

Beiträge zur Meereskunde

Contributions to Marine Scientific Research

Heft 59 · 1989

Contents

A. BACHOR: Investigations on the salinity and nutrient balances in the Unterwarnow — an estuary in the western Baltic Sea (in German)	3
E. HAGEN, R. SCHEMAINDA: Steady state and annual structures within the upwelling undercurrent (UUC) in the upwelling area off Northwest Africa (in German)	19
D. NEHRING: Phosphate and nitrate trends and the ratio oxygen consumption to phosphate accumulation in central Baltic deep waters with alternating oxic and anoxic conditions	47
G. SAGER, R. SAMMLER: On the length growth of the porbeagle (<i>Lamna nasus</i> BONNATERRE, 1788) in the Northwest Atlantic after data series from AASEN (1961) (in German)	59
M. SCHARLIPP: On the accuracy of deep sea reversing thermometers (in German)	69
Scientific Note	81

Beiträge zur Meereskunde

Contributions to Marine Scientific Research

Heft 59 · 1989



Akademie der Wissenschaften der DDR
Institut für Meereskunde

Beiträge zur Meereskunde

Contributions to Marine Scientific
Research

Die „Beiträge zur Meereskunde“ erscheinen in unregelmäßiger Folge und in fortlaufender Nummerierung ihrer Hefte. Publiziert werden Originalbeiträge zur wissenschaftlichen Meeresforschung, insbesondere zu meeresphysikalischen, -chemischen, -geologischen und -biologischen Problemen sowie zur Entwicklung der Meeresforschungstechnik. Manuskriptsendungen werden erbeten an den Herausgeber: Prof. Dr. sc. Klaus Voigt, Institut für Meereskunde, DDR-2530 Rostock-Warnemünde. Es können Originalarbeiten in deutscher, englischer und russischer Sprache eingereicht werden. Von jedem Beitrag werden 70 Sonderdrucke kostenfrei geliefert. Um Beachtung der Hinweise für Autoren auf der 3. Umschlagseite wird gebeten.

*

The “Beiträge zur Meereskunde” is published at irregular intervals and numbered consecutively. It is a medium for the publication of original articles on the marine scientific research: the physical and chemical oceanography, the marine geology and biology as well as the marine research technology. Manuscripts should be submitted to the editor: Prof. Dr. sc. Klaus Voigt, Institut für Meereskunde, DDR-2530 Rostock-Warnemünde,

Begründet von ERICH BRUNS

Herausgegeben von KLAUS VOIGT

unter Mitwirkung von HANS-JÜRGEN BROSI,
LUTZ BRÜGMANN, DIETER LANGE, WOLFGANG
MATTHÄUS, DIETWART NEHRING, KLAUS STRIGGOW
und MANFRED STURM (Schriftleitung)

German Democratic Republic. Original contributions are accepted in German, English or Russian. 70 reprints of each article published will be supplied free of charge. See the last page for Note to Contributors which will be printed alternately in English and Russian.

*

Журнал „Beiträge zur Meereskunde“ не является периодическим изданием, но с порядковой нумерацией. В журнале публикуются оригинальные статьи, посвященные научным исследованиям морей и океанов, в частности физическим, химическим, геологическим и биологическим проблемам моря, а также развитию технических средств исследования морей. Авторские рукописи просим высылать в адрес издателя: Prof. Dr. sc. Klaus Voigt, Institut für Meereskunde, DDR-2530 Rostock-Warnemünde, Германская Демократическая Республика. Статьи принимаются на немецком, английском или русском языках. Автору высылается бесплатно 70 отдельных экземпляров отливок. Просим обратить внимание на инструкцию для авторов, находящуюся на последней странице. Инструкция печатается попеременно на английском и русском языках.



Akademie der Wissenschaften der DDR
Institut für Meereskunde

Beiträge zur Meereskunde

Contributions to Marine Scientific Research

Heft 59 · 1989

Inhalt

A. BACHOR: Untersuchungen zum Salz- und Nährstoffhaushalt der Unterwarnow — eines Ästuars der westlichen Ostsee	3
E. HAGEN, R. SCHEMAINDA: Mittlere und jahreszeitliche Strukturen im Unterstrom (UUC) des Auftriebsgebietes vor Nordwestafrika	19
D. NEHRING: Phosphat- und Nitrattrends sowie das Verhältnis Sauerstoffverbrauch zu Phosphatakkumulation im Tiefenwasser zentraler Ostseebecken mit alternierenden oxischen und anoxischen Bedingungen (in English)	47
G. SAGER, R. SAMMLER: Zum Längenwachstum des Makrelenhaies <i>Lamna nasus</i> (BONNATERRE, 1788) im Nordwest-Atlantik nach Daten von AASEN (1961)	59
M. SCHARLIPP: Betrachtungen zur Genauigkeit von Tiefseekippthermometern	69
<i>Wissenschaftliche Kurzmitteilung</i>	81

A. BACHOR: Investigations on the salinity and nutrient balances in the Unterwarnow — an estuary in the western Baltic Sea (in German)	3	А. БАХОР: Исследования содержания солей и питательных веществ в устье реки Варнов (на немецком языке)	3
E. HAGEN, R. SCHEMAINDA: Steady state and annual structures within the upwelling undercurrent (UUC) in the upwelling area off Northwest Africa (in German)	19	Э. ХАГЕН, Р. ШЕМАЙНДА: Средние и сезонные структуры в противтечении (UUC) северо-западной африканской области апвеллинга (на немецком языке)	19
D. NEHRING: Phosphate and nitrate trends and the ratio oxygen consumption to phosphate accumulation in central Baltic deep waters with alternating oxic and anoxic conditions	47	Д. НЕРИНГ: Тенденция фосфата и нитрата и соотношение расхода кислорода и аккумуляции фосфата в глубинных водах центральных бассейнов Балтийского моря с изменяющимися аэробными и анаэробными условиями (на английском языке)	47
G. SAGER, R. SAMMLER: On the length growth of the porbeagle (<i>Lamna nasus</i> BONNATERRE, 1788) in the Northwest Atlantic after data series from AASEN (1961) (in German)	59	Г. ЗАГЕР, Р. ЗАММЛЕР: О приросте длины макрелевой акулы <i>Lamna nasus</i> (BONNATERRE, 1788) в северо-западной Атлантике по данным AASEN (1961) (на немецком языке)	59
M. SCHARLIPP: On the accuracy of deep sea reversing thermometers (in German)	69	М. ШАРЛИПП: О точности термоглубомеров (на немецком языке)	69
Scientific Note	81	Научное сообщение	81

ISBN 3-05-500447-7

ISSN 0067-5148

Erschienen im Akademie-Verlag Berlin, DDR-1086 Berlin, Leipziger Straße 3—4

© Akademie-Verlag Berlin 1989

Lizenznummer: 207 · 100/514/89

Printed in the German Democratic Republic

Gesamtherstellung: VEB Druckerei „Thomas Müntzer“, 5820 Bad Langensalza

Lektor: Dipl.-Phys. Helga Müller

Umschlaggestaltung: Michael Schmidt

Hersteller: Christoph Neubarth

LSV 1465

Bestellnummer: 7637877 (2105/59)

02000

ALEXANDER BACHOR

Untersuchungen zum Salz- und Nährstoffhaushalt der Unterwarnow — eines Ästuars der westlichen Ostsee

Mit 7 Abbildungen und 6 Tabellen

Zusammenfassung: Von 1977—1981 durchgeführte Untersuchungen ergaben in der Unterwarnow erhebliche Variabilitäten des Salzgehaltes und der Nährstoffkriterien. Die Ergebnisse der halinen Horizontal- und Vertikalverteilung kennzeichnen das Unterwarnowgebiet als ein typisches Ästuar. Die mittleren jahreszeitlichen Veränderungen des Salzgehaltes sind durch Maximalwerte in den Monaten Oktober, November und Minimalwerte in den Monaten März, April geprägt.

Externe Belastungsquellen, aber auch gewässerinterne Stoffaustauschprozesse an der Sediment/Wasser-Kontaktzone beeinflussen die Nährstoffverteilung im Unterwarnowgebiet. Im gesamten Gewässer besteht ein Überangebot an Stickstoff- und Phosphorverbindungen; einzig der Orthosilikatgehalt kann zeitweilig bis an die Grenze der analytischen Nachweisbarkeit absinken. Stark ausgeprägte Jahresgänge des Nitrat-, Orthophosphat- und Orthosilikatgehaltes weisen auf die hohe Bioproduktivität des Gewässers hin. Zwischen Nitratstickstoff in der Unterwarnow und Festlandsabflüssen besteht ein enger Zusammenhang. Hohe Festlandsabflüsse führen zu hohen Nitratkonzentrationen.

Eine Massenbilanz der anorganischen Stickstoff- und Phosphorverbindungen ergab, daß etwa 11% der eingetragenen Stickstoffverbindungen und rund 7% der Phosphorverbindungen die Unterwarnow in Richtung Ostsee verlassen.

Abstract: Research from 1977—1981 showed a high variability concentration of salinity and nutrient in the Unterwarnow. Results of horizontal and vertical distribution of salinity characterize the Unterwarnow as a typical estuary. The mean annual cycle of the salinity is characterized by a maximum in October and November and by a minimum in March and April.

The nutrient levels in the Unterwarnow are influenced by import from the drainage area (especially wastewater from Rostock town) and also by exchange with sediment. Dissolved inorganic nitrogen and orthophosphate have been observed in large amounts all

through the year; only silicate sometimes decreases to the limit of detection. The concentrations of nitrate, orthophosphate and silicate show seasonal variations according to the phytoplankton development and the high biological productivity in the Unterwarnow.

A strong relationship exists between nitrate concentrations and run off from the Warnow River. High run off from the Warnow River combines with high nitrate concentrations.

Mass balances revealed an annual net supply of 799 t inorganic nitrogen and 76 t orthophosphate into the Baltic Sea. Only 11% of imported inorganic nitrogen and 7% of imported phosphorus compounds are exported as dissolved inorganic compounds.

Резюме: Исследования, проведенные в 1977 до 1981 годах в устье реки Варнов, показали значительные изменения содержания солей и питательных веществ. Горизонтальное и вертикальное распределение солей характеризует устье реки Варнов типичным эстуарием. Средние сезонные изменения содержания солей показывают максимальные значения в октябре, ноябре и минимальные значения в марте, апреле. На распределение питательных веществ в устье реки Варнов влияют внешние источники, а также внутренние процессы обмена веществ около контактной зоны отложений/воды. Во всем устье имеет место избыточное содержание азотных и фосфорных соединений; содержание ортосиликата может временно снижаться до границы аналитической индикации. Сильно выраженные амплитуды годовых колебаний содержаний нитрата, ортофосфата и ортосиликата указывают на повышенную биологическую активность реки. Существует тесная связь между азотом нитрата в устье реки Варнов и поверхностным стоком.

Баланс масс показал, что около 11% соединений азота и фосфора, привнесенные в устье реки Варнов, транспортируется растворенными неорганическими соединениями в Балтийское море.

1. Einleitung

Die Warnow stellt ein für die Stadt Rostock außerordentlich wichtiges Oberflächengewässer dar. Sie untergliedert sich in zwei durch das Mühlendammwehr deutlich voneinander getrennte Bereiche, die Ober- und die Unterwarnow. Während die Oberwarnow die Trinkwasserbasis der Stadt Rostock darstellt, besteht die Bedeutung der Unterwarnow vor allem in ihrer Nutzung als Vorfluter für die Abwässer der Stadt und als Schifffahrtsweg. Weiterhin kommt ihr als Brauchwasserlieferant und als Erholungsgebiet Bedeutung zu.

Die hydrographischen Verhältnisse im Unterwarnowgebiet werden durch die Wasseraustauschprozesse mit der vorgelagerten Ostsee geprägt, was sich in Salinitäts- und Nährstoffänderungen dokumentiert. Untersuchungen zur Hydrographie der Unterwarnow reichen bis ins 19. Jh. zurück; auch

zum Salzgehalt liegen ältere Angaben vor (PORTER 1894, KLOCK 1930). Mit der Untersuchung der Nährstoffe wurde dagegen erst in den 60er Jahren begonnen (FREUND 1977). Nachfolgend sollen die Ergebnisse der im Dezember 1976 seitens der Wasserwirtschafts-direktion Küste aufgenommenen Untersuchungen zum Salz- und Nährstoffhaushalt im Zusammenhang mit dem Wasserhaushaltsgeschehen für den Zeitraum bis 1981 dargestellt werden.

2. Das Untersuchungsgebiet

Das gesamte Unterwarnowgebiet läßt sich nach CORRENS (1976) in einen schmalen, flußartigen Teil von 9 km Länge und das sich nördlich anschließende Mündungsgebiet mit dem Breitling von 2 km Länge untergliedern. Das Gewässer nimmt eine Fläche von 12,5 km²

ein. Davon entfallen 5,6 km² auf die mit 0,2–0,9 km Breite relativ schmale eigentliche Unterwarnow und 6,9 km² auf das Mündungsgebiet einschließlich des Breitlings. Der Wasseraustausch mit der vorgelagerten Ostsee erfolgt durch den Seekanal und den Neuen Strom. Die mittlere Tiefe des Unterwarnowgebietes beträgt 4 m. Die Fahrwassertiefen betragen 13 m bis zum Übersee- und Ölhafen am Südufer des Breitlings, 9 m bis zum Fischereihafen Marienehe und 7–8 m bis zum Stadthafen Rostock. Das Volumen des Unterwarnowgebietes beträgt bei einem angenommenen Wasserspiegel von 500 cm (= NN) $49,6 \cdot 10^6$ m³. Von dem 3209 km² großen Einzugsgebiet des Gewässers entfallen allein 2982 km² auf das Flußgebiet der Warnow bis zum Oberpegel Rostock (Mühlendammwehr). Das restliche Einzugsgebiet von 227 km² wird von Bächen und Gräben entwässert. Von diesen im Verhältnis zur Warnow sehr kleinen Zuläufen hat der im Südosten des Breitlings mündende Peetzer Bach für die Nährstoffbelastung des Unterwarnowgebietes in jüngster Zeit (ab 1985) durch die Aufnahme der Abwässer des Düngemittelwerkes Rostock an Bedeutung gewonnen. In Abb. 1 sind das Untersuchungsgebiet und die Probenahmestationen dargestellt.

3. Material und Methoden

3.1. Meßnetz und Probenahme

Zur Charakterisierung des Untersuchungsgebietes wurde ein Meßnetz von 6 Stationen festgelegt (Abb. 1). Die Stationen 1–3 repräsentieren den südlichen Gewässerabschnitt bis in Höhe Bramow, während die Stationen 4–6 zur Beurteilung der Beschaffenheitsverhältnisse im Mündungsgebiet einschließlich des Breitlings dienen sollten. Alle Stationen liegen im Fahrrinnenbereich. Entgegen früheren Untersuchungen erfolgte die Probenahme ausnahmslos vom Schiff aus, und zwar sowohl aus dem oberflächennahen als auch aus dem grundnahen Wasserkörper. Die mittleren Entnahmetiefen des grund-

nahen Wasserkörpers betragen 3,8 m für die Station 1, 7,3 m für die Stationen 2 und 3, 7,5 m für die Station 4 und 13,5 m für die Station 5 sowie 4,4 m für die Station 6 im Breitling. Obwohl auf eine gleichmäßig über das Jahr verteilte Beprobung geachtet wurde, konnten witterungsbedingte Ausfälle in den Wintermonaten nicht vermieden werden. Im Zeitraum von Dezember 1976 bis September 1981 wurden in der Unterwarnow 81 Meßfahrten mit Probenahme, im Mündungsgebiet 80 (St. 4) bzw. 79 (St. 5) und im Breitling 70 durchgeführt. Die Wasserproben wurden mit Hilfe eines Ruttner-Wasserschöpfers gewonnen.

Zusätzlich zur seeseitigen Beprobung des Untersuchungsgebietes wurde ab Januar 1978 am Südufer des Neuen Stromes mit der täglichen Probenahme vom Lande aus begonnen. Die Oberflächenproben der Küstenstation Warnemünde dienten ausschließlich zur Bestimmung des Chloridgehaltes.

3.2. Aufarbeitung der Proben

Alle Proben wurden am Tage der Probenahme in das Labor der Wasserwirtschafts-direktion Küste nach Stralsund transportiert, dort über Nacht im Kühlschrank aufbewahrt und am nächsten Tage untersucht. Die Proben der Küstenstation Warnemünde wurden gesammelt und monatlich aufgearbeitet.

3.2.1. Ermittlung des Salzgehaltes

Der Salzgehalt der Wasserproben wurde über die argentometrische Chloridbestimmung nach MOHR-KNUDSEN ermittelt. Die Berechnung des Salzgehaltes aus den Chloridkonzentrationen erfolgte über die Beziehung $S^{0/00} = 1,80655 \cdot Cl^{0/00}$. Die in Brackgewässern, wie der Unterwarnow, auftretenden Anomalieerscheinungen wurden hier nicht berücksichtigt. Sie waren Gegenstand späterer Untersuchungen (ab 1983).

3.2.2. Nährstoffbestimmungen

Die für die Untersuchung der gelösten anorganischen Phosphor- und Stickstoffver-

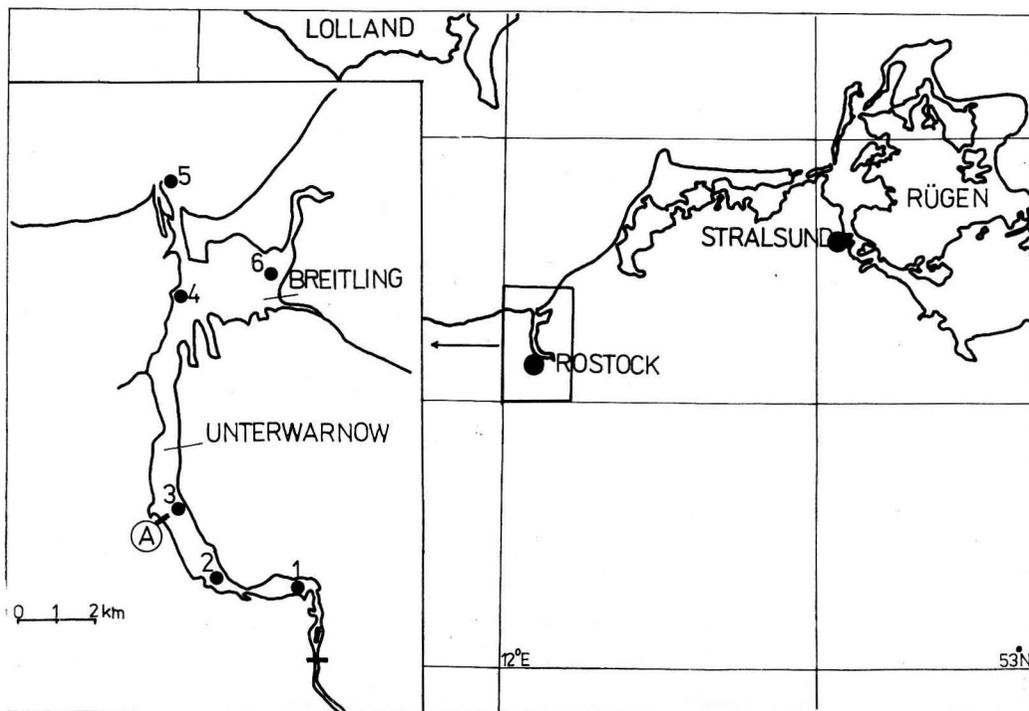


Abb. 1
Das Unterwarnowgebiet. Geographische Lage und Positionen der Probenahmestellen
= Abwasserleitung aus der Zentralkläranlage

bindungen bestimmten Wasserproben wurden sofort nach der Probenahme an Bord des Schiffes filtriert. Die Filtration erfolgte durch mittelharte Faltenfilter, wobei ein Vorlauf von ca. 300 ml, der zur Spülung der Filter diente, verworfen wurde. Das nachfolgende Filtrat wurde in Polyethylenflaschen gefüllt. Die Bestimmung des Gesamtphosphors und Gesamtstickstoffs erfolgte in unfiltrierten Proben. Die Bestimmung der einzelnen Nährstoffkriterien wurde mittels flow-stream-Automaten nach folgenden Analysemethoden durchgeführt:

— Ammoniumstickstoff:	photometrisch als Indophenolblau
— Nitritstickstoff:	photometrisch mit Sulfanilamid und N-(1-Naphthyl)-ethylendiamin
— Nitratstickstoff:	photometrisch nach Reduktion zu Nitrit
— Orthophosphat:	photometrisch als reduzierte Heteropolysäure
— Orthosilikat:	photometrisch als reduzierte Heteropolysäure
— Gesamtphosphor und Gesamtstickstoff:	photometrisch nach oxydativem Aufschluß mit Kaliumpersulfat als Orthophosphat bzw. Nitrat

Weitere methodische Hinweise finden sich in den vom Institut für Wasserwirtschaft herausgegebenen „Ausgewählten Methoden der Wasseruntersuchung“ bzw. in den von RHODE und NEHRING (1979) beschriebenen ausgewählten Methoden zur Bestimmung von Inhaltsstoffen im Meer- und Brackwasser.

4. Ergebnisse

Den Untersuchungsergebnissen zum Salz- und Nährstoffgehalt des Gewässers sollen zunächst Angaben zum Wasserhaushalt des

Unterwarnowgebietes vorangestellt werden. Dabei wurde auf die Wasserhaushaltsuntersuchungen durch CORRENS (1976) und die Fortsetzung dieser Arbeiten durch MERTINKAT (1983) zurückgegriffen.

4.1. Wasserhaushalt

Nach CORRENS (1976) ergibt sich die Wasserhaushaltsbilanz des Unterwarnowgebietes aus dem Wassergewinn (G) durch die Festlandsabflüsse (F), dem Anteil an einströmendem Ostseewasser (O) und dem Niederschlag (N) und den Wasserverlusten (V) durch den Anteil an ausströmendem Unterwarnowwasser (U) und der Verdunstung (E). Da sich an der Wasserfüllung des Gewässers langfristig gesehen nichts ändert, führen die o. g. Bilanzelemente zu folgender Grundgleichung:

$$F + O + N = U + E.$$

Aus der Differenz zwischen G und V kann die Wasserinhaltsänderung berechnet werden.

In Tabelle 1 sind die Ergebnisse der Wasserhaushaltsberechnungen in Form von Jahreswerten für den Zeitraum 1977–1981 zusammengestellt. Dabei resultieren die Festlandsabflüsse aus Berechnungen auf der Grundlage der oberhalb Rostocks gelegenen Durchflußmeßstellen an der Warnow. Die Niederschlagsmengen wurden unter Zugrundelegung der Meßwerte der meteorologischen Stationen Warnemünde und Rostock berechnet. Verdunstung und Wasseraustausch mit der Ostsee wurden auf indirektem Wege ermittelt. Zur Abschätzung der mit der Ostsee ausgetauschten Wassermassen diente ein Verfahren von MAJEWSKI und MIKULSKI (zit. in CORRENS 1976).

Wie die Ergebnisse zeigen, wird der Wasserhaushalt des Unterwarnowgebietes im wesentlichen vom horizontalen Wasseraustausch bestimmt. Die vertikalen Transporte in Form von Niederschlag und Verdunstung spielen eine untergeordnete Rolle. Im Mittel des Zeitraumes 1977/81 dominiert auf der Wasserzufuhrseite der Einstrom von Ostseewasser. Er übersteigt die mittlere Flußwasserzufuhr um 17%. Von Jahr zu Jahr zeigen beide

Tabelle 1
Wasserhaushaltsbilanz für das Unterwarnowgebiet (1977–1981), Jahreswerte in $\text{m}^3 \cdot 10^6$, F = Festlandsabflüsse, O = Einstrom von Ostseewasser, N = Niederschlag, U = Ausstrom zur Ostsee, E = Verdunstung

Jahr	F	O	N	U	E
1977	509	952	5	1465	6
1978	610	951	6	1558	9
1979	769	716	5	1487	7
1980	768	817	8	1579	9
1981	923	762	9	1691	5
Mittel	716	840	6	1556	7

Bilanzelemente jedoch erhebliche Schwankungen. Im Vergleich zur Beobachtungsreihe 1966/80 sind besonders die Jahre 1979 und 1981 hervorzuheben. 1979 wurden die niedrigsten Einstrommengen aus der Ostsee, 1981 die höchsten Festlandsabflüsse seit 1966 registriert. Die höchsten Festlandsabflüsse im Jahre 1981 führten zu den höchsten Wassertransporten in Richtung vorgelagerte See seit 1966. Wasserzufuhr und Wasserverluste sind für den Zeitraum 1977/81 nahezu ausgeglichen. Die positiven Wassertransporte von $1562 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ im 5jährigen Mittel reichen aus, um das auf Normalpegel bezogene Wasservolumen des Unterwarnowgebietes 31 mal auszutauschen, d. h., die mittlere Verweilzeit des aus den Festlandsabflüssen, dem einströmenden Ostseewasser und den Niederschlägen sich zusammensetzenden Unterwarnowwassers beträgt 11,8 d. CORRENS (1976) gibt für das Unterwarnowgebiet für den Zeitraum 1969/73 einen 26fachen, für das Kleine Haff einen 9fachen und für den Rügensch Binnboden einen 7fachen Wasseraustausch an. Damit ist das Unterwarnowgebiet ein Küstengewässer mit sehr intensiven Wasserbewegungen. Bezogen auf das Flußwasser resultiert unter der Annahme einer idealen Durchmischung eine mittlere Verweilzeit von 25 d, wobei sie sich in Abhängigkeit von den aktuellen hydrologisch-meteorologischen Bedingungen in einem gro-

ßen Bereich bewegen kann. Bei hohen Festlandsabflüssen und gleichzeitig niedrigem Außenwasserstand der Ostsee können die Verweilzeiten nur wenige Tage betragen, während bei hohem Außenwasserstand infolge des eintretenden Rückstaus die Aufenthaltsdauer des Flußwassers erheblich ansteigen kann.

Einstrom von Ostseewasser und Festlandsabflüsse zeigen einen deutlichen Jahresgang. Im 5jährigen Mittel zeigt sich ein gegenläufiges Verhalten (Abb. 2). Hohen Festlandsabflüssen im Januar bis April stehen niedrige Einstrommengen an Ostseewasser gegenüber. Von Mai bis Dezember überwiegen die Wassertransporte aus der vorgelagerten See.

Eine detailliertere Beschreibung der jahreszeitlichen Veränderungen der in ihrer Beschaffenheit so unterschiedlichen Wasserkörper im Unterwarnowgebiet und ihres Einflusses auf die Konzentrationen bestimmter Wasserinhaltsstoffe wird in den nachfolgenden Kapiteln vorgenommen.

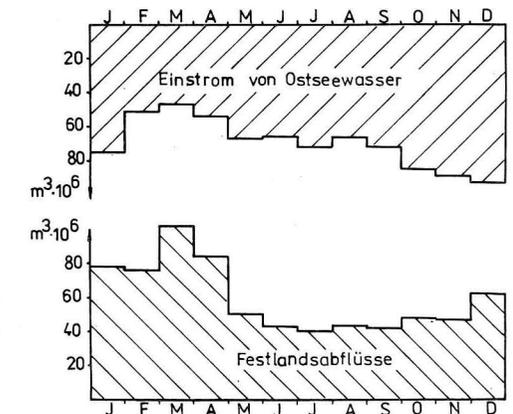


Abb. 2
Mittlerer Jahresgang von Ostseewassereinstrom und Festlandsabfluß

4.2. Der Salzgehalt

Ein überaus empfindlicher Indikator für die Vermischung bzw. den Austausch von Salz- und Süßwasser ist der Salzgehalt. Er zeigt an, in welcher Weise an einer bestimmten Stelle im Untersuchungsgebiet Ostsee- und Flußwasser an der Gesamtwassermasse beteiligt

Tabelle 2

Mittel- und Extremwerte des Salzgehaltes im Unterwarnowgebiet (1977/1981) in $\text{g} \cdot 10^{-3}$

Station	Oberfläche			Grundnähe		
	\bar{x}	Maximum	Minimum	\bar{x}	Maximum	Minimum
1	2,47	11,10	0,08	7,14	14,20	0,08
2	5,57	11,80	0,58	11,29	16,15	4,23
3	7,16	14,09	1,51	11,58	17,33	5,49
4	9,39	16,65	3,84	12,17	16,91	8,65
5	11,32	16,50	7,97	14,20	19,64	9,17
6	10,12	13,65	5,62	10,79	15,00	6,81

sind und kann somit für die Charakteristik des Wasserhaushaltsgeschehens ebenfalls herangezogen werden.

4.2.1. Räumliche Veränderungen des Salzgehaltes

Tabelle 2 enthält die Mittel- und Extremwerte der Salzgehaltsuntersuchungen an den einzelnen Stationen für den Zeitraum 1977/81. Die Ergebnisse zeigen einen deutlichen Anstieg des Salzgehaltes in Richtung Ostsee an. Zwischen den am weitesten auseinanderliegenden Stationen 5 und 1 beträgt das horizontale Salzgehaltsgefälle im 5jährigen Mittel $8,85 \cdot 10^{-3}$ im Oberflächenwasser und $7,06 \cdot 10^{-3}$ in Grundnähe. Besonders groß sind die Salzgehaltsunterschiede im südlichen Teil der Unterwarnow, wo von der Station 1 bis zur Station 2 mehr als eine Verdopplung des Mittelwertes im Oberflächenwasser festzustellen ist. Ebenso ist im grundnahen Wasserkörper das horizontale Salzgehaltsgefälle in diesem Gewässerbereich am größten, wobei allerdings die deutlich geringere Entnahmetiefe der Proben an der Station 1 (3,8 m) gegenüber der Station 2 (7,3 m) berücksichtigt werden muß. Die Extremwerte weisen auf die außerordentlich große Schwankungsbreite des Salzgehaltes im gesamten Unterwarnowgebiet hin, wobei wiederum der südliche Gewässerbereich hervorzuheben ist. Die Maxima geben annähernd die Salzgehaltsverteilung bei Einstromlagen wieder, während der Verlauf der Minima Ausstromlagen kennzeichnet. Die

hohen Salzgehalte von $11,1 \cdot 10^{-3}$ im Oberflächenwasser bzw. $14,2 \cdot 10^{-3}$ im grundnahen Wasserkörper der Station 1 weisen auf den zeitweise sehr hohen Anteil von Ostseewasser auch im südlichsten Teil der Unterwarnow hin. Diese Maxima liegen über den Minimawerten an der Station 5. Dort, am Molenkopf Warnemünde, werden mittlere Salzkonzentrationen gemessen, die denen der vorgelagerten See sehr nahekommen. Zum Vergleich seien hier die Untersuchungsergebnisse des Meßfahrtprogrammes „Territorialgewässer“ für den Zeitraum 1977/81 genannt. 3 Seemeilen nördlich von Warnemünde wurde ein mittlerer Salzgehalt von $11,75 \cdot 10^{-3}$ im Oberflächenwasser und $14,4 \cdot 10^{-3}$ im grundnahen Wasserkörper (14 m) festgestellt. Um eine bessere Einschätzung der Salzgehaltsverteilung im Unterwarnowgebiet vornehmen zu können, wurde auf der Grundlage aller Meßwerte die Häufigkeitsverteilung des Salzgehaltes für die einzelnen Stationen berechnet (Abb. 3). An der Station 1 dominieren Salzgehalte im Oberflächenwasser, die unter $3 \cdot 10^{-3}$ liegen. Die relativ gleichmäßige Verteilung der Meßwerte im Konzentrationsbereich von $0,5-8,0 \cdot 10^{-3}$ an der Station 2 weist auf den häufigen Wechsel des Salzgehaltes im Oberflächenwasser dieses Teiles der Unterwarnow hin. In Höhe Bramow dominieren Salzgehalte zwischen 4 und $10 \cdot 10^{-3}$. Im Mündungsbereich und im Breitling liegen rund 90% aller gemessenen Werte im Bereich von 8 bis $14 \cdot 10^{-3}$. Für die täglichen Messungen an der Küstenstation wurde das Ausmaß

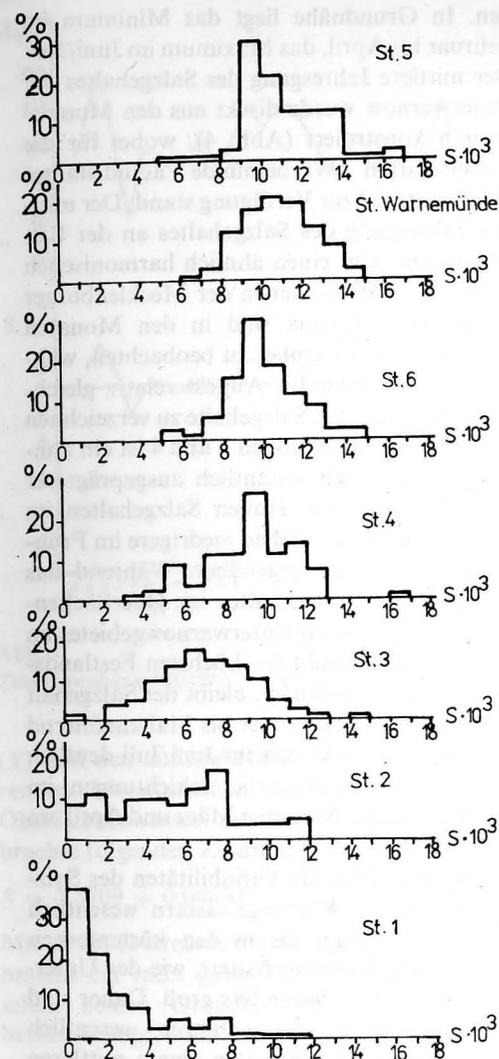


Abb. 3
Häufigkeitsverteilung des Salzgehaltes im Unterwarnowgebiet

der interdiurnen Schwankungen des Salzgehaltes ermittelt. Die durchschnittliche Änderung des Salzgehaltes innerhalb von 24 Stunden beträgt für den Zeitraum 1978/81 $0,87 \cdot 10^{-3}$. Sie weist auf große, kurzzeitig auftretende Veränderungen hin.

Neben der horizontalen Salzgehaltsverteilung ist für die Charakterisierung der Wasseraustauschprozesse auch die vertikale Verteilung des Salzgehaltes von großem Interesse.

Nördlich der Station 2 treten in Grundnähe nur selten Konzentrationen unter $8 \cdot 10^{-3}$ auf. Die mittleren vertikalen Salzgehaltsdifferenzen von $4,5$ bis $5,5 \cdot 10^{-3}$ in der Unterwarnow bis in Höhe Bramow weisen auf das unmittelbare Aufeinandertreffen hydrographischer Fronten hin. Mit zunehmender Vermischung von Süß- und Salzwasser nimmt die haline Schichtung nach Norden hin ab. Im Mündungsgebiet werden mittlere Salzgehaltsdifferenzen zwischen Oberfläche und Grundnähe von $2,5$ bis $3,0 \cdot 10^{-3}$ festgestellt. Der Breitling nimmt auf Grund seiner andersartigen Topographie eine Sonderstellung ein. Seine relative Großflächigkeit und windexponierte Lage ermöglichen eine bessere windbedingte Durchmischung. Außerdem liegt er nicht im unmittelbaren Abfließbereich der Warnow. Die mittlere Salzgehaltsdifferenz zwischen Oberfläche und Grundnähe (4,4 m) der Station 6 beträgt $0,67 \cdot 10^{-3}$.

Insgesamt kennzeichnen die Ergebnisse der halinen Horizontal- und Vertikalverteilung das Unterwarnowgebiet als ein typisches Ästuar. In der jüngsten Vergangenheit wurde die Mündung der Warnow in die Ostsee mehrfach tiefgreifend verändert, das letzte Mal durch den Bau des Seekanals Mitte der 50er bis Anfang der 60er Jahre. Mit der Verbreiterung und Vertiefung der Mündung war ein größerer Wasseraustausch zwischen Unterwarnow und Ostsee möglich. FREUND (1977) wies nach, daß sich durch den Bau des Seekanals der Salzgehalt im Unterwarnowgebiet gegenüber früheren Untersuchungen (KLOCK 1930) deutlich erhöht hat. Ein Vergleich unserer Ergebnisse mit denen von FREUND (1977) für den Zeitraum 1968/73 zeigt keine weitere signifikante Veränderung des Salzgehaltes an.

4.2.2. Jahreszeitliche Veränderungen des Salzgehaltes

Die jahreszeitlichen Veränderungen des Salzgehaltes werden wesentlich durch die von den hydrologisch-meteorologischen Bedingungen abhängige Verteilung von Ein- und Ausstrom bestimmt. Über die jahreszeitlichen Verände-

rungen des Salzgehaltes liegt eine Reihe von Veröffentlichungen vor, von denen hier die von MATTHÄUS (1984, 1985) und FRANCK (1985) für die westliche und zentrale Ostsee und von SCHOKNECHT (1973) für das Kleine Haff genannt seien. MATTHÄUS (1984) berechnete den mittleren Jahresgang des Salzgehaltes für die Mecklenburger Bucht im Zeitraum 1969/81 mit Hilfe der Ausgleichung der Werte durch eine Linearkombination trigonometrischer Funktion. Danach erreicht der Salzgehalt des Oberflächenwassers der Mecklenburger Bucht (St. 011) sein Maximum im Oktober/November, sein Minimum im Juni/Juli. An der landnächsten Station (St. 023) ist der Jahresgang ausgeprägter. Hier ist bereits im Februar/März eine deutliche Abnahme des Salzgehaltes zu verzeich-

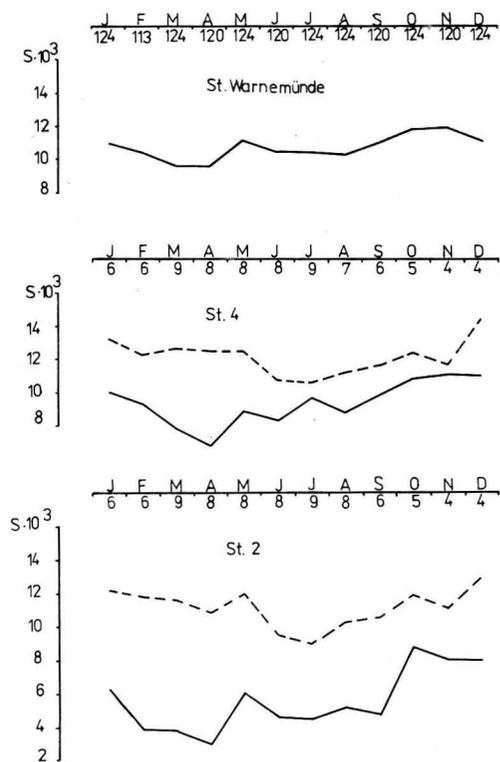


Abb. 4

Mittlerer Jahresgang des Salzgehaltes in der Unterwarnow

— Oberfläche, ---- Grundnähe,
Zahl unter den Zeitachsen = Anzahl der Messungen

nen. In Grundnähe liegt das Minimum im Februar bis April, das Maximum im Juni/Juli. Der mittlere Jahresgang des Salzgehaltes der Unterwarnow wurde direkt aus den Monatsmitteln konstruiert (Abb. 4), wobei für die Küstenstation Warnemünde äquidistantes Datenmaterial zur Verfügung stand. Der mittlere Jahresgang des Salzgehaltes an der Küstenstation zeigt einen ähnlich harmonischen Kurvenverlauf wie der in der Mecklenburger Bucht. Die Maxima sind in den Monaten Oktober und November zu beobachten, während von Februar bis August relativ gleichbleibend niedrigere Salzgehalte zu verzeichnen sind. Für die Seestationen 2 und 4 ist ein ähnlicher, wenn auch wesentlich ausgeprägter Jahresgang typisch. Hohen Salzgehalten im Herbst und Winter stehen niedrigere im Frühjahr und Sommer gegenüber. Während das Minimum des Salzgehaltes im Oberflächenwasser des gesamten Unterwarnowgebietes im April zum Zeitpunkt der höchsten Festlandsabflüsse festzustellen ist, bleibt der Salzgehalt in Grundnähe von Januar bis Mai annähernd konstant und sinkt erst im Juni/Juli deutlich ab. Demzufolge sind die Schichtungen im Gewässer in den Monaten März und April am größten.

Allgemein sind die Variabilitäten des Salzgehaltes in den Küstengewässern wesentlich stärker ausgeprägt als in den küstenfernen Seegebieten. In einem Ästuar, wie der Unterwarnow, sind sie besonders groß. Daher sind auch in den einzelnen Jahren wesentlich größere Abweichungen von einem mittleren Jahresgang zu verzeichnen.

Zur Beschreibung der Einzeljahre des Untersuchungszeitraumes wurde das umfangreiche Datenmaterial der Küstenstation Warnemünde genutzt. Da der Salzgehalt als ein Anzeiger für den Wasseraustausch in einem Küstengewässer herangezogen werden kann, bot sich ein Vergleich unserer Meßergebnisse mit den Berechnungsergebnissen für den Einstrom an Ostseewasser in das Untersuchungsgebiet durch die Abteilung Küstenhydrographie (MERTINKAT 1983) an. Die Korrelationsanalyse zwischen den berechneten Monatssummen an einströmendem Ostseewasser

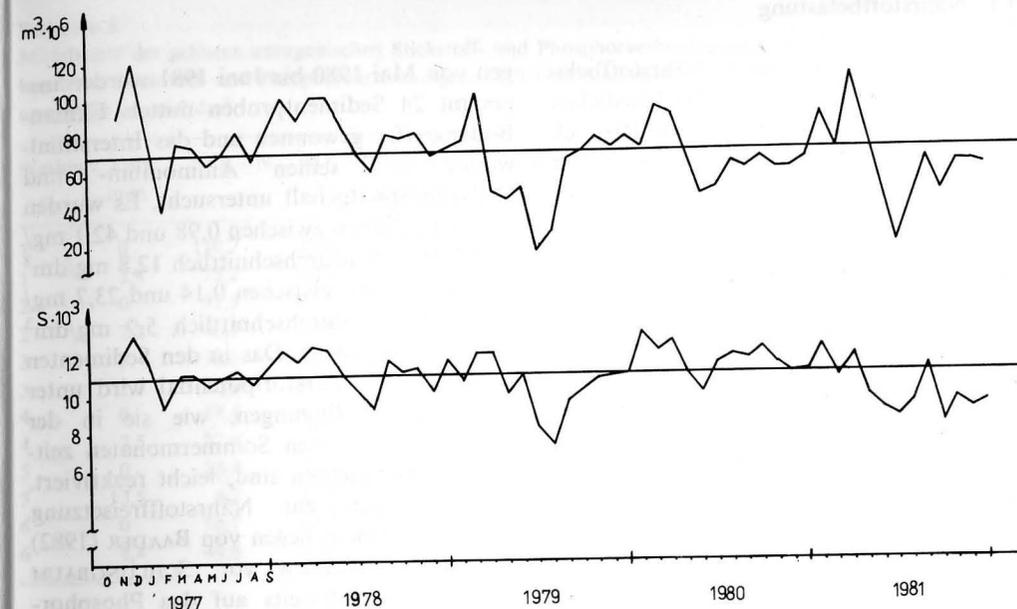


Abb. 5

Zusammenhang zwischen Ostseewassereinstrom und Salzgehalt an der Küstenstation Warnemünde

(X) und den auf täglichen Messungen basierenden Monatsmitteln des Salzgehaltes im Oberflächenwasser des Neuen Stromes erbrachte folgenden Zusammenhang:

$$S = 7,5709 + 0,0484X.$$

Mit einem Korrelationskoeffizienten $r = 0,69$ besteht ein recht guter Zusammenhang zwischen beiden Größen, wenn man zudem berücksichtigt, daß das salzreiche Ostseewasser entsprechend seinem hohen spezifischen Gewicht wohl hauptsächlich in tieferen Gewässerhorizonten in das Unterwarnowgebiet einströmt. Es kann festgestellt werden, daß die mittels eines Abschätzverfahrens berechneten monatlichen Einstrommengen an Ostseewasser durch die Salzgehaltsuntersuchungen im Neuen Strom bestätigt werden.

In Abbildung 5 sind die Monatsmittel von Ostseewassereinstrom und Salzgehalt im Neuen Strom für den Zeitraum 1977–1981 gegenübergestellt. Danach waren Salzwasser-einbrüche vorwiegend in den Herbst- und Wintermonaten festzustellen (Nov., Dez. 1976; Okt.–Dez. 1977; Jan., Nov., Dez.

1978; Okt.–Dez. 1979; Okt., Dez. 1980). Aber auch im Sommerhalbjahr ist ein größerer Ostseewassereinstrom möglich (Mai 1978, April–Juni 1980). Hohe Festlandsabflüsse im Januar und besonders im März 1979 führten zu den niedrigsten Salzgehalten im Untersuchungsgebiet im Beobachtungszeitraum. Ähnliche Verhältnisse waren auch von Januar bis März 1981 im Unterwarnowgebiet anzutreffen.

4.3. Zum Nährstoffhaushalt

Der Gehalt an Nährstoffen bestimmt in den Gewässern der gemäßigten Breiten neben dem Lichtangebot wesentlich die Intensität der Primärproduktion. Die Kenntnis über die Konzentrationen der Phosphor- und Stickstoffverbindungen und des Orthosilikates läßt somit Rückschlüsse auf die Entwicklung des Phytoplanktons zu und ist für die Einschätzung der Gewässereutrophierung von großer Bedeutung.

4.3.1. Nährstoffbelastung

Hauptquellen der externen Nährstoffbelastung der Unterwarnow sind die häuslichen und industriellen Abwässer der Stadt Rostock und der Eintrag durch die Oberwarnow. Für den Zeitraum 1977/81 wurde ein Stickstoffeintrag von 6920 t/a berechnet, wovon etwa 75% auf direkte Abwassereinleitungen und die restlichen 25% auf den Eintrag durch die Festlandsabflüsse zurückzuführen sind. Der Phosphoreintrag aus dem Einzugsgebiet beläuft sich auf 1082 t/a, wovon nur etwa 2% mit dem Flußwasser in das Unterwarnowgebiet gelangen.

Die Berechnungen zur Stickstoffbelastung durch häusliche und industrielle Abwässer basieren auf Analyseergebnissen im Ablauf der Zentralkläranlage Rostock-Bramow (Bestimmung des NH_4^+). Die Ermittlung des Phosphoreintrages aus der Zentralkläranlage erfolgte über die Beziehung $1 \text{ EGW} = 3,3 \text{ g P}$. Die Nährstoffeinträge durch die Oberwarnow wurden auf der Grundlage von Analyseergebnissen in der Warnow an der Meßstelle „oberh. Rostock“ berechnet. Die Nährstoffbelastung durch die kleineren Vorfluter wurde mit 10% des Eintrages aus der Oberwarnow veranschlagt. Als eine weitere externe Belastungsquelle ist der atmosphärische Nährstoffeintrag zu nennen, der jedoch gegenüber dem landseitigen Eintrag eine zu vernachlässigende Größe für das Unterwarnowgebiet darstellt. Niederschlagsuntersuchungen an der meteorologischen Station Warnemünde ergaben einen atmosphärischen Stickstoffeintrag von 32 t/a und einen Phosphoreintrag von 0,32 t/a für das Unterwarnowgebiet.

Aus dem landseitigen Nährstoffimport in das Untersuchungsgebiet ergibt sich eine durchschnittliche Flächenbelastung des Gewässers von 553 g N/m^2 und 87 g P/m^2 und eine Volumenbelastung von 139 g N/m^3 und 22 g P/m^3 jährlich.

Neben den externen Belastungsquellen spielen in der Unterwarnow auch die nährstoffreichen Sedimente eine nicht zu unterschätzende Rolle im Nährstoffhaushalt des Gewässers. Im Rahmen von Sonderuntersuchun-

gen von Mai 1980 bis Juni 1981 wurden insgesamt 24 Sedimentproben mittels Ekman-Bodengreifer gewonnen und das Interstitialwasser auf seinen Ammonium- und Orthophosphatgehalt untersucht. Es wurden Konzentrationen zwischen $0,98$ und $42,1 \text{ mg/dm}^3 \text{ NH}_4\text{-N}$ (durchschnittlich $12,8 \text{ mg/dm}^3 \text{ NH}_4\text{-N}$) sowie zwischen $0,14$ und $23,7 \text{ mg/dm}^3 \text{ PO}_4\text{-P}$ (durchschnittlich $5,9 \text{ mg/dm}^3 \text{ PO}_4\text{-P}$) festgestellt. Das in den Sedimenten akkumulierte Nährstoffpotential wird unter anoxischen Bedingungen, wie sie in der Unterwarnow in den Sommermonaten zeitweise zu beobachten sind, leicht reaktiviert. Untersuchungen zur Nährstofffreisetzung aus dem Sediment liegen von BAADER (1982) für die Oberwarnow vor. SCHLUNGBAUM (1982) weist andererseits auf das Phosphorsorptionsvermögen vor allem der Schlicksedimente in den flachen Küstengewässern hin.

4.3.2. Nährstoffkonzentrationen

4.3.2.1. Räumliche Verteilung der Nährstoffe

In Tabelle 3 sind die Mittelwerte der untersuchten anorganischen und organischen Nährstoffe für den Zeitraum 1977/81 zusammengestellt.

Am deutlichsten weisen der Nitratstickstoff und das Orthosilikat ein Konzentrationsgefälle in Richtung Ostsee auf, was im Zusammenhang mit der Herkunft dieser Verbindungen zu sehen ist. Beide Verbindungen gelangen hauptsächlich mit dem Flußwasser der Oberwarnow in das Unterwarnowgebiet. Dies ist auch der Grund für das erhebliche vertikale Konzentrationsgefälle. Mit zunehmender Vermischung des Flußwassers mit dem salzreichen, aber nährstoffarmen Ostseewasser kommt es zur Konzentrationsabnahme beider Verbindungen. Die mittlere Konzentrationsabnahme des Nitrates von der Station 1 bis zur Station 5 beträgt im Oberflächenwasser 77% und in Grundnähe 89%. Damit enthält

Tabelle 3

Mittelwerte der gelösten anorganischen Stickstoff- und Phosphorverbindungen (1977/1981), der organisch gebundenen Stickstoff- und Phosphorverbindungen (1979/1981) und des Orthosilikates (1979/1981) im Unterwarnowgebiet in $\mu\text{mol/dm}^3$

Station	Tiefe in m	$\text{NO}_3\text{-N}$	$\text{NO}_2\text{-N}$	$\text{NH}_4\text{-N}$	Summe anorg. N	org. geb. N	$\text{PO}_4\text{-P}$	org. geb. P	$\text{SiO}_4\text{-Si}$
1	0	110,2	2,54	35,2	147,9	79,0	2,64	6,18	143,0
1	3,8	75,2	2,10	36,5	113,8	68,5	3,08	8,63	87,2
2	0	91,5	2,15	35,1	128,8	114,8	3,17	6,12	113,0
2	7,3	40,3	1,50	29,5	71,3	89,2	3,45	5,58	54,5
3	0	70,6	2,15	39,0	111,8	71,7	4,24	6,75	88,0
3	7,3	30,9	1,28	28,6	60,8	50,0	2,93	5,35	46,0
4	0	58,4	1,90	27,1	87,4	68,6	3,37	6,36	52,0
4	7,5	27,0	1,03	16,4	44,4	39,7	2,07	3,18	33,8
5	0	25,4	0,95	12,8	39,2	45,7	1,63	2,86	26,0
5	13,5	8,2	0,65	8,1	17,0	27,0	1,21	2,38	16,5
6	0	58,7	1,70	20,1	80,5	46,8	2,80	3,84	50,0
6	4,4	49,6	1,60	20,5	71,7	39,3	2,93	3,72	48,6

das aus dem Unterwarnowgebiet ausströmende Wasser jedoch immer noch eine mittlere Nitratkonzentration, die mit $25,4 \mu\text{mol/dm}^3$ um etwa das 7fache über dem 3 Seemeilen nördlich Warnemünde im vorgelagerten Seegebiet gemessenen Wert liegt. Für den Ammonium- und Nitritstickstoff sowie das Orthophosphat ist nur in Grundnähe ein Konzentrationsgefälle in Richtung Ostsee festzustellen. Im Oberflächenwasser steigen die Ammonium- und Orthophosphatkonzentrationen bis zur Station 3 an, was ursächlich auf die Abwassereinleitungen aus der Zentralkläranlage Rostock-Bramow zurückzuführen ist. Im Oberflächenwasser der Station 5 werden mit $12,8 \mu\text{mol/dm}^3$ bzw. $1,63 \mu\text{mol/dm}^3$ etwa 3,8fach höhere Ammoniumkonzentrationen bzw. 2,7fach höhere Orthophosphatkonzentrationen als in der vorgelagerten See gemessen.

Neben der externen Belastung weisen die hohen Ammonium- und Orthophosphatkonzentrationen in den grundnahen Wasserschichten auf eine Sekundärbelastung des Gewässers hin. Besonders im südlichen Teil der Unterwarnow sind trotz erheblicher vertikaler Salzgehaltsunterschiede die höheren Ammonium- und Orthophosphatgehalte in Grundnähe festzustellen. In diesem Bereich

der Unterwarnow dürften Austauschprozesse an der Grenzfläche Wasser—Sediment den Nährstoffhaushalt des Gewässers stark beeinflussen.

Ab März 1979 wurde die Bestimmung des Gesamtstickstoffs und des Gesamtphosphors in das Untersuchungsprogramm aufgenommen. Der organisch gebundene Phosphor und Stickstoff wurde aus der Differenz von Gesamtphosphor und Orthophosphat bzw. Gesamtstickstoff und der Summe des anorganischen Stickstoffs berechnet. Wie der Tabelle 3 zu entnehmen ist, wird erst im unmittelbaren Mündungsbereich ein deutlicher Konzentrationsrückgang des organisch gebundenen Phosphors und Stickstoffes im Oberflächenwasser registriert. In Grundnähe ist ein Konzentrationsgefälle in Richtung Ostsee bereits ab Station 3 zu verzeichnen. Die im ausströmenden Unterwarnowwasser gemessenen Konzentrationen des organisch gebundenen Phosphors und Stickstoff sind etwa doppelt so hoch wie die im vorgelagerten Seegebiet im gleichen Zeitraum gemessenen Werte. 3 Seemeilen nördlich von Warnemünde wurde ein mittlerer Gehalt an organisch gebundenem Phosphor von $1,50 \mu\text{mol/dm}^3$ und organisch gebundenem Stickstoff von $20,7 \mu\text{mol/dm}^3$ für das Oberflächenwasser festgestellt. NEH-

RING und BRÜGMANN (1977) ermittelten nach UV-Aufschluß unfiltrierter Wasserproben für die westliche Ostsee mittlere Konzentrationen im 10-m-Tiefenniveau von $0,38 \mu\text{mol}/\text{dm}^3$ org. geb. P und $13,3 \mu\text{mol}/\text{dm}^3$ org. geb. N. Ende März 1975 wurde auf der Oderbank und östlich von Rügen eine deutliche Beeinflussung durch Festlandsabflüsse (Oderwasser) beobachtet. Neben sehr hohen anorganischen Konzentrationen wurden organische Phosphor- und Stickstoffwerte von $0,6-0,8 \mu\text{mol}/\text{dm}^3$ bzw. $19-21 \mu\text{mol}/\text{dm}^3$ ermittelt.

4.3.2.2. Jahreszeitliche Veränderungen der Nährstoffe

Die jahreszeitlichen Veränderungen der Nährstoffe weisen in Abhängigkeit vom Wasserhaushaltsgeschehen und den biologischen Verhältnissen im Gewässer sehr starke Schwankungen auf. Die mittleren Jahresgänge der gelösten anorganischen Stickstoffverbindun-

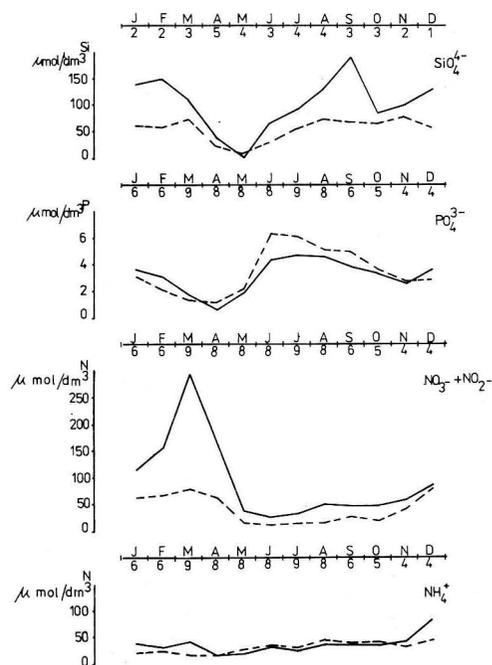


Abb. 6 Mittlere Jahresgänge der gelösten anorganischen Nährstoffverbindungen in der Unterwarnow
 — Oberfläche, - - - - Grundnähe,
 Zahl unter den Zeitachsen = Anzahl der Messungen

gen, des Orthophosphates und des Orthosilikates sind für die Station 2 in Abbildung 6 dargestellt. Diese für den südlichen Teil der Unterwarnow typischen jahreszeitlichen Veränderungen sind weniger stark ausgeprägt auch im Mündungsgebiet und im Breitling zu verzeichnen. Mit zunehmendem Ostseewassereinfluß tritt eine Abflachung des Kurvenverlaufes ein.

Die größten jahreszeitlichen Veränderungen sind für den Nitratstickstoff festzustellen. Der Jahresgang des Nitrates ist durch hohe Konzentrationen von November bis April und deutlich geringere Konzentrationen in den Sommermonaten gekennzeichnet. Die hohen Konzentrationen in den Wintermonaten sind auf die zu dieser Jahreszeit geringe biologische Aktivität im Gewässer zurückzuführen. Dies trifft prinzipiell auch auf die anderen Nährstoffe zu. Neben der „biologischen“ Beeinflussung des Nitratgehaltes üben die Festlandsabflüsse einen entscheidenden Einfluß auf die jahreszeitliche Veränderung dieser Verbindung im Unterwarnowgebiet aus. Das Maximum der Nitratkonzentrationen im März fällt zusammen mit den höchsten Festlandsabflüssen (siehe Abb. 2). Allgemein besteht eine enge Abfluß-Konzentrations-Beziehung für das Nitrat (Abb. 7). Das größte vertikale Konzentrationsgefälle des Nitrates ist in den Monaten mit den höchsten Festlandsabflüssen (Januar—April) zu verzeichnen.

Die Orthophosphatkonzentrationen zeigen eine zweigipflige Jahreskurve. Die in den Wintermonaten angereicherten, gelösten Phosphorverbindungen werden mit dem Beginn der Frühjahrsblüte durch die Assimilation des Phytoplanktons organisch gebunden. Die Folge ist eine Abnahme der Konzentrationen im freien Wasserkörper, die im April ihr Minimum erreicht. Ab Mai, besonders aber in den Sommermonaten, ist dann ein Anstieg des Orthophosphatgehaltes zu verzeichnen. Die Orthophosphatkonzentrationen liegen zu dieser Jahreszeit über den Konzentrationen, die in den Wintermonaten festzustellen sind. Die hohen sommerlichen Konzentrationen sind wahrscheinlich auf Austauschprozesse an

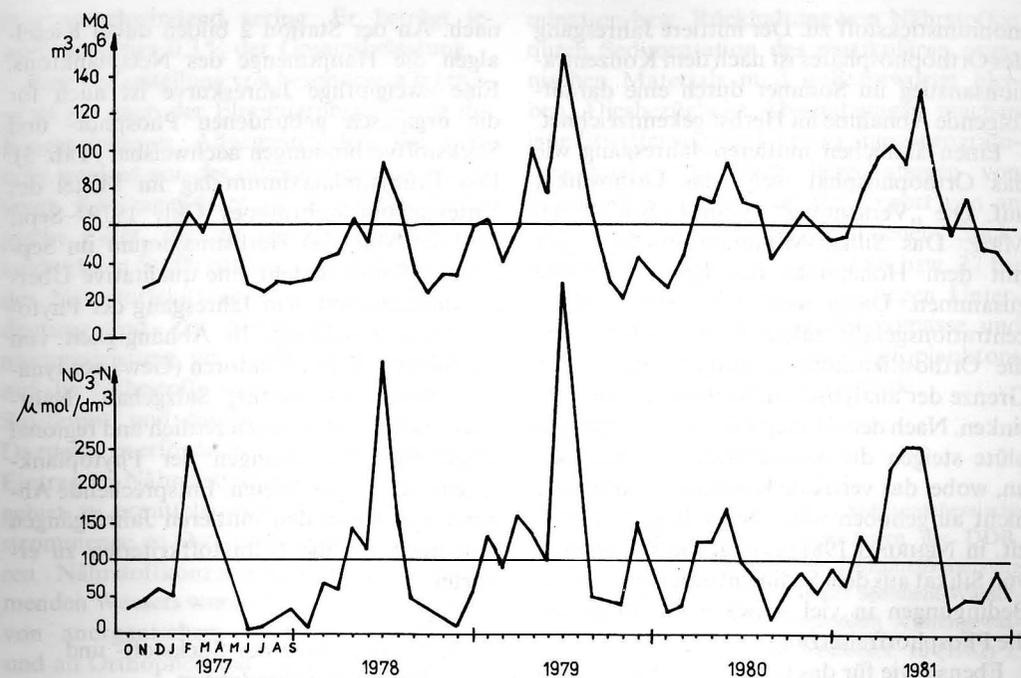


Abb. 7 Zusammenhang zwischen Festlandsabfluß und Nitratgehalt in der Unterwarnow

der Grenzfläche Wasser—Sediment zurückzuführen. Untersuchungen von BALZER (1978, zit. in NEHRING 1981) in der Kieler Bucht haben ergeben, daß die Nährstoffrückführung aus dem Sediment vor allem durch Abbauprozesse direkt an der Sedimentoberfläche und durch Bioturbation bestimmt wird. Dabei erfolgt die Nährstofffreisetzung vor allem beim Übergang vom oxischen zum anoxischen Milieu, wie auch die Untersu-

chungsergebnisse im Sommer 1981 in der Unterwarnow zeigen (Tab. 4). Hervorzuheben ist dabei der deutliche Anstieg der gelösten organischen Phosphorverbindungen. Trotz erheblicher haliner Schichtungen werden in der südlichen Unterwarnow die höheren Konzentrationen gelöster Phosphorverbindungen in Grundnähe gemessen. Diese Umkehrung der vertikalen Konzentrationsverteilung in den Sommermonaten trifft ebenso für den Am-

Tabelle 4 Phosphorrückführung aus dem Sediment in Abhängigkeit von den Sauerstoffbedingungen

Station	Tiefe m	Meßtermin	O ₂ mg/dm ³	PO ₄ -P μmol/dm ³	ges. gel. P μmol/dm ³
1	3,8	12. 5. 1981	8,3	0,32	2,36
1	3,8	25. 5. 1981	1,9	2,24	4,44
1	3,8	23. 9. 1981	3,1	4,75	4,75
1	3,8	30. 9. 1981	0	5,55	18,30
2	7,3	24. 8. 1981	3,9	0,32	3,16
2	7,3	23. 9. 1981	1,7	3,16	6,45

moniumstickstoff zu. Der mittlere Jahresgang des Orthophosphates ist nach dem Konzentrationsanstieg im Sommer durch eine darauffolgende Abnahme im Herbst gekennzeichnet.

Einen ähnlichen mittleren Jahresgang wie das Orthophosphat weist das Orthosilikat auf. Die „Verarmung“ beginnt ebenfalls im März. Das Silikat-Minimum im Mai fällt mit dem Höhepunkt der Kieselalgenblüte zusammen. Dabei wird das vertikale Konzentrationsgefälle aufgehoben. Auch können die Orthosilikatkonzentrationen bis an die Grenze der analytischen Nachweisbarkeit absinken. Nach dem Höhepunkt der Kieselalgenblüte steigen die Konzentrationen drastisch an, wobei das vertikale Konzentrationsgefälle nicht aufgehoben wird. Nach BALZER (1978, zit. in NEHRING 1981) erfolgt die Freisetzung von Silikat aus dem Sediment unter anoxischen Bedingungen in viel schwächeren Maße als die Phosphorfreisetzung.

Ebenso wie für das Orthophosphat ist auch für das Orthosilikat ein zweiter Konzentrationsrückgang im Herbst zu verzeichnen. Die Ursache dafür dürfte eine zweite Planktonblüte im Herbst sein. HÜBENER (1984) und SCHIEWER (1986) wiesen für die Biomasseentwicklung des Phytoplanktons in der südlichen Unterwarnow eine zweigipflige Jahreskurve mit Maxima im Frühjahr und Herbst

Tabelle 5

Mittlerer Jahresgang des organisch gebundenen Phosphors und Stickstoffs im Oberflächenwasser der Station 2 in $\mu\text{mol}/\text{dm}^3$ (1979/1981)

Monat	Phosphor	Stickstoff
Januar	4,51	84,9 (?)
Februar	6,02	27,6
März	4,10	77,7
April	4,79	87,8
Mai	9,78	112,5
Juni	6,82	89,6
Juli	5,23	58,0
August	3,54	75,7
September	9,78	91,2
Oktober	3,84	28,2
November	8,90 (?)	48,6
Dezember	6,18	—

nach. An der Station 2 bilden dabei Kieselalgen die Hauptmenge des Netzplanktons. Eine zweigipflige Jahreskurve ist auch für die organisch gebundenen Phosphor- und Stickstoffverbindungen nachweisbar (Tab. 5). Das Frühjahrsmaximum lag im Mittel des Untersuchungszeitraumes Okt. 1979—Sept. 1981 im Mai, das Herbstmaximum im September. Somit besteht eine qualitative Übereinstimmung mit dem Jahresgang der Phytoplanktonentwicklung. In Abhängigkeit von den äußeren Einflußfaktoren (Gewässerdynamik, Wassertemperatur, Salzgehalt, Nährstoffverhältnisse) können zeitlich und regional erhebliche Abweichungen der Phytoplanktonentwicklung auftreten. Entsprechende Abweichungen von den mittleren Jahresgängen sind auch für die Nährstoffkriterien zu erwarten.

4.3.3. Massenbilanz der Stickstoff- und Phosphorverbindungen

Trotz aller Unsicherheiten, die derartigen Abschätzungen innewohnen, ist die Aufstellung von Nährstoffbilanzen von großer Bedeutung. Kenntnisse über die Wege des Eintrages und den Verbleib von Schadstoffen, zu denen wegen ihrer eutrophierenden Wirkung auch die Stickstoff- und Phosphorverbindungen zählen, sind Voraussetzung für einzuleitende Schutzmaßnahmen (NEHRING 1981).

Bei Betrachtung der Unterwarnow ist zunächst die Kenntnis über die Höhe des Nährstoffeintrages in das vorgelagerte Seegebiet von Interesse. Aus den mittleren Stickstoff- und Phosphorkonzentrationen im Oberflächenwasser der Station 5 und dem mittleren Ausstrom aus der Unterwarnow wurde der Eintrag an Stickstoff- und Phosphorverbindungen in die Ostsee berechnet. Der Export von gelösten anorganischen Stickstoffverbindungen beträgt 799 t/a und der des Orthophosphates 76 t/a. Der Gesamtstickstoff- und Gesamtphosphoreintrag ist mit 2139 t/a bzw. 159 t/a deutlich höher. Gegenüber der von NEHRING (1981) angegebenen Gesamtbelastung der Ostsee von 794000 t N/a und 62000 t P/a ist der Anteil aus der Unterwar-

now verschwindend gering. Er beträgt jeweils nur etwa 0,3% der Gesamtbelastung.

Eine Fragestellung von besonderem Interesse ist die nach der Eliminierungsleistung der Küstengewässer. Allgemein gelten die mehr oder weniger von der offenen See abgeschlossenen Küstengewässer als natürliche biologische Filter, die für die Rückhaltung der landseitigen Stoffeinträge, insbesondere auch der Nährstoffeinträge, von sehr großer Bedeutung sind. Zur Abschätzung der Eliminierungsleistung der Unterwarnow bezogen auf die Nährstoffe wurde ein Vergleich von Stoffinput und Stoffoutput vorgenommen. Dazu war es erforderlich, auch den seeseitigen Eintrag an Nährstoffen in das Unterwarnowgebiet zu ermitteln. Aus der mittleren Einstrommenge an Ostseewasser und den mittleren Nährstoffkonzentrationen des einströmenden Wassers wurde ein seeseitiger Eintrag von anorganischem Stickstoff von 53 t/a und an Orthophosphat von 17 t/a berechnet. Aus den Ergebnissen der seeseitigen und landseitigen Nährstoffimporte in die Unterwarnow und dem Export aus der Unterwarnow kann für die anorganischen Nährstoffe eine Massenbilanz aufgestellt werden. Tabelle 6 enthält diese Teilbilanz. Nach diesen Berechnungen verlassen nur etwa 11% der der Unterwarnow zugeführten anorganischen Stickstoffverbindungen und rund 7% der Phosphorverbindungen das Gewässer als gelöste anorganische Verbindungen in Richtung Ostsee. Offen bleibt, wie hoch der an Schwebstoffe gebundene Export von Stickstoff und Phosphor ist. Auch die Frage nach der Eli-

Tabelle 6

Massenbilanz der anorganischen Stickstoff- und Phosphorverbindungen im Unterwarnowgebiet für den Zeitraum 1977—1981

	N in t/a	P in t/a
Import		
landseitig	6920	1082
seeseitig	53	17
Summe	6973	1099
Export	799	76

mination bzw. Rückhaltung von Nährstoffen durch Sedimentation des partikulären organischen Materials muß unbeantwortet bleiben. Diesbezügliche Abschätzungen machen eine Erweiterung des Untersuchungsprogrammes notwendig. Nach Berechnungen von SCHIEWER (1986) beträgt der Export von an Phytoplanktonbiomasse gebundenem Stickstoff und Phosphor 139 ... 339 t/a bzw. 27 bis 133 t/a. Diesen Berechnungen liegen Untersuchungen zur Phytoplanktonbiomasse und der Speicherkapazität des Phytoplanktons im Zeitraum 1982—1985 zugrunde.

Literatur

- BAADER, G.; SCHLUNGBAUM, G.: Sedimentchemische Untersuchungen in Küstengewässern der DDR. Teil 12: Untersuchungen zur Phosphatfreisetzung und zur Sauerstoffzehrung an der Sediment/Wasser-Kontaktzone in flachen eutrophen Küstengewässern. — Acta hydrochim. hydrobiol. **10** (1982) 2, 153—166.
- CORRENS, M.: Beitrag zur Hydrographie der Unterwarnow. — Acta hydrophys. **21** (1976) 3/4, 183 bis 226.
- FRANCK, H.: Zur jahreszeitlichen Variation des thermohalinen Geschehens im westlichen Bornholmbecken. — Beitr. Meereskd. **53** (1985), 3—16.
- FREUND, K.: Die Unterwarnow — gesellschaftliche Bedeutung, Belastung und Beschaffenheit. — 1977. — Rostock, Univ., Diss. B.
- HÜBENER, T.; GASE, G.; GENCIOVA, A.; KRÄMER, A.; MEHLKOPF, T.; PAULICKOVA, Z.; KELL, V.; SCHIEWER, U.: Biomasse, Primärproduktion und Sukzessionsfolge des Phytoplanktons in der Unterwarnow. — Wiss. Z. W.-Pieck-Univ. Rostock, 33. Jahrg., Naturwiss. R., H. 6 (1984), 43—52.
- KLOCK, W.: Phytoplanktonuntersuchungen im Brackwassergebiet der Unterwarnow. — Int. Rev. ges. Hydrobiol. **23** (1930), 305—416.
- MATTHÄUS, W.: Zur mittleren jahreszeitlichen Veränderlichkeit von Temperatur und Salzgehalt in der Mecklenburger Bucht. — Beitr. Meereskd. **50** (1984), 9—23.
- MATTHÄUS, W.: Mittlere jahreszeitliche und langzeitige Veränderlichkeit des Salzgehaltes im Arkonabecken. — Beitr. Meereskd. **53** (1985), 17—26.
- NEHRING, D.; BRÜGMANN, L.: Die Verteilung organischer Phosphor- und Stickstoffverbindungen in der Ostsee. — Acta hydrochim. hydrobiol. **5** (1977) 6, 533—539.

- NEHRING, D.; FRANCKE, E.: Hydrographisch-chemische Untersuchungen in der Ostsee von 1969—1978. — Geodätische und geophysikalische Veröffentlichungen, Reihe IV, H. 35 (1981).
- NEHRING, D.: Relation der Phosphor- und Stickstoffverbindungen untereinander und zu anderen chemischen Größen der Ostsee. — Beitr. Meereskd. 47 (1982), 51—60.
- NEHRING, D.: Langzeittrends des Phosphat- und Nitratgehalts in der Ostsee. — Beitr. Meereskd. 47 (1982), 61—86.
- NEHRING, D.: Nährstoffbilanzen der Ostsee. — Beitr. Meereskd. 47 (1982), 87—93.
- PORTER, H. C.: Abhängigkeit der Breitling- und Unterwarnowflora vom Wechsel des Salzgehaltes. — Archiv Verein Freunde Naturgesch. Mecklenburg 48 (1894), 79—105.
- SCHIEWER, U.: Belastbarkeit der Unterwarnow. — Forschungsbericht/Wilhelm-Pieck-Univ. — Rostock, 1986.

- SCHLUNGBAUM, G.: Sedimentchemische Untersuchungen in Küstengewässern der DDR. Teil 11: Phosphatadsorptionsgleichgewichte zwischen Sediment und Wasser in flachen eutrophen Küstengewässern. — Acta hydrochim. hydrobiol. 10 (1982) 2, 135—152.
- SCHOKNECHT, G.; CORRENS, M.: Untersuchungen über Salzhaushalt und Temperaturverhältnisse des Kleinen Haffs. — Wiss. Z. Humboldt-Univ. Berlin, Math.-Nat. R. XXII (1973) 6, 705—717.

Anschrift des Autors:

Dipl.-Chem. A. BACHOR
Wasserwirtschaftsdirektion Küste
Badenstraße 18
DDR-2300 Stralsund

Eingereicht: 15. April 1987
Zur Veröffentlichung angenommen: 2. Juni 1987

EBERHARD HAGEN, RUDOLF SCHEMAINDA

Mittlere und jahreszeitliche Strukturen im Unterstrom (UUC) des Auftriebsgebietes vor Nordwestafrika

Mit 11 Abbildungen und 2 Tabellen

Zusammenfassung: Auf drei küstensenkrechten Schnitten durch das Auftriebsgebiet vor Dakar (Senegal), Nouakchott und Nouadhibou (Mauretanien) werden die mittleren und jahreszeitlichen Strukturen der internen Massenfeldeigenschaften im Niveau des nach Norden gerichteten Auftriebsunterstromes (UUC) innerhalb einer 300 km breiten Zone vor dem Kontinentalschelfabhang untersucht. Der Vergleich dieser Beobachtungsergebnisse mit gemessenen und berechneten Wasserstands anomalien entsprechend der Theorie jahreszeitlich angeregter Rossbywellen zeigt, daß der UUC als Bestandteil derartiger Rossbywellen interpretiert werden kann und im Jahresverlauf das mitgeführte SACW in den offenen Atlantik exportiert. Die jahreszeitliche Position der Innertropischen Konvergenzzone (ITCZ) entlang der westafrikanischen Küste wird als ein hinreichender Indikator für den nach Westen gerichteten Abstrahlvorgang angesehen.

Abstract: Steady state and annual variations of the intermediate mass field are investigated for the upwelling undercurrent (UUC) flowing to the north off the continental shelf slope. The data used were acquired from three zonal sections crossing the coastal upwelling off Dakar (Senegal), Nouakchott and Nouadhibou (Mauretania) up to a slope distance of about 300 km. We concluded from a comparison between observed and calculated anomalies of the sea level that the UUC is an ingredient of annual forced Rossby waves. Those waves are radiated from the slope region into the open Atlantic. In this way the SACW is exported further offshore during the annual cycle. Furthermore, we show that the annual shifting of the Innertropical Convergence Zone (ITCZ) between trades is a sufficient indicator for the annual cycle of the radiation of such Rossby waves in the area of consideration.

Резюме: На трёх нормальных относительно берега разрезах через район апвеллинга впереди Дакар, Нуакшот, Нуадибу исследуются средние и сезонные структуры внутренних полей массы на уровне противтечения апвеллинга (UUC) вну-

три зоны шириной 300 км впереди отклонения континентального шельфа. Сравнение результатов наблюдений с измеренными и вычисленными аномалиями уровня поверхности моря по теории сезонно возбужденных волн Россби показывает, что UUC может представить собой часть этих волн Россби и переносит в течение года Южно-Атлантическую Центральную Воду (SACW) в открытый Атлантический океан. Сезонное положение внутритропической зоны конвергенции (ITCZ) вдоль западно-африканского шельфа считается достаточным признаком для направленной на запад дисперсии Россби.

Untersuchungsgegenstand

Die Untersuchung beruht auf den hydrographischen Meßergebnissen von FS „A. v. Humboldt“ entlang dreier Zonalschnitte im Auftriebsgebiet vor Nordwestafrika. Das Datenmaterial wurde aus den Jahren von 1970 bis 1984 aus Beobachtungen entlang der Zonalschnitte vor Dakar (14° 45' N), vor Nouakchott (17° 50' N) und vor Nouadhibou (20° 55' N) zusammengestellt, um durch indirekte Methoden den Jahresgang im Auftriebsunterstrom (UUC) zu beschreiben. Analysiert werden die Schichtmächtigkeit zwischen den Dichteflächen von $\sigma_t = 26,4$ und $\sigma_t = 26,7$ und der prozentuale Gehalt an Südatlantischem Zentralwasser (SACW) in dieser Schicht. Beide Größen werden als Indikatoren für das Zeitverhalten des UUC angesehen, der im Untersuchungsgebiet westwärts der Schelfkante in Tiefen von 100 m bis 300 m nach Norden setzt.

Ausgehend von der Erhaltung der potentiellen Vorticity des UUC innerhalb der ausgewählten Schicht werden die monatlichen

Einzelbeobachtungen aus verschiedenen Jahren auf die Mitte des jeweiligen Monats projiziert und in ihrer monatlichen Folge zu Jahrgängen zusammengesetzt. Unter Ausnutzung der Erhaltungseigenschaft des Signals des Jahresganges erfolgt eine Glättung der Jahresverläufe durch ein fünffach übergreifendes Mittel.

Die erhaltenen Jahrgänge werden in Abhängigkeit von der Küstentfernung (x) über die Monatsfolge (t) dargestellt und mit den entsprechenden Mustern der Wasserstands anomalien verglichen, die sich aus der linearen Theorie für jahreszeitlich angeregte Rossbywellen ergeben. Die Vergleichskriterien sind durch die Übereinstimmung der nach Westen gerichteten Verlagerungsgeschwindigkeit und durch die Raum-Zeit-Folge der Extremwerte gegeben.

1. Einleitung

Die jahreszeitliche Position des großmaßstäbigen Wasserauftriebs wird nach den Untersuchungen von SCHEMAINDA, NEHRING, SCHULZ (1975) und WOOSTER, BAKUN, MC LAIN (1976) vor Nordwestafrika entscheidend durch die Nord-Südverlagerung des Nordostpassates bestimmt.

Das Aufquellen des Auftriebswassers erfolgt aus Tiefen von 100 m bis 300 m unmittelbar über dem Schelf. Hier sorgt es mit seinem Nährstoffreichtum für die Herausbildung einer üppigen Produktion von Phyto- und Zooplankton, die als Grundlage für den dortigen Fischreichtum fungiert (CUSHING 1971). SPETH, DETLEFSEN, SIERTS (1978) weisen beispielsweise nach, daß die Gebiete mit küstennahem Auftriebswasser an der Meeresoberfläche im Vergleich zu den Bereichen des angrenzenden offenen Atlantiks eine mittlere Temperaturdifferenz im Intervall von 3 bis 6 K aufweisen. In der küstennahen Zone vor Nordwestafrika können derartige Temperaturunterschiede ganzjährig zwischen 20° N und 25° N beobachtet werden. Hier liegt das Gebiet mit ganzjährigem Wasserauftrieb. Nördlich und südlich von dieser permanenten Auftriebs-

zone unterliegt der Auftriebsprozeß einer starken jahreszeitlichen Abhängigkeit. Dabei sind die dynamischen Wirkgrößen des Wasserauftriebs über ein breites Spektrum von Raum- und Zeitskalen verteilt. Das zeitliche Verhalten des küstennahen Wasserauftriebs besitzt naturgemäß den Charakter eines stochastischen Prozeßablaufes. Eine für praktische Belange der Fischerei wichtige Fragestellung liegt im Nachweis von charakteristischen Rhythmen des scheinbar diskontinuierlichen Auftriebes. Durch zielgerichtete Meßstrategien wurde der experimentelle Nachweis für die Möglichkeit einer festen Zuordnung von Raum- und Zeitskalen erbracht, beispielsweise im Zeitbereich von Tagen bis zu mehreren Wochen ist diese Zuordnung durch die Dynamik von Kontinentalschelfwellen und topographischen Rossbywellen erklärbar. Eine ausführliche Übersicht zu diesem Problemkreis der Auftriebsdynamik wurde von MYSAK (1980) vorgelegt.

Der Auftriebsunterstrom (UUC) ist nach den wegweisenden Ergebnissen von YOSHIDA (1967) ein wesentlicher Bestand der mehrmonatigen Auftriebsdynamik. Dieser Unterstrom ist der winderzeugten Strömung der Deckschicht entgegengerichtet. Er wirkt in diesem Sinne als Gegenstrom. Im Auftriebsgebiet vor der Küste Mauretaniens wird der Gegenstrom in Tiefen zwischen 100 m und 300 m vor dem Schelfabhang gemessen. Er transportiert Südatlantisches Zentralwasser (SACW) von niederen in höhere Breiten (HAGEN und SCHEMAINDA 1984). Auf seinem Weg nach Norden vermischt sich das SACW des UUC mehr und mehr mit dem Nordatlantischen Zentralwasser (NACW). Die Konzentration des prozentualen SACW-Gehaltes nimmt daher von Süden nach Norden ab. So speist der UUC vor Dakar mehr SACW in den küstennahen Wasserauftrieb ein als beispielsweise im Gebiet vor Nouadhibou. Fallstudien offenbaren, so von HAGEN u. a. (1986) für die Zeit von März/April 1983, daß über dem Schelf vor Nouakchott das Auftriebswasser noch mehr als 90% SACW enthalten kann.

Im Vergleich zum NACW zeichnet sich

das SACW des UUC nach TOMCZAK (1973) durch ein intermediäres Minimum im Salzgehalt aus. Durch dieses Minimum kann der Verlauf des UUC indirekt durch hydrographische Beobachtungen identifiziert werden. Beide Zentralwasserarten sind unter anderem durch eine lineare Regression zwischen Temperatur (T) und Salzgehalt (S) ausgezeichnet. Für die lineare $T-S$ -Relation kann der Vermischungsprozeß zwischen NACW und SACW nach den Untersuchungen von KIRWAN (1983) als isopyknisch angesehen werden. Damit wird ein Austausch von Wassereigenschaften durch die Dichteflächen ausgeschlossen. Werden die Beobachtungsergebnisse auf einer konstanten Dichtefläche in Beziehung zu den Regressionsgeraden von NACW und SACW gesehen, dann resultiert daraus das prozentuale Verhältnis des Mischungsgrades zwischen beiden Wasserarten.

Im folgenden unterstellen wir, daß der prozentuale Gehalt an SACW innerhalb der Schicht des UUC einen direkten Schluß auf den Massentransport im UUC zuläßt. Wir fassen diese Voraussetzung als eine Forderung nach Proportionalität zwischen Massentransport im UUC und dem SACW-Gehalt auf. Die unbekannte Proportionalitätskonstante wird dann nicht von Bedeutung sein, wenn es um die Analyse von Anomalien geht.

Nach den Ergebnissen von WERNER und HICKEY (1983) aus dem Auftriebsgebiet vor Kalifornien kann erwartet werden, daß der Transport im UUC durch einen internen Druckgradienten in küstenparalleler Richtung gesteuert wird. Da derzeit die Beschreibung des Jahresganges im UUC nur durch indirekte Methoden zugänglich ist, bietet sich zur Untersuchung des meridionalen Druckgradienten die Änderung der Schichtdicke des UUC von Süden nach Norden an.

Zur Verdeutlichung der grundlegenden Zusammenhänge zwischen Windanregung und Stromfeld in Gebieten mit Ostrandströmung folgen wir den Ausführungen von PHILANDER und YOON (1982). Wenn diese Beschreibung auch für den stark idealisierten Fall eines ebenen Meeres mit steilem Ufer zutrifft, so enthält sie dennoch in aller Kürze die wesent-

lichsten Aussagen zum Zeitverhalten und zu den räumlichen Strukturen des Stromfeldes.

Das „Einsetzen“ des Nordostpassates löst an seiner Südgrenze, vergleiche Abschnitt 2.2., eine Kelvin-Wellenfront aus. Diese Front läuft nach Norden und hat das Windgebiet etwa nach 7 bis 14 Tagen durchlaufen. Hinter dieser Front werden die küstenparallelen Druckgegensätze arretiert. Die monatlichen Druckgradienten folgen den Variationen in der küstenparallelen Komponente der Windschubspannung ohne Zeitverzug. Sie erzeugen südwärts gerichtete Strömungen an der Oberfläche und nordwärts gerichtete Unterströme in den Zwischenschichten.

Nach SUGINOHARA und KITAMURA (1984) wird bei Berücksichtigung eines typischen Schelfprofils das beschriebene Verhalten der Kelvinwelle durch topographische Rossbywellen ersetzt, die ihrer Natur nach weder interne Kelvinwellen noch barotrope Schelfwellen sind. Das Stromfeld folgt den Änderungen im Wind ohne Zeitverzug. Es entsteht ein System von Nord- und Südströmungen, das als Bestandteil niederfrequenter Rossbywellen vom Schelfabhang nach Westen in Richtung des offenen Atlantiks abgestrahlt wird. Die küstensenkrechte Breite des UUC bleibt nicht mehr, wie bei YOSHIDA (1967), auf den Maßstab des baroklinen Rossbyradius beschränkt, sondern wird durch die Entfernung bestimmt, die die Rossbywelle im Verlaufe eines Jahres nach Westen zurücklegt. Dieser Vorgang wird auch als Dispersion des UUC in Form von Rossbywellen bezeichnet. Nach der Ablösung des UUC von der Zone der Schelfkante setzt unter dem Einfluß des Jahresganges im Wind erneut der Aufbau des UUC vor der Schelfkante ein. Das Ergebnis sind zonal angeordnete intermediäre Strömungsmuster mit alternierenden Nord- und Südströmungen.

Die Ausdehnung der alternierenden Strukturen wird durch die Abstrahlgeschwindigkeit und durch die Periode des Jahresganges bestimmt. Die zonale Strombreite kann in der Größenordnung von einigen hundert Kilometern erwartet werden. Da der Auftriebsunterstrom vor der Schelfkante eine Quelle

für den Einschub von SACW in den küstennahen Wasserauftrieb über dem Schelf ist und er selbst durch den meridionalen Druckgradienten des großmaßstäbigen Massenfeldes ausbalanciert wird, ist die Kenntnis seines jahreszeitlichen Verhaltens notwendig, um den regulären Jahresgang im Wasserauftrieb verstehen zu können.

Da vor Nordwestafrika bisher ein Nachweis für das jahreszeitliche Verhalten des UUC durch Strömungsmessungen fehlt, wird im folgenden der Versuch unternommen, eine Information darüber durch indirekte Methoden zu erhalten. Das Anliegen dieser Arbeit kann nur darin bestehen, daß aus den verfügbaren Daten für das Untersuchungsgebiet ein erster Beleg für einen wahrscheinlichen Jahresgang im UUC zusammengestellt wird. Dabei wird davon ausgegangen, daß das Signal des Jahresganges im Geschwindigkeitsspektrum des Stromfeldes über benachbarte Periodenbereiche dominiert.

Unter den oben genannten Einschränkungen erheben die nachfolgenden Betrachtungen keinen Anspruch für einen gesicherten Nachweis der jahreszeitlichen Veränderungen im UUC. Sie sind als erste Beobachtungshinweise für wahrscheinliche Reaktionsmuster des UUC auf die jährlichen Anregungen aufzufassen. Da die erhaltenen Monatswerte auf Einzelmessungen beruhen, unabhängig vom Jahr der Messungen, muß auf eine Fehleranalyse verzichtet werden. Daß ein derartiges Vorgehen zu einem realen Informationsgewinn führen kann, zeigten die Abschätzungen des Jahresganges im Transport des Äquatorialen Unterstromes von KATZ u. a. (1981).

In den weiteren Erörterungen wird ein Koordinatensystem genutzt, dessen x -Achse nach Osten, dessen y -Achse mit der Küstenlinie zusammenfallend nach Norden und dessen z -Achse aufwärts gerichtet ist.

2. Untersuchungsgebiet

2.1. Stationsübersicht und Bodentopographie

Das Untersuchungsgebiet liegt im Bereich des küstennahen Wasserauftriebs zwischen 15° N

im Süden (Cap Vert) und etwa 21° N im Norden (Cap Blanc). Zonal erstreckt es sich annähernd von 17° W bis 20° W. Eine Übersicht über die drei ausgewählten Zonalschnitte und deren Standardpositionen vermittelt Abb. 1. Diese Beobachtungspositionen waren Bestandteil des DDR-Beitrag zum internationalen Projekt „Cooperative Investigations of the Northern Part of the Eastern Central Atlantic“ (CINECA).

Die in Abb. 1 dargestellte Konfiguration der Bodentopographie zeigt durch die Iso-

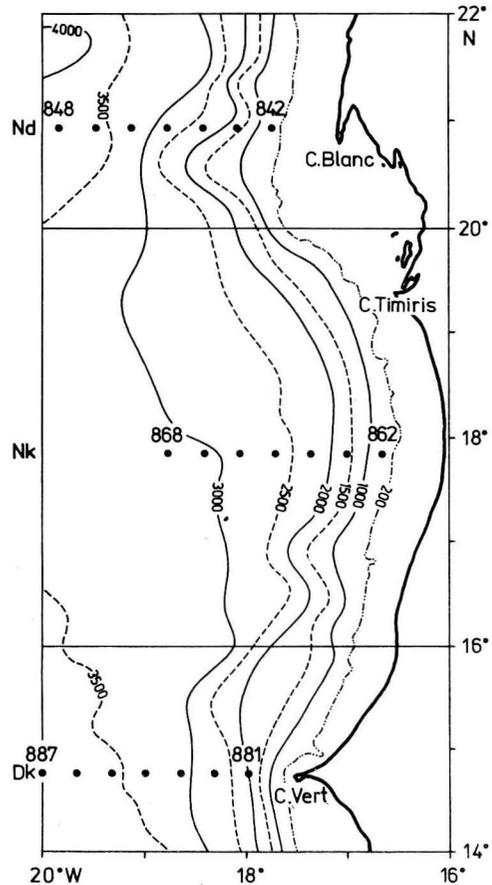


Abb. 1

Untersuchungsgebiet mit Verlauf ausgewählter Iso-bathen (m) und der Lage der drei bearbeiteten Zonalschnitte vor Dakar (Dk), vor Nouakchott (Nk) und vor Nouadhibou (Nd)

Ziffern an den Stationspositionen geben die Stationsbezeichnung während der Arbeiten von FS „A. v. Humboldt“ in den Jahren 1970 bis 1984 an.

bathenverläufe eine typische Besonderheit des Untersuchungsgebietes. Die Tiefenlinien sind entlang der Schelfkante, die annähernd durch die 200-m-Isolinie gekennzeichnet wird, gedrängt. Sie verlaufen zwischen Dakar und Nouakchott von Südwesten nach Nordosten und zwischen Nouakchott und Nouadhibou von Südosten nach Nordwesten. Die küstensenkrechten Änderungen in der Wassertiefe verringern sich mit Annäherung an die Kap-Verden-Terrasse. Hier liegen die Wassertiefen zwischen 3500 und 4000 m.

Für jede der verwendeten Standardpositionen entlang der in Abb. 1 gezeigten drei Zonalschnitte wurden alle verfügbaren Echo-lotmessungen genutzt, um ein typisches Schelfprofil entlang der Schnitte zu konstruieren. Diese Profile sind in der Abb. 2 dargestellt. Aus dieser Darstellung ist ersichtlich, daß zwischen den Küstenentfernungen von 45 km und 224 km in erster Näherung für das Profil vor Nouadhibou (Nd) und vor Nouakchott (Nk) ein linearer Abfall von $-2 \cdot 10^{-2}$ angenommen werden kann. Vor

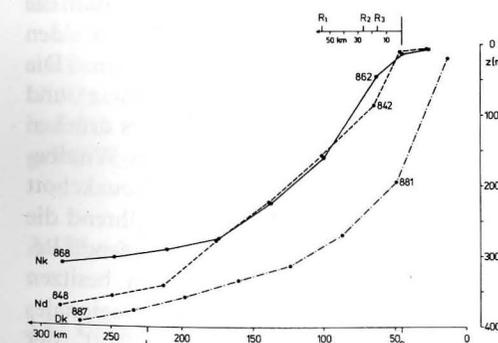


Abb. 2

Tiefenprofile entlang der in Abb. 1 gezeigten Zonalschnitte, erhalten aus den Echo-lotmessungen aller verfügbaren Expeditionen vor Dakar (Dk), vor Nouakchott (Nk) und vor Nouadhibou (Nd)

Für jeden Zonalschnitt sind die Stationsbezeichnungen der küstennächsten und küstenfernsten Stationen angegeben, die für die Auswertung genutzt worden sind; die Lage der Schelfkante wurde mit S bezeichnet und das Ende des Kontinentalabhanges mit L; für einen Größenvergleich sind die internen Deformationsradien der ersten drei Moden nach Tabelle 1 angegeben.

Dakar (Dk) ist der Abfall steiler. Allgemein bezeichnen wir den Bereich zwischen den Entfernungen S und L in Abb. 2 als Kontinentalabhang. Das Schelfgebiet befindet sich zwischen der Küste und dem Ort S .

2.2. Klimatologische Windbedingungen

Nach den Monatskarten des Deutschen Hydrographischen Instituts (DHI 1956) liegt das Südgebiet zwischen Dakar und Nouakchott von Mitte Juni bis Ende September außerhalb der Region, die der Nordostpassat zwischen seiner mittleren Nordgrenze (NGNEP) und seiner mittleren Südgrenze (SGNEP) einnimmt. Das Nordgebiet zwischen Nouakchott und Nouadhibou liegt auf der Länge von 18° W nach Abb. 3 ganzjährig unter dem Einfluß des Nordostpassates. Die mittlere jährliche Meridionalausdehnung des Nordostpassates beträgt etwa 1500 km. Sie erreicht ihr Maximum mit 1900 km im Juli und ihr Minimum mit etwa 1100 km im November. Daraus resultiert eine meridionale Kontraktion und Ausdehnung des Windfeldes um 800 km entlang 18° W. Die meridionale Verlagerungsgeschwindigkeit beträgt bei Kontraktion etwa $6,2 \cdot 10^{-2} \text{ ms}^{-1}$ bei gleichzeitiger Verlagerung nach Süden in der Zeit von Juli bis November. Die Südverlagerung stagniert von Januar bis Februar, um dann bis Juli und August in eine Wanderung nach Norden umzuschlagen. Die Nordverlagerung des Nordostpassates geht einher mit einer meridionalen Ausdehnung des Windfeldes. Die daran gebundenen Verlagerungsgeschwindigkeiten sind um den Faktor zwei geringer als während der Kontraktionsphase. Durch die Darstellung der Abb. 3 wird deutlich, daß das Untersuchungsgebiet im Verlaufe eines Jahres durch die unterschiedlichen Bedingungen für den Nordostpassat ebenso wie durch die Bodentopographie in ein Nord- und in ein Südgebiet unterschieden werden kann. Die Grenze zwischen beiden Regionen wird auf der geographischen Breite von Nouakchott gefunden. In diesem Sinne verdeutlichen die drei küstensenkrechten Schnitte in Abb. 1 die Verhältnisse des Nordgebietes auf der Breite von

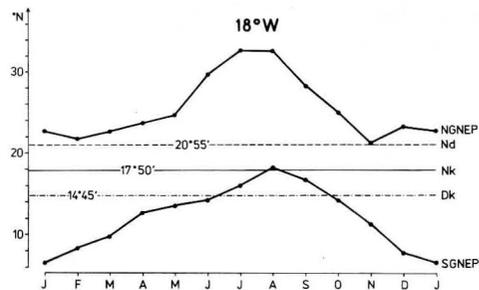


Abb. 3

Jahreszeitliche Position der klimatologischen Nord- (NGNEP) und Südgrenze des Nordostpassates (SGNEP) entlang des Meridians von 18° W nach den Monatskarten des DHI (1956)

Die geographischen Breiten der Zonalschnitte vor Dakar (Dk), vor Nouakchott (Nk) und vor Nouadhibou (Nd) sind durch Geraden eingetragen.

Nouadhibou, die des Südgebietes auf der Breite von Dakar und die der Übergangzone auf der Breite von Nouakchott. Unter diesen Bedingungen ist von vornherein nicht mit einer einheitlichen Reaktion des Auftriebsunterstromes auf die jahreszeitliche Anregung durch den Nordostpassat für das ganze Untersuchungsgebiet zu rechnen.

Für die Beschreibung der Jahresgänge des Windfeldes im Untersuchungsgebiet standen zwei Quellen zur Verfügung.

Einmal sind es die von KIRK und SPETH (1985) vorgelegten Windwerte von den Flughäfen Nouadhibou (21° N, 17° W), Nouakchott (18° N, 16° W) und Dakar (15° N, 18° W). Diese Daten stammen aus den Jahren von 1972 bis 1980.

Ferner waren die von PICAUT u. a. (1985) zusammengestellten Monatskarten für die Windschubspannung in Betrag und Richtung verfügbar. Diese Angaben beziehen sich auf Felder von zwei Grad in der Breite und fünf Grad in der geographischen Länge. Die Daten beruhen auf Schiffsbeobachtungen aus der Zeit von 1964 bis 1979.

Die Zahlenangaben resultieren aus dreimaligen Ablesungen der monatlichen Darstellungen. Anschließend wurde daraus der arithmetische Mittelwert errechnet, der für die weitere Bearbeitung Verwendung fand. Da gegenwärtig keine anderen Daten mit ver-

fügbaren räumlicher Homogenität zur Erschließung der Windverhältnisse im Untersuchungsgebiet verfügbar waren, können keine monatlichen Varianzen angegeben werden.

Aus dem Betrag der ermittelten Windschwindigkeit $|V_w|$ und der Windrichtung wurden dann die Komponenten der Windschubspannung $\tau^{x,y}$ mit Hilfe der Zahlenwertgleichung (1) berechnet:

$$\tau^{x,y} = 1,594 \cdot 10^{-3} \cdot |V_w| \cdot (U_w, V_w). \quad (1)$$

Darin sind U_w und V_w die zonale und meridionale Windkomponente in x - und y -Richtung unseres Koordinatensystems. Ein negatives Vorzeichen kennzeichnet die Windschubspannung mit Richtung nach Westen und Süden. Die von PICAUT u. a. (1985) angegebene Dimension wurde durch den in Beziehung (1) angegebenen Koeffizienten umgerechnet in die Maßeinheit $N \cdot m^{-2}$. Um einen Vergleich der so bestimmten Komponenten der Windschubspannung mit eventuell vorhandenen anderen Datensätzen zu ermöglichen, sind diese Werte in Tabelle 2 zusammengestellt worden. Die dort aufgelisteten Monatsmittelwerte zeigen deutlich, daß die Flughafenbeobachtungen (KS) von den Schiffsbeobachtungen (P) abweichen. Die Jahresverläufe selbst sind jedoch für τ^x und τ^y qualitativ vergleichbar. Besonders drücken sich die orographisch beeinflussten Windbedingungen auf dem Flugplatz von Nouakchott in den Werten von Tab. 2 aus. Während die Jahresgänge nach (P) für τ^y abnehmende Beiträge von Nord nach Süd ausweisen, besitzen die Werte für τ^y nach (KS) ein regionales Minimum am Flughafen Nouakchott, der vergleichsweise weit von der Küstenlinie entfernt liegt. Aus diesem Grunde betrachten wir für die Beschreibung der Jahresgänge im Windfeld des Untersuchungsgebietes die (P)-Werte als repräsentativ.

Im Nordatlantik wirkt der winderzeugte Impulsaustausch auf die Tiefenlage der Dichtsprungschicht nach Untersuchungen von EMERY, LEE, MAGAARD (1984) bis zu einer Tiefe von 250 m. So kann der Jahresgang im Windfeld die internen Druckgegensätze im Tiefenbereich des UUC beeinflussen. Bezüg-

lich dieser Zeitskala konnten PHILANDER und YOON (1982) aus numerischen Modellrechnungen schlußfolgern, daß zwischen den Windänderungen und der nachfolgenden Reaktion des Stromfeldes in Küstennähe keine Zeitverzögerung zu erwarten ist. Infolgedessen ist für das Signal des Jahresganges im Feld des Nordostpassates eine entsprechende Reaktion im Auftriebsunterstrom und im küstennahen Wasserauftrieb zu erwarten. Diese Betrachtungsweise vernachlässigt die Wirkung eines großräumigen internen Druckgradienten in der Zone des Kontinentalabhangs als „äußere Kraft“ auf den Unterstrom. Nach den Ergebnissen von WERNER und HICKEY (1983) ist eine derartige Beeinflussung des UUC durch großskalige intermediäre Strömungen nicht auszuschließen. Im folgenden sollen diese Effekte jedoch unberücksichtigt bleiben, da es für die Existenz einer stationären Strömung innerhalb der intermediären Schichten des Untersuchungsgebietes keinen gesicherten Beobachtungshinweis gibt. Hinsichtlich ausführlicher theoretischer Erörterungen über die Dynamik des UUC verweisen wir auf die Ausführungen von MC CREARY (1981).

Unter Beachtung des bisher Gesagten wird ein Beleg für die jahreszeitliche Reaktion des UUC angestrebt. Der Nachweis des UUC wird indirekt durch den SACW-Gehalt einer ausgewählten Dichteschicht erbracht.

3. Rossby-Wellen und ihre Wirkung

3.1. Dispersionsbeziehung

Die Dispersionsbeziehung regelt in der Wellendynamik die Zuordnung der Zeit- zu den Raumskalen. Für den Fall der Rossby-Wellen ist sie analytisch nur für den Fall des ebenen Bodens angebar. Durch die reale Bodentopographie kommt es zu Wechselwirkungen zwischen den unterschiedlichen Moden des vertikalen Eigenwertproblems. Unter der Voraussetzung, daß die meridionalen Wellenlängen im Vergleich zu den zonalen Wellenlängen λ^x mit der Wellenzahl $k = 2\pi/\lambda^x$ sehr lang sind, vergleiche beispielsweise KRAUSS

und WUEBBER (1982), ergibt sich die Beziehung

$$k^2 + (\beta/\omega)k + R^{-2} = 0. \quad (2)$$

Darin ist β die Änderung der Coriolis-Frequenz f in y -Richtung. Die Frequenz $\omega = 2\pi/T$ wird durch die Periode T festgelegt. Der Rossby-Radius ist $R = c/f$ mit der Phasengeschwindigkeit c für schichtungsabhängige Gravitationswellen.

Für die zonale Wellenzahl k resultiert aus der Gleichung (2) für Ostrandstromgebiete die Lösung

$$-k = \beta/(2\omega) + [\beta^2/(4\omega^2) - R^{-2}]^{1/2}. \quad (3)$$

Gemäß der Beziehung (2) resultiert die Gruppengeschwindigkeit

$$c_g = \partial\omega/\partial k = -(2\omega k + \beta)/(k^2 + R^{-2}). \quad (4)$$

Für $c_g = 0$ folgt die maximal mögliche Frequenz

$$\omega_{\max} = -\beta/2k \quad (5.1)$$

bzw.

$$\omega_{\max} = -\beta R/2, \quad (5.2)$$

da der Zusammenhang

$$k(\omega_{\max}) = R^{-1} \quad (6)$$

gilt. Die maximal mögliche Phasengeschwindigkeit für freie Rossbywellen ist mit Hilfe von (5) und (6) durch

$$u = \omega_{\max}/k = -\beta/2k^2 = -\beta R^2/2 \quad (7)$$

gegeben. Das negative Vorzeichen verdeutlicht die nach Westen gerichtete Ausbreitungsrichtung.

Die durch (7) abschätzbare Abstrahlgeschwindigkeit u ist in den Lösungen (10) für die angeregten Rossby-Wellen enthalten. Ihr doppelter Wert entspricht annähernd dem „aktuellen“ Wert ω/k , der sich mit Hilfe der Wellenzahl k gemäß (3) für die Anregungsperiode $T_0 = 365$ d bestimmen läßt; vergleiche Tab. 1.

Betrachtet man den doppelten Wert der Ausbreitungsgeschwindigkeit u , dann ergibt sich aus (7) die Schreibweise

$$2u = s = -\beta R^2. \quad (8)$$

Tabelle 1

Rossby-Radien R_n für die ersten drei Eigenwerte des vertikalen Eigenwertproblems mit der Phasengeschwindigkeit der Gravitationswellen c_n , der kritischen Zeit T_{rn} für das Abstrahlen der Rossby-Wellen, der nach Westen gerichteten maximalen Ausbreitungsgeschwindigkeit $-u_n$ sowie die maximal erreichbare Distanz $-L_n$, die derartige Muster im Verlaufe eines Jahres $T_0 = 365$ d zurücklegen

Die mode-abhängige Phasengeschwindigkeit ω/k entspricht etwa dem doppelten Wert der maximal möglichen Geschwindigkeit s ; entsprechend verhalten sich die im Jahresverlauf möglichen Abstrahlentfernungen. Der in der Abb. 10 und Abb. 11 eingetragene Wert $s_2 = 1,42 \cdot 10^{-2}$ ist etwas größer als der aktuelle Wert $(\omega/k)_{n=2} = 1,18 \cdot 10^{-2}$. Im Rahmen der möglichen Zuordnung der Muster in der Zonal-Zeit-Verteilung wird diese Diskrepanz im folgenden unberücksichtigt bleiben.

Das Untersuchungsgebiet ist unterteilt in ein Nordgebiet (NG) zwischen Nouadhibou und Nouakchott und in ein Südgebiet (SG) zwischen Nouakchott und Dakar; vgl. Abb. 1.

mode	R_n	$c_n = R_n f$		$T_{rn} = 4\pi/(\beta R_n)$	$-2u_n = \beta R_n^2$	$-L_n = u_n T_0$	$-\frac{\omega}{k}$	$-\frac{\omega}{k} T_0$	
		km	ms^{-1}						d
n	NG		SG						
	1	55,8	2,70	2,28	130	$6,24 \cdot 10^{-2}$	982	$6,02 \cdot 10^{-2}$	1899
2	26,6	1,29	1,09	273	$1,42 \cdot 10^{-2}$	223	$1,18 \cdot 10^{-2}$	371	
3	17,7	0,86	0,72	411	$0,64 \cdot 10^{-2}$	99	$(0,82 \cdot 10^{-2})$	(259)	

Wie später gezeigt werden soll, ist die Form (8) durchaus nützlich. Die küstensenkrechte Entfernung, bis zu der sich die Rossbywellen von der Ostküste in Richtung Westen ausbreiten, resultiert im Verlaufe eines Jahres aus $-L = uT_0$. Darin ist $T_0 = 365$ d die Jahresperiode.

Erwartungsgemäß wird die jahreszeitliche Reaktion des Strom- und Massenfeldes nicht durch freie, sondern durch angeregte Wellen geprägt. Die Anregung erfolgt vorwiegend durch die meridionale Windkomponente, die den auftriebswichtigen ablandig gerichteten Ekman-Transport E^x innerhalb der Deckschicht bestimmt. Die Ergebnisse von CARTON und PHILANDER (1984) zeigten, daß die Wirkung der Rotation der Windschubspannung auf den Wasserauftrieb erst für Zeiten länger als 50 Tage wirksam wird und dies in Gebieten, die außerhalb der 300 km breiten Küstenzone liegen. Innerhalb dieses küstennahen Gebietes ist die Betrachtung des Jahresganges von τ^y ausreichend. Die Analyse klimatologischer Windfelder für das Untersuchungsgebiet, die durch KRAUSS und WUEBBER (1982) durchgeführt wurde, um die Anregung von Rossby-

wellen in einem numerischen Modell zu simulieren, wies nach, daß sich τ^y innerhalb der 300-km-Zone in Richtung Westen nicht verändert.

3.2. Parameterübersicht

In den nachfolgenden Betrachtungen akzeptieren wir für das Untersuchungsgebiet folgende Annahmen:

- Die Anregung jahreszeitlicher Rossby-Wellen erfolgt primär durch zeitliche Variationen in τ^y .
- Die „örtliche“ Anregung der jahreszeitlichen Rossby-Wellen erfolgt für ein Gebiet, das wesentlich größer ist als das in Abb. 1 dargestellte Untersuchungsgebiet.
- Die Anregung der jahreszeitlichen Fluktuationen im Strom- und Massenfeld durch τ^y ist so kräftig, daß sich die Auswirkungen in den Daten wiederfinden lassen, die unabhängig vom Jahr der Beobachtung nach Monaten geordnet werden.
- Die Ergebnisse der Rechnungen für einen ebenen Meeresboden und senkrechtetes Ufer sind von so grundlegender Aussage-

Tabelle 2

Mittlere monatliche Werte der Windschubspannung für die Zonalkomponente τ^x (positiv nach Osten) und die Meridional Komponente τ^y (positiv nach Norden) aus den graphischen Darstellungen von KIRK und SPETH (1985) (KS) für die Jahre 1972 bis 1980 sowie aus den Monatskarten von PICAUT u. a. (1985) (P) für den Zeitraum von 1964 bis 1979. Zahlenangaben sind zu lesen in $\text{Nm}^{-2} \cdot 10^{-2}$. Für das Gebiet von Nouadhibou (Nd) beziehen sich die P-Werte auf das Feld von $(20^\circ - 22^\circ \text{ N}, 16^\circ - 18^\circ \text{ W})$, während bei gleichem Längenintervall das Breitenintervall vor Nouakchott (Nk) von $(16^\circ - 20^\circ \text{ N})$ und vor Dakar (Dk) von $(14^\circ - 16^\circ \text{ N})$ beträgt. Die KS-Angaben beziehen sich auf die Positionen der Flughäfen. (Die Jahresmittelwerte wurden unter \bar{x} und deren Standardabweichung unter $\pm \sigma$ eingeordnet. Rechts unten sind die Gesamtmittelwerte $\bar{\tau}^x$ und $\bar{\tau}^y$ angegeben).

		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	\bar{x}	$\pm \sigma$	
Nd	τ^x	KS	-2,3	-2,3	-2,6	-1,3	-1,4	-2,3	-0,9	0,5	0,1	-1,1	-1,0	-1,0	-1,3	0,96
	P		-2,8	-2,2	-2,1	-1,9	-1,6	-1,2	-0,7	-0,8	-1,6	-1,6	-2,0	-2,7	-1,8	0,66
Nk	τ^y	KS	-4,2	-5,7	-9,1	-10,6	-13,1	-14,5	-10,2	-7,6	-7,4	-7,9	-4,5	-3,4	-8,2	3,49
	P		-6,3	-6,8	-8,0	-8,7	-8,9	-9,5	-8,4	-8,1	-7,4	-6,0	-5,4	-5,7	-7,4	1,30
Dk	τ^x	KS	-2,1	-1,4	-0,1	1,2	2,0	1,7	2,1	1,8	0,9	0,3	-0,5	-1,2	0,4	1,45
	P		-2,1	-1,3	-0,7	-0,3	0,4	0,7	1,6	0,8	0,4	-0,7	-1,6	-2,3	-0,4	1,24
Dk	τ^y	KS	-2,1	-2,1	-2,7	-2,9	-3,5	-1,6	-0,5	-0,2	-0,6	-1,2	-1,3	-1,5	-1,7	1,02
	P		-6,5	-6,7	-8,0	-8,2	-8,6	-7,5	-5,2	-4,4	-4,3	-5,3	-5,4	-5,6	-6,3	1,49
Dk	τ^x	KS	-1,4	-1,1	-0,6	-0,1	0,4	0,9	1,0	0,6	0,4	0,4	-0,6	-1,3	-0,1	0,86
	P		-1,5	-0,2	0	1,0	1,7	1,7	1,9	1,7	1,0	0	-1,1	-2,0	0,4	1,36
Dk	τ^y	KS	-3,2	-3,8	-4,3	-4,6	-3,4	-1,3	-0,7	-0,2	-1,0	-1,5	-2,8	-2,3	1,61	
	P		-6,0	-6,5	-7,2	-6,8	-6,5	-4,9	-3,4	-2,1	-1,8	-3,6	-4,2	-5,3	-4,9	1,84
													KS	-0,3	—	
													P	-0,6	—	
													KS	-4,1	—	
													P	-6,2	—	

kraft, daß die Existenz eines Kontinental-abhanges die Erscheinungsbilder im Strom- und Massenfeld nur modifiziert, nicht aber drastisch verändert.

- Es existiert eine kritische Zeit T_r , nach der sich die Rossby-Wellenmuster von der Küste nach Westen ablösen. Für den UUC repräsentiert der Verlauf der Schelfkante S den „Küstenverlauf“.
- Die jahreszeitliche Variation des internen Rossby-Radius ist unbedeutend für den Mittelwert des Untersuchungsgebietes.

Unter Beachtung dieser Voraussetzungen wurde aus Abb. 5 von EMERY, LEE, MAGAARD (1984) für das Gebiet von 10° bis 25° N und von 15° bis 35° W ein Mittelwert von $R_1 = 55,8$ km ermittelt. Dieser Wert entspricht dem mode $n = 1$ des vertikalen Eigenwertproblems.

Entsprechend den Angaben von PHILANDER (1978), FENNEL und LASS (1979), KRAUSS und WUEBBER (1982) sowie von HAGEN und SCHEMAINDA (1986) wurden die Verhältniszahlen zwischen den Eigenwerten des mode $n = 1$ und $n = 2$, $n = 2$ und $n = 3$ gebildet. Über diesen Weg wurde dann aus R_1 auf die Werte für R_2 und R_3 geschlossen. Für die hier angestrebte allgemeine Diskussion erscheint uns dieser Weg gangbar, da sich die Eigenwerte $n = 2$ bei den aufgeführten Autoren nur geringfügig voneinander unterscheiden. Die Tabelle 1 vermittelt die Zusammenstellung der interessierenden Parameter zur Beschreibung freier Rossby-Wellen.

Aus Tab. 1 ergeben sich zwei Aussagen:

- Nur die Rossby-Wellen für $n = 1$ und $n = 2$ können aus dem Untersuchungsgebiet in den offenen Atlantik abgestrahlt werden, da die Forderung $T_r < T_0$ erfüllt sein muß.
- Die durch die Rossby-Wellendispersion festgelegte zonale Ausdehnung des küstennahen Strom- und Massenfeldes L_n beträgt ein Vielfaches von R_n .

Die numerischen Rechenergebnisse von KRAUSS und WUEBBER (1982) sowie die von DELECLUSE (1983) weisen für das Untersuchungsgebiet die Parameter für $n = 1$ als

relevant aus, wie sie in Tab. 1 angegeben wurden. Andererseits zeigt die Analyse des verfügbaren Beobachtungsmaterials, daß sich die jahreszeitlichen Variationen im Massenfeld des Untersuchungsgebietes auf eine Zonalentfernung beschränken, die dem Wert $-L_2 = 224$ km entsprechen.

3.3. Variationen

Der winderzeugte Transport innerhalb der Mischungsschicht H_{mix} wird durch die Beziehung (9) ausgedrückt.

$$E^x = \tau^y / (\rho_0 \cdot f) \quad (9)$$

Hier symbolisiert E^x die Zonalkomponente des Ekman-Transportes. Für erste Abschätzungen ist die konstante Wasserdichte $\rho_0 = 10^3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ gewählt, um die Dichte in der Schicht H_{mix} zu beschreiben.

Die Windschubspannung τ^y wird auf die mode-abhängigen vertikalen Eigenfunktionen des vertikalen Eigenwertproblems projiziert. Die entsprechenden Projektionskoeffizienten sind die b_n . Da sich die Struktur der vertikalen Eigenfunktionen regional nur unwesentlich ändert (vgl. PHILANDER 1978), wurden die b -Werte übernommen, die FENNEL, HALPERN, LASS (1986) für die äquatoriale Region ermittelten.

Die laufende Zeit wird durch t in den folgenden Beziehungen ausgedrückt, die die Geschwindigkeitsfluktuationen (u' , v') und die Wasserstandsvariationen h' infolge einer jahreszeitlichen Anregung durch τ^y über ein breites Küstengebiet nach einer persönlichen Mitteilung von FENNEL (1985) beschreiben:

$$u' = -\frac{E^x b}{H_{\text{mix}}} \left\{ \sin \omega_0 t + \sin \left[\frac{\omega_0}{2u} (x - 2ut) \right] \right\} \quad (10.1)$$

$$v' = \frac{E^x b f}{H_{\text{mix}} \cdot \omega_0} \cos \left[\frac{\omega_0}{2u} (x - 2ut) \right] \quad (10.2)$$

$$h' = \frac{E^x b f^2}{g H_{\text{mix}}} \left(\frac{2u}{\omega_0^2} + \frac{1}{\beta} \right) \sin \left[\frac{\omega_0}{2u} (x - 2ut) \right] \quad (10.3)$$

In Beziehung (10.3) ist $g = 9,8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ die Erdbeschleunigung. Aus den Beziehungen (10) ist ersichtlich, daß sich die durch die Rossby-Wellen erzeugten jahreszeitlichen Muster mit der Geschwindigkeit $2u = s$ westwärts verlagern. Die Verlagerung setzt ein, wenn im Jahresverlauf die Zeit T_r überschritten wird. Außerdem ist die Rossby-Wellendispersion abhängig von der geographischen Breite. Dies geht aus der Breitenabhängigkeit von $R = c/f$ in der Beziehung (7) hervor. Je südlicher die auserwählte Position liegt, desto geringer wird f und desto größer wird R für gleiche vertikale Eigenwerte. Damit erfolgt das Abstrahlen der Rossby-Wellenmuster im Süden schneller als im Norden. Für das vorliegende Untersuchungsgebiet zwischen Nouadhibou und Dakar wird dieser Effekt jedoch so gering sein, daß er nicht notwendig in dem vorliegenden Beobachtungsmaterial nachweisbar sein wird.

4. Daten und ihre Bearbeitung

4.1. Übersicht zur Datengewinnung

Für die Zusammenstellung des Jahresganges der Schichtdicke des Auftriebsunterstromes (UUC) wurden alle am Institut für Meereskunde der Akademie der Wissenschaften der DDR vorhandenen Ergebnisse von FS „A. v. Humboldt“ aus dem Auftriebsgebiet vor Nordwestafrika entlang der Zonalschnitte vor Nouadhibou (Nd), vor Nouakchott (Nk) und vor Dakar (Dk) benutzt (vgl. Abb. 1). Im Anhang ist eine entsprechende Übersicht über das Jahr und das Datum des Meßbeginns auf den küstennächsten Stationen auf diesen Schnitten zusammengestellt worden. Von 1970 bis 1974 wurden die Messungen von Temperatur und Salzgehalt mit Nansenschöpfern und Kippthermometern durchgeführt. Die Probenentnahme folgte den von der UNESCO empfohlenen Standardtiefen. Eine ausführliche Beschreibung dieser Messungen wurde von SCHEMAINDA, SCHULZ, NEHRING (1972) vorgelegt. Nach 1974 kam die von MÖCKEL (1980) beschriebene Meßkette OM-

75 zum Einsatz. Dadurch lagen kontinuierliche Vertikalprofile vor, die eine detaillierte Tiefenbestimmung der Isopyknen gewährleisteten. Die Sondenmessungen wurden nach der von LASS, WULFF, SCHWABE (1983) erörterten Prozedur bearbeitet. Bei den Beobachtungen mit Nansenschöpfern wurde die Tiefenlage der Dichteflächen mit Hilfe der spline-Technik interpoliert. Zur Beschreibung der Ober- und Untergrenze des SACW-Kernes im UUC wurden die Tiefenlagen der Dichteflächen $\sigma_t = 26,4$ und $\sigma_t = 26,7$ gewählt (vgl. TOMCZAK 1972 und HAGEN, SCHEMAINDA 1984). Die vertikale Mächtigkeit dieser Schicht wurde mit $\tilde{D} = \tilde{D}(x, y, t)$ bezeichnet. Die darüber liegende Deckschicht, die sich von der Meeresoberfläche bis zur Tiefenlage der Isopykne $\sigma_t = 26,4$ erstreckt, ist durch $\hat{D} = \hat{D}(x, y, t)$ gekennzeichnet. Während die Dichtedifferenz für \tilde{D} konstant $-\tilde{\Delta}\rho = 0,3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ beträgt, variiert die Dichtedifferenz $\hat{\Delta}\rho$ durch die veränderliche Dichte an der Meeresoberfläche.

4.2. Monatliche Zuordnung

Hinsichtlich der monatlichen Vergleichbarkeit der beobachteten Schichtdicken dient das Konzept der Erhaltung der potentiellen Vorticity $\tilde{\Gamma}$ des mittleren Stromes innerhalb der Schicht \tilde{D} . Streng genommen bleibt die potentielle Vorticity nur unter Vernachlässigung der Advektion der relativen Vorticity im reibungsfreien Stromfeld entlang einer Strombahn erhalten. Für den intermediären UUC werden diese Annahmen zunächst akzeptiert, da er seiner Natur nach stark geostrophisch ist. Dabei wurde zur Beschreibung der ersten Näherung des UUC von der Kenntnis Gebrauch gemacht, daß die relative Vorticity des über die Schicht \tilde{D} gemittelten Stromes im Vergleich zur lokalen Coriolis-Frequenz f gering ist. Unter diesen Annahmen resultiert die potentielle Vorticity der Strömung innerhalb der Schicht \tilde{D} in der Form

$$\tilde{\Gamma} = (g'/g) (f/\tilde{D}) \quad (11)$$

Hier ist $g' = -g(\tilde{\Delta}\rho/\rho_0)$ die durch die verti-

kale Dichtedifferenz ($\tilde{\Delta}\rho < 0$) reduzierte Erdbeschleunigung.

Die geostrophische Relativgeschwindigkeit \tilde{v}_g^r beschreibt die vertikal gemittelte Stromgeschwindigkeit an der Ober-(Unter-)Grenze der Schicht \tilde{D} relativ zur Unter-(Ober-)Grenze; d. h., sie ist ein Maß für die vertikale geostrophische Stromdifferenz über die Schichtdicke \tilde{D} . Sie wird durch den Schichtdickenunterschied zweier benachbarter Stationen mit der Stationsentfernung Δx bestimmt.

$$\tilde{v}_g^r = (g'/f) (\tilde{\Delta}D/\Delta x). \quad (12)$$

Bei den Abschätzungen von \tilde{v}_g^r aus den Messungen wurde f für die geographischen Breiten von Nouadhibou ($20^\circ 55' N$), Nouakchott ($17^\circ 50' N$) und Dakar ($14^\circ 45' N$) ermittelt.

Innerhalb der Schicht \tilde{D} gilt die Forderung nach Massenerhaltung. Insofern kann eine relative Transportstromfunktion in der Form

$$\tilde{\psi}^r = \int \tilde{v}_g^r \cdot \tilde{D} \partial x \quad (13)$$

definiert werden. Nach Einsetzen von (12) in (13) ist $\tilde{\psi}^r$ ausgedrückt durch

$$\tilde{\psi}^r = (g'/f) (\tilde{D}^2/2) + C. \quad (14)$$

Darin ist C eine beliebige Integrationskonstante. Wird willkürlich von Beiträgen des Transportes aus Schichten unterhalb der Isopykne $\sigma_t = 26,7$ für den Transport in der Schicht \tilde{D} abgesehen und $C = 0$ gewählt, dann kann der Zusammenhang $\tilde{\Pi} = \tilde{\Pi}(\tilde{\psi}^r)$ genutzt werden. Die Kombination der obigen Gleichungen liefert dafür

$$(f/\tilde{D}) = (fg'/2)^{1/2} \cdot (\tilde{\psi}^r)^{-1/2}. \quad (15)$$

In Abb. 4 sind Beispiele für die Beziehung (15) von den küstennächsten Stationen der drei untersuchten Schnitte dargestellt. Die ausgezogenen Kurven entsprechen der Beziehung (15), während die darauf eingetragenen Punkte die entsprechenden Monatswerte der Wertepaare von (f/\tilde{D}) und $\tilde{\psi}^r$ sind. Die einzelnen Beobachtungen von den (f/\tilde{D}) -Werten wurden dann infolge ihrer zeitlichen Anordnung auf jeweils den 15. des Monats auf den dazugehörigen Kurven interpoliert. Diese Prozedur wurde für alle Meßstationen durchgeführt. Durch diese Verfahrensweise wurden die

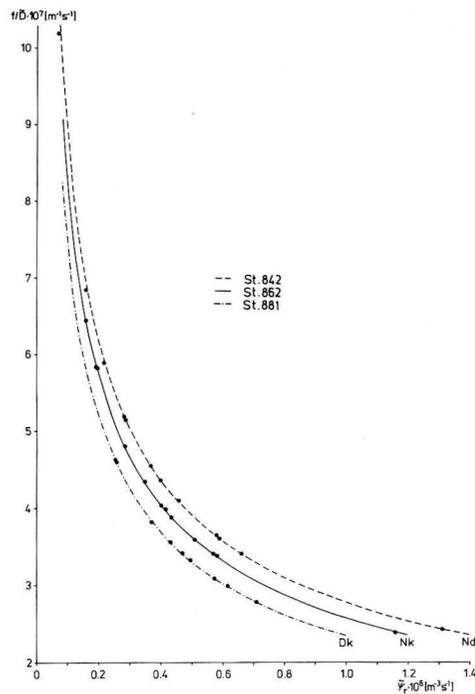


Abb. 4

Beispiele für die Kurvenverläufe des Zusammenhanges $(f/\tilde{D}) = (fg'/2)^{1/2} \cdot (\tilde{\psi}^r)^{-1/2}$ zwischen den Näherungen (f/\tilde{D}) für die potentielle Vorticity und für die relative Transportstromfunktion $\tilde{\psi}^r$ innerhalb der Schicht des UUC zwischen den Isopyknen $\sigma_t = 26,4$ und $\sigma_t = 26,7$ mit der Mächtigkeit \tilde{D} sowie die beobachteten Wertepaare als Punktfolge unabhängig vom Jahr der Messung

Die Interpolation der Einzelbeobachtungen erfolgte auf den 15. des jeweiligen Monats zwischen den Paaren in zeitlicher Folge entlang der Kurven mit den Koeffizienten $2,3363 \cdot 10^{-4}$ (Dk); $2,5623 \cdot 10^{-4}$ (Nk) und $2,7666 \cdot 10^{-4}$ (Nd) für $(fg'/2)^{1/2}$.

Einzelbeobachtungen in eine monatliche Wertefolge überführt.

Aus den erhaltenen Monatswerten wurde dann ein Jahresgang für die Schichtdicken zusammengesetzt. Alle Jahresgänge, die so erhalten wurden, sind anschließend mit einer fünffach übergreifenden Mittelung geglättet worden. Die fünffach übergreifende Mittelung reduziert die wahren Amplituden des Jahresganges lediglich um 2%. Auf diese Art und Weise wurde die Erhaltungsneigung des Jahresganges in der Monatsfolge ausgenutzt,

um ausgeglichene Jahreskurven zu bekommen.

Aus den ermittelten Werten für die Schichtdicken \hat{D} und \tilde{D} sowie den prozentualen Gehalt an Südatlantischem Zentralwasser (SACW) in dieser Schicht wurde dann der Jahresmittelwert \bar{x} berechnet. Die Abweichung vom Wert \bar{x} wurde als monatliche Veränderung $x'_i = (x_i - \bar{x})$ mit $i = 1, \dots, 12$ aufgefaßt. Hier steht x sowohl für D als auch für SACW.

Die Prozedur zur Berechnung des SACW-Gehaltes wurde von HAGEN und SCHEMAINDA (1984) ausführlich erörtert, worauf wir hier verweisen.

5. Veränderungen im UUC

5.1. Küstensenkrechter Grundzustand

Als „Grundzustand“ wollen wir die scheinbaren Strukturen der Jahresmittelwerte bezeichnen. Diesem mittleren Zustand sind dann Variationen des Jahresganges überlagert.

Die küstensenkrechten Verläufe für die (f/\tilde{D}) -Werte als Maß für die potentielle Vorticity des UUC, die dazugehörigen Gehalte an SACW und die relativen geostrophischen Strömungen in der Schicht \tilde{D} sind in Abb. 5 dargestellt. Für einen Größenvergleich wurde R_1 aus Tab. 1 in Form eines Pfeiles eingetrag.

Im Gleichgewichtszustand zwischen Windanregung und Reaktion des Strom- und Massenfeldes sollten die Auswirkungen auf den UUC innerhalb der Zone von R_1 vor der Schelfkante S beschränkt bleiben. Bedeutungsvoll ist nach Abb. 5, daß dies annähernd der Fall ist, und daß überhaupt küstensenkrechte Strukturen vorhanden sind, die auf den drei Schnitten eine einheitliche Dynamik in der Schicht \tilde{D} erkennen lassen. Geringe Werte von (f/\tilde{D}) korrespondieren dabei zu einer dickeren Schicht \tilde{D} zwischen den beiden ausgewählten Isopyknen. Westwärts der annähernd durch R_1 beschriebenen intermediären Zone nimmt die Schichtdicke ab, d. h., die (f/\tilde{D}) -Werte nehmen zu. Während die durch R_1 beschriebene Zone vor dem Schelf-

abhäng durch eine Zunahme in der Schichtdicke \tilde{D} , eine Erhöhung des SACW-Gehaltes und eine nach Norden gerichteten geostrophischen Strömung ausgezeichnet ist, weist Abb. 5 aus, daß die darin anschließende Zone durch eine Südströmung mit geringerem SACW-Gehalt charakterisiert ist. Diese Schlußfolgerung wird in dieser Darstellung durch die Verbindung von Orten mit gleicher potentieller Vorticity (f/\tilde{D}) zwischen den Schnitten verdeutlicht. Weiterhin wird durch den Vergleich der Isobathenverläufe in Abb. 1 mit der Struktur von \tilde{v}_g^r in Abb. 5 sichtbar, daß der geostrophische Stromanteil in der Schicht \tilde{D} des UUC im wesentlichen den Tiefenlinien auf seinem Weg von Süden nach Norden und von Norden nach Süden folgt. Die dargestellten Strukturen sprechen dafür, daß der „stationäre“ Stromanteil des UUC südlich von Dakar in zwei zonale Zweige aufgespalten wird. Diese Aussage entspricht den Schlußfolgerungen von HAGEN u. a. (1986) zur quasistationären Struktur im Stromsystem vor Mauretania. Zusätzlich ist erkennbar, daß die Südströmung westwärts des UUC zwischen Nouakchott und Dakar ebenfalls separiert wird. Ein Zweig erreicht den Schnitt vor Dakar etwa in einer Küstenentfernung von 100 km und der andere Zweig in einer Entfernung von 180 km. Zwischen beiden Zweigen mit Südströmung wird vor Dakar in 140 km Entfernung der seewärtige Zweig des UUC beobachtet. Dieses Stromband folgt der Tendenz der Bodentopographie auf seinem Weg nach Norden. Vor Nouakchott wird er westwärts der Entfernung von 200 km angegriffen. Wir folgern, daß er vor Nouadhibou in Küstenentfernungen liegen wird, die sich außerhalb der Zonalerstreckung des untersuchten Schnittes befinden. Gleichzeitig erfolgt in den intermediären Nordströmungen zunehmend eine Vermischung des SACW mit dem NACW der benachbarten Wassermassen. Abb. 5 zeigt, daß der SACW-Gehalt nahezu linear mit wachsender Küstenentfernung abnimmt, speziell auf den beiden nördlichen Schnitten. Der Zusammenhang zwischen den (f/\tilde{D}) -Werten und dem (SACW)-Gehalt auf den einzelnen Schnitten ist unab-

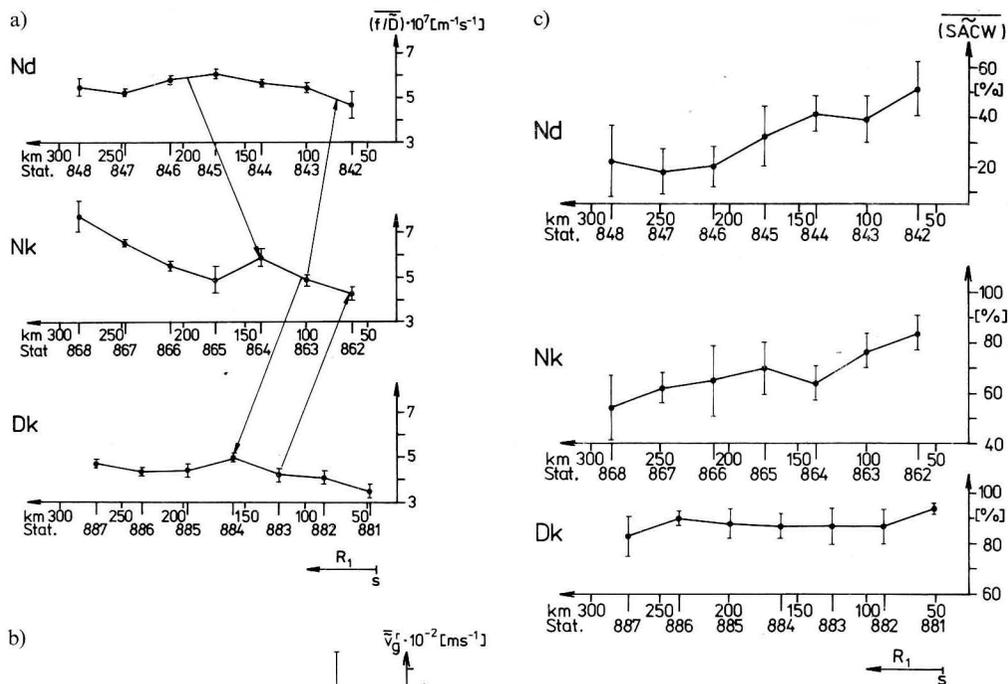
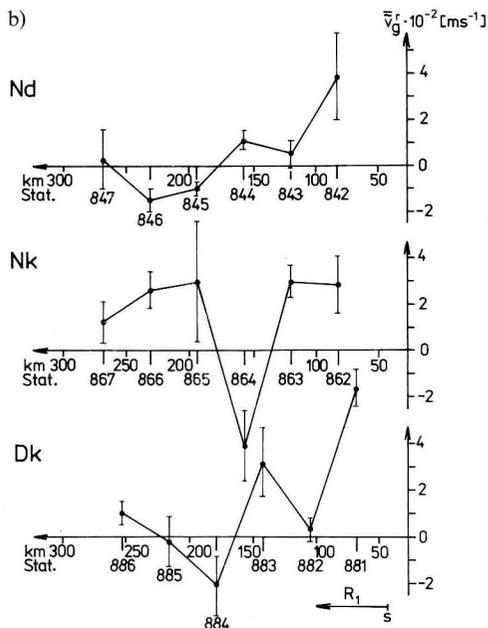


Abb. 5

Küstensenkrechte Strukturen des scheinbar jährlichen Grundzustandes innerhalb der Schicht \bar{D} des UUC vor der Schelfkante S mit Angabe des Vertrauensbereiches der Mittelwerte entsprechend der t-Verteilung für eine Wahrscheinlichkeit von 95% resultierend aus den 12 Monatswerten sowie Größenvergleich mit R_1 nach Tabelle 1 für:

- die (f/\bar{D}) -Werte zwischen den Dichteflächen von $\sigma_t = 26,4$ und $\sigma_t = 26,7$
- die relative geostrophische MeridionalKomponente \bar{v}_g^r zwischen benachbarten Stationen in der Schicht \bar{D}
- den prozentualen Gehalt an Südatlantischem Zentralwasser (SACW) innerhalb der Schicht \bar{D}



5.2. Monatliche Veränderungen vor Dakar

Nach den Untersuchungen von KIRK und SPETH (1985) weisen die meridionalen Komponenten des Nordostpassates im Untersuchungsgebiet eine beträchtliche geostrophische Komponente aus. Daher kann erwartet werden, daß der meridionale Wind hinreichend durch den zonalen Luftdruckgradienten ausgedrückt werden kann. Für die Bedingungen vor Dakar liegen Langzeitreihen des Luftdruckes aus Dakar und von der Insel Sal der Kapverden vor. Der Jahresgang des Luftdruckgradienten zwischen diesen beiden Stationen ist ein hinreichender Prädiktor sowohl für τ^y als auch für den Ekmantransport innerhalb der Deckschicht. Die Reaktion des küstennahen Massenfeldes auf die monatlichen Windänderungen wird dann durch die Temperaturen an der Wasseroberfläche in Dakar—M'Bour deutlich. Diese Zusammenhänge vermittelt Abb. 7a mit der dazugehörigen Reaktion der Wasserstands anomalie im Hafen von Dakar. Für die Auftriebszeit von Dezember bis April ergeben sich folgende Reaktionsmuster: Eine negative Anomalie im zonalen Luftdruckgradienten zwischen Dakar und der Insel Sal erzeugt eine geostrophische Windkomponente nach Süden. Die extremen Anomalien des küstenparallelen Windes nach Süden bewirken entsprechende Veränderungen im ablandigen Transport innerhalb der Deckschicht. Es entsteht ein küstensenkrechter Druckgradient mit niedrigem Wasserstand an der Küste. Dieser bewirkt einen auflandigen Kompensationsstrom in den intermediären Wasserschichten entsprechend der Schematisierung von HAGEN (1974). Vor der Schelfkante wird dieser Strom gezwungen, einen Teil des herangeführten Wassers in die Deckschicht einzuspeisen. Als Resultat erscheinen negative Temperaturanomalien über dem Schelf, auch in M'Bour. In den Sommermonaten gelten die spiegelbildlichen Zusammenhänge. Die hier geschilderten Reaktionsfolgen werden zusätzlich durch die Abb. 7b verdeutlicht. Dargestellt sind die Anomalien der dynamischen Topographie der Meeresoberfläche relativ zum Bezugsniveau von

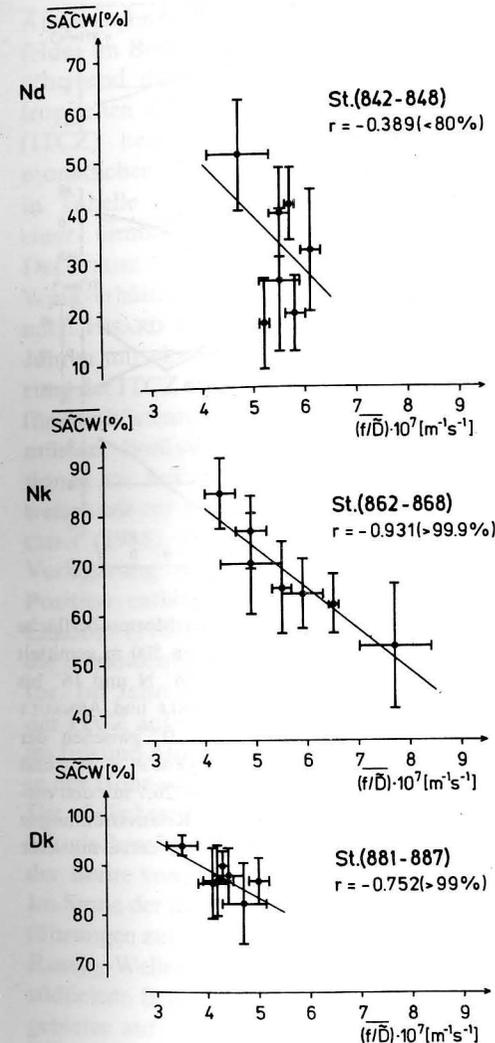


Abb. 6

Abhängigkeit der Jahresmittelwerte des prozentualen Gehaltes an SACW und der Näherung für die potentielle Vorticity (f/\bar{D}) innerhalb der Schicht \bar{D} auf den Zonalschnitten vor Dakar (Dk), vor Nouakchott (Nk) und vor Nouadhibou (Nd) unabhängig von der Küstenentfernung mit Vertrauensbereich der Mittelwerte nach der t-Verteilung für eine Wahrscheinlichkeit von 95%.

Dünne Geraden kennzeichnen den optimalen Regressionsverlauf mit dem Korrelationskoeffizienten r .

hängig von der Küstenentfernung in Abb. 6 dargestellt. Eine große Schichtdicke \bar{D} entspricht einem hohen Gehalt an (SACW). Naturgemäß steilen sich die Regressionsgeraden zwischen den Wertepaaren in Abb. 6 von Dakar bis nach Nouadhibou infolge der zunehmenden Vermischung auf. Für das Gebiet vor Dakar und vor Nouakchott kann in

erster Näherung eine lineare Abhängigkeit zwischen den Jahresmittelwerten von (f/\bar{D}) und SACW angenommen werden. Vor Nouadhibou wird dieser Zusammenhang weniger deutlich. Hier ist die Schichtdicke \bar{D} bei stark variierenden SACW-Gehalten weniger variabel. Dieser Schnitt liegt in der Zone mit ganzjährigem küstennahem Wasserauftrieb.

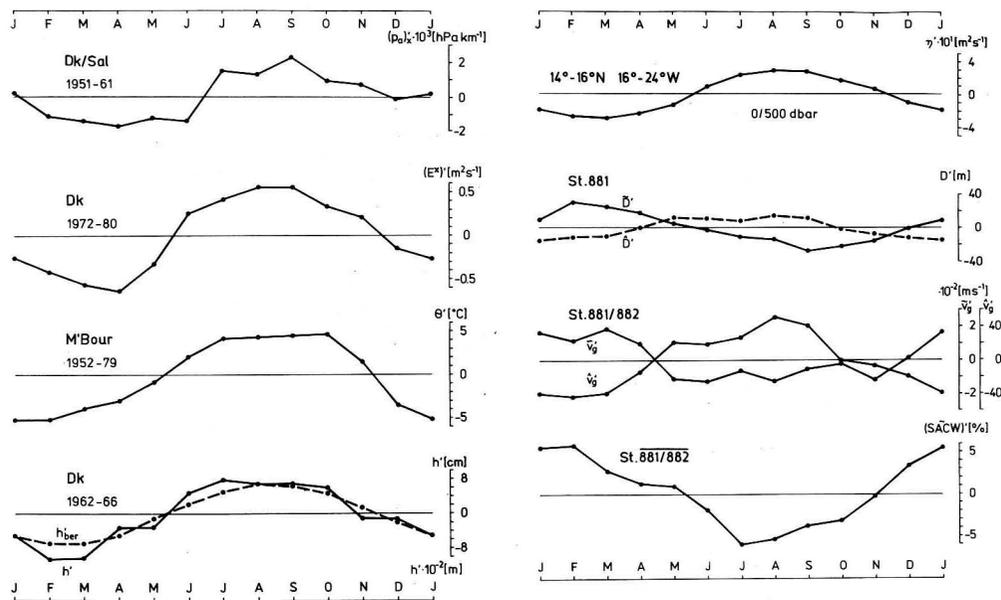


Abb. 7
 Jahresgänge der monatlichen Anomalien in der Form $x' = (x_i - \bar{x})$ für die Region vor Dakar
 a) Vergleich der Luftdruckgradienten (Meeresniveau) zwischen Dakar und der Insel Sal der Kapverden $(p_a)_{x'}$ mit dem Ekman-Transport $(E^x)'$ nach Windwerten von KIRK und SPETH (1985), der Temperatur an der Wasseroberfläche θ' an der Station Dakar—M'Bour, der Wasserstandsanomalien im Hafen von Dakar h' nach VERSTRAETE (1985) und der berechneten Wasserstandsanomalien h'_{ber} nach Gleichung (10.3) für den Ort $-x = 50$ km mit der Mischungstiefe $H_{mix} = 21$ m nach LAMB (1984) und der Schubspannung $\tau^y = -4.9 \cdot 10^{-2} \text{ Nm}^{-2}$ aus Tab. 2.

500 m. Es handelt sich um Mittelwerte aus dem Gebiet von 14° bis 16° N und 16° bis 24° W. Der Jahresgang in der schichtungsabhängigen Topographie der Meeresoberfläche korrespondiert zum Jahresgang der schichtungsunabhängigen Pegelmessungen in Abb. 7a. Gleichzeitig wird deutlich, daß eine Erniedrigung des Wasserstandes in Dakar einhergeht mit einer Abnahme der Mächtigkeit der Deckschicht \tilde{D}' , aber mit einer Zunahme der Schichtdicke \tilde{D}' des UUC. Die positive Anomalie von \tilde{D}' entspricht hier einem Maximum im geostrophischen Nordstrom. Die Jahresverläufe von \hat{v}'_g und \tilde{v}'_g sind invers. Die gleiche Aussage trifft für die Monatswerte von \hat{D}'

b) Vergleich des Geopotentials der Meeresoberfläche η' relativ zum Bezugsniveau von 500 m gemittelt über das Gebiet von 14° bis 16° N und 16° bis 24° W nach Angaben von MERLE und ARNAULT (1985) mit den Schichtdicken \tilde{D}' zwischen der Meeresoberfläche und der Isopykne $\sigma_t = 26,4$ und \tilde{D}' zwischen $\sigma_t = 26,4$ und $\sigma_t = 26,7$ mit den entsprechenden geostrophischen Relativströmungen \hat{v}'_g und \tilde{v}'_g in den Schichten sowie deren mittlerer Gehalt an SACW.

und \tilde{D}' zu. Doch resultiert daraus bezüglich der monatlichen Anomalien vor Dakar keine ausgeglichene Transportbilanz in der Schicht $(\hat{D}' + \tilde{D}')$, d. h., es gilt $(\hat{v}'_g \cdot \hat{D}') \neq -(\tilde{v}'_g \cdot \tilde{D}')$. Auf eine Darstellung der Transporte wurde verzichtet, da diese Informationen in Abb. 7b indirekt enthalten sind. Doch geht die Zunahme von \tilde{D}' konform mit einer Verstärkung des geostrophischen Stromanteils im UUC und mit einer Advektion von SACW. Der Vergleich der jahreszeitlichen Anomalien von Abb. 7a, b mit dem Verlauf der klimatologischen Meridionalverlagerung der Südgrenze des Nordostpassates (SGNEP) in Abb. 3 unterstreicht nochmals, daß die monatlichen

Änderungen in der Dynamik des Stromfeldes im Bereich der küstennahen Zone entscheidend durch die Wanderung der Inner-tropischen Konvergenzzone des Windfeldes (ITCZ) bestimmt wird. Die angegebenen monatlichen Werte der Windschubspannung in Tabelle 2 bestätigen diese Aussage. Zu einer ähnlichen Schlußfolgerung gelangte DELECLUSE (1983) bei der Beschreibung der Windverhältnisse vor Dakar. Dies bedeutet nach HISARD und HENIN (1983), daß in den Jahren mit einer extremen Nord-Südverlagerung der ITCZ ebenfalls extreme Bedingungen für den küstennahen Wasserauftrieb auftreten müssen. Bezüglich zwischenjährlicher Variationen im Auftrieb vor Nordwestafrika verweisen wir auf die Ausführungen von MICHELCHEN (1985). Um die Wirkung der ITCZ-Verlagerung zu demonstrieren, wurde ihre Position entlang der Küste dem Atlas von LEROUX (1983) entnommen. Als Maß gilt die meridionale Distanz der ITCZ zum Äquator. Im Jahresmittel ergibt sich die Position der ITCZ auf etwa $(11^\circ \pm 3^\circ)$ N. Sie erreicht im Juli und August auf der Breite von $14^\circ 50'$ N in der Höhe von Dakar ihre nördlichste Lage. Die südlichste Lage der ITCZ wird im klimatologischen Mittel für den Monat Januar auf der Breite von 6° N vor Monrovia gefunden. Im Sinne der im Abschnitt 3 dargelegten Ausführungen zur Entstehung der jahreszeitlichen Rossby-Wellen fassen wir die ITCZ als die südlichste Begrenzung des anregenden Windgebietes auf. Im Anregungsgebiet ist für die Zeit eines Monats die meridionale Windschubspannungskomponente ausbalanciert durch einen meridionalen Druckgradienten. Die Muster im Strom- und Massenfeld sind lokal arretiert. Die Rossby-Wellenmuster lösen sich nach der Zeit T_r ab und wandern nach Westen. Insofern kann ein Zusammenhang zwischen der Position der ITCZ, als Indikator für den Anregungsmechanismus, und der Reaktion des UUC erwartet werden. Ein Beispiel dafür vermittelt Abb. 8. An den Stationen 881 und 882 ergibt sich eine lineare Regression zwischen den monatlichen Anomalien in der Position der ITCZ (Y') und den Anomalien im SACW-Gehalt innerhalb der

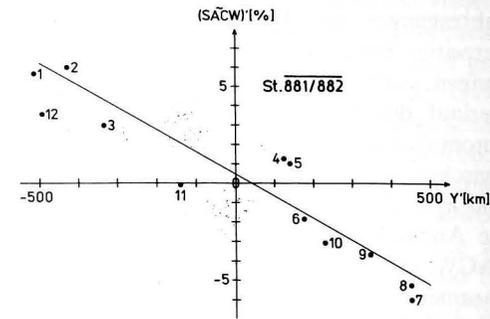


Abb. 8
 Lineare Regression zwischen der Anomalie in der Meridionalverlagerung der ITCZ entlang der Küste Y' um ihre mittlere Position von $10^\circ 50'$ N aus dem Atlas von LEROUX (1983) und der Anomalie des SACW-Gehaltes (SACW') um den Jahresmittelwert von $90,3\%$ in der Schicht \tilde{D} im Bereich des UUC an den Stationen 881 und 882 vor Dakar
 Die Ziffernfolge kennzeichnet die Monate; für einen Korrelationskoeffizienten $r = -0,935$ resultiert die Zahlenwertgleichung $(\text{SACW}') = (3,16 \cdot 10^{-2} \pm 0,437) - (0,0103 \pm 0,0012) \cdot Y'$ innerhalb des Wertevorrates $-517 \text{ km} < Y' < 450 \text{ km}; -6\% < (\text{SACW}') < 6\%$.

Schicht \tilde{D} . Von Januar bis Juli verlagert sich die ITCZ von Süden nach Norden. Gleichzeitig wird der SACW-Gehalt an den ausgewählten Stationen im Bereich des UUC verringert. Mit Beginn der Südverlagerung der ITCZ in der Zeit von August bis Januar erhöht sich der SACW-Anteil im UUC. Nach der Darstellung in Abb. 7b für die Anomalie des relativen geostrophischen Stromanteils innerhalb der Schicht des UUC wird der Unterstrom während dieses Halbjahres beschleunigt. Aus diesen Zusammenhängen schlußfolgern wir, daß die Meridionalverschiebung der ITCZ geeignet ist, um den Jahresgang im küstennahen Strom- und Massenfeld in erster Näherung qualitativ zu beschreiben.

6. Schwankungen im UUC

6.1. Rossby-Wellenmuster

Das verfügbare Beobachtungsmaterial gestattet nur indirekte Aussagen bezüglich des

Jahresganges im Auftriebsunterstrom. Da derzeit keine geeigneten Strömungsmessungen vorhanden sind, um den jährlichen Verlauf des UUC zu belegen, wurden die Anomalien der Schichtmächtigkeit des UUC zwischen den Dichteflächen von $\sigma_t = 26,4$ und $\sigma_t = 26,7$ analysiert. Zusätzlich wurden die Anomalien im prozentualen Gehalt von SACW in dieser Schicht untersucht. Beide Parameter werden als methodisch unabhängig voneinander betrachtet. Die vertikale Mächtigkeit des UUC soll direkt auf die Anomalien in den monatlichen Wasserstandsänderungen reagieren. Diese sind, ausgehend von der erörterten Hypothese, durch die jahreszeitlich

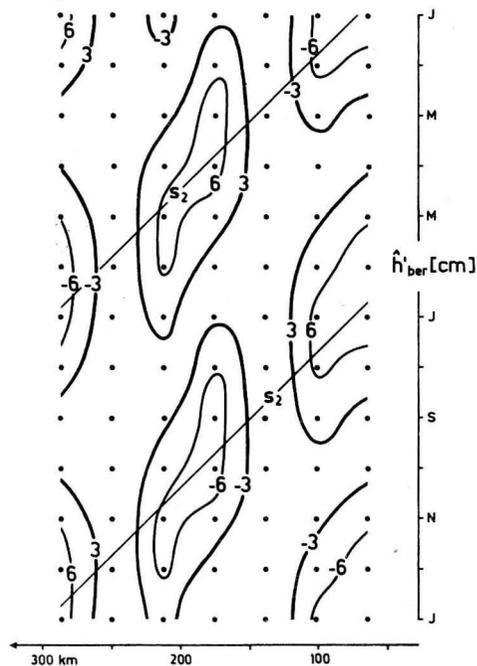


Abb. 9

Berechnete Wasserstandsanomalie h'_{ber} im $x-t$ -Diagramm für die geographische Breite von $\Phi = 14^\circ 45' N$ vor Dakar gemäß der Beziehung (10.3) mit der küsten senkrechten Modulation $F = \cos [(T_r x)/(T_0 R_2)]$ für $T_0 = 365$ d, $R_2 = 26,6$ km, $s_2 = 1,42 \cdot 10^{-2} \text{ ms}^{-1}$, $\bar{c}_v = -4,9 \cdot 10^{-2} \text{ Nm}^{-2}$, $H_{mix} = 21$ m (LAMB 1984), $b_2 = 4,43 \cdot 10^{-2}$ für $n = 2$. Die simulierten Verteilungsmuster für \hat{v}'_{ber} und \hat{u}'_{ber} liefern analoge Strukturen mit den entsprechenden Phasenbeziehungen; vgl. Beziehungen (10.1) und (10.2) mit (10.3).

angeregten Rossby-Wellen hervorgerufen. Da der direkte Vergleich mit entsprechenden Änderungen im Stromfeld nicht möglich ist, beschränken wir uns auf die Wiedergabe der simulierten Muster in der Wasserstands anomalie gemäß Gleichung (10.3). Die zonalen Änderungen von h' beschreiben dann im wesentlichen v' nach Gleichung (10.2). Ein erstes quantitatives Ergebnis wird durch den Vergleich der beobachteten und berechneten Wasserstandsfluktuationen in Abb. 7a mitgeteilt. Das dazugehörige Verteilungsmuster ist in Abhängigkeit von der Küstenentfernung und der Jahreszeit in Abb. 9 für $n = 2$ dargestellt. Die Geraden charakterisieren die Westverlagerung der dargestellten Strukturen mit der in Tab. 1 angegebenen Phasengeschwindigkeit $s_2 = 2u_2$. Für diesen Eigenwert des vertikalen Eigenwertproblems harmonisieren die beobachteten und simulierten Verteilungsmuster. Unsere Beobachtungen zeigen nicht die Strukturen für $n = 1$, wie sie von DELECLUSE (1983) in Modellrechnungen gezeigt worden sind. Mit der Erhöhung der mode-Zahl von $n = 1$ auf $n = 2$ verlängert sich nach Tab. 1 die Verweilzeit der Rossby-Wellenmuster in Schelfkantennähe von 130 Tage auf 273 Tage.

Welche von den möglichen mode-Zahlen die entscheidende Dynamik für die küsten nahen Strukturen im Massen- und Stromfeld des Untersuchungsgebietes festlegt, soll nun durch den visuellen Vergleich der beobachteten mit den simulierten Strukturen ermittelt werden. Für $n = 2$ dominieren sinusförmige Jahresgänge in der Wasserstands anomalie h' , die in zentraler Richtung alternierend ihr Vorzeichen wechseln. Im Längen-Zeitdiagramm der Abb. 9 ergeben sich in Nord-Südrichtung orientierte Ellipsen, deren Zentren in Schelfkantennähe, in der Mitte des Kontinentalabhangs und im Bereich des auslaufenden Abhangs liegen (vgl. Abb. 9 mit Abb. 2).

Da die Abhängigkeit $h'(f)$ nur gering ist, beschränken wir uns im folgenden auf die Darstellung der simulierten Wasserstands anomalien vor Dakar. Nach Abb. 9 sind die Strukturen, die zur Auftriebszeit von Januar

bis Februar in der Schelfkantenzonen liegen, bis Juni/Juli mit der Geschwindigkeit von $s_2 = 2u_2$ in eine Küstenentfernung von etwa 300 km verlagert worden. Dies gilt es zu überprüfen. Dabei gelangen folgende Kriterien für eine visuelle Übereinstimmung mit den Beobachtungsergebnissen zur Anwendung:

- Ausbreitungsgeschwindigkeit nach Westen
- Lage der Extremwerte in der Längen-Zeitdarstellung
- Form der $x-t$ -Verteilungsmuster.

Nach den Ausführungen von PHILANDER und YOON (1982) resultiert das Abstrahlen des UUC in den offenen Atlantik durch die periodische Windanregung der Rossby-Wellen in ein komplexes System von intermediären Nord- und Südströmungen, ebenso wie in der Deckschicht. Dabei erfolgt das Ablösen des Stromfeldes aus dem küstennahen Gebiet im Anregungsgebiet etwa mit der Geschwindigkeit $s = 2u$. Außerhalb der Region mit Windanregung erfolgt diese Westverlagerung mit $u = s/2$. Aus dem Vergleich von s und u soll durch das Meßmaterial indirekt ein Schluß gezogen werden, ob sich das untersuchte Gebiet innerhalb oder außerhalb des Anregungsgebietes befindet.

Die Berücksichtigung des Schelfprofils in einer Erweiterung des Modells von PHILANDER und YOON (1982) ließen SUGINOHARA und KITAMURA (1984) bezüglich der Abstrahlung des Unterstromes in Form von topographischen Rossby-Wellen schlußfolgern: „The time for the undercurrent to appear depends on the speed of the westward dispersion of the second-mode response“.

6.2. Beobachtungen vor Dakar, Nouakchott und Nouadhibou

Entsprechend der Erwartung, daß sich die monatlichen Anomalien des Wasserstandes über die Veränderungen des hydrostatischen Druckes durch die Anomalien der Schichtdicke des UUC ausdrücken, vergleicht Abb. 10 die $x-t$ -Landschaften entlang der Schnitte vor Dakar (Station 881 bis 887), vor Nouakchott (Station 862 bis 868) und vor Nouadhibou (Station 842 bis 848). Entsprechend den

genannten Vergleichskriterien ist die visuelle Übereinstimmung bis zu einer Küstenentfernung von etwa 200 km überraschend gut. Vor Dakar dominiert s_2 . Hier liegt der UUC im Anregungsgebiet, d. h. in Nachbarschaft der Südgrenze des Windfeldes. Das in Abb. 9 aufgezeigte Verteilungsmuster der errechneten Wasserstands anomalien wird sowohl durch die Anomalien der (f/\bar{D}) -Werte als auch durch die des SACW hinreichend bestätigt. Die monatlichen Werte von $(\text{SACW})'$ in der Schicht \bar{D} sind vor Dakar in Schelfkantennähe auf die Entfernung von etwa 160 km beschränkt. Die Lage der Extremwerte von \bar{D}' und $(\text{SACW})'$ liegen vor Nouakchott weiter westwärts, etwa in einer Küstenentfernung von 180 bis 200 km. Dabei ist es bemerkenswert, daß sich die monatlichen Anomalien der Untersuchungsgrößen vor Nouakchott in der westlichen Zone mit Entfernungen über 250 km um den Faktor 4 bis 5 im Vergleich zu den Extremen vor Dakar erhöhen. Bis zu einer Entfernung von 150 km weisen die Extrema vor Dakar und vor Nouakchott gleiche Beträge auf. Die beobachteten $x-t$ -Verteilungsmuster zeigen für den Jahresverlauf vor Dakar sowohl die Möglichkeit für die Abstrahlungsgeschwindigkeit s_2 als auch die für u_2 . Dabei scheint es so zu sein, daß sich die Verteilungsmuster besser durch s_2 erklären lassen. Diese Feststellung spricht dafür, daß die Bedingungen sowohl vor Dakar als auch vor Nouakchott denen entsprechen, die für ein Anregungsgebiet gelten. Gegensätzlich verhalten sich die Muster der $x-t$ -Verteilung vor Nouadhibou. Hier dominiert u_2 . Diese Tatsache spricht dafür, daß sich das Gebiet mit ganzjährigem Auftrieb außerhalb der Zone befindet, in der die jahreszeitlich produzierten Rossby-Wellenmuster erzeugt werden.

Entsprechend der intensiveren Vermischung zwischen NACW und SACW innerhalb der Schicht \bar{D} erhöhen sich die Beträge der Anomalien $(\text{SWAC})'$ von Dakar bis Nouadhibou. Für $(f/\bar{D})'$ gilt dies nicht. Abb. 10 demonstriert, daß die Beträge der Anomalien $(f/\bar{D})'$ vor Dakar und vor Nouadhibou vergleichbar

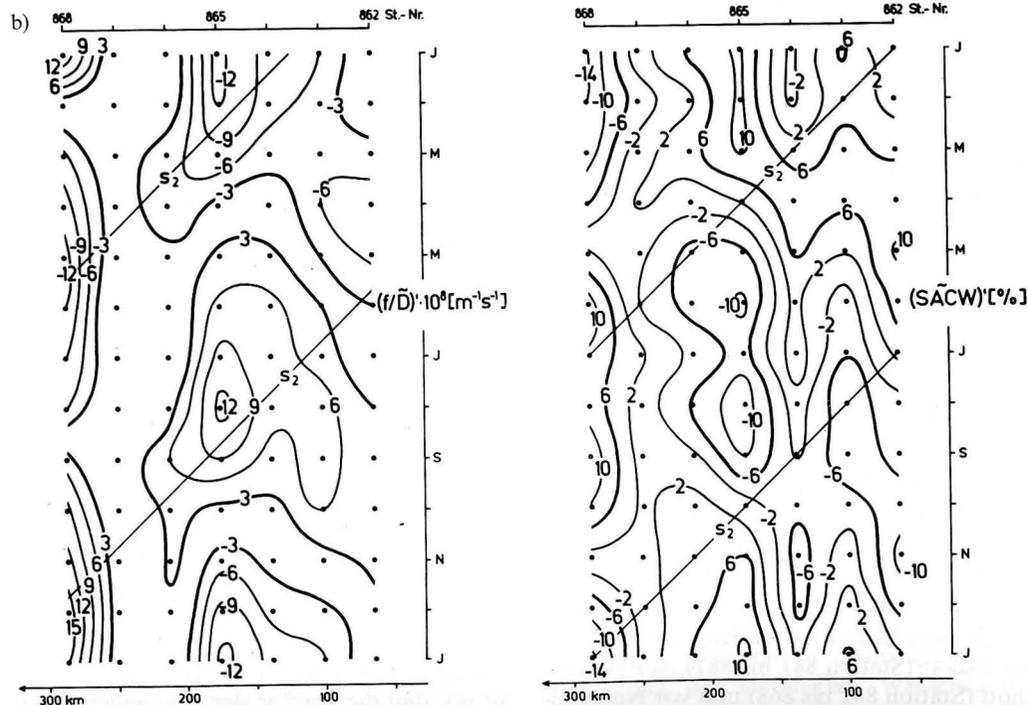
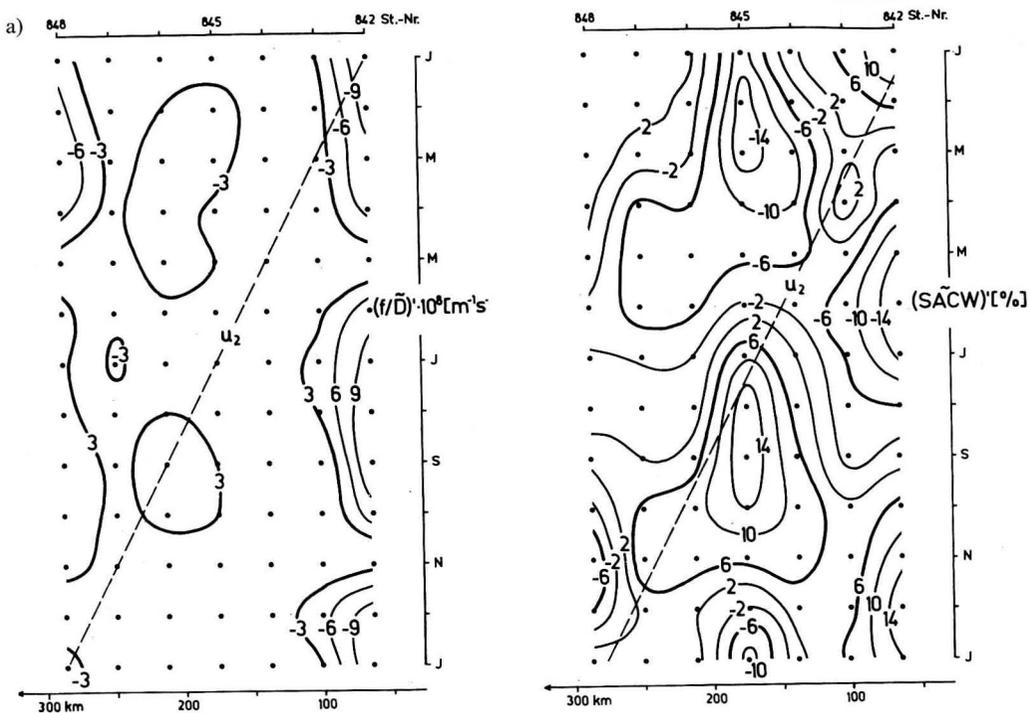


Abb. 10 (Fortsetzung S. 39)

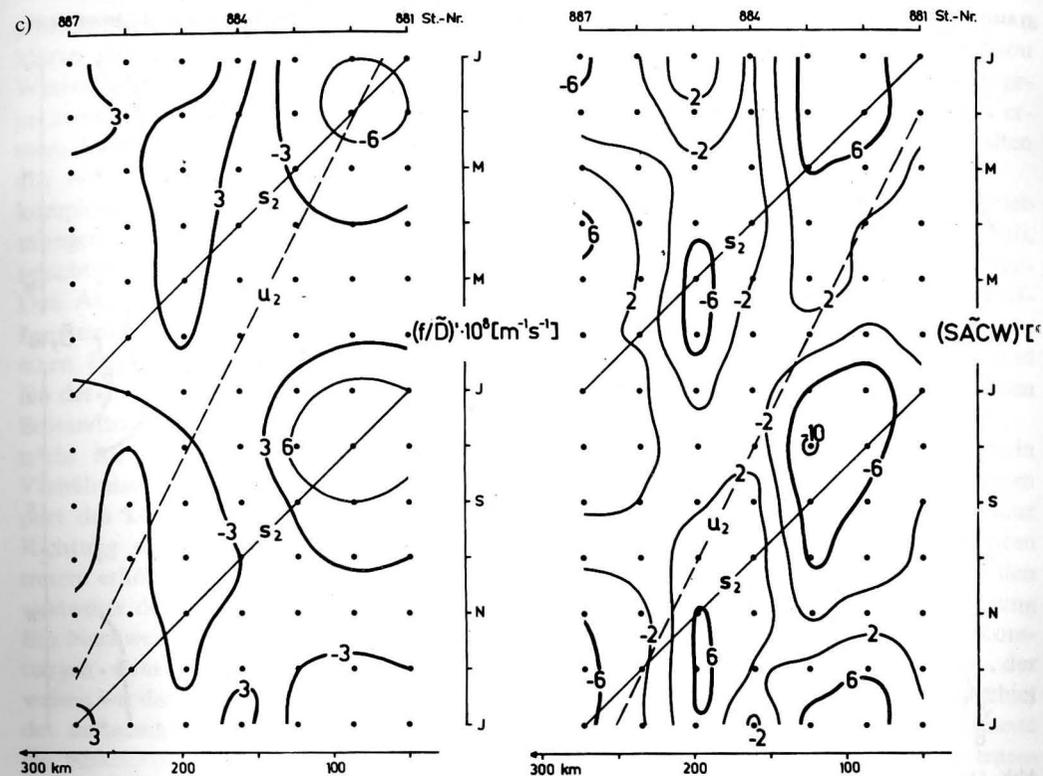


Abb. 10

Verteilungsmuster von $(f/\bar{D})'$ und $(\overline{SACW})'$ in $x-t$ -Darstellung mit Angabe der Abstrahlgeschwindigkeiten s_2 und/oder u_2 gemäß den Beziehungen (7) und (8) für jahreszeitlich angeregte Rossby-Wellen des mode $n = 2$

a) vor Nouadhibou (Stationen 842 bis 848) auf $20^\circ 55' N$

b) vor Nouakchott (Stationen 862 bis 868) auf $17^\circ 50' N$

c) vor Dakar (Stationen 881 bis 887) auf $14^\circ 45' N$

sind, nicht aber mit den Werten aus der Übergangsregion vor Nouakchott. Hier treten Werte auf, die etwa um den Faktor zwei größer sind. Aus der Analyse klimatologischer Daten der Temperatur an der Wasseroberfläche zeigten BULGAKOV u. a. (1985), daß die jahreszeitlichen Fluktuationen vor Nouakchott ein Maximum besitzen. Die Jahresamplitude der Wasseroberflächentemperatur nimmt von Nouakchott nach Norden und nach Süden ab. Dadurch wird das dazugehörige Signal im meridionalen Druckgradienten das Vorzeichen ändern können. GILL und NILER (1973) wiesen nach, daß sich der größte Beitrag für die jahreszeitliche Änderung im Druckfeld durch die vertikale ther-

misch erzwungene Ausdehnung und Schrumpfung der Deckschicht ergibt. Der interne meridionale Druckgradient im Niveau des UUC wird aus diesem Grunde für das Nord- und für das Südgebiet durch unterschiedliche Bedingungen innerhalb der Deckschicht bestimmt. Ein Hinweis darauf ist dem inversen zeitlichen Verhalten von \bar{D}' und \bar{D}'' in Abb. 7b gegeben worden. Entsprechend der Arbeitshypothese muß der an die Dynamik der Rossby-Wellen gekoppelte meridionale Druckgradient mit Annäherung an die Schelfkante (Küste) verschwinden. Hier gilt die Randbedingung, daß die küstennormale Stromkomponente an der „Küste“ gegen den Wert Null geht. Die Abb. 11a, b demonstriert,

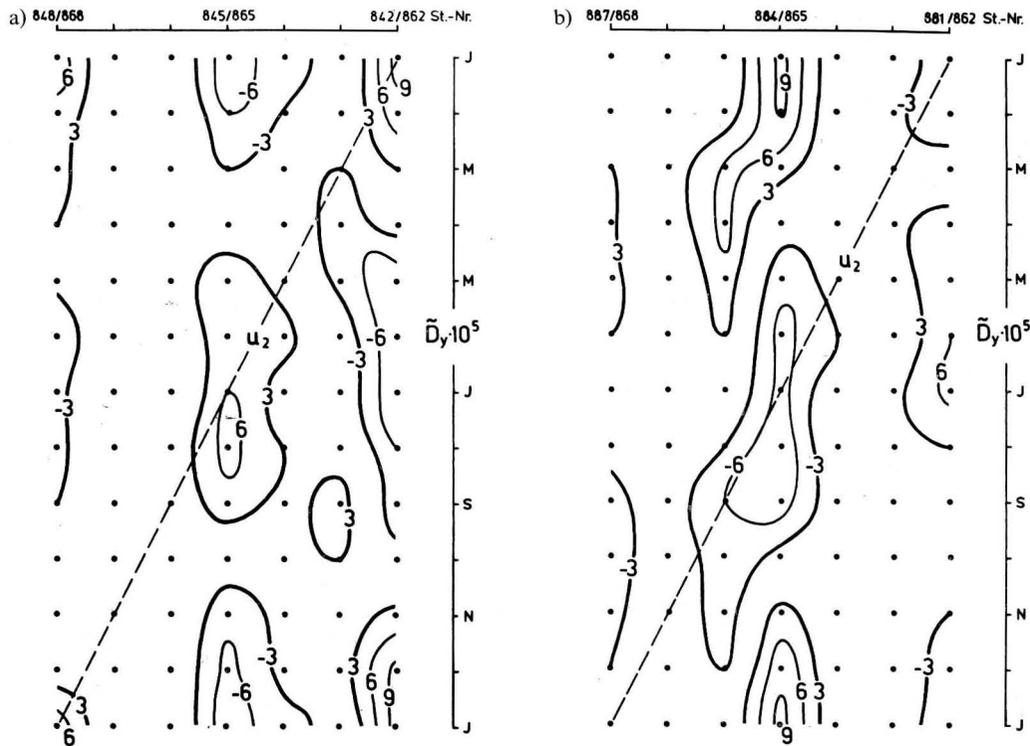


Abb. 11

Meridionale Gradienten der Schichtdicke \bar{D}_y für a) das Nordgebiet zwischen Nouadhibou und Nouakchott (Stationen 842/862 bis 848/868); b) das Südgebiet zwischen Nouakchott und Dakar (Stationen 862/881 bis 868/887) mit Angabe der theoretischen Phasengeschwindigkeit u_2 für jahreszeitlich angeregte Rossby-Wellen

daß dies für den geostrophischen Anteil der zonalen Stromkomponente in Nachbarschaft der Schelfkante nicht gilt. Die dargestellten Nord-Südgradienten der Schichtdicke des UUC entsprechen inhaltlich den Strukturen der meridionalen Druckgegensätze. Sowohl zwischen Dakar und Nouakchott als auch zwischen Nouakchott und Nouadhibou ist an den küstennächsten Stationen ein deutliches Signal des Jahresganges erkennbar. Ein Vergleich der berechneten Wasserstands anomalien, die in Abb. 9 wiedergegeben sind, mit den Darstellungen in Abb. 11a, b weist eine überraschend gute Übereinstimmung auf. Zeitlich treten die Extrema von \bar{D}_y in einer festen Küstenentfernung dann auf, wenn sich das Vorzeichen der Wasserstands anomalien h' ändert. Die $x-t$ -Position der Maxima und Minima in Abb. 11a, b entsprechen völlig denen in Abb. 9 und in

Abb. 10. Die monatlichen Beträge der meridionalen Schichtdickenänderung sind für das Südgebiet zwischen Dakar und Nouakchott und für das Nordgebiet zwischen Nouakchott und Nouadhibou vergleichbar. Während im Südgebiet die Abstrahlgeschwindigkeit s_2 und u_2 möglich erscheinen, dominiert im Nordgebiet die Verlagerungsgeschwindigkeit u_2 . Die Darstellungen in Abb. 11a und Abb. 11b unterscheiden sich an einer Position in der zeitlichen Folge lediglich im Vorzeichen, wie es nach den obigen Ausführungen erwartet wurde.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß sich das jahreszeitliche Verhalten der Bestimmungsgrößen Schichtdicke und Gehalt an Südatlantischem Zentralwasser innerhalb des Auftriebsunterstromes vor der Schelfkante des nordwestafrikanischen Auftriebsgebietes durch die lineare Theorie von

jahreszeitlich angeregten Rossby-Wellen erklären läßt. Diese Erklärung beinhaltet die Westverlagerung von SACW aus dem UUC in zonal alternierenden „alten“ Unterströmen, die durch NACW führende Strömungen aus Norden getrennt sind. Es entsteht ein komplexes System von Nord- und Südströmungen innerhalb intermediärer Wasserschichten in Tiefen zwischen 100 m und 300 m. Das Abstrahlen des UUC aus der Schelfkantzone in den offenen Atlantik bedeutet einen Export von nährstoffreichem SACW. Da der Auftriebsunterstrom ein permanenter Bestandteil der Dynamik des Wasserauftriebs ist, beschreiben die hier dargelegten Verhältnisse im wesentlichen auch den Export des küstennahen Auftriebsprozesses in Richtung des offenen Atlantiks. Das Auftreten erhöhter Bioproduktivität in Zonen westwärts der Schelfkante wird so plausibel. Ein Nachweis durch entsprechende Beobachtungen steht jedoch noch aus. Schließlich weisen wir darauf hin, daß der Zuordnung zu der aufgezeigten Modalstruktur für $n = 2$ ein gesicherter Beleg fehlt. Dies liegt in der Natur des analysierten Beobachtungsmaterials. Dennoch sind die hier vorgestellten Ergebnisse zur Erklärung der jahreszeitlichen Muster im Auftriebsgebiet vor Nordwestafrika ermutigend und unterstreichen die Bedeutung einer langfristigen kontinuierlichen Arbeit in regional bedeutungsvollen Meeresgebieten.

7. Schlußfolgerungen

Die vorliegenden Untersuchungen begründen sich auf die hydrographischen Meßergebnisse von FS „A. v. Humboldt“ der Akademie der Wissenschaften der DDR aus den Jahren von 1970 bis 1984. Die Feldarbeiten fanden im Rahmen der Beiträge der DDR zur Erkundung der küstennahen Wasserauftriebsprozesse im Ostteil des nördlichen Zentralatlantiks statt, speziell im Auftriebsgebiet vor Nordwestafrika.

Für die vorliegende Auswertung wurden die

drei Zonalschnitte vor Dakar im Süden, vor Nouakchott in der Mitte und vor Nouadhibou im Norden des Untersuchungsgebietes ausgewählt. Die Auswahl der Zonalschnitte erfolgte nach dem jahreszeitlichen Verhalten auftriebsrelevanter Windbedingungen.

Vor Nouadhibou wird der Wasserauftrieb ganzjährig beobachtet. In den Monaten Juli, August und September erlischt der küstennahe Auftrieb vor Nouakchott. Für die Auftriebsdynamik liegt hier eine Übergangszone zum Südgebiet vor Dakar, wo Auftrieb und Nichtauftrieb im Rhythmus eines halben Jahres wechseln.

Der Auftriebsunterstrom (UUC) ist ein permanenter Bestandteil der großmaßstäbigen Auftriebsdynamik. Er ist eng an die Existenz eines internen meridionalen Druckgradienten gebunden. Dieser Druckgradient ist für den Zeitmaßstab eines Jahres in erster Näherung in Balance mit der küstenparallelen Komponente der Windschubspannung an der Meeresoberfläche. Im Untersuchungsgebiet verläuft der UUC westlich der Schelfkante in Tiefen zwischen 100 und 300 m. Er transportiert Südatlantisches Zentralwasser (SACW) von niederen in höhere Breiten. Das SACW des UUC ist eine bedeutungsvolle Quelle für das nährstoffreiche Auftriebswasser über dem Schelf. Die maximale Anreicherung von SACW wurde in der Schicht zwischen den Isopyknen $\sigma_t = 26,4$ und $\sigma_t = 26,7$ identifiziert. Vor Dakar und vor Nouakchott besteht im Jahresverlauf annähernd ein linearer Zusammenhang zwischen dem Gehalt an SACW und der vertikalen Mächtigkeit dieser intermediären Schicht. Dies gilt unabhängig von der Entfernung zur Schelfkante. Vor Nouadhibou ist die Schichtdicke zwischen den ausgewählten Dichteflächen infolge der intensiveren Vermischung des SACW mit dem Nordatlantischen Zentralwasser (NACW) bei stark variierenden SACW-Prozenten weniger variabel. Der beschriebene „Grundzustand“, als Mittelwert über das Jahr, ist für die zonalen Massenfeldstrukturen nicht notwendig der Nachweis für einen stationären Anteil des UUC. Auf den Zonalschnitten resultiert sein

Erscheinungsbild aus der zeitlichen Mittelung über unterschiedliche Phasenlagen der jahreszeitlichen Fluktuationen.

Die monatlichen Änderungen in der intermediären Schicht mit einer Anreicherung an SACW können durch die lineare Theorie jahreszeitlich angeregter Rossby-Wellen erklärt werden. Prinzipiell sind die entlang der Zonalschnitte mit der Jahreszeit entstehenden Muster in der analysierten Schichtdicke und im SACW-Gehalt vor Dakar, vor Nouakchott und vor Nouadhibou vergleichbar mit den theoretisch erwarteten Verteilungen der Wasserstands anomalien. Unterschiede ergeben sich in der Lage der Extreme und in der nach Westen gerichteten Ablösungsgeschwindigkeit. Dies wird durch die unterschiedliche Lage der drei Schnitte zum Anregungsgebiet des Nordostpassates erklärt. Um die beobachteten Extremwertlagen in der Mitte des Kontinentalabhangs beschreiben zu können, wurde ein zonaler Modulationsfaktor notwendig. Die erzielte Übereinstimmung der simulierten Verteilungsstrukturen mit den beobachteten $x-t$ -Mustern ist an dieser Stelle die alleinige Rechtfertigung für diese Modulation. Im Gegensatz zu einigen numerischen Modellrechnungen zum Export von Auftrieb in den offenen Atlantik, die $n = 1$ für jahreszeitliche Rossby-Wellen ausweisen, zeigen die Meßergebnisse Strukturen, die auf die Dynamik von $n = 2$ im Untersuchungsgebiet hindeuten. Die beobachtete und die berechnete Westverlagerung des SACW-Kernes und der f/\bar{D} -Konturen stimmen ausreichend überein.

Durch die Abstrahlgeschwindigkeit wurde indirekt geschlossen, daß sich die Jahrgänge vor Dakar und vor Nouakchott so verhalten, wie es einem Anregungsgebiet entspricht. Der Schnitt vor Nouadhibou liegt außerhalb des Anregungsgebietes. Die Südgrenze des Nordostpassates bildet den Ausgangspunkt für die Rossby-Wellen. Sie wird entscheidend durch die Meridionalwanderung der Inner-tropischen Konvergenzzone (ITCZ) im Verlaufe eines Jahres festgelegt. Die Position der ITCZ entlang der Küste wird als hinreichender Indikator für die jahreszeitlichen Variationen des SACW-Gehaltes und der Schicht-

dicke zwischen den Isopyknen von $\sigma_t = 26,4$ und $\sigma_t = 26,7$ angesehen.

Die hier erhaltenen Ergebnisse erheben keinen Anspruch auf einen gesicherten Beleg für die aufgezeigten Zusammenhänge. Dennoch sind die Resultate ermutigend, da sie sich in die derzeitigen Hypothesen zum jahreszeitlichen Verhalten des küstennahen Unterstromes einordnen lassen. Bei der Zuordnung der raum-zeitlichen Beobachtungsmuster zu einem speziellen mode gilt es zu beachten, daß ihre reale Beschreibung nur durch die Summe über unendlich viele mode möglich ist. Unsere Interpretation nutzt die Tatsache, daß das Summationsergebnis in seinen Strukturen irgendeinem ausgezeichneten mode „ähnelt“. Unter diesem Gesichtspunkt sind die Strukturen des zweiten mode zu betrachten. Gleichzeitig wird durch die genutzten Daten deutlich, daß derartige Fragestellungen nur durch langfristige und kontinuierliche Meßprogramme zu beantworten sind.

Danksagung

Wir möchten den Kollegen W. HUB und A. WILDE für die sorgfältige Anfertigung der Zeichnungen danken.

Dank schulden wir ebenfalls Herrn Dr. sc. W. FENNEL für die freundliche Mitteilung der Gleichungen (10).

Anhang

Ozeanologische Datenbasis

Angegeben wird die Zusammenstellung der Meßtermine auf den Stationen in Schelfkantennähe der in Abb. 1 ausgewiesenen Zonalschnitte vor Dakar ($14^{\circ}45' N$), Nouakchott ($17^{\circ}50' N$) und vor Nouadhibou ($20^{\circ}55' N$) in der monatlichen Folge der Beobachtung unabhängig vom Jahr der Messung.

Durch das Symbol (+) wird darauf hingewiesen, daß diese Beobachtungen zusätzlich für die Ermittlung des prozentualen Gehaltes an Südatlantischem Zentralwasser (SACW) auf dem Schnitt vor Nouadhibou hinzugezogen wurden. Solche Termine waren Be-

Dakar	Nouakchott	Nouadhibou
2. 3. 1973 N	1. 1. 1973 N	3. 1. 1973 N
22. 4. 1971 N	4. 3. 1984 S	27. 2. 1984 S
24. 5. 1974 N	5. 3. 1973 N	8. 3. 1973 N
1. 7. 1972 N	31. 3. 1983 S	16. 3. 1983 S
5. 8. 1972 N	20. 4. 1971 N	3. 4. 1973(+) N
27. 8. 1970 N	22. 5. 1974 N	18. 4. 1971 N
11. 10. 1971 N	28. 6. 1972 N	19. 5. 1974 N
28. 10. 1970 N	4. 8. 1972 N	30. 5. 1971(+) N
28. 12. 1972 N	31. 8. 1970 N	6. 6. 1974(+) N
	8. 10. 1971 N	10. 6. 1971(+) N
	31. 10. 1970 N	11. 6. 1974(+) N
		16. 6. 1974(+) N
		25. 6. 1972 N
		27. 7. 1972
		2. 9. 1970 N
		17. 9. 1970(+) N
		3. 10. 1971 N
		26. 10. 1971(+) N
		2. 11. 1970 N
		10. 11. 1971(+) N
		1. 12. 1972(+) N
		7. 12. 1972(+) N
		14. 12. 1972(+) N

standteil mesomaßstäbiger Sonderuntersuchungen im Auftriebsgebiet vor Cap Blanc.

Die Dauer der Messungen erstreckte sich im Mittel über 24 Stunden von Beginn der Messung auf den küstennächsten Stationen. Durch (N) und durch (S) wurden die Messungen mit Nansenschöpfern und mit der Meßkette OM-75 unterschieden.

Die Daten beruhen auf den vom FS „A. v. Humboldt“ des Instituts für Meereskunde (IfM) der Akademie der Wissenschaften der DDR durchgeführten Expeditionen zur Erkundung des Ökosystems „Wasserauftrieb“ vor der Küste Nordwestafrikas. Alle Daten vom 1. Juli 1970 bis 17. Dezember 1979 sind aus dem Archiv des IfM im internationalen GATE-Format auf Magnetband verfügbar. Ab 1. Januar 1980 liegen die Daten im internationalen GF-3 Format vor.

Literatur

BULGAKOV, N. P.; POLONSKY, A. B.; POPOV, YU. I.; ARTAMONOV, YU. V.; NIKIFOROVA, V. P.: Variability of the temperature field off the north-western

coast of Africa. — *Simp. Int. Afr. Inst. Inv. Pesq.*, Barcelona 1985, Vol. I, 79—92.

CARTON, J. A.; PHILANDER, S. G. H.: Coastal upwelling viewed as a stochastic phenomenon. — *J. Phys. Oceanogr.* **14** (1984), 1499—1509.

CUSHING, D. H.: Upwelling and the production of fish. — *Adv. mar. Biology* **9** (1971), 255—334.

DELECLUSE, P.: Coastal effects on upwelling. — In: *Hydrodynamics of the equatorial ocean/ed. by NIHOUL, J. C. J.* — Amsterdam: Elsevier Science Publishers, 1983, 259—279.

Deutsches Hydrographisches Institut: Monatskarten für den Nordatlantischen Ozean Nr. 2420, Hamburg 1956.

EMERY, W. J.; LEE, W. G.; MAGAARD, L.: Geographic and seasonal distribution of Brunt-Väisälä frequency and Rossby radii in the North Pacific and North Atlantic. — *J. Phys. Oceanogr.* **14** (1984), 294—317.

FENNEL, W.; LASS, H. U.: On the vertical eigenvalue problems on Equatorial Trapped Waves. — *Gerlands Beiträge zur Geophysik* **88** (1979), 279—293.

FENNEL, W.; HALPERN, D.; LASS, H. U.: Current spectra at the equator. — *Beitr. Meereskd.* **56** (1987), 3—18.

- GILL, A. E.; NILER, P. P.: The theory of the seasonal variability in the ocean. — *Deep-Sea Res.* **20** (1973), 141—177.
- HAGEN, E.: Ein einfaches Schema der Entwicklung von Kaltwasserauftriebszellen vor der nordwestafrikanischen Küste. — *Beitr. Meereskd.* **33** (1974), 115—125.
- HAGEN, E.; SCHEMAINDA, R.: Der Guineadom im ostatlantischen Stromsystem. — *Beitr. Meereskd.* **51** (1984), 5—27.
- HAGEN, E.; SCHEMAINDA, R.: On actual and mean vertical structures within the 1500 dbar top layer northwest off Cape Verde Islands. — *Beitr. Meereskd.* **55** (1986), 19—27.
- HAGEN, E.; SCHEMAINDA, R.; MICHELCHEN, N.; ZAHN, W.; WOLF, G.; NEHRING, D.; BRENNING, U.: Quasi-stationäre Strukturen im Wasserauftrieb vor Mauretaniens im März/April 1983. — *Beitr. Meereskd.* **54** (1986), 19—31.
- HISARD, P.; HENIN, C.: The 1982—83 warm upwelling season in the Canary Current off Dakar. — *Tropical Ocean-Atmosphere Newsletter*, No. 19 (1983), 12 to 13.
- KATZ, E. J.; MOLINARI, R. L.; CARTWRIGHT, D. E.; HISARD, P.; LASS, H. U.; DE MESQUITA, A.: The seasonal transport of the Equatorial Undercurrent in the western Atlantic (during the Global Weather Experiment). — *Oceanologica Acta* **4** (1981), 445 to 450.
- KIRK, A.; SPETH, P.: Wind conditions along the coasts of Northwest Africa and Portugal during 1972—79. — *Tropical Ocean-Atmosphere Newsletter*, No. 30 (1985), 15—16.
- KIRWAN, A. D.: On "Oceanic Isopycnal Mixing by Coordinate Rotation". — *J. Phys. Oceanogr.* **13** (1983), 1318—1319.
- KRAUSS, W.; WUEBBER, C.: Response of the North Atlantic to annual wind variations along the eastern coast. — *Deep-Sea Res.* **29** (1982), 851—868.
- LAMB, P. J.: On the mixed-layer climatology of the north and tropical Atlantic. — *Tellus* **36A** (1984), 292—305.
- LASS, H. U.; WULFF, C.; SCHWABE, R.: Methoden und Programme zur automatischen Erkennung und Korrektur von Meßfehlern in ozeanologischen Vertikalprofilen. — *Beitr. Meereskd.* **48** (1983), 95—111.
- LEROUX, M.: *Le Climat de l'Afrique Tropicale*. — Paris: Editions CHAMPION, 1983. — Atlas, 250 p.
- MCCREARY, I. P.: A linear stratified ocean model of the coastal undercurrent (a model of the coastal undercurrent). — *Phil. Trans. roy. Soc. London, A* **302** (1981), 385—415.
- MERLE, J.; ARNAULT, S.: Seasonal variability of the surface dynamic topography in the tropical Atlantic ocean. — *J. mar. Res.* **43** (1985), 267—288.
- MICHELCHEN, N.: The Southern Oscillation and the interannual upwelling variations off Northwest Africa and in the Gulf of Guinea. — *Tropical Ocean-Atmosphere Newsletter*, No. 30 (1985), 17 to 18.
- MÖCKEL, F.: Die ozeanologische Meßkette OM 75, eine universelle Datenerfassungsanlage für Forschungsschiffe. — *Beitr. Meereskd.* **43** (1980), 5—14.
- MYSAK, L. A.: Recent advances in shelf wave dynamics. — *Rev. Geophysics and Space Physics* **18** (1980) 1, 211—241.
- PHILANDER, S. G. H.: Forced oceanic waves. — *Review of Geophysics and Space Physics* **16** (1978) 1, 15—46.
- PHILANDER, S. G. H.; YOON, J. H.: Eastern boundary currents and coastal upwelling. — *J. Phys. Oceanogr.* **12** (1982), 862—879.
- PICAUT, I.; SERVAIN, J.; LECOMTE, P.; SEVA, M.; LUKAS, S.; ROUGIER, G.: Climatic atlas of the tropical Atlantic, wind stress and sea surface temperature 1964—1979. Univ. de Bretagne Occidentale, Univ. of Hawaii (1985), p. 467.
- SCHEMAINDA, R.; SCHULZ, S.; NEHRING, D.: Beiträge der DDR zur Erforschung der küstennahen Wasserauftriebsprozesse im Ostteil des nördlichen Zentralatlantiks. Teil I: Das ozeanographische Beobachtungsmaterial der Meßfahrt 1970. — *Geod. Geophys. Veröff.*, R. IV, H. 7 (1972), 57 S.
- SCHEMAINDA, R.; NEHRING, D.; SCHULZ, S.: Ozeanologische Untersuchungen zum Produktionspotential der nordwestafrikanischen Wasserauftriebsregion 1970—1973. — *Geod. Geophys. Veröff.*, R. IV, H. 16 (1975), 85 S.
- SPETH, P.; DETLEFSEN, H.; SIERTS, H. W.: Meteorological influence on upwelling off Northwest Africa. — *Dt. Hydrogr. Z.* **31** (1978), 95—104.
- SUGINOHARA, N.; KITAMURA, Y.: Long-term coastal upwelling over a continental shelf-slope. — *J. Phys. Oceanogr.* **14** (1984), 1095—1104.
- TOMCZAK, M.: An investigation into the occurrence and development of cold water patches in the upwelling region off NW Africa. — "Meteor"-Forsch.-Ergebnisse, Reihe A, **13** (1973), 1—42.
- VERSTRAETE, I. M.: Further evidence of poleward propagation of the mean seasonal coastal upwelling in the Gulf of Guinea. — *Tropical Ocean-Atmosphere Newsletter*, No. 29 (1985), 8—10.
- WERNER, F. E.; HICKEY, B. M.: The role of a longshore pressure gradient in Pacific northwest coastal dynamics. — *J. Phys. Oceanogr.* **13** (1983), 395—410.

- WOOSTER, W. S.; BAKUN, A.; MCLAIN, D. R.: The seasonal upwelling cycle along the eastern boundary of the North Atlantic. — *J. mar. Res.* **34** (1976) 2, 131—141.
- YOSHIDA, K.: Circulation in the eastern tropical oceans with special references to upwelling and undercurrents. — *J. Geophys.* **4** (1967), 1—75.

Anschrift der Autoren:

Dr. sc. E. HAGEN, Dr. R. SCHEMAINDA*)
Akademie der Wissenschaften der DDR
Institut für Meereskunde
DDR-2530 Rostock-Warnemünde

Eingereicht: 10. April 1987

Zur Veröffentlichung angenommen: 26. Juni 1987

*) Am 18. 4. 1987 verstorben; vgl. Nachruf *Beitr. Meereskd.* **57** (1987), S. 106.

DIETWART NEHRING

Phosphate and nitrate trends and the ratio oxygen consumption to phosphate accumulation in central Baltic deep waters with alternating oxic and anoxic conditions

With 8 figures and 2 tables

Abstract: Long-term investigations in the bottom water of the Gotland Deep show decreasing phosphate accumulation during separate periods of stagnation resulting in a negative overall trend in the period 1958—1985. The reason may be the decreasing pool of phosphate which can be remobilized by hydrogen sulfide from the sediments.

Studies ignoring concentrations below $2 \mu\text{mol} \cdot \text{dm}^{-3}$ caused by denitrification yield a positive nitrate trend in the bottom water of the Bornholm Deep between 1965 and 1985. The phosphate trend is also positive in the period 1958—1985.

The ratio of oxygen consumption to phosphate accumulation is not well defined in central Baltic deep waters, mainly because phosphate is remobilized from the sediments when hydrogen sulfide is produced.

Zusammenfassung: Langzeituntersuchungen im Bodenwasser des Gotlandtiefs zeigen eine Abnahme der Phosphatakkumulation im Verlauf der einzelnen Stagnationsperioden. Daraus resultiert für den Zeitraum 1958—1985 ein negativer Gesamttrend. Als Ursache wird der abnehmende Vorrat an Phosphat, das durch Schwefelwasserstoff aus den Sedimenten remobilisiert werden kann, angesehen.

Untersuchungen, bei denen Konzentrationen $> 2 \mu\text{mol} \cdot \text{dm}^{-3}$ unberücksichtigt blieben, weil sie durch Denitrifikation beeinflusst sind, ergaben einen positiven Nitrattrend (1965—1985) im Bodenwasser des Bornholmtiefs. Der Phosphattrend (1958—1985) ist ebenfalls positiv.

Das Verhältnis von Sauerstoffverbrauch zu Phosphatakkumulation ist nicht gut definiert im Tiefenwasser der zentralen Ostsee, hauptsächlich weil Phosphat aus den Sedimenten remobilisiert wird, wenn Schwefelwasserstoff entsteht.

Резюме: Длительные исследования в придонном слое Готландской впадины показали понижение аккумуляции фосфата во время отдельных периодов стагнации. Из этого следует отрицательная общая тенденция для периода 1958—1985. Причиной считается то, что запас фосфата, который

может переходить из осадка в воду при наличии сероводорода, понижается.

Исследования нитрата дали положительную тенденцию (1965—1985), причем концентрации $< 2 \text{ мк моль} \cdot \text{дм}^{-3}$ не учитывались, так как они возникли в результате денитрификации. Концентрация фосфата тоже имеет положительную тенденцию (1958 до 1985).

Соотношение расхода кислорода и аккумуляции фосфата является не одинаковым в глубинных водах центрального Балтийского моря, так как фосфат освобождается из осадка, если сероводород возникает.

1. Introduction

Long-term trends in phosphate and nitrate accumulation in the Baltic proper have been studied by linear regression analysis (NEHRING 1984). These investigations show on average a significant increase in both nutrients in the winter surface layer, when biological productivity is light limited. Positive phosphate trends were also observed in the oxic deep water of the central Baltic basins, but nitrate only increased up to the late 1970's and then decreased by denitrification due to very unfavourable oxygen conditions.

Data varies greatly in Baltic deep waters with alternating oxic and anoxic conditions because phosphate is released from the sediments in the presence of sulfide and nitrate is reduced to nitrogen gas by microbial denitrification during the anoxic transition. These processes often masked trends in earlier studies with a restricted number of data (NEHRING 1985).

In spite of the temporarily anoxic conditions, however, significant phosphate trends

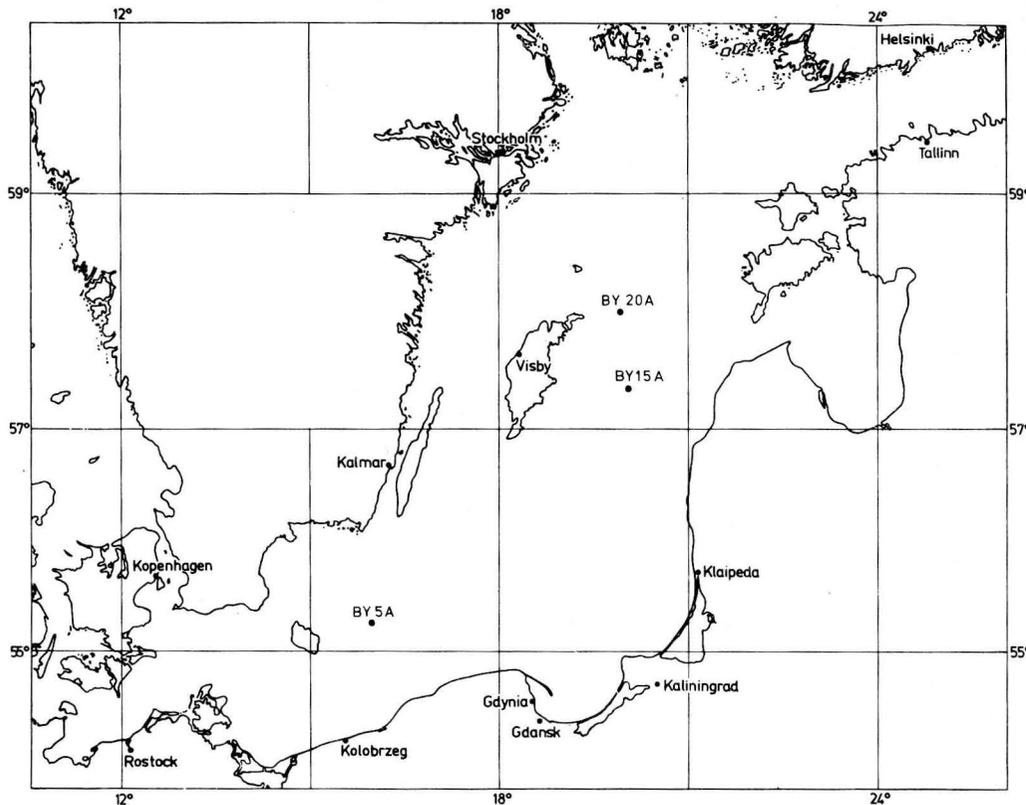


Fig. 1
Map of stations

have been discerned in the bottom water of the Landsort Deep. This exception was attributed to the smaller phosphate pool which can be remobilized from the sediments.

Comparable phosphate data have been continuously published by Sweden since 1958¹⁾ and, for not quite as long, by the USSR²⁾ for the central Baltic basins. In 1969 the GDR started with systematic investigations of the nutrient distribution in the Baltic

¹⁾ Published in: *Annales Biologique*, Copenhagen; *Meddelande fran Havsfiskelaboratoriet Lysekil* (Sweden); *Fishery Board of Sweden, Hydrogr. Data Lists*; *National Board of Sweden, Hydrogr. Data Lists*.

²⁾ Published in: *Annales Biologique*, Copenhagen.

proper³⁾. Long time series are available for the stations shown in Fig. 1. These series now permit additional studies of phosphate trends in stagnant Baltic deep waters with alternating oxic and anoxic conditions.

The water samples were analyzed using methods summarized by ROHDE and NEHRING (1979). High concentrations of hydrogen sulfide, which would disturb the phosphate analysis were removed from the samples by

³⁾ Data available in the data archives of the Institute of Marine Research, Rostock-Warnemünde, and partly present in the ICES Data Center Copenhagen, Denmark.

aeration before adding the molybdate dissolved in sulfuric acid.

Temporal variations in the concentrations were studied by linear regression analysis. Outliers (included in parenthesis in the figures) were not used in the calculations. Statistical significance was proved by Student's *t*-test.

2. Results

Figs. 2—4 show the long-term phosphate variations in the bottom water at stations in the central Baltic basins. While phosphate concentrations increase on average in the Bornholm Deep (Stat. BY 5A) and in the Fårö Deep (Stat. BY 20A) they decrease in

the Gotland Deep (Stat. BY 15A) in the period 1958—1985.

At the last station, the trend is not statistically significant (Tab. 1). On the other hand, maximum phosphate concentrations in the bottom water of the Gotland Deep following the separate periods of stagnation have clearly been decreasing since the 1960's. The phosphate pool that is remobilizable from the sediments under anoxic conditions seems to have become exhausted during the present stagnation period, which has lasted for a very long time. This is indicated by the, on average, unchanged phosphate concentrations between 1979 and 1985.

Since phosphate accumulation in stagnant Baltic deep waters depends to a large extent

Table 1

Phosphate trends in central Baltic deep waters

($y = a + bx$; b = mean annual variation in $\mu\text{mol} \cdot \text{dm}^{-3}$; x = year - 1900; s = standard deviation; r = coefficient of correlation)

Station	Depth m	Period	Conditions ¹⁾	a	b	s	r
Bornholm Deep (BY 5A)	80	1958—1985	$\text{O}_2 \geq 0$	-1.058	0.040	± 1.253	0.218**
			$\text{PO}_4^{3-} < 3 \mu\text{mol}$	0.077	0.020	± 0.479	0.283***
			$\text{PO}_4^{3-} > 3 \mu\text{mol}$	3.935	0.022	± 1.375	0.093
	85—89	1958—1985	$\text{O}_2 \geq 0$	-4.070	0.089	± 2.274	0.258***
			$\text{PO}_4^{3-} < 3 \mu\text{mol}$	0.145	0.019	± 0.512	0.242***
			$\text{PO}_4^{3-} > 3 \mu\text{mol}$	1.565	0.064	± 2.625	0.164
Gotland Deep (BY 15A)	100	1958—1985	$\text{O}_2 \geq 0$	-2.429	0.060	± 0.588	0.586***
			$\text{O}_2 \leq 0$	-0.601	0.051	± 0.924	0.368***
			$\text{O}_2 > 0$	2.979	0.014	± 0.647	0.179
	150	1958—1985	$\text{O}_2 > 0$	-0.195	0.042	± 0.862	0.295***
			$\text{O}_2 \geq 0$	5.606	-0.018	± 1.554	-0.080
			$\text{O}_2 < 0$	11.646	-0.085	± 0.996	-0.559***
	200	1958—1985	$\text{O}_2 > 0$	2.888	0.002	± 0.878	0.014
			$\text{O}_2 \geq 0$	7.885	-0.041	± 2.181	-0.127
			$\text{O}_2 < 0$	15.975	-0.132	± 1.250	-0.621***
Fårö Deep (BY 20A)	100	1963—1985	$\text{O}_2 > 0$	-0.876	0.050	± 0.851	0.276
			$\text{O}_2 \geq 0$	-1.361	0.049	± 0.639	0.413***
			$\text{O}_2 \leq 0$	-1.029	0.056	± 0.916	0.337***
	150	1963—1985	$\text{O} < 0$	-2.417	0.077	± 0.838	0.480***
			$\text{O}_2 > 0$	2.356	0.006	± 0.865	0.037
			$\text{O}_2 \geq 0$	0.825	0.042	± 0.970	0.248***
190—200	1963—1985	$\text{O}_2 < 0$	2.944	0.020	± 0.781	0.136	
		$\text{O}_2 > 0$	4.405	-0.016	± 0.641	-0.110	

¹⁾ $\text{O}_2 < 0$: negative oxygen (H_2S); $\text{PO}_4^{3-} < 3 \mu\text{mol}$ >: see text.

* $p < 0.05$; ** $p < 0.01$; *** $p < 0.001$

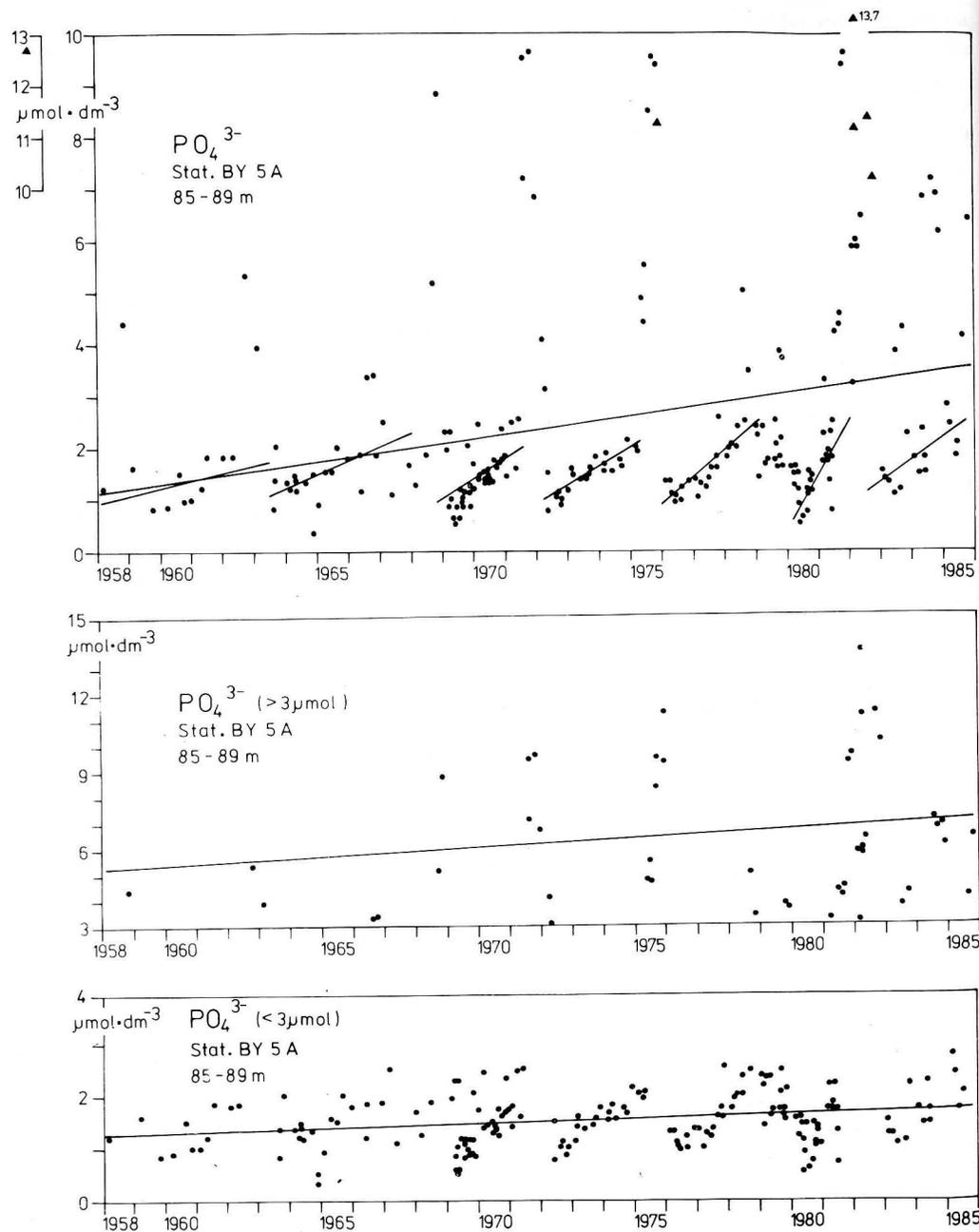


Fig. 2

Overall phosphate trend and trends after splitting data into high ($>3 \mu\text{mol}$) and low ($<3 \mu\text{mol}$) phosphate concentrations in the bottom water of the Bornholm Deep

on the oxygen conditions (NEHRING 1987), the data has been split into values measured under oxic and anoxic conditions. When neither oxygen nor hydrogen sulfide was found, the phosphate values were taken into consideration in the anoxic Figures.

The distinction between oxic and anoxic conditions was not meaningful for the Bornholm Deep. In this case, the data pool was divided into phosphate concentrations below and above $3 \mu\text{mol}$, regardless of the oxygen conditions.

Phosphate concentrations in the oxic Figures are increasing (Figs. 2 and 3) or decreasing (Fig. 4), on average, but the positive trend is statistically significant only in the Bornholm Deep. In the bottom water of the Gotland Deep the phosphate increase in the oxic Figure is of the same quantity as in depths with permanent oxic conditions (Tab. 1). This was not the case in 200 m depth and in the Fårö Deep.

Denitrification during the anoxic transition masks nitrate trends. Nitrate concentrations below $2 \mu\text{mol} \cdot \text{dm}^{-3}$ are definitely influenced by denitrification, as may also be the case with some higher values. Studies ignoring concentrations below $2 \mu\text{mol} \cdot \text{dm}^{-3}$, however, yield a positive nitrate trend in the bottom water of the Bornholm Deep (Fig. 5). This trend is statistically highly significant. The mean annual increase was $0.158 \mu\text{mol} \cdot \text{dm}^{-3}$ in the period 1965–1985.

Anoxic conditions in the Gotland Deep led to a negative phosphate trend (Fig. 3), which is statistically highly significant. At the other stations, unfavourable oxygen conditions and the formation of hydrogen sulfide produced positive trends (Figs. 2 and 4), which are statistically insignificant.

Tab. 1 summarizes the phosphate trends. These results are not restricted to the bottom water but also apply to other layers up to depths with permanent oxic conditions. The mean annual variations in column b show that phosphate accumulation in the oxic Figures becomes increasingly important as the depth decreases. As shown in earlier investigations (NEHRING 1984), phosphate trends

are positive and highly significant in permanently oxic deep waters.

In the following, relations between oxygen consumption and phosphate accumulation are studied more closely. Assuming simple stoichiometry ($\text{S}^{2-} + 2\text{O}_2 = \text{SO}_4^{2-}$), sulfide is converted into “negative oxygen” in order to obtain comparable equivalents. This simplification, however, may describe natural conditions incompletely, because other sulfur species may possibly be produced in significant amounts by microbial sulfate reduction under anoxic conditions. LUTHER III et al. (1986) found that polysulfides, thiosulfate, tetrathionate, organic thiols and organic disulfides accounted for roughly half of the oxidizable sulfur species in pore waters of the Great Belt Marsh, Delaware.

Regression lines were calculated for oxic and anoxic conditions. The same assumptions as were defined for the trend analysis apply also to these studies. Using all data, the overall regression lines were calculated as well, where this appeared meaningful.

Figs. 6–8 show phosphate-to-oxygen ratios in the Bornholm Deep, the Gotland Deep, and the Fårö Deep. In all Figures, phosphate accumulation correlates negatively with the oxygen concentration except in the bottom water of the Gotland Deep, where no correlations were found although the mean phosphate values of 2.98 ± 1.44 ($n = 78$) for oxic conditions and 5.85 ± 1.46 ($n = 98$) for anoxic conditions differ significantly (Student's *t*-test). For this reason, the overall regression is statistically significant.

The results summarized in Tab. 2, column b, show that phosphate accumulation generally increases in relation to oxygen concentrations under oxic conditions and decreases under anoxic conditions as the depth increases. On the other hand, phosphate accumulation relative to oxygen consumption is lower at depths where oxic conditions predominate or are permanent. Depths with alternating oxic and anoxic conditions are characterized by faster phosphate accumulation in the presence of sulfide.

Ratios calculated for the oxygen consump-

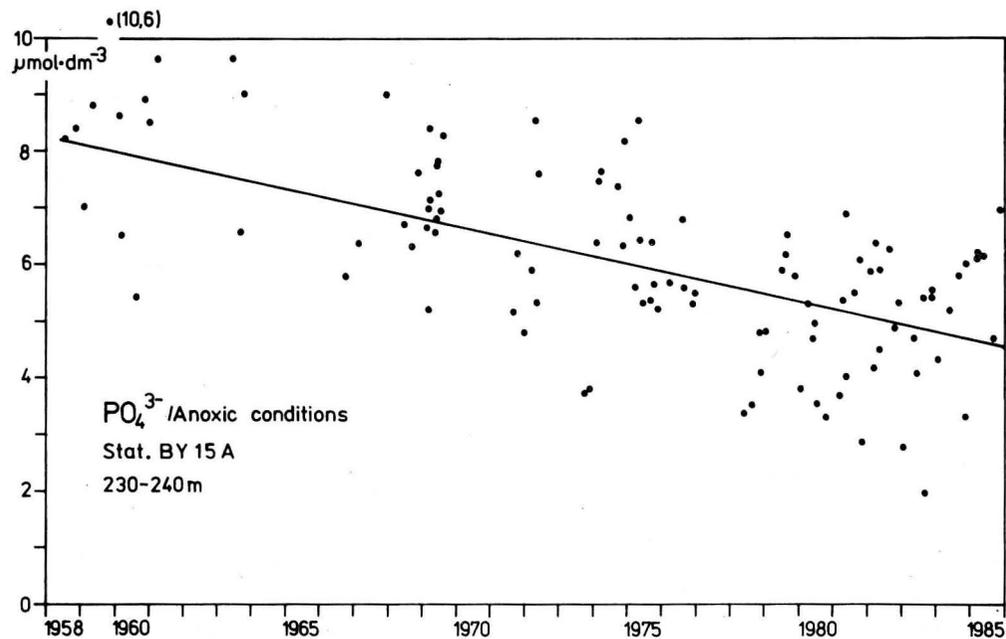
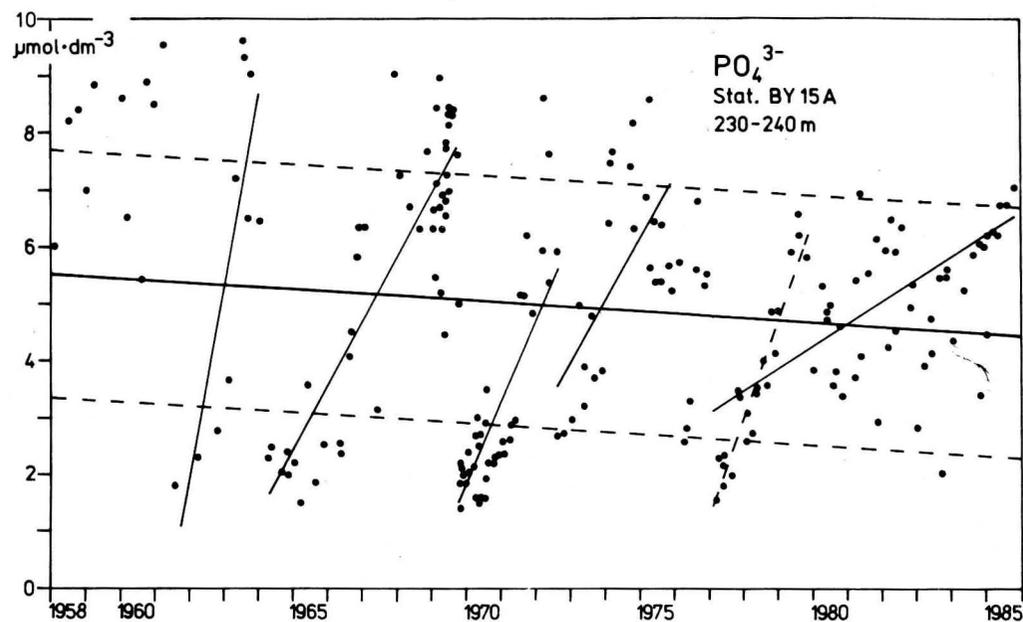


Fig. 3 (continued at p. 53)

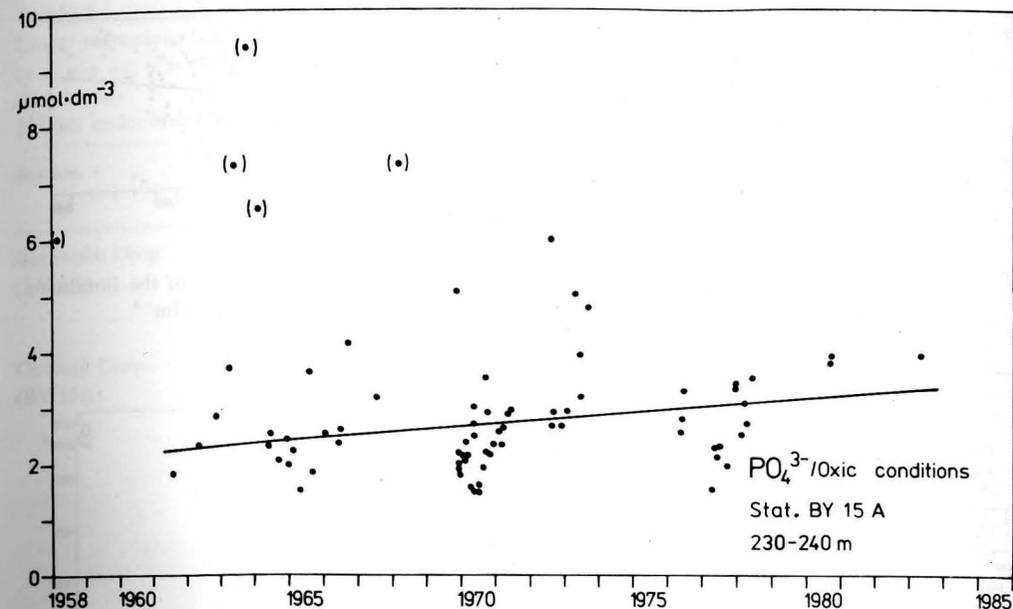


Fig. 3

Overall phosphate trend and trends after splitting data into phosphate concentrations measured under anoxic and oxic conditions in the bottom water of the Gotland Deep (The sum of phosphate values in the anoxic and oxic Figures is smaller than the total amount of phosphate data because in some cases information on the oxygen conditions is missing.)

tions and the phosphate accumulations in Tab. 2 vary over a wide range. This indicates that the relationships between these variables are not well defined in central Baltic deep waters.

3. Discussion

Anoxia is increasing in stagnant Baltic deep waters. In 1931, hydrogen sulfide was identified for the first time by smell in the Gotland Deep (GRANQVIST 1932). Since then, the frequency and duration of anoxic periods and concentrations of this gas have increased. Anthropogenic activities (LARSSON et al. 1985, NEHRING 1985) and hydrographic changes (NEHRING 1985) that have increased oxygen demand in central Baltic deep waters due to eutrophication are being discussed as causes in this connection.

Phosphate is partly fixed in the sediments in an iron-III-hydroxo complex in the presence

of oxygen (BALZER 1984). Reduction of this complex by hydrogen sulfide causes remobilization of phosphate. Increasing frequency and length of the anoxic periods and growing sulfide concentrations reduce the phosphate pool which can be remobilized from the sediments. This pool seems to become exhausted when anoxia continues for a long time, such as during the present stagnation period in the Gotland Deep which has continued since 1977 and is the longest ever recorded (MATTHÄUS 1985). Phosphate concentrations increased quickly at the beginning of this period, reaching about $6 \mu\text{mol} \cdot \text{dm}^{-3}$ in the bottom water as early as 1979 (Fig. 3). Later, the values fluctuated around $5 \mu\text{mol} \cdot \text{dm}^{-3}$ up to the end of the period under investigation, whereas sulfide concentrations continue to increase. For this reason the correlation between phosphate and oxygen concentrations (positive and negative) no longer exists in the bottom water.

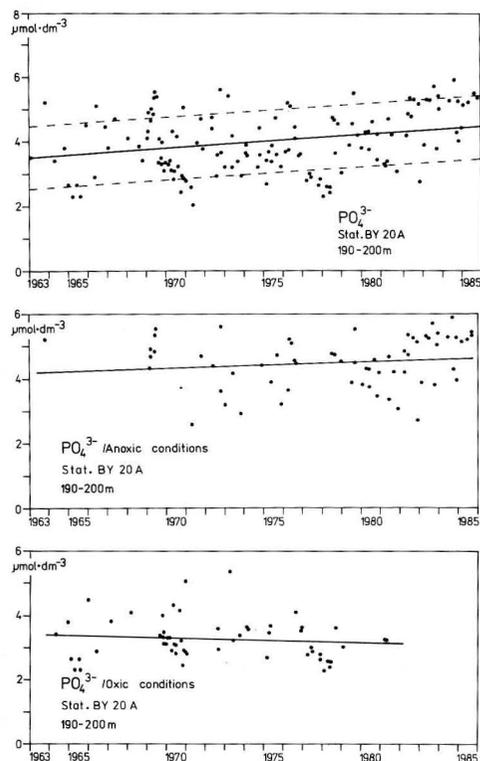


Fig. 4

Overall phosphate trend and trends after splitting data into phosphate concentrations measured under anoxic and oxic conditions in the bottom water of the Fårö Deep (The sum of phosphate values in the anoxic and oxic Figures is smaller than the total amount of phosphate data because in some cases information on the oxygen conditions is missing.)

The highest phosphate concentrations have been decreasing since the 1960's following the various periods of stagnation. Anoxic conditions produce a negative phosphate trend, which is statistically highly significant. This results in a negative overall trend in the period 1958–1985 which, however, is not statistically secured because of the considerable dispersion of the data due to alternating oxic and anoxic conditions.

The effects of the impoverished phosphate pool which is remobilizable from the sediments diminish with decreasing depth, until at depths of 150 and 100 m phosphate accumulation becomes highly significant.

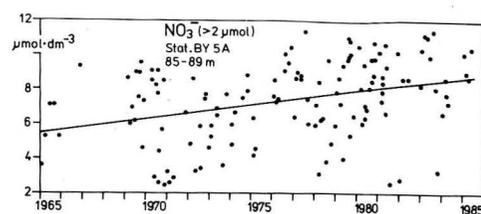


Fig. 5
Nitrate trend in the bottom water of the Bornholm Deep ignoring values below $2 \mu\text{mol} \cdot \text{dm}^{-3}$

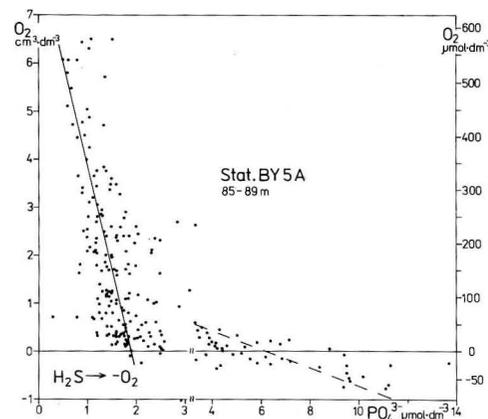


Fig. 6
Relationship between oxygen consumption and phosphate accumulation in the Bornholm Deep

More phosphate is liberated from sediments by hydrogen sulfide in areas where oxic conditions prevail, such as in the Bornholm Deep (Fig. 4). Anoxic conditions occasionally found at this station produce phosphate concentrations up to $11 \mu\text{mol}$ per litre.

The present studies show that the pool of remobilizable phosphate in the sediments of the central Baltic Sea is decreasing due to the increasing frequency and length of anoxic periods and sulfide concentrations. Consequently, phosphate concentrations are decreasing on average in the bottom water as well. The further deterioration of the oxygen conditions in central Baltic deep waters will

Table 2

Linear regressions between oxygen consumption and phosphate accumulation in central Baltic deep waters ($y = a + bx$; $y = \text{PO}_4^{3-}$ in $\mu\text{mol} \cdot \text{dm}^{-3}$; $x = \text{O}_2$ in $\text{cm}^3 \cdot \text{dm}^{-3}$; s = standard deviation; r = coefficient of correlation)

Periods under investigation agree with Table 1.

Station	Depth m	Conditions ¹⁾	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>s</i>	<i>r</i> ¹⁾	$-\text{O}_2:\text{P}$ μmol
Bornholm Deep (BY 5A)	80	$\text{PO}_4^{3-} < 3$	1.984	-0.198	± 0.373	-0.665***	451
		$\text{PO}_4^{3-} > 3$	5.980	-3.314	± 1.027	-0.668**	27
	85–89	$\text{PO}_4^{3-} < 3$	2.057	-0.222	± 0.578	-0.533***	402
		$\text{PO}_4^{3-} > 3$	6.059	-5.237	± 2.027	-0.667***	17
Gotland Deep (BY 15A)	100	$\text{O}_2 > 0$	2.223	-0.219	± 0.697	-0.275***	408
		$\text{O}_2 \geq 0$	3.441	-0.901	± 0.857	-0.516***	99
	150	$\text{O}_2 < 0$	3.765	-0.765	± 0.437	-0.528*	117
		$\text{O}_2 > 0$	3.331	-0.742	± 0.893	-0.357***	120
	200	$\text{O}_2 \geq 0$	3.976	-0.943	± 1.177	-0.634***	95
		$\text{O}_2 < 0$	4.619	-0.441	± 0.943	-0.346***	202
		$\text{O}_2 > 0$	4.234	-1.587	± 1.251	-0.511***	56
		$\text{O}_2 \geq 0$	4.479	-1.327	± 1.981	-0.219**	67
	230–240	$\text{O}_2 < 0$	5.808	-0.028	± 1.456	-0.020	(3189)
		$\text{O}_2 > 0$	3.140	-0.017	± 1.547	-0.110	(5253)
Fårö Deep (BY 20A)	100	$\text{O}_2 > 0$	2.540	-0.287	± 0.683	-0.229**	311
		$\text{O}_2 \geq 0$	3.181	-0.979	± 0.800	-0.564***	91
	150	$\text{O}_2 < 0$	3.237	-0.883	± 0.447	-0.662**	101
		$\text{O}_2 > 0$	3.220	-1.093	± 0.903	-0.336***	82
	190–200	$\text{O}_2 \geq 0$	3.613	-0.681	± 0.703	-0.678***	131
		$\text{O}_2 < 0$	3.945	-0.461	± 0.698	-0.464***	194
		$\text{O}_2 > 0$	3.858	-1.803	± 0.647	-0.488***	50

¹⁾ see Tab. 1.

therefore transiently reduce eutrophication to some extent not only by denitrification (GUNDERSEN 1981; SHAFFER, RÖNNER 1984) but also by decreasing phosphate remobilization from the sediments.

Other results concern the ratio of oxygen consumption to phosphate accumulation. Due to decomposition of organic matter, the Redfield AOU concept (apparent oxygen utilization) is characterized by $-\text{O}_2:\text{P} = 276$ (μmol) in open ocean deep waters (REDFIELD et al. 1963). The net consumption of free oxygen under an isopycnal surface above the Baltic redox cline yield a well defined ratio of 159 ± 6 (SHAFFER 1986). In oxic Baltic deep waters, GIESKES and GRASSHOFF (1971) found a ratio of roughly 400, but this is probably not general. The results of the present long-term studies agree with

the higher value in deep waters where permanent oxic conditions predominate (Tab. 2). The ratio decreases strongly at greater depths where oxic and anoxic conditions alternate, even when only phosphate data measured in the presence of oxygen is analyzed.

The present results show that in accordance with GIESKES and GRASSHOFF (1971) the ratio of oxygen consumption to phosphate accumulation is not strictly defined in central Baltic deep waters, although the well oxygenated isopycnal surface form an exception (SHAFFER 1986). The main reason is the remobilization of phosphate from the sediments, amounting up to 85% of the increase (GIESKES, GRASSHOFF 1971), under anoxic conditions. It should also be born in mind that we converted only sulfide into "negative oxygen" and did not take the possibly substantial

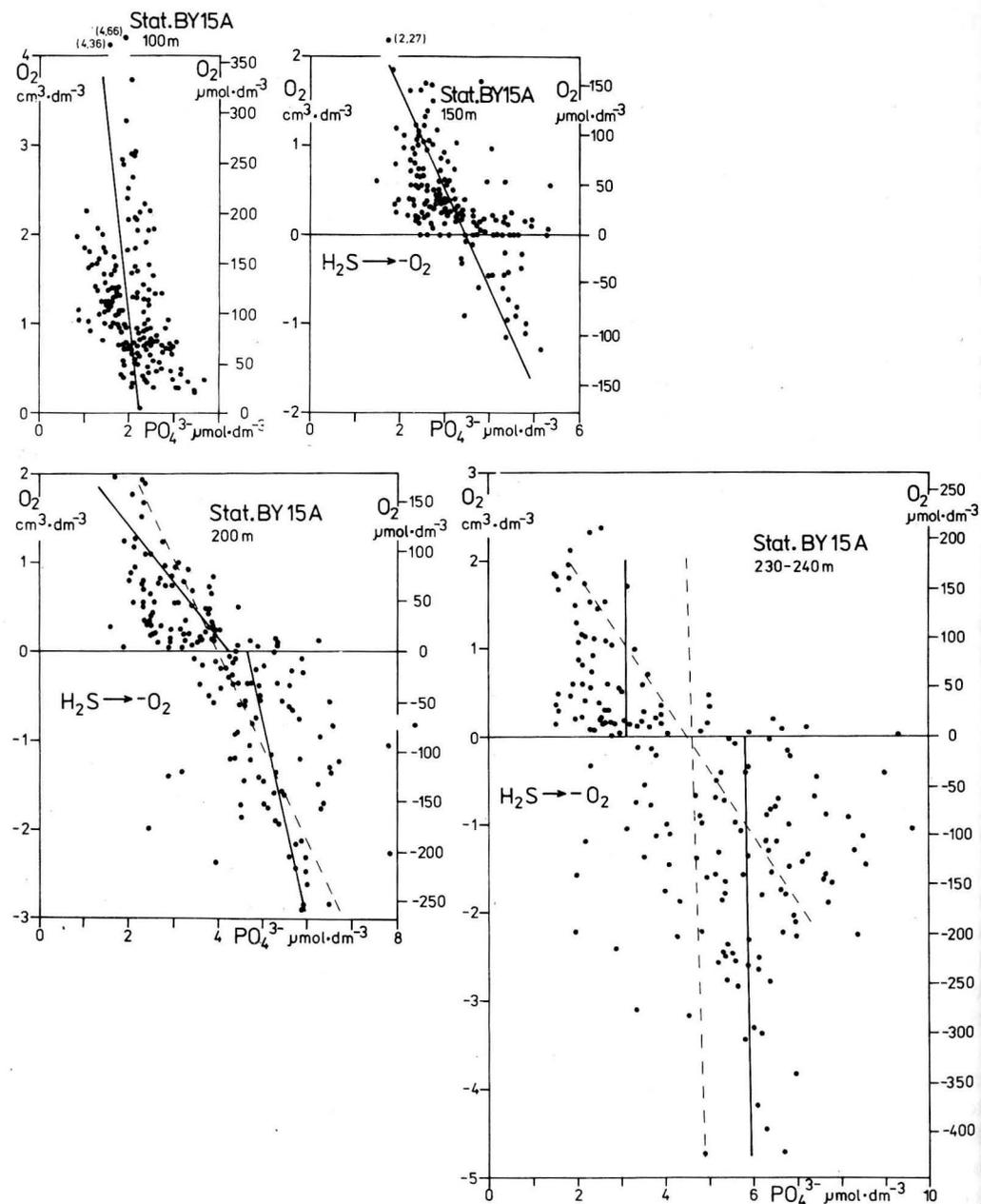


Fig. 7
Relationship between oxygen consumption and phosphate accumulation in the Gotland Deep

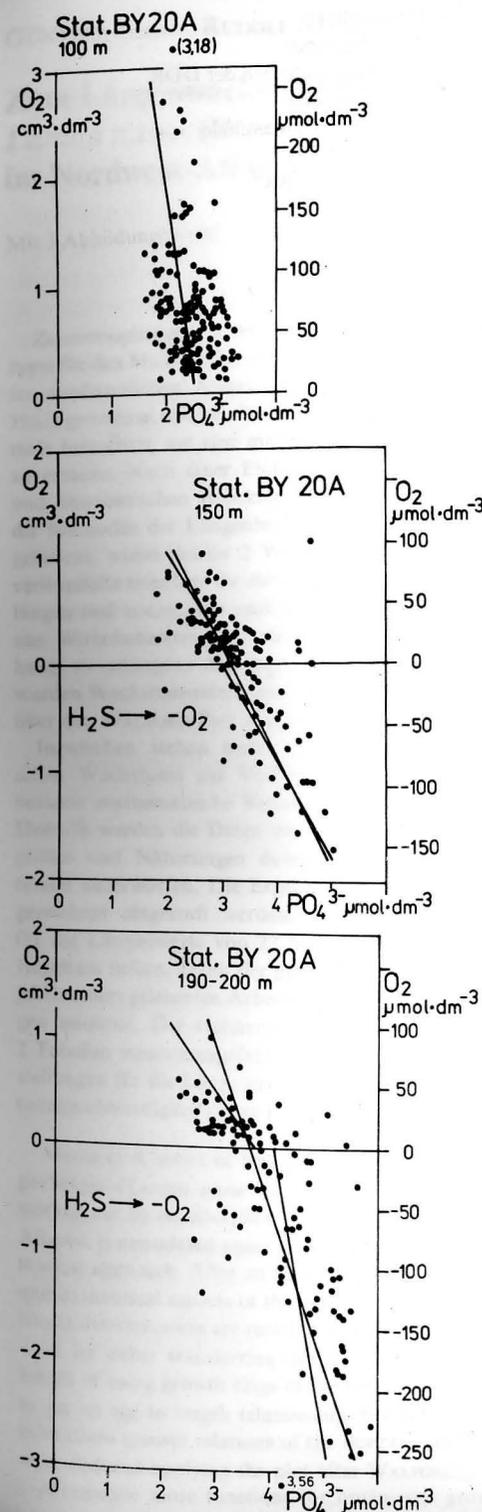


Fig. 8
Relationship between oxygen consumption and phosphate accumulation in the Färö Deep

amounts of other oxidizable sulfur species (LUTHER III et al. 1986) into consideration. Some sulfide also disappears from the cycle forming iron sulfide in the sediments.

References

- BALZER, W.: Organic matter degradation and biogenic element cycling in a nearshore sediment (Kiel Bight). — *Limnol. Oceanogr.* **29** (1984), 1231–1246.
- GIESKES, J. M.; GRASSHOFF, K.: Some correlations of chemical factors in the central Baltic Sea. — *Ber. dt. wiss. Kommn. Meeresforsch.* **22** (1971), 211–218.
- GRANQVIST, G.: Croisière thalassologique et observations en bateaux routiers en 1931. — *Merentutk. Julk.* **81** (1932), 1–38.
- GUNDERSEN, K.: The distribution and biological transformation of nitrogen in the Baltic Sea. — *Marine Pollution Bull.* **12** (1981), 199–205.
- LARSSON, U.; ELMGREN, R.; WULFF, F.: Eutrophication and the Baltic Sea — causes and consequences. — *Ambio* **14** (1985), 9–14.
- LUTHER III, G. W.; CHURCH, T. M.; SCUDLARK, J. R.; COSMAN, M.: Inorganic and organic sulfur cycling in salt-marsh pore waters. — *Science* **232** (1986), 746–748.
- MATTHÄUS, W.: Why belongs the actual stagnation period of the Gotland Basin deep water to the most important ones? — 9th Symp. Baltic Marine Biologists, Turku 1985.
- NEHRING, D.: The further development of the nutrient situation in the Baltic proper. — *Ophelia, Suppl.* **3** (1984), 167–179.
- NEHRING, D.: Langzeitveränderungen essentieller Nährstoffe in der zentralen Ostsee. — *Acta hydrochim. hydrobiol.* **13** (1985), 591–609.
- NEHRING, D.: Temporal variations of phosphate and inorganic nitrogen compounds in central Baltic deep waters. — *Limnol. Oceanogr.* **32** (1987), 494–499.
- REDFIELD, A.; KETCHUM, B.; RICHARDS, F.: The influence of organisms on the composition of sea water. — In: *The Sea*, Vol. 2/ed. by HILL, M. N. — New York: Wiley-Interscience, 1963. — p. 26–77.

ROHDE, K.-H.; NEHRING, D.: Ausgewählte Methoden zur Bestimmung von Inhaltsstoffen im Meer- und Brackwasser. — Geod. Geophys. Veröff., R. IV, H. 27 (1979), 1—68.

SHAFFER, G.: Redfield ratios, primary production, and organic carbon burial in the sea. — Deep-Sea Res. 34 (1987), 769—784.

SHAFFER, G.; RÖNNER, R.: Denitrification in the Baltic proper deep water. — Deep-Sea Res. 31 (1984), 197—220.

Address of the author:

Prof. Dr. sc. D. NEHRING

Akademie der Wissenschaften der DDR

Institut für Meereskunde

DDR-2530 Rostock-Warnemünde

Received: February 11, 1987

Accepted: April 22, 1987

GÜNTHER SAGER, RUDOLF SAMMLER

Zum Längenwachstum des Makrelenhaies *Lamna nasus* (BONNATERRE, 1788) im Nordwest-Atlantik nach Daten von AASEN (1961)

Mit 3 Abbildungen und 2 Tabellen

Zusammenfassung: Eine Serie des Längenwachstums für den Makrelenhai (*Lamna nasus* BONNATERRE) im nordwestlichen Atlantik, die von AASEN (1961, 1963) gewonnen und bearbeitet worden ist, wird nochmals betrachtet, um eine mathematische Simulierung zu erzielen. Nach einer Einführung zu biologischen und ökonomischen Aspekten dieser Spezies werden die Methoden der Längenbestimmung in Erinnerung gebracht, wobei AASEN 2 Wege beschritten hat. Er verwandelte einerseits die dorsalen Längen in Gesamtlängen und nutzte zum anderen die Wachstumsringe aus Wirbelschnitten, um eine Alters/Längen-Beziehung zu erlangen. Aus beiden Betrachtungsweisen wurden Wachstumsrelationen vom BERTALANFFY-Typ über den WALFORD-Plot abgeleitet.

Inzwischen stehen mehr Funktionen organismischen Wachstums zur Verfügung, dazu stark verbesserte mathematische Verfahren und Instrumente. Deshalb werden die Daten von AASEN wieder aufgegriffen und Näherungen durch insgesamt 8 Funktionen unterworfen. Die Ergebnisse können als ausgezeichnet eingestuft werden, wobei 7 Funktionen für die Längenwerte von 72 bis 256 cm fast gleiche Resultate liefern. Dank der guten, vor einem Vierteljahrhundert geleisteten Arbeit bleiben die Abweichungen minimal. Die rechnerischen Ergebnisse sind in 2 Tabellen zusammengefaßt, dazu 2 graphische Darstellungen für die Länge und ihren Zuwachs (Wachstumsgeschwindigkeit) über 19 Altersgruppen gegeben.

Abstract: A series of length measurements for the porbeagle (*Lamna nasus* BONNATERRE) gained and worked out by AASEN (1961, 1963) in the North West Atlantic is considered again with the aim of a mathematical approach. After an introduction to biological and economical aspects of this species the methods of length determination are recalled. AASEN followed two ways by either transferring dorsal length into total length or using growth rings of the vertebrae in order to get an age to length relationship. From both considerations growth relations of the BERTALANFFY type were deduced applying the plot after WALFORD.

Meanwhile more functions for organismic growth

are available together with strongly improved mathematical methods and instrumentation. For this reason the values of AASEN are taken up again and submitted to approximations with 8 functions altogether. The results may be classified as excellent, 7 functions yielding almost equal results for length values from 72 to 256 cms. Deviations stay minimal due to the good work done a quarter of a century ago. Numerical results are given in 2 tables supplemented by 2 graphs for length and its velocity or increase over 19 age groups.

Резюме: Серия прироста длины макрелевой акулы (AASEN 1961 и 1963) снова рассматривается с целью математической симуляции. После объяснения биологических и экономических аспектов этого вида речь идет о возможностях определения длины, причем AASEN работал на основе двух методов. Он трансформировал дорсальную длину в общую и определил кольца роста разрезов позвонков, чтобы получить отношение возраст/длина и построил функции типа BERTALANFFY через приближение WALFORD.

Сейчас существуют многочисленные функции биологического роста, более совершенные математические методы и инструменты. Поэтому данные AASEN опять обрабатываются с помощью 8 функций, причем 7 функций для величин длины от 72 до 256 см дают почти одинаковые результаты. Две таблицы содержат все вычисления, два рисунка показывают длину и скорость прироста в 19 возрастных группах.

1. Einleitung

Von den fast 350 Arten der Haie sind etwa die Hälfte für die Fischerei gegenwärtig bedeutungslos, ein Viertel begrenzt verwendbar, ein Fünftel von wesentlicher Bedeutung. 7 Prozent rechnen nach COMPAGNO (1981) zu den Hauptarten der Fischerei. 1976 wurden welt-

weit 4,5 Mill. Haie gefangen (KREUZER und AHMAD 1978), die zur menschlichen Ernährung sowie der Gewinnung von Fischmehl und Öl verwendet wurden. Offenbar werden nicht alle von den internationalen Trawlerflotten gefangenen und den Fabrikschiffen verarbeiteten Haie in die Statistik aufgenommen, um geringere Fangquoten vorzuspiegeln und damit künftige Restriktionen hinauszuschieben.

Der Makrelenhai *Lamna nasus* (BONNATERRE, 1788) ist auf der Nordhalbkugel im nördlichen Atlantik ab Cape Hatteras in nordwestlicher Richtung zu finden und bleibt mit Abstand vor den Küsten von Südost-Grönland bis vor Spitzbergen. Er bewohnt die Seegebiete des Weißen Meeres, den gesamten Seeraum im Dreieck Bäreninsel—Island—Kanarische Inseln sowie das Mittelmeer. Auf der Südhalbkugel findet man ihn um die Küsten Südamerikas südlich 30°, vor Südafrika bis hinüber zur West- und Südküste Australiens sowie um Neuseeland. Der Makrelenhai bevorzugt Wasserschichten von weniger als 18 °C und fehlt in den äquatorialen Zonen.

Makrelenhaie erreichen etwa ab 5 Jahre die Maturität und bringen 1 bis 5 Junge zur Welt, die als Feten ein ungewöhnlich starkes Wachstum erreicht haben. Sie sind bei der Geburt 60 bis 75 cm lang. Die Tiere können 3 bis 3½ m lang werden, bleiben im Durchschnitt aber zwischen 2,2 und 2,6 m (♂) bzw. 1,5 und 2,2 m (♀). Die Spezies ist stark befishet und wird vor allem in Norwegen, Dänemark, England und Frankreich sowie Japan genutzt (COMPAGNO 1984). In jüngster Zeit sind die Fangquoten stark im Rückgang begriffen.

2. Das Ausgangsmaterial

Die vorliegenden Datenreihen für den Makrelenhai (*Lamna nasus*, BONNATERRE) im Nordwestatlantik wurden 1961 von dem Norweger AASEN gewonnen. Die Fangplätze der mit pelagischen Langleinen eingebrachten Tiere erstreckten sich von Cape Cod bis Cape Sable über den Gulf of Maine und von Cape Canso auf Nova Scotia bis östlich von Cape Race

auf Newfoundland. Auf dem Schelf von Nova Scotia blieben Fänge aus. Somit konzentrierten sich die Makrelenhaie im wesentlichen auf 2 voneinander 400 Seemeilen entfernte Regionen. Dabei muß es sich nicht um verschiedene Populationen handeln, offenbar haben kleinere Fische andere Migrationswege als größere. Besondere Bedeutung kam den Beobachtungen zu, weil der Makrelenhai bis 1961 in den genannten Gebieten noch nicht kommerziell ausgebeutet wurde, so daß man in den Folgejahren den Einfluß der einsetzenden Fischerei auf die Population studieren konnte. Biologische Details sind von AASEN (1961) gegeben worden.

Die Langleinen wurden auf 52 Positionen ausgelegt, wobei im Durchschnitt 500 Haken auf einen Wurf entfielen. Als effektivste Fangtiefen sind 10 bis 30 m gewählt worden. Insgesamt konnten 2488 Exemplare gefangen werden, wovon 2066 in die Proben aufgenommen wurden. Das Verhältnis der Geschlechter war in den einzelnen Fängen zwar unterschiedlich, hielt sich im Mittel aber mit 49:51 (♀:♂) die Waage. Die mittleren Längen der Haie nahmen innerhalb des Untersuchungsgebiets von Westen nach Osten zu, was vermutlich auf die schon erwähnten Migrationsgepflogenheiten zurückzuführen ist. Zwischen den Geschlechtern gibt es keine signifikanten Unterschiede im Wachstum der Gesamtlänge. Damit werden sich auch die Zuwachsraten in ähnlichen Bereichen bewegen.

Die Paarung der Tiere erfolgt offenbar jährlich und fällt in die Monate September/Oktober. Mit einer durchschnittlich reichlich 8 Monate langen Tragzeit liegt der Zeitpunkt der Geburt im späten Frühling etwa Mai/Juni. Als Geburtslängen scheinen nach Angaben von BIGELOW und SCHROEDER (1948) Werte zwischen 66 cm (größter festgestellter Embryo) und 75 cm (kleinster erbeuteter Fisch) in Betracht zu kommen. Als erreichbares Alter darf man mindestens 20 bis um 30 Jahre annehmen. Die Endlängen dürften im Mittel etwa bei 2,8 m liegen, wie die mathematischen Approximationen des Längenwachstums zeigen werden.

3. Die Methoden der Längenbestimmung

Während des Fangbetriebs auf See ist es meistens schwierig oder sogar ausgeschlossen, die Gesamtlänge einer größeren Anzahl von Fischen zu messen. Diese Schwierigkeit wurde durch die Bestimmung der „dorsalen Länge“ umgangen, die ohne Beeinträchtigung der Arbeiten der Fischer von den Fischereibiologen ausgeführt werden kann. Ein weiterer Vorteil liegt darin, daß sich die Messung auch noch vornehmen läßt, nachdem die Tiere ausgeweidet, geköpft und von den Flossen ausgeweidet sind. Die dorsale Länge l ist laut Definition die Länge vom vorderen Rand der ersten Rückenflosse an ihrer Basis zum vorderen Rand des präcaudalen Einschnitts (vgl. Abb. 1). Sie wurde bei 1865 Makrelenhaien bestimmt.

Für 122 Fische sind die dorsale Länge l und die Gesamtlänge L (vgl. Abb. 1) zu Vergleichszwecken gemessen worden. Letztere beginnt an der Schnauzenspitze und endet in einem Punkt auf der Verbindungslinie zwischen den Enden der Schwanzflosse, der ihrem tiefsten Einschnitt gegenüberliegt. Damit ist L von der Ausdehnung als auch der Kompliziertheit her schwieriger als l zu messen. Ein günstiger Umstand lag darin,

daß zwischen beiden Größen eine lineare Beziehung bestand, nämlich für den Bereich $85 \text{ cm} \leq L \leq 262 \text{ cm}$

$$L = 11,57 + 1,9020l (\text{♂}),$$

$$L = 7,86 + 1,9752l (\text{♀}),$$

wobei für praktische Zwecke noch 1 bis 2 Dezimalen fortgelassen werden können.

Eine zweite Möglichkeit der Bestimmung der Gesamtlänge in Verbindung mit der Zuordnung zu einer Altersgruppe (AG) bietet die Untersuchung von Wirbelschnitten bezüglich der Anzahl und des Verlaufs ihrer annualen Wachstumsringe. Eine Schwierigkeit liegt darin, daß eine dem Zeitpunkt der Geburt entsprechende „Geburtsmarke“ in den Wirbelschnitten fehlt, so daß nur die Möglichkeit einer Extrapolation aus den folgenden Ringen bleibt. Mißt man die „Radien“ R von dem interpolierten Zentrum bis zu einer markanten Stelle der einzelnen Wachstumsringe, so bestätigt sich beim Makrelenhai der Datenreihe von AASEN eine direkte Proportionalität als $L = 11,977R$ über 20 AGs.

Eine Einschränkung des Überblicks zur Längenverteilung eines Bestands war durch die Fischereipraxis bedingt: Haie mit weniger als 25 kg ausgeweidetem Gewicht ($L < 150 \text{ cm}$, $l < 72 \text{ cm}$) erzielten auf dem Markt einen

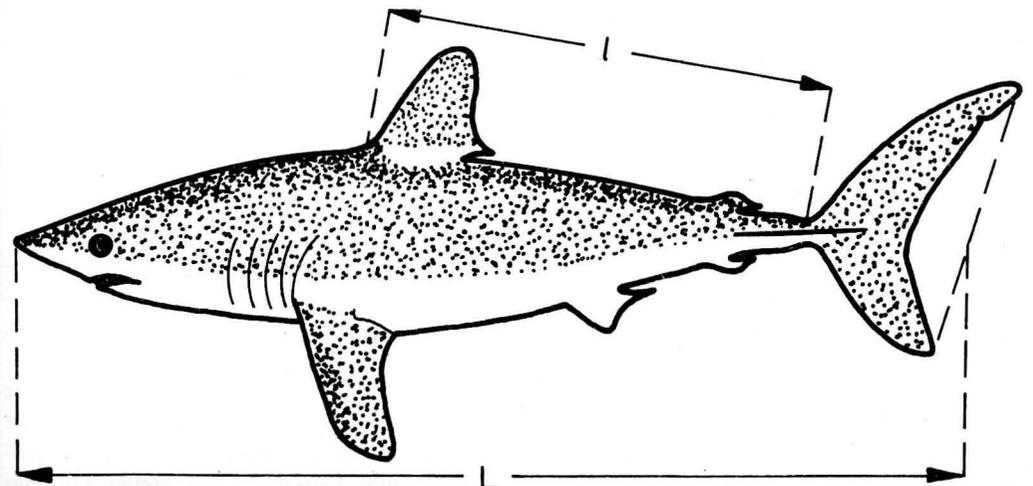


Abb. 1
Dorsale und Gesamtlänge beim Makrelenhai

geringeren Verkaufspreis, solche unter 10 kg ($L < 115$ cm, $l < 54$ cm) waren unverkäuflich und wurden über Bord geworfen. In der Konsequenz meiden die Fischer bereits Gebiete, wo anteilmäßig viele kleinere Fische gefangen werden und bringen dadurch das Bild der Gesamtheit der Größenklassen erheblich durcheinander. In dem hier behandelten Fall konnte durch Vereinbarung wenigstens ein Teil der fragwürdigen Größen noch der Messung zugeführt werden.

4. Ermittlung der Wachstumskurven durch AASEN

AASEN (1963) beschränkt für die Bestimmung der Wachstumskurven 2 Wege, nämlich einmal über die Häufigkeitsverteilung der Längen und zum andern über die Messungen an den Wirbelschnitten. Die trotz der genannten Einschränkungen erlangten Längen-Häufigkeitsverteilungen ließen bei Zusammenfassung der Geschlechter zu einer höheren Anzahl von Individuen über die ersten 5 Lebensjahre der Makrelenhaie noch eine hinreichend ausgeprägte multimodale Struktur erkennen. In den folgenden AGs scheint diese ebenfalls zu bestehen, erscheint aber zunehmend verwaschener. Die modalen Längen können als mittlere Längen der einzelnen AGs betrachtet werden. AASEN verwendete 3-cm-Längengruppen, weil über größere Intervalle mit höheren Tierzahlen bereits relevante Details verlorengegangen wären. Er veranschaulichte das Vorgehen durch eine graphische Darstellung mit der Länge L als Abszisse und der Häufigkeit N als Ordinate, wobei er die einzelnen Frequenzen durch die Formel $\bar{N} = (N_i + 2N_{i+1} + N_{i+2})/4$ geglättet hat. Darüber hinaus hat er versucht, die im Gesamtbild enthaltenen Längen-Häufigkeiten der noch unterscheidbaren Altersgruppen einzeln zu skizzieren und damit die Anschaulichkeit zu erhöhen.

Aus den 5 Zuordnungen von t [a] und L [cm] 1^+ , 98; 2^+ , 119; 3^+ , 137; 4^+ , 152; und 5^+ , 164 hat AASEN über den zu seiner Zeit üblichen Plot nach WALFORD (1946) für die

Wachstumsfunktion von PÜTTER (1920) und v. BERTALANFFY (1934) aus den Modes die Form

$$L(t + \Delta t) = 280 - 200 e^{-0.1107t} \quad (t \text{ in vollen Jahren})$$

gewonnen. Dazu gehören die Zuordnungen 0^+ , 80; 1^+ , 100,96; 2^+ , 119,72; 3^+ , 136,52; 4^+ , 151,55 und 5^+ , 165,01. Setzt man die Zeitdifferenz Δt zwischen Geburt und Fangtermin der Tiere zu 0,3 a an, so folgt stattdessen die auf das chronologische Alter orientierte Form

$$L(t + \Delta t) = 280 - 200 e^{-0.1107(t - \Delta t)} \\ = 280 - 206,75 e^{-0.1107t}$$

und für den im gleichen Beitrag später genannten Wert von $\Delta t = 0,36$ a

$$L(t + \Delta t) = 280 - 208,13 e^{-0.1107t} \\ L(0,36) = 71,87 \text{ cm}, \quad L(0) = 63,54 \text{ cm}.$$

Die genauere, wenn auch bei nur 5 Wertepaaren aus den Modes gar nicht ausgelastete, leistungsfähigere Methode der nichtlinearen Regression (PAUL 1975) ergibt für die Minimierung der Summen der Fehlerquadrate [2] bzw. Fehlerbeträge [1] als Gleichungen für ganzzahlige t

$$L(t + \Delta t) = 233,50 - 160,14 e^{-0.1680t} \\ L(0,36) = 73,36 \text{ cm}, \quad L(0) = 63,38 \text{ cm [2]}$$

bzw.

$$L(t + \Delta t) = 252,25 - 176,84 e^{-0.1415t} \\ L(0,36) = 75,41 \text{ cm}, \quad L(0) = 66,17 \text{ cm [1]}.$$

Als Zuordnungen ergeben sich damit 0^+ , 73,36; 1^+ , 98,12; 2^+ , 119,06; 3^+ , 136,75; 4^+ , 151,72 und 5^+ , 164,36 für die Minimierung [2] und 0^+ , 75,41; 1^+ , 98,75; 2^+ , 119,00; 3^+ , 136,58; 4^+ , 151,84 und 5^+ , 165,09 für die Minimierung [1]. Die Summen der Fehlerbeträge belaufen sich in den 3 angeführten Fällen von 1^+ bis 5^+ auf respektive 4,57, 1,07 [2] und 2,41 [1] cm. Auffallend sind die Differenzen für den theoretischen Endwert L_∞ , was allerdings bei nur 5 Wertepaaren eintreten kann, zumal L_∞ im ersten Fall ein Schätzwert ist.

Als Grundlage der zweiten Methode zur

Aufstellung einer Wachstumskurve dienen AASEN die schon erwähnten Wachstumsringe der Wirbelschnitte. Sie wurden entweder aus 1 mm dicken Scheiben über Röntgenaufnahmen oder über 0,3 mm dicke Scheiben auf fotomechanischem Weg gewonnen. Dabei konnten die Altersgruppen 1 bis 19 erkannt werden, dazu ist noch ein etwas unsicherer Wert für AG 19^+ angegeben worden. In Tabelle 2 sind die Daten von AASEN für R und L mit der Ergänzung für AG 0 verzeichnet, dabei ist aber beim Alter von ganzen Zahlen auf die um $\Delta t = 0,36$ a erhöhten Werte übergegangen worden, wobei diese Differenz dem mittleren Zeitunterschied zwischen Geburt und Fangtermin entspricht.

Auf die konventionelle Weise erhielt AASEN (1963) mit der WALFORD-Methode

$$L(t + \Delta t) = 280 - 208 e^{-0.1155t} \quad (t \text{ in vollen Jahren}),$$

woraus mit $\Delta t = 0,36$ a

$$L(t + \Delta t) = 280 - 216,83 e^{-0.1155t} \\ L(0,36) = 72 \text{ cm}, \quad L(0) = 63,17 \text{ cm}$$

folgen. Das Ergebnis liegt in enger Nachbarschaft mit den aus den Modes der Längen-Häufigkeits-Verteilung gewonnenen Daten. Dabei spielt offenbar der Umstand eine Rolle, daß die Wachstumskurve, wie bei größeren Fischarten öfter beobachtet, entweder keinen oder einen in die praenatale Phase fallenden Wendepunkt hat. Deshalb kommt man mit der PÜTTER/BERTALANFFY-Funktion meistens noch relativ gut zurecht. AASEN (1963) hielt einen Wendepunkt für wahrscheinlich. Anschließend soll untersucht werden, welche Resultate mit 7 weiteren Funktionen des organismischen Wachstums zustandekommen.

5. Auswahl geeigneter Wachstumskurven

Da zu der Meßreihe von AASEN kein bindender mittlerer Geburtswert genannt werden kann, muß man sich auf sog. ungebundene Funktionen stützen, die über anderthalb Jahrhun-

derte das Feld beherrschten. Erst im letzten Jahrzehnt sind gebundene Wachstumskurven vom Verfasser eingeführt worden, die entweder Umstellungen vorhandener Formulierungen oder Neuentwicklungen sind. Die am meisten praktizierte Funktion zur Darstellung des Längenwachstums ist die von PÜTTER (1920) über einen nicht ganz zutreffenden Analogieschluß gewonnene und danach durch v. BERTALANFFY (1934) bezüglich ihrer Ableitung zurechtgerückte Funktion ohne Wendepunkt

$$L = a - b e^{-ct}, \quad L(0) = a - b, \\ L_\infty = a. \quad (1)$$

Über ihre Entstehung, Anwendung und Grenzen hat SAGER (1985) detailliert berichtet. In der Fischereibiologie bevorzugt man die Schreibweise nach BEVERTON und HOLT (1957)

$$L = L_\infty [1 - e^{-K(t-t_0)}], \\ L(0) = L_\infty (1 - e^{Kt_0}). \quad (1a)$$

Die Interpretation von K ist auf mancherlei Art versucht worden, eine Lösung konnte erst unlängst gegeben werden (SAGER 1987).

Die älteste Wachstumskurve war ursprünglich von GOMPertz (1825) zur Aufstellung von Sterblichkeitstabellen entwickelt worden. Sie erlaubt ebenfalls verschiedene Schreibweisen, von denen hier

$$L = a e^{-b e^{-ct}}, \quad L(0) = a e^{-b}, \\ L_\infty = a \quad (2)$$

verwendet wird. Der Wendepunkt ist in der Ordinate auf $L_w = a/e = 0,3679 a$ fixiert, worin eine Einschränkung für die Applikation liegt. Bei der Anpassung an Wachstumsreihen bleibt diese Funktion im allgemeinen in den höheren Altersgruppen hinter den Meßdaten zurück.

Aus Erkenntnissen bei der Anwendung der beiden zitierten Funktionen entwickelte KRÜGER (1981) die von ihm kurzweg Quadratfunktion

$$L = AB^{-1/(t+t_0)^2}, \quad L(0) = AB^{-1/t_0^2}, \\ L_\infty = A \quad (3)$$

genannte Formel, aus der für den Wendepunkt die Relation $L = L_\infty/e^{3/2} = 0,2231 L_\infty$ resul-

tiert. Die Funktion konnte vor allem bei Muscheln, aber auch einigen Fischarten mit Erfolg benutzt werden. Auf die ungefähre Erfüllung der Wendepunktsbedingung muß geachtet werden, wobei man für den Makrelenhai mit einem Schätzwert von $L_\infty \approx 280$ cm arbeiten kann.

Bei den Forschungen in seinen späten Lebensjahren erweiterte KRÜGER (1981) die vorige Funktion auf die Struktur

$$L = AB \frac{1}{(a+t_0)^p}, \quad L(0) = AB \frac{1}{a^p} \tag{4}$$

$$L_\infty = A.$$

Damit konnte er wie bereits JANOSCHEK (1957), RICHARDS (1959) und TURNER et al. (1976) die Erweiterung der Wendepunktsrelation von einer punktuellen Zuordnung zum theoretischen Endwert L_∞ auf ein Intervall erreichen, in diesem Fall $0 \leq L_w/L_\infty < 1/e$ mit $1/e = 0,3679$.

Aus dem reaktionskinetischen Grundgesetz hat JANOSCHEK (1957) die Funktion

$$L = a(1 - e^{-bt^p}), \quad L(0) = 0, \tag{5}$$

$$L_\infty = a$$

entwickelt, für die sein Schüler HOEPPE (1959) in seiner Dissertation eine Vielzahl praktischer Beispiele gegeben hat. Diese Funktion hat den Nachteil, im Ursprung zu beginnen. Für kleine Geburtslängen — gemessen an der Endlänge — kann man einen Basiswert L_0 hinzufügen, den man kennen sollte. Auch bei etwas größeren Quotienten L_0/L_∞ kommt man bei Kenntnis von L_0 mit der von SAGER (1978, 1979) modifizierten Form

$$L = L_\infty - (L_\infty - L_0) e^{-\frac{k}{p}t^p}, \quad L(0) = L_0 \tag{6}$$

noch mit 3 Parametern aus. Im Fall des Makrelenhais, wo einerseits L_0 nicht als mittlerer Geburtswert bekannt ist und zum andern etwa $L_0/L_\infty = 70 \text{ cm}/280 \text{ cm} = 1/4$ gilt, bleibt nur der Weg über eine 4-parametrische Form der JANOSCHEK-Funktion, die von SA-

GER (1984) bei der Miesmuschel (*Mytilus edulis*) eingeführt worden ist. Sie lautet

$$L = a - b e^{-at^p}, \quad L(0) = a - b, \tag{7}$$

$$L_\infty = a$$

und hat die Wendepunktsrelation

$$L_w = [1 - (b/a) \exp(1/p - 1)] L_\infty,$$

die für L_w/L_∞ bei $p \geq 1$ von $1 - b/a$ bis $1 - (b/a) e^{-1}$ reicht, also einen breiten Bereich umfassen kann.

Den Mängeln der PÜTTER/BERTALANFFY-Funktion versuchte RICHARDS (1959) durch die Erweiterung von (1) zu

$$L = (a - b e^{-at^n}), \quad L(0) = (a - b)^n, \tag{8}$$

$$L_\infty = a^n$$

zu begegnen. Mit dieser Funktion ist ein Wendepunkt bei $L_w = (1 - 1/n)^n L_\infty$ erreichbar, der für $1 < n < \infty$ im Bereich von $0 < L_w/L_\infty < 1/e$ liegt, wobei $1/e$ der schon mehrfach zitierte Wert 0,3679 ist, der bei GOMPERTZ die punktuelle Zuordnung ergibt. Die RICHARDS-Funktion kam erst nach dem Tode v. BERTALANFFYS mit dem Aufkommen neuer Rechenverfahren für Computer zunehmend zur Geltung.

Die RICHARDS-Funktion wurde von SAGER (1980) erweitert und stellt eine doppelt erweiterte PÜTTER/BERTALANFFY-Funktion dar. Dieser Schritt war im Prinzip formaler Natur, hat aber durch die Struktur

$$L = (a - b e^{-at^p})^n, \quad L(0) = (a - b)^n, \tag{9}$$

$$L_\infty = a^n$$

zu einer größeren Flexibilität der Funktion beigetragen. Sie ist (8) durchweg überlegen, reagiert sensibler als (8), was bei kürzeren Meßserien allerdings Extrapolationen engere Grenzen setzt. Schließlich muß man bei (9) in Kauf nehmen, daß sich der Wendepunkt nur noch sukzessiv über

$$t_w \approx t_m - \frac{(L_4 + L_1) - (L_3 + L_2)}{L_4 - 3(L_3 - L_2) - L_1} \cdot \frac{\Delta t}{2}, \tag{10}$$

$$t_m = (t_1 + t_2 + t_3 + t_4)/4,$$

$$\Delta t = t_4 - t_3 = t_3 - t_2 = t_2 - t_1$$

berechnen läßt.

Schließlich wird noch eine Funktion herangezogen, die von TURNER et al. (1976) entwickelt und als generische Funktion bezeichnet worden ist. Sie lautet in der Originalschreibweise

$$L = K/[1 + [1 + \beta np(t - t_0)]^{-1/p}]^{1/n}, \tag{11}$$

$$L(0) = L_\infty/[1 + (1 - \beta np t_0)^{-1/p}]^{1/n},$$

$$L_\infty = K.$$

Diese Funktion, für die bei $p \leq 1/n$ die Relation $0 \leq L_w/L_\infty < 1$ gilt, hat sich beispielsweise bei Nagern sehr gut bewährt (SAGER 1983, 1984, 1985) und wird hier erstmals auf einen Fisch angewandt. Ihrer Nützlichkeit steht leider die bei 5 Parametern schwierigere Abschätzung der Startwerte für die nichtlineare Regression über simultane transzendente Gleichungen entgegen (SAGER 1983).

6. Ergebnisse der nichtlinearen Regressionen

Bei der Durchführung der nichtlinearen Regressionen [1] und [2] hat sich für 7 der 8 applizierten Wachstumsfunktionen eine ungewöhnliche Einheitlichkeit in den Resultaten ergeben, die nur bei in sich widerspruchsfreien Wachstumsreihen zu erreichen ist und als Voraussetzung eine wie bei AASEN verwendete große Anzahl von Fischen erfordert.

Tabelle 1
Summen der Fehlerquadrate, Fehlerbeträge und die theoretischen Endwerte für 8 Wachstumsfunktionen in ihrer Gütefolge

Wachstumsfunktion	Minimierung [2]			Minimierung [1]		
	Σf^2	$\Sigma f $	L_∞	Σf^2	$\Sigma f $	L_∞
KRÜGER	7,792	9,649	300,57	9,483	10,681	298,95
RICHARDS, erweitert	7,483	9,744	278,71	9,690	9,955	278,99
Quadratfunktion	7,835	9,785	300,38	9,666	10,744	298,85
Generische Funktion	8,011	9,818	302,84	30,931	19,704	281,98
BERTALANFFY	8,103	10,429	279,36	10,400	9,935	278,60
RICHARDS	8,123	10,444	279,36	9,760	9,947	278,99
JANOSCHEK, 4-parametrig	7,589	9,988	278,54	10,491	9,951	278,21
GOMPERTZ	89,298	35,047	263,37	95,958	33,738	263,19

2 Besonderheiten müssen eingangs erwähnt werden, nämlich die wie erwartet aus der Reihe fallenden Approximationen mit der GOMPERTZ-Funktion und die Identität der KRÜGER- mit der Quadratfunktion, da der auf den Betrag 2 geschätzte Parameter p im Rechenverlauf nicht modifiziert worden ist. In der Tabelle 1 sind für alle 8 Funktionen und beide Minimierungen [1] und [2] die Summen der Fehlerquadrate und der Fehlerbeträge sowie der asymptotisch erreichte theoretische Endwert L_∞ angegeben, der bei 20 Altersgruppen je nach Wachstumsfunktion immerhin erst zu 85 bis 92 Prozent erreicht wird, so daß theoretisch eine Lebensdauer des Makrelenhais bis etwa 30 Jahre plausibel wäre. Er würde dann nach (4) 1,2 Zentimeter im Jahr wachsen, falls das Wachstum nicht eher aufhört.

Zu der in der Tabelle 2 nicht mehr aufgeführten GOMPERTZ-Funktion seien noch 2 Anmerkungen erlaubt. Nach Tabelle 1 ist die Summe der Fehlerbeträge fast vierfach größer als bei den übrigen Funktionen. Damit scheidet sie zwar aus dem „Wettbewerb“ der Approximationen aus, dennoch liegt der mittlere Einzelfehler über 19 AGs bei nur rund 1,8 cm, was bei dem Größenbereich der Längen von 72 bis 256 cm immer noch eine überraschend gute Näherung bedeutet. Beide Näherungen [1] und [2] haben übrigens einen Wendepunkt bei $t \approx 1,5$ a mit $W_w = 96,8$ cm, der zeitlich

Tabelle 2

Ergebnisse der nichtlinearen Regressionen und charakteristische Daten der Approximationen

Altersgruppe	Chronologisches Alter [a]	„Radius“ im Wirbelschnitt [mm]	Gesamtkörperlänge L [cm]	PÜTTER/BERTALANFFY-Funktion [1]	KRÜGER-Funktion [2]	JANOSCHEK-Funktion, 4-parametrig [1]	RICHARDS-Funktion [1]	RICHARDS-Funktion, erweitert [2]	Generische Funktion [2]
—	0	—	—	60,90	64,10	60,90	61,10	62,41	64,26
0	0,36	(6,01)	(72,0)	69,95	71,96	69,94	70,13	71,14	72,08
1	1,36	7,77	93,0	93,17	93,40	93,15	93,28	93,87	93,43
2	2,36	9,50	113,8	113,80	113,57	113,80	113,86	114,22	113,53
3	3,36	11,00	131,8	132,14	131,98	132,15	132,16	132,38	131,93
4	4,36	12,51	149,8	148,43	148,50	148,46	148,43	148,57	148,46
5	5,36	13,60	162,9	162,92	163,18	162,96	162,90	162,99	163,17
6	6,36	14,73	176,4	175,79	176,17	175,84	175,76	175,83	176,18
7	7,36	15,64	187,3	187,23	187,63	187,28	187,20	187,26	187,65
8	8,36	16,45	197,2	197,40	197,75	197,44	197,37	197,42	197,78
9	9,36	17,18	205,9	206,43	206,68	206,47	206,41	206,46	206,72
10	10,36	17,82	213,5	214,46	214,59	214,49	214,45	214,51	214,62
11	11,36	18,50	221,6	221,60	221,60	221,61	221,60	221,66	221,63
12	12,36	19,05	228,2	227,94	227,85	227,94	227,96	228,02	227,87
13	13,36	19,61	234,8	233,58	233,41	233,57	233,61	233,67	233,43
14	14,36	19,99	239,3	238,59	238,40	238,56	238,64	238,70	238,40
15	15,36	20,26	242,7	243,04	242,87	242,99	243,11	242,51	242,86
16	16,36	20,65	247,2	247,00	246,89	246,93	247,08	247,13	246,88
17	17,36	20,88	250,0	250,52	250,52	250,43	250,62	250,66	250,51
18	18,36	21,20	253,9	253,64	253,81	253,54	253,76	253,80	253,79
19	19,36	21,40	256,3	256,42	256,79	256,30	256,55	256,58	256,78
L_{∞} , A, a oder β				278,6043	300,5732	278,2090	280,5623	280,2893	0,32532
K, b oder $\ln B$				0,11796	127,2931	217,3045	219,2081	217,6252	302,8382
t_0 oder c				-2,09094	9,07604	0,11806	0,11740	0,11524	2,53025
p				—	2,00000	1,00129	—	1,00720	0,58296
n				—	—	—	0,99900	0,99900	0,72748
L_{∞} [cm]				278,6043	300,5732	278,2090	278,9853	278,7141	302,8382
t^* [a]				3,785	4,476	3,772	3,796	3,777	4,552
t_w [a]				—	0,136	0,011	—	0,063	0,122
L_w [cm]				—	67,067	61,184	—	63,929	66,902
L_w/L_{∞} %				—	22,313	21,992	—	22,937	22,092
L_{10}/L_{∞} %				92,037	85,434	92,125	91,959	92,059	84,790
$\dot{L}(0)$ [cm/a]				25,681	21,826	0	25,604	0	21,719
\dot{L}_w [cm/a]				—	21,841	25,506	—	24,460	21,730
$\frac{1}{19} \Sigma f $ [cm]				0,523	0,508	0,524	0,524	0,513	0,517

später als bei den 4 anderen Funktionen mit Wendepunkt liegt (vgl. Tab. 2).

In der Tabelle 2 sind für die Altersgruppen und das chronologische Alter der „Radius“ der Wachstumsringe aus Wirbelschnitten, die Gesamtlänge L sowie ihre approximierten Werte für 6 Wachstumsfunktionen angegeben, wobei die weitgehende Übereinstimmung deutlich wird, die es in dieser Prägnanz nur selten gibt. In der ersten Zeile stehen die aus den Approximationen rückwärts erschlossenen Geburtslängen, die 2. Zeile enthält die bereits von AASEN erhaltenen Werte für die AG 0, die sich aus den Näherungen recht gut bestätigt haben, aber nicht für die mittleren Einzelfehler herangezogen worden sind.

Unter dem Hauptteil der Tabelle 2 stehen die 3 bis 5 Parameter der einzelnen Funktionen, wobei ihre Anzahl nicht a priori für die Güte der Simulationen ausschlaggebend sein muß. In den 9 unteren Zeilen sind die charakteristischen Daten des Wachstumsverlaufs aufgeführt, wobei diejenigen für einen Wendepunkt durch den Index W und für die Halb-

wertzeit mit t^* gekennzeichnet sind. 4 der 6 angeführten Funktionen haben einen Wendepunkt in der postnatalen Phase, was nicht überrascht, da der Quotient $L(0)/L_{\infty}$ um 21 bis 22% liegt. Die mittleren Einzelfehler in der letzten Zeile liegen um einen halben Zentimeter, was bei dem Größenbereich des Makrelenhais ganz außergewöhnlich gering ist und nicht zuletzt für die sorgfältige Arbeit von AASEN spricht.

Abbildung 2 zeigt graphisch die Lage der Meßpunkte, aus der die erstklassigen Approximationen über nichtlineare Regressionen möglich geworden sind. Als Kurve ist die Näherung des Längenwachstums mit der KRÜGER-Funktion [2] eingetragen worden, die sich von den übrigen Approximationen in Tabelle 2 visuell kaum unterscheiden läßt. Der Kurvenverlauf läßt auch gut erkennen, daß ein Einschwenken der Wachstumskurve auf einen asymptotischen Endwert bei AG 19 noch nicht in Sicht ist. In der Abbildung 3 ist die aus der Differentiation von (4) folgende Zuwachskurve gezeichnet worden, die zeigt, daß bei 19 Jahre chronologisches Alter noch ein jährlicher Zuwachs von fast 3 cm vorhanden ist.

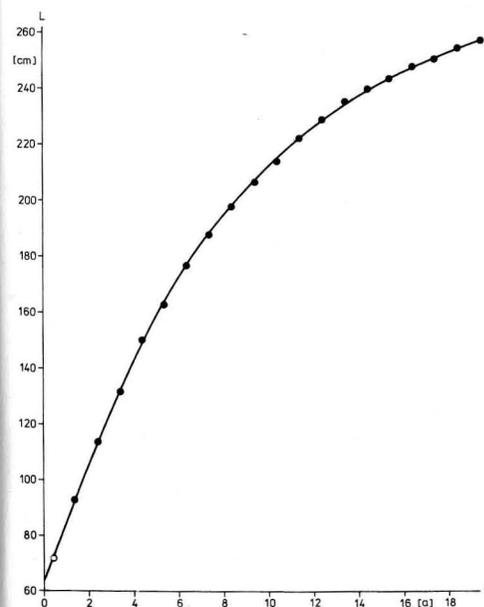


Abb. 2
Näherung des Längenwachstums des Makrelenhais mit der KRÜGER-Funktion [2]

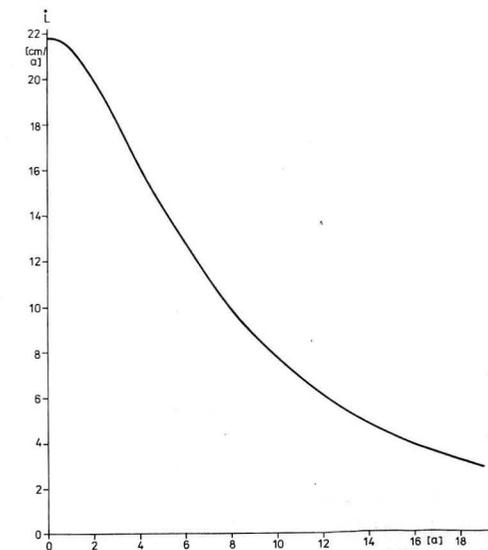


Abb. 3
Zuwachskurve zu Abbildung 2

Literatur

- AASEN, O.: Some observations on the biology of the porbeagle shark (*Lamna nasus*, BONNATERRE). — I.C.E.S., C.M. Copenhagen 1961, Near Northern Seas Committee, (109) 1—7 (Mimeographed).
- : Length and growth of the porbeagle (*Lamna nasus*, BONNATERRE) in the North West Atlantic. — Fiskeridirektorates Skrifter, Bergen 13 (1963), 20—37.
- BERTALANFFY, L. v.: Untersuchungen über die Gesetzlichkeit des Wachstums I. Allgemeine Grundlagen der Theorie. — Roux' Arch. Entw. Mech. Org., Berlin 131 (1934), 613—652.
- BEVERTON, R. H. J.; HOLT, S. J.: On the Dynamics of Exploited Fish Populations. — Fishery Invest., London 19, Ser. 2 (1957), 1—476.
- BIGELOW, H. B.; SCHROEDER, W. C.: Fishes of the Western North Atlantic. Part 1, Sharks. — Mem. Sears Found. Mar. Res. (1), Woods Hole (1948).
- COMPAGNO, L. J. V.: Legend versus reality: The jaws image and shark diversity. — Oceanus, Woods Hole 24 (1981), 5—16.
- : FAO Species Catalogue, Vol. 4, Part 1: Sharks of the World. — Rom (1984), 1—249.
- GOMPERTZ, B.: On the nature of the function expressive of the law of human mortality, and on a new mode of determining the value of live contingencies. — Phil. Trans. roy. Soc., London 1825 (1825), 513 to 585.
- HOEPPE, K.: Das reaktionskinetische Grundgesetz auf das Wachstum bezogen und anderen Wachstumsformulierungen gegenübergestellt. — Diss., Universität Gießen (1959).
- JANOSCHEK, A.: Das reaktionskinetische Grundgesetz und seine Beziehungen zum Wachstums- und Ertragsgesetz. — Statist. Vjschr. Wien 10 (1957), 25—37.
- KREUZER, R.; AHMED, R.: Shark utilization and marketing. — FAO Rom (1978), 1—180 (ebenfalls in spanisch herausgegeben).
- KRÜGER, F.: Eine neue Funktion zur mathematischen Beschreibung von Wachstumsverläufen. — Biol. Zentr. Blatt. Jena 100 (1981), 195—207.
- PAUL, W.: Ein direktes numerisches Verfahren zur Bestimmung der Parameter nichtlinearer Ausgleichsfunktionen. — Biometr. Z., Berlin 17 (1975), 487—500.
- PÜTTER, A.: Studien über physiologische Ähnlichkeit. VI. Wachstumsähnlichkeiten. — Pflügers Arch., Berlin 180 (1920), 298—340.
- RICHARDS, F. J.: A flexible growth curve for empirical use. — J. Exp. Botany, Oxford and London 10 (1959), 290—300.

- SAGER, G.: Zuwachsfunktionen vom Typ $dW/dt = kW^m(E - W)^n$ und ihre Integrale. — Anat. Anz., Jena 144 (1978), 235—245.
- : Zuwachsfunktionen vom Typ $dW/dt = kt^p(E - W)^n$ und ihre Integrale. — Anat. Anz., Jena 144 (1978), 376—384.
- : Zuwachsfunktionen vom Typ $dW/dt = kW^m/t^p$ und ihre Integrale. — Anat. Anz., Jena 145 (1979), 380—389.
- : Die Erprobung von Wachstumsfunktionen am Beispiel *Siliqua patula* (Bivalvia). — Anat. Anz., Jena 148 (1980), 446—461.
- : Approximation des Längenwachstums von *Rattus norvegicus* nach Daten von CALHOUN (1952). — Z. Versuchstierkd., Jena 25 (1983), 301—309.
- : Die Eigenschaften der generischen Wachstumsfunktion. — Zool. Jb., Anat., Jena 109 (1983), 335—348.
- : Approximation des Gewichtswachstums von *Rattus norvegicus* ♂, ♀ nach Daten von CALHOUN (1952). — Anat. Anz., Jena 156 (1984), 419—426.
- : Saisonal-modifizierte Formen der abgewandelten JANOSCHEK-Funktion. — Gegenbaurs morph. Jb., Leipzig 130 (1984), 659—669.
- : Die Wachstumsfunktionen von PÜTTER und BERTALANFFY — Anwendung und Grenzen. — Fischerei-Forschung, Rostock 23 (1985), 69—73.
- : Approximationen des Masse- und Längenwachstums beim Goldhamster (*Mesocricetus auratus* WATERHOUSE) nach Daten von DU BOIS (1950). — Anat. Anz., Jena 158 (1985), 181—191.
- : Approximation des Massewachstums von Meerschweinchen am Beispiel von 2 Meßreihen nach MC. PHEE und EATON (1931). — Zool. Jb., Physiol., Jena 89 (1985), 395—404.
- : Die Lösung für die Interpretation des Parameters K in der Gleichung des Längenwachstums von PÜTTER und v. BERTALANFFY. — Fischerei-Forschung, Rostock 25 (1987), 31—34.
- TURNER, M. E., BRADLEY, E. L., KIRK, K. A. and PRUITT, K. M.: A theory of growth. — Math. Biosciences, New York and Amsterdam 29 (1976), 367—373.
- WALFORD, L. A.: A new graphic method of describing the growth of animals. — Biol. Bull., Woods Hole 90 (1946), 141—147.

Anschrift der Verfasser:

Dr. rer. nat. habil. G. SAGER, R. SAMMLER
Akademie der Wissenschaften der DDR
Institut für Meereskunde

Eingereicht: 4. Mai 1987

Zur Veröffentlichung angenommen: 3. Juli 1987

MANFRED SCHARLIPP

Betrachtungen zur Genauigkeit von Tiefseekippthermometern

Mit 3 Abbildungen und 6 Tabellen

Zusammenfassung: Nach der Darlegung des Standes der Technik werden die Fertigungstoleranzen für Tiefseekippthermometer den Forderungen der Anwender an die Genauigkeit der Temperatur- und Tiefenbestimmung gegenübergestellt. Als Ergebnis müssen die metrologischen Kenngrößen der Tiefseekippthermometer genau bestimmt werden. Auf der Grundlage der gegenwärtigen Prüfverfahren und der daraus resultierenden Meßergebnisse werden die erreichbaren Unsicherheiten für die metrologischen Kenngrößen dargelegt. Ausgehend von den realen Unsicherheiten werden die Auswirkungen auf die Genauigkeit der Temperatur- und Tiefenbestimmung analysiert. In die Darlegungen werden keine dynamischen Einflüsse einbezogen.

Abstract: After consideration of the technological background, the fabrication tolerances for deep sea reversing thermometers are compared to the demands made by the users on the accuracy of the determination of temperature and depth. As a result, the metrological characteristics of the deep sea reversing thermometers have to be exactly determined. On the basis of today's methods of calibration and the results of the measurements following from them, the obtainable uncertainties of the metrological characteristics are explained. Starting from the real uncertainties, the effects on the accuracy of the determination of temperature and depth are analyzed. The considerations involve no dynamic effects.

Резюме: После изложения уровня развития техники сопоставляются допускаемые на производстве отклонения морских термометров и требования к ним относительно их точности определения температуры и глубины со стороны пользующихся ими. В результате этого нужно точно определить метрологические параметры. На основе современных методов поверки и вытекающих из них результатов измерения излагаются достигаемые неточности метрологических параметров. Исходя из действительных неточностей анализируются их последствия на точность определения

температуры и глубины. В изложении не принимаются во внимание величины динамического влияния.

1. Stand der Technik

Tiefseekippthermometer werden seit ungefähr 100 Jahren gefertigt und erfuhren bis in die jüngste Zeit konstruktive Verbesserungen (WOLF 1959). Obwohl in den letzten beiden Jahrzehnten elektronisch arbeitende Sensoren zur Ermittlung der Meeresgrößen immer breitere Anwendung finden (MÖCKEL 1978), werden Tiefseekippthermometer noch für Kontrollmessungen verwendet. Mit der umfassenden Anwendung der Tiefseekippthermometer zu Beginn dieses Jahrhunderts und besonders nach konstruktiven Verbesserungen wurde die Frage nach der Genauigkeit der Temperatur- und Tiefenbestimmung immer wieder neu gestellt.

SCHUMACHER (1923, 1933), HANSEN (1934) und GEISSLER (1934) behandeln die Korrekturverfahren für die Änderung der Anzeige des Hauptthermometers nach dem Kippen in der jeweiligen Wassertiefe bis zur Ablesung an Bord. Des weiteren analysieren SCHUMACHER (1923, 1924), SCHOTTLÄNDER (1924) und GEISSLER (1931) wie sich Unsicherheiten der Temperaturmessung, der Bestimmung des Druckkoeffizienten und der mittleren Dichte auf die Genauigkeit der Tiefenbestimmung auswirken. Dabei wurde von der Streuung vorliegender Meßergebnisse für diese drei Größen ausgegangen und deren Auswirkung auf die Tiefenbestimmung für jede Größe einzeln diskutiert.

Die Genauigkeit der Temperaturmessung

und Tiefenbestimmung wird maßgebend durch das komplexe Wirken der Unsicherheiten bestimmt, mit denen die metrologischen Kenngrößen, wie Fehler der Anzeige, Volumenkonstante und Druckkoeffizient ermittelt wurden. Aus diesem Grund wird bei den folgenden Betrachtungen von den Bezugsgrößen, der Unsicherheit der Temperatur- und Drucknormale, ausgegangen und die bei der Ermittlung der metrologischen Kenngrößen erreichbaren Unsicherheiten dargelegt sowie deren Auswirkungen auf die Genauigkeit der Temperaturmessung und Tiefenbestimmung aufgezeigt.

2. Metrologische Kenngrößen

Tiefseekippthermometer werden für die Temperaturmessung in druckgeschützter Ausführung und für die Tiefenbestimmung in nicht druckgeschützter Ausführung gefertigt. Die metrologischen Kenngrößen für die in der DDR vom VEB Thermometerwerk Geraberg gefertigten Thermometer sind in den Tabellen 1 und 2 zusammengestellt.

Die Forderung der Anwender nach einer

Tabelle 1
Metrologische Kenngrößen für druckgeschützte Tiefseekippthermometer

Meßbereich °C	Skalenwert K	Fehlergrenze K	Volumenkonstante K
Hauptthermometer			
-2 bis 14			
0 und 8 bis 20			
0 und 15 bis 28	0,05	±0,1	
0 und 25 bis 38			
70 bis 200			
-5 bis 25	0,1	±0,15	
-2 bis 30			
Nebenthermometer			
-5 bis 45	0,2	±0,2	-

Unsicherheit von 0,01 K für die Temperaturmessung und nach einem Promille für die Tiefenbestimmung kann mit den angegebenen Grenzwerten nicht realisiert werden. Diese stellen lediglich Fertigungstoleranzen dar. Zur Realisierung der genannten Forderungen müssen die metrologischen Kenngrößen durch meßtechnische Prüfung bestimmt werden.

Tabelle 2
Metrologische Kenngrößen für nicht druckgeschützte Tiefseekippthermometer

Meßbereich °C	Skalenwert K	Fehlergrenze K	Volumenkonstante K	Druckkoeffizient K/MPa
Hauptthermometer				
-2 bis 14				
0 und 8 bis 20	0,05	±0,1		
0 und 15 bis 28				
0 und 25 bis 38				
70 bis 200				≥0,7
-2 bis 30		±0,15		
0 und 30 bis 52	0,1	(-5 bis 60 °C)		
0 und 45 bis 67		±0,25		
0 und 60 bis 82		(60 bis 82 °C)		
Nebenthermometer				
-5 bis 45	0,2	±0,2	-	-

3. Ermittlung und Unsicherheit der metrologischen Kenngrößen

Die meßtechnische Prüfung der Tiefseekippthermometer beinhaltet die Ermittlung

- der Fehler der Anzeige für das Haupt- und Nebenthermometer ΔI_H und ΔI_N
- der Volumenkonstante V für das Hauptthermometer und
- des Druckkoeffizienten ε für das nicht druckgeschützte Hauptthermometer.

Diese Größen werden gegenwärtig auf der Grundlage des in Abb. 1 dargestellten Prüfschemas bestimmt.

Der Wassertripelpunkt dient zur Ermittlung des Eispunktfehlers der Quecksilberglasthermometer-Referenznormale und zur Stabilitätskontrolle der Platinwiderstandsthermometer-Referenznormale. Die Fehler der Anzeige und die Volumenkonstante der Tiefseekippthermometer werden durch Fix-

punktmessung am Schmelzpunkt des Eises und durch Vergleichsmessung mit Quecksilberglasthermometer- oder Platinwiderstandsthermometer-Referenznormalen 1. Ordnung bestimmt. Bis 1974 wurden hierfür ausschließlich Quecksilberglasthermometer-Referenznormale 2. Ordnung verwendet. Dieses hatte etwa die doppelten Werte der im Prüfschema angegebenen Unsicherheit für diese Größen zur Folge. Der Druckkoeffizient wird durch Fixpunktmessung am Schmelzpunkt des Eises bei zwei verschiedenen Überdrücken ermittelt, die mit dem Kolbenmanometer erzeugt und gegenwärtig mit einer Unsicherheit von 0,1% vom Meßwert bestimmt werden. Die Prüfverfahren sind in der ASMW-VM 237 festgelegt.

Tiefseekippthermometer, deren metrologische Kenngrößen mehrfach bestimmt worden sind, weisen allgemein die in Abb. 2 dargestellten Meßergebnisse auf. Die Prüfungen wurden von

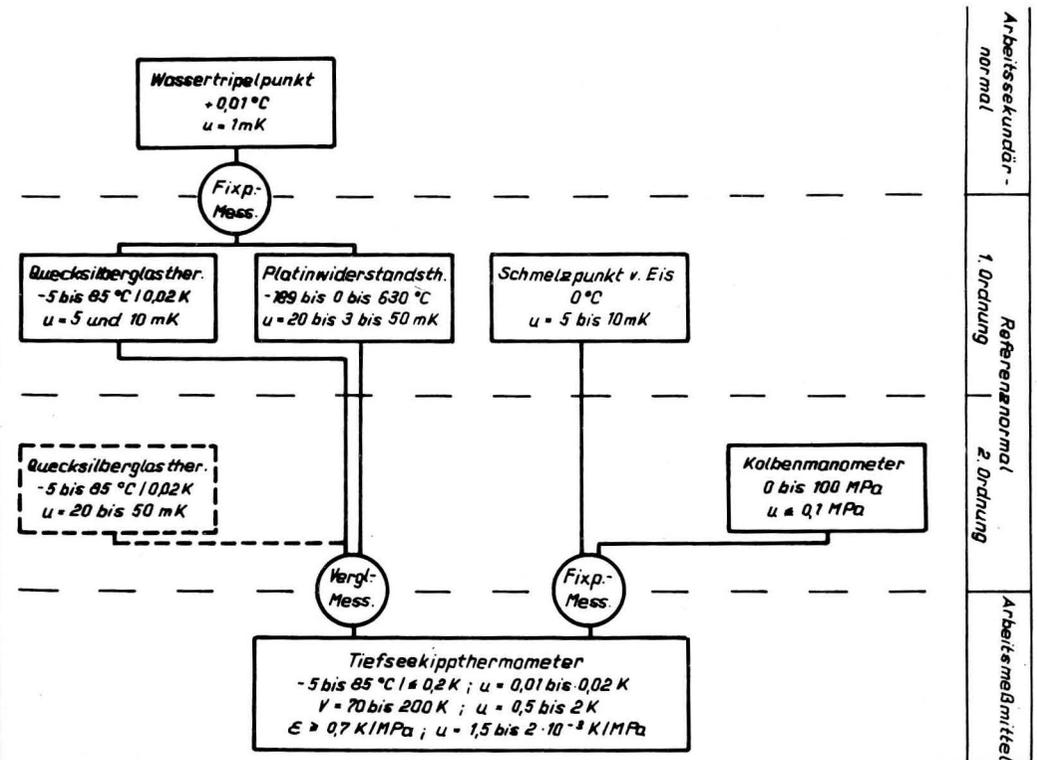
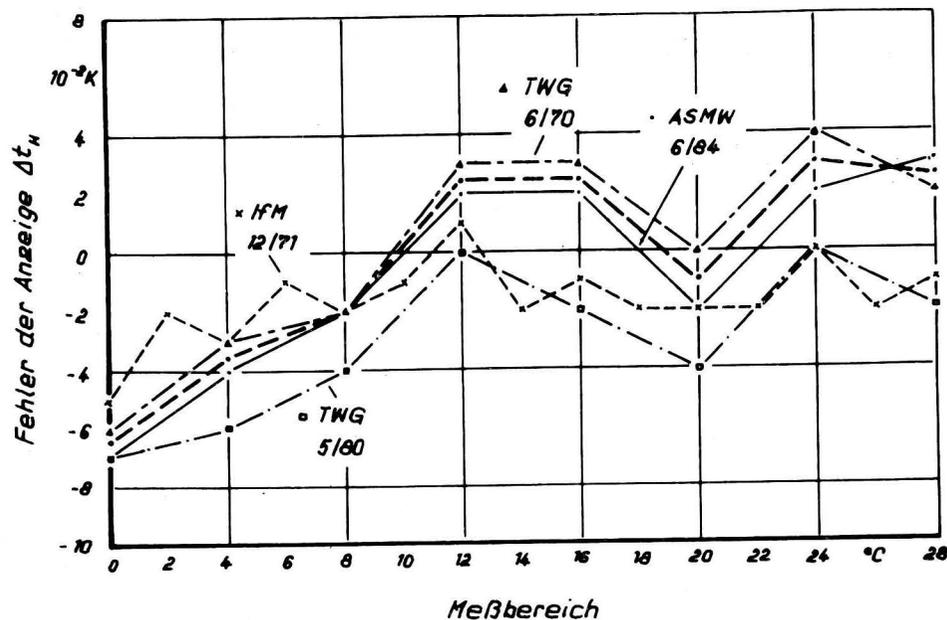
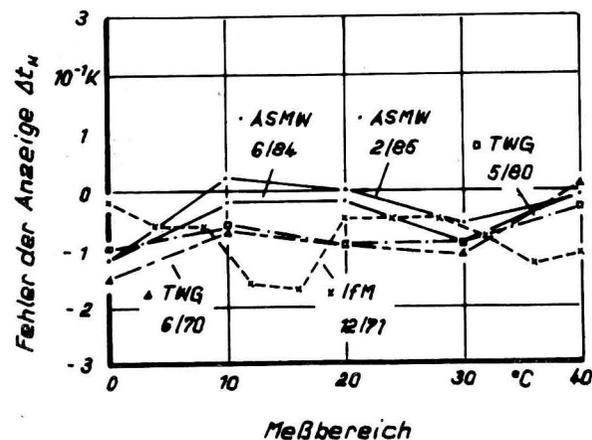


Abb. 1
Prüfschema für Tiefseekippthermometer

Hauptthermometer -2 bis 30 °C / 0,1 K



Nebenthermometer -5 bis 45 °C / 0,2 K



Volumenkonstante V

TWG 6/70 : 106 K
 IFM 12/71 : 105 K
 TWG 5/80 : 105 K
 ASMW 6/84 : 108 K

Druckkoeffizient ε

TWG 6/70 : 1,025 K/MPa
 TWG 5/80 : 1,018 K/MPa
 ASMW 6/84 : 1,026 K/MPa

Abb. 2

Meßergebnisse von einem nicht druckgeschützten Tiefseekippthermometer

- der Meßtechnischen Prüfstelle des ASMW im VEB Thermometerwerk Geraberg (TWG)
- der Meßtechnischen Prüfstelle des ASMW im Institut für Meereskunde in Warnemünde (IfM) und
- dem ASMW, Fachgebiet Elektrizitäts- und Temperaturmessungen durchgeführt.

Im Beispiel der Abb. 2 zeigen die Fehlerkurven 6/70 und 6/84 für das Hauptthermometer einen auf $\leq 0,01$ K übereinstimmenden Verlauf. Die Fehlerkurve 5/80 weist eine systematische Abweichung von etwa $-0,04$ K auf, während die Kurve 12/71 mit einem engerem Abstand der Prüftemperaturen keinen für Glaskipthermometer typischen Fehlerverlauf zeigt. Die Mittelwerte zwischen den Kurven 6/70 und 6/84 kommen somit dem wahren Fehlerverlauf am nächsten.

Beim Fehler des Nebenthermometers stimmen die Meßergebnisse des VEB Thermometerwerk Geraberg und des ASMW untereinander auf $0,05$ K und miteinander auf $0,09$ K überein. Die Meßergebnisse des Institutes für Meereskunde weisen größere, untypische Abweichungen auf.

Die Streuspanne für die Volumenkonstante beträgt 3 K.

Die Ergebnisse 8/70 und 6/84 für den

Druckkoeffizienten differieren um $1 \cdot 10^{-3}$ K/MPa, während die Messung 5/80 mit einem systematischen Fehler der Druckberechnung behaftet ist.

Zur Verallgemeinerung dieser Aussagen sind die Meßergebnisse von 10 druckgeschützten und 10 nicht druckgeschützten Thermometern analysiert worden. Die Thermometer wurden unter dem Gesichtspunkt ausgewählt, daß möglichst mehrere Prüfungen von verschiedenen Prüflaboratorien vorlagen, also die Bedingungen der Vergleichbarkeit nach TGL 31550/04 erfüllt waren. Alle ausgewählten Thermometer wurden im ASMW nochmals geprüft. Des weiteren wurde für einige Thermometer der Fehler der Anzeige unter Wiederholbedingungen ermittelt, d. h. am gleichen Ort, mit den gleichen Prüfmitteln und den gleichen Prüfern ein zweites Mal bestimmt. Die Ergebnisse sind in der Tabelle 3 zusammengestellt. Meßergebnisse mit offensichtlichen und erkennbaren systematischen Fehlern wurden ausgeschlossen. Folglich repräsentieren die für Vergleichsbedingungen in der Tabelle 3 angegebenen Werte die für die einzelnen Prüfgrößen charakteristischen Streuspannen.

Mittels dieser Ergebnisse, die aus 30 Prüfungen von druckgeschützten Thermometern und jeweils 16 Prüfungen von nicht druckge-

Tabelle 3
 Analysenergebnisse

Thermometerart Meßbereich/Skalenwert	Streuspanne der Meßergebnisse unter					
	Vergleichsbedingungen			Wiederholbedingungen		
	t_H K	t_N K	V K	ϵ K/MPa	t_H K	t_N K
10 druckgeschützte Therm. -2 bis 30 °C/0,1 K	0,03	0,11	3	—	0,02	0,07
5 nicht druckgesch. Therm. -2 bis 14 °C/0,05 K	0,03	0,08	2	0,003	—	0,06
5 nicht druckgesch. Therm. -2 bis 30 °C/0,1 K	0,05	0,10	4	0,005	—	0,10

Tabelle 4
Unsicherheiten für die Prüfgrößen

Prüfgröße	Unsicherheit				
	aus der Analyse	in der ASMW-VM 237			
		Ausg. 1/74 Entwurf 11/86			
Fehler der Anzeige des Hauptthermometers	Referenznormale				
	1. u. 2. Ordg.	1. Ordg.	1. Ordg.		
	beim Skalenwert 0,05 K	0,015 K	0,01 K		
beim Skalenwert 0,1 K	0,02 K	0,02 K			
Fehler der Anzeige des Nebenthermometers	0,05 K	0,1 K	0,05 K		
Volumenkonstante	Meßspanne des Hauptthermometers bei 0 °C				
	≈ 1 K	≈ 1 K	≥ 2 K	≈ 1 K	≥ 2 K
	beim Skalenwert 0,05 K	1 K	2 K	0,5 K	1 K
beim Skalenwert 0,1 K	2 K		1 K	2 K	1 K
Druckkoeffizient	Unsicherheit des Kolbenmanometers				
	≤ 0,1%	≤ 0,1%	≤ 0,1%		
	beim Skalenwert 0,05 K	1,5 · 10 ⁻³ K/MPa	2 · 10 ⁻⁴ K/MPa	1,5 · 10 ⁻³ K/MPa	
beim Skalenwert 0,1 K	2,5 · 10 ⁻³ K/MPa		2 · 10 ⁻³ K/MPa		

schützten Thermometern gewonnen wurden, können die in der Tabelle 4 aufgeführten Unsicherheiten abgeleitet werden.

Den ermittelten Unsicherheiten aus der Analyse sind die Unsicherheiten in der ASMW-VM 237, Ausg. 1/74 und im Entwurf 11/86 gegenübergestellt. Dies zeigt, daß der Fehler für die Anzeige des Hauptthermometers mit einer Unsicherheit von 0,01 K beim Skalenwert 0,05 K und mit einer Unsicherheit von 0,02 K beim Skalenwert 0,1 K bestimmt werden kann. Die Unsicherheit beträgt ein Fünftel des Skalenwertes, was für Glasthermometer üblich ist. Das Analyseergebnis von 0,015 K resultiert daraus, daß ein Teil der Meßergeb-

nisse mit Referenznormalen 2. Ordnung erzielt worden ist.

Der Fehler für die Anzeige des Nebenthermometers ist mit der Hälfte der bislang angegebenen Unsicherheit bestimmbar.

Die Unsicherheit für die Volumenkonstante von 1 K beim Skalenwert 0,05 K und von 2 K beim Skalenwert 0,1 K ist durch das bisherige Prüfverfahren, die Anzeigeänderung des am Schmelzpunkt des Eises gekippten Thermometers nur bei einer Temperatur zwischen 30 und 40 °C zu bestimmen, begründet. Diese geringe Temperaturveränderung ist nur bei Thermometern mit einer Meßspanne von etwa 1 K oberhalb der Teilungsmarke 0 °C

notwendig. Bei allen Thermometern, die über 0 °C Meßspannen größer als 2 K aufweisen, kann die Unsicherheit auf die Hälfte durch Prüfung bei Temperaturen über 60 °C reduziert werden.

Beim Druckkoeffizienten liegen die aus den Meßergebnissen abgeleiteten Unsicherheiten eine Zehnerpotenz höher als der in der ASMW-VM 237, Ausg. 1/74 angegebene Wert. Die Unsicherheit wird neben der Genauigkeit der Druckmessung durch die Unsicherheit für die Darstellung des Schmelzpunktes des Eises, die Ablesunsicherheit und die Unsicherheit für die Abreißeinrichtung bestimmt. Die Auswertung von 40 Druckkoeffizientenbestimmungen mit jeweils 4 Messungen (160 Meßwerte) an Thermometern mit einem Meßbereich von -2 bis 30 °C und einem Skalenwert von 0,1 K ergab einen Vertrauensbereich von 0,4 bis 2,6 · 10⁻³ K/MPa bei einer statistischen Sicherheit von 95%. Eine um 1 · 10⁻³ unsichere Druckmeßeinrichtung liefert zur Unsicherheit des Druckkoeffizienten einen Anteil von 5 · 10⁻⁴ K/MPa unter der Bedingung, daß mindestens 4 Messungen durchgeführt worden sind. Eine Reduzierung der Unsicherheit für den Druckkoeffizienten ist nur durch ein genaueres Druckmeßmittel und durch eine Erhöhung der Anzahl der Messungen möglich. Die bislang ermittelten Druckkoeffizienten sind mit den in der Tabelle 4 aus der Analyse abgeleiteten und im Entwurf 11/86 der ASMW-VM 237 angegebenen Unsicherheiten behaftet.

4. Unsicherheit der Temperaturmessung

Die Temperatur t_w in der jeweiligen Wassertiefe wird mittels der Anzeige A_H des Hauptthermometers, der Anzeigekorrektur K_H des Hauptthermometers und eines Korrekturfaktors C_1 berechnet:

$$t_w = A_H + K_H + C_1 \quad (1)$$

Demzufolge wird die Unsicherheit Δt_w der Temperaturmessung durch die Unsicherheit ΔA_H , mit der das Hauptthermometer mittels einer Lupe abgelesen wird, die Unsicherheit

ΔK_H , mit der die Anzeigekorrektur K_H durch Prüfung des Thermometers ermittelt wurde, und die Unsicherheit ΔC_1 des Korrekturfaktors C_1 bestimmt:

$$\Delta t_w = [(\Delta A_H)^2 + (\Delta K_H)^2 + (\Delta C_1)^2]^{1/2} \quad (2)$$

Die Anzeige des Hauptthermometers kann nach Untersuchungen von SCHOTTLÄNDER (1924) auf Zehntel des Skalenwertes sicher geschätzt werden. Somit können 5 mK für Thermometer mit dem Skalenwert 0,05 K und 10 mK für den Skalenwert 0,1 K als Ablesunsicherheiten angesetzt werden. Die Anzeigekorrektur ist nach den Darlegungen in Abschnitt 3 um 10 mK bei Thermometern mit dem Skalenwert 0,05 K und um 20 mK beim Skalenwert 0,1 K unsicher. Die Unsicherheit ΔC_1 für den Korrekturfaktor C_1 , mit dem die Änderung der Anzeige des Hauptthermometers nach dem Kippen in der jeweiligen Wassertiefe bis zum Ablesen an Bord ausgeglichen wird, kann durch Anwendung des quadratischen Fehlerfortpflanzungsgesetzes auf die von SCHUMACHER (1923) angegebene Gleichung

$$C_1 = \Delta\gamma(t_H + V)(t_H - t_N) \quad (3)$$

abgeschätzt werden:

$$\Delta C_1 = \{[\Delta\gamma(2t_H - t_N + V)\Delta t_H]^2 + [\Delta\gamma(t_H - t_N)\Delta V]^2 + [-\Delta\gamma(t_H + V)\Delta t_N]^2\}^{1/2} \quad (4)$$

Die Differenz $\Delta\gamma$ zwischen dem Volumenausdehnungskoeffizienten des Quecksilbers und des Thermometerglases kann als vom Thermometerglas unabhängiger Näherungswert mit 1,5 · 10⁻⁴ K⁻¹ angesetzt werden.

Der Wertebereich für die korrigierte Anzeige des Hauptthermometers t_H und des Nebenthermometers t_N ist gleich dem Meßbereich des Haupt- und Nebenthermometers, also $t_H = -2$ bis 30 °C und $t_N = -5$ bis 45 °C. Um die Unsicherheit ΔC_1 abschätzen zu können, interessiert die in der Praxis vorkommende minimale und maximale Anzeigedifferenz zwischen dem Haupt- und Nebenthermometer. Die Werte für beide Differenzen können mit $(t_H - t_N)_{\min} = (5-5,1) °C$ und

Tabelle 5

Unsicherheit ΔC_1 für den Korrekturfaktor C_1

Temperaturdifferenz $t_H - t_N$	Volumenkonstante	Unsicherheit ΔC_1		
		Skalenwert des Hauptthermometers		
		0,05 K	0,1 K	
K	K	mK		
5,0—5,1	70	0,6		
5,0—30	150	2,2	3,9	7,6
Unsicherheit ΔV in K		0,5	1	2

Tabelle 6

Unsicherheit Δt_w der Temperaturmessung

Temperaturdifferenz $t_H - t_N$	Volumenkonstante	Unsicherheit Δt_w			
		Skalenwert des Hauptthermometers			
		0,05 K	0,1 K		
K	K	mK			
5,0—5,1	70	11	22		
5,0—30	150	11	12	23	24
Unsicherheit ΔV in K		0,5	1	2	

$(t_H - t_N)_{\max} = (5-30)^\circ\text{C}$ angesetzt werden. Als metrologisch gesicherte Werte für die Unsicherheiten Δt_H und Δt_N , mit denen die korrigierte Anzeige des Haupt- und Nebenthermometers t_H und t_N behaftet ist, wurden die in der Tabelle 4 für den Entwurf 11/86 der ASMW-VM 237 angegebenen Unsicherheiten nachgewiesen.

Die Werte für die Volumenkonstante V liegen erfahrungsgemäß zwischen 70 und 150 K. Sie kann in Abhängigkeit von der Meßspanne und dem Skalenwert des Hauptthermometers mit einer Unsicherheit zwischen 0,5 und 2 K bestimmt werden. Mit den dargelegten Werten für die einzelnen Größen in der Gleichung (4) ergeben sich die in der Tabelle 5 aufgeführten Werte für die Unsicherheit ΔC_1

des Korrekturfaktors C_1 . Der Korrekturfaktor C_1 ist maximal mit einem Drittel der Unsicherheit behaftet, mit der die Anzeigekorrektur für das Hauptthermometer vorliegt. Unter Verwendung der Werte, die für die in der Gleichung (2) enthaltenen Unsicherheiten abgeleitet wurden, ergeben sich die in der Tabelle 6 aufgeführten Werte für die Unsicherheit Δt_w , mit der die Temperatur t_w in der jeweiligen Wassertiefe bestimmt werden kann.

Die Temperaturmessung ist etwa um ein Fünftel des Skalenwertes vom Hauptthermometer unsicher. Die Unsicherheit hängt hauptsächlich davon ab, mit welcher Genauigkeit die Anzeigekorrektur für das Hauptthermometer vorliegt.

5. Unsicherheit der Tiefenbestimmung

Die Wassertiefe z , in der das Kippen des druckgeschützten und nicht druckgeschützten Tiefseekippthermometers erfolgt, wird mittels der Gleichung (5) berechnet.

$$z = \frac{t_w - t_L}{\varepsilon \cdot \bar{\rho} \cdot g} \quad (5)$$

Folglich kann die Unsicherheit Δz der Tiefenbestimmung durch Anwendung des quadratischen Fehlerfortpflanzungsgesetzes auf die Gleichung (5) ermittelt werden:

$$\Delta z = \left\{ \left[\frac{\Delta t_w}{\varepsilon \cdot \bar{\rho} \cdot g} \right]^2 + \left[\frac{\Delta t_L}{\varepsilon \cdot \bar{\rho} \cdot g} \right]^2 + \left[-\frac{t_w - t_L}{\varepsilon^2 \cdot \bar{\rho} \cdot g} \Delta \varepsilon \right]^2 + \left[-\frac{t_w - t_L}{\varepsilon \cdot \bar{\rho}^2 \cdot g} \Delta \bar{\rho} \right]^2 + \left[-\frac{t_w - t_L}{\varepsilon \cdot \bar{\rho} \cdot g^2} \Delta g \right]^2 \right\}^{1/2} \quad (6)$$

Die Unsicherheit Δz wird hauptsächlich durch die Temperaturdifferenz $t_w - t_L$ zwischen dem druckgeschützten und dem nicht druckgeschützten Thermometer bestimmt sowie durch die Unsicherheiten, mit denen die einzelnen Summanden in der Gleichung (6) behaftet sind.

Die Temperaturdifferenz $t_w - t_L$ kann bis zu 80 K betragen, überschreitet aber bei den allgemeinen Anwendungsbedingungen der Tiefseekippthermometer kaum 40 K.

Der Druckkoeffizient ε und die mittlere Dichte $\bar{\rho}$ bewegen sich in einem engen Wertebereich um Eins und können als Konstanten mit den Näherungswerten 1 K/MPa und 1 g/cm³ angesetzt werden.

Die Unsicherheit Δt_w für die Temperaturmessung mit dem druckgeschützten Thermometer wurde im voranstehenden Abschnitt 4 mit einem Fünftel des Skalenwertes vom Hauptthermometer ermittelt.

Die Unsicherheit Δt_L , mit der die mittels nicht druckgeschützter Thermometer ermittelte Temperatur t_L behaftet ist, wird analog den Gleichungen (1) und (2) durch die Unsicherheit für die Ablesung der Anzeige A_H , für die Anzeigekorrektur K_H und den Kor-

rekturfaktor C_2 bestimmt. Der Korrekturfaktor C_2 wird bei geringen Wassertiefen mittels der Gleichung

$$C_2 = \Delta \gamma (t_w + V) (t_w - t_N) \quad (7)$$

und bei größeren Wassertiefen mittels der von HIDAOKA (1932) verbesserten Gleichung

$$C_2 = \frac{\Delta \gamma (t_H + V) (t_w - t_N)}{1 + \Delta \gamma \cdot t_N} \quad (8)$$

berechnet.

Unter der Voraussetzung, daß der Nenner in der Gleichung (8) nur unwesentlich von Eins abweicht, kann für die Abschätzung der Unsicherheit ΔC_2 die Gleichung (7) benutzt werden. Im zweiten Klammersausdruck der Gleichung (7) ist gegenüber der Gleichung (3) die korrigierte Anzeige des Hauptthermometers t_H durch die mit dem geschützten Thermometer ermittelte Wassertemperatur t_w ersetzt. Da die Unsicherheiten Δt_H und Δt_w nach den Darlegungen im Abschnitt 4 annähernd gleich sind, kann für die Unsicherheit Δt_L der druckbeeinflussten Temperaturbestimmung auch die Unsicherheit Δt_w für die Wassertemperatur t_w angesetzt werden. Für die Unsicherheit $\Delta \varepsilon$ des Druckkoeffizienten ε wurden die in der Tabelle 4 mit 1,5 und $2 \cdot 10^{-3}$ K/MPa angegebenen Werte als real nachgewiesen, während die mittlere Dichte $\bar{\rho}$ auf etwa $3 \cdot 10^{-5}$ g/cm³ genau bekannt ist. Die Fallbeschleunigung wird für den Meßort und die zu messende Wassertiefe exakt berechnet, so daß der letzte Summand in der Gleichung (6) bei einheitlichen, von der UNESCO veröffentlichten Berechnungsverfahren keinen Anteil zur Unsicherheit Δz liefert. Mit den dargelegten Werten für die einzelnen Größen in der Gleichung (6) ergeben sich die in Abb. 3 dargestellten Ergebnisse für die Unsicherheit Δz der Tiefenbestimmung. Die Unsicherheit Δz , mit der die Wassertiefe z bestimmbar ist, setzt sich aus einem konstanten und einem veränderlichen Anteil zusammen. Der konstante Anteil beträgt etwa 1,5 m bei Hauptthermometern mit einem Skalenwert von 0,05 K und etwa 3 m bei Hauptthermometern in 0,1 K graduert. Er wird durch die Unsicherheit der

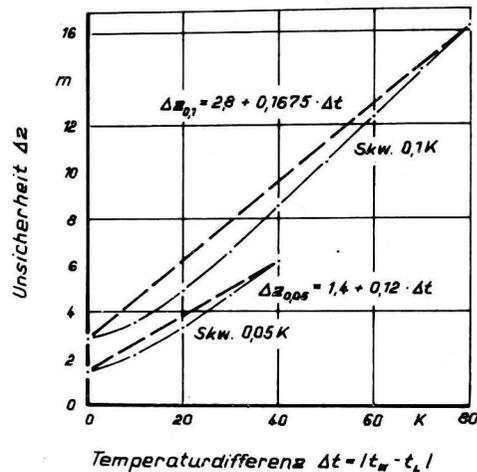


Abb. 3
Unsicherheit Δz der Tiefenbestimmung

Temperaturmessung bestimmt, und sein Wert hängt letztlich davon ab, wie genau die Anzeigerkorrekturen für das Hauptthermometer vorliegen. Der veränderliche Anteil beträgt etwa 12 Prozent der Temperaturdifferenz $t_w - t_L$ bei Hauptthermometern mit einem Skalenwert von 0,05 K und etwa 17 Prozent von $t_w - t_L$ bei einem Skalenwert von 0,1 K für das Hauptthermometer. Der Anstieg dieses Anteils wird ausschließlich durch die Unsicherheit $\Delta \varepsilon$ des Druckkoeffizienten ε bestimmt. Damit ist unter den dargelegten gegenwärtigen Bedingungen die Tiefenbestimmung bestenfalls auf 1,6 Promille genau möglich.

6. Ergebnisse

Die Genauigkeit der Messungen mit Tiefseekippthermometern hängt hauptsächlich davon ab, mit welcher Unsicherheit die Anzeigerkorrekturen für die beiden Hauptthermometer und der Druckkoeffizient für das nicht druckgeschützte Hauptthermometer vorliegen. Trotz sorgfältiger Bestimmung aller metrologischen Kenngrößen durch meßtechnische Prüfung in verschiedenen Laboratorien wurden bei der Analyse der Meßergebnisse Abweichungen festgestellt, die größer als die

in der Tabelle 4 aufgeführten Unsicherheiten waren. Als Ursachen kommen die Abreiß-einrichtung, Schätzfehler und dynamische Einflüsse in Frage. Aus diesem Grunde ist zur Sicherung und Erhöhung der Meßgenauigkeit empfehlenswert, Tiefseekippthermometer mindestens drei, voneinander unabhängigen Prüfungen im Abstand von zwei bis drei Jahren zu unterziehen und die Meßergebnisse in einem Datenblatt zusammenzufassen. Die mathematisch-statistische Verarbeitung dieser Ergebnisse ermöglicht, Instabilitäten zu erkennen, Ausreißer zu eliminieren und Mittelwerte zu berechnen, die maximal mit den in der Tabelle 4 für den Entwurf 11/86 der ASMW-VM 237 angegebenen Unsicherheiten behaftet sind. Mit den auf diese Weise ermittelten metrologischen Kenngrößen der Tiefseekippthermometer kann die Temperatur auf etwa ein Fünftel des Skalenwertes des Hauptthermometers und die Wassertiefe bestenfalls auf 1,6 Promille genau bestimmt werden.

Literatur

- Algorithms for computation of fundamental properties of seawater. — In: Unesco technical papers in marine science, Nr. 44, Unesco Paris, 1983.
- GEISSLER, H.: Tiefenmessung mit ungeschützten Thermometern. — Ann. d. Hydr. **59** (1931) 12, 433—438.
- GEISSLER, H.: Zur Korrekturformel für die Richterschen Kippthermometer. — Ann. d. Hydr. **62** (1934) 9, 378—382.
- HANSEN, W.: Bemerkungen zu den Korrektionsformeln für das Tiefsee-Umkipptthermometer. — Ann. d. Hydr. **62** (1934), 145—147.
- HIDAKA, K.: Über eine neue Korrektionsformel zur Umkipptthermometerablesung. — Memoirs of the Imperial Marine Observatory, Kobe Japan **5** (1932) 1, 11.
- MÖCKEL, F.: Submersible sensors with frequency analogue outputs and their application in oceanography. — Metrologia Morska (1978) 2, 85—96.
- SCHÖTLÄNDER, E.: Zur Erhöhung der Genauigkeit der Temperaturmessung mittels Kippthermometern. — Ann. d. Hydr. **53** (1924) 2, 47—51.
- SCHUMACHER, A.: Neue Hilfstafeln für das Umkipptthermometer nach Richter und Beiträge zur thermometrischen Tiefenmessung. — Ann. d. Hydr. **51** (1923) 12, 273—280.

SCHUMACHER, A.: Zur Genauigkeit der Temperaturmessung mit dem Richterschen Tiefsee-Umkipptthermometer. — Ann. d. Hydr. **52** (1924) 6, 148 bis 149.

SCHUMACHER, A.: Eine neue Berichtigungsformel für das Tiefsee-Umkipptthermometer. — Ann. d. Hydr. **61** (1933), 74—75.

WOLF, G.: Die Tiefsee-Umkipptthermometer des VEB Westglas-Ilmenau. — Feingerätetechnik, Berlin **9** (1959) 7, 323—329.

ASMW-VM 237: Temperatur, Tiefseekippthermometer; Sonderprüfvorschrift. Ausg. 1/74.

ASMW-VM 237: Temperatur; Tiefseekippthermo-

meter; Zulassungs- und Eichvorschrift. Entwurf 11/86.

TGL 31 550/04: Grundbegriffe der Meteorologie; Fehler von Messungen. Aus. 1/80.

Anschrift des Autors:

Dipl.-Ing. M. SCHARLIPP

Amt für Standardisierung, Meßwesen und

Warenprüfung

Unterpörlitzer Str. 2

DDR-6300 Ilmenau

Eingereicht: 20. April 1987

Zur Veröffentlichung angenommen: 14. Mai 1987

ZYGMUNT CATEWICZ, EBERHARD HAGEN

Further evidence for CSW's off Northwest Africa

With 2 figures

It is now generally accepted that the continental shelf acts as a wave guide for subinertial sea-level fluctuations over large distances along meridional shores. Such propagating oscillations are noted by the oceanographic community as continental shelf waves (CSW's). With respect to their generation mechanism and for theoretical background we refer to competent reviews published by LE BLOND and MYSAK (1977), MYSAK (1980).

It is a commonly accepted notion that the energy of waves accumulates in the dispersion relationship under disappearing energy transport, i.e., where their group velocity c_g is equal to zero (ADAMS and BUCHWALD 1969). In the following this condition is marked by the notation $()_0$ for $c_g = d/dT = 0$. Here, l is the meridional wave length while T is the period of CSW's. Using an exponential approximation of the mean shelf slope, to simplify matters, for the water depth $H(x) = H_c \cdot \exp(ax)$ in the slope region ($0 < x < L$) and $H(L) = H_c \cdot \exp(aL)$ for $x \geq L$ we can determine the energetic preference for periods $T_0 = T_f \cdot (n^2 + 1)^{1/2}$. The distance from the coast is given by x while L denotes the slope width. The water depth along the "shore" is H_c and T_f marks the local inertial period.

The mode number $n = 1, 2, 3, \dots$ results from the zonal eigenvalue problem of CSW's. A meridional wave length corresponding to T_0 is found to be $l_0 = 4\pi/[a(n^2 + 1)^{1/2}]$ and, therefore, the phase velocity results to be $c_0 = l_0/T_0 = 4\pi/[T_f a(n^2 + 1)]$. In this way we conclude for free CSW's:

- T_0 is independent of the slope parameter but determined by T_f !
- l_0 is independent of latitude but determined by the slope coefficient a !

The $T(l)$ relationships were numerically calculated for first three modes by HAGEN (1981) with an empirical profile approximation near the latitude of 21.5° N (Cape Blanc area). Typical mode dependent structures of resulting eigenfunctions were compared with spectra from time series of current measurements and with the distribution of oceanographic fields. Although many indirect hints for CSW's are represented in the litera-

ture an experimental proof is outstanding with respect to the northward propagation of CSW-signals within the upwelling area off Northwest Africa.

During November 1980 simultaneous sea level observations were carried out using mechanical tide gauges at two stations meridionally separated by a

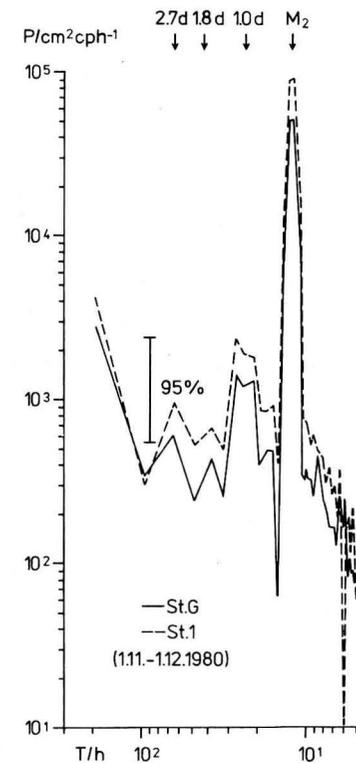


Fig. 1 Power spectra of hourly water-level observations recorded at station G ($15^\circ 52.8' N$, $16^\circ 30.9' W$) and at station 1 ($15^\circ 59.8' N$, $16^\circ 31.8' W$) in November 1980 off Saint Louis; $N = 740$, $m = 96$, $k = 15$. (N denotes the number of values, m is the length of correlation function, and $k = 2[(N/m) - 1/3]$ estimates a degree of freedom.)

distance of about 14 km on the shelf. For station positions compare Fig. 1 as shown by CATEWICZ (1985).

From hourly values we have calculated power spectra and the cross correlation between time series. Corresponding spectra are shown in Fig. 1 and in Fig. 2. The 95% confidence bands are estimated for

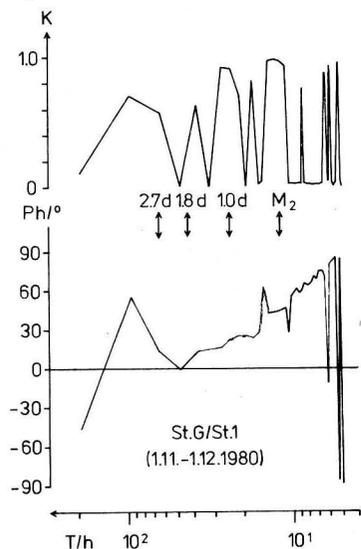


Fig. 2
Coherency (K) and phase (Ph) spectra resulting from cross correlation between sea-level records used with station G in south and with station 1 in north. (Arrows indicate possible fluctuation periods corresponding to peak values of power spectra.)

the phase angle using the coherency K at a fixed frequency according to the procedure suggested by GRANGER and HATANAKA (1964). For instance, we obtained the mean phase $(12.3 \pm 8.3)^\circ$ corresponding to the mean northward time lag of (0.0975 ± 0.0623) d as indicated in Fig. 2 for $T = 2.7$ d shown in Fig. 1. With respect to this period we estimated a mean amplitude of about $3 \cdot 10^{-2}$ m for sea-level fluctuations. The resulting confidence range is $\Delta c = c \cdot \Delta T/T$ for the phase propagation c . Within the bounds of our poor statistic significance we detect a sufficient coincidence between observed and expected sea-level fluctuations of the first mode of free barotropic CSW's using the formulas discussed for T_0 , l_0 , and c_0 . The topographic trapping scale used is $1/a = 43$ km from the shore while $T_f = 1.8$ d (43 h) is the inertial period at the latitude of 16° N. In summary we state:

	T_0 (d)	l_0 (km)	c_0 (km/d)
expected:	2.5	386	154
observed:	2.7	(389 ± 248)	(144 ± 92)

The "observed" wave length results from $l_0 = c_0 \cdot T_0$. In this way we find following assertions:

- A weak peak value was found near $T = 2.7$ d at both stations but with a meridional coherency of $K = 0.6$.
- The sea-level variations with $T = 2.7$ d show a mean northward phase propagation and a meridional wave length which roughly corresponds to the first mode value of free barotropic CSW's of vanishing group velocity.

In spite of our fragmentary data base we believe that these results contribute an interesting puzzle-stone with respect to the actual picture of meso-scale variabilities produced by CSW's in the area with coastal upwelling off Northwest Africa.

References

- ADAMS, J. K.; BUCHWALD, V. T.: The generation of continental shelf waves. — *J. Fluid Mech.* **35** (1969), 815–826.
- CATEWICZ, Z.: On the variability of currents in the coastal zone of the African shelf at 16° north. — *Dt. hydrogr. Z.* **38** (1985) 2, 69–92.
- GRANGER, C. W. J.; HATANAKA, N.: Spectral analysis of economic time series. — Princeton, N.J.: Princeton Univ. Press 1964. — 299 pp.
- HAGEN, E.: Mesoscale upwelling variations off the west African coast. — In: Coastal upwelling (Coastal and Estuarine Sciences, Vol. 1). — Amer. geophys. Union 1981. — p. 72–78.
- LE BLOND, P. H.; MYSAK, L. A.: Trapped coastal waves and their role in shelf dynamics. — In: Marine Modelling (The Sea, Vol. 6). — New York et al.: J. Wiley & Sons 1977.
- MYSAK, L. A.: Recent advances in shelf wave dynamics. — *Rev. Geophys. and Space Phys.* **18** (1980) 1, 211–241.

Addresses of the authors:

Z. CATEWICZ, M. Sc.
Institute of Oceanology
Polish Academy of Sciences
Powstancow Warszawy 55
P.O. Box 68
61-967
Poland

Dr. sc. E. HAGEN
Akademie der Wissenschaften der DDR
Institut für Meereskunde
DDR-2530 Rostock-Warnemünde

Received: November 24, 1987

Accepted: May 18, 1988

Инструкция для авторов:

Машинописные статьи следует высылать в трех экземплярах на белой бумаге формата А4 (297 × 210 мм) с полями в 3,5 см (слева) и 2,5 см (вверху) соответственно при письме только на одной стороне листа через два интервала. Объем статьи, по возможности, не должен превышать 20 страниц (включая рисунки). Для разовой корректуры автору передается корректурный оттиск статьи, поэтому дополнительные вставки или значительные изменения текста исключаются.

В ходе оформления статьи просим учесть следующие указания и принять такую последовательность частей рукописи:

Название: Имя (имена) и фамилия (фамилии) автора(ов), под ними: полное название статьи на немецком, английском и русском языках.

Резюме, Zusammenfassung, Abstract: Заранее выслать на каждую статью краткое, но содержательное резюме на русском, немецком и английском языках. Оно должно содержать информацию о применяемых методах исследований и основные выводы автора.

Текстовая часть: Следует нумеровать страницы статьи по порядку. Статья должна обладать четкой структурой с нумерацией глав по порядку.

Автор должен внести в рукопись следующие заметки (карандашом!): разрядка — ломаная линия, мелкий шрифт — вертикальная линия с левого края, курсив — волнистая линия.

Фамилии цитируемых авторов писать прописными буквами, а год публикации — в скобках.

Приводя данные измерений, автор должен принять во внимание рекомендации Международной системы единиц (СИ). Математические

символы, формулы, а также буквы, которые не могут быть напечатаны на машинке, должны быть тщательно и четко внесены от руки. Сокращения в тексте допускаются только в случае повторов и, при необходимости, объяснены в конце статьи.

Литература: Список цитируемых в тексте авторов должен быть приведен согласно образцу в алфавитном порядке:

Книги: LEBLOND, P. H.; MYSAK, L. A.: Waves in the Ocean. — Amsterdam: Elsevier 1978.

Журналы: VERONIS, G.; MORGAN, G. W.: A study of the time-dependent wind-driven ocean circulation. — *Tellus* **7** (1955) 2, 232–247.

Сокращать названия журналов можно только так, как принято в библиотеках. С целью избежания недоразумений рекомендуется добавлять к названиям журналов, выходящих неперiodично, № выпуска.

Адрес автора: В конце рукописи следует указать: дату окончания работы, полные имя (имена) и фамилию(и) автора(ов), адрес института(ов) или организации(й).

Рисунки, таблицы, условные обозначения: Рисунки должны быть четкими и оформлены на кальке (черной тушью) или фотобумаге (черно-белой). Рисунки и таблицы должны быть пронумерованы по порядку, а на обороте следует написать фамилию автора и номер рисунка или таблицы. Их местонахождение в тексте следует пометить на левом поле. Таблицы, заголовки таблиц и подписи к рисункам (условные обозначения) должны быть написаны отдельно.

Note to Contributors:

Manuscripts should be typed in double-spacing and submitted in three copies on white paper of size A4 (297 × 210 mm). Only one side of each sheet should be used. The margins should be 3.5 cm wide at the left side and 2.5 cm wide at the top. Manuscripts should not be longer than 20 pages (including figures). Authors will receive one proof copy for correction. Belated insertions or major changes to the text can not be considered.

Authors are requested to pay special attention to the subsequent notes regarding the preparation of the manuscripts. The following sequence should in general be used:

Title: Full name(s) of the author(s). Below it the complete title of the contribution in English, German and Russian.

Abstract, Zusammenfassung, Резюме: A brief but cogent summary in English, German and Russian must precede each contribution. It should contain informations regarding the methods used and the most important conclusions reached by the author.

Text: Pages belonging to the manuscript must be numbered consecutively. The contribution should be clearly arranged, and the chapters should be consecutively numbered. The following print instructions are to be inserted by the author (in pencil!): spaced print: underlined with dashes; small print: vertical line in the left margin; italics: underlined with undulating line. The names of all authors cited must be written in capitals with the year of publication in brackets after the name. The recommendations given in

the IAPSO-SUN report should be taken into account when presenting measured data (S.I. units). Mathematical symbols, formulae and letters that cannot be typed must be entered carefully and clearly by hand.

Abbreviations should be used only if required repeatedly in the text and should, if necessary, be explained separately at the end of the contribution.

References: The authors cited in the text should be listed alphabetically at the end of the contribution in the following way:

Books: LEBLOND, P. H.; MYSAK, L. A.: *Waves in the Ocean*. — Amsterdam: Elsevier 1978.

Journals: VERONIS, G.; MORGAN, G. W.: *A study of the time-dependent wind-driven ocean circulation*. — *Tellus* 7 (1955) 2, 232—247.

Abbreviations for journal titles should conform to the procedure of libraries; for non-periodicals, add "No." (of the issue) to avoid confusions.

Author's address: The date on which the contribution was concluded, the full name(s) of the author(s) and their affiliation should be typed at the end of the manuscript.

Figures, tables, legends: Figures must be submitted in printable form drawn on tracing paper with black Indian ink or as photographic copies (black and white). Figures and tables should be numbered according to their sequence in the text and identified on the reverse side by their appropriate number and the author's name. Their desired position in the text should be noted in the left margin. All tables and descriptive captions to figures and tables to be typed on a separate sheet.

Hinweise für Autoren:

Die Manuskripte sind in Maschinenschrift (zweizeilig) auf weißem, einseitig beschriebenen Papier im A4-Format (297 × 210 mm) mit jeweils 3,5 cm (links) und 2,5 cm (oben) breiten Rändern sowie in dreifacher Ausfertigung einzureichen. Der Umfang eines Beitrags sollte 20 Manuskriptseiten (einschließlich Abbildungen) nicht überschreiten. Dem Autor wird zur einmaligen Korrektur ein Umbruch-Exemplar seines Beitrags zugesandt; nachträgliche Einfügungen oder größere Textveränderungen sind daher nicht möglich.

Bei der formellen Gestaltung des Beitrags wird um die Beachtung folgender Richtlinien und um die Einhaltung der Abfolge nachstehend aufgeführter Details des Manuskripts gebeten:

Titel: Vor- und Zuname(n) des Autors (der Autoren). Darunter: Vollständiger Titel des Beitrags in deutscher, englischer und russischer Sprache.

Zusammenfassung, Abstract, Резюме: Jedem Beitrag ist eine kurzgefaßte, aber aussagekräftige Zusammenfassung in deutscher, englischer und russischer Sprache voranzustellen. Sie sollte Informationen über die angewandten Untersuchungsmethoden sowie die wichtigsten Ergebnisse und Schlußfolgerungen beinhalten.

Textteil: Die Seiten des Manuskripts sind fortlaufend zu numerieren. Der Beitrag sollte eine klare Gliederung mit fortlaufend nummerierten Kapitelüberschriften aufweisen. Folgende Auszeichnungen sind vom Autor (mit Bleistift!) vorzunehmen: Sperrdruck: unterbrochene Linie; Kleindruck: senkrechte Linie am linken Rand; kursiv: Wellenlinie. Zitierte Autorennamen werden grundsätzlich in Großbuchstaben und das Jahr der Publikation in Klammern angegeben. Für die Wiedergabe von Meßwerten sind die Empfehlungen des IAPSO-

SUN Reports (SI-Einheiten) zu beachten. Mathematische Symbole, Formeln und Buchstaben, die nicht in Maschinenschrift ausgeführt werden können, sind sorgfältig und deutlich lesbar mit der Hand einzutragen.

Abkürzungen sollten nur bei wiederholtem Gebrauch im Text verwendet und erforderlichenfalls am Ende des Beitrags gesondert erläutert werden.

Literaturverzeichnis: Die im Textteil zitierten Autoren werden nach folgendem Muster in alphabetischer Reihenfolge aufgeführt:

Bücher: LEBLOND, P. H.; MYSAK, L. A.: *Waves in the Ocean*. — Amsterdam: Elsevier 1978.

Zeitschriften: VERONIS, G.; MORGAN, G. W.: *A study of the time-dependent wind-driven ocean circulation*. — *Tellus* 7 (1955) 2, 232—247.

Die Abkürzung der Zeitschriftentitel ist wie in Bibliotheken üblich vorzunehmen. Bei nichtperiodisch erscheinenden Zeitschriften sollte „H.“ (Heft) ergänzt werden, um Verwechslungen zu vermeiden.

Anschrift des Autors: Am Ende des Manuskripts sind das Abschlußdatum der Arbeit, der (die) vollständige(n) Name(n) des Autors (der Autoren) sowie die Anschrift der Institution(en) anzugeben.

Abbildungen, Tabellen, Legenden: Abbildungen sind in reproduktionsfähigem Zustand auf Transparentpapier (in schwarzer Tusche) oder auf Fotopapier (schwarz-weiß) einzureichen. Abbildungen und Tabellen müssen durchlaufend nummeriert und auf der Rückseite mit dem Namen des Autors und der Abbildungs-/Tabellennummer versehen werden. Ihre gewünschte Platzierung im Text ist jeweils auf dem linken Rand anzugeben. Tabellenüberschriften sowie Abbildungsunterschriften (-legenden) sind grundsätzlich gesondert als Manuskript zu schreiben.