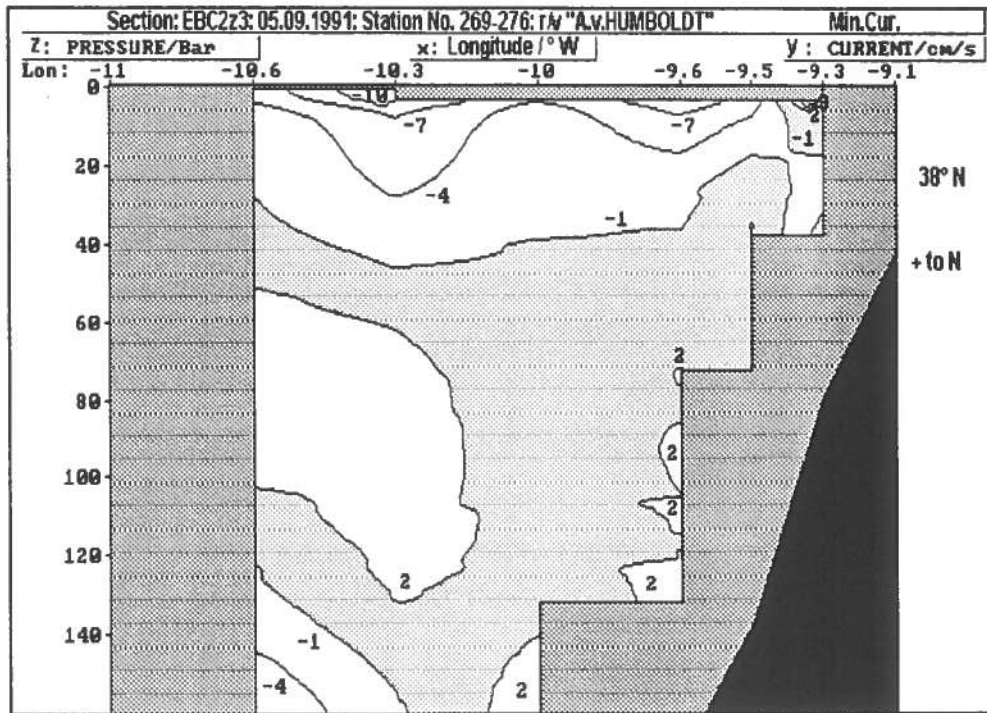


Abb.4.17 (c,d) Wie in Abb.4.18 (a,b) aber entlang der Schnitte z3 (38°N) und z4 (37°N)

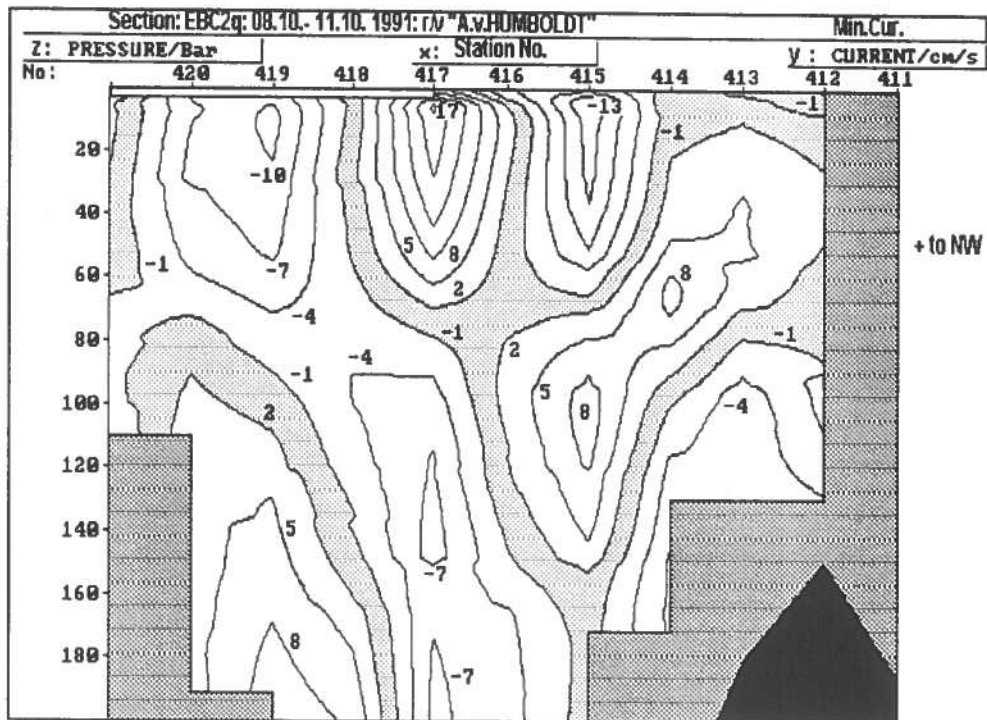


Abb.4.18 Geostrophische "Minimalströmung" längs eines Schnittes von der Goringe Bank (St.421) im Südwesten in Richtung Lissabon im Nordosten (St. 411), vergleiche die Schnittlage in Abb. 4.1a

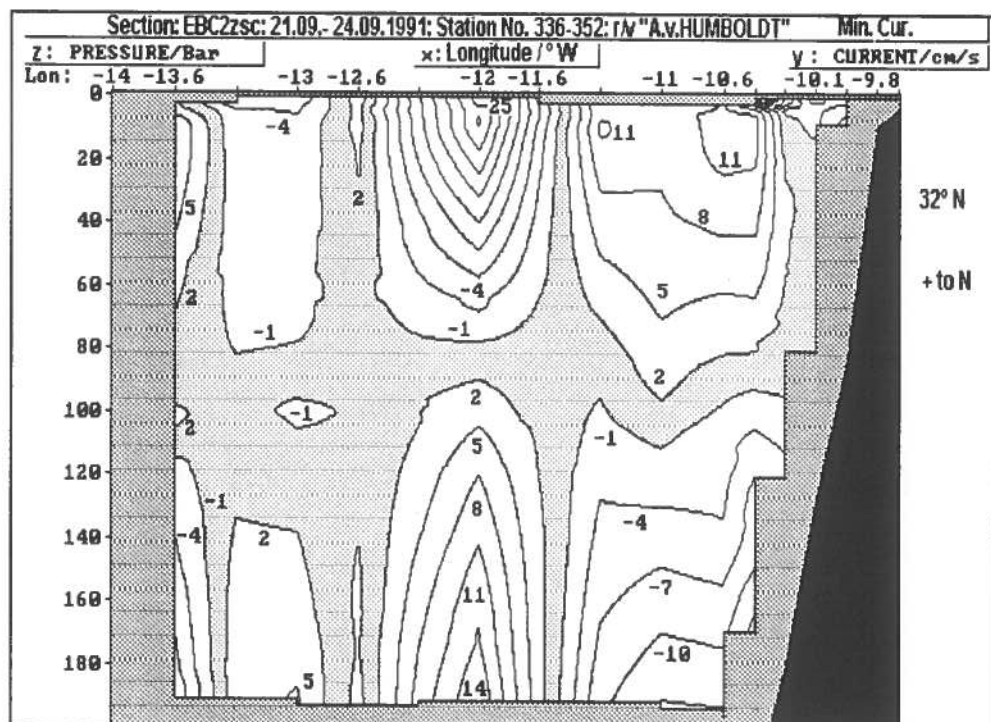


Abb.4.19 Meridionalstrombänder der "Minimalströmung" entlang des Schnittes EBC2zsc auf 32°N; entsprechende Rechnungen auf der Grundlage des Referenzniveaus nach FIEKAS et al.(1992) sind in Abb.4.8a gezeigt

4.3.3. Strombänder vor Nordwestmarokko

4.3.3.1. September 1991/ EBC2

Die Abb.4.1a zeigt drei weitere Schnitte senkrecht zum Kontinentalabhang Nordwestmarokkos. Der nördlichste Schnitt verbindet die Stationen 307-311 und wurde mit EBC2m0 bezeichnet, der mittlere Schnitt (St.312-323) mit EBC2ma1 und der südlichste mit EBC2ma2 (St.324-335). Zum Vergleich der Ergebnisse mit dem "Kiel-Referenzniveau" (Abb.4.8a) und der "Minimalethode" ist der gekürzte Zonalschnitt EBC2zsc ($32^{\circ}\text{N}, 9.8^{\circ}-14^{\circ}\text{W}$) in Abb.4.19 nochmals dargestellt. Die Strömungsmuster bleiben prinzipiell erhalten, nur werden die Kerngeschwindigkeiten bis zu 32% reduziert. Die "Nullschicht" wird von 1600m Tiefe in Abb.4.8a auf etwa 900m Tiefe in Abb.4.19 angehoben. Dadurch wird deutlich, daß beide Methoden ihre Schwächen haben. Bei der Minimalmethode ist im wesentlichen nur die Interpretation der Stromfeldstrukturen oberhalb der "Nullschicht" sinnvoll. Die darunter liegenden Muster sind als Ergänzung für den geforderten Minimaltransport anzusehen. Da es hier um eine qualitative Betrachtung der Strömungsmuster geht, scheint die "Minimum-Methode" akzeptabel. Die Abb.4.19 zeigt auf 10.6°W einen Nordstrom mit einem Kern von 11 cm/s in 100m Tiefe. In Abb.4.20 liegt ein vergleichbarer Stromkern (11 cm/s) auf der Station 326. Durch die Orientierung dieses Schnittes folgt die Richtung der geostrophischen Strömung dem Verlauf des Kontinentalabhanges von Südwest nach Nordost. Wenn es sich in beiden Fällen um ein kontinuierliches Stromband handelt, dann hat es sich auf seinem Weg nach Norden auch westlich verlagert. Noch weiter nördlich verliert der geostrophische Anteil dieser oberflächennahen Strömung mehr und mehr seine Intensität. Senkrecht zum Schnitt EBC2ma1 wird in Abb. 4.21 der Nordoststrom nur zwischen den Stationen 321-322, im äußersten Westen des Schnittes, angetroffen. Seine Kerngeschwindigkeit hat sich im Vergleich zu den Schnitten EBC2ma2 und EBC2zsc annähernd um den Faktor 5 reduziert. Auf dem nördlichsten Schnitt (EBC2ma0) ist in Abb.4.22 unmittelbar über dem Kontinentalabhang keine geostrophische Nordostströmung vorhanden. Bis zur Tiefe

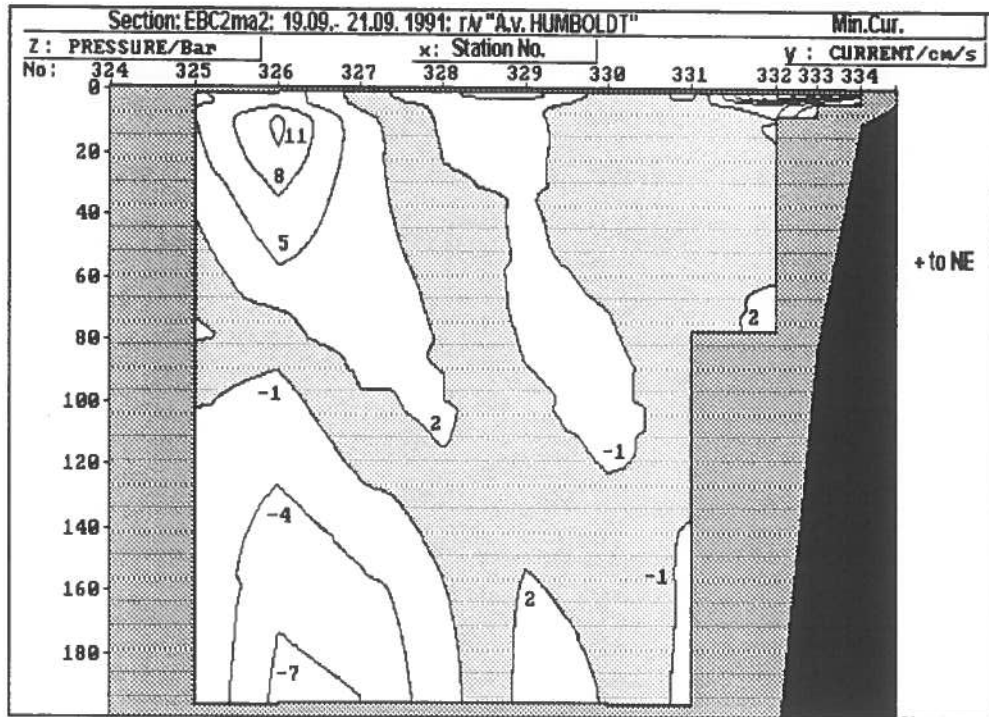


Abb.4.20 Geostrophische Strombänder in Nordost- (>0) und Südwestrichtung (<0) längs eines Schnittes senkrecht zum Kontinentalabhang (St.324 im Nordwesten, St.335 im Südosten), Stationspositionen in Abb. 4.1a

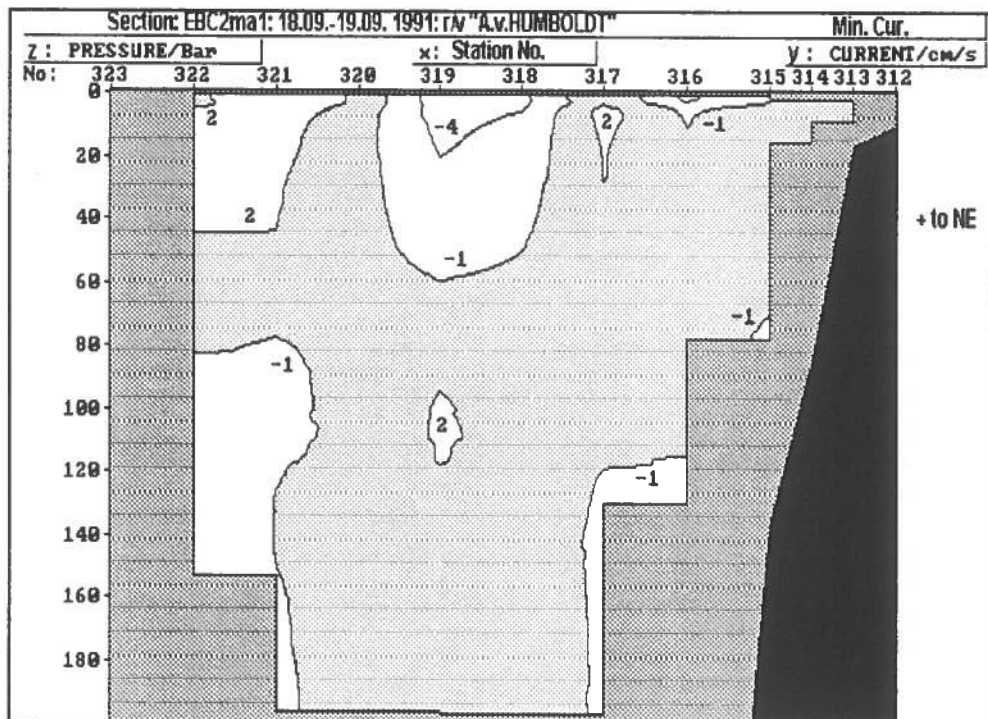


Abb.4.21 Strombänder wie in Abb.4.21 aber entlang eines nördlicher gelegenen Schnittes (St.323 in Nordwesten und St.312 im Südosten), Stationspositionen in Abb. 4.1a

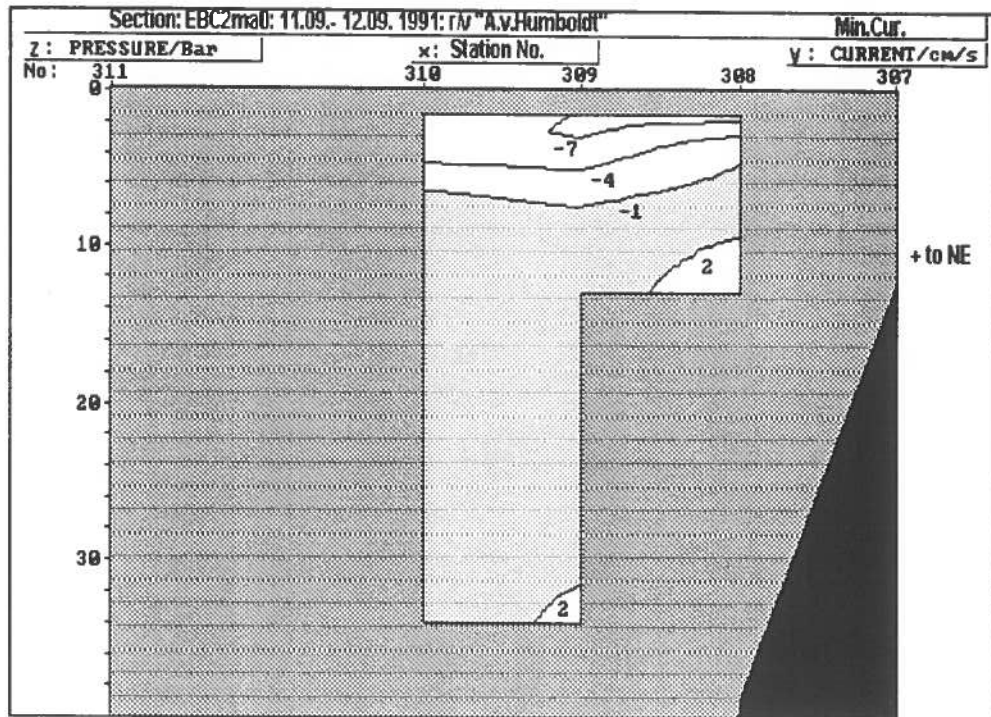


Abb.4.22 Geostrophische "Minimalströmung" wie in Abb. 4.21 aber entlang eines kurzen Schnittes westlich Casablanca (St.311 im Nordwesten und St.307 im Südosten), Stationspositionen in Abb. 4.1a

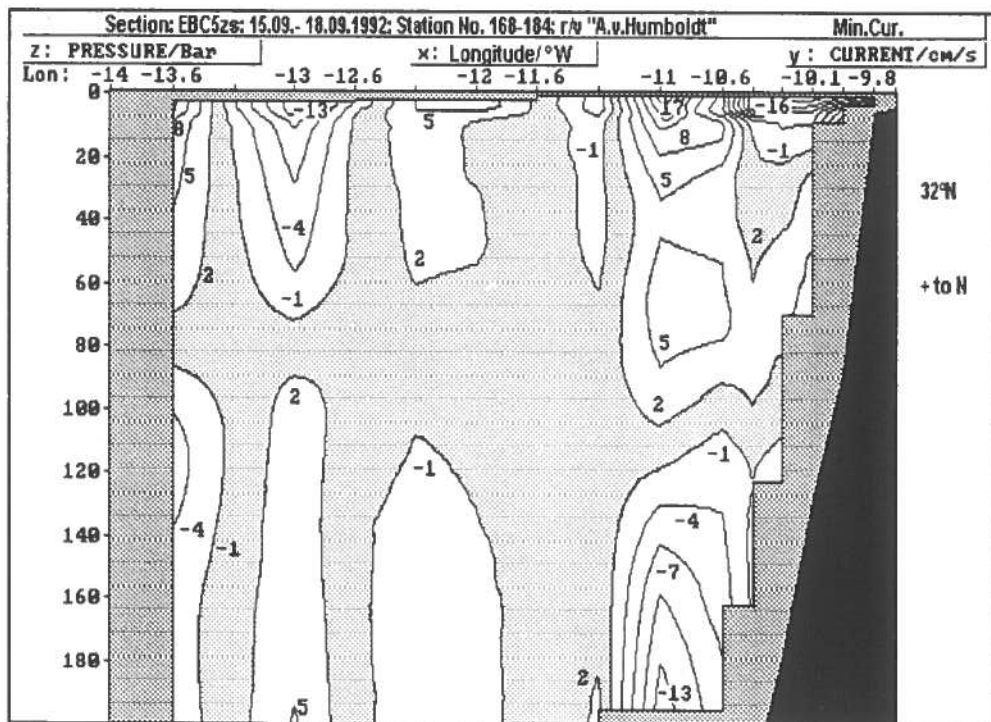


Abb.4.23 Darstellung wie in Abb.4.20 für Minimalströmung entlang des Schnittes ENC5zs (32°N) ($v > 0$: Nordstrom, $v < 0$: Südstrom); vergleiche auch Abb.4.8.b

von 100m besitzt der Strom eine Komponente nach Südwesten.

4.3.3.2. September 1992/ EBC5

Während der Expedition EBC5 wurden die Schnitte (ma1) und (ma2) ebenfalls beprobt (Abb.4.1b). Aus logistischen Gründen sind die Schnitte EBC5ma2 (St. 185-193) und EBC5ma1 (St.198-205) im Vergleich zu den Schnitten EBC2ma2 (Abb.4.20) und EBC2ma1 (Abb. 4.21) etwa 60 sm kürzer. Eine direkte Gegenüberstellung der Ergebnisse ist daher nicht zweckmäßig.

Die geostrophischen Meridionalstrombänder entlang des Zonalschnittes auf 32°N wurden in Abb.4.8 gegenübergestellt. Die zu Abb.4.8b korrespondierende Struktur der "Minimalströmung" ist für den Schnitt EBC5zs in Abb.4.23 dargestellt. Die "Nullschicht" wird auch um etwa 700m angehoben. Die Kerngeschwindigkeiten werden bis zu 35% reduziert. Über dem Schelfhang erscheint deutlich ein Südstrom mit einer oberflächennahen Kerngeschwindigkeit von -16 cm/s. Seine Struktur entspricht dem "coastal jet", wie er für küstennahe Auftriebsgebiete charakteristisch ist. Westwärts schließt sich ein Nordstromband an, das einen oberflächennahen Kern mit 17 cm/s auf etwa 11°W hat. Wie schon durch Abb.4.8b verdeutlicht, wird ein zweiter Stromkern durch die geschlossene 5 cm/s Isotache in der Schicht zwischen 600m und 800m Tiefe angezeigt. Die restlichen Strukturen stimmen qualitativ ebenso mit denen der Abb. 4.8b überein. Über dem Kontinentalabhang schließt sich nördlich davon der Schnitt EBC5ma2 an. Seine westlichste Station (193) liegt etwa auf der Position (33°N, 12°W). Sie entspricht der Position der Station 327 (EBC2ma2) in Abb. 4.20. Östlich von 12°W zeigt Abb. 4.24 keine ausgeprägten geostrophischen Strombänder. Daraus entnehmen wir, daß der in Abb. 4.23 auf (32°N, 11°W) gezeigte Nordstromkern sich zwischen 32°N und 33°N von 11°W bis westlich von 12°W verlagert hat, so wie es in Abb.4.20 auf dem Schnitt EBC2ma2 gezeigt wird.

Nördlich des Schnittes EBC5ma2 liegt der küstensenkrechte Schnitt EBC5ma1. Seine westlichste Station (198) befindet sich auf der Position (34°20'N, 10°44'W) und entspricht im Schnitt

EBC2mal der Station 319, Abb.4.21. Dieser Schnitt ist von Nordwesten nach Südosten orientiert. Die Strukturen der Minimalströmung sind in Abb.4.25 dargestellt. Entsprechend der Hypothese einer Westverlagerung der Nordströmung in Gebiete westlich von etwa 12°W , wird keine signifikante Nordkomponente östlich von $10^{\circ} 44'\text{W}$ deutlich.

Die Abb.4.1b zeigt einen zeitlich zusammengesetzten Schnitt am Ausgang des Golfes von Cadiz. Der Südteil (St. 193-198) wurde vier Tage früher vermessen. Die Vertikalprofile der "Verbindungsstation" 198/235 zeigen keine wesentlichen Unterschiede unterhalb einer Tiefe von 40 m. Daher wurden beide Schnitte zusammengefügt und in Abb.4.26 dargestellt. Im Gebiet um die Position 35°N , 10°W erscheint bis zu einer Tiefe von 800m eine Südostströmung mit einer oberflächennahen Kerngeschwindigkeit von -16 cm/s . Der Strom ist etwa 70 km breit und speist Wasser in den Golf von Cadiz. In Abb.4.5. wurde die Zonalströmung zwischen 32°N und 40°N längs 14°W gezeigt. Zwischen 33°N und 36°N liegt ein Oststrom mit oberflächennahen Kerngeschwindigkeiten von 7 cm/s . Er wird hier als Bestandteil der großmaßstäbigen Rezirkulation im Nordostatlantik interpretiert. Wir vermuten, daß der Einstrom in den Golf von Cadiz die Fortsetzung der Rezirkulation ist. Da die Minimalmethode die Kerngeschwindigkeiten reduziert, schlußfolgern wir weiter, daß die Rezirkulation ihre Kerngeschwindigkeit östlich von 14°W intensiviert. Zwischen den Stationen 229 und 230 (36°N , $9^{\circ}20'\text{W}$) und auf der Station 197 ($34^{\circ}05'\text{N}$, $10^{\circ}58'\text{W}$) tritt eine geringe Nordkomponente auf. Es ist nicht auszuschließen, daß sich die Westverlagerung der Nordströmung nördlich von etwa 34°N in eine Ostverlagerung umwandelt.

Zusammenfassend folgern wir aus den Situationen im September 1991/1992 vor Nordwestmarokko bezüglich einer jahreszeitlich permanenten Nordströmung:

- Der Stromkern liegt etwa auf 32°N , 11°W und schwächt sich zwischen 32°N und 33°N in seiner Kerngeschwindigkeit um die Hälfte ab. Dabei verlagert er sich westwärts von 12°W .

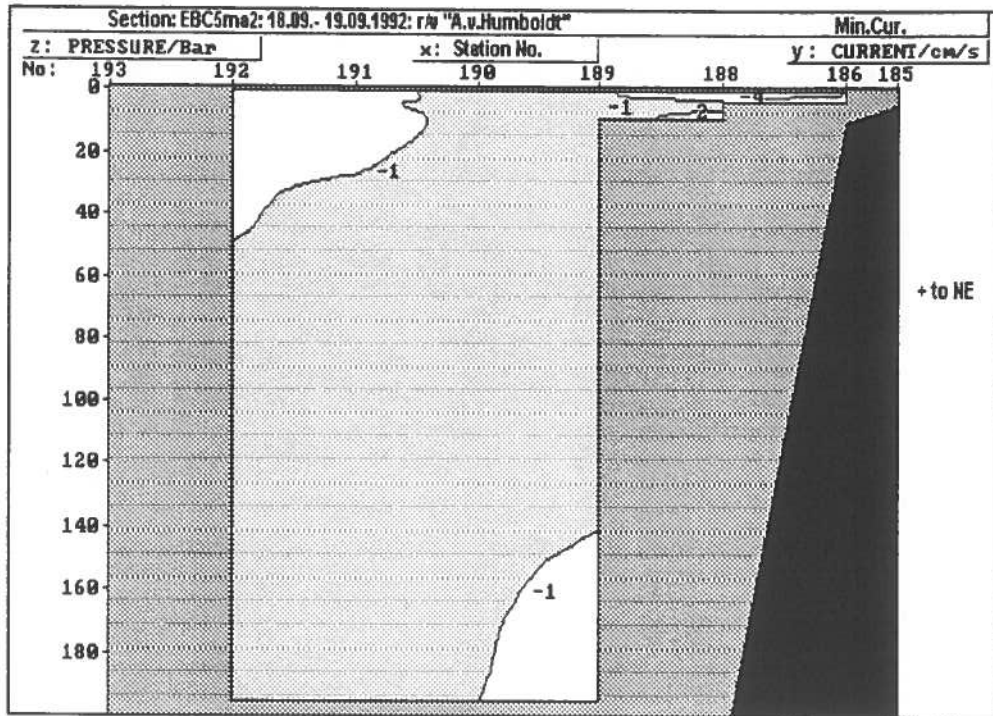


Abb.4.24 Geostrophische Minimalströmungen des Schnittes EBC5ma2 senkrecht zum Kontinentalabhang mit den Stationen 193 im Westen und 185 im Osten ($v > 0$: Nordoststrom, $v < 0$: Südweststrom), vergleiche Abb.4.1b

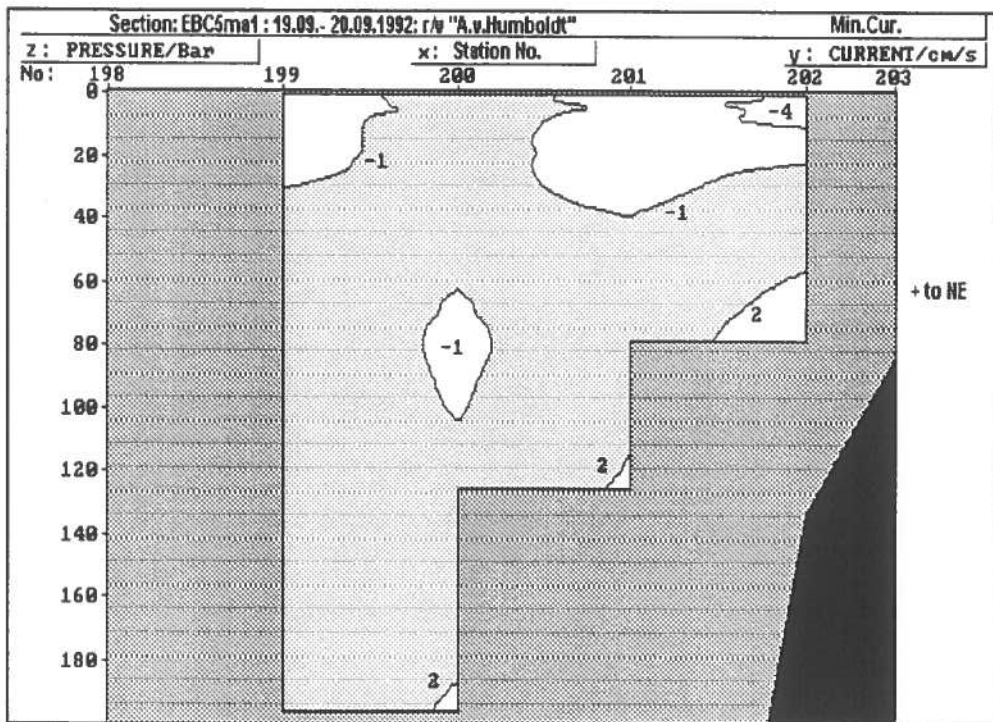


Abb.4.25 Darstellung wie in Abb.4.24 aber für den Schnitt EBC5ma1, vergleiche Abb.4.1b für Schnittlage

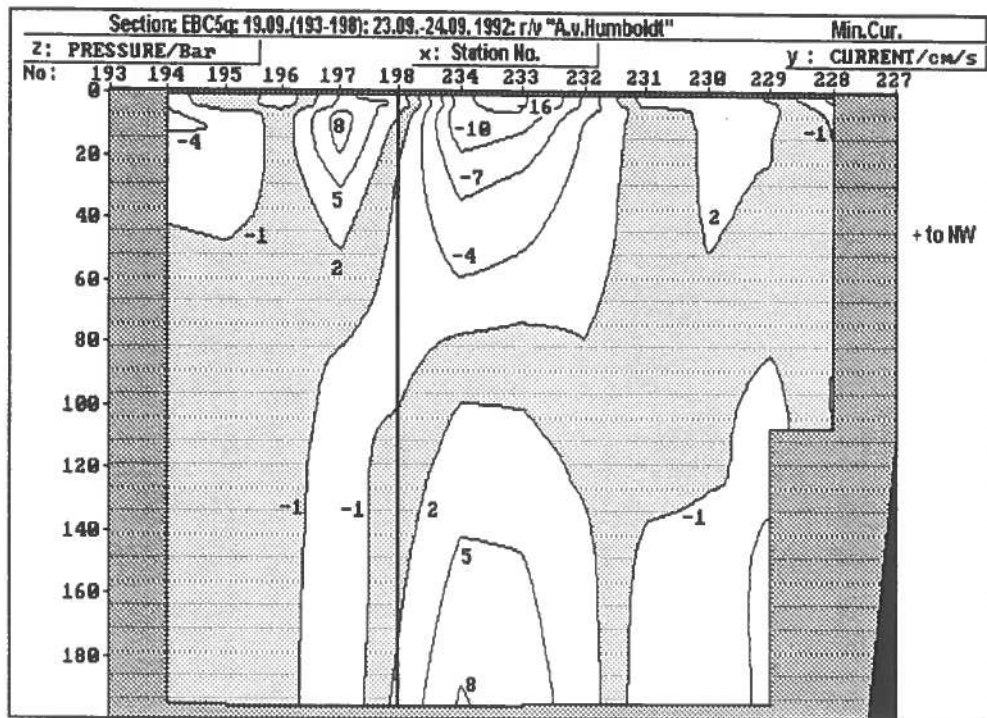


Abb.4.26 Minimalströmung entlang des Schnittes EBC5q (Nord-ost-Südwest orientiert) mit $v > 0$: Nordweststrom und $v < 0$: Südoststrom, die senkrechte Linie kennzeichnet die "Verbindungsposition" zweier mit vier Tagen Unterschied bearbeiteten Teilschnitte, vergleiche Abb. 4.1.b für Lage des Schnittes

5. Strömungsmeßergebnisse

5.1. Verankerungslogistik

Bei den verankerten Strömungsmeßketten traten enttäuschend viele Geräteverluste auf. Materialfehler an den Leinenverbindungsstücken (Schäkel, Ringe), defekte akustische Auslöser und Fischerei am Kontinentalabhang können die Ursache hierfür sein. Aufgrund dieser Erfahrung müssen wir leider feststellen, daß unser ursprünglich konzipiertes Meßprogramm die Erwartungen nicht erfüllt hat. Trotz der Verluste glauben wir jedoch, die Basis der Strömungsdaten vor Portugal und im iberomarokkanischen Seegebiet verbessert und somit eine Grundlage für neue Informationen/Erkenntnisse über die regionalen Strömungsverhältnisse am Kontinentalabhang geschaffen zu haben.

Abbildung 5.1 zeigt die Verankerungspositionen im großräumigen topographischen Umfeld ohne M3 bei etwa 32,5°N. Mit Ausnahme der Position P3 von 1983/84 stammen alle übrigen Messungen aus dem Zeitraum 1991 bis 1992.

Die Länge der Meßreihen schwankt zwischen knapp einem Monat (K1) und einem Jahr (WH).

| Pos. | L01 | K1 | WH | P3 | CS | AL | R | M3 |
|------|-----|----|----|----|----|----|------|----|
| Lg. | 10 | <1 | 12 | >5 | <2 | <7 | >4-7 | >4 |

Tabelle 5.1 Position (Pos.) und Länge (Lg.) der Meßreihen in Monaten

Das Meßintervall beträgt bei K1 10, sonst 30 oder 60 Minuten. Die jeweiligen Meßzeiten auf den einzelnen Positionen sind im allgemeinen unterschiedlich. Bei einigen Positionen gibt es jedoch zeitlich überlappende Perioden von einigen Wochen bis zu einigen Monaten.

Die Tabelle 5.2. gibt eine Zusammenfassung der Verankerungsdaten.

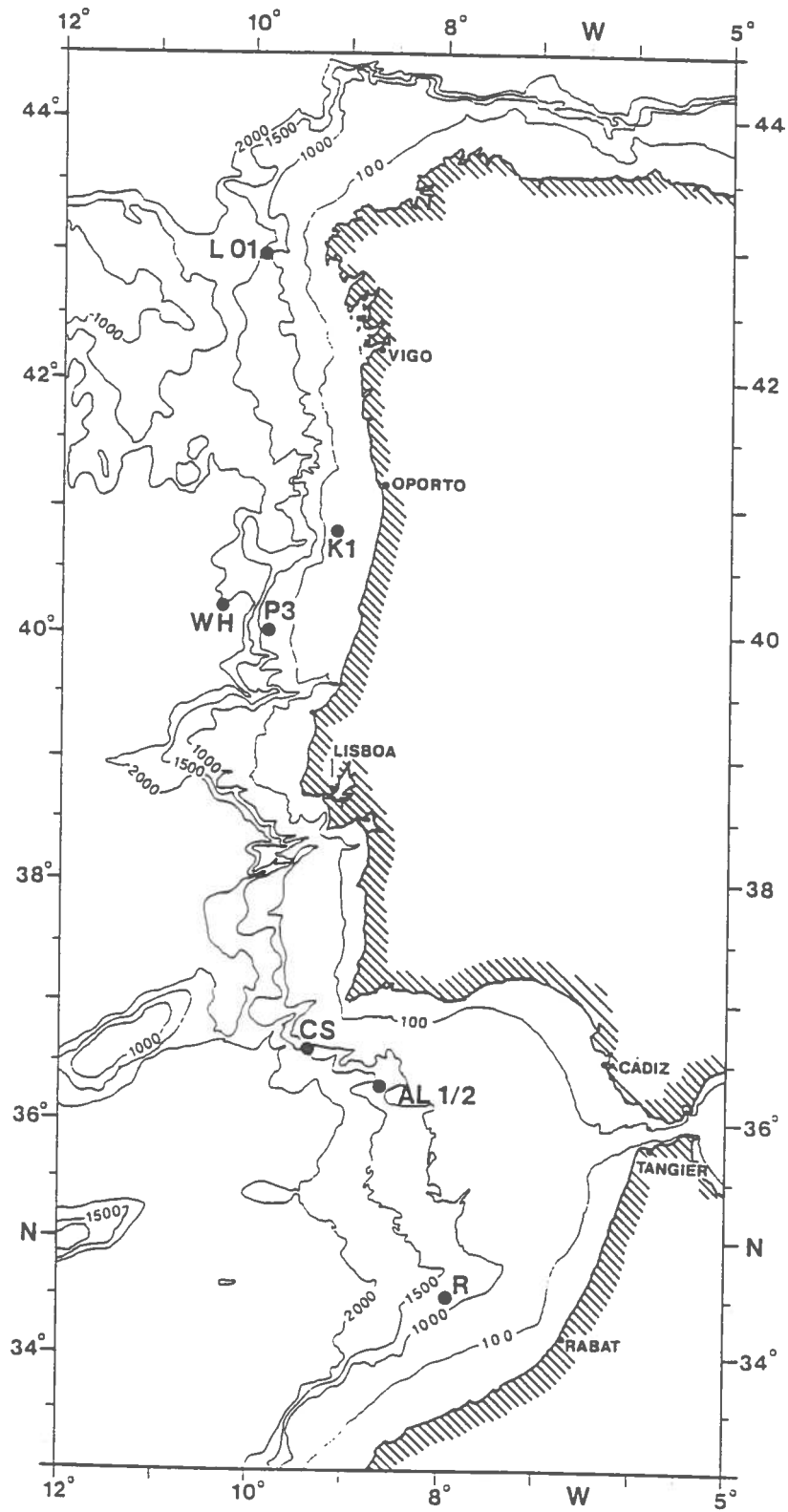


Abb. 5.1 Verankerungspositionen (ohne M3 im Süden)
Tiefenangaben in Faden.

| Strom- messer | Meß- tiefe | Boden- abstd. | Serien- nr. | Meßzeitraum | Position |
|---|---------------|------------------|----------------|--------------------------|--------------------------|
| - | [m] | [m] | - | [UTC] | - |
| LO1: 14.3.91 - 19.1.92, Lottiefe 1945 m | | | | | |
| RCM5 | 6966 | 435 | 1510 | 92008 14.3.91 - 10.1.92 | 42°55.54'N 9°50.88'W |
| K1: 19.3.91 - 13.4.91, Lottiefe 105 m | | | | | |
| RCM4 | 7242 | 40 | 65 | 91023 19.3.91 - 13.4.91 | 40°47.4 'N |
| RCM4 | 8510 | 71 | 34 | 91024 19.3.91 - 13.4.91 | 9° 6.2 'W |
| RCM4 | 8509 | 98 | 7 | 91025 19.3.91 - 13.4.91 | |
| WH: 15.8.90 - 27.8.91, Lottiefe 3900 m | | | | | |
| RCM5 | 6785 | 1564 | 2336 | 91089 15.8.90 - 27.8.91 | 40°13.3 'N 10°15.7 'W |
| P3: 30.7.83 - 14.1.84, Lottiefe 910 m | | | | | |
| RCM4 | 6559 | 260 | 650 | 83081 30.7.83 - 14.1.84 | |
| RCM4 | 5933 | 410 | 500 | 83080 30.7.83 - 14.1.84 | 40° 1.8 'N |
| RCM4 | 6143 | 650 | 260 | 83079 30.7.83 - 14.1.84 | 9°45.2 'W |
| RCM4 | 4889 | 810 | 100 | 83078 30.7.83 - 14.1.84 | |
| CS: 28.3.92 - 19.5.92, Lottiefe 1960 m | | | | | |
| RCM8 | 10586 | 235 | 1725 | 92047 28.3.92 - 19.5.92 | |
| RCM5 | 6833 | 337 | 1623 | 92048 28.3.92 - 19.5.92 | |
| RCM8 | 10590 | 538 | 1422 | 92049 28.3.92 - 19.5.92 | 36°37.1 'N |
| RCM8 | 10588 | 753 | 1207 | 92050 28.3.92 - 19.5.92 | 9°22.0 'W |
| RCM5 | 6966 | 1254 | 706 | 92051 28.3.92 - 19.5.92 | |
| RCM8 | 10081 | 1855 | 105 | 92052 28.3.92 - 19.5.92 | |
| AL1: 28.10.91 - 14.1.92, Lottiefe 2036 m | | | | | |
| RCM4 | 8509 | 358 | 1678 | 92001 20.10.91 - 14.1.92 | |
| RCM4 | 7242 | 510 | 1526 | 92002 20.10.91 - 14.1.92 | |
| RCM7 | 9750 | 811 | 1225 | 92003 20.10.91 - 14.1.92 | 36°14.16'N |
| RCM8 | 9386 | 1214 | 822 | 92004 20.10.91 - 14.1.92 | 8°36.12'W |
| RCM8 | 10081 | 1750 | 321 | 92005 20.10.91 - 14.1.92 | |
| RCM8 | 10082 | 2016 | 20 | 92006 20.10.91 - 14.1.92 | |
| AL2: 14.1.92 - 19.5.92, Lottiefe 1998 m | | | | | |
| RCM5 | 6786 | 309 | 1689 | 92041 14.1.92 - 19.5.92 | |
| RCM5 | 6703 | 471 | 1527 | 92042 14.1.92 - 19.5.92 | 36°14.20'N |
| RCM5 | 6701 | 773 | 1255 | 92043 14.1.92 - 19.5.92 | 8°35.10'W |
| RCM4 | 6129 | 1677 | 321 | 92045 14.1.92 - 19.5.92 | |
| RCM5 | 6119 | 1978 | 20 | 92046 14.1.92 - 27.3.92 | |
| R: 20.10.91 - 15.4.92, Lottiefe 1995 m | | | | | |
| RCM7 | 9084 | 538 | 1457 | 92036 19.10.91 - 16.4.92 | |
| RCM7 | 9053 | 791 | 1204 | 92037 19.10.91 - 18.5.92 | 34°29.10'N |
| RCM8 | 9754 | 1192 | 803 | 92038 19.10.91 - 7.3.92 | 7°50.8 'W |
| RCM8 | 10079 | 1693 | 302 | 92039 19.10.91 - 1.3.92 | |
| RCM8 | 10080 | 1975 | 20 | 92040 19.10.91 - 22.3.92 | |
| M3: 18.1.92 - 25.5.92, Lottiefe 3979 m | | | | | |
| RCM8 | 10086 | 169 | 3810 | 92057 18.1.92 - 25.5.92 | 32°35.72'N 10°49.18'W |

Tab.5.2 Kettenpositionen, Meßzeiten und Meßtiefen

| Meß- tiefe | <u> | <v> | V _s | V _v | SF | <Rtg> | k _E | k _M |
|---|-----------|----------|----------------|----------------|-----|-------|------------------------------------|----------------|
| [m] | [cm/s] | [cm/s] | [cm/s] | [cm/s] | [%] | [°] | [cm ² /s ²] | |
| LO1, Lottiefe 1945 m: | | | | | | | | |
| 435 | -0.9±2.0 | 1.9±2.1 | 9.7 | 2.0 | 21 | 335 | 22.1 | 2.1 |
| K1, Lottiefe 105 m: | | | | | | | | |
| 40 | 1.1±1.9 | -1.6±5.9 | 15.7 | 2.0 | 12 | 144 | 52.0 | 1.9 |
| 71 | .2±0.5 | -1.6±5.0 | 8.2 | 1.7 | 20 | 173 | 24.4 | 1.4 |
| 98 | 0.6±1.1 | -0.9±5.2 | 7.3 | 1.1 | 15 | 148 | 23.9 | 0.6 |
| WH, Lottiefe 3900 m: | | | | | | | | |
| 1564 | -0.8±0.8 | 0.3±1.4 | 3.0 | 0.8 | 27 | 289 | 3.2 | 0.3 |
| P3, Lottiefe 910 m: | | | | | | | | |
| 260 | 0.4±1.7 | 3.8±5.3 | 9.2 | 3.8 | 41 | 6 | 23.9 | 7.2 |
| 410 | 0.0±1.3 | 2.8±5.7 | 7.9 | 2.8 | 35 | 0 | 18.9 | 3.8 |
| 650 | 0.5±0.4 | 3.3±2.4 | 6.9 | 3.4 | 49 | 8 | 10.8 | 5.7 |
| 810 | 0.7±0.3 | 3.6±1.9 | 7.6 | 3.6 | 48 | 11 | 10.0 | 6.7 |
| CS, Lottiefe 1960 m: | | | | | | | | |
| 235 | -5.3±4.4 | -2.9±5.3 | 12.1 | 6.1 | 50 | 241 | 47.6 | 18.5 |
| 337 | -5.2±2.6 | -2.1±4.3 | 10.2 | 5.6 | 55 | 248 | 23.8 | 15.6 |
| 538 | -7.7±3.1 | 1.1±5.1 | 12.1 | 7.8 | 65 | 278 | 33.6 | 30.6 |
| 753 | -10.2±3.6 | 4.9±8.1 | 15.1 | 11.3 | 75 | 296 | 55.2 | 63.6 |
| 1254 | -0.1±4.3 | 0.6±7.4 | 10.8 | 0.6 | 6 | 346 | 60.3 | 0.2 |
| 1855 | -1.1±1.1 | 0.4±0.4 | 4.6 | 1.2 | 26 | 289 | 4.9 | 0.7 |
| Al1 und Al2, mittlere Lottiefe 2017 m: | | | | | | | | |
| 333 | 3.2±3.2 | 4.4±2.2 | 8.9 | 5.4 | 61 | 37 | 19.9 | 14.7 |
| 490 | 2.1±2.8 | 2.3±1.7 | 6.3 | 3.1 | 49 | 43 | 13.9 | 4.8 |
| 792 | 2.9±3.3 | 1.6±3.6 | 9.0 | 3.3 | 36 | 61 | 34.2 | 5.3 |
| 1713 | 0.1±0.9 | 0.2±1.5 | 5.6 | 0.3 | 5 | 26 | 5.2 | <0.1 |
| 1997 | 0.9±0.3 | 1.0±1.5 | 4.0 | 1.4 | 36 | 42 | 2.5 | 1.0 |
| AL1, Lottiefe 2036 m: | | | | | | | | |
| 358 | 4.5±4.4 | 4.8±1.8 | 9.3 | 6.5 | 71 | 43 | 13.4 | 21.5 |
| 510 | 3.1±3.6 | 2.4±1.2 | 6.6 | 3.9 | 59 | 53 | 8.3 | 7.6 |
| 811 | 4.5±5.9 | -1.2±3.4 | 9.6 | 4.6 | 48 | 105 | 32.4 | 10.7 |
| 1214 | 3.5±8.2 | -3.7±7.5 | 13.9 | 5.1 | 37 | 136 | 98.6 | 13.3 |
| 1750 | 0.7±1.3 | -0.9±2.3 | 7.4 | 1.1 | 15 | 144 | 5.7 | 0.6 |
| 2016 | 1.1±0.5 | 0.4±1.1 | 4.0 | 1.2 | 30 | 72 | 1.7 | 0.7 |
| AL2, Lottiefe 1998 m: | | | | | | | | |
| 309 | 2.3±5.3 | 4.3±3.2 | 8.6 | 4.8 | 56 | 28 | 23.2 | 11.7 |
| 471 | 1.4±4.8 | 2.3±2.6 | 6.1 | 2.7 | 44 | 31 | 17.1 | 3.6 |
| 773 | 1.7±3.6 | 3.6±4.5 | 8.5 | 3.9 | 46 | 25 | 29.2 | 7.7 |
| 1176 | Richtung | defekt | 8.4 | | | | | |
| 1677 | -0.2±0.7 | 1.0±1.6 | 4.4 | 1.0 | 23 | 346 | 4.1 | 0.5 |
| 1978 | 0.7±0.3 | 1.8±1.2 | 3.9 | 1.9 | 49 | 22 | 2.9 | 1.9 |
| R, Lottiefe 1995 m: | | | | | | | | |
| 538 | 3.1±2.9 | 1.9±1.7 | 6.2 | 3.6 | 59 | 59 | 8.0 | 6.6 |
| 791 | 2.1±1.9 | 2.1±2.9 | 5.9 | 3.0 | 50 | 45 | 6.7 | 4.5 |
| 1192 | -0.1±0.8 | -0.3±1.3 | 3.6 | 0.3 | 8 | 191 | 1.8 | <0.1 |
| 1693 | 0.1±1.9 | -0.0±2.3 | 4.4 | 0.1 | 2 | 123 | 4.1 | <0.1 |
| 1975 | -1.3±1.1 | 2.1±1.4 | 5.0 | 2.4 | 48 | 328 | 4.7 | 2.9 |
| M3, Lottiefe 3979 m: | | | | | | | | |
| 169 | -0.9±3.5 | -6.4±9.2 | 11.7 | 6.5 | 55 | 188 | 48.0 | 21.0 |

----->

Tab.5.3 Strömungsstatistik der über 48 Stunden tiefpaßgefilterten Daten; die Mittelwerte der zonalen- $\langle u \rangle$ und meridionalen $\langle v \rangle$ Geschwindigkeitskomponenten sind zusammen mit den 95%-Vertrauensbereichen (\pm) für n Werte angegeben:

-Richtung der mittleren Strömung = $\langle \text{Rtg} \rangle$

-Richtungsstabilität = $SF = (V_v/V_s) * 100$

-durchschnittliche kinetische Energie des mittleren Stromfeldes k_M und die des turbulenten k_E

Die Rechnungen für eine skalare Größe x bzw. (u,v) basieren auf:

$$\langle x \rangle = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i, \quad x'_i = x_i - \langle x \rangle, \quad V_s = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \sqrt{(u_i^2 + v_i^2)}, \quad V_v = \sqrt{\langle u \rangle^2 + \langle v \rangle^2}$$

$$k_E = \frac{1}{2} (\langle u'u' \rangle + \langle v'v' \rangle), \quad k_M = \frac{1}{2} (\langle u \rangle^2 + \langle v \rangle^2)$$

5.2. Mittlere Stromverteilung

Im folgenden Abschnitt werden Mittelwerte der jeweils gesamten Zeitreihe und längerfristige Teilreihen betrachtet. Die Basis-Informationen hierfür sind:

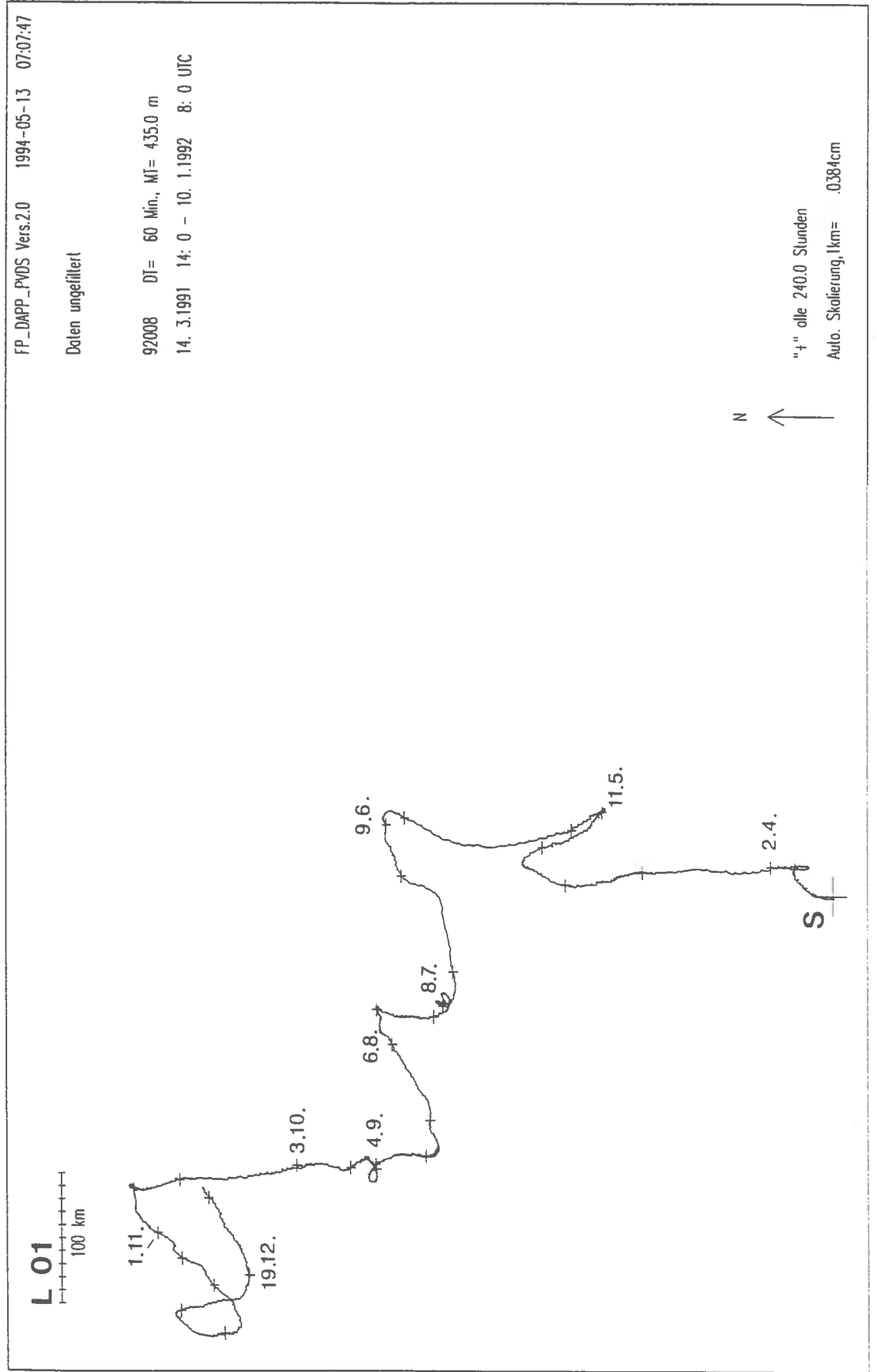
- Die Tabelle 5.3 der tiefpaßgefilterten Daten (Tiefpaß über 48^h)
- Darstellungen progressiver Vektordiagramme (PVD) der ungefilterten Daten, Abb.5.2 - Abb.5.9
- Die Übersicht der Monatsmittelwerte [Tab.5.4.(1-6)]

Entsprechend ihrer räumlichen Verteilung und der Reihenfolge in Tab.5.3. beginnen wir die Beschreibung der Strömungsmeßergebnisse bei L01 auf der Höhe von Cap Finisterre im Norden und kommentieren dann die entsprechenden Ergebnisse auf den verschiedenen Verankerungspositionen in Richtung Süden.

L01:

Die Verankerung lag auf einer Wassertiefe von nominell 1995 m 25 sm von der Küste entfernt. An der Meßkette hingen 2 Strömungsmesser in den oberen 450 m. Das oberste Gerät war durch

Abb. 5.2 Fortschreitendes Vektordiagramm in 435 m Tiefe bei der Position L01 mit Entfernungsmaßstab des scheinbar zurückgelegten Weges in Zeitintervallen (+) von 10 Tagen.



Wassereinbruch ausgefallen. Der 2. Strömungsmesser in 435 m Tiefe funktionierte einwandfrei.

Im Mittel über die gesamte Meßzeit von knapp 10 Monaten setzt die Strömung bei L01 in 435 m Tiefe mit Geschwindigkeiten um 2 cm/s in nordwestliche Richtung. Die relativ geringe mittlere Vektorgeschwindigkeit deutet auf erhebliche Schwankungen der örtlichen Strömung hin, was auch durch die geringe Richtungsstabilität $SF=21\%$ und die kleine Verhältniszahl k_M/k_E zwischen der kinetischen Energie der mittleren (k_M) und der turbulenten Stromschwankungen (k_E) bestätigt wird. Fünfzig bis sechzig Prozent der turbulenten kinetischen Energie gehen auf das Konto von Strömungsschwankungen mit Perioden, die länger als 2 Tage sind (Obergrenze des Tiefpaßfilters: 48 h).

Der generelle Strom nach Norden ist von mehreren "wellenförmigen" Störungen mit Perioden um 30 Tage überlagert (Abb.5.2). Vereinzelt treten mit wechselndem Umlaufsinn Ereignisse auf, die durch eine vollständige Richtungsrotation um 360° innerhalb von 1 bis 3 Tagen gekennzeichnet sind.

| | 1991 | | | | | | | | |
|----------------|-------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| | April | Mai | Juni | Juli | Aug. | Sept | Okt. | Nov. | Dez. |
| v_s : | 12.3 | 12.1 | 8.5 | 9.0 | 8.8 | 8.7 | 11.3 | 6.7 | 9.0 |
| v_v : | 8.3 | 3.0 | 3.8 | 2.6 | 4.5 | 2.2 | 6.2 | 3.8 | 1.3 |
| MT=435m | | | | | | | | | |
| Rtg.: | 1 | 17 | 259 | 323 | 253 | 350 | 353 | 229 | 124 |

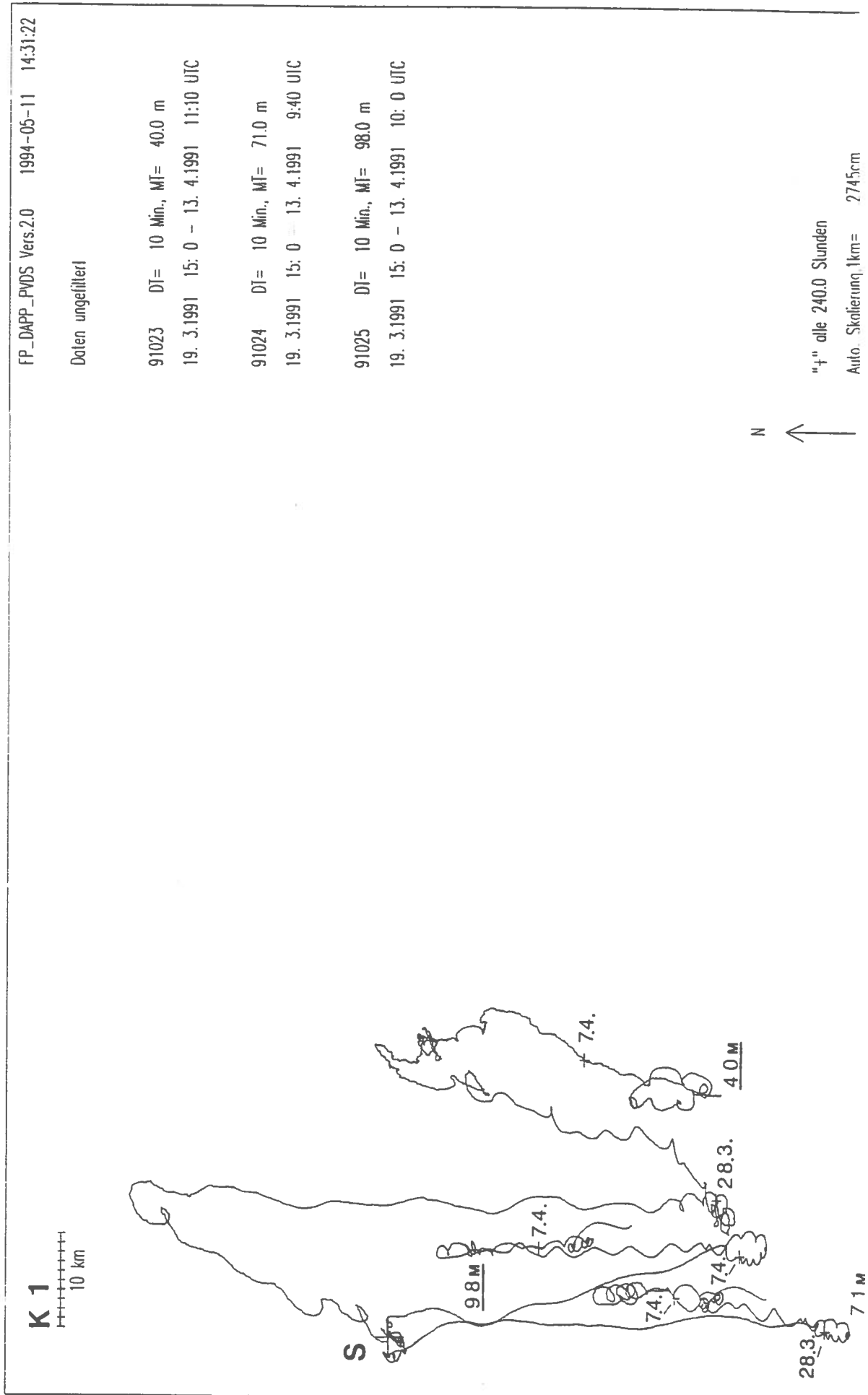
v_s = skalar gemittelte Stromgeschwindigkeit (cm/s)

v_v = vektoriell gemittelte Stromgeschwindigkeit (cm/s)

Rtg. = mittlere Stromrichtung (Grad)

Tab. 5.4.1 Monatsmittelwerte der Kette L01, Meßtiefe = MT

Abb. 5.3 Vektordiagramme auf der Position K1 in den Meßtiefen 40 m, 71 m und 98 m (sonst wie in Abb. 5.2).



K1:

Die Verankerung K1 lag mitten auf dem Schelf bei 105 m Wassertiefe. Die Kette war mit 3 Strömungsmessern bestückt. Die Messungen erstreckten sich über 26 Tage im März/April 1991.

Die Strömungsverhältnisse bei K1 sind nach Abb.5.3. außerordentlich variabel. Zu dieser Variabilität tragen zusätzlich starke Gezeitenströme über dem Schelf bei. Die Schwankungen der mittleren Strömung werden in erster Linie durch den lokalen Wind verursacht.

WH:

Die Verankerung lag am unteren Kontinentalabhang auf 3900 m, 60 sm von der Küste entfernt. Die Meßkette war mit 10 Strömungsmessern bestückt. Bei der Aufnahme fehlten die vier obersten Geräte (abgerissen). Die untersten vier Strömungsmesser hatten durch Wassereinbruch oder andere technische Gründe nicht funktioniert. Von den übrigen zwei Geräten in 1164 m und 1564 m war in der obersten Meßtiefe nur die Geschwindigkeit zuverlässig aufgezeichnet worden (Kompaß oder Fahne haben gehakt). Die einzigen verwertbaren Daten stammen aus der Meßtiefe von 1564 m. Die Meßdauer betrug 1 Jahr. Das Meßintervall war eine Stunde. Im Jahresmittel setzt die Strömung in dieser Tiefe in west-nordwestliche Richtung mit einer mittleren Geschwindigkeit von knapp 1 cm/s.

| | 1990 | | | | | 1991 | | | | | |
|-----------------|------|------|------|------|------|------|------|-------|-----|------|------|
| | Sep. | Okt. | Nov. | Dez. | Jan. | Feb. | März | April | Mai | Juni | Juli |
| v_s : | 4.5 | 4.2 | 4.3 | 4.4 | 3.8 | 3.7 | 3.3 | 2.5 | 1.0 | 1.9 | 1.1 |
| v_v : | 1.3 | 3.0 | 2.7 | 1.7 | 0.6 | 3.4 | 3.0 | 2.0 | 0.6 | 1.2 | 0.4 |
| MT=1564m | | | | | | | | | | | |
| Rtg.: | 70 | 261 | 203 | 194 | 358 | 308 | 315 | 330 | 323 | 25 | 112 |

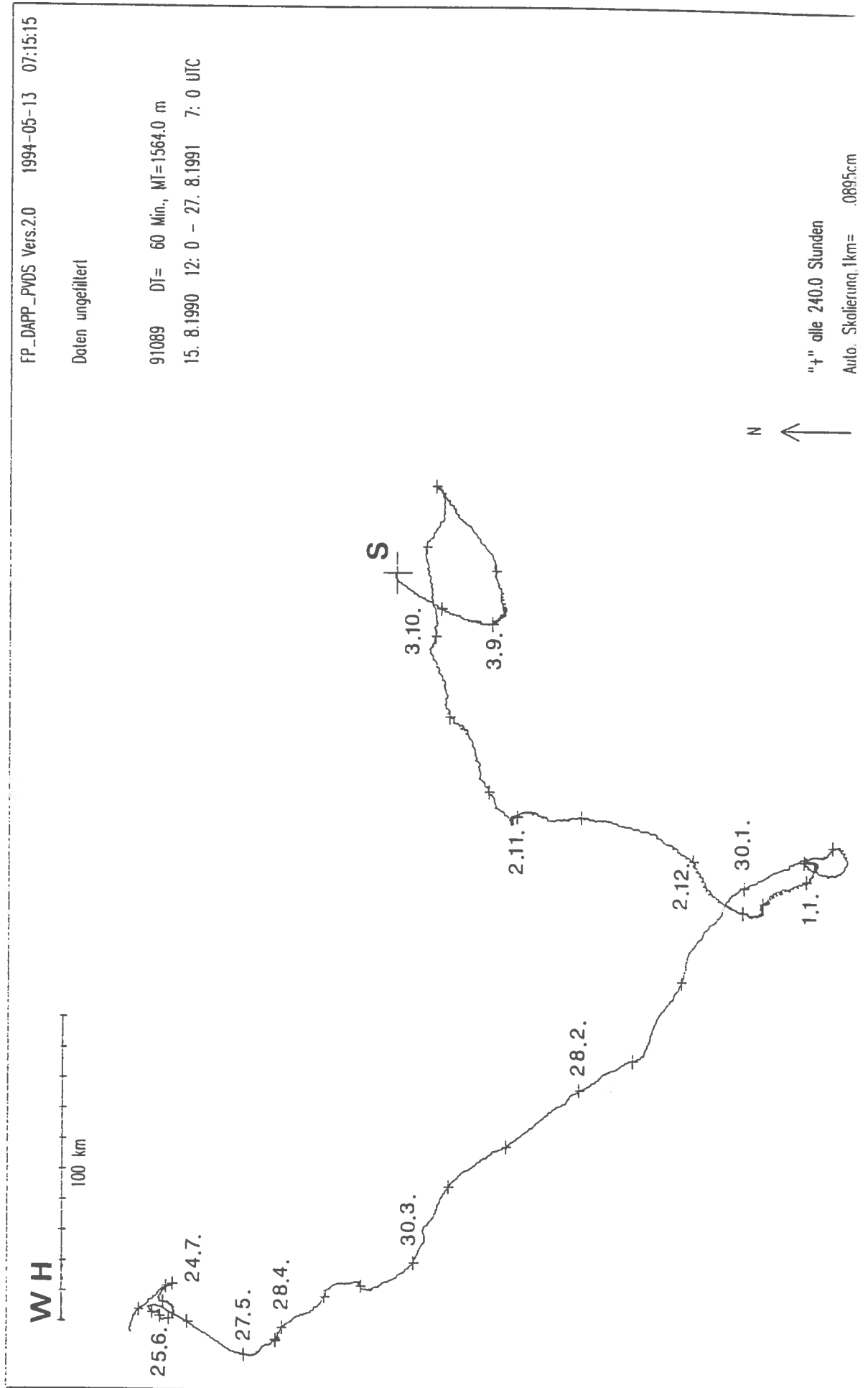
v_s = skalar gemittelte Stromgeschwindigkeit (cm/s)

v_v = vektoriell gemittelte Stromgeschwindigkeit (cm/s)

Rtg. = mittlere Stromrichtung (Grad)

Tab.5.4.2 Monatsmittelwerte der Kette WH, Meßtiefe=MT

Abb. 5.4 Vektordiagramm in 1564 m Tiefe auf der Position WH (sonst wie in Abb. 5.2).



Nach einer vollständigen zyklonalen Richtungsänderung im Verlauf der ersten zwei Monate setzt die Strömung zunächst drei weitere Monate nach Süden, kehrt jedoch danach mit gleichem Drehsinn um und bewegt sich dann fünf Monate lang (Februar - Juni 1991) nach Nordwesten. Anschließend werden die Geschwindigkeiten bis zum Ende der Messungen kontinuierlich geringer (Abb.5.4). Die Monatsmittel der Vektorgeschwindigkeit sind im Winterhalbjahr maximal (3 cm/s). Die skalaren Mittelwerte während dieser Zeit schwanken zwischen 3 und 5 cm/s.

In 1164 m Tiefe treten die höchsten skalaren Monatsmittelwerte im Oktober/November auf. Sie sind dabei fast doppelt so hoch, mit Geschwindigkeiten zwischen 7 cm/s und 8 cm/s, wie in der unteren Meßtiefe in 1564 m.

P3:

Die Kette lag am oberen Kontinentalabhang in 910 m Wassertiefe, 26 sm südöstlich von der Position WH und 37 sm von der Küste entfernt.

Die Strömung wurde in vier Tiefen mit einem Meßintervall von 30 Minuten über 5,5 Monate (30.07.1983 bis 14.01.1984) registriert.

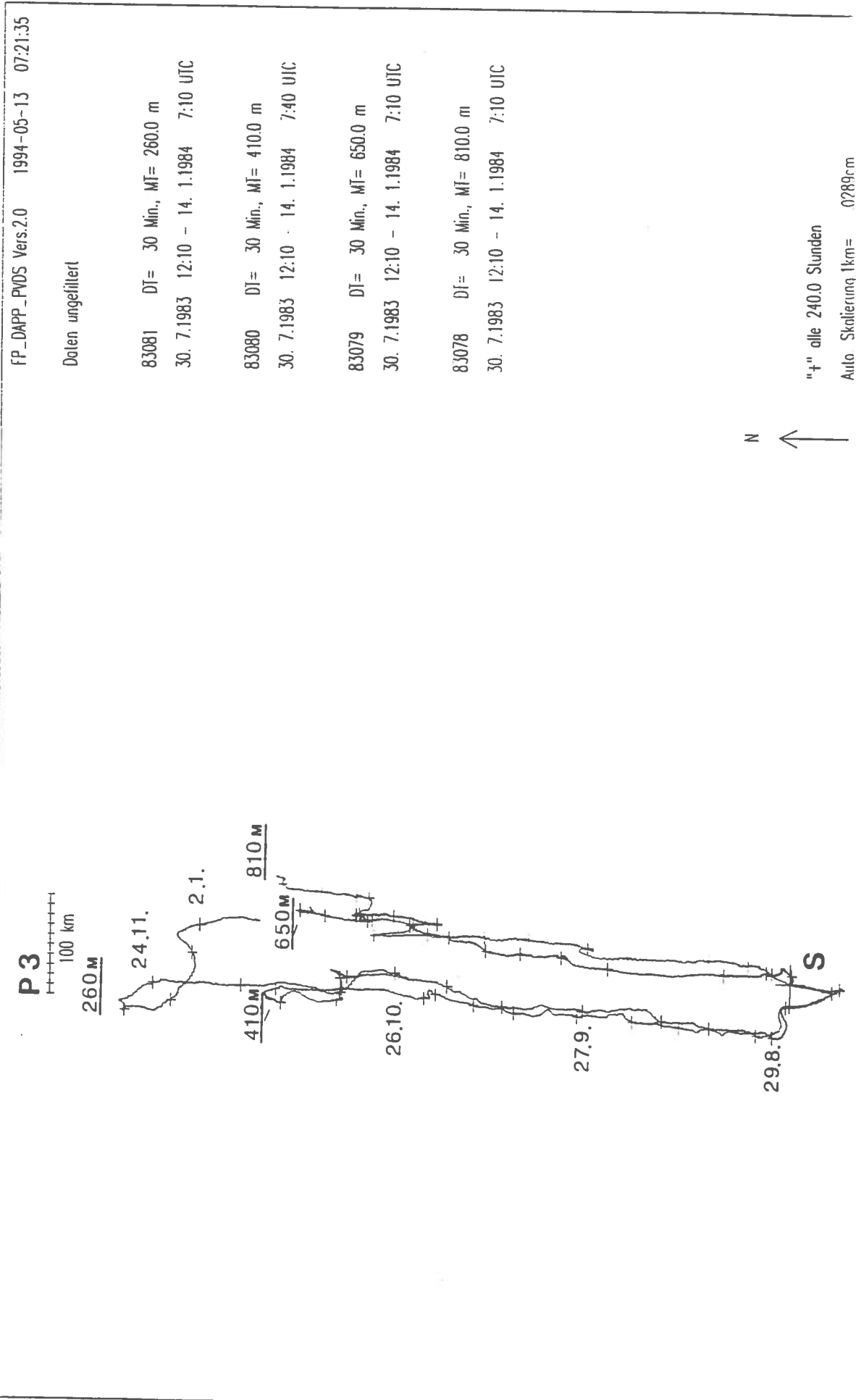
Im Gesamtmittel setzen die Strömungen in allen vier Tiefen mit Geschwindigkeiten von 3 - 4 cm/s nach Norden (Abb.5.5).

Am Anfang und am Ende der Meßperiode tritt in den beiden oberen Meßtiefen (260 m, 410 m) über etwa 10 Tage bzw. über einen Monat jeweils eine Strömungsumkehr auf, die durch meso-skalige Wirbel verursacht sein könnte. In den beiden unteren Meßtiefen (650 m, 860 m) machen sich diese "Störungen" nicht bzw. kaum bemerkbar. Wir schließen daraus, daß sich meso-skalige Wirbel in diesem Gebiet bis in Tiefen von ca. 500m mit vertikal unterschiedlichem Zeitverhalten auswirken können. Die Monatsmittelwerte der Vektorgeschwindigkeiten sind in diesen Tiefen im September maximal 6 - 7 cm/s. Die dazugehörige Richtung bleibt über die gesamte Meßzeit nahezu konstant nach Norden (Tab. 5.5).

Zusammenfassend ergibt sich:

Auf allen drei Positionen am Kontinentalabhang nördlich von 40° N existiert die polwärts setzende Unterströmung. Der Tiefenbe-

Abb. 5.5 Vektordiagramme auf der Position P3 in den Tiefen 260 m, 410 m, 650 m und 810 m (sonst wie in Abb. 5.2).



reich des randlichen Unterstroms erfaßt oberflächennahe Schichten und reicht bis unterhalb des Mittelmeerausstroms. Zwischenzeitlich und saisonal bedingt manifestiert sich der Unterstrom auch als Oberflächenströmung (Haynes et al., 1990; Frouin et al., 1990). In jedem Fall erstreckt sich die polwärts setzende Strömung entlang des gesamten iberischen Kontinentalabhangs zwischen Cap Finisterre und Cap S. Vincent. Dabei scheint der Randstromcharakter offenbar nur auf eine schmale Zone zwischen Schelf und Tiefsee beschränkt zu sein (vgl. Arhan et al., 1991). Dies ist ein Phänomen aller Ostrandströmungen von niedrigen bis in hohe Breiten.

| | 1983 | | | | | |
|---------|------|------|------|------|------|---------|
| | Aug. | Sep. | Okt. | Nov. | Dez. | |
| v_s : | 7.2 | 9.1 | 8.6 | 11.9 | 9.0 | |
| v_v : | 2.3 | 7.5 | 7.1 | 9.5 | 2.7 | MT=260m |
| Rtg.: | 307 | 6 | 11 | 353 | 128 | |
| v_s : | 8.1 | 8.2 | 6.7 | 8.5 | 7.7 | |
| v_v : | 2.8 | 6.7 | 5.0 | 6.4 | 2.6 | MT=410m |
| Rtg.: | 321 | 4 | 9 | 359 | 161 | |
| v_s : | 7.3 | 9.3 | 6.8 | 5.5 | 5.9 | |
| v_v : | 3.5 | 7.0 | 3.9 | 2.5 | 1.6 | MT=650m |
| Rtg.: | 5 | 5 | 16 | 7 | 2 | |
| v_s : | 7.2 | 10.1 | 9.2 | 6.5 | 5.7 | |
| v_v : | 3.8 | 6.4 | 4.9 | 1.4 | 2.5 | MT=810m |
| Rtg.: | 12 | 6 | 2 | 36 | 18 | |

v_s = skalar gemittelte Stromgeschwindigkeit (cm/s)

v_v = vektoriell gemittelte Stromgeschwindigkeit (cm/s)

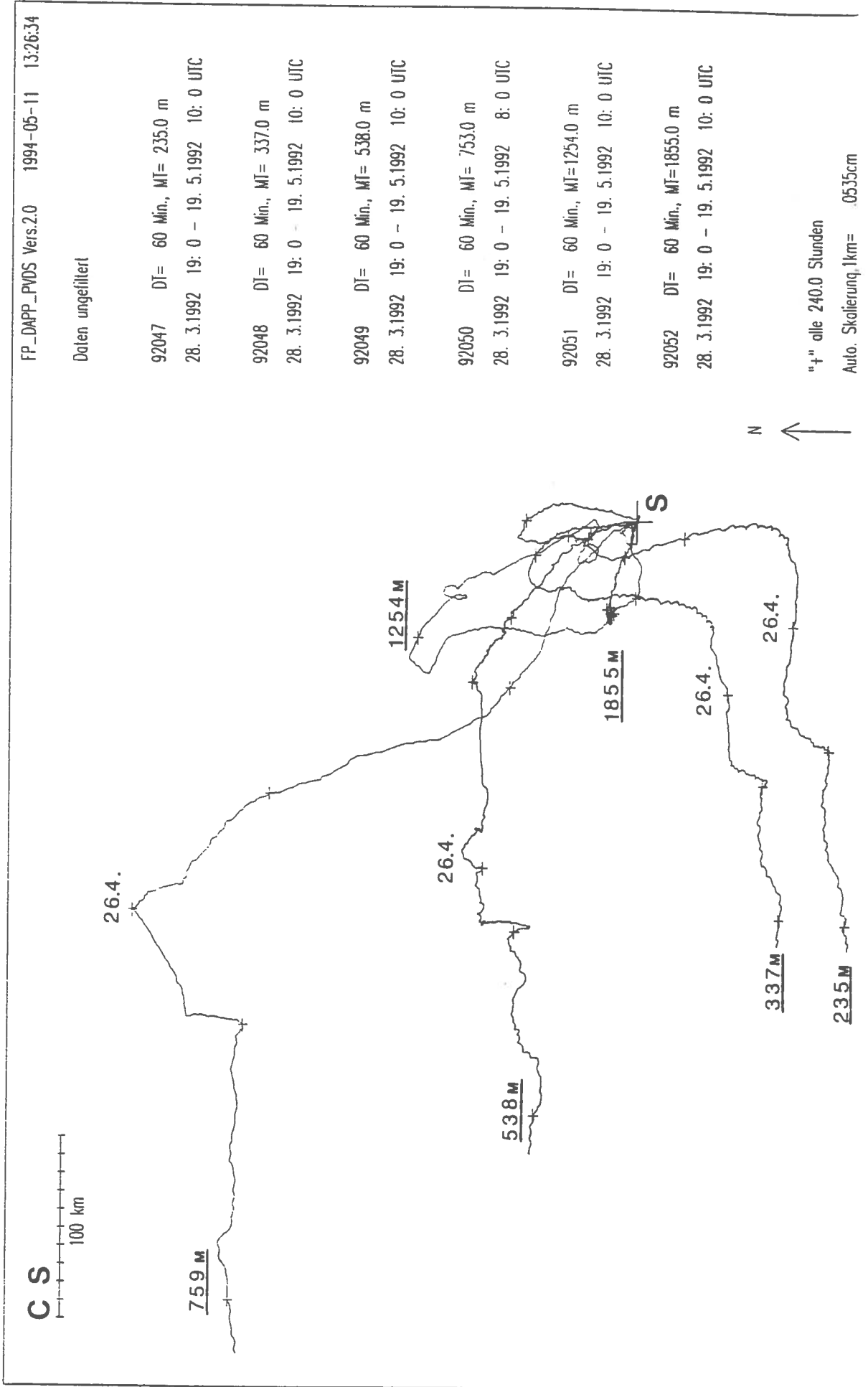
Rtg. = mittlere Stromrichtung (Grad)

Tab.5.4.3. Monatsmittelwerte der Kette P3

CS:

Die Kette war auf einer Wassertiefe von 1960 m verankert und

Abb. 5.6 Vektordiagramme auf Position CS in den Meßtiefen 235 m, 337 m, 538 m, 753 m, 1254 m und 1855 m (sonst wie in Abb. 5.2).



hatte 6 Strömungsmesser. Das Meßintervall betrug 60 Minuten, die Meßdauer war 52 Tage.

Der Kontinentalabhang verläuft hier generell in westöstlicher Richtung (Abb.5.1). Von dieser Position bis zur Küste sind es etwa 30 sm.

Die mittleren Strömungen setzen in der gesamten Wassersäule unterhalb 200 m Tiefe in südwestliche bis nordwestliche Richtungen. Auffällig hohe mittlere Vektorgeschwindigkeiten treten in der Meßtiefe von 753 m auf. Sie sind mit einer bemerkenswert hohen Richtungsstabilität (SF=75 %) verbunden.

In der Haupttiefe des Mittelmeerausstroms (1200 m) sind die mittlere Geschwindigkeit und Richtungsstabilität (SF=6%) dagegen minimal, die durchschnittliche kinetische eddy-Energie ($k_E=60,3 \text{ cm}^2/\text{s}^2$) dagegen maximal (vgl. Tab.5.3). Der Grund ist eine große antizyklonale Wirbelbewegung in dieser Schicht, die den Strömungsvektor nach 7-wöchiger Meßzeit nahezu an den Ausgangspunkt zurückbringt.

AL:

Auf dieser Position ist wiederholt ausgelegt worden, wobei die Meßorte weniger als eine Seemeile voneinander abweichen. Die Entfernung zur Küste beträgt 50 sm, zur Position CS sind es 45 sm. Die mittlere Wassertiefe liegt bei (2019± 20) m. Die Meßzeit beträgt insgesamt 7 Monate, das Meßintervall 30 Minuten.

Bei der zweiten Auslegung auf dieser Position ist bei dem Meßgerät in 1176 m Tiefe die Richtungsaufzeichnung ausgefallen.

Im progressiven Vektordiagramm, dargestellt in Abb.5.7, und bei der Berechnung der Mittelwerte für Tab.5.3 sind die Datensätze jeweils zusammengefaßt worden. Die Datenlücke, in der keine Messungen vorliegen, beträgt 6 Stunden (am 14.01.1992). Die Meßtiefen weichen in beiden Datensätzen etwas voneinander ab, was hier für die Betrachtung der mittleren Verhältnisse jedoch von untergeordneter Bedeutung ist.

Wegen der ausgefallenen Registrierung in 1176m (Hauptschicht des Mittelmeerausstromes) während der zweiten Auslegung ist auch der erste Teil (vom 20.10. 1991 bis zum 14.01.1992) im progressiven Vektordiagramm (Abb.5.7.) weggelassen worden. Die monatlichen

Mittelwerte für November/ Dezember 1991 in der Tiefe 1214 m sind in Tab. 5.4.4 aufgeführt.

Im Mittel setzen die Strömungen unterhalb 300 m Tiefe von Oktober 1991 bis Januar 1992 nach NE-SE und danach bis Mai 1992 überwiegend nach NE-E. Die Zusammenfassung beider Datensätze ergibt bei der Position AL eine nordöstliche Strömung in allen Meßtiefen bis zum Boden.

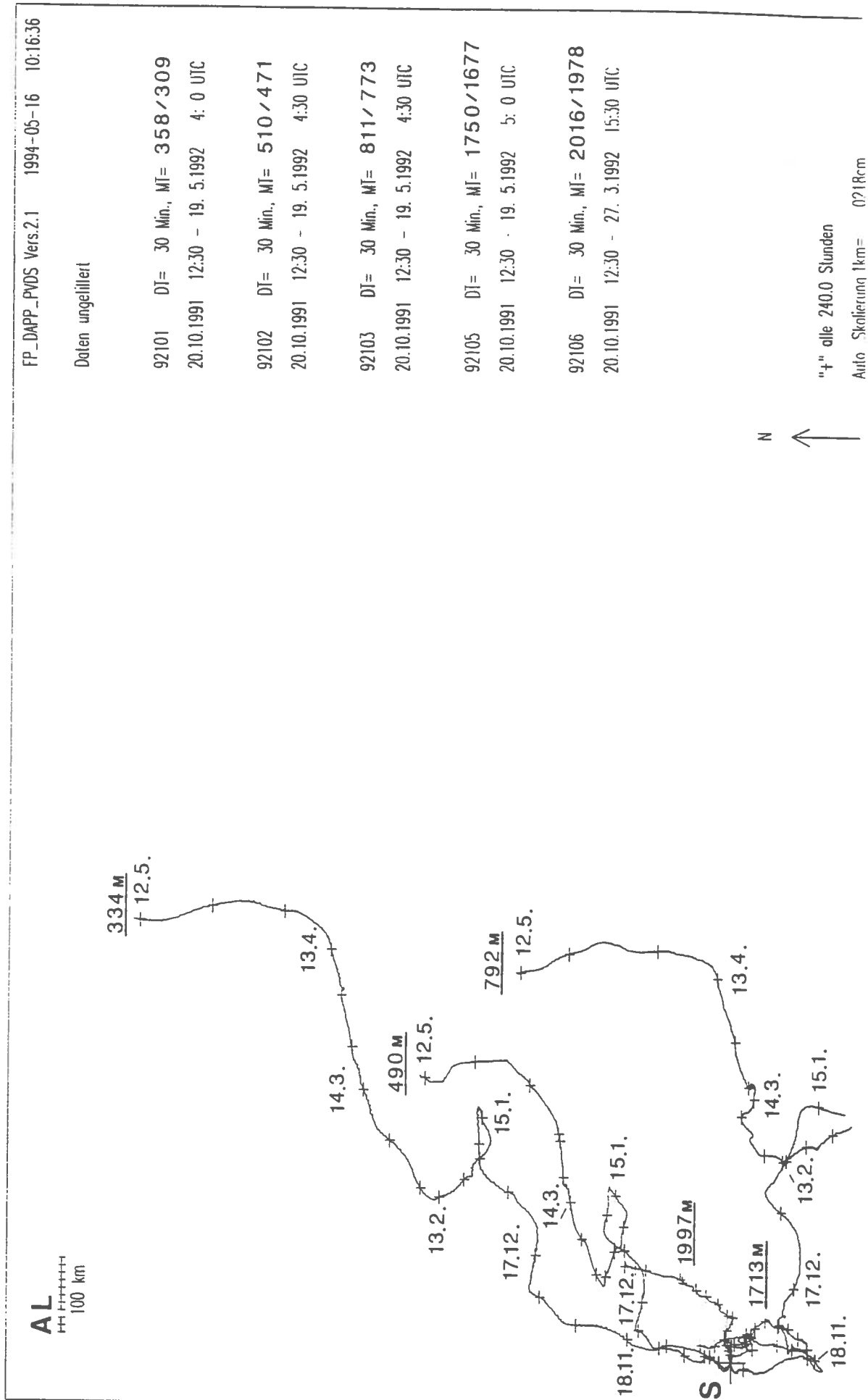
Zwischenzeitlich treten nach Abb.5.7 erhebliche Richtungsunterschiede zwischen den oberflächennahen und den tieferen Meßtiefen zwischen 700 und 1700 m auf. In den ersten drei Wochen im November 1991 setzen die Strömungen unten nach Süden und oben nach Norden. Nach einer etwa 14-tägigen "Störung" setzt sich in 811 m und 1176 m eine Ostströmung durch, wobei die Strömung in der tieferen Meßtiefe erkennbar stärker ist. Eine zweite markante "Störung" tritt unmittelbar nach dem Auswechselln der Kette auf. Sie erfaßt sämtliche Meßtiefen bis ca. 1800 m und ist mit einer antizyklonalen Drehung der Stromrichtung über etwa 2 Monate verbunden. In 1676 m Tiefe durchläuft das PVD zwei Schleifen und kommt dabei dicht an den Anfangsort zurück.

Der Mittelmeerausstrom tritt in den Daten praktisch zu keiner Zeit als westliche Unterströmung in Erscheinung (im Gegensatz zu den Verhältnissen bei der Position CS). Allerdings deuten sich bei den Meßtiefen in 811 m und 1214 m (AL1) relativ hohe Vektorgeschwindigkeiten und maximale kinetische eddy-Energien an, ebenso wie bei der Position CS (vgl. Tab.5.3). Das gleiche gilt für die zweite Auslegung (AL2) in 773 m Tiefe (und in 1176 m in bezug auf die skalare Geschwindigkeit; die Richtungsaufzeichnung ist bei diesem Gerät leider ausgefallen).

Die überwiegend zur Küste gerichtete Tiefenströmung wird im wesentlichen durch die lokale Topographie bestimmt. Nach dem verfügbaren Kartenmaterial liegt AL auf einem Vorsprung des Kontinentalabhangs, der sich keilförmig in die Tiefsee vorschiebt.

Allgemein bestätigen die Messungen auf der Position CS die Ergebnisse anderer Autoren, nach denen der Mittelmeerausstrom sich am südiberischen Kontinentalabhang nach Westen ausbreitet, das Cap S. Vincent umrundet und seinen Weg nach Norden fortsetzt.

Abb. 5.7 Vektordiagramme der zusammengesetzten Zeitreihen bei der Position AL in den Tiefen 358/309 m, 510/471 m, 811/373 m, 1750/1677 m und 2016/1978 m (sonst wie in Abb. 5.2).



Die generelle Westströmung reicht bei CS von oberflächennahen Tiefen bis zum Boden. Die Meßergebnisse bei AL dokumentieren die mesoskalige Variabilität der Randströmung, die primär durch die örtliche Topographie verursacht wird. Es ist durchaus vorstellbar, daß infolge der überragenden Bedeutung der topographischen Führung ein direkter Transportweg vom marokkanischen Kontinentalabhang im Süden bis zum iberischen Kontinentalabhang im Norden existiert. Die Verankerung R ist nur 110 sm von der Position AL entfernt.

| | 1991 | | 1992 | | | | |
|---------------|------|------|------|------|------|-------|-------------------|
| | Nov. | Dez. | Jan. | Feb. | März | April | |
| v_s : | 8.6 | 9.6 | 9.3 | 5.2 | 9.1 | 9.4 | |
| v_v : | 7.1 | 7.7 | 1.5 | 3.0 | 8.0 | 7.7 | MT=333m |
| Rtg.: | 12 | 62 | 29 | 352 | 66 | 56 | |
| v_s : | 5.6 | 7.3 | 6.5 | 4.0 | 6.6 | 5.6 | |
| v_v : | 3.2 | 5.5 | 0.4 | 2.0 | 5.3 | 5.3 | MT=490m |
| Rtg.: | 11 | 66 | 145 | 316 | 73 | 64 | |
| \dot{v}_s : | 9.0 | 9.9 | 11.3 | 5.1 | 6.9 | 10.4 | |
| v_v : | 2.4 | 7.3 | 3.8 | 3.5 | 3.8 | 8.3 | MT=792m |
| Rtg.: | 155 | 83 | 128 | 355 | 79 | 48 | |
| v_s : | 6.5 | 7.9 | 6.4 | 3.8 | 4.0 | 5.0 | |
| v_v : | 1.4 | 2.0 | 2.0 | 1.2 | 0.2 | 1.2 | MT=1713m |
| Rtg.: | 147 | 173 | 11 | 304 | 106 | 6 | |
| v_s : | 2.9 | 4.5 | 4.6 | 4.8 | | | |
| v_v : | 0.9 | 1.3 | 1.9 | 2.8 | | | MT = 1997m |
| Rtg.: | 69 | 86 | 37 | 21 | | | |

v_s = skalar gemittelte Stromgeschwindigkeit (cm/s)

v_v = vektoriell gemittelte Stromgeschwindigkeit (cm/s)

Rtg. = mittlere Stromrichtung (Grad)

{Mittelwerte für die Monate November/Dezember 1991 in 1214 m Tiefe:

Nov.: $v_s=17.1$ cm/s, $v_v=6.8$ cm/s, Rtg.=199 °

Dez.: $v_s=13.3$ cm/s, $v_v=8.8$ cm/s, Rtg.= 96 °}

Tab.5.4.4 Monatsmittelwerte der Ketten AL1 und AL2

R:

Die Messungen am marokkanischen Kontinentalabhang sind unseres Wissens bisher die einzigen Strömungszeitreihen aus diesem Gebiet.

Die Verankerung R liegt bei 1995 m Wassertiefe. Die Länge der Zeitreihen schwankt zwischen 5,5 - 7 Monaten. Das Meßintervall beträgt 30 Minuten. Von den insgesamt 6 Strömungsmessern in dieser Kette hat das oberste Gerät nicht funktioniert.

| | 1991 | | 1992 | | | | |
|---------|------|------|------|------|------|-------|-----------------|
| | Nov. | Dez. | Jan. | Feb. | März | April | |
| v_s : | 6.1 | 8.0 | 6.0 | 3.9 | 5.2 | | R |
| v_v : | 1.4 | 7.6 | 6.4 | 4.7 | 3.7 | | MT=538m |
| Rtg.: | 82 | 71 | 57 | 357 | 9 | | |
| v_s : | 5.4 | 4.6 | 5.0 | 5.4 | 6.5 | 8.6 | R |
| v_v : | 3.7 | 3.2 | 1.2 | 1.3 | 4.2 | 7.5 | MT=791m |
| Rtg.: | 91 | 76 | 32 | 296 | 30 | 33 | |
| v_s : | 4.1 | 4.2 | 2.4 | 3.3 | | | R |
| v_v : | 0.8 | 1.9 | 0.9 | 1.3 | | | MT=1192m |
| Rtg.: | 140 | 191 | 32 | 301 | | | |
| v_s : | 2.5 | 4.0 | 4.9 | 6.3 | | | R |
| v_v : | 0.8 | 2.0 | 1.6 | 2.4 | | | MT=1693m |
| Rtg.: | 209 | 222 | 67 | 28 | | | |
| v_s : | 7.5 | 6.6 | 4.9 | 0.1 | | | R |
| v_v : | 3.9 | 3.3 | 2.3 | 0.0 | | | MT=1975m |
| Rtg.: | 321 | 323 | 331 | 343 | | | |
| v_s : | | | | 16.1 | 8.9 | 9.2 | M3 |
| v_v : | | | | 15.1 | 6.1 | 4.4 | MT=169m |
| Rtg.: | | | | 201 | 198 | 92 | |

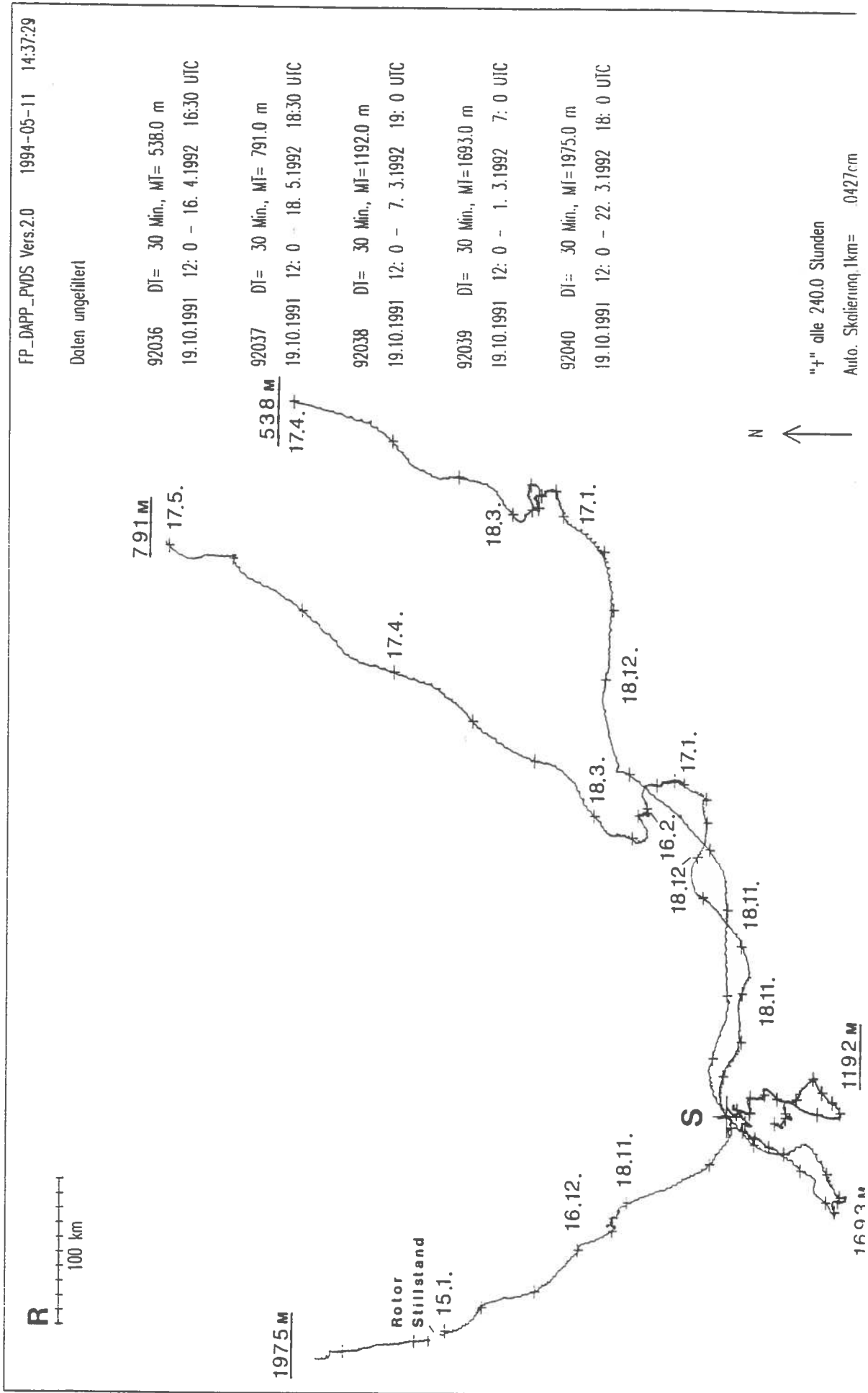
v_s = skalar gemittelte Stromgeschwindigkeit (cm/s)

v_v = vektoriell gemittelte Stromgeschwindigkeit (cm/s)

Rtg. = mittlere Stromrichtung (Grad)

Tab.5.4.5 Monatsmittelwerte der Ketten R und M3

Abb. 5.8 Vektordiagramme auf der Position R in den Tiefen 538 m, 791 m, 1192 m, 1693 m und 1975 m (sonst wie in Abb. 5.2).



Die mittlere Strömung zwischen 500 m und 800 m Tiefe setzt relativ beständig mit 3 - 4 cm/s nach Nordost (Abb.5.8). In größeren Tiefen (1200 - 1700 m) sind die mittleren Wasserbewegungen gering (< 3 cm/s). Die Ursache hierfür ist eine Strömungsumkehr in 1192 m und 1693 m, wodurch die Netto-Versetzungen in diesen Tiefen klein bleiben.

In der untersten Meßtiefe, 20 m über dem Boden, nimmt die Strömungsgeschwindigkeit wieder spürbar zu und setzt im Mittel mit etwa 2 cm/s in nordwestliche Richtungen. Die Geschwindigkeitszunahme und das Richtungsverhalten dicht über dem Boden sind ein topographischer Effekt.

Das besonders Interessante sind die Meßergebnisse in 538 m und 721 m Tiefe. Die Mittelwerte der ungefilterten Daten über 6 - 7 Monate lassen in beiden Tiefen die Möglichkeit erkennen, daß die Randströmung zwischen Oberflächennähe und etwa 900 m Tiefe am Kontinentalabhang vor Marokko direkt oder auf Umwegen Anschluß an den iberischen Kontinentalabhang findet.

M3:

Die Lottiefe bei der Verankerung M3 ist 3979 m. Die Kette lag am Fuß des Kontinentalabhanges, etwa 80 sm von der Küste entfernt, auf der Höhe von ca. 32,6° N. Diese Verankerung war mit 7 Strömungsmessern bestückt.

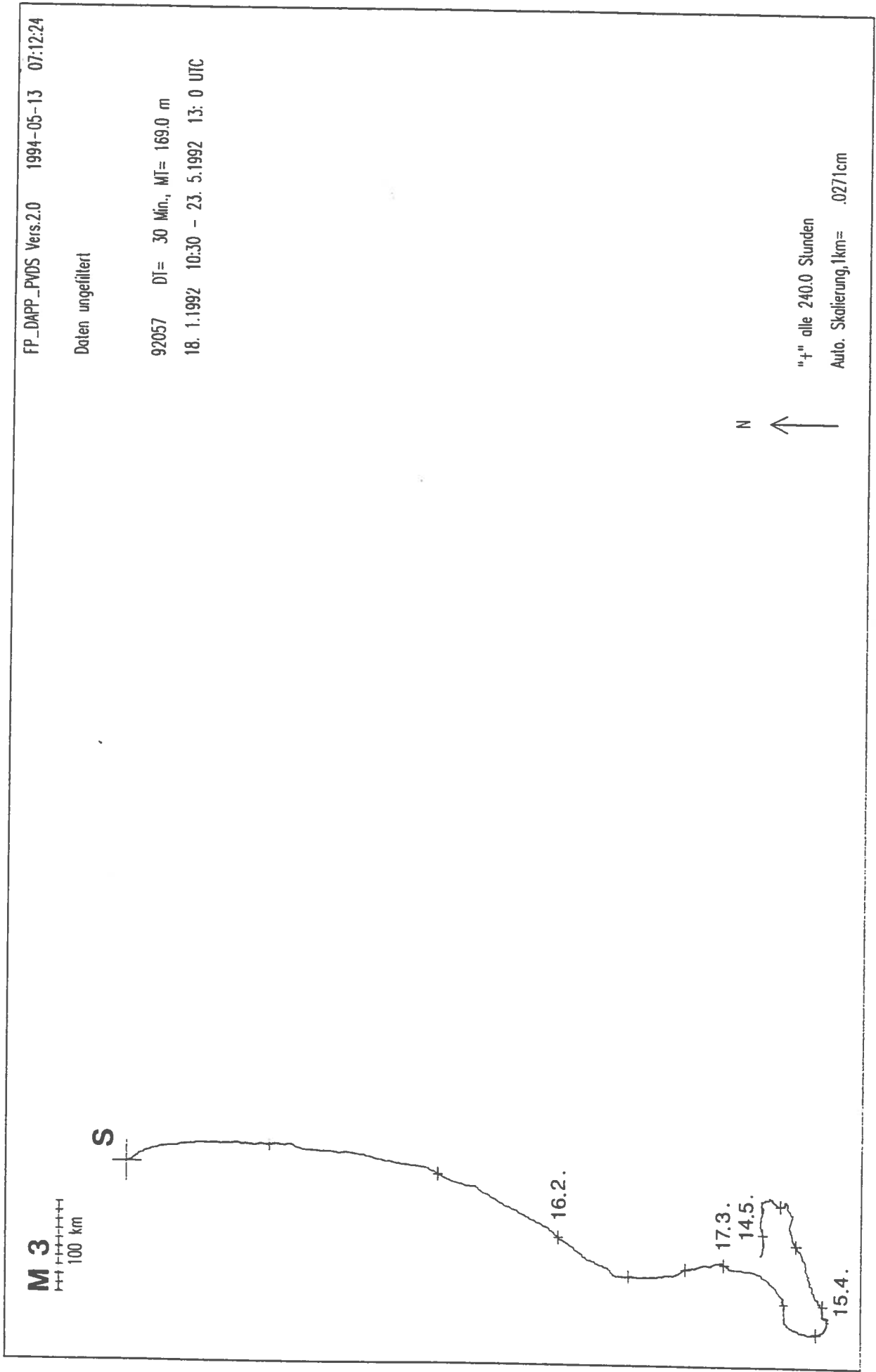
Die beiden obersten Geräte sind von einem spanischen Fischdampfer zusammen mit der Auftriebstraupe aufgenommen worden. Die Geräte gelangten später wieder nach Hamburg. Der Rest der Geräte war abgerissen (worden). Von den beiden geborgenen Geräten hatte der obere Strömungsmesser in 169 m Tiefe über ca. 4 Monate (18.01. bis 25.05.1992) Daten registriert. Der untere Strömungsmesser war wegen Wassereinbruchs ausgefallen.

Im Gesamtmittel setzt die oberflächennahe Strömung bei M3 mit 6 - 7 cm/s nach Süden (Abb.5.9).

Die relative Beständigkeit der südwärts gerichteten Wasserbewegungen läßt vermuten, daß M3 im Kanarenstrom gelegen hat.

Eine zusammenfassende Übersicht über die resultierenden mittleren Strömungsvektoren vermittelt Abb.5.10. Unsere Strömungs-

Abb. 5.9 Vektordiagramm in der Meßtiefe 169 m auf der Position M3 (sonst wie in Abb. 5.2).



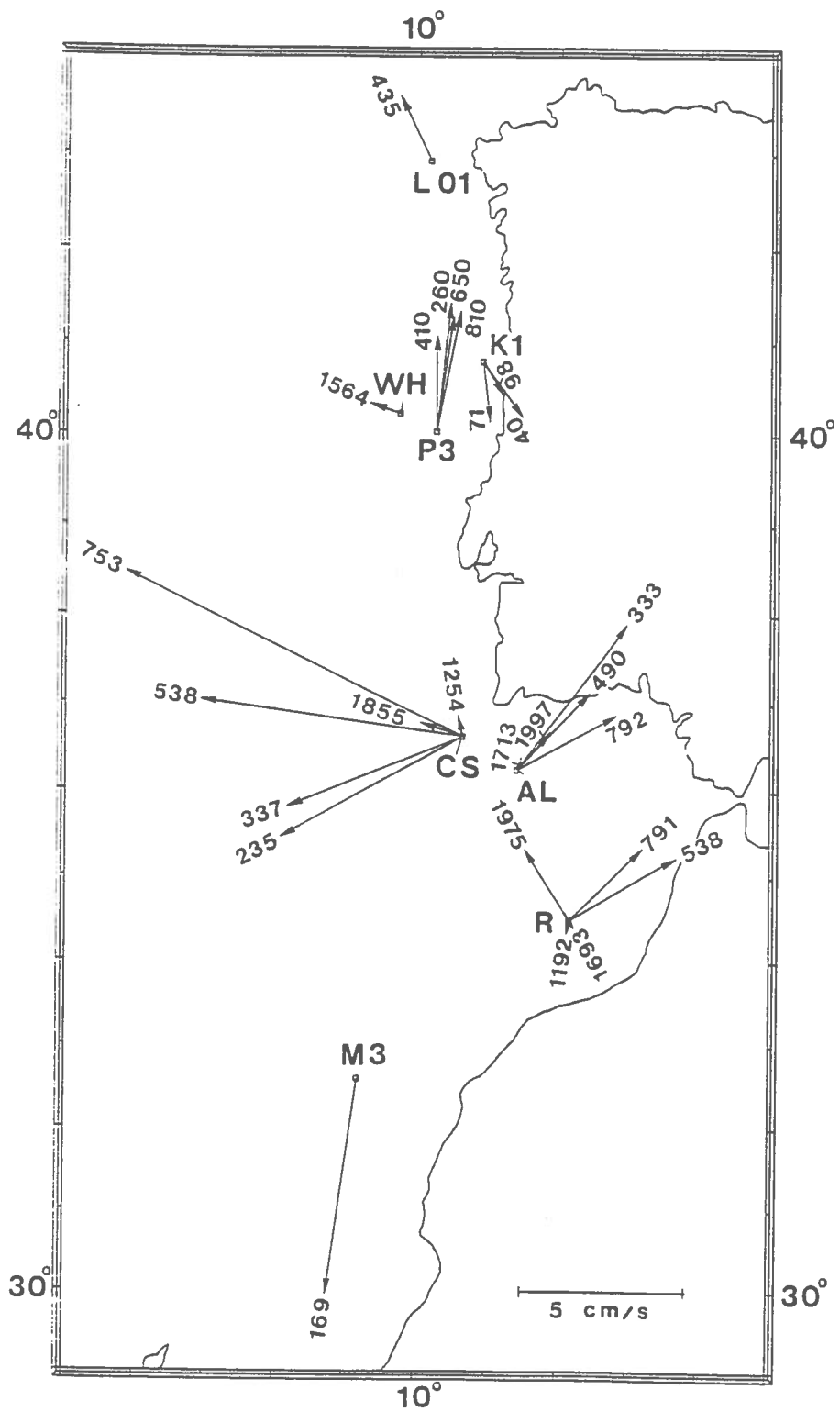


Abb. 5.10 Gemittelte Strömungsvektoren über die jeweilige Meßzeit (vgl. Tab. 3)
(vergl. Tabelle 5.1 und 5.3)

daten bestätigen die Existenz einer polwärts gerichteten Randströmung entlang des Kontinentalabhangs vor der Iberischen Halbinsel und vor Nordmarokko.

5.3. Transporte

Ergänzend zu den Mittelwerten geben wir im folgenden Absatz einige Transportabschätzungen an. Wir beschränken uns dabei auf diejenigen Verankerungspositionen, von denen Messungen über die gesamte Wassersäule vorliegen (P3, CS, AL, R).

Da die Messungen in unserem Fall zu verschiedenen Zeiten über unterschiedliche Zeiträume durchgeführt worden sind, können die mittleren Transporte jedoch nur grobe Anhaltspunkte über die Verhältnisse am Kontinentalabhang liefern.

Abb.5.11. zeigt die zonalen (Z) und meridionalen (M) Transportkomponenten, berechnet aus den tiefpaßgefilterten Mittelwerten (Gauß'scher Tiefpaß über 48 h) der Geschwindigkeitskomponenten. Die Mittlung erstreckt sich jeweils über die Gesamtdauer der Zeitreihe. Die vertikale Einteilung der Boxen ergibt sich aus der Verteilung der Strömungsmesser in den Ketten. Die Boxgrenzen liegen jeweils mittig zwischen zwei Geräten. Die Obergrenze der obersten Box liegt bei 100 m Wassertiefe, um den Einfluß des lokalen Windes zu reduzieren. Die Breite der Boxen ist einheitlich auf 20 km festgesetzt worden.

Bei P3 (nördlich 40°N) sind die Transporte über die Einzelschichten etwa gleich groß. Über die gesamte Wassersäule ist der Nettotransport in meridionaler Richtung mit $T_y=M=55 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{s}$ wesentlich stärker (Faktor 9) als der in zonaler Richtung $T_x=Z=6 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{s}$. Bei den sechswöchigen Messungen auf der Position CS ($36,5^{\circ} \text{ N}$) sind die Zonalen Wassertransporte ($T_x=-149 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{s}$) weitaus bedeutender- etwa um den Faktor 5- als die meridionalen Transporte ($T_y=32 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{s}$). Die größten Werte treten dabei in den vom Mittelmeerausstrom beeinflussten Tiefen zwischen 400 m und 1000 m auf. Abgesehen von den Verhältnissen bei der Position CS, wo die Zahlen doppelt so groß sind wie bei den anderen hier betrachteten Verankerungen, sind die Gesamttransporte von ähnlicher Größenordnung (vgl. Abb.5.11).

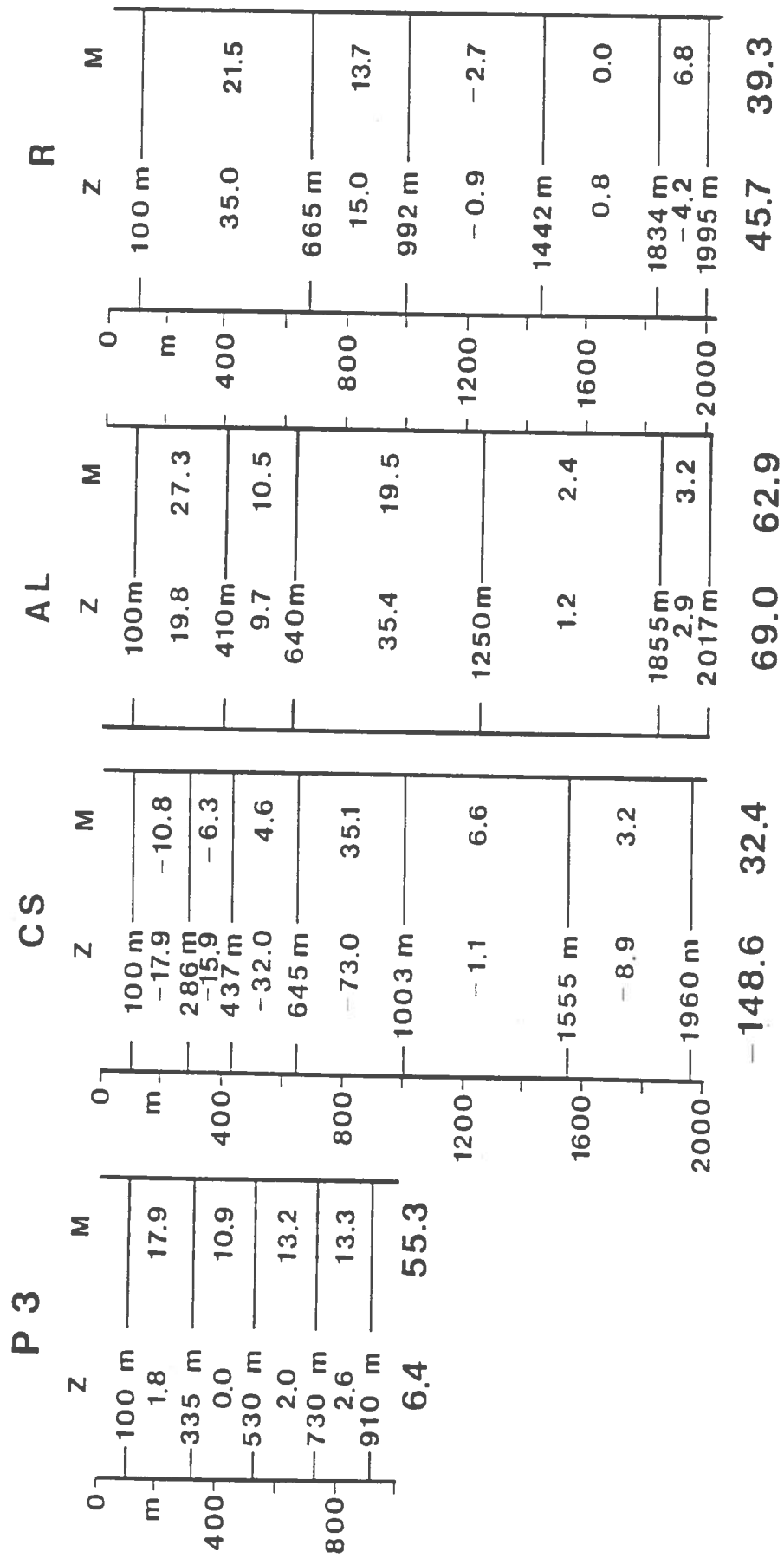


Abb. 5.11 Zonale (Z) und meridionale (M) Komponenten der Transportgeschwindigkeiten ($\times 10^4 \text{ m}^3/\text{s}$)

6. Zusammenfassung und Schlußfolgerungen

Im Rahmen des Vorhabens wurde das Strom- und Massengebiet in den WOCE-Gebieten AR6 und AR16 zwischen 40°N - 32°N und 20°W - $8,5^{\circ}\text{W}$ vermessen. Auf 5 Expeditionen mit "Heincke" und "A.v.Humboldt" wurden die CTD-Messungen vorrangig in der 2000 m- Deckenschicht durchgeführt. Entlang des iberomarrokanischen Kontinentalabhangs waren Strömungsmesser verankert.

Die Genauigkeit der eingesetzten Druck-, Temperatur- und Leitfähigkeitssensoren läßt Fehler von ± 3 cm/s in den geostrophischen Geschwindigkeiten zu. Als "Nullschicht" der Dynamischen Methode wurde für alle Transportabschätzungen die von FIEKAS et al. (1992) vorgeschlagene Anpassung in Abhängigkeit von der Breite und Länge verwendet. Im Bereich der Schelfkante und über dem Schelf wurde eine "Minimum-Methode" angewendet. Die Länge der vertikalen CTD-Profile ist so gekürzt worden, daß die Hauptdichtesprungschicht mit der Profilmittte zusammenfällt. Dadurch werden die vertikal integrierten Transporte zwischen benachbarten Stationen minimiert, d.h. die Beträge oberhalb werden durch die Transportanteile unterhalb der Hauptsprungschicht kompensiert.

Entlang des iberischen Kontinentalabhangs, vom Golf von Cadiz über Cap S. Vincent bis zum Cap Finisterre (bei ca. 43°N), existiert in der Tiefe eine polwärts setzende Randströmung. Strömungsmessungen am iberischen Kontinentalrand zeigen, daß die polwärts gerichtete Randströmung dort nicht auf die Tiefenschicht des Mittelmeerausstroms (MW) in 500 - 1200 m Tiefe beschränkt ist, sondern sich über einen weit größeren Tiefenbereich (bis unterhalb 3000 m Tiefe) ausdehnt (Meincke et al., 1975; Swallow et al., 1977; Arhan et al., 1991). Der MW ist demnach eingebettet in eine allgemeine polwärts setzende Strömung, die möglicherweise mit der von Reid (1994) postulierten zyklonalen Tiefenströmung im östlichen Tiefseebecken zusammenhängt.

Während der Unterstrom am iberischen Schelfrand aus der Literatur hinreichend bekannt ist, lagen von Marokko hierzu bisher keine Messungen vor. Zwar ergab sich bereits aus früheren Untersuchungen (Le Floch, 1973; Fiúza et al., 1982; Mittelstaedt, 1989), daß sich der vor Nordwestafrika bis 26°N beobachtete

Randstrom (Hughes et al., 1974; Tomczak et al., 1980) in der Tiefenschicht 500 - 900 m nach Norden fortsetzt. Aber der Nachweis fehlte noch.

Die starke geostrophische Nordströmung am Kontinentalabhang bei 32° N im September 1991 und 1992 ist eine deutliche Manifestation der Randströmung in dieser Breitenzone, die durch die Ergebnisse von Kurzzeitmessungen über 3 Tage (Mittelstaedt, 1989) bestätigt wird.

Die Position R bei 34,5° N ist bisher die nördlichste Breite, in der die nordwestafrikanische, polwärts setzende Randströmung in Tiefen zwischen 500 und 800 m beobachtet worden ist. Wegen der geringen Entfernung von der Position R zum Iberischen Kontinentalabhang gehen wir davon aus, daß der nordwestafrikanische Randstrom in der angegebenen Tiefenschicht den Tiefenlinien folgend sich weiter nach Norden ausbreitet und schließlich mit der iberischen Hangströmung "verschmilzt". Damit wäre die Verbindung zwischen dem afrikanischen und dem europäischen Randstrom hergestellt.

Die großräumigen geostrophischen Strömungsverteilungen im östlichen Nordatlantik von Reid (1994) unterstützen das Bild einer kontinuierlichen Ostrandströmung nach Norden, die von niedrigen bis in hohe Breiten reicht. Nach den Darstellungen von Reid (1994) ist eine beckenweite, sämtliche Tiefenschichten erfassende, zyklonale Zirkulation im Ostatlantik für die Randströmung verantwortlich.

Unsere Messungen auf der Position R in Bodennähe (1975 m) könnten ebenfalls vom gleichen Trend der großräumigen Tiefenzirkulation erfaßt sein. Doch das Bild wird hier gestört durch die verschwindend kleinen mittleren Strömungsgeschwindigkeiten in der Schicht des MW und darunter (in ca. 1700 m Tiefe) als Folge einer langsamen Wirbelbewegung. Im Mittel erwarten wir am Kontinentalabhang vor Marokko, in Tiefen zwischen 1000 m - 1300 m, einen Einschub von Mittelmeerwasser, der sich nach Süden ausbreitet (Mittelstaedt, 1989).

Zwischenzeitlich und saisonal bedingt manifestiert sich der Unterstrom auch als Oberflächenströmung. Dabei scheint der Randstrom-Charakter offenbar nur auf eine schmale Zone zwischen

Schelf und Tiefsee beschränkt zu sein. Dies ist ein Phänomen aller Ostrandströmungen von niedrigen bis in hohe Breiten. Unsere Daten geben keinen Hinweis über die horizontale Ausdehnung der Strömung am Hang, seewärts vom Schelf. Nach den bisherigen Ergebnissen im mauretanischen Auftriebsgebiet kann eine Breite von etwa 100 km erwartet werden.

Das Seegebiet um Cap S. Vincent ist zweifellos ein potentiell "Wirbelerzeugungsgebiet", wo nach unserer Einschätzung auch quasi-stationäre Wirbel zu erwarten sind. Dies wird nicht ständig der Fall sein und hängt u.a. vom "Jahresgang" im System der Randströmungen unter dem Einfluß großmaßstäbiger Anregungsmechanismen ab. Gelegentlich dürften sich dort entstandene Wirbel vom Entstehungsort ablösen und verdriften.

Die vorgelegten Abschätzungen der geostrophischen Nettotransporte entlang der hydrographischen Schnitte auf 40°N und 32°N , entlang 20°W und $8,5^{\circ}\text{W}$ legen nahe, daß Unregelmäßigkeiten in der Massenbilanz des Untersuchungsgebietes vorrangig auf Variationen im Meridionaltransport zurückgehen.

Die Anordnung der geostrophischen Meridionalstrombänder läßt auf den Zonalschnitten einheitlich eine zonale "Wellenlänge" von etwa 120-200 km erkennen. Da vergleichbare Muster bei der Auswertung entlang der Meridionalschnitte auftreten, schließen wir "Abtastfehler", bei gewählten Stationsabständen zwischen 10km über dem Schelf und 40km westlich des Kontinentalabhangs und einem mittleren Rossbyradius von 20-30 km, nicht aus. Für eine Verletzung des "Abtasttheorems" spricht, daß die zonalen "Wellenlängen", gemeinsam mit dem breitenabhängigen Deformationsradius, mit geringer werdender geographischer Breite anwachsen.

Auf der Verankerungsposition P3 (nördlich 40°N) sind die für eine Breite von 20 km abgeschätzten Transporte über die Einzelschichten etwa gleich groß. Über die gesamte Wassersäule ist der Nettotransport in meridionaler Richtung etwa um den Faktor 9 stärker als der in zonaler Richtung .

-Auf allen drei Positionen (L01, P3, WH) am Kontinentalabhang

(nördlich von 40°N) existiert die polwärts setzende Unterströmung. Der Tiefenbereich des randlichen Unterstroms erfaßt oberflächennahe Schichten und reicht bis unterhalb des Mittelmeerausstroms.

-Im September 1991 und Oktober 1992 tritt in Oberflächennähe auf 40°N ein geostrophischer Nordstrom in Nachbarschaft von 10.6°W auf. Seine Kerngeschwindigkeit und seine vertikale Mächtigkeit variieren zwischenjährlich um den Faktor 2-3.

In beiden Fällen wird um 13.3°W ein bis zu etwa 1000m Tiefe reichender Südstrom beobachtet, dessen Kerngeschwindigkeiten anwachsen, wenn der Nordstrom vor dem Kontinentalabhang gering ist.

-Die Zonalstrukturen der geostrophischen Stromanteile deuten längs 40°N eine Intensivierung der Meridionalstrombänder in Richtung des offenen Nordostatlantiks an.

Bei den sechswöchigen Messungen auf der Position CS, südwestlich von Cap S. Vincent bei $36,5^{\circ}\text{N}$, treten in den einzelnen Schichten deutliche Unterschiede der meridionalen und zonalen Transportkomponenten auf. Der mittlere Zonaltransport ist etwa um den Faktor 5 größer als der Meridionaltransport. Die größten Transportbeträge treten dabei in den vom Mittelmeerausstrom beeinflussten Tiefen zwischen 400 m und 1000 m auf. Die mittleren Strömungen setzen auf der Position CS in der gesamten Wassersäule unterhalb 200 m Tiefe in südwestliche bis nordwestliche Richtungen. Auffällig hohe mittlere Vektorgeschwindigkeiten treten in der Meßtiefe von 753 m auf. Sie sind mit einer bemerkenswert kräftigen Richtungsstabilität (SF=75 %) verbunden.

Die Messungen bei der Position AL zeigen in allen Meßtiefen eine nordöstliche Strömung, bis zum Boden. Zwischenzeitlich treten auffällige Richtungsunterschiede zwischen den oberflächennahen und den tieferen Meßtiefen zwischen 700 und 1700 m auf. Der Mittelmeerausstrom tritt bei AL praktisch zu keiner Zeit als westliche Unterströmung in Erscheinung (im Gegensatz zu den Verhältnissen bei der Position CS). Die überwiegend zur Küste gerichtete Tiefenströmung bei AL wird vermutlich durch die lokale Topographie bestimmt.

Zwischen 31.7°N vor Marokko und 39°N (Tejo Plateau) vor Portugal wurden zwei vergleichbare CTD-Datensätze entlang der 2000m Tiefenlinie ausgewertet. Die Messungen stammen vom Oktober 1991 und Januar 1992. Da die Stationen nicht exakt in meridionaler Richtung angeordnet sind, bezeichnen wir den normal zum Schnitt setzenden geostrophische Strom (Transport) als ab-aufländig mit den Vorzeichen (+) und (-).

In beiden Fällen ergibt sich mit $-5,2$ Sv und $-3,3$ Sv ein aufländiger Nettotransport. Bei einer mittleren Nordkomponente des Windes von $5-8$ m/s resultiert in der Deckschicht ein abländiger Ekman-Transport von $0,3-1,1$ Sv. Dieser kann den aufländigen (geostrophischen) Transport nicht ausgleichen. Wir gehen deshalb davon aus, daß der "Massenüberschuß" von $2-4$ Sv durch meridionale Unterströme ausgeglichen wird.

Die isopyknischen Druckverteilungen entlang beider Schnitte zeigt, daß die Druckflächen von Süden nach Norden auf Flächen größerer potentieller Dichte absinken, wenigstens in der Zone zwischen 31.7°N bis 37°N (Cap S. Vincent). Nördlich von 37°N dominieren irreguläre Verhältnisse. Wir schlußfolgern, daß südlich von 37°N die großräumigen isobathenparallelen Druckgradienten eine polwärtige Strömung begünstigen, während zwischen Cap S. Vincent und dem Tejo Plateau (39°N) mesoskalige Strukturen der Druckgradienten auch bevorzugt mesoskalige Muster im Stromfeld bedingen.

Relative Extrema der isopyknischen Druckgradienten deuten südlich von Cap S. Vincent auf die Existenz einer internen Frontalzone hin. Sie liegt etwa in 500m Tiefe. An ihren Flanken kommen kräftige auf- abländige geostrophische Strömungen vor. Diese Frontzone unterbricht einen von Süden nach Norden gerichteten keilförmigen Einschub salzarmen Wassers. Der Einschub tritt zwischen den potentiellen Dichteflächen $\text{PD}=27,1$ kg/m^3 (400m) und $\text{PD}=27,6$ kg/m^3 (1000m) auf. Aus der Struktur des intermediären Salzgehaltsminimums wird auf eine mögliche polwärts gerichtete Wasserausbreitung geschlossen.

Im September 1991 sind vier küstennahe Zonalschnitte zwischen 9°W und $11,5^{\circ}\text{W}$, vor der südlichen Westküste Portugals, vermessen worden. Ihr meridionaler Abstand betrug 1° (≈ 111 km). Der nörd-

lichste Schnitt lag auf 40°N und der südlichste auf 37°N . Damit war das Areal über dem Kontinentalabhang zwischen dem Tejo Plateau im Norden und Cap S. Vincent im Süden grob erfaßt. Aus der Schichtdickenanalyse zwischen den potentiellen Dichteflächen $\text{PD}=27,1 \text{ kg/m}^3$ (200m) und $\text{PD}=27,7 \text{ kg/m}^3$ (1100m) wurde geschlossen, daß die Ausbreitung des MW einer generellen Richtung von Südosten nach Nordwesten folgt. Der Ausgangsort liegt vor Cap S. Vincent (37°N). Westlich von etwa 10°W wird eine Aufspaltung in zwei "Strombänder" mit kräftigeren Westkomponenten deutlich. Der südliche Zweig liegt zwischen 37°N und 38°N während sich der nördliche Zweig westlich des Tejo Plateaus (39°N bis 40°N) befindet. Der Vergleich mit der Bodentopographie läßt vermuten, daß diese Aufspaltung topographisch geführt ist.

Der Mittelmeeraustrom passiert den "Graben" zwischen der Gorringe Bank im Südwesten und Cap.S.Vincent im Nordosten. Unsere Daten zeigen weiterhin, daß die Aufspaltung in der Ausbreitung des MW, wie es vor Westportugal in der Literatur dokumentiert ist, bereits südlich von Cap S. Vincent erfolgt.

In Tiefen zwischen 600 m und 1200 m tritt westlich von Cap S. Vincent (37°N , $9,6^{\circ}\text{W}$) eine ausgeprägte Nordströmung mit Geschwindigkeiten über 11 cm/s auf. Ihr Kern erstreckt sich zonal etwa über 50km und ist damit fast doppelt so breit wie der mittlere Rossby Radius. Es zeigt sich, daß der Zweig des polwärts gerichteten Unterstromes, der Eigenschaften des Mittelmeerwassers führt, bei seiner Annäherung an das Tejo Plateau gezwungen wird, zur Oberfläche aufzusteigen.

Im Bereich des Mittelmeeraustromes sind nach den Transportabschätzungen entlang eines Meridionalschnittes auf $8,5^{\circ}\text{W}$ im September 1991/1992 zwischenjährliche Transportschwankungen um den Faktor 2 möglich. Daraus folgern wir, daß die geostrophische Zonalströmung im Golf von Cadiz kräftigen zwischenjährlichen Änderungen unterliegt. Innerhalb der oberen 2000m Schicht ist der Nettotransport in beiden Fällen nach Westen gerichtet.

Im Süden, auf 32°N , sind im September 1991/1992 zwei "quasi-permanente Strombänder" mit folgenden Gemeinsamkeiten erkennbar:
-Vor dem Kontinentalabhang wird zwischen $10,5^{\circ}\text{W}$ und 11°W ein

geostrophischer Nordstrom mit Kerngeschwindigkeiten um 11 cm/s bis zu Tiefen von etwa 300m beobachtet. Er wirkt sich bis zu Tiefen um 1000 m aus.

-In der Nähe von 13°W tritt ein Südstrom mit geringerer Kerngeschwindigkeit auf, der Tiefen bis 800-1000m beeinflusst.

Dies deckt sich mit den Strömungsmeßergebnissen bei der Position M3 (etwa 32,5°N, 11°W), wo die oberflächennahe Strömung in 169 m Tiefe von Januar bis Mai 1992 im Gesamtmittel mit 6,7 cm/s nach Süden setzt.

Zwischen den entgegengesetzt gerichteten "quasi-permanenten Strömungen" wechseln die Stromfeldmuster beachtlich in ihrer zonalen und vertikalen Ausdehnung.

Nach der Auswertung von drei Schnitten senkrecht zum marokkanischen Kontinentalabhang tritt dort ein oberflächennaher geostrophische Nordstrom auf. Er folgt dem Hangverlauf von Südwest nach Nordost. Sein Stromkern liegt auf 32°N östlich von 11°W und schwächt sich zwischen 32°N und 33°N in seiner Kerngeschwindigkeit um die Hälfte ab. Dabei verlagert er sich westlich von 12°W, d.h. er verliert zwischen 32°N und 33°N die "Führung" durch den Kontinentalabhang.

Eine zusammenfassende Darstellung der intermediären Randströmung in den WOCE-Arealen AR6 und AR16 ist auf Grund der Strömungsmeßdaten und geostrophischen Abschätzungen des hier beschriebenen Projektes in Abb.6.1 schematisiert dargestellt.

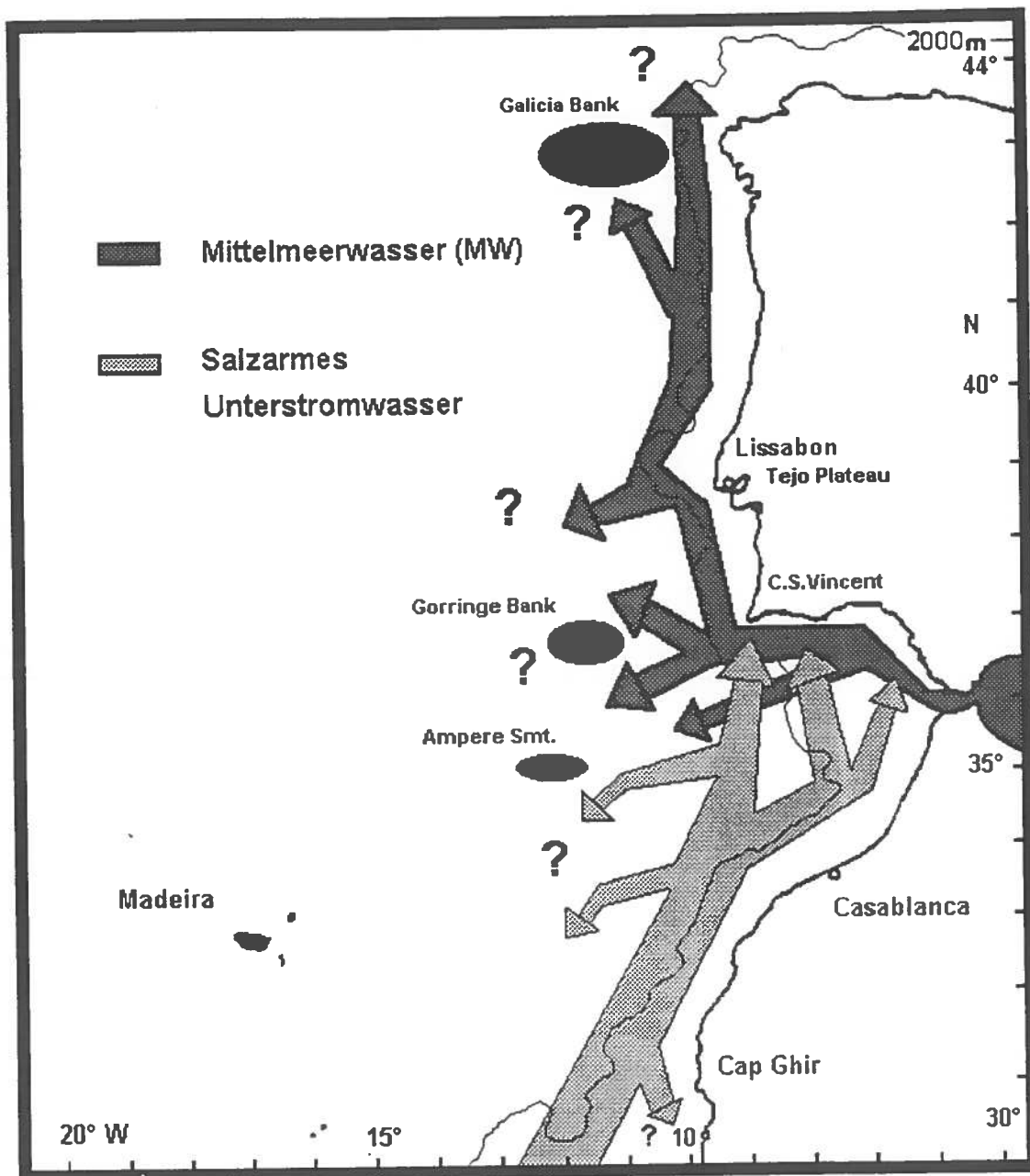


Abb.6.1. Schematisierter Verlauf der polwärts gerichteten Unterströmungen vor dem marrokanischen Kontinentalschelf (hell) oberhalb der Ausbreitung des Mittelmeerwassers (MW) (dunkel) vor Portugal

7. Literatur

Ambar, I.; 1984: unveröffentlichter Bericht, Univ. Lissabon

Arhan, M.; A. Billant; A. Collin De Verdière; N. Daniault and R. Prego; 1991: Hydrography and velocity measurements offshore from the Iberian Peninsula: BORD-Est, Data Report, Vol. 2, Campagnes Océanographiques Françaises No. 15, 232 pp., IFREMER

Armi, L.; W. Zenk; 1984: Large lenses of highly saline Mediterranean water. *J. Phys. Oceanogr.*, **14**, 1560-1576.

Batteen, M. L.; C. N. L. da Costa; C. S. Nelson; 1992: A numerical study of wind stress curl effects on eddies and filaments off the northwest coast of the Iberian Peninsula, *J. Mar. Syst.*, **3**: 249-266.

Beckmann, A.; R. H. Käse; 1989: Numerical simulation of the movement of a Mediterranean Water lens. *Geophys. Res. Letters*, **16**, 65-68.

Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie; 1993: Handbuch der Atlantik-Küste Spaniens und Portugals und der nordatlantischen Inseln, Nr. 2025, BSH, Hamburg. 485 S.

Clarke, A. J.; 1989: Theoretical understanding of eastern ocean boundary poleward undercurrents. In: Neshyba, S. J.; C. N. K. Mooers; R. L. Smith; R. T. Barber (eds.): Coastal and Estuarine Studies 34, Poleward flows along eastern ocean boundaries. Springer-Verlag, 26-39.

Emery, W. J.; W. G. Lee; 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** (2), 294-317.

Feistel, R.; 1993: Equilibrium thermodynamics of seawater revisited. *Prog. Oceanogr.*, **31**, 101-179.

Feistel, R.; E. Hagen; 1994: Thermodynamic quantities in oceanography. *The Oceans: Physical-Chemical Dynamics and Human Impact*, The Pennsylvania Academy of Science, 1-16, in press.

Fiekas, V.; J. Elken; T. J. Müller; A. Aitsam; W. Zenk; 1992: A view of the Canary Basin thermocline circulation in winter. *J. Geophys. Res.*, **97**, 12495-12510.

Fiuza, A. F. G.; M. E. Macedo; M. R. Guerreiro; 1982: Climatological space and time variations of the Portuguese coastal upwelling. *Oceanol. Acta*, **5**, 31-40.

Fiúza, A. F. G.; I. Ambar; J. Dias; 1990: Variability on slope current off southern Portugal and the formation of meddies, Abstract, EGS. XV General Assembly, Copenhagen.

- Frouin, R.; A.F.G. Fiuza; I.L. Ambar; T.J. Boyd; 1990: Observations of a poleward surface current off the coasts of Portugal and Spain during winter. *J. Geophys. Res.*, **95**, 697-691.
- Hagen, E.; R. Feistel; and E. Mittelstaedt; 1993: A case study of meso-scale motion patterns off the Portuguese west coast. *International Council for the Exploration of the Sea, Theme Session O, C: 30*, 18 pp.
- Hinrichsen, H.-H.; M. Rhein; R.H. Käse; W. Zenk; 1993: The Mediterranean Water tongue and Its Chlorofluoromethane Signal in the Iberian Basin in Early Summer 1989, *J. Geophys. Res.*, **98**, 8405-8412.
- Howe, M. R.; 1984: Current and hydrographical measurements in the Mediterranean undercurrent near Cape St. Vicent. *Oceanol. Acta*, **7**, 163-168.
- Haynes, R.; E.D. Barton; 1990: A poleward flow along the Atlantic coast of the Iberian Peninsula. *J. Geophys. Res.*, **95**, 11425-11441.
- Kautsky, H.; K.P. Koltermann; G. Prahm; 1977: Meereskundliche Beobachtungen und Ergebnisse, Iberische Tiefsee, Hydrographische und radiologische Untersuchungen. Meereskdl. Beob. und Ergeb. Nr. 45, Deutsches Hydrograph. Inst., Hamburg.
- Le Floch, J.; 1973: Hydrologie et Dynamique du Secteur Ouest Marocain. *CNEXO, Sér. Res. Camp. mer. No. 6*, 27-63.
- Mc Clain, C.R.; S.Y. Chao; L.P. Atkinson; J.O. Blanton; F. Castillejo de; 1986: Wind-driven upwelling in the vicinity of Cape Finisterre, Spain. *J. Geophys. Res.*, **91**, 8470-8486.
- McWilliams, J.C.; and P.R. Gent; 1986: The evolution of sub-mesoscale, coherent vortices on the β -plane. *Geophysical and Astrophysical Fluid Dynamics*, **35**, 235-255.
- Meincke, J.; G. Siedler; W. Zenk; 1975: Some current observations near the continental slope off Portugal. "Meteor"-Forsch.-Ergebnisse, Reihe A (16), 15-22.
- Mittelstaedt, E.; 1989: The subsurface circulation along the Moroccan slope. In: Coastal and Estuarine Studies. Poleward Flows Along Eastern Ocean Boundaries. S.J. Neshyba et al. (Eds.), Springer-Verlag, S. 96-108.
- Pingree, R.D.; B. Le Cann; 1990: Structure, strength and seasonality of the slope currents in the Bay of Biscay region. *J. Mar. Biol. Assoc.*, **70**, 857-885.
- Pingree, R.D., B. Le Cann, 1993: A Shallow Meddy (Smeddy) from the secondary Mediterranean salinity maximum. *J. Geophys. Res.*, **98**, 20169-20185.

Prater, M.D.; 1992: Observations and hypothesized generation of a meddy in the Gulf of Cadiz. Ph.D. thesis, Appl. Phys. Lab. Univ. of Washington, Technical Report APL-UW TR 9210, 134 pp., April 1992.

Reid, J. L.; 1994: On the total geostrophic circulation of the North Atlantic Ocean: Flow patterns, tracers, and transports. *Prog. Oceanog.*, **33**, 1-92.

Silva, da, A.J.; 1992: Dependence of upwelling related circulation on wind forcing and stratification over the Portuguese northern shelf. *International Council for the Exploration of the Sea C.M. 1992/C:17*, p. 1-12.

Swallow, J.C.; 1969: A deep eddy off Cape St. Vincent. *Deep Sea Res., Supplement* **16**, 285-295.

Swallow, I.C.; J. Gould; P.M. Saunders; 1977: Evidence for a poleward eastern boundary current in the North Atlantic Ocean. *International Council for the Exploration of the Sea, C.M. 1977/C (32)*, 21 pp.

Thorpe, S.A.; 1976: Variability of the Mediterranean undercurrent in the Gulf of Cadiz. *Deep-Sea Res.*, **23**, 711 - 727.

Tomczak, M.; P. Hughes; 1980: Three dimensional variability of water masses and currents in the Canary Current Upwelling region. "METEOR" *Forsch.-Ergebn., Reihe A (21)*, 1-24.

Zenk, W.; 1975: On the Mediterranean outflow west of Gibraltar. "Meteor"-*Forsch.-Ergebnisse, Reihe A (16)*, 23-34.

Zenk, W.; L. Armi; 1990: The complex spreading pattern of Mediterranean Water off the Portuguese continental slope. *Deep-Sea Res.*, **37**, 1805-1823.

Zenk, E.; K. Schultz-Tokos; O. Boebel; 1992: New observations of meddy movement south of the Tejo Plateau. *Geophys. Res. Letters*, **19**, 2389-2392.