

Acta hydrochimica et hydrobiologica

Naturwissenschaftliche Grundlagen des Gewässerschutzes und der Wasserbehandlung / Scientific Fundamentals of Water Quality and Treatment

Herausgegeben im Auftrag der Chemischen Gesellschaft der DDR
und der Biologischen Gesellschaft der DDR

Von J. BOSCHOLM / J. KAEDING / W. RUMMEL / W. v. TÜMPLING
unter Mitarbeit zahlreicher Wissenschaftler des In- und Auslandes

Je Heft 112 Seiten — 17 × 24 cm — jährlich erscheinen 6 Hefte —
je Heft 29,50 M; Ausland 30,— M
Bestell-Nr. 1090

Die Zeitschrift dient vorwiegend der Publikation wissenschaftlicher Arbeitsergebnisse auf dem Gesamtgebiet der Hydrochemie und Hydrobiologie der Gewässer als auch der naturwissenschaftlichen Grundlagen der Technologie und Praxis der Wasseraufbereitung und Abwasserbehandlung. Hierin sind die Aufgaben der Wasseranalytik mit einbezogen. Besonderer Wert wird dabei dem systembezogenen Zusammenhang der Disziplinen und Arbeitsmethoden sowie den strukturellen und funktionellen Zusammenhängen von stofflichem Bestand, Stofftransport und Stoff- und Energieumsatz in den verschiedenen Systemen beigemessen. Der Begriff der naturwissenschaftlichen Grundlagen umfaßt gleichermaßen die theoretische Basis als auch die praktische Anwendung der Naturwissenschaften in Gewässerschutz und Wasserbehandlung. Zur Lösung der komplexen Aufgabe steht den Herausgebern eine Anzahl international anerkannter Fachkollegen zur Seite.

Bestellungen durch eine Buchhandlung erbeten



AKADEMIE-VERLAG
DDR-1086 Berlin, Leipziger Straße 3—4

AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN DER DDR
INSTITUT FÜR MEERESKUNDE

BEITRÄGE ZUR MEERESKUNDE

6
1982
Akademie der Wissenschaften der DDR
Institut für Meereskunde
Biblioteka
Deutsche Demokratische Republik

BEGRÜNDET VON
ERICH BRUNS

HERAUSGEGEBEN VON
KLAUS VOIGT

UNTER MITWIRKUNG VON

**HANS-JÜRGEN BROSIN, OTTO KOLP,
GÜNTHER SAGER, KLAUS STRIGGOW**

HEFT 47



AKADEMIE-VERLAG · BERLIN

1982

Akademie der Wissenschaften der DDR
Institut für Meereskunde

ISSN 0067-5148

AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN DER DDR
INSTITUT FÜR MEERESKUNDE

1982, 5
BEITRÄGE ZUR MEERESKUNDE

Begründet von

ERICH BRUNS

Herausgegeben von

KLAUS VOIGT

unter Mitwirkung von

HANS-JÜRGEN BROSIN, OTTO KOLP,
GÜNTHER SAGER, KLAUS STRIGGOW

HEFT 47

Mit 41 Abbildungen und 15 Tabellen



AKADEMIE-VERLAG · BERLIN

1982

Inhaltsverzeichnis

W. MATTHÄUS und R. SCHWABE, Der Einfluß mesoskaler Wirbel auf die thermohaline Schichtung im Arkonabecken	5
W. MATTHÄUS, W. E. FRANCKE, H.-U. LASS und R. SCHWABE, Untersuchung der Wasseraustauschprozesse im Bereich der Darßer Schwelle	31
D. NEHRING, Relationen der Phosphor- und Stickstoffverbindungen untereinander und zu anderen chemischen Größen der Ostsee	51
D. NEHRING, Langzeittrends des Phosphat- und Nitratgehalts in der Ostsee	61
D. NEHRING, Nährstoffbilanzen der Ostsee	87
W. FENNEL and H.-U. LASS, Phytoplankton Patchiness and Advection Diffusion Models	95
U. KREMSER, Zur Genauigkeit der Ergebnisse von Diffusionsexperimenten in der Deckschicht des Meeres mit Hilfe fluoreszenter Tracer	105

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

© Akademie-Verlag Berlin 1982

Lizenznummer: 202 · 100/441/82

P 221/81

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

Bestellnummer: 763 050 1 (2105/47) · LSV 1465

Printed in GDR

DDR 30,— M

Der Einfluß mesoskaler Wirbel auf die thermohaline Schichtung im Arkonabecken

Von WOLFGANG MATTHÄUS und REINHARD SCHWABE

Zusammenfassung: Am Beispiel einer Ankerstation vom 8.—26. Juli 1978 auf $54^{\circ} 55,5' N 13^{\circ} 30,0' E$ (Station 113) im zentralen Arkonabecken werden die kurzzeitigen Veränderlichkeiten der ozeanologischen Parameter auf der Basis mesoskaler Wirbelvorgänge interpretiert. Die Analyse der ozeanologischen Meßdaten läßt auf den Durchzug eines zyklonalen Wirbels mit barotropem Charakter schließen, der mit mittleren Geschwindigkeiten von 5—8 km pro Tag nach Südost bis Ost wandert. Sein Durchmesser wird auf 12—18 km geschätzt. Die Tagesmittel der Strömungsgeschwindigkeit im Wirbel liegen bei 10 cm/s mit maximalen Stundenmitteln zwischen 12 und 24 cm/s. Diese relativ hohen Geschwindigkeiten deuten auf eine beträchtliche Stabilität und damit erhebliche Lebensdauer des Wirbels hin.

Summary: During an anchor station from July 8th—26th, 1978, at $54^{\circ} 55,5' N 13^{\circ} 30,0' E$ (station 113) in the central part of the Arkona Basin the short-time variability of oceanological parameters was observed. These variations are explained as the result of mesoscale eddy processes.

The analysis of oceanological data showed the existence of a cyclonic vortex of barotropic character, migrating to the South-east or East with a speed of about 5—8 km/day. His diameter was estimated to about 12—18 km. The daily means of current velocity inside the eddy was about 10 cm/s, the maximum hourly means amounted to 12—24 cm/s. These relatively high velocities indicate a considerable stability and therefore a long life period of the eddy.

Резюме: На примере установления океанологической станции от 8 до 26 июля 1978 года в центральном Арконском бассейне на позициях $54^{\circ} 55,5'$ с.ш., $13^{\circ} 30,0'$ в.д. (станции 113) дается интерпретация кратковременных изменчивостей океанологических параметров на основе мезомасштабных вихревых движений. Анализ океанологических данных измерений позволяет вывод, что речь идет о проходе циклонического вихря баротрофического характера, мигрирующего к юговосточному или восточному направлению средней скоростью в 5—8 км в сутки. Диаметр вихря оценивается в 12—18 км. Среднесуточные величины скорости течения внутри вихря составляют ок. 10 см/с, а максимум среднечасовой величины отмечается от 12 до 24 см/с. Упомянутые относительно высокие величины скорости указывают на значительную устойчивость и, тем самым, на большую продолжительность жизни вихря.

1. Einleitung

Im Juli 1978 wurden im Rahmen des Ökologischen Experiments ÖKEX-78 des Instituts für Meereskunde Warnemünde auf einer dreiwöchigen Dauerstation im Arkonabecken Untersuchungen zur kurzzeitigen Veränderlichkeit der thermohalinen Schichtung durchgeführt. Das Forschungsschiff „Professor Albrecht Penck“ ankerte vom 8. bis 26. Juli im zentralen Teil des Beckens auf 47 m Tiefe im Bereich der Station 113 ($54^{\circ} 55,5' N 13^{\circ} 30,0' E$) (Abb. 1).

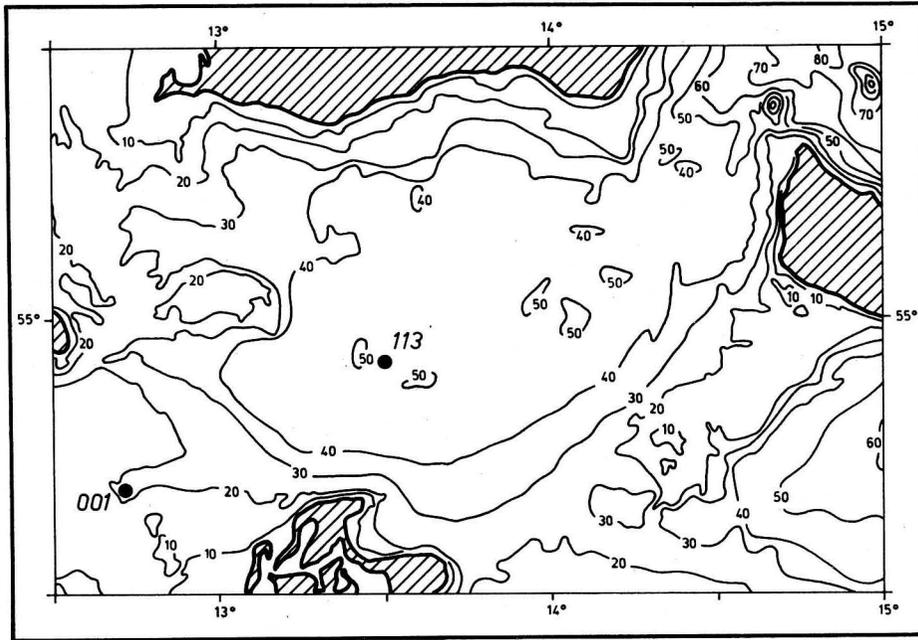


Abb. 1. Tiefen und Bodentopographie des Arkonabekken (nach SCHULZ, 1956, und den Seekarten Nr. 15 und 16 des SHD der DDR)

001: Bojenstation des IfM Warnemünde, 1978; 54°41,8' N 12°42,3' E

113: Ankerstation FS „Professor Albrecht Penck“, 1978; 54°55,5' N 13°30,0' E

Mit Hilfe der ozeanologischen Meßkette OM-75 wurden stündliche Messungen des Vertikalprofils von Temperatur und Salzgehalt vorgenommen. Richtung und Geschwindigkeit der Strömung wurde mit Strömungsmessern des Typs LSK 801 ermittelt, die in sechs Tiefenhorizonten (8 m, 20 m, 27 m, 30 m, 35 m, 45 m) an subsurface-Bojen im Einsatz waren. Darüber hinaus wurde die Temperatur in drei Tiefenhorizonten (20 m, 24 m, 35 m) mit selbstregistrierenden Fotothermografen gemessen. Die Registrierung von Windrichtung (stündlich) und -geschwindigkeit (kontinuierlich) erfolgte auf dem Peildeck rund 7,5 m über dem Meeresspiegel.

Die allgemeinen ozeanologischen Bedingungen des Arkonabekken sind in zahlreichen Untersuchungen detailliert beschrieben. Bedingt durch seine geografische Lage zwischen Beltsee und Bornholmbecken sowie sein Bodenrelief weist das Arkonabekken komplizierte Strömungsverhältnisse und damit auch komplexe thermohaline Strukturen auf. Ein grundlegendes Bild der sommerlichen Bedingungen liefern die vier quasipermanenten Wasserarten, wie sie von WÜST und BROGMUS (1955) definiert und von HELA und KRAUSS (1959) speziell auf das Arkonabekken angewendet wurden. In bezug auf die mittleren Temperatur- und Sauerstoffverhältnisse wird dieses Bild durch Untersuchungen von MATTHÄUS (1975) ergänzt. Beträchtliche advective Einflüsse unterschiedlicher Intensität (KALLE, 1953; WÜST, 1957; HELA, KRAUSS 1959) sowie Schwingungsvorgänge verschiedenen Ursprungs (HELA, KRAUSS, 1959; KRAUSS, MAGAARD, 1961; KIELMANN, KRAUSS, MAGAARD, 1969; KIELMANN, KRAUSS, KEUNECKE, 1973) modifizieren die mittleren thermo-

halinen Schichtungsverhältnisse und rufen große räumliche und zeitliche Variationen hervor (HELA, KRAUSS, 1959; SIEDLER, 1961; KIELMANN, KRAUSS, KEUNECKE, 1973; FRANCK, 1976). In jüngerer Zeit bestätigten Satellitenaufnahmen die Existenz mesoskaler Wirbel auch in der Ostsee (KIELMANN, 1978; MICHAÏLOV, FILATOV, 1979) und im Arkonabekken (ULBRICHT, SCHMIDT, 1977; HORSTMANN u. a., 1978). Im folgenden wird der Versuch unternommen, die während der Dauerstation im Juli 1978 beobachteten kurzzeitigen Veränderlichkeiten der ozeanologischen Parameter im Arkonabekken auf der Basis mesoskaler Wirbelvorgänge zu interpretieren.

2. Meteorologische und ozeanologische Verhältnisse während der Dauerstation im Juli 1978

2.1. Meteorologische Verhältnisse

Die meteorologische Vorsituation im Mai ist in der westlichen Ostsee und dem Übergangsgebiet zwischen Ost- und Nordsee durch Winde aus Nordost bis Ost charakterisiert. Die Windgeschwindigkeiten bleiben jedoch gering, abgesehen von der Periode zwischen dem 6. und 8. Mai, in der Geschwindigkeiten bis zu 20 m/s auftreten.

Anfang Juni ist unter dem Einfluß eines umfangreichen Hochdruckgebietes über Mitteleuropa der Wind im Übergangsgebiet und der westlichen Ostsee schwach und weht aus unterschiedlichen Richtungen. Am 7. Juni beginnt die Ostverlagerung eines Tiefdruckgebietes aus dem Raum Island nach Skandinavien. Dieses Tief erreicht mit seinem Zentrum am 9. Juni Mittelnorwegen. Mit dieser Ostverlagerung drehen die Winde im Übergangsgebiet und der westlichen Ostsee von Süd bis Südwest auf West. Damit ergibt sich über mehrere Tage eine für Einstrom in die Ostsee typische meteorologische Situation, denn das Tief verlagert sich nach dem 9. Juni nur langsam nach Osten. Es erfolgt eine Drehung des Windes im Übergangsgebiet auf Nordwest, während in der westlichen Ostsee weiterhin Westwinde mit Geschwindigkeiten von etwa 20 m/s vorherrschen.

Am 13. Juni hat das Zentrum des Tiefs die Ostseeküste der UdSSR erreicht. Die Windgeschwindigkeiten nehmen ab bei Richtungen aus Nordwest.

Während des Beobachtungszeitraums ist die Zirkulationssituation durch eine verhältnismäßig starke nordwestliche und leicht zyklonal gekrümmte Luftströmung gekennzeichnet. Eine längere für Einstrom typische Situation konnte nicht beobachtet werden. Lediglich vom 14. Juli 12.00 Uhr bis 15. Juli 6.00 Uhr besitzt das Windfeld im Übergangsgebiet zwischen Nord- und Ostsee und der westlichen Ostsee eine Konfiguration, die einen schwachen Einstrom ermöglicht. Im Zusammenhang mit der Ostverlagerung eines Tiefs über Südschweden kommt es am 21. Juli noch einmal kurzzeitig zu einer derartigen meteorologischen Situation. Beide führen zu einer kurzzeitigen Erhöhung des Wasserstandes in Warnemünde und Saßnitz.

Die vorherrschende Windrichtung an der Station 113 im Untersuchungszeitraum war West. Rund 67% aller Windrichtungen lag zwischen WNW und WSW. Wichtet man die Richtungen mit Hilfe der aufsummierten Geschwindigkeiten (Abb. 2), so kann der Haupteinfluß des Windes auf Winkel zwischen 260 und 300° eingengt werden. Die mittlere Windgeschwindigkeit aus stündlichen Mitteln ergab sich zu 5,7 m/s; als Maximum wurden 12,6 m/s beobachtet.

Die in Abb. 3 dargestellten Zeitreihen des Windes über der Meeresoberfläche und

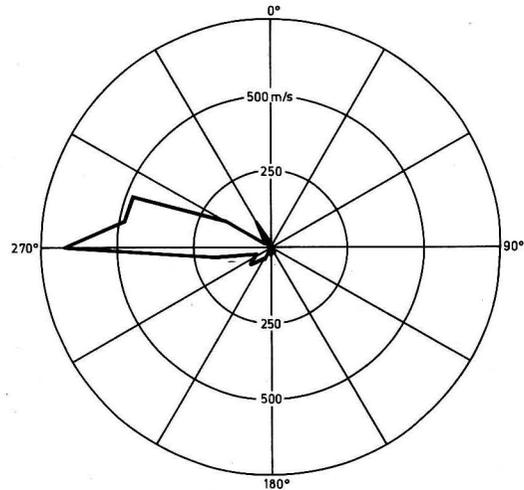


Abb. 2. Häufigkeitsverteilung der Richtung des Windes auf der Station 113 mit aufsummierten Stundenmitteln für 10°-Sektoren vom 8.—26. Juli 1978

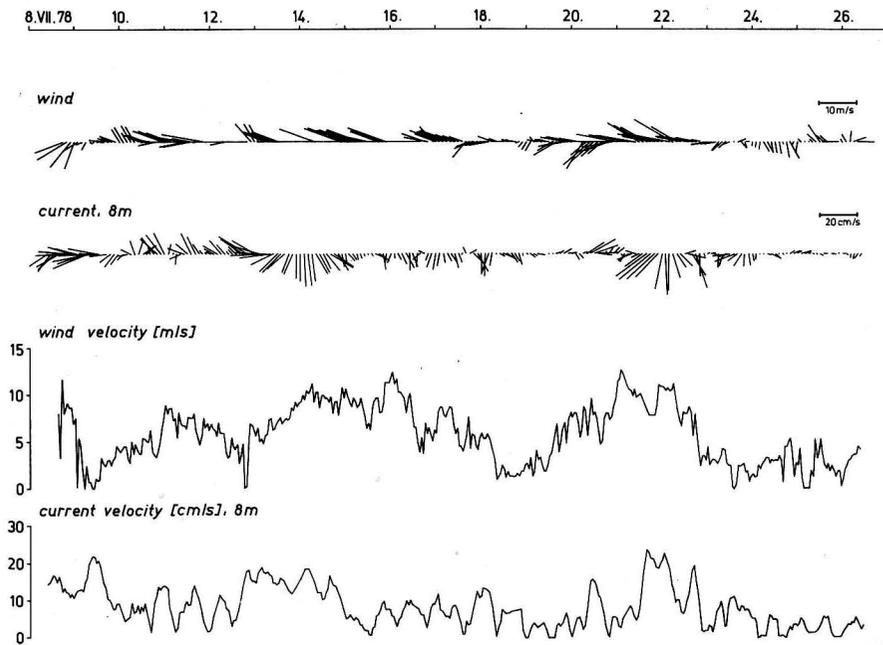


Abb. 3. Stickplots der Zeitreihen des Windes und der Strömung im 8 m-Horizont sowie der entsprechenden Geschwindigkeiten

der Strömung im 8 m-Niveau lassen in bezug auf die Richtungen kaum Zusammenhänge erkennen. Auch zwischen den Geschwindigkeiten konnte keine signifikante Korrelation ermittelt werden. Der Strömungsgeschwindigkeit ist sehr deutlich die Trägheitsperiode aufgeprägt (vgl. auch Abb. 12).

2.2. Ozeanologische Verhältnisse

Die allgemeinen ozeanologischen Bedingungen während der Ankerstation sind bereits kurz charakterisiert worden (BREUEL u. a., 1979). An dieser Stelle soll besonderes Augenmerk auf kurzzeitige Veränderungen gelegt werden, die in Verbindung mit Wirbelvorgängen von Bedeutung sein können.

2.2.1. Vertikale Temperatur- und Salzgehaltsstruktur

Die Schwankungsbreiten von Temperatur und Salzgehalt für den gesamten Beobachtungszeitraum sind in Abb. 4 dargestellt. Die Temperatur schwankt in Oberflächennähe zwischen 12 und 15,6 °C. Die größte Streubreite tritt mit 9,5 °C in 20 m, die geringste mit 0,4 °C am Grund auf. Der Salzgehalt variiert in Oberflächennähe zwischen 7,7 und 8,3‰ und nimmt zum Grund hin auf 18,3 bis 19,1‰ zu. Extreme Schwankungsbreiten treten mit 0,5‰ im Oberflächenwasser bzw. 5,5‰ in 40 m auf. Die Variation in Grundnähe bleibt mit 0,8‰ nur gering.

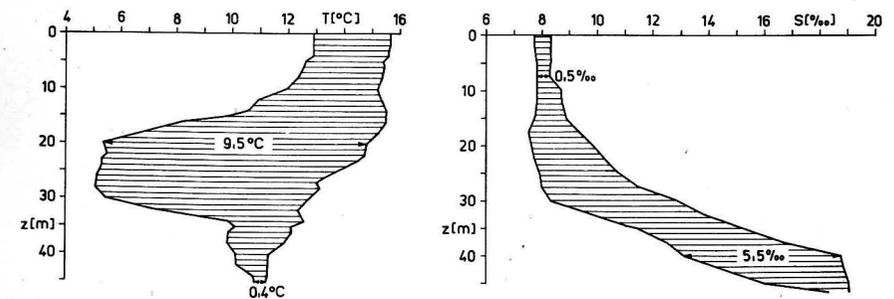


Abb. 4. Schwankungsbreite der Temperatur und des Salzhaltes vom 8.—26. Juli 1978

Wie aus Abb. 4 hervorgeht, sind die thermohalinen Veränderungen in Oberflächen- und Grundnähe relativ gering. Im Tiefenbereich des Zwischenwassers ist dagegen der zu erwartende Wechsel von kalten und warmen Wasserkörpern zu beobachten. Während zu Beginn der Dauerstation am 8. Juli die minimalen Temperaturen bei 10 °C liegen, wird ab 9. Juli oberhalb der halinen Sprungschicht kaltes baltisches Zwischenwasser mit Kerntemperaturen < 6 °C herangeführt. Diese Wassermasse tritt bis zum 12. Juli mit Mächtigkeiten von 10–12 m in Tiefen zwischen 20 und 30 m in Erscheinung (vgl. Abb. 5 und 17 a). Die größten Gradienten im Salzgehalt treten in Tiefen > 40 m auf. Die 10‰-Isohaline liegt in Tiefen > 30 m, die 15‰-Isohaline in Tiefen > 40 m (vgl. Abb. 6). Die Salzgehaltsübergangsschicht weist Temperaturen von 11–12 °C auf.

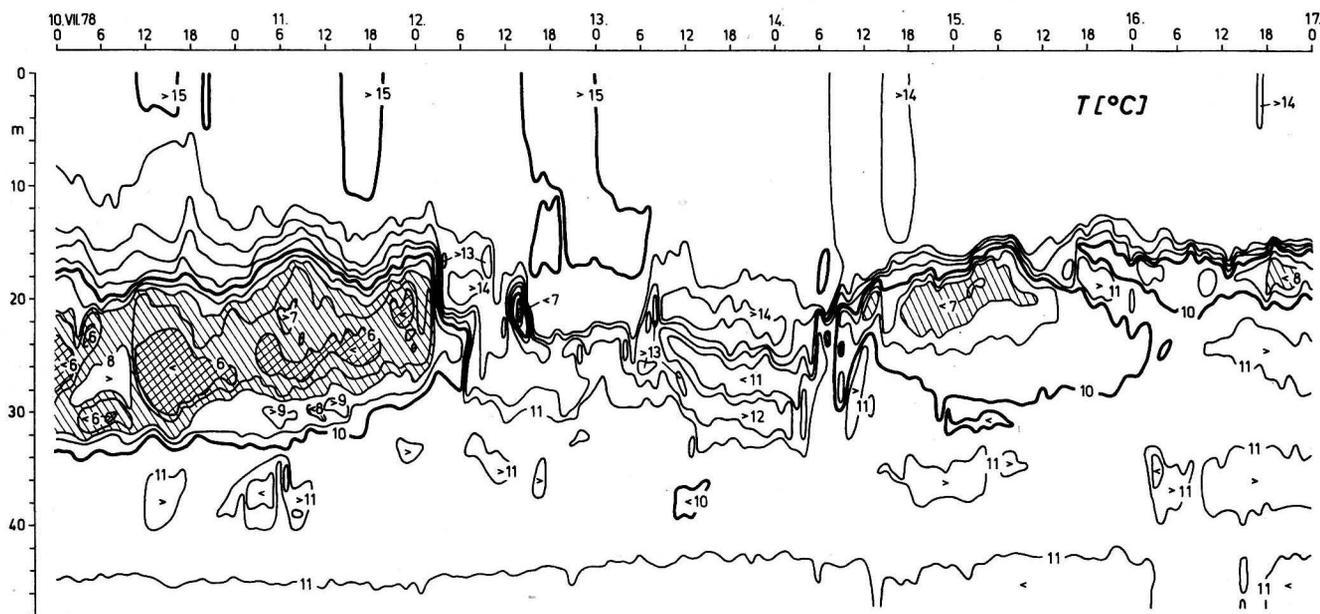


Abb. 5. Isolethen der Temperatur vom 10.—17. Juli 1978

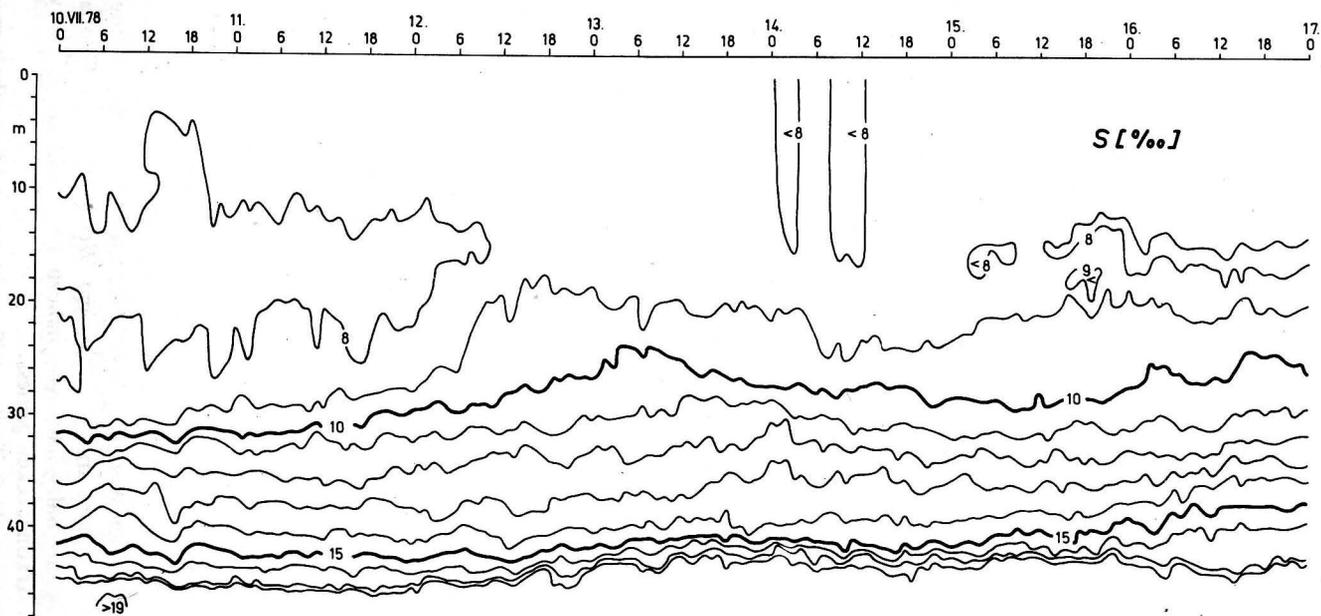


Abb. 6. Isolethen des Salzgehaltes vom 10.—17. Juli 1978

Am 12. Juli stellt sich die thermohaline Schichtung innerhalb weniger Stunden völlig um. Die damit verbundene schnelle Verlagerung der Isothermen in größere Tiefen ist in Abb. 5 erkennbar. Die gesamte Wassersäule besitzt bis zum Morgen des 14. Juli nahezu durchweg Temperaturen zwischen 10 und 15 °C. Die thermische Sprungschicht fächert auf. Der Tiefenbereich zwischen 20 und 30 m wird durch Mischwasser mit Temperaturen zwischen 10 und 13 °C und Salzgehalten von 9–12‰ eingenommen (vgl. auch Abb. 17b und c).

Im Salzgehalt ist die Veränderung am 12. Juli bei den 8 und 9‰-Isohalinen besonders deutlich, die sich innerhalb weniger Stunden um ca. 6 m in geringere Tiefen verlagern (vgl. Abb. 6). Salzgehalte unter 8‰ treten nicht mehr auf. Die 10‰-Isohaline verlagert sich in Tiefen <30 m und die Isohalinen zwischen 10 und 15‰ fächern auf. In Tiefen von mehr als 40 m kommt es zu einer stärkeren Scharung der Isohalinen.

Am 14. Juli stellt sich die Schichtung erneut relativ schnell um. In den Bereich der Station gelangt wieder kaltes Zwischenwasser, das jedoch stärker vermischt ist und im allgemeinen nur noch minimale Temperaturen von etwa 8 °C erreicht. Nur am 19. Juli tritt über mehrere Stunden nochmals Zwischenwasser mit Kerntemperaturen <7 °C auf. Das Mischwasser liegt in größerer Mächtigkeit im Bereich der Salzgehaltsübergangsschicht. Ab 15. Juli verlagert sich die 15‰-Isohaline in Tiefen geringer als 40 m.

Am 19. Juli ist mit dem Auftreten des kalten Wassers mit Kerntemperaturen <7 °C eine leichte Scharung der Isohalinen zu beobachten. Für den Rest des Beobachtungszeitraums ist eine weitere Auffächerung feststellbar, die mit einer Verlagerung der 10‰-Isohaline in ca. 25 m und der 15‰-Isohaline in 35–37 m verbunden ist.

Die nach WÜST und BROGMUS (1955) sowie nach HELA und KRAUSS (1959) definierten quasipermanenten Wasserarten des Arkonabeckens weisen im Juli 1978 folgende thermohaline Eigenschaften auf:

Baltisches Oberwasser	12 — 15,6 °C	7,7— 8,7‰
Baltisches Zwischenwasser	5,1— 8 °C	7,5— 8,5‰
Mischwasser	10 — 13 °C	9 — 12 ‰
Salzreiches Tiefenwasser	10 — 11,3 °C	15 — 19 ‰

Das intermediäre Temperaturminimum liegt bei Auftreten des kalten Zwischenwassers vom 9.—11. Juli in 20–30 m Tiefe mit Temperaturen zwischen 5 und 6,2 °C. Bei Fehlen des Zwischenwassers am 12. und 13. Juli verlagert es sich in 30–42 m mit Temperaturen zwischen 9,7 und 10,6 °C. Im überwiegenden Teil des Beobachtungszeitraums ist es jedoch zwischen 16 und 25 m mit Temperaturen von 6,5–10,2 °C anzutreffen.

Bemerkenswert erscheinen die über die gesamte Beobachtungszeit hindurch relativ unveränderten Temperaturen und Salzgehalte in Grundnähe von etwa 11 °C bzw. 18,5–19‰ (vgl. auch Abb. 4). Diese Salzgehalte, die mit mehr als 3‰ über dem langjährigen Mittelwert dieses Jahrhunderts von 15,7‰ im 45 m-Horizont der Station BY 2 A liegen (MATTHÄUS, 1979), lassen auf einen Einstrom salzreichen warmen Wassers aus der Beltsee schließen.

Anfang Mai 1978 waren die Salzgehalte in den grundnahen Schichten des zentralen Arkonabeckens gegenüber den Werten im Winter auf etwa 15‰ zurückgegangen (NEHRING, FRANCKE, 1980) und erreichten am 22. Mai sogar Werte um 14‰. Beobachtungen am 25. Juni bestätigten bereits Salzgehalte von nahezu 19‰ und am 2. Juli wurden sogar 19,34‰ im zentralen Arkonabecken gemessen.

Eine am 7. Juli gemessene Verteilung von Temperatur und Salzgehalt zwischen Darßer Ort und dem Grønsund (Abb. 7) zeigt in Grundnähe einen Wasserkörper mit etwa 11 °C

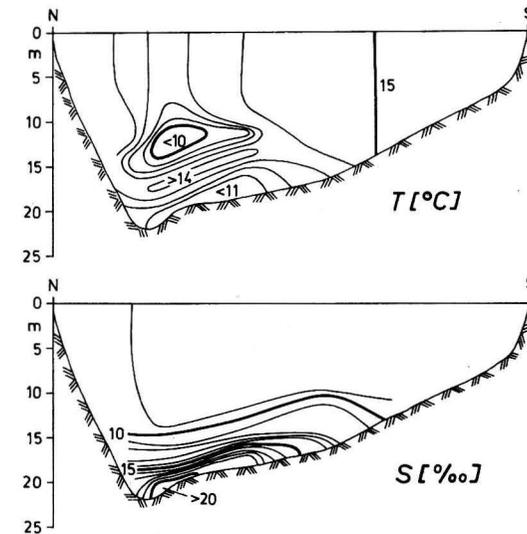


Abb. 7. Verteilung von Temperatur und Salzgehalt zwischen Darßer Ort und dem Grønsund am 7. Juli 1978, 20–23 Uhr GMT

und 19–20‰. Offenbar sorgte ein relativ kontinuierlicher Einstrom über die Darßer Schwelle für einen beständigen Transport wenig vermischtens Wassers in die grundnahen Schichten des Arkonabeckens, der auch zu der bereits erwähnten Anhebung der Isohalinen im Verlaufe des Beobachtungszeitraums führte.

2.2.2. Strömungsverhältnisse

Aus der Analyse der Strömungsmessungen geht hervor, daß die Geschwindigkeiten in der ersten Hälfte des Beobachtungszeitraums in allen Tiefen größer waren als in der zweiten Hälfte. Am 8. und 9. Juli setzt die Strömung in den Schichten oberhalb 35 m nach Westen (Abb. 8) mit Tagesmitteln am 9. Juli von 13–18 cm/s. Zu dieser Zeit treten maximale Geschwindigkeiten der gesamten Beobachtungsperiode mit maximalen Stundenmitteln zwischen 20 und 30 cm/s auf. Am 10. Juli erfolgt in allen Horizonten zwischen 8 und 30 m ein relativ plötzliches Umspringen der Strömung auf nördliche Richtungen (Abb. 9), wobei die Strömungsgeschwindigkeiten nur wenig geringer sind als an den Vortagen und die in 8 m vorherrschende Strömung direkt gegen den Wind läuft (vgl. auch Abb. 3).

Bemerkenswert ist, daß in allen Meßhorizonten nach dem 10. Juli eine Drehung der Strömungsrichtung entgegen dem Uhrzeigersinn beginnt (vgl. Abb. 9). Dabei dreht die Richtung in 8 m vom 12.—15. Juli um 180°, während die Strömungsrichtungen in den anderen Tiefen eine Drehung um 360° und mehr erfahren. Zeitlich liegen diese Erscheinungen zwischen dem 10. und 20. Juli. Ab 22. Juli setzt die Strömung in Tiefen bis 35 m einheitlich in südliche bis südöstliche Richtungen. Nur in 45 m herrschen nordöstliche Richtungen vor.

In Tabelle 1 sind die mittleren Verhältnisse der Strömungsgeschwindigkeit dargestellt. Die Haupttransportrichtungen sind aus den Diagrammen der Abb. 10 ersichtlich. Im

8 m-Horizont setzt die Strömung vorwiegend in Richtungen zwischen West und Süd, während in 20 m die Transportrichtungen West und Nord deutlich hervortreten. In 27 m dominieren die Richtungen nach Nord und Südost.

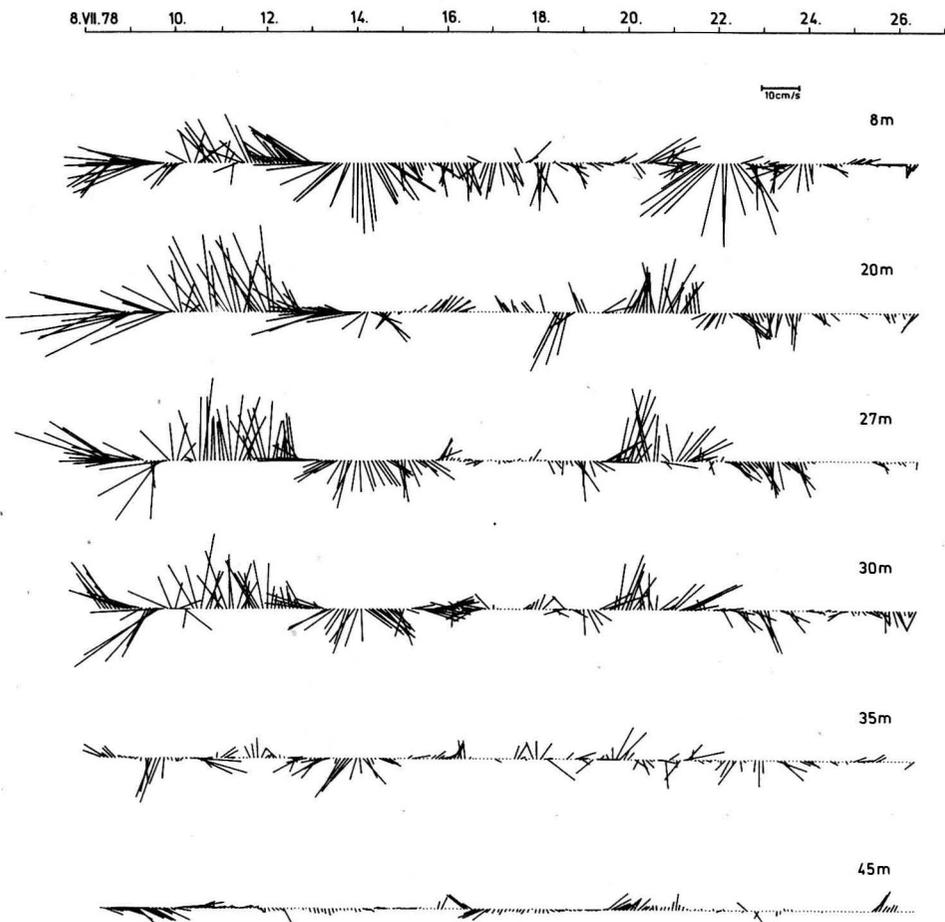


Abb. 8. Stickplots der Strömungszeitreihen

Tabelle 1
Mittlere Strömungsgeschwindigkeiten über den gesamten Beobachtungszeitraum
aus 10-Minuten-Mitteln

		8 m	20 m	27 m	30 m	35 m	45 m
Mittel	[cm/s]	8,6	7,5	7,1	7,1	3,0	1,8
Maximum	[cm/s]	24,6	32,2	24,3	29,6	16,3	10,9
Standardabweichung	[cm/s]	5,7	6,9	5,9	5,1	3,4	2,1

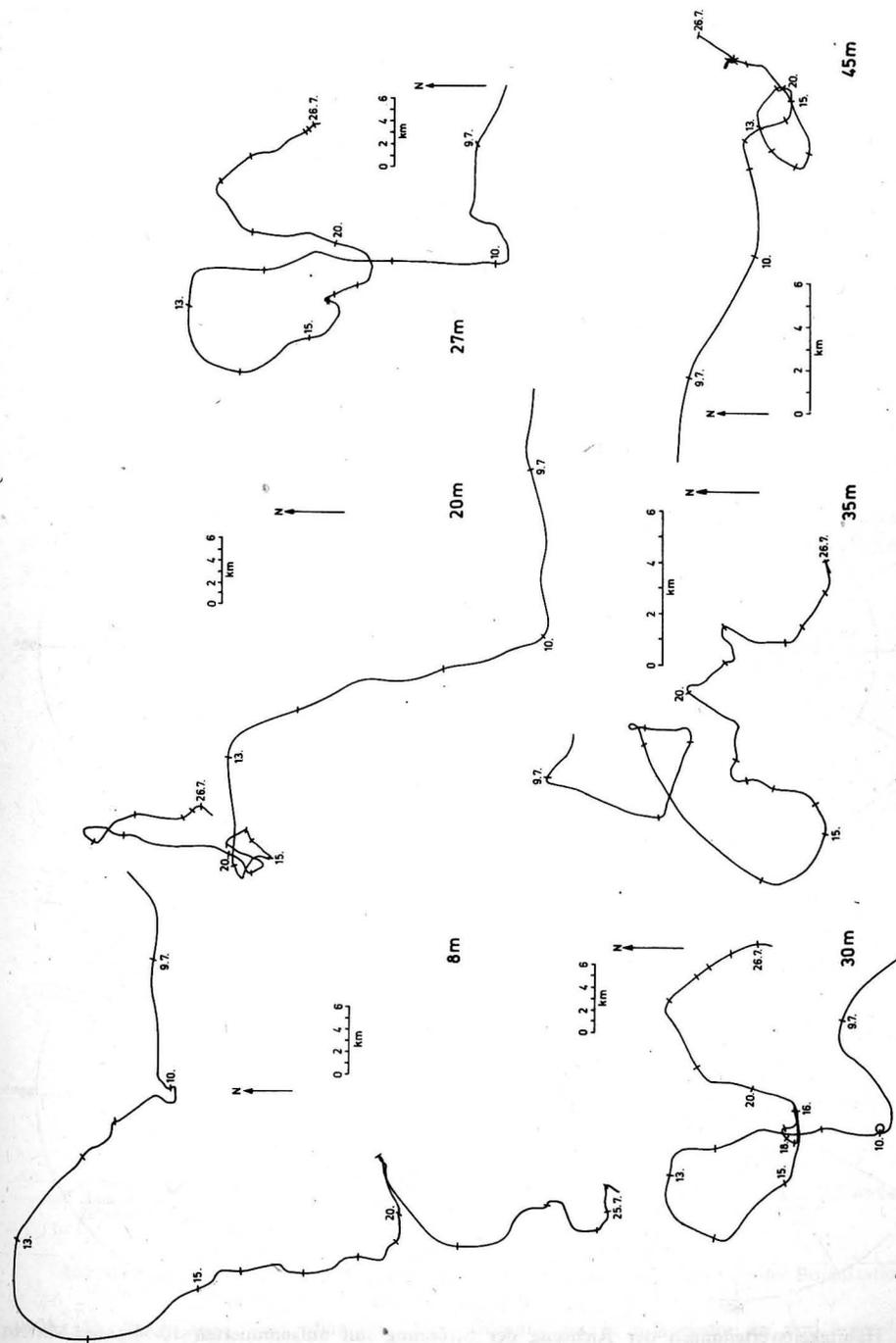


Abb. 9. Progressive Vektordiagramme der Strömung

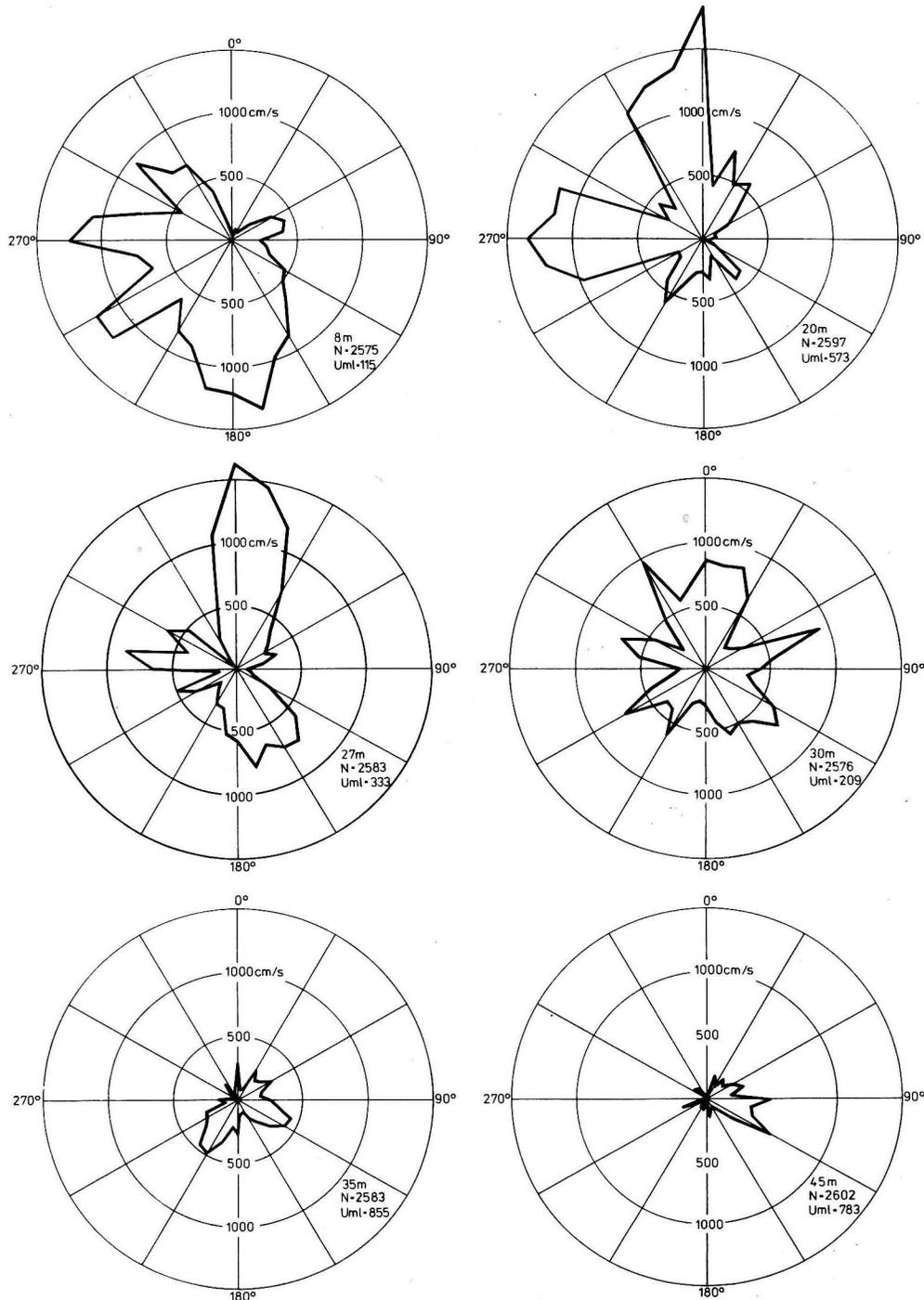


Abb. 10. Häufigkeitsverteilungen der Richtung der Strömung mit aufsummierten 10-Minuten-Mitteln für 10°-Sektoren vom 8.—26. Juli 1978

Der Transport im 45 m-Horizont hat gegenüber allen anderen Tiefen eine klar ausgeprägte östlich gerichtete Hauptkomponente. Über den gesamten Beobachtungszeitraum herrscht in Grundnähe eine schwache aber kontinuierliche Strömung, die für den bereits aus den thermohalinen Verhältnissen vermuteten kontinuierlichen Einstrom salzreichen warmen Wassers aus der Beltsee spricht.

Bestätigt wird diese Vermutung durch die Strömungsmessungen an der Bojenstation des Instituts für Meereskunde Warnemünde im Seegebiet der Darßer Schwelle (vgl. Abb. 1). Die progressiven Vektordiagramme der Strömung im 7 m- und 12 m-Horizont zeigen in Übereinstimmung mit den meteorologischen Verhältnissen eine deutliche Einstromsituation vom 9.—16. Juni (Abb. 11 a und b), die im 12 m-Horizont bereits am 4. Juni zu beobachten ist. (Die Trennung zwischen Ein- und Ausstromsektoren in den Abb. 11 a—c erfolgte nach Angaben von FRANCKE, 1977.) Kurzzeitig ist Einstrom in der gesamten Wassersäule bei vergleichsweise geringen Strömungsgeschwindigkeiten nochmals um den 20. und vom 27.—29. Juni aufgetreten. Im 12 m-Horizont herrscht vom 8.—24. Juli mit nur kurzer Unterbrechung am 12. und 13. Juli kontinuierlicher Einstrom in das Arkonabecken (Abb. 11 b).

Die Strömungssituation im 19,5 m-Niveau (Abb. 11 c) ist von entscheidender Bedeutung für die thermohalinen Verhältnisse in den grundnahen Schichten des Arkonabeckens. In der Zeit vom 18. Juni bis zum 3. August gelangt bis auf die Tage zwischen 2. und 7. Juli sowie den 24. Juli kontinuierlich Beltseewasser mit Temperaturen um 11 °C und Salzgehalten von 19—20‰ (vgl. Abb. 7) ins Arkonabecken, das mit mittleren Geschwindigkeiten von 8,5 cm/s bei Maxima bis zu 32,5 cm/s die Darßer Schwelle überströmte.

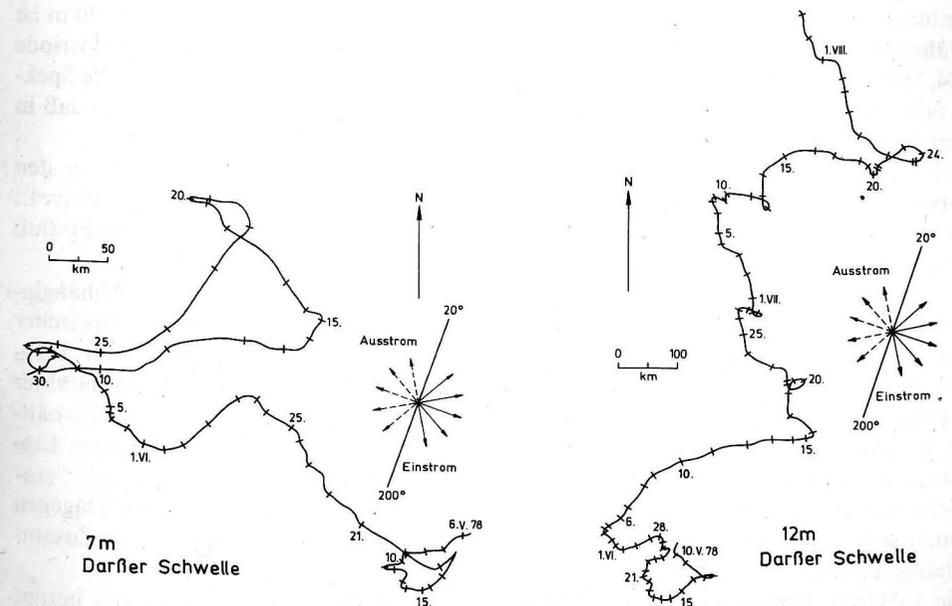


Abb. 11 a. Progressives Vektordiagramm der Strömung im 7 m-Horizont an der Bojenstation 001 vom 6. Mai bis 30. Juni 1978

Abb. 11 b. Progressives Vektordiagramm der Strömung im 12 m-Horizont an der Bojenstation 001 vom 10. Mai bis 3. August 1978

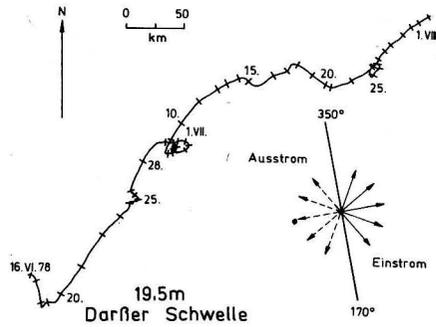


Abb. 11c. Progressives Vektordiagramm der Strömung im 19,5 m-Horizont an der Bojenstation 001 vom 16. Juni bis 3. August 1978

2.2.3. Spektrale Energieverteilung

Die Energiespektren der Komponenten der Strömung zeigen eine Abhängigkeit der Energieverteilung von Frequenz und Tiefe (Abb. 12). Die spektrale Verteilung der oberen 30 m ist sehr ähnlich und zeigt signifikante Energiekonzentrationen im Bereich der Trägheitsperiode bei 14,7 h (vgl. auch Abb. 13), die auch im Spektrum der 35 m-Tiefe erkennbar ist. Die Spektren fallen mit Exponenten von etwa -2 zum höherfrequenten Bereich hin ab, so daß in diesem Frequenzbereich interne Wellen dominieren dürften.

Die Energieverteilung in der grundnahen Schicht unterscheidet sich von der in den darüberliegenden Schichten. Neben dem geringeren Energieniveau fehlt im 45 m-Niveau auch eine Energiekonzentration im Bereich der Trägheitsperiode. Dagegen wird der Einfluß der halbtägigen Gezeit deutlich.

Trägt man die Kohärenz zwischen den einzelnen benachbarten Tiefen in Abhängigkeit von Frequenz und Tiefe auf unter Kennzeichnung des Bereichs mit 99% statistischer Sicherheit, so ergibt sich das in Abb. 13 dargestellte Bild. Im Periodenbereich der Trägheitsschwingung weist die Strömung bis in Tiefen von mehr als 30 m barotropen Charakter auf. Für Perioden > 50 h läßt Abb. 13 in den oberen 35 m ebenfalls auf barotrope Verhältnisse schließen. Die Strömung in der grundnahen Schicht unterliegt jedoch anderen Einflüssen. Für die Ostkomponente wurden signifikante Korrelationskoeffizienten (95% statistische Sicherheit) zwischen 8 m und 20 m, 27 m, 30 m und 35 m gefunden. Dagegen konnten selbst zwischen 35 und 45 m bei beiden Komponenten keine gesicherten Zusammenhänge ermittelt werden.

Die spektrale Energieverteilung der Temperatur im Zeitraum vom 8.—17. Juli besitzt markante Energiekonzentrationen im Tiefenbereich der thermischen Sprungschicht mit Maxima im Bereich der Trägheitsschwingung. Oberhalb und unterhalb dieser Schicht nimmt das Energieniveau ab. Aus den Spektren der Salzgehaltsverteilung im gleichen Zeitraum sind keine signifikanten Energiekonzentrationen erkennbar.

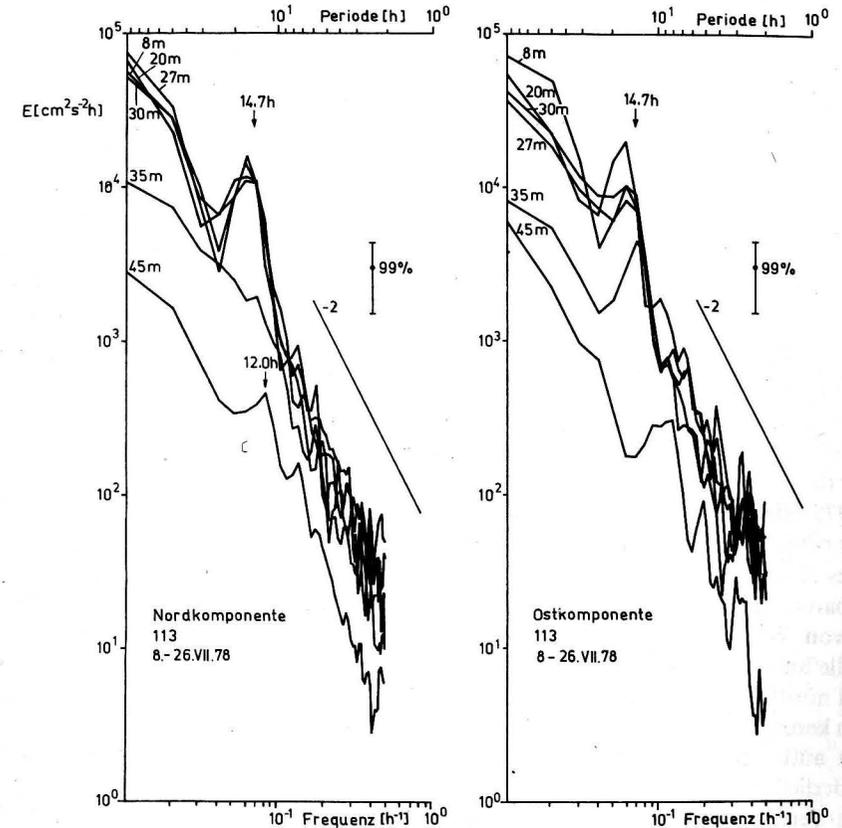


Abb. 12. Energiespektren der Komponenten der Strömung vom 8.—16. Juli 1978

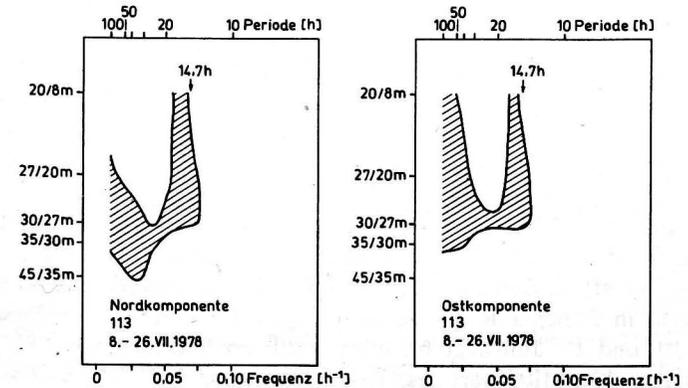


Abb. 13. Kohärenz der Komponenten der Strömung bei einer statistischen Sicherheit von 99% in Abhängigkeit von Frequenz und Tiefe

3. Interpretation der ozeanologischen Verhältnisse auf der Basis mesoskaler Wirbelbewegungen

3.1. Allgemeines

Satellitenaufnahmen — insbesondere des amerikanischen Satelliten „Landsat-I“ — haben in den Sommern 1973 und 1975 für den Oberflächenbereich der Ostsee komplizierte Wirbelstrukturen nachgewiesen, die durch das Massenaufreten mariner Blaualgen sichtbar wurden. An Hand von Modellrechnungen konnte KIELMANN (1978) für das Bornholmbecken zeigen, daß diese Wirbel Durchmesser von 30—70 km haben können und mit Geschwindigkeiten von 10—20 km pro Tag am Beckenrand entlangwandern. Sie haben ihren Ursprung in der Bodentopographie und zeigen Merkmale topographischer Rossby-Wellen.

Im Bereich der 20 m- und 30 m-Tiefenlinie des Arkonabeckens östlich der Darßer Schwelle und südlich des Sundes sind am 9. August 1975 zahlreiche Wirbel von etwa 5 km Durchmesser deutlich erkennbar (ULBRICHT, SCHMIDT, 1977; HORSTMANN u. a., 1978). Am 8. August 1975 existierten nahezu kreisrunde Wirbel im Oberflächenwasser nordwestlich (Durchmesser rund 18 km) und südöstlich der Station 113 (Durchmesser etwa 12 km) im zentralen Teil des Arkonabeckens. Auch theoretische Untersuchungen von SIMONS (1976) an Hand eines barotropen Modells, das von der Entstehung des Wirbelfeldes aus der Wechselwirkung von Wind und Bodentopographie unter Einfluß der Strömung über die Darßer Schwelle ausgeht, ergaben bei Nord- und Ostwinden am 3. Tag der Einwirkung zyklonale Wirbel nördlich von Arkona.

Man kann davon ausgehen, daß derartige Wirbelstrukturen häufiger im zentralen Arkonabecken auftreten. Die während der Ankerstation im Juli 1978 gemessenen kurzzeitigen Veränderlichkeiten lassen auf das Vorhandensein mesoskaler Wirbel barotropen Charakters im Bereich der Station 113 schließen. Eine erste Auswertung der Beobachtungsdaten erfolgte bereits auf der 12. Konferenz der Ostseeoceanographen (MATTHÄUS, SCHWABE, 1980).

3.2. Nachweis mesoskaler Wirbel an Hand der Beobachtungsdaten

Bei der Interpretation unter dem Aspekt von Wirbelprozessen wird besonderes Augenmerk auf die ozeanologischen Veränderungen zwischen dem 9. und 17. Juli gelegt. In diesem Zeitraum hat sich offenbar ein Wirbelsystem in östlicher bis südöstlicher Richtung durch das Gebiet der Ankerstation bewegt. Sein Ursprung ist südöstlich der Insel Møn zu suchen, wo es infolge des Einstroms warmen salzreichen Wassers aus der Beltsee über die Darßer Schwelle unter der Beeinflussung durch die Strömungsverhältnisse am Südausgang des Sundes und durch die aktuellen Windverhältnisse entstanden sein könnte. Die Wirbel scheinen sich — beeinflusst durch die Topographie des Arkonabeckens — am südlichen Hang des Beckens in östlicher Richtung zu bewegen. Die mittlere Windgeschwindigkeit zwischen dem 10. und 17. Juli liegt bei einer mittleren Richtung von 282° mit 7,1 m/s nahezu 1,5 m/s über dem Mittelwert des Gesamtzeitraums.

Am 8. und 9. Juli setzt der Strom in Tiefen bis über 30 m nach Westen in Auswirkung eines antizyklonalen Wirbels, dessen Zentrum nördlich der Station in östlicher bis südöstlicher Richtung zieht. Dieser Wirbel führt in seinem Randbereich mit relativ hohen Ge-

schwindigkeiten (Tagesmittel am 9. Juli zwischen 13 und 18 cm/s in den oberen 30 m) kaltes Zwischenwasser mit. Ab 10. Juli setzt die Strömung bis in 30 m Tiefe in nördliche Richtungen bei nur geringfügig kleineren Tagesmitteln der Geschwindigkeit (vgl. Abb. 9). Nur im 8 m-Horizont treten geringere Geschwindigkeiten infolge des Einflusses des Windes auf, der mit 5—10 m/s in entgegengesetzter Richtung wirkt. Die Station gelangt zunehmend in den Übergangsbereich zu einem zyklonalen Wirbel, dessen Zentrum sich südlich der Ankerposition in östliche Richtungen bewegt. Das kalte Zwischenwasser wird im

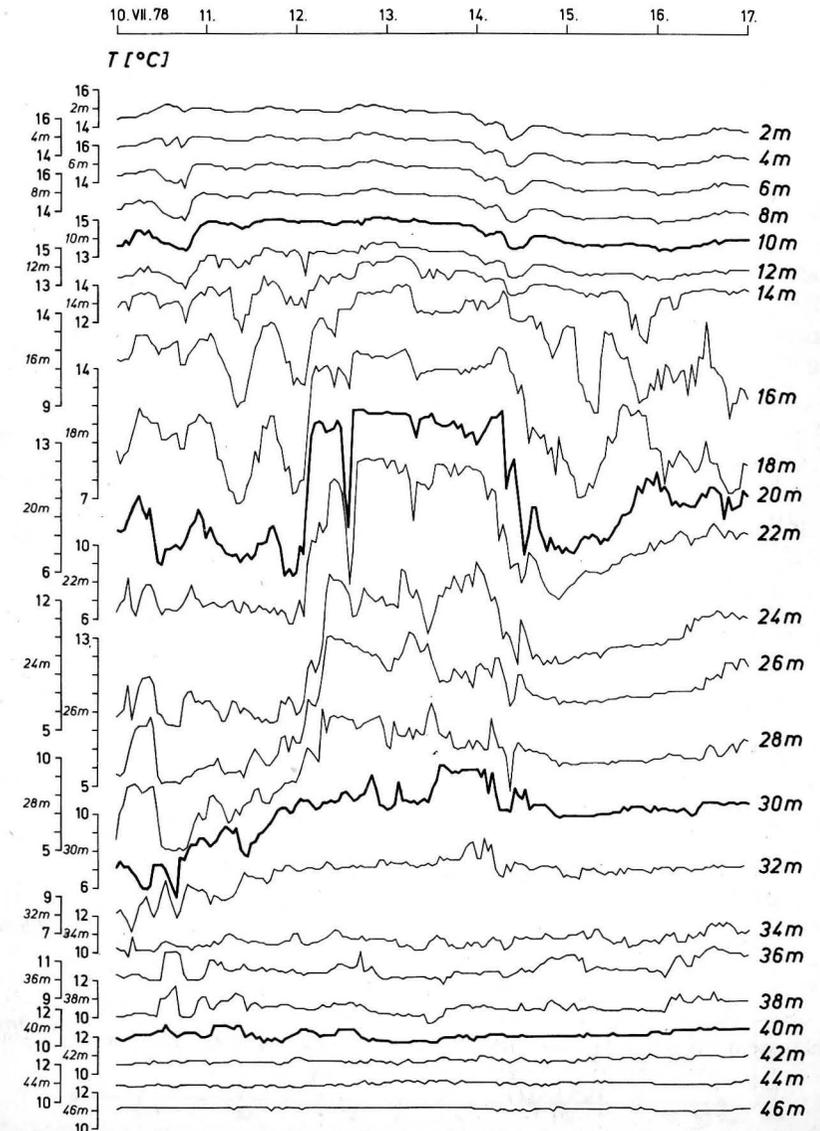


Abb. 14. Zeitreihen der Temperatur vom 10.—17. Juli 1978

Übergangsbereich beider Wirbel nach Norden transportiert (vgl. Abb. 17a). Das Oberflächenwasser wird langsam wärmer und die thermische Sprungschicht verstärkt sich (vgl. Abb. 5).

Mit dem weiteren Durchzug des Wirbels gehen die Strömungsrichtungen über West auf Süd und später auf Ost bei geringer werdenden mittleren Strömungsgeschwindigkeiten zurück. Im zentralen Bereich führt der Wirbel warmes salzreiches Wasser mit sich, wobei sich die Auswirkungen besonders in Tiefen zwischen 10 und 30 m bemerkbar machen (vgl. Abb. 17b und c).

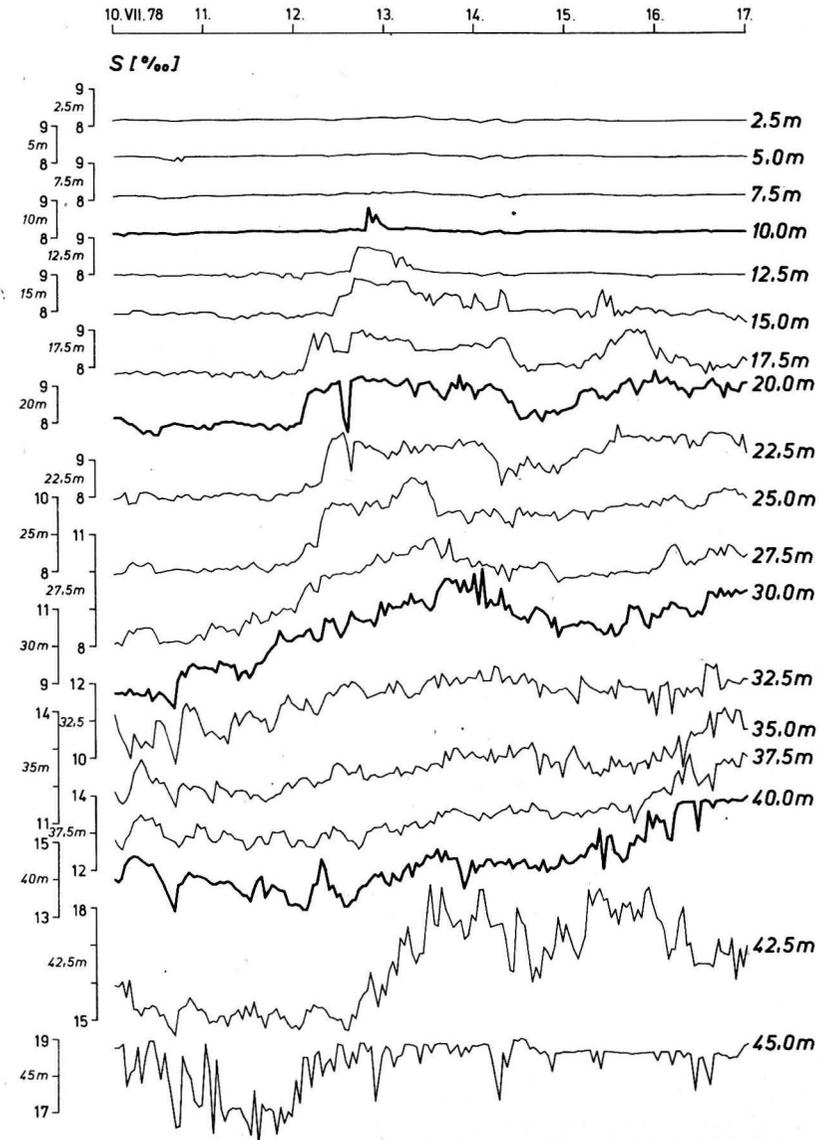


Abb. 15. Zeitreihen des Salzgehaltes vom 10.—17. Juli 1978

Der zentrale Bereich des zyklonalen Wirbels passiert die Station vom 12. bis 14. Juli. Der Übergang weist den Charakter einer thermohalinen Front mit erheblichen horizontalen Gradienten auf (Abb. 14, 15 und 16). Die Deckschicht besitzt zu Beginn des 12. Juli Temperaturen von knapp $15\text{ }^{\circ}\text{C}$ und Salzgehalte von etwa 8‰ . Der Tiefenbereich zwischen 15 und 30 m wird von Wasser mit Temperaturen $< 11\text{ }^{\circ}\text{C}$ und Salzgehalten zwischen $7,8$ und $10,2\text{‰}$ eingenommen. Das Wasser in 20–24 m Tiefe hat Temperaturen zwischen $5,9$ und $7\text{ }^{\circ}\text{C}$ bei Salzgehalten zwischen $7,9$ und $8,3\text{‰}$.

Der Tiefenbereich zwischen 10 und 30 m erfährt ab 2 Uhr GMT eine schnelle Erwärmung (Abb. 14), die durch die Verlagerung der Isothermen in größere Tiefen gekennzeichnet ist (Abb. 5). Die $12\text{ }^{\circ}\text{C}$ -Isotherme verlagert sich beispielsweise in 2 Stunden um 6 m und in 6 Stunden um 13 m in die Tiefe. Die vertikale thermische Sprungschicht weist nur noch geringe Gradienten auf. Aus der Photothermographenregistrierung in 20 m ergibt sich ein Anstieg von $6,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ in 2 Stunden und ein maximaler Anstieg von $1,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ in 10 Minuten. Auch der Salzgehalt erhöht sich in Tiefen zwischen 10 und 30 m (Abb. 15), beispielsweise in 25 m um rund 1‰ in 2 Stunden. Die 9‰ -Isohaline steigt in 4 Stunden um 6 m an (vgl. Abb. 6).

Von 2 bis 7 Uhr GMT bleibt das Temperaturminimum bei schnell zunehmenden Werten und etwas ansteigenden Salzgehalten zunächst in 22–24 m (Abb. 16). Von 4 bis 9 Uhr erwärmt sich das Wasser unterhalb der Deckschicht schnell weiter und um 11 Uhr lagert bis in 25 m Tiefe nur noch Wasser mit Temperaturen $> 13\text{ }^{\circ}\text{C}$. Die gesamte Wassersäule ist nicht kälter als $10,5\text{ }^{\circ}\text{C}$. Um 12 Uhr GMT wird der Tiefenbereich zwischen 15 und 30 m

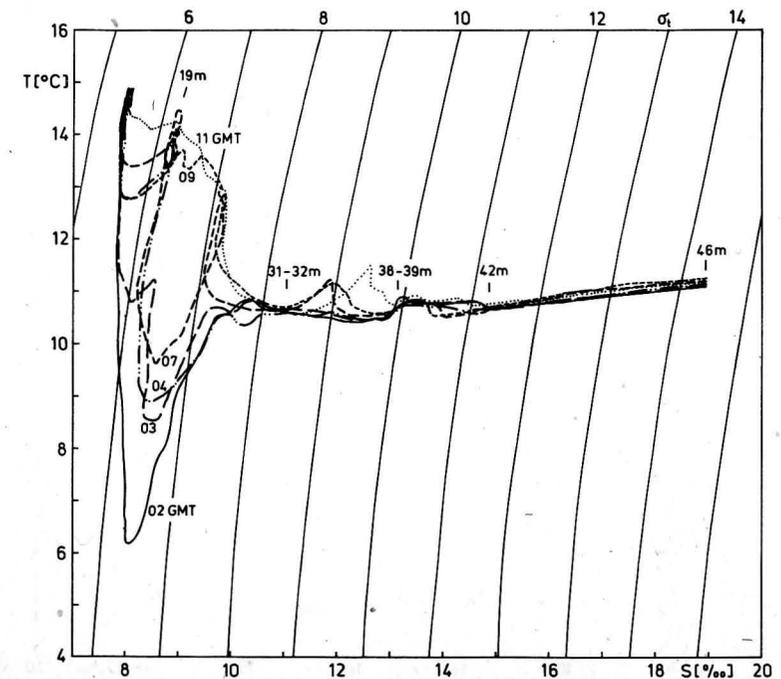


Abb. 16. T/S-Diagramm vom 12. Juli 1978 (2–11 Uhr GMT)

von warmem Wasser mit Temperaturen zwischen 14,3 und 11 °C sowie Salzgehalten zwischen 8,3 und 10,3‰ eingenommen. In Tiefen zwischen 20 und 24 m lagert Wasser von 13–14 °C und 9–9,6‰. Die thermohalinen Verhältnisse in 31–32 m, 38–39 m, 42 m sowie an der Oberfläche und am Meeresgrund bleiben während der Umstellung nahezu unverändert (Abb. 16). In der zweiten Tageshälfte des 12. Juli beginnt in Tiefen zwischen 20 und 30 m die Rückdrehung der Strömung von Nord auf West (vgl. Abb. 9).

Im zentralen Bereich des Wirbels wird mit relativ großer Geschwindigkeit von etwa 17 cm/s in rund 21 m Tiefe eine Kaltwasserlinse mitgeführt, deren Kern gegen 14 Uhr die Ankerstation passiert (vgl. auch Abb. 5, 14 und 15). Der Wasserkörper ≤ 7 °C besitzt Abmessungen von rund 1 km Länge und 1 m Mächtigkeit. Selbst der Kaltwasserkörper mit Temperaturen ≤ 10 °C erreicht nur eine Ausdehnung von ca. 1,5 km bei Mächtigkeiten bis zu 4 m. Aus der Photothermographenregistrierung konnten beim Durchgang der Kaltwasserlinse maximale Veränderlichkeiten von 8,8 °C in einer Stunde und von 5,1 °C in 10 Minuten ermittelt werden.

Mit dem weiteren Durchzug des Wirbels zeigt sich eine Auffächerung der Isothermen und Isohalinen (vgl. Abb. 5 und 6). Die Isohalinen verlagern sich in den oberen 30 m in geringere Tiefen. Unterhalb von 40 m ist eine Verstärkung der halinen Sprungschicht zu beobachten.

Am 14. Juli — die Strömung setzt inzwischen bis in 35 m in südliche bis südöstliche Richtungen — erfolgt eine erneute relativ schnelle Umstellung der thermohalinen Schichtungsverhältnisse, die aus den Abb. 5 und 6 bzw. 14 und 15 deutlich wird. Der Salzgehalt

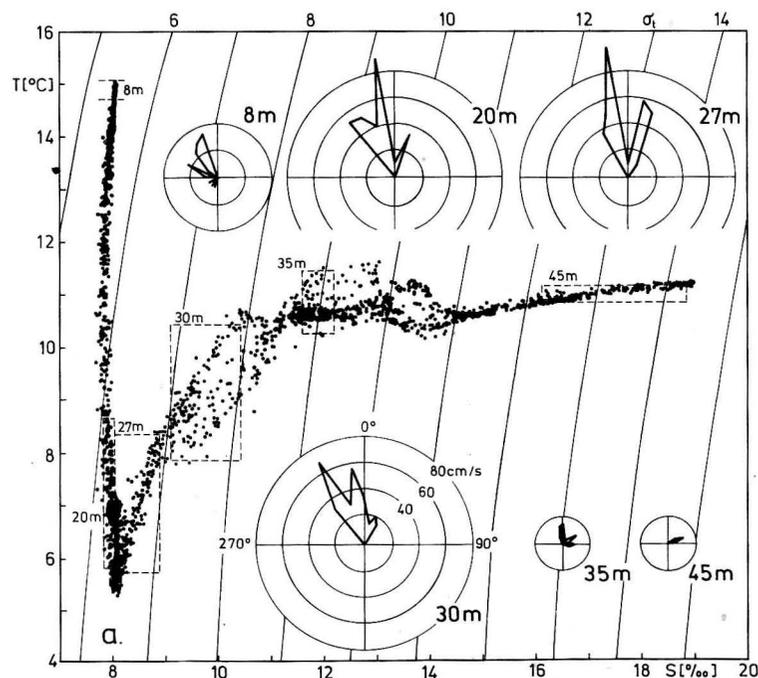


Abb. 17a. T/S-Diagramm und Strömungsdiagramme vom 11. Juli 1978 (00–23 Uhr GMT)

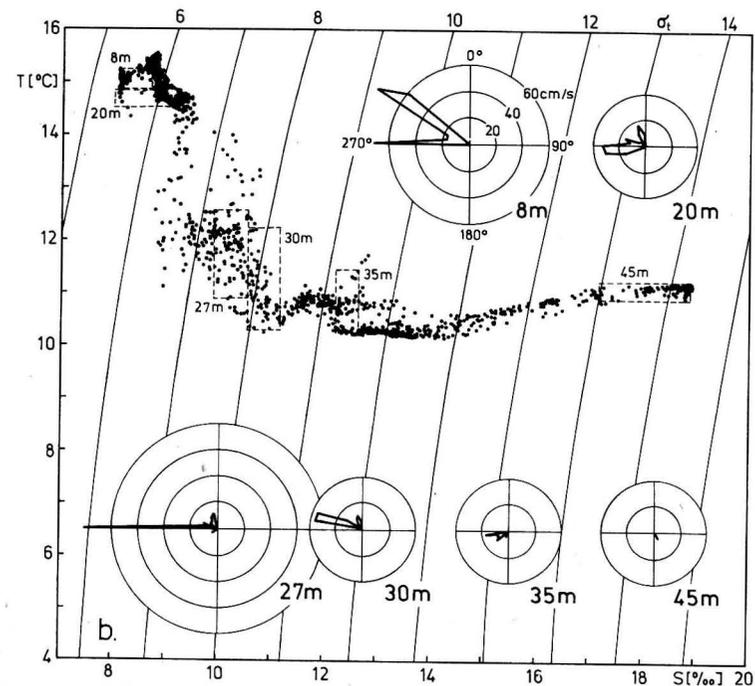


Abb. 17b. T/S-Diagramm und Strömungsdiagramme vom 12. Juli (16 Uhr GMT)–13. Juli 1978 (06 Uhr GMT)

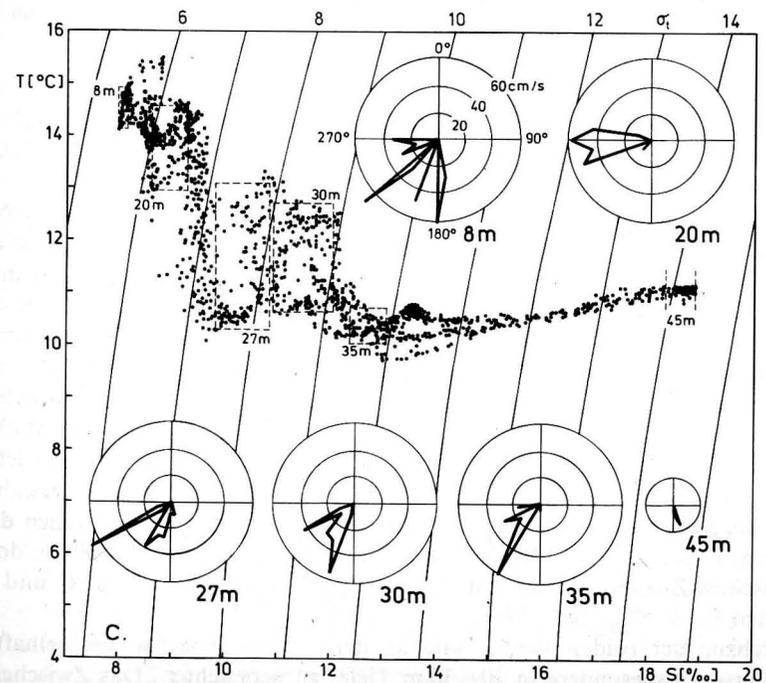


Abb. 17c. T/S-Diagramm und Strömungsdiagramme vom 13. Juli (06 Uhr GMT)–14. Juli 1978 (03 Uhr GMT)

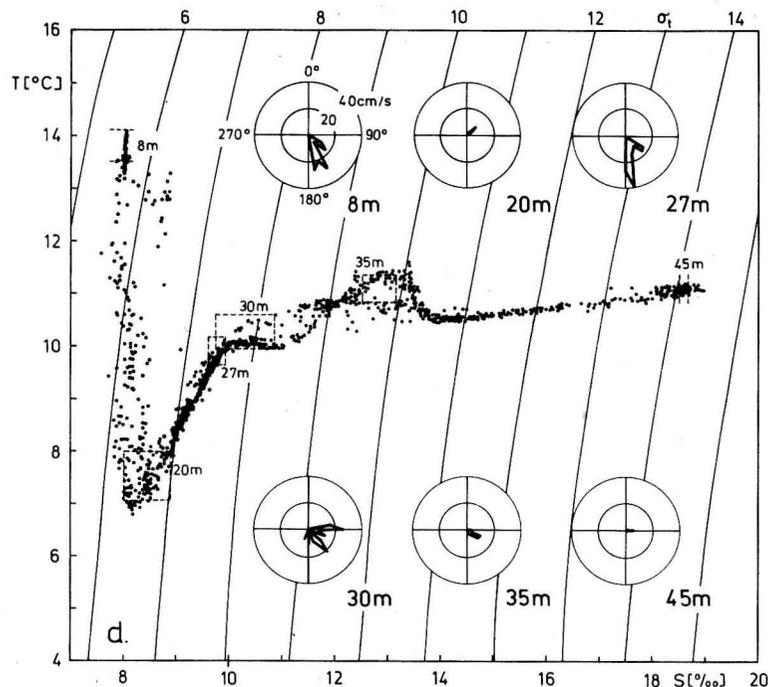


Abb. 17d. T/S-Diagramm und Strömungsdiagramme vom 14. Juli (18 Uhr GMT)–15. Juli 1978 (12 Uhr GMT)

geht in mittleren Tiefen zurück. An der Station tritt am 14. und 15. Juli kaltes Zwischenwasser mit Temperaturen zwischen 7 und 10 °C und Mächtigkeiten bis zu 15 m auf, das möglicherweise im Randbereich des zyklonalen Wirbels herumgeführt wurde.

Die beobachteten Veränderungen der thermohalinen Eigenschaften und der Strömungsverhältnisse beim Durchzug des zentralen Bereichs des zyklonalen Wirbels durch die Station werden aus den Abb. 17a–d besonders deutlich. Am 11. Juli herrschen im Übergangsbereich zum zyklonalen Wirbel Transportrichtungen nach Nord bis in 35 m vor, wobei mit großer Geschwindigkeit kaltes Zwischenwasser in 20–30 m Tiefe nach Norden gelangt (Abb. 17a). Am 12./13. Juli — nach dem Umschichtungsvorgang — wird in Oberflächennähe bis in 20 m warmes Wasser mit Salzgehalten bis zu 9‰ in westliche Richtungen transportiert. Der gleichen Transportrichtung unterliegt auch das darunterliegende warme salzreichere Mischwasser (Abb. 17b). Am 13./14. Juli gehen bei Transportrichtungen nach Südwest die Temperaturen im Oberflächenbereich bereits etwas zurück bei nahezu unveränderten Salzgehalten (Abb. 17c). Nach der erneuten Umschichtung drehen die Strömungsrichtungen am 14./15. Juli schließlich auf Süd bis Südost zurück. In 20 m dominiert relativ vermischtes Zwischenwasser mit Temperaturen zwischen 7 und 8 °C und Salzgehalten zwischen 8 und 9‰ (Abb. 17d).

Nach Durchzug der beiden Wirbel sind an der Station zunächst wechselhafte Strömungsverhältnisse, insbesondere in 20–30 m Tiefe, zu beobachten. Das Zwischenwasser ist durchweg stärker vermischt und erreicht bis zum 19. Juli kaum Kerntemperaturen von 8 °C. Die Mischwasserschicht hat größere Mächtigkeiten und das Zwischenwasser ist auf

den Bereich unmittelbar unterhalb der Temperatursprungschicht auf wenige Meter zusammengedrängt. Die in den Isolethen von Temperatur (Abb. 5) und Salzgehalt (Abb. 6) erkennbaren starken Veränderlichkeiten sind offenbar eine Folge der Vermischung zwischen den auf der Rückseite des Wirbels mitgeführten und den um den Wirbel herumtransportierten Wassermassen (vgl. auch Abb. 17d).

Ab 22. Juli stellt sich in Tiefen bis 35 m eine relativ einheitliche Strömung in Richtungen um Südost ein, deren Geschwindigkeit und Richtung etwa den Fortpflanzungsparametern der Wirbelzentren entsprechen könnte. Die thermohaline Struktur am 24./25. Juli deutet nochmals auf Auswirkungen eines Wirbels hin. Aus den Strömungsverhältnissen (Abb. 8 und 9) sind jedoch keine markanten Hinweise erkennbar.

3.3. Abschätzung der Wirbeleigenschaften

Der Verlauf der progressiven Vektordiagramme der Strömung läßt für den Zeitraum zwischen 10. und 16. Juli auf den Durchzug eines gegen den Uhrzeigersinn drehenden (zyklonalen) Wirbels schließen (Abb. 9). Der zyklonale Charakter wird durch die Verlagerung der Isohalinen in geringere Tiefen (Abb. 6) und damit durch die Erhöhung des Salzgehaltes im zentralen Bereich des Wirbels in Tiefen von 10 bis über 30 m (Abb. 15) unterstrichen. Daß dieser Wirbel barotropen Charakter aufweist, wird aus der Stickdarstellung der Strömung (Abb. 8) besonders deutlich. Die Darstellung der Anomalien der dynamischen Tiefen (Abb. 18) bestätigt die Existenz eines antizyklonalen und des zyklonalen Wirbels und zeigt am 12. Juli den in den thermohalinen Verhältnissen durch teilweise beträchtliche

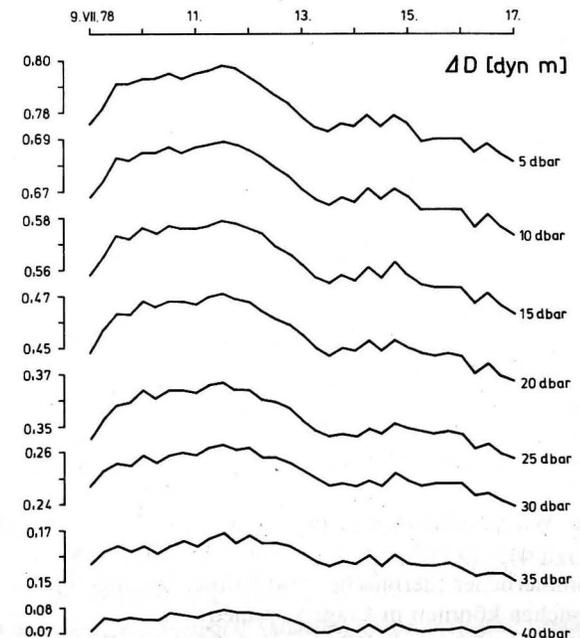


Abb. 18. Anomalien der dynamischen Tiefen bezogen auf das 45 dbar-Niveau

horizontale Gradienten gekennzeichneten Übergang zum zentralen Bereich des zyklonalen Wirbels.

Im Übergangsbereich zwischen beiden Wirbeln ist die Strömung bis in 30 m bei teilweise erheblichen Geschwindigkeiten auf einheitliche Richtungen von West bzw. Nord fixiert (vgl. Abb. 9). Während des Durchzugs des zentralen Wirbelbereichs dreht die Richtung entgegen dem Uhrzeigersinn; die Geschwindigkeiten bleiben jedoch kaum unter den Werten der Vortage. Erst nach Passieren des Wirbels nehmen die Strömungsgeschwindigkeiten an der Station ab. Die Richtungen zeigen große Veränderlichkeiten, die durch kleinmaßstäbliche Verwirbelungen auf der Rückseite des zyklonalen Wirbels verursacht wurden.

Die Strömungseigenschaften unmittelbar nach Durchzug des zentralen Bereichs am 14./15. Juli gestatten eine grobe Abschätzung der Wirbelparameter. Daraus ergibt sich eine mittlere Bewegungsrichtung nach Südost bis Ost bei mittleren Geschwindigkeiten des Zentrums von 6–9 cm/s, was einer mittleren Wanderung von 5–8 km pro Tag entspricht. Der mittlere Durchmesser kann zu 12–18 km geschätzt werden.

Im Übergangsbereich beider Wirbel treten mit 10–15 cm/s erhebliche Tagesmittel der Geschwindigkeit auf. Die maximalen Stundenmittel liegen im 8 m-Horizont bei 15–20 cm/s, zwischen 20 und 30 m Tiefe sogar bei 20–30 cm/s. Im zyklonalen Wirbel wurden Tagesmittel um 10 cm/s gemessen bei maximalen Stundenmitteln zwischen 12 (30 m) und 24 cm/s (20 m), in 8 m Tiefe jedoch unter 20 cm/s.

Die hohen Geschwindigkeiten im Wirbel deuten auf eine beträchtliche Stabilität hin. Die dadurch gegebene Lebensdauer läßt die Wanderung über größere Entfernungen zu. Ein Wirbel mit obigen Parametern würde in etwa 15–20 Tagen aus dem Gebiet südöstlich der Insel Møn entlang der 40 m-Isobathe bis in den Bereich des Bornholmrgat wandern können.

Die beobachteten mittleren Geschwindigkeiten im Wirbel decken sich mit Untersuchungen mesoskalen Wirbel im Bornholmbecken (KIELMANN, HOLTORFF, REIMER, 1976; KIELMANN, 1978). Durchmesser und Wanderungsgeschwindigkeit der Wirbel im Arkonabecken sind aber offenbar geringer. Der aus Beobachtungen geschätzte Durchmesser des Wirbels im Juli 1978 stimmt gut mit den visuell ermittelten Durchmessern der Wirbel auf dem Landsat-Photo vom 8. August 1975 im Bereich der Station 113 überein.

4. Schlußbetrachtungen

Mesoskale Verwirbelungen im Oberflächenwasser des Arkonabeckens sind durch Satellitenbeobachtungen bekannt und durch Modellrechnungen bestätigt. Im Sommer 1978 gelang erstmalig die Beobachtung der kurzzeitigen Veränderlichkeit ozeanologischer Parameter im Einflußbereich eines mesoskalen Wirbelsystems im zentralen Arkonabecken. Während jedoch die Strömungsverhältnisse barotropen Charakter aufweisen, dringt der hydrographische Einfluß des Wirbelsystems nicht bis zur Oberfläche bzw. zum Meeresgrund durch.

Der Ursprung des Wirbelsystems ist südöstlich der Insel Møn zu suchen. Ausgangspunkt ist der Einstrom warmen salzreichen Wassers aus der Beltsee über die Darßer Schwelle in Tiefen zwischen sommerlicher thermischer und haliner Sprungschicht des Arkonabeckens. Als Entstehungsursachen könnten in Frage kommen:

1. Das aus der Beltsee einströmende Wasser wird durch die Bodentopographie östlich der Darßer Schwelle unter Beeinflussung durch die Strömungsverhältnisse am Südausgang

des Sundes und die aktuellen Windverhältnisse in Rotation versetzt und bewegt sich durch das Arkonabecken in Richtung Bornholmrgat.

2. Das advektiv eingeschobene Beltseewasser wird durch eine barotrope zyklonale Bewegung des Wassers im gesamten Arkonabecken zur Rotation angeregt und durch den südlichen Teil des Beckens in Richtung Bornholmrgat geführt.

Für einen zyklonalen Wirbel barotropen Charakters konnten folgenden Eigenschaften ermittelt werden:

1. Mittlere Bewegungsrichtung: Südost bis Ost
2. Mittlere Geschwindigkeit des Wirbelzentrums: 5–8 km/Tag
3. Mittlere Strömungsgeschwindigkeit im Wirbel: 10 cm/s
4. Mittlerer Durchmesser: 12–18 km.

Geschwindigkeiten von 12–24 cm/s im Wirbel (maximale Stundenmittel) deuten auf eine beträchtliche Stabilität und somit erhebliche Lebensdauer hin. Ein Wirbel mit obigen Parametern könnte in etwa 15–20 Tagen aus dem Gebiet südöstlich Møn in den Bereich des Bornholmrgat wandern.

Literatur

- BREUEL, G., HENNINGS, U., KAISER, W., MATTHÄUS, W., SCHULZ, S., SCHWABE, R., and SIEGEL, H., Preliminary results of oceanological observations and ecological experiments during an anchor station in the Arkona Sea in July, 1978 (OEKEX-78). 6th Baltic Symp. Mar. Biol., Aarhus 1979.
- FRANCK, H., Zu kurzzeitigen Temperaturänderungen am Südwestrand des Arkonabeckens. Beitr. Meereskunde H. 38 (1976), 103–117.
- FRANCKE, E., Some remarks on the current meter buoy anchored by the Institut für Meereskunde Warnemünde at the Darßer Schwelle. Paper, presented at the 5th Meeting of Experts on the Water Balance of the Baltic Sea, Rostock 1977.
- HELA, I., und KRAUSS, W., Zum Problem der starken Veränderlichkeit der Schichtungsverhältnisse im Arkona-Becken. Kieler Meeresforsch. 15 (1959), 125–143.
- HORSTMANN, U., ULBRICHT, K. A., and SCHMIDT, D., Detection of eutrophication processes from air and space. Proc. 12th Intern. Symp. Remote Sensing of Environment, Manila 1978, Vol. II, 1379–1389.
- KALLE, K., Zur Frage der inneren thermischen Unruhe des Meeres. Dt. Hydrogr. Z. 6 (1953), 145–170.
- KIELMANN, J., Mesoscale eddies in the Baltic. Proc. 11th Conf. Baltic Oceanographers, Rostock 1978, Vol. 2, 729–755.
- KIELMANN, J., HOLTORFF, J., and REIMER, U., Data Report BALTIC 75. Berichte aus dem Institut für Meereskunde, Kiel, Nr. 26 (1976).
- KIELMANN, J., KRAUSS, W., and KEUNECKE, K.-H., Currents and stratification in the Belt Sea and the Arkona Basin during 1962–1968. Kieler Meeresforsch. 29 (1973), 90–111.
- KIELMANN, J., KRAUSS, W., and MAGAARD, L., Über die Verteilung der kinetischen Energie im Bereich der Trägheits- und Seichesfrequenzen der Ostsee im August 1964 (Internationales Ostseeprogramm). Kieler Meeresforsch. 25 (1969), 245–254.
- KRAUSS, W., und MAGAARD, L., Zum Spektrum der internen Wellen der Ostsee. Kieler Meeresforsch. 17 (1961), 137–147.
- MATTHÄUS, W., Mittlere Temperatur- und Sauerstoffverhältnisse in der Arkonasee am Beispiel der Station BY 2 A auf 55° N, 14° E. Beitr. Meereskunde H. 36 (1975), 5–27.
- MATTHÄUS, W., Langzeitvariationen von Temperatur, Salzgehalt und Sauerstoffgehalt im Tiefenwasser der zentralen Ostsee. Beitr. Meereskunde H. 42 (1979), 41–93.
- MATTHÄUS, W., and SCHWABE, R., Temporal variability of oceanological parameters in the region of mesoscale eddies in the Arkona Basin. Proc. 12th Conf. Baltic Oceanographers, Leningrad 1980 (im Druck).

- MICHAÏLOV, YU. D., und FILATOV, N. N., Abschätzung der Charakteristika der turbulenten Vermischung in der Ostsee und den großen Seen (in russ.). Geod. Geophys. Veröff. R. IV, H. 30 (1979), 42—51.
- NEHRING, D., und FRANCKE, E., Hydrographisch-chemische Veränderungen in der Ostsee im Jahre 1978. Fischerei-Forsch. **18** (1980), H. 1, 61—70.
- SCHULZ, B., Hydrographische Untersuchungen in der Ostsee 1925 bis 1938 mit dem Reichsforschungsdampfer „Poseidon“. Dt. Hydrogr. Z., Erg.-H. B, Nr. 1, Hamburg 1956.
- SIEDLER, G., Über die kurzfristige Veränderlichkeit von Temperatur- und Salzgehaltsschichtung in der östlichen und mittleren Ostsee im Sommer 1960. Kieler Meeresforsch. **17** (1961), 148—153.
- SIMONS, T. J., Topographic and baroclinic circulations in the southwest Baltic. Berichte aus dem Institut für Meereskunde, Kiel, Nr. 25 (1976).
- ULBRICHT, K. A., und SCHMIDT, D., Massenaufreten mariner Blaualgen in der Ostsee auf Satellitenaufnahmen erkannt. DFVLR — Nachrichten H. 22 (1977), 913—915.
- WÜST, G., Ergebnisse eines hydrographisch-produktionsbiologischen Längsschnitts durch die Ostsee im Sommer 1956. I. Die Verteilung von Temperatur, Salzgehalt und Dichte. Kieler Meeresforsch. **13** (1957), 163—185.
- WÜST, G., und BROGMUS, W., Ozeanographische Ergebnisse einer Untersuchungsfahrt mit Forschungskutter „Südfall“ durch die Ostsee Juni/Juli 1954 (anlässlich der totalen Sonnenfinsternis auf Öland). Kieler Meeresforsch. **11** (1955), 3—21.

Anschrift der Verfasser:

Dr. sc. nat. W. MATTHÄUS, Dipl.-Met. R. SCHWABE
 Institut für Meereskunde der AdW der DDR
 DDR-2530 Rostock-Warnemünde

Untersuchung der Wasseraustauschprozesse im Bereich der Darßer Schwelle

VON WOLFGANG MATTHÄUS, EBERHARD FRANCKE,
 HANS ULRICH LASS und REINHARD SCHWABE

Zusammenfassung: Aus der Analyse des derzeitigen Kenntnisstandes wird die Zielstellung für ein mehrjähriges komplexes Forschungsprogramm zum Mechanismus der Wasseraustauschprozesse im Bereich der Darßer Schwelle formuliert. Das Programm der im August/September 1980 durchgeführten Pilotuntersuchung WEDS-80 (*Wasseraustausch-Experiment Darßer Schwelle*) wird vorgestellt und erste experimentelle Ergebnisse mitgeteilt.

Für die zeitlichen Skalen der Prozesse wurden Größenordnungen von Stunden bis zu zwei Wochen gefunden. Die Auflösung der halinen Sprungschicht über der Schwelle ging in wenigen Stunden vor sich, der Wiederaufbau in der Größenordnung von einer Woche. Für den Wechsel zwischen Ein- und Ausstrom kann aus dem Experiment eine Größenordnung von einer Woche angegeben werden.

Die räumlichen Skalen sowohl im Strömungs- als auch im Massengebiet reichen in Abhängigkeit von den meteorologischen Verhältnissen von der gesamten bis zur halben und drittel Kanalbreite. Während der Einwirkung starker meteorologischer Kraftfelder geht die im allgemeinen dreifache Schichtung räumlich variabel in eine zweifache oder einfache Schichtung über. Die räumliche Variation der vertikalen Durchmischung verursacht eine starke Modifikation in der horizontalen und vertikalen Lage der Beltseegrenzfläche. Im Gegensatz zu der bisher beschriebenen advective bedingten Verlagerung der Grenzfläche kann offenbar auch eine schnelle Vermischung Phasenbewegungen der Beltseegrenzfläche bewirken. Im gesamten Bereich der Darßer Schwelle konnten lokal begrenzte Divergenzen im oberflächennahen Salzgehalt beobachtet werden.

Summary: The objectives of a multiyear complex research programme for investigating the physics of water exchange across the Darss Sill have been derived from the present knowledge of this process. The programme and first results of the pilot experiment WEDS-80 (*Water Exchange across the Darss Sill*), carried out in August/September 1980, are presented.

The time scales of the relevant processes for the water exchange are of the order of hours to two weeks. The halocline at the bottom of the Darss Sill erodes within a few hours completely, establishes itself, however, within a week. During the experiment the typical time scales of inflow and outflow events are also of the order of one week.

Horizontal structures up to the second mode have been observed across the channel in the current field as well as in the mass field depending from the meteorological situation. The vertical stratification was observed to be three-fold layered during calm weather conditions. Under the influence of strong winds the stratification became two-fold layered and vertically homogeneous respectively depending from the fetch of the wind. The spatial variations of vertical mixing causes strong modifications of the horizontal and vertical positions of the Belt Sea boundary and apparently displacements of the front in contrast to its well-known pure advective displacements. The existence of locally bounded divergencies have been derived from the salinity in the surface layer and the transversal components of the observed current profiles.

Резюме: На основе анализа нынешнего знания формулируется целевая установка по многолетней комплексной научно-исследовательской программе изучения механизма процессов водообмена в районе Дарсского порога. Излагается программа проведенного в августе-сентябре 1980 года пред-

варительного исследования WEDS — 80 (*Water Exchange across the Darss Sill*) и даются первые результаты экспедиции.

Для временных масштабов процессов были найдены порядки величин в диапазоне от нескольких часов до двух недель. Разрушение галоклина над порогом проходило в течение нескольких часов, а построение — порядком величины одной недели. Чередование притока и стока осуществилось по полученным при экспедиции данным порядком величины одной недели.

Пространственные масштабы и в поле течения и в поле массы в зависимости от метеорологических условий охватывают общую широту канала или половину или треть ее. Во время воздействия мощных метеорологических силовых полей в общем тройная стратификация как пространственно изменяемая переходит в двойную или одинарную. Пространственное изменение перемешивания по вертикали вызывает значительную модификацию по горизонтальному и вертикальному перемещению пограничной поверхности между водами Бельтского и Балтийского морей. В противоположности до сих пор описанному перемещению пограничной поверхности между водами Бельтского и Балтийского морей, обусловленному адвекцией, очевидно и быстрое перемешивание по вертикали может быть причиной появления фазовых движений. Во всем районе Дарского порога были наблюдаемы местно ограниченные дивергенции в приповерхностной солености.

1. Einleitung

Seit MARTIN KNUDSEN und OTTO KRÜMMEL um die Jahrhundertwende erstmalig die komplexe Problematik des Wasseraustausches zwischen Nord- und Ostsee aufgezeigt haben, sind immer wieder Einzeluntersuchungen in verschiedenen Teilen der Beltsee in Angriff genommen worden. Dabei wurden sowohl das auf Terminfahrten oder Feuerschiffen gewonnene Material als auch die Daten spezieller Experimente einer eingehenden Analyse unterzogen, um den Mechanismus des Wasseraustausches detaillierter zu erfassen. Auch die DDR hat mit einer Reihe von Arbeiten Beiträge geleistet, um Mosaiksteine zum tieferen Verständnis dieses Problems zusammenzutragen. Von dänischer Seite wurde in den siebziger Jahren mit dem Belt-Projekt ein umfangreiches Meßprogramm in den Beltten und dem Sund durchgeführt. Ein komplexes Studium im Rahmen längerfristiger systematischer Experimente im Seegebiet der Darßer Schwelle stand jedoch — abgesehen von den durch den 2. Weltkrieg zum Abbruch gezwungenen Untersuchungen von KNUDSEN (angegeben bei JACOBSEN, 1936) — bisher noch aus.

Das Institut für Meereskunde Warnemünde der Akademie der Wissenschaften der DDR hat im Jahre 1980 mit der Realisierung eines mehrjährigen komplexen Expeditionsprogramms begonnen, das durch detailliertes Studium einzelner Situationen in verschiedenen Jahreszeiten einen umfassenden Einblick in den Mechanismus der Wasseraustauschprozesse geben soll. In der vorliegenden Arbeit werden aus der Analyse des derzeitigen Kenntnisstandes die Zielstellung dieses Programms formuliert und erste Ergebnisse der im August/September 1980 durchgeführten Pilotuntersuchungen dargelegt.

2. Kurzer historischer Abriss und derzeitiger Kenntnisstand

Die Darßer Schwelle erstreckt sich als submarine Erhebung zwischen der Halbinsel Fischland-Darß-Zingst und den dänischen Inseln Falster und Møn in südost-nordwestlicher Richtung (Abb. 1). Mit einer Satteltiefe von 18 m gehört sie neben der Drogden-Schwelle im Sund zu den flachsten Stellen zwischen Nord- und Ostsee. Während von

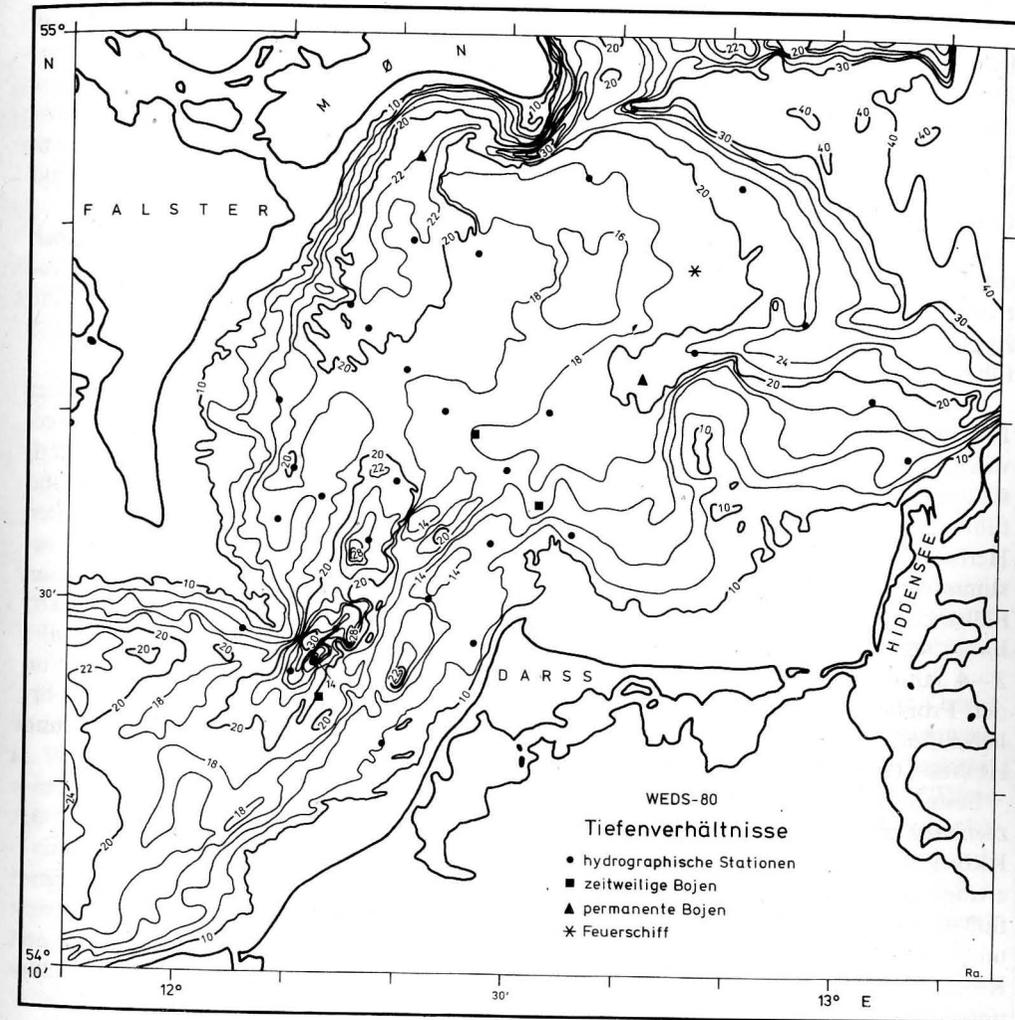


Abb. 1. Tiefenverhältnisse im Seegebiet der Darßer Schwelle (nach SCHULZ, 1956)

Südwesten bzw. Nordosten Ausläufer der Kadet-Rinne bzw. des Arkonabeckens gegen den Sattel vordringen, prägt unter der dänischen Küste eine schmale tiefe Rinne das Profil der Schwelle.

Etwa 73% des Wasseraustausches zwischen Nord- und Ostsee erfolgen über die Darßer Schwelle (JACOBSEN, 1980), wodurch ihr die ausschlaggebende Bedeutung für den Wasserhaushalt und die ozeanologischen Bedingungen in der gesamten Ostsee zugeschrieben werden muß. Die beträchtlichen Unterschiede in den physikalischen Eigenschaften zwischen dem ozeanisch beeinflussten Nordseewasser und dem Brackwasser der Ostsee sowie die hohe Variabilität der meteorologischen Verhältnisse in diesen Breiten bewirken intensive Austauschvorgänge, die zu erheblichen räumlichen und zeitlichen Variationen in den ozeanologischen Parametern führen.

Nach WATTENBERG (1941) erfolgt der Übergang vom Nordsee- zum Ostseewasser an zwei hydrographischen Grenzflächen, die am Boden weit in Richtung Ostsee vordringen können: Der Skagerrakfront, die das Nordseewasser gegen das Mischwasser des Kattegat abgrenzt, und der Beltseefront, der Grenze zwischen dem Kattegat-Mischwasser und dem Ostseewasser. Das Kattegat-Mischwasser entsteht offensichtlich durch die zeitweilige durch Sturm verursachte und bis zum Boden reichende Vermischung untereinander gelagerten Ost- und Nordseewassers, worauf bereits KRÜMMEL (1904) hinwies.

Die Lage der Fronten ist nicht stationär. Die Beltseefront erreicht im Mittel westlich der Darßer Schwelle die Meeresoberfläche. Infolge der großen Veränderlichkeit der barotropen Strömungen in der Beltsee unterliegt sie starken horizontalen Verlagerungen, die zu häufig wechselnden ozeanologischen Bedingungen im Bereich der Darßer Schwelle führen.

Die Skagerrak-Front endet im Mittel am Boden des südlichen Kattegat. Während der Frühjahrs- und Sommermonate wird sie jedoch wegen des stärkeren Ausstromes von Ostseewasser aus Kontinuitätsgründen in Richtung Darßer Schwelle verlagert. Durch Vermischungsvorgänge erhöht sich in dieser Zeit der Salzgehalt des Kattegatmischwassers und führt zeitweilig zu Intrusionen recht salzreichen Wassers in das Arkonebecken. In den Herbst- und Wintermonaten wird die Skagerrakfront nur in Ausnahmefällen unter bestimmten meteorologischen Bedingungen in Richtung Ostsee vorgeschoben. In diesen Fällen kann es zu Salzwassereinbrüchen in die Ostsee kommen (WYRTKI, 1953, 1954a, 1954b; FRANCKE, NEHRING, 1971; WOLF, 1972; FRANCKE, HUPFER, 1980), die im Mittel alle 3–4 Jahre erfolgen (DICKSON, 1971; BÖRNGEN, 1978). Die Auswirkungen der Variation der Fronten auf die Hydrographie der Beltsee waren mehrfach Gegenstand ausführlicher Bearbeitungen, von denen hier die Arbeiten von KÄNDLER (1951), FRANCKE und HUPFER (1963) sowie MATTHÄUS und FRANCK (1979) genannt seien.

Erste intensive Untersuchungen zur Wasseraustauschproblematik erfolgten im Zusammenhang mit der Bestimmung der Wasserhaushaltsbilanz der Ostsee (KNUDSEN, 1900; KRÜMMEL, 1904) und der Untersuchung der Ursachen für die stark schwankenden Fischereierträge in der Nord- und Ostsee (KRÜMMEL, 1904). Sie zeigten den bestimmenden Einfluß des Wasseraustausches mit der Nordsee auf die hydrographische Schichtung der Ostsee und führten zu quantitativen Abschätzungen der Wasserhaushaltsgrößen (Tab. 1). Die von KRÜMMEL ermittelten Werte wurden später durch BROGMUS (1952) und JACOBSEN (1980) unter wesentlich besseren Voraussetzungen erneut berechnet. Insgesamt konnte festgestellt werden, daß Niederschlag N und Verdunstung V etwa gleiche Werte annehmen, so daß die durch die Flüsse zugeführte Wassermenge Z den durch Belte und Sund ausströmenden Wassermassen A äquivalent ist.

Tabelle 1
Wasserhaushaltsgrößen der Ostsee in km^3/Jahr

	Zeitraum	Z	$+$	N	$-$	$V = Q_0 = A - E$	
KRÜMMEL (1904)		333		237		79	491
BROGMUS (1952)	1898–1928	479		183		183	479
JACOBSEN (1980)	1931–1960	435		243		209	469
JACOBSEN (1980)	1976	350		198		218	329

Im Mittel ist dem in der Deckschicht ausströmenden Wasser ein salzreicher Kompensationsstrom E in der Tiefe entgegengerichtet, der nach Berechnungen von KNUDSEN (1900) für die Ostsee etwa die Hälfte des ausströmenden Volumens erreicht. Dadurch sind die Wassermassen im Übergangsbereich zwischen Nord- und Ostsee bei ungestörten Verhältnissen zweifach geschichtet. Die Differenz $A - E$ ergibt den Wasserüberschuß Q_0 , der die Ostsee als Nebenmeer in humidem Klimagebiet kennzeichnet. Für die Darßer Schwelle nimmt JACOBSEN (1980) die in Tab. 2 gegebene Verteilung der Wasseraustauschkomponenten unter der Voraussetzung von im Mittel baroklinen Verhältnissen an. Er hat jedoch gezeigt, daß in Einzeljahren erhebliche Abweichungen aller Komponenten vom Mittelwert möglich sind.

Tabelle 2
Schematische Darstellung des Wasseraustausches
über die Darßer Schwelle in km^3/Jahr
nach JACOBSEN (1980)

	Ausstrom	Einstrom
Deckschicht	1124	494
Bodenschicht	84	399

Die Zweiteilung der Wassermassen im Übergangsbereich zwischen Nord- und Ostsee wurde bereits zu Beginn dieses Jahrhunderts erkannt, als dänische Strömungsmessungen in Belten und Sund sowie Feuerschiffsbeobachtungen erstmals zielgerichtet ausgewertet wurden (JACOBSEN, 1913a, 1913b, 1925; WITTING, 1912; SPETHMANN, 1912a, 1912b). Diese Autoren erkannten auch, daß der mittlere Zustand durch äußere Kräfte (Wind, Luftdruck), durch Bodentopographie und Küstenkonfiguration, durch die ablenkende Kraft der Erdrotation und durch interne Schwingungsvorgänge gestört wird und dadurch außerordentlich komplizierte Verhältnisse angetroffen werden können. Eine quantitative Beurteilung dieser Faktoren war jedoch noch nicht möglich. Es muß in diesem Zusammenhang angeführt werden, daß schon KNUDSEN (1899) zwischen barotropen Druckgradienten durch den Wasserstand und baroklinen Druckgradienten durch die bestehenden Dichteunterschiede als Ursachen für die Strömungsvorgänge in der Beltsee differenzierte.

Auf der Grundlage einer zusammenfassenden Arbeit von SCHULZ (1930) begannen in den dreißiger Jahren erneute Forschungsarbeiten, in die u. a. auch das Seegebiet der Darßer Schwelle einbezogen war (JACOBSEN, 1936; SCHUBERT, 1938; SCHULZ, 1938). Sie wurden jedoch durch den 2. Weltkrieg wieder abgebrochen, ohne zu wesentlichen neuen Ergebnissen zu führen. Einige Strömungsbeobachtungen gaben Hinweise auf die hohe Variabilität der Bewegungsvorgänge im Fehmarnbelt und führten zu der Erkenntnis, daß nur auf der Grundlage von Dauermessungen und unter Einbeziehung weiterer ozeanologischer Parameter sowie einer Reihe von äußeren Faktoren (meteorologische Verhältnisse, Wasserstände der Ostsee und des Kattegat) eine erfolgreiche Fortführung der Arbeiten zu erwarten war.

Die von DIETRICH (1951) auf der Grundlage von Feuerschiffsmaterial durchgeführten Berechnungen der Oberflächenströmungen im Übergangsbereich zwischen Nord- und Ostsee zeigten den quantitativen Einfluß von Wind und Luftdruckänderungen.

Einen wesentlichen Fortschritt brachten die Arbeiten von WYRTKI (1953, 1954a, 1954b) über die Dynamik der Wasserbewegungen im Fehmarnbelt. Er untersuchte im Detail den Einfluß ausgewählter Wetterlagen auf die Strömungen in der südlichen Beltsee und wies nach, daß nur über die Analyse diskreter Beispiele eine befriedigende Erklärung der ozeanologischen Vorgänge in diesem Gebiet möglich ist. Er begründete mit seinen Untersuchungen die bestimmenden Auswirkungen der Vorsituation in der Ostsee auf die aktuellen dynamischen Vorgänge im Übergangsbereich. Damit bestätigte WYRTKI auch die von v. SCHUBERT (1938) vertretende Meinung, daß nur die komplexe Betrachtungsweise aller beeinflussenden Faktoren im Einzelfall eine erfolgreiche Bearbeitung der stark variablen Vorgänge ermöglicht.

In den folgenden Jahren waren die Arbeiten zunächst auf die Untersuchung der zeitlichen Variabilität der verschiedenen Parameter gerichtet. Die Anwendung spektraler Schätzverfahren ermöglichte einen guten Einblick in die Zusammenhänge zwischen Wetter-, Wasserstands- und Strömungsvorgängen. Es wurden sowohl die Eigenschwingungen der Ostsee aus den Spektren analysiert und theoretisch nachgeprüft, als auch der Einfluß der Trägheitsschwingung, der Gezeiten und bestimmender Wind- und Luftdruckperioden nachgewiesen (KRAUSS, 1963; MAGAARD, KRAUSS, 1966; KIELMANN, KRAUSS, MAGAARD, 1969; KIELMANN, KRAUSS, KEUNECKE, 1973; NIELSEN, 1973).

WOLF (1973) und LANGE (1975) zeigten, daß sich der Druckgradient senkrecht zum Kanal mit der ablenkenden Kraft der Erdrotation im Gleichgewicht befindet. LANGE (1975) untersuchte die Auswirkungen großräumiger meteorologischer Vorgänge mit einer Periode von 2—5 Tagen auf Änderungen des Strömungsfeldes im Fehmarnbelt und wies nach, daß das örtliche Wind- und Luftdruckfeld von untergeordneter Bedeutung ist (vgl. auch HELM, 1968).

Im Rahmen des Internationalen Hydrologischen Programms (IHP) der UNESCO wurde der Wasserhaushalt der Ostsee in den siebziger Jahren neu bestimmt. In Zusammenhang damit erfolgten in den dänischen Meeresstraßen umfangreiche Strömungsmessungen als Bestandteil des Belt-Projektes. JACOBSEN (1980) faßte die auf internationaler Basis erarbeiteten Daten zusammen und berechnete den Wasserhaushalt der Ostsee (sh. auch Tab. 1). Darüber hinaus entwickelte er ein barotropes Modell für den Wasseraustausch im Sund, das für dieses Gebiet zu sehr guten Ergebnissen führte. Andere Modelle für verschiedene Regionen des Übergangsbereiches sind u. a. von SVANSSON (1972), KRAUSS (1974), PEDERSEN (1978) und STIGEBRANDT (1979) bearbeitet worden. Auch aus diesen Arbeiten geht hervor, daß durch barotrope Modelle befriedigende Lösungen gefunden werden können.

Der größte Teil der aufgeführten Publikationen befaßt sich jedoch mit den Belten oder dem Sund. Das Seegebiet der Darßer Schwelle wird nur in wenige Bearbeitungen einbezogen (KIELMANN, KRAUSS, KEUNECKE, 1973; WOLF, 1973; FRANCK, 1976; MATTHÄUS, FRANCK, 1979). Durch die große Bedeutung der Darßer Schwelle als letztes und flachstes Hindernis vor der eigentlichen Ostsee sind die dynamischen Verhältnisse dieses Seegebietes besonders wichtig für den Wasseraustausch zwischen Nord- und Ostsee. Sie besitzen einen dominierenden Einfluß auf die Vorgänge im Tiefenwasser der Ostsee.

Dieser Bedeutung Rechnung tragend wurde 1973 begonnen, an einer Bojenstation am Osthang der Darßer Schwelle kontinuierlich die Strömung zu messen (FRANCKE, 1977). Aus diesen orientierenden Voruntersuchungen ergab sich ein detaillierter Einblick in die Charakteristik der Strömung während der verschiedenen Jahreszeiten. Ein über den Zeitraum von fünf Jahren berechnetes mittleres Spektrum der E-Komponente (FRANCKE, 1980) weist ein ausgeprägtes Energiemaximum im Periodenbereich von 35—36 Stunden auf.

Daneben konnten die bekannten Energiekonzentrationen im Bereich der halbtägigen Gezeit und bei 5 Tagen infolge meteorologischer Einflüsse (LANGE, 1975) nachgewiesen werden.

Die relativ guten Kenntnisse über die zeitlichen Skalen der Veränderungen lassen jedoch erkennen, daß auch eine hohe räumliche Variabilität vorhanden ist, die bisher nicht ausreichend untersucht werden konnte. Hinweise darauf lieferte u. a. die Bearbeitung der langjährig vom Institut für Meereskunde durchgeführten Terminfahrten im Gebiet der westlichen Ostsee (WOLF, 1973). Die bisher realisierten Stationsnetze erreichten jedoch nicht die für diese Aufgabe notwendige Dichte, so daß die Durchführung spezieller Experimente für dieses Problem erforderlich wurde.

3. Zielstellung

Ausgehend von dem derzeitigen Kenntnisstand der Kinematik und Dynamik der Wasseraustauschprozesse zwischen Nord- und Ostsee sowie in Auswertung und Fortführung langjährig durchgeführter Terminfahrten und der im Jahre 1973 begonnenen Strömungsmessungen auf der Darßer Schwelle wurde eine Zielstellung für ein komplexes Untersuchungsprogramm erarbeitet, das die Bezeichnung *Wasseraustausch-Experiment Darßer Schwelle* (Water Exchange across the Darss Sill, WEDS) trägt. Die Schwerpunkte der Untersuchungen sind auf folgende Probleme gerichtet:

1. Bestimmung der räumlichen und zeitlichen Skalen der skalaren Felder und der Bewegungsvorgänge sowie ihrer möglichen Kopplungen.
2. Erforschung des Zusammenhangs zwischen den Bewegungen der Skagerrak- und Beltseegrenzfläche und dem Wasseraustausch über die Darßer Schwelle.
3. Analyse der Dynamik der Bewegungsvorgänge (Impuls- und Vorticitybilanz) sowie des Einflusses von Bodentopographie, Küstenkonfiguration und Schichtung auf die dynamischen Prozesse.
4. Direkte Messung des Massentransportes sowie des Salztransports unter verschiedenen äußeren Bedingungen.
5. Untersuchung des Einflusses der äußeren Felder (großräumige Wind- und Luftdruckfelder, Wasserstand der Ostsee und des Kattegat) auf den Wasseraustausch.
6. Untersuchung des Einflusses des Wasseraustausches auf die Schichtungsverhältnisse in der Beltsee und im Arkonabecken.

Da über die zeitlichen Skalen der Bewegungsvorgänge im Bereich der Darßer Schwelle bereits relativ gute Kenntnisse vorliegen (vgl. 2.), konnten sich die ersten Untersuchungen zunächst auf die Bestimmung der räumlichen Skalen ozeanologischer Felder und ihrer möglichen Kopplung mit den zeitlichen Skalen konzentrieren. Im folgenden werden das Programm der im August/September 1980 durchgeführten Pilotuntersuchung WEDS-80 vorgestellt und erste experimentelle Ergebnisse mitgeteilt.

4. Erste experimentelle Ergebnisse des Pilotprogramms WEDS-80

Das Pilotprogramm WEDS-80 wurde vom 15. August bis 7. September 1980 mit den Forschungsschiffen „Alexander von Humboldt“ und „Professor Albrecht Penck“ unter Einsatz von vier autonomen Strömungsmesserbojen durchgeführt. Dieser Zeitraum wurde gewählt,

um für das Testen des Programmplans und -ablaufs in dem durch sehr dichten Schiffsverkehr gekennzeichneten Untersuchungsgebiet möglichst günstige meteorologische Voraussetzungen anzutreffen.

4.1. Meßmethodik und -geräte

Die Zielstellung der Pilotuntersuchungen erforderte die Einrichtung eines hinreichend dichten Meßnetzes sowohl längs als auch quer zum Kanal, wobei ein ausreichend großes Gebiet beiderseits der Darßer Schwelle erfaßt werden sollte. Unter Berücksichtigung der seerechtlichen und nautischen Bestimmungen konnte das in Abb. 2 dargestellte Stationsnetz im Gebiet Gedser Rev-Fischland und Møn-Hiddensee, bestehend aus vier Querschnitten und einem Längsschnitt mit insgesamt 33 Stationen, realisiert werden. Die Lage des Meßnetzes bezüglich des Bodenreliefs kann aus Abb. 1 entnommen werden.

Auf allen hydrographischen Stationen wurde von Bord des Forschungsschiffes „A. v. Humboldt“ quasikontinuierliche Profile der Temperatur und der Leitfähigkeit zwischen Meeresoberfläche und -grund gemessen. Darüber hinaus wurden auf den Stationen 92, 95 und dem Schnitt Falster-Zingst Messungen des Strömungsprofils in diskreten Tiefen zwischen 7 m und Grundnähe durchgeführt.

Zur Vermeidung der Vortäuschung räumlicher Skalen durch energiereiche zeitliche Variationen der Felder wurde das Meßnetz in 36stündigem Abstand wiederholt vermessen, da die halbtägige Gezeit und Schwingungen mit einer Periode von 35–36 h im Bereich der Darßer Schwelle besonders energiereich sind (FRANCKE, 1980). Zur Erfassung der Koppelung der räumlichen Skalen mit zeitlichen von weniger als 36 h und zur Vermeidung von Aliasing wurde von dem auf der Station 02 verankerten Forschungsschiff „Professor Albrecht Penck“ während des gesamten Experimentes — abgesehen von einer durch Sturm bedingten Unterbrechung von 18 Stunden am 21./22. August — in stündlichem Abstand hydrographische Profile von Temperatur, Leitfähigkeit und gelöstem Sauerstoff gemessen. Meteorologische Sensoren am Hauptmast registrierten Windgeschwindigkeit und -richtung, Luftdruck sowie Lufttemperatur und Feuchttemperatur.

Auf den Stationen 01, 02, 03 und 04 wurden autonome Bojen verankert, die in jeweils 7 m, 12 m, 17 m und/oder Grundnähe sowie zusätzlich auf der Station 01 in 4 m, 10 m, 15 m und 19,5 m mit Strömungsmessern bestückt waren. Während des Experiments arbeitete auch eine Strömungsmesserboje der Dänischen Umweltschutzbehörde in der Hjelm-Buch südlich der Insel Møn (Position H.B., vgl. Abb. 2).

Alle Vertikalprofile von Druck, Temperatur, Leitfähigkeit und Sauerstoffgehalt wurden mit der Ozeanologischen Meßkette OM 75 des Instituts für Meereskunde (MÖCKEL, 1980) gemessen. Auch die Registrierung der meteorologischen Daten wurde über das Meßsystem OM 75 realisiert, wobei alle Werte auf 10 m über Meeresniveau reduziert ausgegeben werden.

Die Erfassung der Strömungsprofile erfolgte mit dem im Institut entwickelten Profilströmungsmesser WPS II (LASS u. a., 1980), der in 7 m Tiefe beginnend in Abständen von 2,5 m bis in Grundnähe Geschwindigkeit und Richtung registrierte. Die Messungen wurden vom verankerten Schiff jeweils nach dem Eintreten einer durch Wind und Oberflächenströmung bedingten Ruhelage vorgenommen, wobei die Tiefenbestimmung über Markierungen am Meßkabel erfolgte. Meßbare Seilwinkel traten während keiner der Stromprofilmessungen auf.

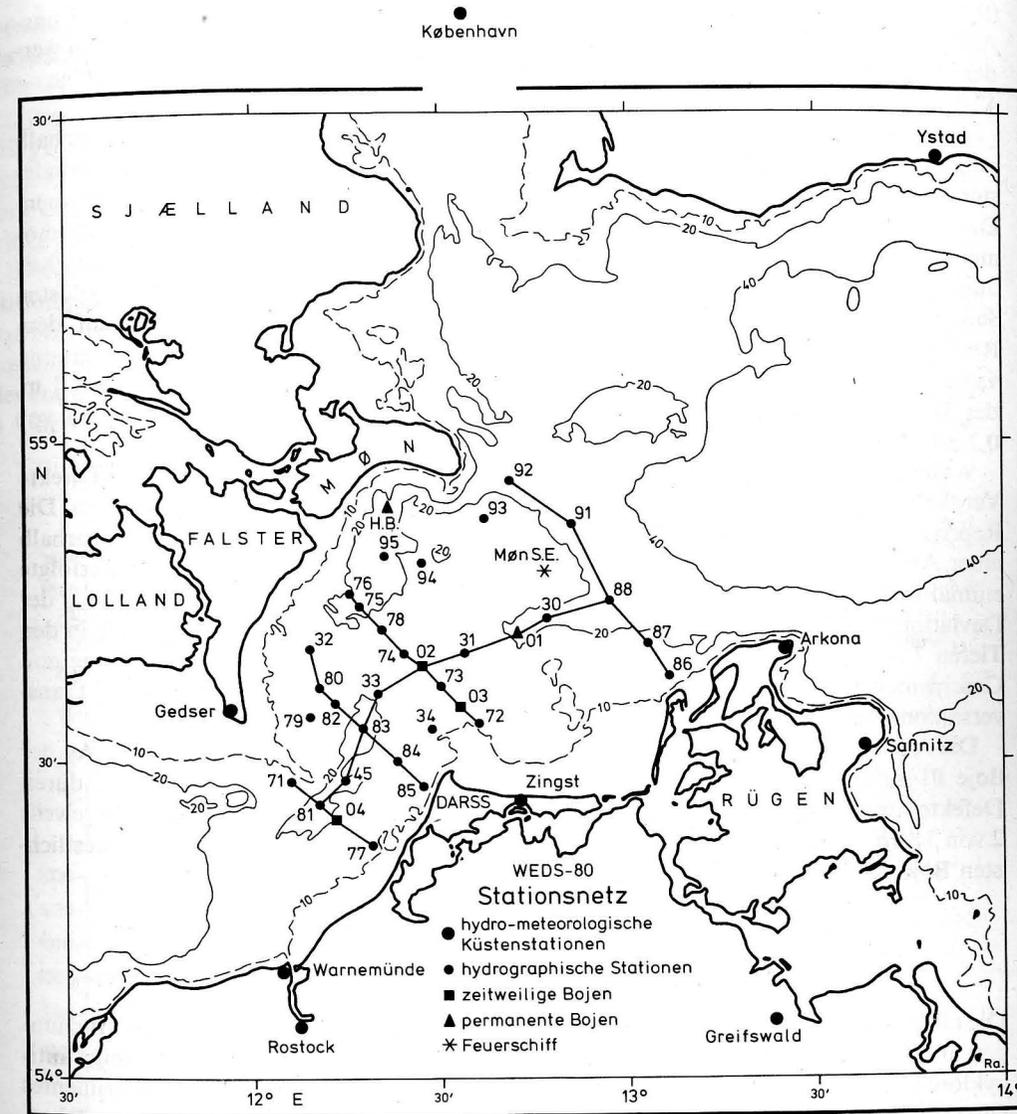


Abb. 2. Stationsnetz des Pilotprogramms WEDS-80

Die autonomen Strömungsmesserbojen weisen einen für Schelfgewässer seit Jahren erfolgreich erprobten Aufbau auf (MÜLLER, 1974) und wurden mit Meßgeräten vom Typ 801.2 (FRANCKE, LASS, MÖCKEL, PLÜSCHKE, 1980) bestückt.

4.2. Umfang und Qualität des Beobachtungsmaterials

Das Meßnetz wurde im Untersuchungszeitraum neunmal komplett und dreimal teilweise bearbeitet. Dabei konnten auf den ozeanologischen Schnitten Gedser Rev-Fischland

(9 Meßzyklen), Falster-Darß (9), Falster-Zingst (11), Møn-Hiddensee (9) und Kadet-Rinne-Arkonabecken (11) insgesamt 356 Serien von Temperatur und Leitfähigkeit gewonnen werden. Von der Station 02 stehen — abgesehen von einer Unterbrechung von 18 Stunden — 426 ozeanologische Serien in stündlichem Abstand zur Verfügung.

Zur Überprüfung der Genauigkeit wurden auf FS „Alexander von Humboldt“ innerhalb von 36 Stunden und auf FS „Professor Albrecht Penck“ innerhalb von 24 Stunden mindestens einmal Vergleichsmessungen in hinreichend durchmischem Wasser vorgenommen. Die Tiefe wurde mit Hilfe von Echolotmessungen und die Temperatur mit Kippthermometern kontrolliert. An geschöpften Proben wurden Vergleichsmessungen der Leitfähigkeit durch Leitwertmessungen mit dem Laborsalinometer des Typs Autolab und des gelösten Sauerstoffs durch Titrieren nach WINKLER gemacht. Die Rohdaten wurden auf dem Rechner ES 1010 mit einem von LASS, WULFF und SCHWABE (1983) entwickelten Programm validiert. Die validierten Datensätze weisen bezüglich der Tiefe eine Genauigkeit von 1 m, der Temperatur von 0,01 °C, des Salzgehaltes von 0,01‰ und des Sauerstoffgehaltes von 0,2 ml/l auf.

Während der Untersuchungen wurden insgesamt 77 Strömungsprofile gemessen. Direkte Vergleiche mit anderen Strömungsmessern konnten bisher nicht durchgeführt werden. Die Reproduzierbarkeit zweier unmittelbar aufeinander gemessener Profile lag innerhalb einer Abweichung von 4 cm/s bzw. von 8 Grad. Die Bestimmung der Deviation erfolgte einmal während der Expedition bei völlig ruhiger Wetterlage. Unter Berücksichtigung der Deviation entsprechend der Lage des Forschungsschiffes gegen rechtweisend Nord in den Tiefen 7 m, 9,5 m, 12 m und 14,5 m wurden aus Minutenmittelwerten der Richtung und Geschwindigkeit die Longitudinalkomponenten (u, positiv in Richtung 45°) und die Transversalkomponenten der Strömung (v, positiv in Richtung 315°) berechnet.

Die Ausfallrate der Strömungsmessungen an den autonomen Bojen betrug 34%. An der Boje 01 sind von den acht installierten Geräten nur diejenigen in 12 und 17 m durch Defekte ausgefallen. An den Bojen 02 (7 m, 17 m) und 03 (7 m, 12 m) arbeiteten jeweils 2 von 3 Strömungsmessern über die gesamte Beobachtungsperiode, während an der westlichsten Boje 04 nur das Gerät in 17 m funktionstüchtig war.

4.3. Meteorologische Verhältnisse

Die allgemeine meteorologische Situation gestaltete sich für die vorgesehenen Untersuchungen äußerst günstig und kann in drei Perioden eingeteilt werden. An eine sehr ruhige antizyklonale Wetterlage mit typischen Ausstromverhältnissen zu Beginn des Experimentes (Vorsituation) schloß sich der Durchgang eines kräftigen Tiefdruckgebietes an (Sturmphase), der eine Störung des bestehenden Gleichgewichtszustandes bewirkte und direkt oder indirekt beträchtliche ozeanologische Veränderungen im Untersuchungsgebiet verursachte. Die relativ ruhige Witterungsperiode nach dem Abzug des Tiefs (Relaxationsphase) bot Gelegenheit zum Studium des Aufbaus des durch das meteorologische Kraftfeld gestörten ozeanologischen Gleichgewichtszustandes im Bereich der Darßer Schwelle.

Eine kurze Charakterisierung des Wetterablaufs soll an Hand der drei Perioden vorgenommen werden. In Abb. 3 ist der Verlauf der Parameter Wind und Luftdruck an der Station 02 wiedergegeben.

Für die *Vorsituation* (15.—19. August) war eine schwache antizyklonale südwestliche Höhenströmung charakteristisch. Ein ausgedehntes Hochdruckgebiet über Skandinavien

bestimmte das Wetter in der westlichen Ostsee. Im Untersuchungsgebiet herrschten Winde zwischen 4 und 6 m/s aus südlichen Richtungen vor. Ab 18. August schwächte sich das Hoch über Skandinavien langsam ab. Gleichzeitig zog von der Südspitze Grönlands ein kräftiges Tiefdruckgebiet ostwärts, dessen Verlagerung durch nachfolgenden Luftdruckanstieg begünstigt wurde. Ein weiteres Tief befand sich über Schottland und verlagerte sich mit seinem Frontensystem nordostwärts. Seine Ausläufer überquerten im Verlaufe des 19. August das Untersuchungsgebiet und verursachten eine Drehung des Windes von SE auf SW unter Zunahme der Geschwindigkeit (Abb. 3).

Die *Sturmphase* (20.—24. August) war durch eine starke zyklonale nordwestliche Höhenströmung gekennzeichnet. Das über der Südspitze Grönlands gelegene Tief zog weiter ostwärts und lag am 20. August 0 Uhr GMT mit seinem Kern (990 mbar) über den Färöer-Inseln. Das dazugehörige Frontensystem befand sich über den Britischen Inseln, kam in der starken nordwestlichen Höhenströmung schnell voran und erreichte am 20. August um 0 Uhr GMT die östliche Nordsee. Vor der Kaltfront betrug die Windgeschwindigkeit

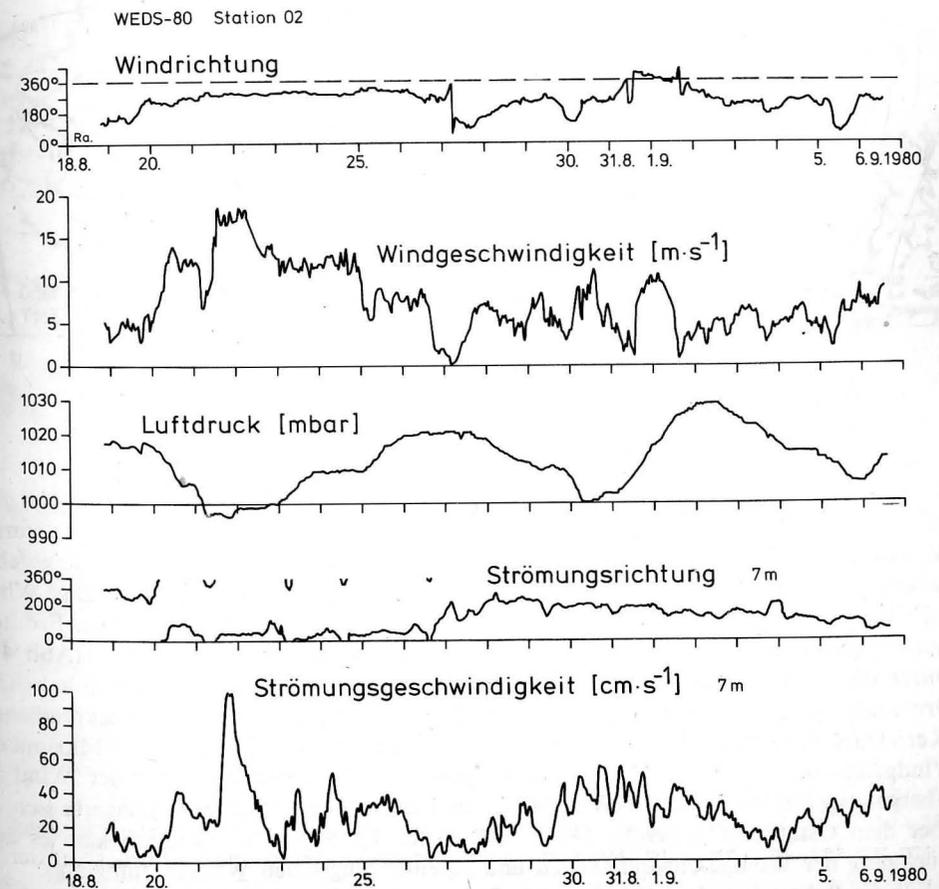


Abb. 3. Stündliche Variationen von Windrichtung und -geschwindigkeit, Luftdruck sowie von Strömungsrichtung und -geschwindigkeit in 7 m Tiefe an der Station 02 vom 18. August—6. September 1980

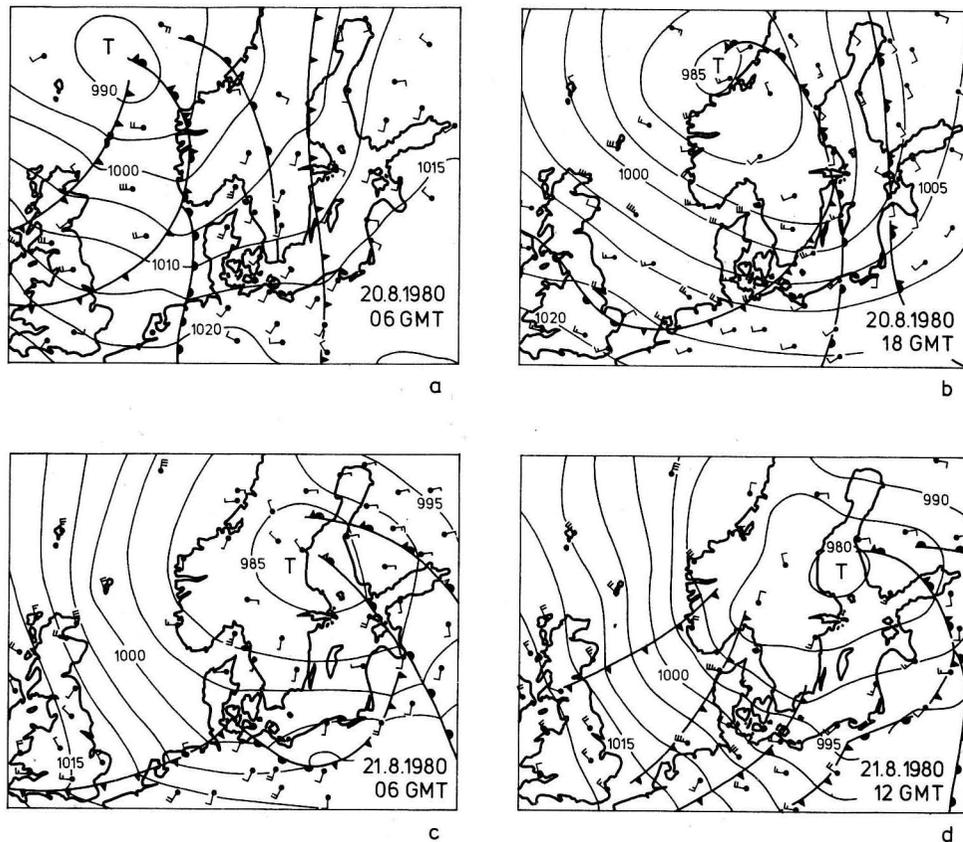


Abb. 4. Bodenwetterkarten während der Sturmphase am 20. und 21. August 1980
(nach Arbeitskarten des SWD Warnemünde; Anonym, 1980)

8–10 m/s mit Richtungen aus SW, während nach Durchgang der Front Westwind von über 20 m/s beobachtet wurde. Über der gesamten Nordsee wehte zu diesem Zeitpunkt starker Westwind, der bei der weiteren Verlagerung der Fronten auch auf das Übergangsgebiet zwischen Nord- und Ostsee übergriff, während in der westlichen Ostsee noch mäßige Winde aus SW gemessen wurden (Abb. 4a). Am 20. August um 18 Uhr GMT hatte das Frontensystem bereits die Station 02 passiert. Der Wind wehte nun aus W mit 12–14 m/s (Abb. 4b). Durch die Ost- bis Südostverlagerung des Tiefs und den damit verbundenen anhaltenden Druckfall über der Ostsee kam es zu einer weiteren Verstärkung des Luftdruckgradienten (Kerndruck 985 mbar). An der Station 02 wurden am 21. August kurzzeitige Maxima der Windgeschwindigkeit von 21 m/s aus W gemessen. Gleichzeitig drehte der Wind im Übergangsgebiet von W auf NW (Abb. 4c und d). In den Folgetagen verlagerte sich ein über dem Ostatlantik liegendes Hoch nach Osten bis Südosten. Dadurch kam es zum Rückgang der Windgeschwindigkeiten und zu einer langsamen Wetterberuhigung.

Für die *Relaxationsphase* (25. August–7. September) war die mäßige bis schwache westliche Höhenströmung typisch. Ab 25. August erlangte das von den Britischen Inseln bis nach Südeuropa reichende Hochdruckgebiet Einfluß auf unser Untersuchungsgebiet.

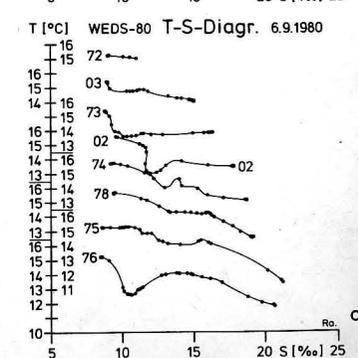
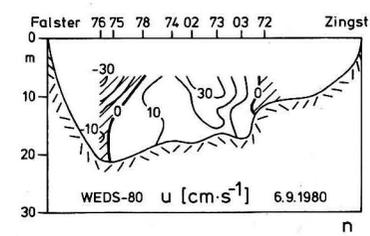
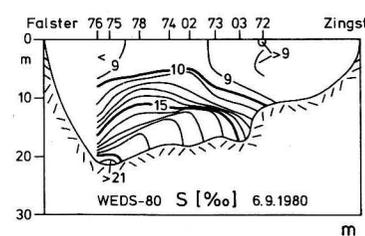
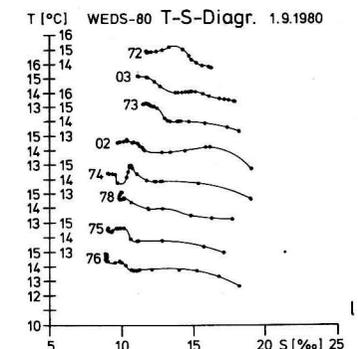
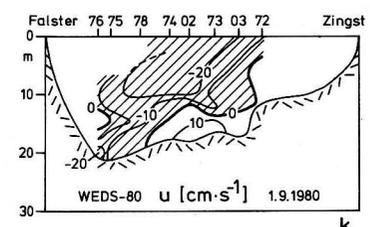
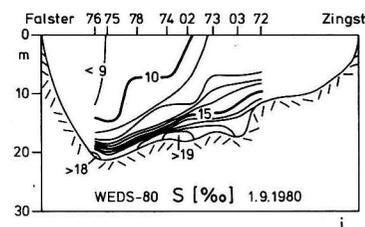
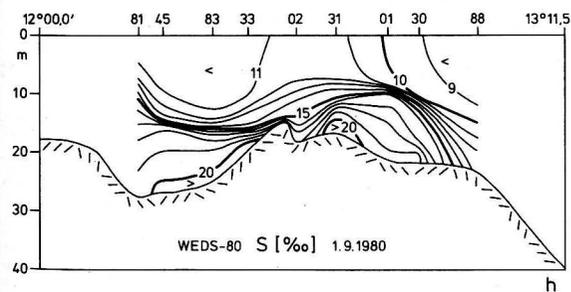
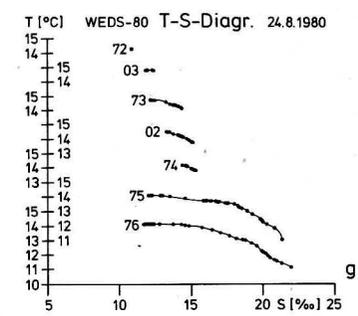
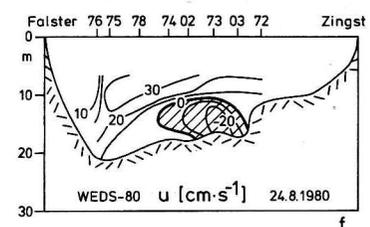
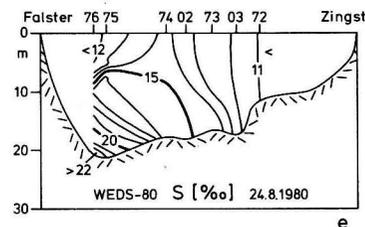
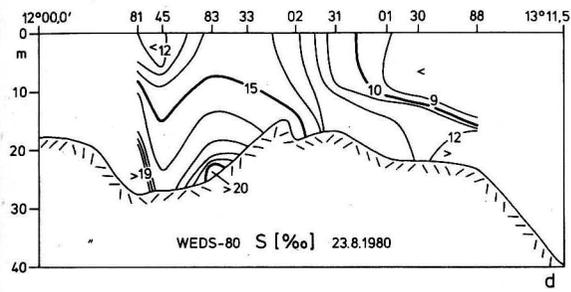
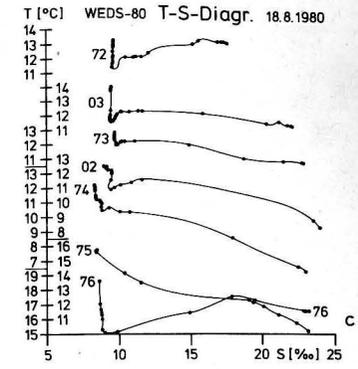
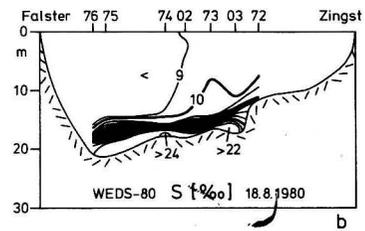
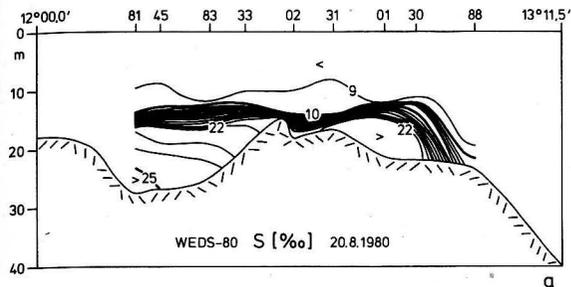


Abb. 5. (zu MATTHÄUS/FRANCKE/LASS/SCHWABE, S. 43ff.)
 Verteilungen des Salzgehaltes auf dem Längsschnitt Kadet-Rinne—Arkonabecken sowie des Salzgehaltes und der Longitudinalkomponenten der Strömung auf dem Schnitt Falster—Zingst und die dazugehörigen T/S-Diagramme zu ausgewählten Zeitpunkten

Die Windgeschwindigkeit nahm weiter ab und betrug in der Nacht vom 26. zum 27. August an der Station 02 weniger als 1 m/s. Der Wind dreht auf E bis S. Mit der langsamen Ostverlagerung eines über dem Atlantik liegenden Tiefs verstärkte sich die westliche Höhenströmung, mit der wieder Störungen auf das Beobachtungsgebiet übergriffen und den Hochdruckeinfluß beendeten. Eine am 28. August über der Biskaya liegende Wellenstörung entwickelte sich zu einem rasch nach Osten ziehenden Tiefdruckgebiet, das am 30./31. August die Station 02 überquerte. Damit verbunden war eine Zunahme der Windgeschwindigkeit an der Station auf 10–11 m/s (Abb. 3). Anschließender großräumiger Luftdruckanstieg über Mitteleuropa begünstigte die Ostverlagerung eines über den Azoren liegenden Hochs, das ab 1. September für das Beobachtungsgebiet von Bedeutung wurde. Die Windgeschwindigkeit nahm ab und erreichte an der Station 02 Werte von 5–6 m/s mit Richtungen von S bis SW.

4.4. Zeitliche und räumliche Variationen

4.4.1. Vorsituation

Die Vorsituation war durch eine typische sommerliche Ausstromlage gekennzeichnet. In der westlichen Ostsee war ein langsames Absinken des Wasserstandes bis etwa 20 cm unter den Mittelwert zu beobachten. Bis zum 20. August setzte die Strömung im 7 m-Horizont der Station 02 mit 5–20 cm/s in westliche Richtungen (Abb. 3). Am Grund war schwacher Einstrom zu erwarten.

Im Untersuchungsgebiet hatte sich eine sehr starke haline Schichtung aufgebaut. Am 15./16. August war die Beltseegrenzfläche an der Oberfläche weit in Richtung Kattegat verschoben, reichte am Boden jedoch über die Darßer Schwelle hinüber bis in den Bereich der Station 01. In der Kadet-Rinne lagerte Wasser mit Salzgehalten $>25\text{‰}$ und Temperaturen $<10\text{ °C}$, während am SW-Rand des Arkonabeckens (Station 30 und 88) bis zum Meeresgrund Salzgehalte zwischen 9 und 10‰ auftraten.

Die Beltseegrenzfläche wies in NW-SE-Richtung, also quer zum Kanal, eine Neigung auf (Abb. 5b) wobei sie aus 18 m unter der dänischen Küste (76) auf etwa 15 m an der

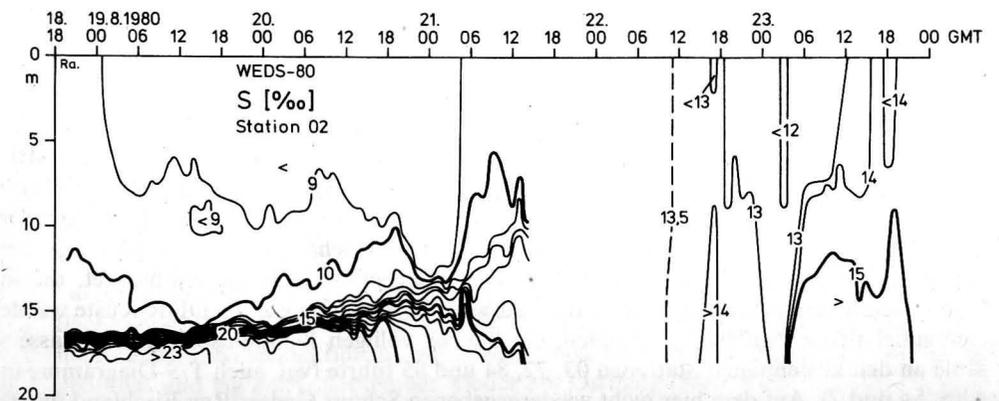


Abb. 6. Isoplethendarstellung des Salzgehaltes an der Station 02 vom 18.—23. August 1980

DDR-Küste (03) anstieg. Das T/S-Diagramm vom 18. August (Abb. 5c) zeigte die typische Verteilung von ausströmendem salzarmen warmen Ostseewasser — bevorzugt unter der dänischen Küste — mit scharfem Sprung zum einströmenden salzreichen kühlen Beltseewasser in Grundnähe. Das thermisch geschichtete Oberflächenwasser wies auf eine geringe Durchmischung hin. — (Abb. 5 siehe Faltblatt-Beilage!)

Zum Ende der Ausstromlage hatte sich die haline Schichtung offenbar noch verstärkt. An der Station 02 lag das Zentrum des halinen Sprungs zwischen 16 und 17 m (Abb. 6). Unterhalb der Sprungschicht wurde Wasser mit mehr als 23‰ und Temperaturen unter 11 °C beobachtet. Die gemessenen Salzgehaltsgradienten waren größer als 12‰ m⁻¹ und erreichten Werte bis zu 10–11‰ auf 2–3 Dezimetern!

4.4.2. Sturmphase

Mit der Verstärkung des Windes ab 20. August und der Drehung von südlichen auf westliche Richtungen begann ein schnelles Absinken des Wasserstandes in der westlichen Ostsee bis auf 50 cm unter Mittelwasser am 21. und 22. August. Im Oberflächenbereich der Station 02 setzte die Strömung zunächst mit Geschwindigkeiten von 20–40 cm/s, später mit über 100 cm/s in Richtungen zwischen E und N (Abb. 3).

Zu Beginn der Einstromlage am 20. August hatte sich ein Ballen salzreichen kühlen Wassers ($S > 22‰$, $T < 11 °C$) am Boden über die Schwelle geschoben und begann ins Arkonabecken abzufließen (Abb. 5a). Die Beltseegrenzfläche hatte sich am Boden bis über die Station 30 hinaus nach Osten verlagert.

Mit der zunehmenden Einwirkung des äußeren meteorologischen Kraftfeldes begann die Auflösung der Schichtung im Bereich der Schwelle, die am Beispiel der Station 02 deutlich wird (Abb. 6). Ab 20. August fächerte die haline Schichtung langsam auf unter gleichzeitiger Verlagerung des Zentrums in geringere Tiefen. Der Abbau erfolgte sowohl von der Oberfläche her als auch vom Boden. Während zu Beginn des 20. August Salzgehalt und Temperatur zwischen Oberfläche und Grund von 9–22‰ bzw. von 13–11 °C schwankten, wurden am 21. August um 14 Uhr GMT nur noch Werte von 10–14‰ bzw. um 14 °C beobachtet. Am 22. August war die Schichtung über der Schwelle völlig aufgelöst, die Isolinien zeigten eine vertikale Struktur. Der Salzgehalt der gesamten Wassersäule war auf 13–14‰ angestiegen (Abb. 6), die Temperaturen wiesen 14,6–14,8 °C auf. Die vollständige Auflösung der Schichtung über der Schwelle ist innerhalb weniger Stunden vor sich gegangen. Ab 23. August begann dann mit dem Nachlassen des Windes der langsame Wiederaufbau, der jedoch ungefähr eine Woche dauerte.

Die Salzgehaltsverteilungen der Schnitte Kadet-Rinne-Arkonabecken (Abb. 5d) und Falster-Zingst (Abb. 5e) deuten an, daß die haline Schichtung in den tieferen Teilen beiderseits der Schwelle offenbar nicht völlig zerstört wurde. Es zeigte sich eine deutliche räumliche Variation der Schichtung zwischen der dänischen und der DDR-Küste. Unter der dänischen Küste wurde am 24. August sowohl auf dem Schnitt Falster-Zingst (Abb. 5e) als auch Falster-Darß (Abb. 7) eine markante Salzgehaltsschichtung beobachtet, die in 7–8 m sogar Gradienten bis zu 6‰ m⁻¹ aufwies. In Richtung auf die DDR-Küste wurde eine zunehmende Auflösung gefunden, die bis zur völligen Durchmischung der Wassersäule an den küstennahen Stationen 03, 72, 84 und 85 führte (vgl. auch T/S-Diagramme in Abb. 5g und 7). Auf dem hier nicht wiedergegebenen Schnitt Gedser-Rev-Fischland (westlich des Gedser Rev) war dagegen die Wassersäule über die gesamte Breite des Schnitts bis

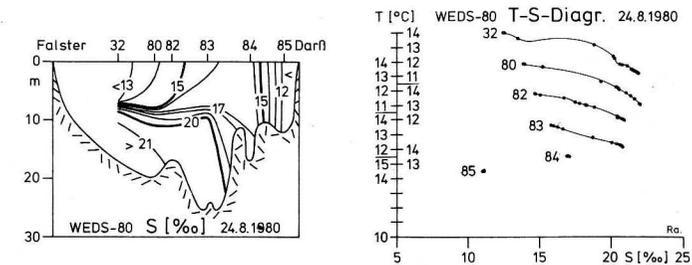


Abb. 7. Verteilung des Salzgehaltes auf dem Schnitt Falster—Darß am 24. August 1980 und die dazugehörigen T/S-Diagramme

in Tiefen über 20 m nahezu vollständig durchmischt. Diese Beobachtungen könnten ein Hinweis auf den bei Stürmen wirkenden Einfluß der Küste auf den Prozeß der Schichtungsauflösung im Bereich der Schwelle sein, die bei W- bis NW-Winden einer Auflösung unter der dänischen Küste entgegenwirkt.

Die räumliche Variation der Vermischungsvorgänge verursachte eine starke Modifikation der horizontalen und vertikalen Verlagerung der Beltseegrenzfläche. Schnelle vertikale Vermischung kann offenbar Phasenbewegungen der Grenzfläche bewirken, die eine plötzliche räumliche Verlagerung vortauschen.

Am 24. August war Einstrom in die Ostsee nahezu auf dem gesamten Querschnitt der Darßer Schwelle zu beobachten (Abb. 5f). Lediglich im Bereich der Stationen 74 bis 03 wurde in der Tiefe Ausstrom registriert.

Während der Sturmphase zeigte die Verteilung des Oberflächensalzgehaltes (9–19‰) eine generelle Struktur quer zum Kanal mit den geringeren Werten über dem Osthang der Schwelle und den höchsten auf dem Schnitt Gedser Rev-Fischland. Die Verteilung des Bodensalzgehaltes (11–23‰) wies dagegen eine Struktur längs des Kanals auf, wobei sich unter der dänischen Küste das salzreiche Wasser befand.

Die Salzgehaltsschnitte deuteten im gesamten Bereich der Schwelle auf lokal begrenzte Divergenzen an der Oberfläche hin (Abb. 5d, e und Abb. 7), die offensichtlich die Schichtung modifizieren und für den Schnitt Falster-Zingst teilweise aus der hier nicht dargestellten Transversalkomponenten der Strömung erklärt werden können.

4.4.3. Relaxationsphase

Ab Ende der Sturmphase lag der Wasserstand in der westlichen Ostsee — bedingt durch den Stau im Kattegat und den langsamen Rückgang des Einstroms in die Ostsee — im allgemeinen über den Normalwerten, zeigte aber neben der halbtägigen Gezeit Schwingungsercheinungen in der Größenordnung von Tagen. Die Schichtung baute sich langsam wieder auf, erreichte aber nicht die Stabilität wie vor dem Sturm (Abb. 5h, i, m). Die Beltseegrenzfläche verlagerte sich an der Oberfläche in die Beltsee zurück und reichte am Boden zunächst noch ins Arkonabecken hinein, wurde aber auch hier langsam gegen die Schwelle zurückgedrängt und lag am 1. September wieder am Osthang (Abb. 5h).

Im Bereich der Schwelle baute sich eine gegen die DDR-Küste ansteigende haline Sprungschicht auf, die sich im Laufe des verbleibenden Beobachtungszeitraumes verstärkte

(z. B. Abb. 5i) oder auffächerte (z. B. Abb. 5m). In der Tiefe setzte der quantenweise Transport salzreichen, mäßig warmen Beltseewassers ($19-20\%$, $<13\text{ °C}$) in das Arkonabecken ein (z. B. Abb. 5h), der im Bereich des Schnittes Falster-Zingst vorrangig auf dem zur DDR-Küste ansteigenden Hang vor sich ging (Abb. 5k, n). Nach kräftigem Einstrom während der Sturmphase (vgl. auch Abb. 3) begann ab 26. August der verstärkte Ausstrom von Ostseewasser. Die Strömungsmessungen wiesen vorrangig unter der dänischen Küste auf Ausstrom im Oberflächenbereich, teilweise aber auch bis in Grundnähe (Abb. 5k). Im Bereich der DDR-Küste war überwiegend Einstrom zu beobachten, so daß von einer Zweiteilung der Strömung im Kanal gesprochen werden kann. Die Messungen zeigten aber auch Fälle, bei denen im zentralen Teil Ausstrom, unter der dänischen und DDR-Küste dagegen Einstrom auftrat oder die umgekehrte Situation (z. B. Abb. 5n). Man kann also auch mit einer Dreiteilung der Strömungsverhältnisse rechnen.

Ausgehend von der dänischen Küste wurden ab 26. August immer größere Teile des Querschnitts Falster-Zingst vom Ausstrom erfaßt. Mit dem Beginn des Ausstroms an der Station 02 setzte hier auch der verstärkte Aufbau der halinen Schichtung ein. Innerhalb von 24 Stunden verlagerte sich die Sprungschicht aus etwa 5 m in Tiefen zwischen 10 und 15 m. Zum Monatswechsel wies nahezu der gesamte Querschnitt Ausstrom auf und es zeigte sich ein relativ scharfer haliner Sprung in Grundnähe (Abb. 5i, k). Anschließend verlagerte sich der Ausstrombereich wieder unter die dänische Küste. Am 6. September begann auch unter der DDR-Küste der Ausstrom salzarmen Ostseewassers (Abb. 5m, n, o), während der gesamte zentrale Teil durch Einstrom gekennzeichnet war (Abb. 5n). Die haline Sprungschicht über der Schwelle fächerte auf (Abb. 5m).

Strömungs- und Salzgehaltsverteilung zeigten auf den Schnitten gute Übereinstimmung (Abb. 5i, k, m, n). Die beschriebenen Pulsationen der Salzgehaltssprungschicht sind offenbar vorrangig an den Wechsel von Ein- und Ausstrom gebunden.

Auch während der Relaxationsphase waren häufig lokal begrenzte Divergenzen in der Oberflächenverteilung des Salzgehalts zu beobachten (z. B. Abb. 5h, m).

In der Verteilung des Oberflächensalzgehaltes begann infolge des verstärkten Vordringens von salzarmen Ostseewasser vom Seegebiet vor Møn ausgehend die Umstellung der Isohalinen längs zum Kanal. Bei den Isohalinen des Bodensalzgehalts blieb eine Struktur längs zum Kanal, wie sie bereits in der Sturmphase beobachtet wurde, erhalten.

4.4.4. Grundlegende Ergebnisse des Experiments

Die erfolgreiche Durchführung des Pilotprogramms WEDS-80 bestätigte die prinzipielle Möglichkeit für komplexe Experimente in dem durch sehr dichten Schiffsverkehr gekennzeichneten Untersuchungsgebiet.

Für die zeitlichen Skalen wurden Größenordnungen von Stunden bis zu zwei Wochen gefunden. Während die Auflösung der halinen Sprungschicht über der Schwelle in wenigen Stunden vor sich ging, erfolgte der Wiederaufbau in der Größenordnung von einer Woche. Pulsationen der Stärke der Sprungschicht in der Größenordnung von Tagen konnten beobachtet werden. Sie sind offenbar vorrangig an den Wechsel von Ein- und Ausstrom gebunden, für den während des Experiments eine Größenordnung von einer Woche festgestellt wurde.

Die räumlichen Skalen waren für die verschiedenen meteorologischen Situationen unterschiedlich. Vor und auch während der Sturmphase liefen die Prozesse sowohl im Strö-

mungs- als auch im Massengebiet über die gesamte Kanalbreite einheitlich ab. In der Relaxationsphase machte sich eine Zwei- und Dreiteilung bemerkbar. Die räumlichen Skalen in Kanallängsrichtung reichten über den untersuchten Bereich hinaus.

Die vertikale Schichtung wies in Abhängigkeit von der Situation einen unterschiedlichen Aufbau auf. Sowohl vor als auch nach der Sturmphase war eine dreifache Schichtung vorherrschend. Während des Sturmes trat — offenbar aus der Wirkung der Küste auf vertikale Vermischungsprozesse resultierend — eine räumlich variable zweifache bis einfache Schichtung auf.

Die räumliche Variation der vertikalen Durchmischung verursachte eine starke Modifikation in der horizontalen und vertikalen Lage der Beltseegrenzfläche. Im Gegensatz zu der bisher beschriebenen advektiv bedingten Verlagerung kann offenbar auch eine schnelle vertikale Vermischung Phasenbewegungen der Beltseegrenzfläche bewirken, die eine plötzliche räumliche Verlagerung vortäuschen.

Im gesamten Bereich der Darßer Schwelle konnten lokal begrenzte Divergenzen im oberflächennahen Salzgehalt beobachtet werden, die die Schichtung modifizieren. Die Divergenzen zeigen Ähnlichkeiten mit der räumlichen Anordnung der Divergenzen aus der Transversalkomponente der Strömung.

Die horizontale Salzgehaltsverteilung war an der Oberfläche während der Sturmphase durch eine quer zum Kanal aufgebaute Struktur der Isohalinen gekennzeichnet. In der Relaxationsphase begann infolge des verstärkten Vordringens von salzarmem Ostseewasser — vom Seegebiet vor Møn ausgehend — die Umstellung der Isohalinen in Kanallängsrichtung. Sowohl während als auch nach der Sturmphase wiesen die Linien gleichen Bodensalzgehaltes eine Struktur längs zum Kanal auf, wobei sich das salzreiche Wasser unter der dänischen Küste befand.

Eine detailliertere Auswertung der Strömungsverhältnisse auf der Darßer Schwelle während des Pilotprogramms WEDS-80 wurde von LASS, SCHWABE, MATTHÄUS und FRANCKE (1981) gegeben.

5. Schlußfolgerungen

Aus den Resultaten des Pilotprogramms WEDS-80 ergeben sich folgende Schlußfolgerungen für weitere Untersuchungen:

1. Das in Abb. 2 dargestellte Stationsnetz hat sich für die Untersuchungen prinzipiell als geeignet erwiesen, wobei ein weiterer ozeanologischer Schnitt Møn — Plantagenetgrund und einige Stationen im nordwestlichen Arkonabecken zusätzlich aufgenommen werden.
2. Das gleichzeitige Auftreten der verschiedenen zeitlichen Skalen bestätigt die Notwendigkeit einer Dauerstation im zentralen Teil des Untersuchungsgebietes.
3. Zum Studium der Wasseraustauschprozesse erweist sich die Kenntnis der aktuellen Lage und Struktur der Grenzflächen zwischen Ost- und Nordseewasser insbesondere im Bereich der Darßer Schwelle als notwendig.
4. Die Profilströmungsmessungen werden auf alle Stationen des Schnittes Falster-Zingst ausgedehnt und durch zusätzliche Bestimmungen der oberflächennahen Strömung mit Hilfe von Driftkörpern ergänzt.
5. Es muß geprüft werden, ob sich die Herkunft der Wassermassen im Bereich der Schwelle durch Bestimmung chemischer Parameter feststellen läßt.
6. Die notwendigen Pegelregistrierungen aus der gesamten Ostsee und dem Übergangs-

gebiet zur Nordsee müssen durch direkte Wasserstandsmessungen im zentralen Teil der Darßer Schwelle ergänzt werden.

7. Die aus den Ergebnissen des Experiments erkennbare große Bedeutung der tiefen Rinne südlich Møn für die Wasseraustauschprozesse über die Darßer Schwelle macht eine Einbeziehung von Untersuchungen dieses Teils der Schwelle in das Gesamtprogramm erforderlich.
8. Im November/Dezember 1981 bzw. Februar/März 1982 wurden die Experimente WEDS-81 und WEDS-82 auf der Basis der Ergebnisse der Pilotuntersuchungen 1980 durchgeführt.

Für die in Vorbereitung des Pilotprogramms durchgeführten Arbeiten und zahlreichen Diskussionen möchten wir unseren Kollegen Dipl.-Met. HERBERT FRANCK und Dr. HARTMUT PRANDKE unseren Dank aussprechen. Besonderer Dank gebührt auch den Kollegen Dipl.-Ing. SIEGFRIED KRÜGER für die Sicherstellung der ozeanologischen Arbeiten auf der Station 02, Meister GÜNTER PLÜSCHKE für die sorgfältige Vorbereitung des Einsatzes der Strömungsmesser LSK 801.2 und Ing. HENRY WILL für die Vorbereitung und den Einsatz des Profilströmungsmesser WPS II. Den Kapitänen OTFRIED ALBRECHT und GERHARD HERZIG sowie den Expeditions- und Besatzungskollektiven der Forschungsschiffe „Professor Albrecht Penck“ und „Alexander von Humboldt“ danken wir für die operative Zusammenarbeit während des Experiments. Für die Unterstützung bei der Durchführung der Untersuchungen WEDS-80 und die zusätzliche Bereitstellung von Datenmaterial sind wir dem Maritimen Observatorium Zingst der Karl-Marx-Universität Leipzig, dem Meteorologischen Dienst der DDR, dem Seehydrographischen Dienst der DDR und der Wasserwirtschaftsdirektion Küste zu Dank verpflichtet.

Literatur

- ANONYM, Arbeitswetterkarten der Seewetterdienststelle Warnemünde des Meteorologischen Dienstes der DDR. August 1980.
- BÖRNGEN, M., On the causes of the strong salt inflows into the Baltic. Proc. 11th Conf. Baltic Oceanographers, Rostock, **1** (1978), 305—315.
- BROGMUS, W., Eine Revision des Wasserhaushaltes der Ostsee. Kieler Meeresforsch. **9** (1952), 15—42.
- DICKSON, R. R., A recurrent and persistent pressure-anomaly pattern as the principal cause of intermediate-scale hydrographic variations in the European shelf seas. Dt. Hydrogr. Z. **24** (1971), 97—119.
- DIETRICH, G., Oberflächenströmungen im Kattegat, im Sund und in der Beltsee. Dt. Hydrogr. Z. **4** (1951), 129—150.
- FRANCK, H., Zu kurzzeitigen Temperaturänderungen am Südwestrand des Arkonabeckens. Beitr. Meereskunde H. **38** (1976), 103—117.
- FRANCKE, E., Some remarks on the current meter buoy anchored by the Institut für Meereskunde Warnemünde at the Darßer Schwelle. Paper, presented at the 5th Meeting of Experts on the Water Balance of the Baltic Sea, Rostock 1977.
- FRANCKE, E., A contribution to the investigations of the current conditions in the surface layer in the area of the Darss Sill. Proc. 12th Conf. Baltic Oceanographers, Leningrad 1980 (im Druck).
- FRANCKE, E., und HUPFER, P., Über die mittlere interdiurne Veränderlichkeit der Wassertemperatur und des Salzgehaltes im Übergangsbereich zwischen Nord- und Ostsee. Beitr. Meereskunde H. **10** (1963), 10—26.
- FRANCKE, E., und HUPFER, P., Ein Beitrag zur Untersuchung des Salzwassereintruchs im Winter 1975/76 in die Ostsee. Beitr. Meereskunde H. **44/45** (1980), 15—26.
- FRANCKE, E., LASS, U., MÖCKEL, F., und PLÜSCHKE, G., Der ozeanologische Strömungsmesser LSK 801. Beitr. Meereskunde H. **44/45** (1980), 127—137.
- FRANCKE, E., und NEHRING, D., Erste Beobachtungen über einen erneuten Salzwassereintruch in die Ostsee im Februar 1969. Beitr. Meereskunde H. **28** (1971), 33—47.

- HELM, R., Zum Problem der Strömungen im Fehmarnbelt. Beitr. Meereskunde H. **22** (1968), 25—40.
- JACOBSEN, J. P., Beitrag zur Hydrographie der Dänischen Gewässer. Medd. Komm. Havunders., Ser. Hydrogr. **2**, 2 (1913a), 1—94.
- JACOBSEN, J. P., Strommessungen in der Tiefe in Dänischen Gewässern in den Jahren 1909, 1910 und 1911. Medd. Komm. Havunders., Ser. Hydrogr. **2**, 3 (1913b), 1—43.
- JACOBSEN, J. P., Die Wasserumsetzung durch den Öresund, den Großen und den Kleinen Belt. Medd. Komm. Havunders., Ser. Hydrogr. **2**, 9 (1925), 1—72.
- JACOBSEN, J. P., Die Wasserbewegung in den Verbindungsstraßen zwischen der Ostsee und dem Kattegat. 5. Hydrol. Konf. Balt. Staaten, Helsinki 1936, Contr. 9b.
- JACOBSEN, T. S., Sea water exchange of the Baltic — measurements and methods. National Agency of Environmental Protection, Copenhagen 1980, 1—107.
- KÄNDLER, R., Der Einfluß der Wetterlage auf die Salzgehaltsschichtung im Übergangsbereich zwischen Nord- und Ostsee. Dt. Hydrogr. Z. **4** (1951), 150—160.
- KIELMANN, J., KRAUSS, W., und MAGAARD, L., Über die Verteilung der kinetischen Energie im Bereich der Trägheits- und Seichesfrequenzen der Ostsee im August 1964 (Internationales Ostseeprogramm). Kieler Meeresforsch. **25** (1969), 245—254.
- KIELMANN, J., KRAUSS, W., and KEUNECKE, K.-H., Current and stratification in the Belt Sea and the Arkona Basin during 1962—1968. Kieler Meeresforsch. **29** (1973), 90—111.
- KNUDSEN, M., De hydrografiske forhold i de danske farvande indenfor Skagen i 1894—98. Komm. for Vidensk. Unders. danske farvande **2**, 2 (1899), 19—79.
- KNUDSEN, M., Ein hydrographischer Lehrsatz. Ann. Hydrogr. Marit. Meteorol. **28** (1900), 316—320.
- KRAUSS, W., Zum System der internen Seiches der Ostsee. Kieler Meeresforsch. **19** (1963), 119—132.
- KRAUSS, W., Two-dimensional seiches and stationary drift currents in the Baltic Sea. ICES Special Meeting on Models of Water Circulation in the Baltic, Copenhagen 1974, Paper No. 10.
- KRÜMMEL, O., Die deutschen Meere im Rahmen der internationalen Meeresforschung. Veröff. Inst. Meereskunde u. Geogr. Inst. Univ. Berlin H. **6** (1904), 1—36.
- LANGE, W., Zu den Ursachen langperiodischer Strömungsänderungen im Fehmarnbelt. Kieler Meeresforsch. **31** (1975), 65—81.
- LASS, H. U., FENNEL, W., HELM, R., MÖCKEL, F., STURM, M., TILL, K.-H., WIECHERT, H., und WILL, H., Vorläufige Ergebnisse der Expedition des Forschungsschiffes „A. v. Humboldt“ in den äquatorialen Atlantik während des Globalen Wetterexperiments (FGGE) SOP II 1979. Beitr. Meereskunde H. **44/45** (1980), 89—107.
- LASS, H. U., SCHWABE, R., MATTHÄUS, W., und FRANCKE, E., Investigations of water exchange processes in the Darss Sill region. ICES-Paper, C.M. 1981/C: 33.
- LASS, H. U., WULFF, C., und SCHWABE, R., Methoden und Programme zur automatischen Meßfehlererkennung und -korrektur an ozeanologischen Vertikalprofilen. Beitr. Meereskunde H. **48** (1983), (im Druck).
- MAGAARD, L., und KRAUSS, W., Spektren der Wasserstandsschwankungen der Ostsee im Jahre 1958. Kieler Meeresforsch. **22** (1966), 155—162.
- MATTHÄUS, W., und FRANCK, H., Zur kurzzeitigen Veränderlichkeit der Schichtungsverhältnisse im Seegebiet der Darßer Schwelle. Beitr. Meereskunde H. **42** (1979), 95—110.
- MATTHÄUS, W., SCHWABE, R., FRANCKE, E., und LASS, H. U., Inflow patterns of saline water across the Darss Sill into the Baltic in summer 1980. Ann. Biol. **37** (1982).
- MÖCKEL, F., Die ozeanologische Meßkette OM 75, eine universelle Datenerfassungsanlage für Forschungsschiffe. Beitr. Meereskunde H. **43** (1980), 5—14.
- MÜLLER, G., Über den Einsatz der Flachwasser-Bojenstation „Schelf 73“. Seewirtschaft **6** (1974), 563—565.
- NIELSEN, A., Water level and current spectra from the Great Belt 1970. Rep. Inst. Phys. Ocean., Univ. Copenhagen, No. 22 (1973), 1—32.
- PEDERSEN, F. B., On the influence of a bridge across the Great Belt on the hydrography of the Baltic Sea. Proc. 11th Conf. Baltic Oceanographers, Rostock, **1** (1978), 366—377.
- SCHUBERT, O. v., Die Frage des Wasseraustausches zwischen Nord- und Ostsee. VI. Balt. Hydrol. Konf., Berlin 1938, Hauptber. 7.

- SCHULZ, B., Der Wasseraustausch zwischen Nord- und Ostsee. *Peterm. Mitt.*, Erg.-Bd. 45 (1930), 183—194.
- SCHULZ, B., Die Bilanz der Ostsee. VI. Balt. Hydrol. Konf., Berlin 1938, Hauptber. 21.
- SCHULZ, B., Hydrographische Untersuchungen in der Ostsee 1925 bis 1938 mit dem Reichsforschungsdampfer „Poseidon“. *Dt. Hydrogr. Z.*, Erg.-H. B, No. 1, Hamburg 1956.
- SPETHMANN, H., Küstenverlagerung und Meeresströmung zwischen Rügen und Alsen. *Z. Ges. Erdkunde Berlin* 7 (1912a), 527—532.
- SPETHMANN, H., Der Wasserhaushalt der Ostsee. *Z. Ges. Erdkunde Berlin* H. 10 (1912b), 738—754.
- STIGEBRANDT, A., Barotropic and baroclinic response of a semi-enclosed basin to barotropic forcing from the sea. Manuskript, Göteborg 1979 (zitiert nach JACOBSEN, 1980).
- SVANSSON, A., On the water exchange of the Baltic. 8th Conf. Baltic Oceanographers, Copenhagen 1972, Paper No. 26.
- WATTENBERG, H., Über die Grenzen zwischen Nord- und Ostseewasser. *Ann. Hydrogr. Marit. Meteorol.*, 69 (1941), 265—279.
- WITTING, R., Beiträge zur Kenntnis des Ostseegebietes — Die Hydrographie der Ostsee. *Z. Ges. Erdkunde Berlin* H. 10 (1912), 721—738.
- WOLF, G., Salzwassereinbrüche im Gebiet der westlichen Ostsee. *Beitr. Meereskunde* H. 29 (1972), 67—77.
- WOLF, G., Die haline Schichtung im Seegebiet der Darßer Schwelle. *Beitr. Meereskunde* H. 32 (1973), 137—146.
- WYRTKI, K., Die Dynamik der Wasserbewegungen im Fehmernbelt I und II. *Kieler Meeresforsch.* 9 (1953), No. 2, 155—170; 10 (1954a), 162—181.
- WYRTKI, K., Der große Salzeinbruch in die Ostsee im November und Dezember 1951. *Kieler Meeresforsch.* 10 (1954b), 19—25.

Anschrift der Verfasser:

Dipl.-Met. E. FRANCKE, Dr. rer. nat. H. U. LASS,
Dr. sc. nat. W. MATTHÄUS, Dipl.-Met. R. SCHWABE
Institut für Meereskunde der AdW der DDR
DDR-2530 Rostock-Warnemünde

Relationen der Phosphor- und Stickstoffverbindungen untereinander und zu anderen chemischen Größen der Ostsee

Von DIETWART NEHRING

Zusammenfassung: Von 1969—1978 durchgeführte Untersuchungen ergaben in der winterlich durchmischten Oberflächenschicht der Zentralen Ostsee ein mittleres Nitrat-Phosphat-Verhältnis von rund 6 bis 7:1 ($\mu\text{g-at./l}$). Unter Berücksichtigung der Summe von Nitrat-, Nitrit- und Ammoniumstickstoff betrug es etwa 7 bis 8:1. In der Beltsee, dem Gdanker Tief und dem Finnischen Meerbusen sind die Relationen der anorganischen Stickstoff- und Phosphorverbindungen größer. Das ozeanische Verhältnis von 16:1 wird aber auch in diesen Ostseeregionen nicht erreicht.

Im anoxischen Tiefenwasser sinkt das Verhältnis der anorganischen Stickstoff- und Phosphorverbindungen auf nahe 1:1 ab. Verantwortlich dafür sind Denitrifikationsprozesse sowie Austauschvorgänge zwischen Wasser und Sediment.

Weitere Untersuchungen betreffen die Zusammensetzung der organischen Substanz, die Veränderungen der Nährstoffkonzentrationen in Abhängigkeit von den Sauerstoffverhältnissen, dem Salzgehalt und dem pH-Wert.

Summary: According to investigations between 1969 and 1978 the mean ratio of nitrate to phosphate is about 6 to 7:1 ($\mu\text{g-at./l}$) in the mixed winter surface layer of the Baltic Proper, whereas the ratio of nitrate, nitrite, and ammonia to phosphate is roughly 7 to 8:1. In the Belt Sea, the Gdansk Deep, and the Gulf of Finland these ratios are higher but do not reach the oceanic ratio (16:1).

In the anoxic deep water of the Baltic the ratio of the inorganic nitrogen and phosphorus compounds decreases to nearly 1:1 caused by denitrification and by exchange of nutrients between water and sediment. Other investigations concern the composition of organic matter and the variations of the nutrient concentrations in relation to the oxygen conditions, salinity, and pH.

Bei ausreichendem Lichtangebot wird die Primärproduktion nicht allein durch die Konzentration des Phosphats sowie der Stickstoffverbindungen Nitrat, Nitrit und Ammonium bestimmt, sondern ist auch von der Relation dieser Nährstoffe in der euphotischen Schicht abhängig. Nach FLEMING (1940) enthält Plankton Stickstoff und Phosphor in einem Verhältnis von N:P = 16:1 ($\mu\text{g-at.}$). In diesem Verhältnis werden die stickstoff- und phosphorhaltigen Nährstoffe daher dem Meerwasser entzogen oder bei der Mineralisierung wieder zugeführt. In Übereinstimmung damit wurden für das Weltmeer Nitrat-Phosphat-Relationen von 15:1 (u. a. von REDFIELD, 1934, COOPER, 1937, 1938, RILEY, 1967) oder etwas niedriger (HOLM-HANSEN u. a., 1966, KETCHUM u. a., 1958), insbesondere in Meeresgebieten hoher geographischer Breiten (STEFÁNSSON, 1967) ermittelt.

Unter oxischen Bedingungen wird das Verhältnis der anorganischen Stickstoff- und Phosphorverbindungen vorwiegend durch den Nitrat- und Phosphatgehalt bestimmt. Im anoxischen Tiefenwasser wird dagegen Ammoniumstickstoff angereichert, während Nitrat- und Nitritstickstoff unbeständig sind.

Mit systematischen Untersuchungen über die Stickstoff-Phosphor-Relationen in der

Ostsee wurde erst Ende der 60iger Jahre begonnen, als nicht nur die analytischen Voraussetzungen für die Bestimmung des Nitratstickstoffs, sondern auch des Ammoniumstickstoffs geschaffen worden waren. Ältere Angaben (z. B. SEN GUPTA, 1967) sind zum Teil erheblich durch analytische Unzulänglichkeiten bei der Bestimmung dieser Stickstoffverbindung verfälscht. Da die Nährstoffkonzentrationen im allgemeinen in $\mu\text{g-at./l}$ oder $\mu\text{mol/l}$ angegeben werden, beziehen sich alle nachfolgenden Relationen auf diese Dimensionen und sind somit stöchiometrische Verhältnisse.

Das Verhältnis der anorganischen Stickstoff- und Phosphorverbindungen in der Ostsee ist durch große raum-zeitliche Schwankungen gekennzeichnet. Mit Ausnahme der Bottenwiek, wo es in der Oberflächenschicht wegen des niedrigen Phosphatgehalts auf 27 bis 40:1 (NIEMI, 1979) bzw. über 60:1 (FONSELIUS, 1978, 1979) ansteigt, liegt es in den anderen Ostseeregionen, insbesondere in den grundnahen Wasserschichten, unter der ozeanischen Relation (NEHRING u. a., 1969, SEN GUPTA, 1973, FONSELIUS, 1976). Trotz des zum Teil erheblichen Defizits an anorganischen Stickstoffverbindungen (Tab. 2) weicht die Zusammensetzung des Ostseeplanktons nur wenig von der des ozeanischen Planktons ab (SEN GUPTA, 1973, SEN GUPTA, KOROLEFF, 1973, VOIPIO, 1973). In der sommerlichen Oberflächenschicht der Bottenwiek wurde eine Ammonium-Phosphat-Relation nahe 16:1 beobachtet (VOIPIO, 1974), die dem Verhältnis entspricht, in dem diese beiden Nährstoffe beim biochemischen Abbau organischen Materials entstehen.

Durch vertikalen Austausch werden der euphotischen Schicht der Ostsee Nährstoffe in dem Verhältnis zugeführt, wie es im Tiefenwasser vorliegt. Dieser Prozeß und nicht die Mineralisierung ist für das in der winterlichen Oberflächenschicht vorliegende Stickstoff-Phosphor-Verhältnis verantwortlich. Im küstennahen Bereich wird das Nährstoffverhältnis außerdem durch den Abstoffeintrag vom Festland zugunsten des Phosphors verändert (NIEMI, 1979).

Untersuchungen über das Verhältnis der anorganischen Stickstoff- und Phosphorverbindungen in der Oberflächenschicht der Ostsee sind vor allem vor Beginn der Frühjahrsentwicklung des Phytoplanktons von Bedeutung, weil die im Vergleich zur ozeanischen Relation vorhandenen Disproportionen später infolge einsetzender Nährstoffverarmung verstärkt oder durch Remineralisierungsprozesse aufgehoben werden (vgl. auch VOIPIO, 1974). Der exakten Bestimmung der sehr geringen Nährstoffkonzentrationen in der sommerlichen Deckschicht sind außerdem methodische Grenzen gesetzt.

Seit dem Internationalen Ostseejahr 1969/70 (vgl. NEHRING, 1969) führt das Institut für Meereskunde der Akademie der Wissenschaften der DDR Untersuchungen über die Nährstoffverteilung in der Ostsee zwischen Beltsee und Finnischen Meerbusen durch. Abb. 1 enthält eine Auswahl der dabei bearbeiteten Stationen.

Aus Messungen, die 1969–1978 in der Jahreszeit geringster biologischer Aktivität erfolgten, wurde das mittlere Verhältnis der anorganischen Stickstoff- und Phosphorverbindungen berechnet. Im allgemeinen wurden die im Februar gewonnenen Werte benutzt. Nur im Östlichen Gotlandbecken, wo die Frühjahrsblüte erst Ende April, Anfang Mai beginnt (SCHULZ, KAISER, 1976), wurden Daten der im März/April durchgeführten Reisen verwendet. Wie Tab. 1 zeigt, war der Datenanfall in den einzelnen Teilgebieten unterschiedlich. Tab. 2 enthält Angaben über die mittleren Stickstoff-Phosphor-Verhältnisse. In Abhängigkeit von der durchmischten Schicht waren die zur Mittelbildung verwendeten Meßtiefen verschieden. Die erfaßte Schicht ist daher ebenfalls in Tab. 2 für das betreffende Seegebiet angegeben.

In der winterlich durchmischten Oberflächenschicht der zentralen Teile der Ostsee

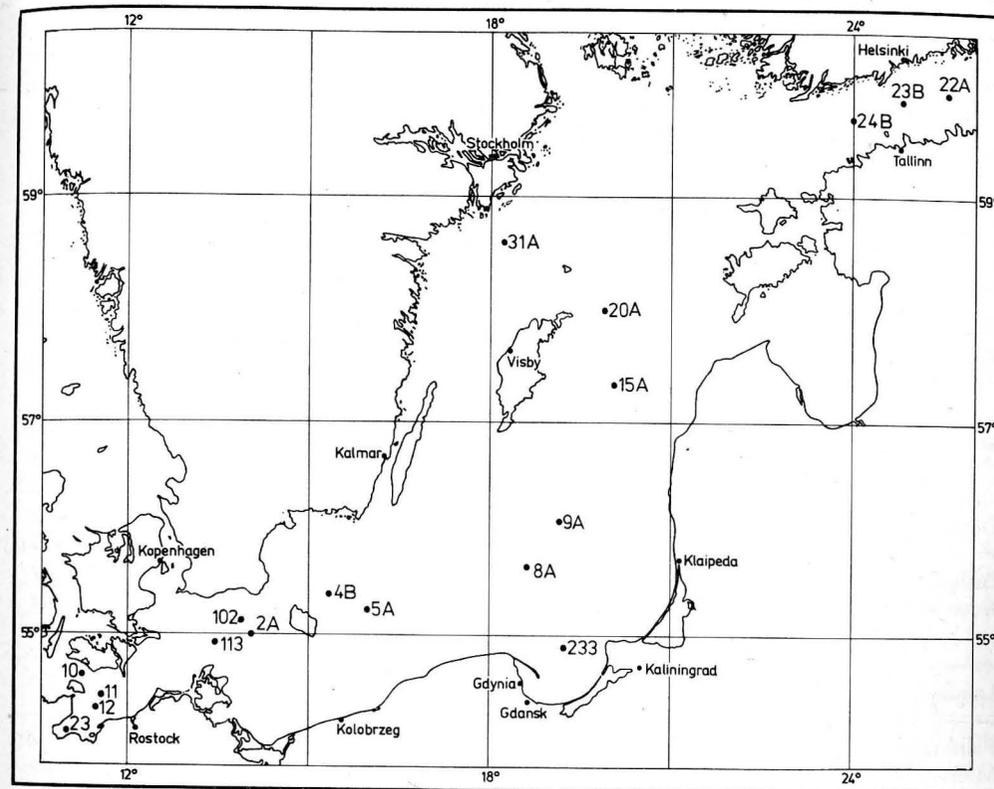


Abb. 1. Stationskarte

beträgt das mittlere Nitrat-Phosphat-Verhältnis 6 bis 7:1 (Tab. 2). In der Beltsee ist es signifikant höher als in der Gotlandsee. Im Gdasker Tief scheint es ebenfalls größer zu sein. Das höchste Verhältnis, das aber immer noch unter der ozeanischen Relation liegt, wurde jedoch im Finnischen Meerbusen ermittelt. Dabei muß berücksichtigt werden, daß dieses Gebiet im Winter nur 1975 von einem Forschungsschiff der DDR aufgesucht wurde. Jedoch geben auch RINNE u. a. (1980) für den Finnischen Meerbusen ein relativ hohes Stickstoff-Phosphor-Verhältnis an.

Das Nährstoffverhältnis in der winterlichen Oberflächenschicht der Ostsee wird vor allem durch die Nitratkonzentration bestimmt. Der Beitrag des Nitrit- und Ammoniumstickstoffs ist viel geringer (Tab. 2). Bei Berücksichtigung der Summe der anorganischen Stickstoffverbindungen ergibt sich für die zentralen Teile der Ostsee ein Verhältnis von 7 bis 8:1. Eine ähnliche Erhöhung ist auch in den anderen untersuchten Teilgebieten der Ostsee zu verzeichnen.

In der produktiven Jahreszeit verarmt die euphotische Schicht der Ostsee nicht nur an anorganischen Stickstoffverbindungen, sondern auch an Phosphat. Das im Winter in bezug auf das ozeanische Verhältnis vorhandene Stickstoffdefizit wird vermutlich durch die Stickstoffbindung heterocystenführender Blaualgen (HÜBEL, H., HÜBEL, M., 1976, 1980, RINNE u. a., 1980) und durch atmosphärischen Eintrag von Ammonium- und Nitrat-

Tabelle 1

Datum der Messungen in der winterlich durchmischten Oberflächenschicht der Ostsee

Gebiet	Station	Jahr									
		1969	1970	1971	1972	1973	1974	1975	1976	1977	1978
Beltsee	10			22. 2.			13. 2.	13. 2.		31. 1.	4. 2.
	11						13. 2.	13. 2.		31. 1.	4. 2.
	12			22. 2.			13. 2.	13. 2.		1. 2.	
	23			23. 2.			13. 2.	13. 2.		1. 2.	23. 2.
Arkonasee	113			12. 2.			14. 2.	15. 2.	18. 2.	5. 2.	5. 2.
	102	21. 2.		15. 2.			15. 2.	17. 2.	21. 2.	4. 2.	5. 2.
Bornholmsee	4B			18. 2.			16. 2.	18. 2.	19. 2.	8. 2.	
	5A	1. 3.			13. 2.	16. 2.	19. 2.	19. 2.	8. 2.	7. 2.	
Gdansker Tief	233			21. 2.	21. 2.	17. 2.	20. 2.		12. 2.	10. 2.	
Östliches	8A	27. 3.	25. 3.	30. 3.	8. 4.	1. 4.	27. 3.	10. 4.	7. 4.	3. 4.	30. 3.
Gotlandbecken	9A	27. 3.	26. 3.	30. 3.	9. 4.	1. 4.	27. 3.	10. 4.	7. 4.	3. 4.	30. 3.
	15A	28. 3.	27. 3.	29. 3.	9. 4.	30. 3.	28. 3.	11. 4.	8. 4.	3. 4.	31. 3.
Landsorttief	31A					19. 2.	26. 2.				
Finnischer Meerbusen	24B								24. 2.		
	23B								24. 2.		
	22A								25. 2.		

stickstoff (NEHRING, WILDE, 1979, 1981) ausgeglichen. Ähnlich wie in der Bottenwiek (NIEMI, 1979) kann die relativ geringe Stickstoffbindung in der Beltsee, die im Vergleich zur Arkona- und Bornholmsee im August 1975 beobachtet wurde (HÜBEL, H., HÜBEL, M., 1976), mit dem höheren Stickstoff-Phosphor-Verhältnis in dieser Ostseeregion zusammenhängen.

Besonders niedrig ist das Stickstoff-Phosphor-Verhältnis im anoxischen Tiefenwasser der Ostsee, wo es auf 1:1 und darunter absinkt (FONSELIUS, 1973, SEN GUPTA, 1973, NEHRING, 1974). Unter diesen Bedingungen ist Ammoniumstickstoff die einzige anorganische Stickstoffverbindung, die neben elementarem Stickstoff vorhanden ist. Abb. 2 zeigt die starke Abnahme des Stickstoff-Phosphor-Verhältnisses bei der Entstehung anoxischer Bedingungen in der grundnahen Wasserschicht von Stat. 5A im Bornholmbecken. Diese Abnahme beruht vor allem auf Denitrifikationsprozessen. Der starke Anstieg des Ammoniumstickstoffs, der mit der Schwefelwasserstoffbildung beginnt, wird im wesentlichen durch die Phosphatfreisetzung aus dem Sediment kompensiert. Dabei muß berücksichtigt werden, daß Ammoniumstickstoff ebenso wie Phosphat nicht nur beim biochemischen Abbau von organischer Substanz im Tiefenwasser entsteht, sondern unter anoxischen Bedingungen in erheblichen Mengen aus dem Sediment in den Wasserkörper übertritt (ENGVALL, 1977, BALZER, 1978).

Tabelle 2

Mittlere Verhältnisse der anorganischen Stickstoff- und Phosphorverbindungen in der winterlich durchmischten Oberflächenschicht der Ostsee (1969—1978)

Gebiet	Station	NO ₃ -N:PO ₄ -P (µg-at./l)				Σ(NO ₃ ⁻ + NO ₂ ⁻ + NH ₄ ⁺):PO ₄ -P (µg-at./l)				
		m*)	s**)	Max.	Min.	m*)	s**)	Max.	Min.	
Beltsee	10	11,5	2,9	16,6	7,6	14,8	3,3	18,9	9,4	
	0—10 m	11	9,2	2,0	11,6	6,4	11,8	1,9	12,9	8,6
	12	7,8	3,1	13,1	4,8	10,2	3,0	15,5	6,8	
Gesamtmittel	23	11,7	2,7	14,7	7,8	14,9	3,7	21,7	11,0	
		10,0	3,0	16,6	4,8	12,7	3,5	21,7	6,8	
Arkonasee	113	6,2	1,4	8,7	4,2	8,5	3,0	15,2	5,3	
	0—20 m	102	7,5	2,5	12,5	4,5	8,5	2,7	13,8	5,4
	Gesamtmittel		6,9	2,2	12,5	4,2	8,5	2,8	15,2	5,3
Bornholmsee	4B	5,6	1,1	7,3	3,2	6,1	1,7	8,9	3,6	
	0—30 m	5A	6,2	2,5	12,6	3,1	7,2	1,7	10,9	4,3
	Gesamtmittel		5,9	2,0	12,6	3,1	6,7	1,8	10,9	3,6
Gdansker Tief	233	8,7	3,4	14,1	2,9	11,1	3,0	16,4	6,4	
0—40 m										
Östliches	8A	5,9	1,1	8,3	3,3	7,2	1,1	9,4	5,1	
	Gotlandbecken	9A	6,6	2,1	11,9	4,1	7,7	2,7	19,6	5,0
0—40 m	15A	6,7	1,3	8,6	3,2	7,7	1,3	9,8	5,2	
	Gesamtmittel		6,4	1,6	11,9	3,2	7,5	1,9	19,6	4,9
Landsorttief	31A	7,4	0,8	8,2	6,3	7,7	0,6	8,4	7,2	
0—40 m										
Finnischer Meerbusen	24B	11,8	2,3	15,9	10,5	13,0	2,6	17,6	11,6	
	23B	11,4	0,8	12,5	11,6	12,5	0,8	13,6	11,6	
	0—40 m	22A	11,3	0,7	12,1	10,5	12,1	0,7	13,0	11,4
Gesamtmittel		11,5	1,4	15,9	10,5	12,5	1,5	17,6	11,4	

*) Mittel; **) Standardabweichung

Im Gotlandtief wurde in der Nitrifikationszone, die in 75—125 m Tiefe liegt, ein Nitrat-Phosphat-Verhältnis von 13,5:1 ermittelt (GIESKES, GRASSHOFF, 1971), das dem ozeanischen sehr nahe kommt. Zumeist ist aber auch in dieser Schicht ein niedrigeres Verhältnis vorhanden.

Von 1969—1978 wurde in der winterlich durchmischten Oberflächenschicht der Zentralen Ostsee eine Zunahme der Nitrat- und Phosphatkonzentrationen beobachtet (NEHRING, 1979, 1980). Parallel dazu zeigte auch die Nitrat-Phosphat-Relation vor allem nach 1973 einen signifikant ansteigenden Trend (NEHRING, 1981). Die zunehmenden Konzentrationen dieser beiden Nährstoffe in der grundnahen Wasserschicht der südöstlichen Gotlandsee

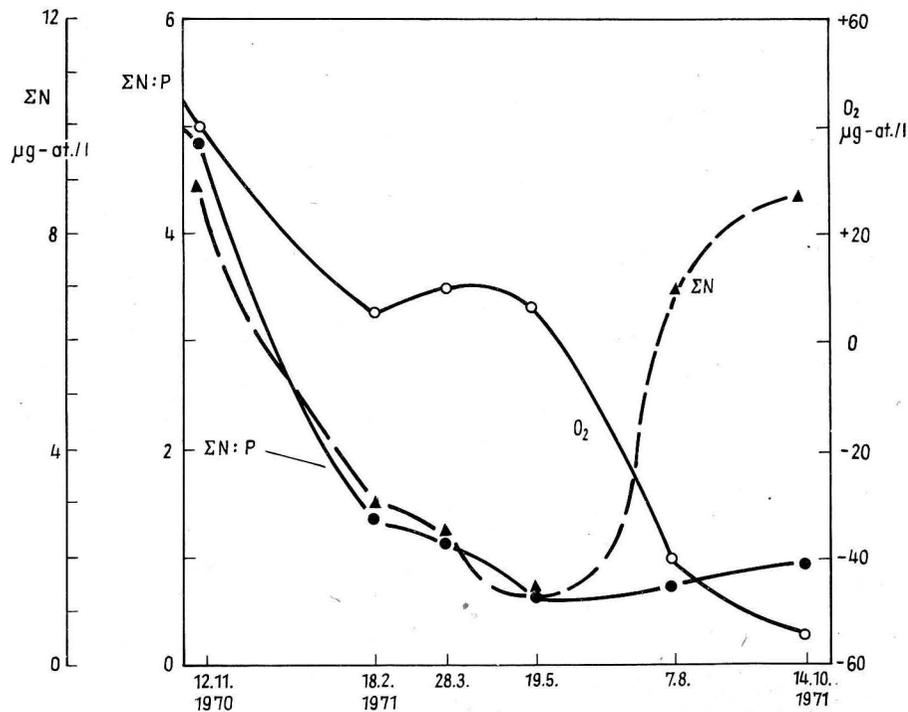
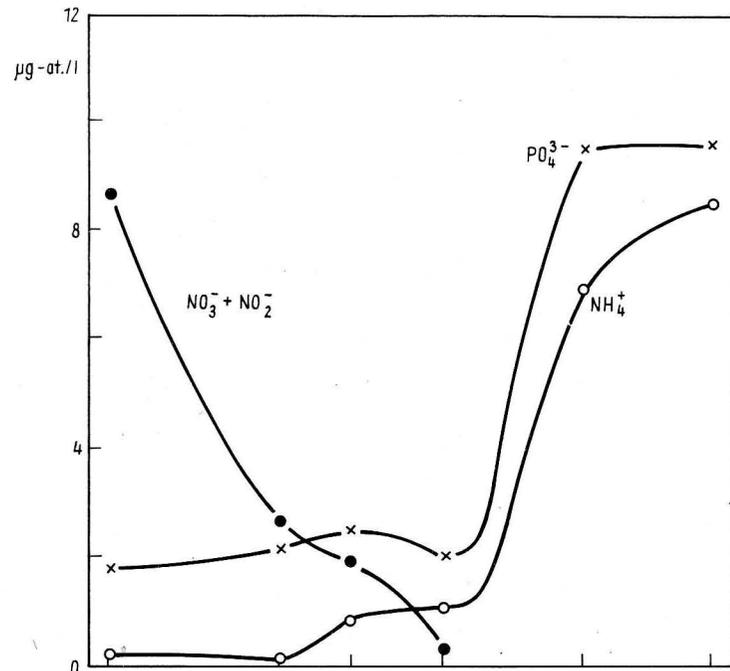


Abb. 2. Veränderungen in den Konzentrationen der anorganischen Stickstoff- und Phosphorverbindungen sowie der Stickstoff-Phosphor-Relation beim Übergang von oxischen zu anoxischen Bedingungen in der grundnahen Wasserschicht (88–90 m) von Stat. 5A im Bornholmbecken

sowie im 100 m-Horizont des Gotland-, Fårö- und Landsortiefs waren von 1968–1978 bzw. 1974–1978 ebenfalls durch einen statistisch gesicherten Anstieg dieses Verhältnisses gekennzeichnet. Als Ursachen des im Tiefenwasser beobachteten Anstiegs der Nitrat-Phosphat-Relation kommen sowohl eine andere Nährstoffzusammensetzung der advektiv zugeführten Wassermassen als auch eine verstärkte Nitrifikation infolge etwas günstigerer Sauerstoffverhältnisse (vgl. auch PERTILÄ u. a., 1980) in Frage.

Zwischen löslichem Silikat und Phosphat besteht eine konstante Beziehung, was zeigt, daß beide Substanzen im gleichen Verhältnis aus organischem Material mineralisiert werden (FONSELIUS, 1969, 1977, GIESKES, GRASSHOFF, 1971). Unter anoxischen Bedingungen verursacht jedoch die Freisetzung von Phosphat aus dem Sediment, die in viel stärkerem Maße als beim Silikat erfolgt (BALZER, 1978), Abweichungen.

Für den in organischer Bindung vorliegenden Stickstoff und Phosphor der Ostsee wurde ein mittleres Verhältnis von 44:1 erhalten (NEHRING, BRÜGMANN, 1977 b, vgl. auch NEHRING u. a., 1978), das erheblich über dem ozeanischen von 15 bis 20:1 liegt (NEHRING, BRÜGMANN, 1977 a). Bei der Untersuchung der organischen Substanz in unfiltrierten Ostseewasserproben betrug das mittlere C:N:P-Verhältnis etwa 2000:80:1 (PERTILÄ, TERVO, 1979). Obgleich es in weiten Grenzen schwankte, war das Verhältnis C:N = 23 bis 25:1 weitgehend konstant. Der hohe Gehalt an organischem Kohlenstoff und Stickstoff muß im Zusammenhang mit den Humusstoffen gesehen werden (SEN GUPTA, 1973, FONSELIUS, 1976), die den wesentlichsten Anteil der organischen Substanz der Ostsee ausmachen und arm an Phosphor sind. Das nach älteren Untersuchungen von BUCH (1949) ermittelte Verhältnis von 159:15:1 ist wahrscheinlich aufgrund analytischer Unzulänglichkeiten zu niedrig.

Infolge chemischer Umsetzungen, die mit dem Wechsel von anoxischen und oxischen Bedingungen zusammenhängen, bestehen in der Ostsee zwischen dem Sauerstoffdefizit (englisch: *apparent oxygen utilization*, AOU) und der Phosphatkonzentration im allgemeinen keine konstanten Beziehungen (GIESKES, GRASSHOFF, 1971, vgl. auch JURKOVSKIJ, 1981). Oberhalb der zeitweise anoxischen Tiefenschicht wurde jedoch ein konstantes Verhältnis von AOU:P = 378:1 ermittelt (SEN GUPTA, 1973), das über dem ozeanischen Verhältnis von 276:1 (REDFIELD u. a., 1963) liegt. In neueren Untersuchungen (SHAFFER, 1979) wurde gezeigt, daß das Verhältnis Sauerstoffverbrauch/Phosphatregenerierung 300:1 beträgt, der biochemische Abbau von organischer Substanz im Tiefenwasser der Ostsee somit ähnlich wie im Weltmeer verläuft.

Regional begrenzt geltende Beziehungen bestehen auch zwischen der Phosphatanreicherung und der Abnahme des Salz- und Sauerstoffgehalts während der Stagnationsperioden. Entsprechende Beispiele für das Bornholmbecken sind in Abb. 3 enthalten. Auf die enge Korrelation zwischen dem Anstieg des Phosphatgehalts und dem Rückgang der Salz- und Sauerstoffkonzentrationen in der grundnahen Wasserschicht des Gotlandtiefs wurde von MATTHÄUS (1973) sowie von JURKOVSKIJ (1981) hingewiesen, nachdem bereits KALLE (1943) auf das inverse Verhalten dieser Größen aufmerksam gemacht hatte.

Korrelationen wurden ferner zwischen dem Phosphatgehalt und der Schwefelwasserstoffkonzentration festgestellt (GIESKES, GRASSHOFF, 1969). Sie scheinen jedoch in weiten Grenzen zu schwanken (NEHRING u. a., 1971, JURKOVSKIJ, 1981) bzw. in den einzelnen Stagnationsperioden unterschiedlich zu sein.

Zwischen dem Anstieg des Phosphatgehalts und der Abnahme des pH-Wertes bis etwa 7,1 besteht eine lineare Beziehung (FONSELIUS, 1967, 1969, GIESKES, GRASSHOFF, 1969). Diese Korrelation beruht auf biochemischen Abbauprozessen, bei denen Phosphat und Kohlen-

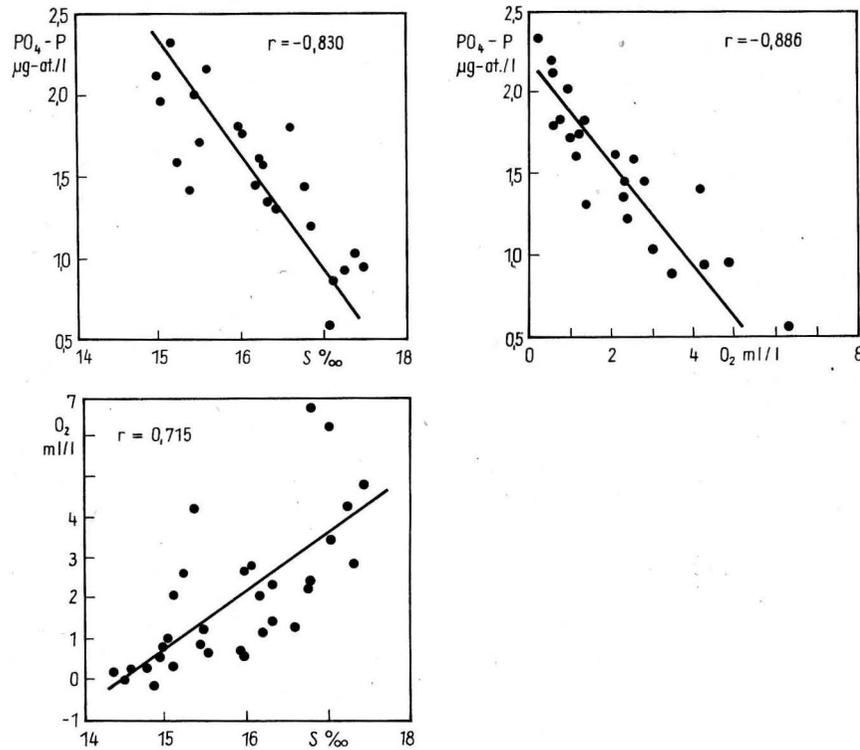


Abb. 3. Korrelationen ausgewählter chemischer Größen in der grundnahen Wasserschicht (88–90 m) von Stat. 5A im Bornholmbecken (Stagnationsperiode vom 15. 5. 1972–17. 5. 1975)

dioxid entstehen. Unter anoxischen Bedingungen verliert sie ihre Gültigkeit infolge Phosphatfreisetzung aus dem Sediment. Die Korrelation zwischen Phosphat und pH-Wert wurde von ALEXANDROVSKAYA (1970) benutzt, um die Reaktivierung dieses Nährstoffes aus dem Tiefenwasser der Ostsee zu charakterisieren.

Literatur

- ALEXANDROVSKAYA, N. B.: Das Regime des Phosphats in der Ostsee (1961–1965). *Trudy BaltNIIRChA* 4 (1970), 19–31 (in russ.).
- BALZER, W.: Untersuchungen über Abbau organischer Materie und Nährstoff-Freisetzung am Boden der Kieler Bucht beim Übergang vom oxischen zum anoxischen Milieu. *Rep. SFB 95 Wechselwirkung Meer-Meeressboden Nr. 36* (1978), 1–126.
- BUCH, K.: Über den biochemischen Stoffwechsel in der Ostsee. *Kieler Meeresforsch.* 6 (1949), 31–44.
- COOPER, L. H. N.: On the ratio of nitrogen and phosphorus in the sea. *J. Mar. Biol. Ass. U.K.* 22 (1937), 177–204.
- COOPER, L. H. N.: Redefinition of the anomaly in the nitrate-phosphate ratio. *J. Mar. Biol. Ass. U.K.* 23 (1938), 179–182.
- ENGVALL, A.-G.: Nitrogen exchange at the sediment-water interface. *Ambio Spec. Rep.* 5 (1977), 141–146.

- FLEMING, R. H.: The composition of plankton and units for reporting population and production. *Proc. Sixth Pacific Sci. Cong. Calif.* 3 (1940), 535–540.
- FONSELIUS, S. H.: Hydrography of the Baltic deep basins II. *Fishery Board of Sweden, Ser. Hydrogr.* 20 (1967), 1–31.
- FONSELIUS, S. H.: Hydrography of the Baltic deep basins III. *Fishery Board of Sweden, Ser. Hydrogr.* 23 (1969), 1–97.
- FONSELIUS, S. H.: On nitrate and ammonia in the Baltic deep water. *Medd. Havsfiskelab., Lysekil* 152 (1973), 1–9.
- FONSELIUS, S. H.: On the nutrient variability in the Baltic. *Ambio Spec. Rep.* 4 (1976), 17–25.
- FONSELIUS, S. H.: On the distribution of nutrients in the Baltic water. *Ambio Spec. Rep.* 5 (1977), 95–102.
- FONSELIUS, S. H.: On nutrients and their role as production limiting factors in the Baltic. *Acta hydrochim. hydrobiol.* 6 (1978), 329–339.
- FONSELIUS, S. H.: Nutrient relations in Baltic surface waters. Review and workshop on river inputs to ocean systems (RIOS). Rome 1979, paper, 1–5.
- GIESKES, J. M. T., GRASSHOFF, K.: A study of the variability in the hydrochemical factors in the Baltic Sea on the basis of two anchor stations September 1967 and May 1968. *Kieler Meeresforsch.* 25 (1969), 105–132.
- GIESKES, J., GRASSHOFF, K.: Some correlations of chemical factors in the central Baltic Sea. *Ber. dt. wiss. Kommn. Meeresforsch.* 22 (1971), 211–218.
- HOLM-HANSEN, O. J., STRICKLAND, D. H., WILLIAMS, P. M.: A detailed analysis of biological important substances in a profile off Southern California. *Limnol. Oceanogr.* 11 (1966), 548–561.
- HÜBEL, H., HÜBEL, M.: Nitrogen fixation in coastal waters of the Baltic. *EUTROSYM 76, Karl-Marx-Stadt 1976, Bd. 3*, 181–191.
- HÜBEL, H., HÜBEL, M.: Nitrogen fixation during blooms of *Nodularia* in coastal and backwaters of the Arkona Sea (Baltic Sea) in 1974. *Intern. Revue ges. Hydrobiol.* 65 (1980), 793–808.
- JURKOVSKI, A. K.: Phosphor. In: *Abrisse der Bioproduktivität der Ostsee. RGW 1981* (in russ.), im Druck.
- KALLE, K.: Die große Wasserumschichtung im Gotland-Tief vom Jahre 1933/34. *Ann. Hydrogr. Marit. Meteorol.* 28 (1943), 586–590.
- KETCHUM, B. H., VACCARO, R. F., CORWIN, N.: The annual cycle of phosphorus and nitrogen in New England coastal waters. *J. Marine Res.* 17 (1958), 281–301.
- MATTHÄUS, W.: Zur Hydrographie der Gotlandsee III. Die Variation der Sauerstoffverhältnisse im Tiefenwasser des Gotlandtiefs auf 57° 20' N, 20° E (F81 bzw. BY 15A). *Beitr. Meeresk. H.* 32 (1973), 115–136.
- NEHRING, D.: Internationales Ostseejahr 1969/70. *Urania* 32 (1969), 60–63.
- NEHRING, D.: Untersuchungen zum Problem der Denitrifikation und Stickstoffentbindung im Tiefenwasser der Ostsee. *Beitr. Meeresk. H.* 33 (1974), 135–139.
- NEHRING, D.: Relationships between salinity and increasing nutrient concentration in the mixed winter surface layer of the Baltic from 1969 to 1978. *ICES C.M. 1979/C:24*, 1–8.
- NEHRING, D.: Salinity and increasing nutrient concentrations in the mixed winter surface layer of the Baltic from 1969 to 1978. *Ann. Biol.* 35, 1978 (1980), 104–106.
- NEHRING, D.: Langzeittrends des Phosphat- und Nitratgehalts in der Ostsee. *Beitr. Meeresk. H.* 47 (1982) 61–86.
- NEHRING, D., BRÜGMANN, L.: Organisch gebundener Phosphor und Stickstoff im nordwestafrikanischen Wasserauftriebsgebiet. *Beitr. Meeresk. H.* 40 (1977a), 51–67.
- NEHRING, D., BRÜGMANN, L.: Die Verteilung organischer Phosphor- und Stickstoffverbindungen in der Ostsee. *Acta hydrochim. hydrobiol.* 5 (1977b), 533–539.
- NEHRING, D., WILDE, A.: Investigations on the atmospheric transport of nutrients into the Baltic. *ICES C.M. 1979/C:25*, 1–8.
- NEHRING, D., WILDE, A.: Untersuchungen über den atmosphärischen Nährstoffeintrag in die Ostsee. *Acta hydrochim. hydrobiol.* 1982, 89–100.

- NEHRING, D., BROSI, H.-J., SCHULZ, S.: Space-temporal variations of some oceanological factors in the BOSEX'77 area. Proc. 11. Conf. Baltic Oceanographers 1978, 212—219.
- NEHRING, D., FRANCKE, E., BROSI, H.-J.: Beobachtungen über die ozeanologischen Veränderungen im Gotlandtief während der Wasserumschichtung im Oktober 1969. Beitr. Meeresk. H. 28 (1971), 75—82.
- NEHRING, D., SCHULZ, S., ROHDE, K.-H.: Untersuchungen über die Produktivität der Ostsee. I. Chemisch-biologische Untersuchungen in der mittleren Ostsee und in der Bottensee im April/Mai 1967. Beitr. Meeresk. H. 23 (1969), 5—36.
- NIEMI, Å.: Blue-green algal blooms and N:P ratio in the Baltic Sea. Acta Biol. Fennica **110** (1979), 57—61.
- PERTILÄ, M., TERVO, V.: Distribution of total organic carbon in the Baltic Sea water in 1977—1978. ICES C.M. 1979/C:43, 1—8.
- PERTILÄ, M., KOLJONEN, J., TULKKI, P.: Mean values and trends of hydrographical and chemical parameters in the Baltic Proper in 1962—1978. 12. Conf. Baltic Oceanographers, Leningrad 1980, 1—5 (paper).
- REDFIELD, A. C.: On the proportions of organic derivatives in sea water and their relations to the composition of plankton. James Johnstone Memorial Vol., Liverpool 1934, 177—192.
- REDFIELD, A. C., KETCHUM, B. H., RICHARDS, F. A.: The influence of organisms on the composition of seawater. In: Hill, M. N.: The Sea, Bd. 2, New York, London 1963, 26—77.
- RILEY, G. A.: Mathematical model of nutrient conditions in coastal waters. Bull. Bingham Oceanogr. Coll. **19** (1967), 72—79.
- RINNE, I., MELVASALO, T., NIEMI, A., NIEMISTÖ, L.: Studies on the nitrogen fixation in the Baltic Sea. 12. Conf. Baltic Oceanographers, Leningrad 1980, 1—18, (paper).
- SCHULZ, S., KAISER, W.: Produktionsbiologische Untersuchungen in der Ostsee 1975 und einige spezielle Ergebnisse aus dem Jahre 1974. Fischerei-Forsch. **14** (1976), 53—63.
- SEN GUPTA, R.: Inorganic nitrogen compounds in the Baltic. Part of thesis accepted for the degree of Filosofie licentiat in Oceanography. Univ. Göteborg 1967, 1—50.
- SEN GUPTA, R.: A study on nitrogen and phosphorus and their interrelationships in the Baltic. Thesis, Univ. Gothenburg 1973, 1—79.
- SEN GUPTA, R., KOROLEFF, F.: A quantitative study of nutrient fractions and a stoichiometric model of the Baltic. Estuarine Coastal Marine Sci. **1** (1973), 336—360.
- SHAFFER, G.: On the phosphorus and oxygen dynamics of the Baltic Sea. Contr. Askö Lab., Univ. Stockholm, Schweden **26** (1979), 1—90.
- STEFANSSON, U.: Nitrate-phosphate relationships in the Irminger Sea. ICES C.M. 1967/C:13, 1—8.
- VOPIO, A.: The level of nutrients in the Gulf of Finland. 4. Suomalais-Neuvostoliittolainen Suomenlati-Symposio, Tallinna 1973, 1—4.
- VOPIO, A.: Variations in nutrient content in the Bothnian Bay in 1966—1974. Acta Univ. Oul. A **42** (1974), 73—78.

Anschrift des Verfassers:

D. Nehring
 Institut für Meereskunde der AdW der DDR
 DDR-2530 Rostock-Warnemünde

Langzeittrends des Phosphat- und Nitratgehalts in der Ostsee

Von DIETWART NEHRING

Zusammenfassung: Im Zeitraum 1969—1978 ist der Phosphat- und Nitratgehalt in der winterlich durchmischten Oberflächenschicht der Zentralen Ostsee im Mittel um 0,04 bzw. 0,2 µg-at./l jährlich angestiegen. Da diese starke Eutrophierung eng mit einer Zunahme des Salzgehalts (0,05‰ jährlich) korreliert war, muß sie mit hydrographischen Prozessen zusammenhängen, durch die sowohl Nährstoffe als auch Salz in die Oberflächenschicht transportiert wurden.

In diesem Zusammenhang darf nicht übersehen werden, daß seit den 50iger Jahren im Tiefenwasser der Zentralen Ostsee eine Phosphatanreicherung stattgefunden hat, die im 100 m-Horizont des Gdansk, Gotland-, Färö- und Landsort-Tiefs mittlere jährliche Beträge von 0,11, 0,076, 0,050 und 0,046 µg-at./l erreichte und vorrangig die Folge anthropogener Einflüsse ist. Mit Ausnahme des Gdansk-Tiefs, wo anoxische Bedingungen die Untersuchungen erschweren, wurde in den anderen Regionen vor allem von 1974—1978 auch ein Anstieg des Nitratgehalts beobachtet, der in diesem Zeitraum im Mittel 0,7 bis 1 µg-at./l a betrug. Das Tiefenwasser, das durch hydrographische Prozesse in die Oberflächenschicht der Ostsee gelangt, enthält deshalb zunehmende Phosphat- und Nitratkonzentrationen.

Summary: From 1969 to 1978 the phosphate and nitrate levels in the mixed winter surface layer of the Baltic Proper have annually increased on average for 0.04 respectively 0.2 µg-at./l. Since a close correlation was found to an increase in salinity (0.05‰ annually) this strong eutrophication must be related to hydrographic processes, transporting nutrients and salt into the surface layer.

In this connection it should not be forgotten that since the Fifties phosphate is also substantially accumulated in the deep water of the Baltic. This enrichment reached annual values of 0.11, 0.076, 0.050 and 0.046 µg-at./l in the Gdansk, Gotland, Färö and Landsort Deeps and seems to be the consequence of anthropogenic effects. With exception of the Gdansk Deep, where the investigations are influenced by anoxic conditions, in the other regions mainly between 1974 to 1978 an increase of nitrate was observed too amounting on average to 0.7—1 µg-at./l a in this period. The deep water reaching the surface layer due to the hydrographic processes therefore contains increasing phosphate and nitrate concentrations.

1. Einleitung

Phosphor- und Stickstoffverbindungen anthropogener Herkunft sind wegen ihrer eutrophierenden Wirkung als Gewässerschadstoffe zu werten. Als wichtige Pflanzennährstoffe führen sie zu einer Erhöhung der Bioproduktivität und belasten damit indirekt den Sauerstoffhaushalt. Die zivilisationsbedingte Eutrophierung hat sich zu einem der bedeutendsten Probleme der Gewässerbelastung in der Welt entwickelt (EUTROSYM, 1976) und gewinnt auch in der Ostsee zunehmend an Bedeutung.

Seit Ende der 50er Jahre werden von verschiedenen Anliegerstaaten regelmäßige Untersuchungen über die Verteilung des Orthophosphats in der Ostsee durchgeführt. Ab etwa

1968 liegen auch umfangreiche Beobachtungen über den Nitratgehalt vor. Auf der Grundlage von Daten, die auf den saisonalen Terminfahrten des Instituts für Meereskunde der Akademie der Wissenschaften der DDR seit 1969 gesammelt wurden, sowie von Meßwerten des Fishery Board of Sweden, des BaltNIIRCH Riga der Lettischen SSR und des Internationalen Ostseejahres 1969/70 ist es inzwischen möglich, mittels statistischer Untersuchungen quantitative Aussagen über die Langzeittrends dieser Nährstoffe in der Ostsee zu machen. Die Quellen des verwendeten Datenmaterials sind im Anschluß an das Literaturverzeichnis zusammengestellt. Die Lage der Stationen, auf denen die Untersuchungen erfolgten, ist der Stationskarte des vorstehenden Beitrags zu entnehmen (NEHRING, 1982).

2. Langzeitveränderungen in der Oberflächenschicht

In der Oberflächenschicht der Zentralen Ostsee werden seit einigen Jahren zunehmende Phosphatkonzentrationen beobachtet (FONSELIUS, 1972b, 1976a, b, YURKOVSKIS, 1980). Über einen Anstieg des Nitratgehalts liegen ebenfalls erste Hinweise vor (SEN GUPTA, 1973). Die Angaben dieser Autoren sind überwiegend qualitativer Art.

Untersuchungen über Langzeittrends der anorganischen Phosphor- und Stickstoffverbindungen in der Oberflächenschicht der Ostsee sind nur im Winter, in Ausnahmefällen auch noch zu Beginn des Frühjahrs, sinnvoll, wenn die biologischen Prozesse stagnieren und das Nährstoffpotential sein Maximum erreicht. Sie erfolgten im zentralen Arkona- (Stat. 102, 2A) und Bornholmbecken (Stat. 5A), im Gdansker Tief (Stat. 233) sowie in der südlichen Gotlandsee (Stat. 8A, 9A) einschließlich des Gotlandtiefs (Stat. 15A). Zur Charakterisierung der winterlichen Nährstoffbedingungen wurden die Mittelwerte der homogen durchmischten Oberflächenschicht verwendet. In Abhängigkeit vom unterschiedlichen Beginn der Frühjahrsentwicklung des Phytoplanktons (SCHULZ, KAISER, 1976), in deren Verlauf die euphotische Schicht an Mikronährstoffen verarmt, konnten für die Arkona- und Bornholmsee sowie für das Gdansker Becken nur im Januar und Februar durchgeführte Messungen benutzt werden, während sich das Nährstoffpotential in der Oberflächenschicht des Östlichen Gotlandbeckens auch noch durch Werte aus der ersten Aprilhälfte charakterisieren läßt.

In Abb. 1 sind die 1969—1978 im März/April in der durchmischten Oberflächenschicht der südlichen Gotlandsee beobachteten mittleren Phosphat- und Nitratkonzentrationen dargestellt. Auf allen drei Stationen ist in diesem Zeitraum eine deutlich ansteigende Tendenz des Nährstoffpotentials zu erkennen (vgl. auch NEHRING, 1979, 1980). Obgleich das Material lückenhaft ist, zeichnet sich dieser Trend auch bei den im Januar und Februar durchgeführten Messungen ab.

Die Eutrophierung der winterlich durchmischten Oberflächenschicht war nicht auf das Östliche Gotlandbecken beschränkt, sondern konnte weniger deutlich ausgeprägt auch in der Arkona- und Bornholmsee sowie im Gdansker Becken nachgewiesen werden (Abb. 1). Zusammen mit der Phosphat- und Nitratkonzentration zeigte auch der Salzgehalt in dieser Schicht eine ansteigende Tendenz. Die mittleren Konzentrationen dieser Größe sind ebenfalls in Abb. 1 dargestellt.

Unter Verwendung der insbesondere von Schweden und der UdSSR durchgeführten Untersuchungen sind im Östlichen Gotlandbecken Aussagen über die Trendentwicklung des Phosphatgehalts seit 1958 möglich. Für den Zeitraum 1958—1962 wurden nur Ober-

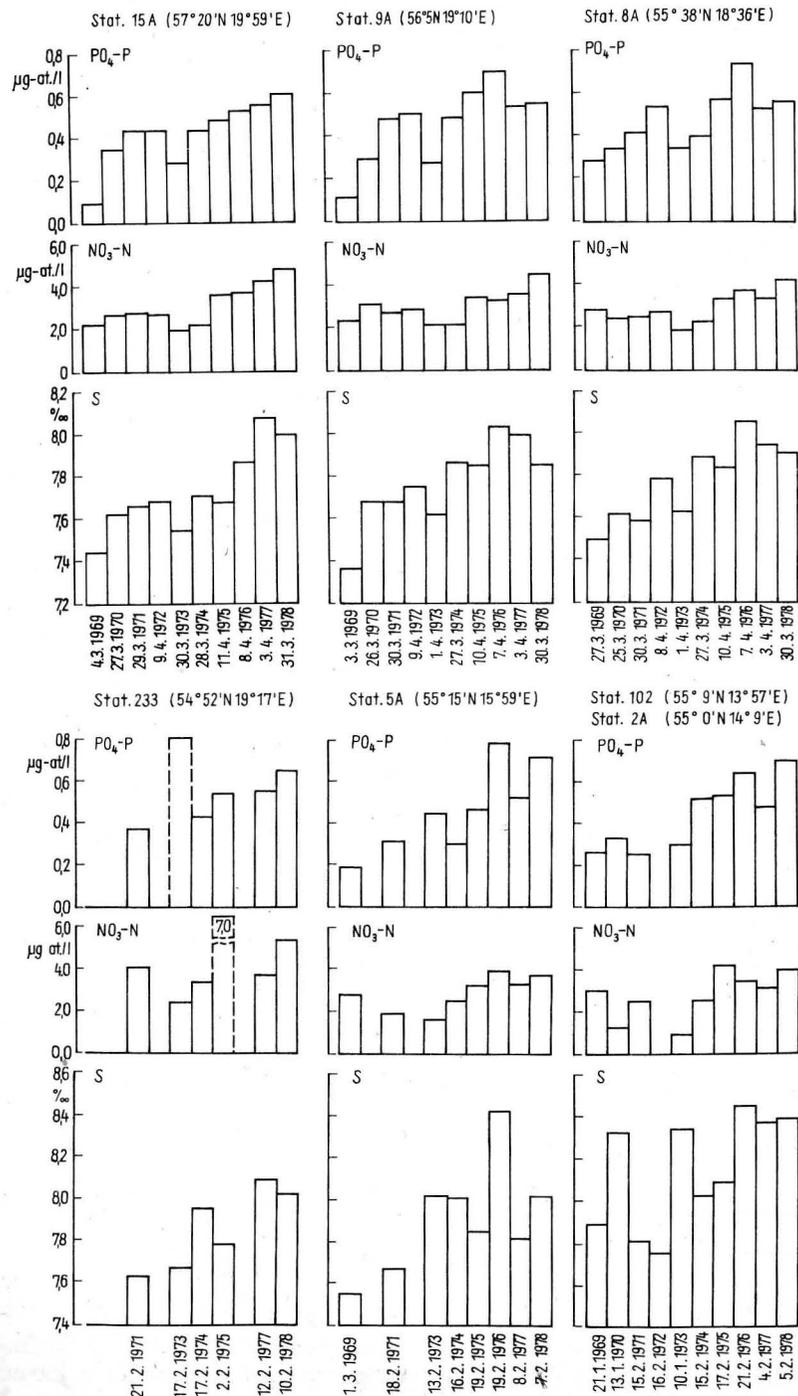


Abb. 1. Zunahme der mittleren Phosphat- und Nitratkonzentrationen sowie des Salzgehalts in der winterlich durchmischten Oberflächenschicht der Zentralen Ostsee von 1969—1978. Oben: Südliche Gotlandsee, März—April; unten: Zentrales Arkona- und Bornholmbecken sowie Gdansker Tief, Februar

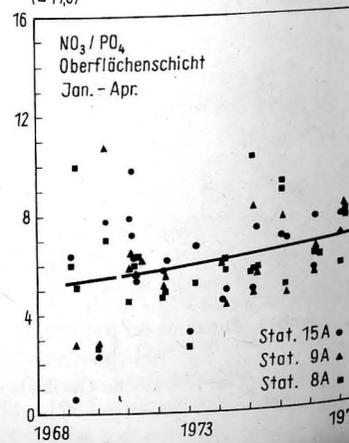
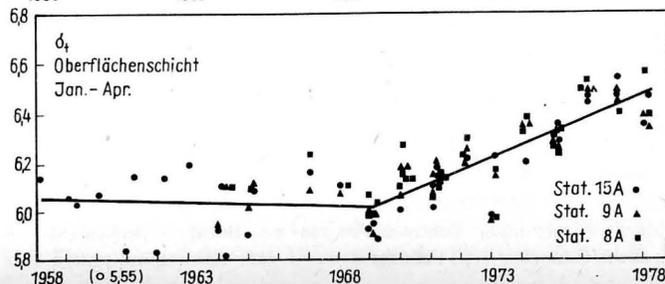
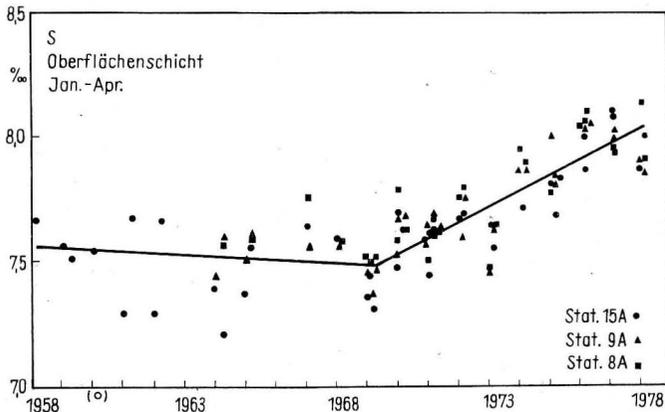
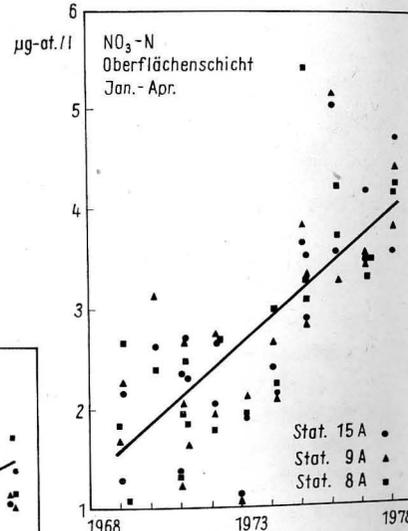
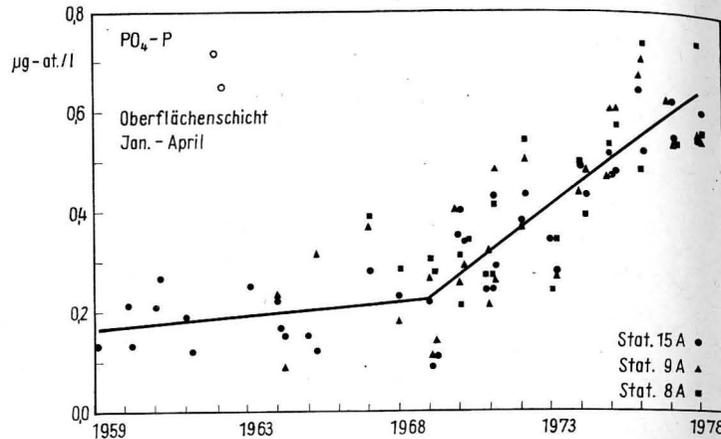


Tabelle 1

Elemente der mittleren Veränderlichkeit ausgewählter ozeanologischer Größen in der winterlich durchmischten Oberflächenschicht der Ostsee von 1969—1978.
 $y = a + bx$; $b =$ mittlere jährliche Veränderung; $x = \text{Jahr} - 1900$;
 $r =$ Korrelationskoeffizient

Station	y	a	b	r
102, 2A	PO ₄ -P	- 2,976	0,0464 µg-at./l	0,879*)
Zentrales	NO ₃ -N	-12,374	0,205 µg-at./l	0,560
Arkonabecken	S	4,278	0,0526 ‰	0,603
	σ _t	3,286	0,0446 σ _t **)	0,610
5A	PO ₄ -P	- 3,751	0,0568 µg-at./l	0,842*)
Zentrales	NO ₃ -N	-10,208	0,176 µg-at./l	0,651
Bornholmbecken	S	3,885	0,0544 ‰	0,624
	σ _t	3,150	0,0435 σ _t **)	0,657
233	PO ₄ -P	- 2,342	0,0380 µg-at./l	0,949*)
Gdanker Tief	NO ₃ -N	-10,824	0,195 µg-at./l	0,515
	S	2,996	0,0650 ‰	0,812*)
	σ _t	2,401	0,0526 σ _t **)	0,798*)
8A	PO ₄ -P	- 2,042	0,0342 µg-at./l	0,733*)
Südliche	NO ₃ -N	- 9,660	0,171 µg-at./l	0,693*)
Gotlandsee	S	3,877	0,0531 ‰	0,877*)
	σ _t	2,862	0,0464 σ _t **)	0,878*)
9A	PO ₄ -P	- 2,739	0,0434 µg-at./l	0,748*)
Südliche	NO ₃ -N	- 8,638	0,158 µg-at./l	0,664*)
Gotlandsee	S	3,817	0,0537 ‰	0,832*)
	σ _t	2,911	0,0456 σ _t **)	0,825*)
15A	PO ₄ -P	- 2,583	0,0413 µg-at./l	0,843*)
Gotlandtief	NO ₃ -N	-15,556	0,253 µg-at./l	0,804*)
	S	3,511	0,0574 ‰	0,875*)
	σ _t	2,136	0,0562 σ _t **)	0,939*)

*) Korrelationskoeffizient zu 95% signifikant

***) $\sigma_t = (\rho - 1) \cdot 10^3 \text{ g/cm}^3$

flächenwerte publiziert, die im allgemeinen kaum von den sonst verwendeten mittleren Konzentrationen in der durchmischten Oberflächenschicht abweichen. Aus dem zur Verfügung stehenden nationalen und internationalen Datenmaterial ist in Abb. 2 die Verteilung ausgewählter ozeanologischer Größen der in der südlichen Gotlandsee gelegenen Stationen

Abb. 2. Zunahme der mittleren Phosphat- und Nitratkonzentrationen, der Nitrat-Phosphat-Relation sowie des Salzgehalts und der Dichte in der winterlich durchmischten Oberflächenschicht der südlichen Gotlandsee von 1958—1978

Tabelle 2

Elemente der mittleren Veränderlichkeit ausgewählter ozeanologischer Größen in der winterlich durchmischten Oberflächenschicht der südlichen Gotlandsee von 1958—1978 (Stat. 8A, 9A, 15A; nach Messungen der DDR, Schwedens und der UdSSR)

$y = a + bx$; b = mittlere jährliche Veränderung; $x = \text{Jahr} - 1900$; s = Streuung; r = Korrelationskoeffizient

Zeitraum 1958—1969					
y	a	b	s	r	
PO ₄ -P	-0,061	0,0040 µg-at./l	±0,081	0,169	
S	7,984	-0,0073 ‰	±0,13	-0,187	
σ _t	6,348	-0,0049 σ _t *)	±0,11	-0,152	
Zeitraum 1969—1978					
	a	b	s	r	
PO ₄ -P	- 2,978	0,0464 µg-at./l	±0,085	0,846***)	
NO ₃ -N	-17,02	0,270 µg-at./l	±0,70	0,738***)	
S	3,231	0,0616 ‰	±0,11	0,856***)	
σ _t	2,389	0,0525 σ _t *)	±0,092	0,856***)	
NO ₃ /PO ₄	- 5,937	0,164	±1,83	0,247**)	

*) σ_t = (ρ - 1) · 10³ g/cm³

***) Korrelationskoeffizient zu 95% signifikant

****) Korrelationskoeffizient zu 99,9% signifikant

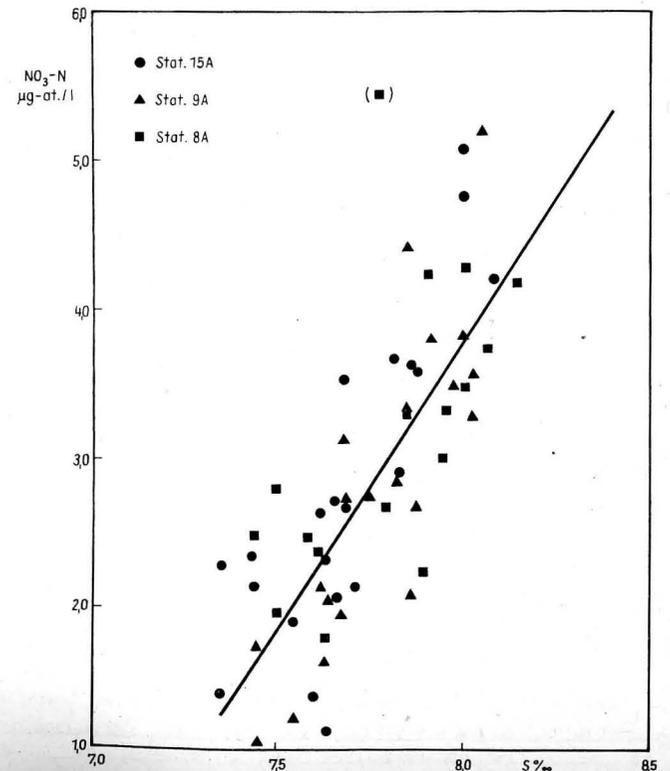
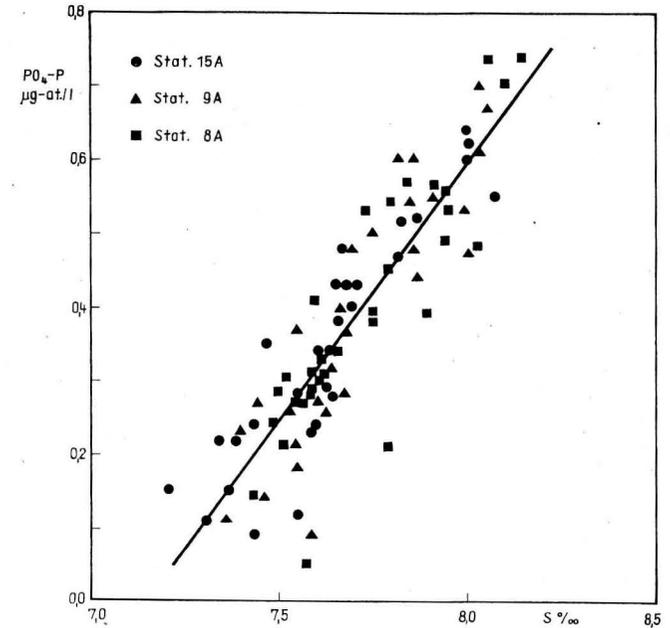
dargestellt. Wie diese Abbildung zeigt, nahm der Phosphatgehalt in der winterlich durchmischten Oberflächenschicht von 1958—1969 nur wenig zu, während der Salzgehalt (vgl. auch MATTHÄUS, 1979) und damit auch die Dichte sogar eine schwach abnehmende Tendenz erkennen lassen. Bei der Berechnung der linearen Regression für diesen Zeitraum wurden die extrem hohen Phosphatwerte, die in direkter Beziehung zur Erneuerung des Tiefenwassers im Jahre 1962 stehen (FONSELIUS, 1967) und in der Abbildung durch Kreise gekennzeichnet sind, nicht berücksichtigt.

Ab 1969 beginnt der Phosphatgehalt in der winterlich durchmischten Oberflächenschicht erheblich schneller zuzunehmen (Abb. 2). Dieser drastische Anstieg dauerte bis zum Ende des Untersuchungszeitraumes 1978 unvermindert an und wurde auch von YURKOVSKIS (1980) beobachtet. Etwas geringer ist die Phosphatzunahme in den zentralen Teilen der Ostsee, wenn alle Meßwerte des Zeitraumes Januar—März verwendet wurden (FONSELIUS, 1980).

Parallel zum Phosphatgehalt nahmen auch die Nitratkonzentration und der Salzgehalt

Abb. 3. Mittlere Phosphat- und Nitratkonzentrationen in Abhängigkeit vom Salzgehalt in der winterlich durchmischten Oberflächenschicht (Mitte Januar—Mitte April) der südlichen Gotlandsee.

PO₄-P: 1964—1978, NO₃-N: 1969—1978



stark zu. Die beobachtete Eutrophierung war ferner mit einem Anstieg der Nitrat-Phosphat-Relation verbunden. In den Tab. 1 und 2 sind die Elemente der mittleren Veränderlichkeit dieser Größen zusammengestellt. Der ansteigende Trend des Nitrat- und Salzgehalts im Zeitraum 1969—1978 ist nicht in allen Fällen signifikant.

Um die Beziehungen zwischen der Eutrophierung und den hydrographischen Bedingungen in der winterlich durchmischten Oberflächenschicht näher zu untersuchen, wurden in Abb. 3 die Phosphat- und Nitratkonzentrationen der in der südlichen Gotlandsee gelegenen Stationen in Abhängigkeit vom Salzgehalt dargestellt. Einige Nitratwerte, die analytisch unsicher sind, wurden nicht berücksichtigt. Wie diese Abbildung erkennen läßt, nehmen die Nährstoffkonzentrationen im Mittel linear mit dem Salzgehalt zu. Ähnliche Beziehungen bestehen naturgemäß zwischen den Nährstoffen und der Dichte (Abb. 4). Im Gdanskter Becken sowie in der Bornholmsee sind diese Beziehungen schwächer ausgeprägt und treten im Arkonabecken kaum in Erscheinung. Zwischen den Nährstoffen und dem Salzgehalt sind keine direkten Kausalbeziehungen vorhanden. Ein Zusammenhang besteht jedoch aufgrund der gemeinsamen Beeinflussung dieser Größen durch hydrographische Prozesse. In Tab. 3 sind die Elemente der mittleren Veränderlichkeit der anorganischen Phosphor- und Stickstoffverbindungen in Abhängigkeit vom Salzgehalt angegeben. Sie gelten für den Bereich von 7,3—8,2‰, die Wertepaare Phosphat-Salz und Nitrat-Salz stammen aus den Jahren 1964—1978 bzw. 1969—1978. Tab. 4 enthält die entsprechenden Angaben für Dichte.

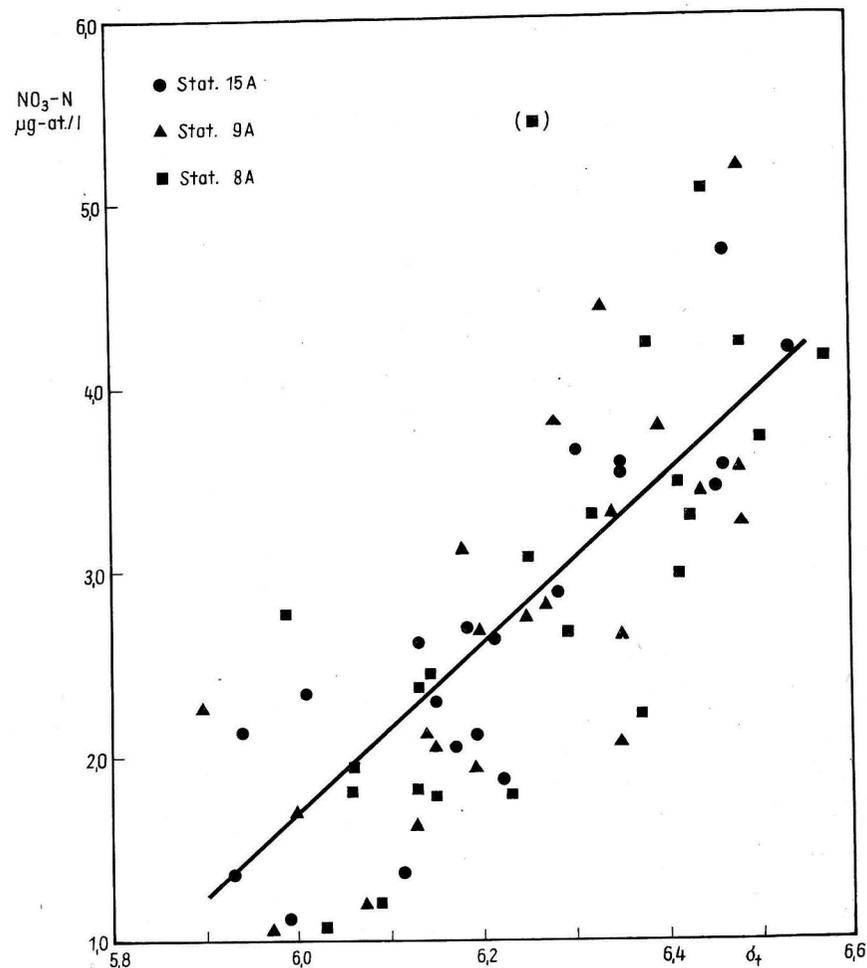
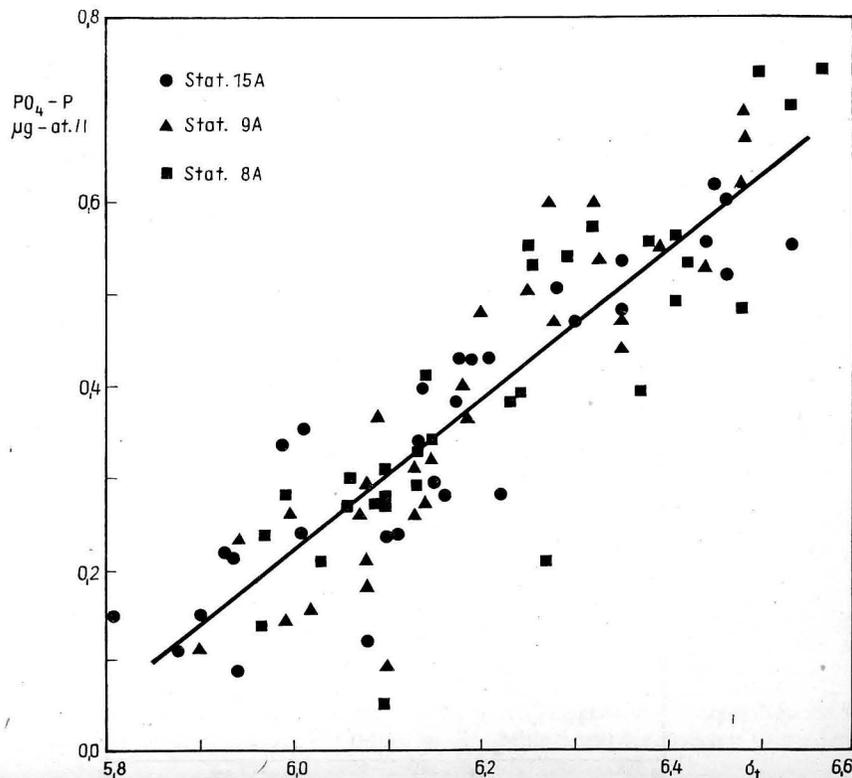


Abb. 4. Mittlere Phosphat- und Nitratkonzentrationen in Abhängigkeit von der Dichte (vgl. Abb. 3)

Tabelle 3

Elemente der mittleren Veränderlichkeit der Nährstoffkonzentrationen in Abhängigkeit vom Salzgehalt in der winterlich durchmischten Oberflächenschicht der südlichen Gotlandsee (Stat. 8A, 9A, 15A)
 $x = a + bx$; $x = 7,3-8,2\text{‰}$; $s = \text{Streuung}$; $r = \text{Korrelationskoeffizient}$

y µg-at./l	a	b	s	r
PO ₄ -P	- 5,01	0,701	±0,08	0,88
NO ₃ -N	-27,1	3,87	±0,70	0,75

Tabelle 4

Elemente der mittleren Veränderlichkeit der Nährstoffkonzentrationen in Abhängigkeit von der Dichte in der winterlich durchmischten Oberflächenschicht der südlichen Gotlandsee

(Stat. 8A, 9A, 15A)

$x = a + bx$; $x = 5,9-6,6 \sigma$; $s =$ Streuung; $r =$ Korrelationskoeffizient

y	a	b	s	r
µg-at./l				
PO ₄ -P	- 4,68	0,816	±0,08	0,87
NO ₃ -N	-25,72	4,57	±0,69	0,75

Mit einer Signifikanz von über 99,9% ist die Gemeinsamkeitskorrelation, die zwischen den Nährstoffkonzentrationen und dem Salzgehalt bzw. der Dichte in der winterlich durchmischten Oberflächenschicht der südlichen Gotlandsee besteht, straff ausgebildet.

Eine anthropogene Beeinflussung des Salzgehalts der Ostsee kann gegenwärtig ausgeschlossen werden. Die enge Korrelation zwischen dem Anstieg der Phosphat- und Nitratkonzentration einerseits und der Salzgehaltszunahme andererseits zeigt deshalb, daß die von 1969–1978 beobachtete Nährstoffanreicherung vorrangig die Folge verstärkter vertikaler Austauschprozesse ist, bei denen sowohl Phosphat und Nitrat als auch Salz in die Oberflächenschicht transportiert wurden. Diese Eutrophierung scheint eng mit dem Einstrom von Kattegatwasser zusammenzuhängen. Salzwassereinträge, die zu einer Erneuerung der grundnahen Wasserschichten und zu einem aufwärts gerichteten Massentransport führen, wurden 1968/69, 1972, 1975/76 und 1976/77 beobachtet (vgl. NEHRING, FRANCKE, 1981). Sie verteilen sich relativ gleichmäßig über den fraglichen Zeitraum und können daher nicht als alleinige Ursache für die verstärkte Nährstoff- und Salzzufuhr in die Oberflächenschicht der Ostsee angesehen werden.

Der Salzgehalt des einströmenden Kattegatwassers reicht häufig nicht aus, um das Bodenwasser in den zentralen Becken der Ostsee zu verdrängen. In diesem Falle schichtet es sich entsprechend seiner Dichte zwischen der primären und sekundären Salzgehaltssprungschicht, der sogenannten aktiven Tiefenschicht (KALEIS, 1976) ein. Dieser Prozeß ist ebenfalls mit einem aufwärts gerichteten Massentransport verbunden. Die starke Eutrophierung, die im Zeitraum 1969–1978 in der winterlich durchmischten Oberflächenschicht beobachtet wurde, scheint daher mit einer verstärkten Einstromintensität in diesem Tiefenbereich zusammenzuhängen. Leider ist der experimentelle Nachweis des Einstroms in diese Schicht schwierig durchzuführen.

In den untersuchten Ostseeregionen betrug der mittlere jährliche Anstieg der Phosphat- und Nitratkonzentrationen zwischen 1969 und 1978 etwa 0,04 bzw. 0,2 µg-at./l, der des Salzgehalts rund 0,05‰ (Tab. 1 und 2). Setzt man voraus, daß die winterlich durchmischte Oberflächenschicht der Zentralen Ostsee eine horizontale Ausdehnung von 209000 km² (EHLIN u. a., 1974), eine Mächtigkeit von 50 m und einen Salzgehalt von 7,5‰ besitzt, während der Salzgehalt des Tiefenwassers, das aus dem Bereich unmittelbar unter der Salzgehaltssprungschicht stammt, 10‰ beträgt, so ergibt sich, daß der Oberflächenschicht jährlich rund 200 km³ Tiefenwasser zugeführt werden müssen, um einen Anstieg von

0,05‰ zu bewirken. Um diesen Betrag erhöht sich der mittlere jährliche Salzwassereinstrom in die Ostsee, der von BROGMUS (1952) mit 737 km³ angegeben wird. Der Phosphatgehalt des über den normalen vertikalen Austausch hinaus zugeführten Tiefenwassers muß 2,0 µg-at./l betragen, um eine Zunahme von 0,04 µg-at./l · a in der Oberflächenschicht zu verursachen, während sein Nitratgehalt bei 10 µg-at./l liegen muß, um einen Anstieg von 0,2 µg-at./l · a zu bewirken. Das sind Nährstoffkonzentrationen, die in den zentralen Becken im Tiefenbereich unmittelbar unter der Halokline durchaus anzutreffen sind.

Angaben über einen schwach ansteigenden Trend des Orthophosphat- und Gesamtphosphorgehalts in der sommerlichen Deckschicht* der nördlichen Ostsee liegen von PERTILÄ u. a. (1980a) für den Zeitraum 1967–1978 vor. Auch beim Gesamtstickstoffgehalt wurde eine geringe Zunahme ermittelt. Der Nitratgehalt ergab im Verlauf des Untersuchungszeitraumes keine Veränderungen, während der Silikatgehalt abnahm.

Das Verhalten des Gesamtphosphor- und Gesamtstickstoffgehalts im Oberflächenwasser des Finnischen Meerbusens wird unterschiedlich eingeschätzt. Während PITKÄNEN und MALIN (1980) im Zeitraum 1966–1978 bei Untersuchungen im Winter keinen Trend feststellten, geben PERTILÄ u. a. (1980b) an, daß der Phosphorgehalt von 1962–1978 um 40% und der Stickstoffgehalt um 15% angestiegen sind. Auch LASSIG u. a. (1980) weisen darauf hin, daß der Nährstoffgehalt im winterlichen Oberflächenwasser vor der finnischen Südwestküste 1967–1978 höher war als in den vorangegangenen Jahren.

Im winterlichen Oberflächenwasser des Bottnischen Meerbusens wurde von 1966–1977 ein schwach abnehmender Trend des Gesamtphosphorgehalts beobachtet, während für Gesamtstickstoff keine Veränderungen angegeben werden (PITKÄNEN, 1978). Beim Silikatgehalt wurde ein starker Rückgang festgestellt. Während des Sommerhalbjahres durchgeführte Untersuchungen (PIETKÄINEN u. a., 1978) lassen im Zeitraum von 1962–1975 keinen charakteristischen Trend bei den anorganischen Phosphor- und Stickstoffverbindungen erkennen. Eine geringfügige Zunahme des Phosphatgehalts in der südöstlichen Bottensee wird mit dem ansteigenden Salzgehalt und einem verstärkten Einstrom aus der Zentralen Ostsee in Beziehung gebracht.

Produktionsbiologische Untersuchungen auf den saisonalen Terminfahrten lassen nur begrenzte Schlußfolgerungen auf die Jahresprimärproduktion zu, da sie Stichproben darstellen. Längere Zeitreihen mit relativ engabständigen Messungen wurden auf schwedischen Ostsee-Feuerschiffen durchgeführt (FONSELIUS, 1972b) und umfassen den Zeitraum 1961 bis 1968. Obgleich diese Untersuchungen vor der eigentlichen Zunahme des Nährstoffpotentials in der winterlich durchmischten Oberflächenschicht der Zentralen Ostsee erfolgten, lassen sie bereits eine ansteigende Tendenz der Primärproduktion erkennen.

In der Hamö-Bucht, im Norden der Bornholmsee, wurde von 1973–1976 ein Anstieg der Jahresprimärproduktion von 105 auf 132 g C/m² ermittelt (LINDAHL, 1977), der später offensichtlich korrigiert wurde (154 auf 194 g C/m² · a, ACKEFORS, LINDAHL, 1979). Diese Zunahme scheint jedoch nicht signifikant zu sein. Angaben über höhere jährliche Produktionsraten in den Jahren 1972 und vor allem 1973 gegenüber früheren Beobachtungen liegen aus dem Sund vor (EDLER, 1977). Von anderen Autoren (GARGAS u. a., 1978) wird ebenfalls über eine schwach ansteigende Tendenz dieser produktionsbiologischen Größe im Sund und im Großen Belt berichtet, während im Kattegat keine Zunahme festgestellt werden konnte.

*) Mittelwerte aller vom 1. 6.–14. 10. durchgeführten Messungen

Die vorliegenden produktionsbiologischen Angaben lassen keine eindeutigen Beziehungen zwischen der Primärproduktion und dem starken Anstieg der Phosphat- und Nitratkonzentrationen in der winterlich durchmischten Oberflächenschicht der Zentralen Ostsee ab 1969 erkennen. Dabei macht sich vor allem der Mangel an genügend engabständigen Messungen der biologischen Größen nachteilig bemerkbar. Für den Zeitraum 1963–1978 existieren jedoch fangstatistische Angaben über die Ostseefischerei (1978 vorläufige Angaben, ANONYMUS, 1978, ICES, 1979 a, b), die bei aller gebotenen Vorsicht und unter Berücksichtigung anderer Einflüsse mit der beobachteten Eutrophierung in Beziehung gebracht werden können. Wie Abb. 5 zeigt, hat der Fang der wichtigsten Ostseefischarten Hering, Sprott und Dorsch in diesem Zeitraum im Mittel stark zugenommen. Dieser Anstieg muß jedoch für einzelne Zeitabschnitte unterschiedlich interpretiert werden (RECHLIN, 1979). Die Einführung des pelagischen Netzes ab 1963 und die teilweise Verlagerung der Nordseefischerei in die Ostsee ab 1967 sind wichtige Gründe für den Anstieg der Fänge bis 1970. Obgleich der Fischereiaufwand nach diesem Zeitpunkt nur noch in geringem Maße zunahm, stieg der Jahresfang weiterhin stark an, wobei 1975 mit 850000 t/a das bisher beste Ergebnis erzielt wurde. Die Zunahme des Fischertrags im Zeitraum 1970

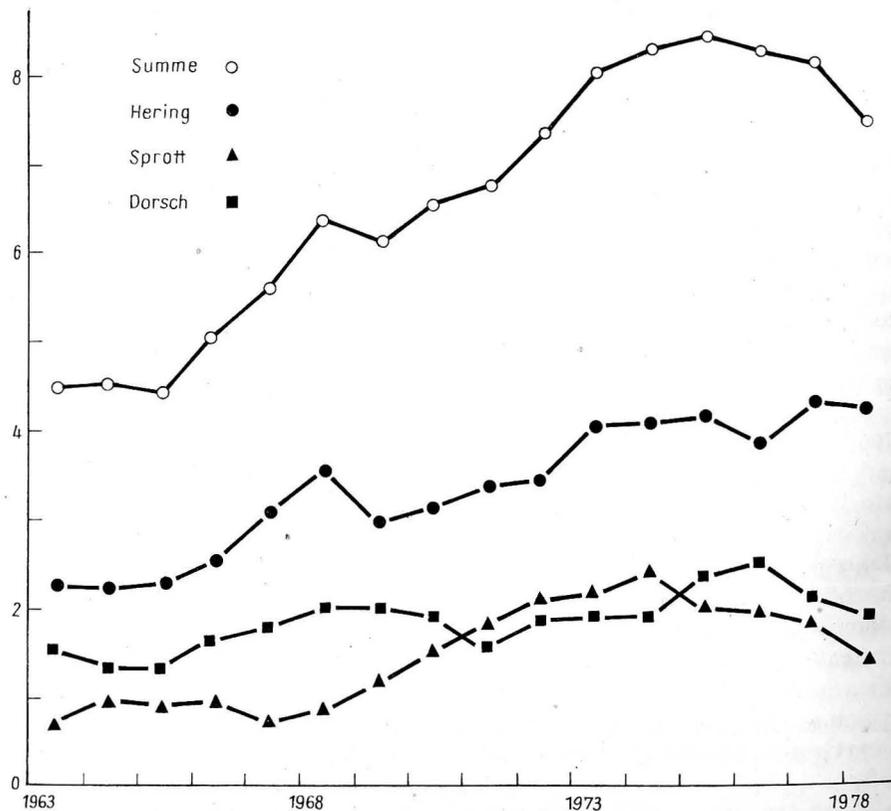


Abb. 5. Jahresfänge von Hering, Sprott und Dorsch (in 10^5 t/a) in der Ostsee von 1963–1978.

bis 1975 muß daher andere Ursachen als in den vorangegangenen Jahren haben. Die Vermutung liegt nahe, daß die nach 1969 in der winterlich durchmischten Oberflächenschicht stark zunehmenden Phosphat- und Nitratkonzentrationen durch Erhöhung des Produktionspotentials zu einer günstigen Entwicklung der Fischbestände in der Ostsee beigetragen haben (vgl. auch NEHRING, 1979). Auch JANSSON (1980) äußerte inzwischen die Ansicht, daß sich diese Eutrophierung in der ansteigenden Biomasse einiger pelagischer Fischbestände sowie der oberhalb der Halokline angesiedelten Weichboden-Makrofauna widerspiegelt.*) In der 2. Hälfte der 70er Jahre scheinen neben schwächeren Jahrgängen besonders beim Sprott (RECHLIN, 1979) bereits Schonmaßnahmen und andere Einschränkungen der Fischerei wirksam zu werden und die Ursache des insgesamt rückläufigen Jahresanfangs zu sein.

3. Langzeitveränderungen im Tiefenwasser

Im Zusammenhang mit der Eutrophierung der Oberflächenschicht darf nicht übersehen werden, daß auch im Tiefenwasser der zentralen Teile der Ostsee eine Nährstoffanreicherung eingetreten ist. Die Wassermassen, die durch vertikalen Austausch in die euphotische Schicht transportiert werden, enthalten deshalb zunehmende Phosphat- und Nitratkonzentrationen.

Erste Untersuchungen über die Phosphatanreicherung im Tiefenwasser des Nördlichen und Westlichen Gotlandbeckens liegen von FONSELIUS (1969, 1972a) vor. Im Landsorttief ergaben Messungen zwischen 100 und 400 m Tiefe, daß der Phosphatgehalt im Zeitraum 1954–1970 von knapp $1 \mu\text{g-at./l}$ auf über $3 \mu\text{g-at./l}$ zugenommen hat. Da auch 1938 eine Konzentration von $0,9 \mu\text{g-at./l}$ bestimmt wurde, muß dieser Anstieg etwa in der Mitte der 50er Jahre begonnen haben. Isolethendarstellungen von GŁOWIŃSKA (1960) lassen im Tiefenwasser des Bornholm- und Gdanker Beckens von 1956–1960 keinen ansteigenden Trend dieses Nährstoffs erkennen. JURKOVSKIJ (1981), der Messungen im Gotlandtief interpretiert, stellte unter gleichen hydrographischen Bedingungen 1977 eine 1,5fach höhere Phosphatkonzentration als 1965 fest. Beim Vergleich von Mittelwerten der Jahre 1967–1970 und 1971–1978 zeichnet sich in den nördlichen Teilgebieten der Zentralen Ostsee ebenfalls eine Phosphatanreicherung ab, während die Unterschiede beim Nitratgehalt gering waren (PERTILÄ u. a., 1980a).

Die Untersuchungen von Langzeittrends im Tiefenwasser der Zentralen Ostsee werden dadurch erschwert, daß im Verlauf der Stagnationsperioden zeitweise anoxische Bedingungen entstehen, unter denen Denitrifikationsprozesse stattfinden und die Freisetzung von Phosphat und Ammoniumstickstoff aus dem Sediment erfolgt. Die quantitative Abschätzung der Phosphat- und Nitratanreicherung ist daher auf Horizonte beschränkt, in denen es nicht oder nur in Ausnahmefällen zur Schwefelwasserstoffbildung kommt oder, wie im Landsorttief, die Phosphatanreicherung unter anoxischen Bedingungen relativ gering ist (vgl. NEHRING, 1981).

In den Abb. 7–12 sind die langfristigen Phosphat- und Nitratakkumulation sowie der Anstieg der Nitrat-Phosphat-Relation im oxischen Tiefenwasser des Gdanker Tiefs (Stat. 233), der südlichen Gotlandsee (Stat. 8A, 9A) sowie des Gotlandtiefs (Stat. 15A),

*) Ein weiterer Hinweis auf die Eutrophierung der Ostsee ist das verstärkte Auftreten der Ohrenqualle (*Aurelia aurita*), das bereits zu Behinderungen der Fischerei geführt hat.

des Fårötiefs (Stat. 20A) und des Landsorttiefs (Stat. 31A) dargestellt, während Tab. 5 die Elemente der mittleren langzeitigen Zunahme dieser Größen enthält. Mit Ausnahme des Landsorttiefs wurden auf den anderen Stationen die unter anoxischen Bedingungen

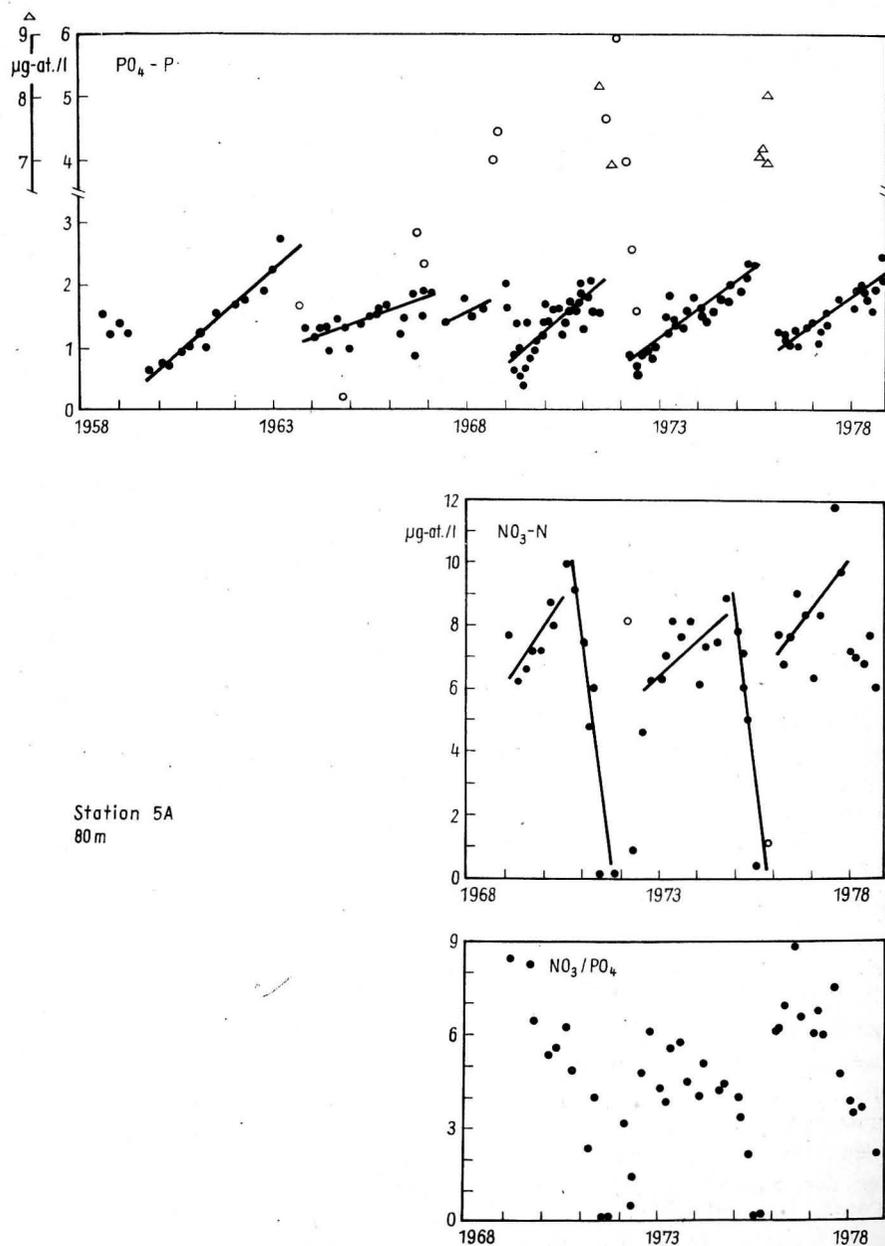


Abb. 6. Veränderungen ausgewählter chemischer Größen im 80 m-Horizont des Bornholmtiefs von 1958—1978

gemessenen Werte, die in den Abbildungen durch Kreise gekennzeichnet sind, bei der Berechnung der linearen Regressionsgleichungen nicht berücksichtigt.

Im Arkona- und Bornholmbecken (Abb. 6) konnten keine Langzeittrends der Nährstoffe im Tiefenwasser nachgewiesen werden. Im Gdanker Tief war die Zunahme des Phosphatgehalts, die den mittleren jährlichen Betrag von $0,1 \mu\text{g-at./l}$ erreichte, am stärksten ausgeprägt, konnte aber nicht statistisch gesichert werden.

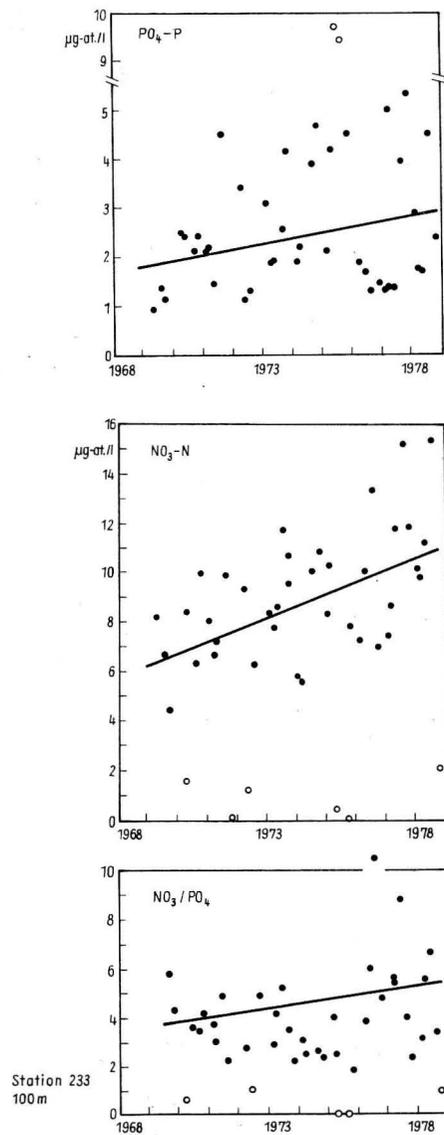


Abb. 7. Veränderungen ausgewählter chemischer Größen im 100 m-Horizont des Gdanker Tiefs von 1969—1978

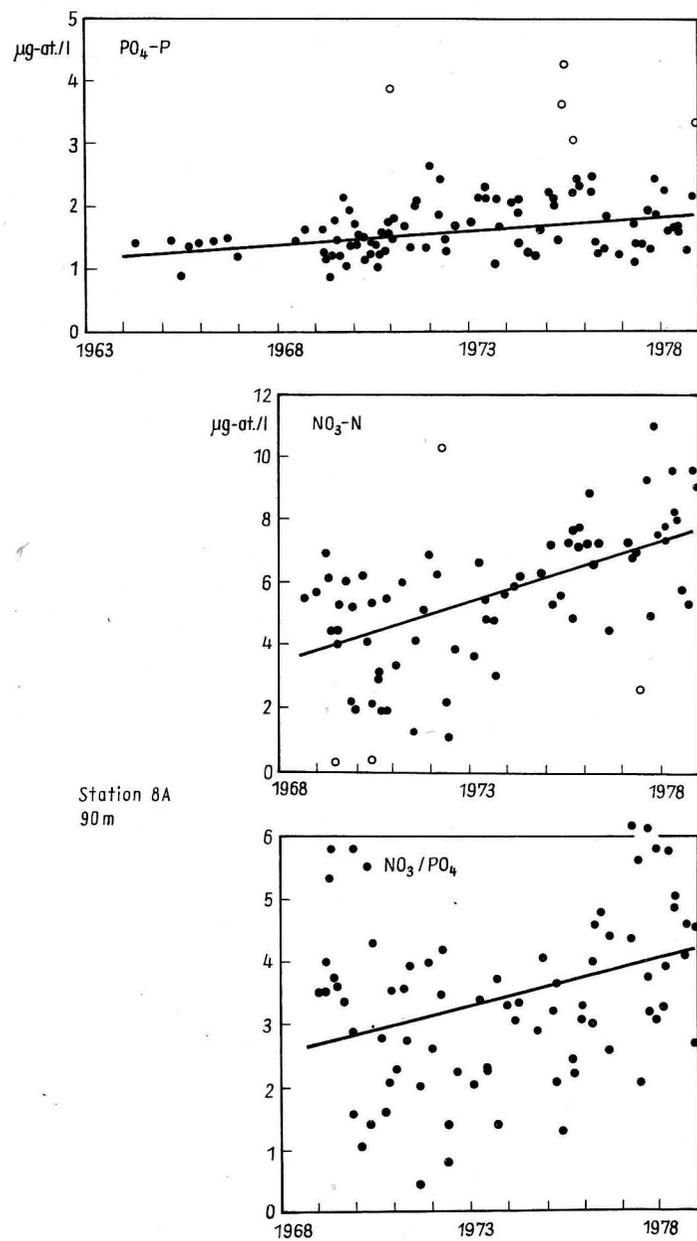


Abb. 8. Veränderungen ausgewählter chemischer Größen in der grundnahen Wasserschicht (90 m) der Station 8A von 1963—1978

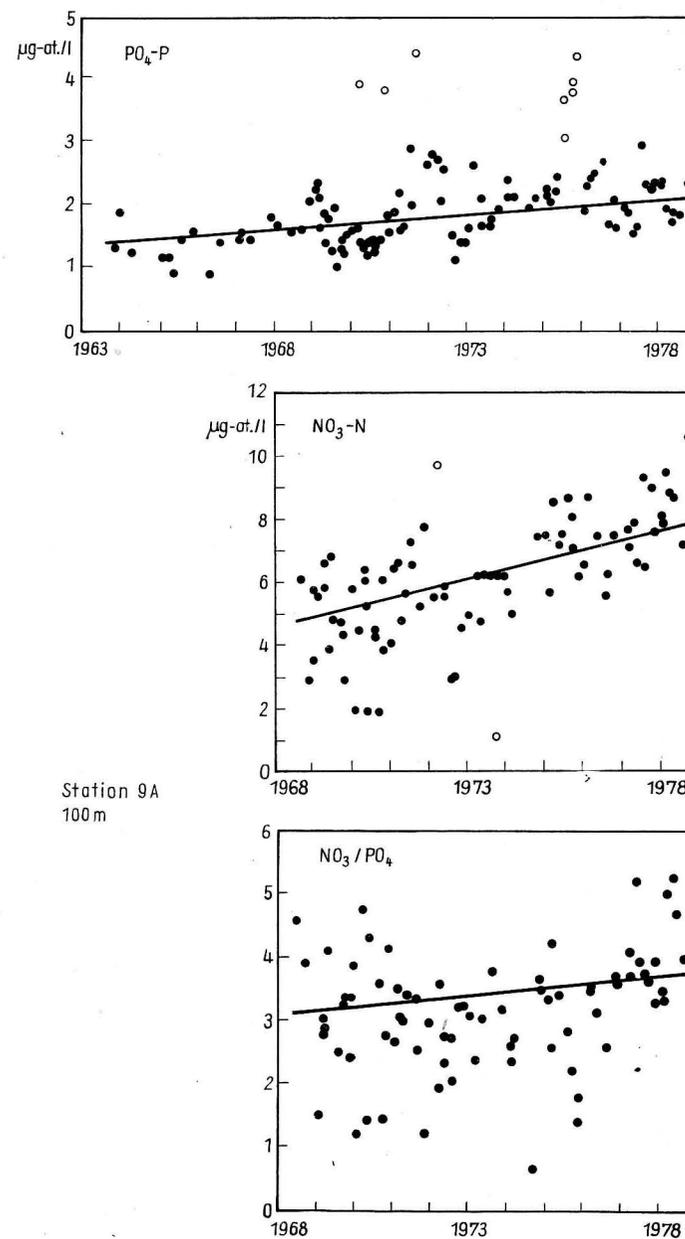


Abb. 9. Veränderungen ausgewählter chemischer Größen in der grundnahen Wasserschicht (100 m) der Station 9A von 1963—1978

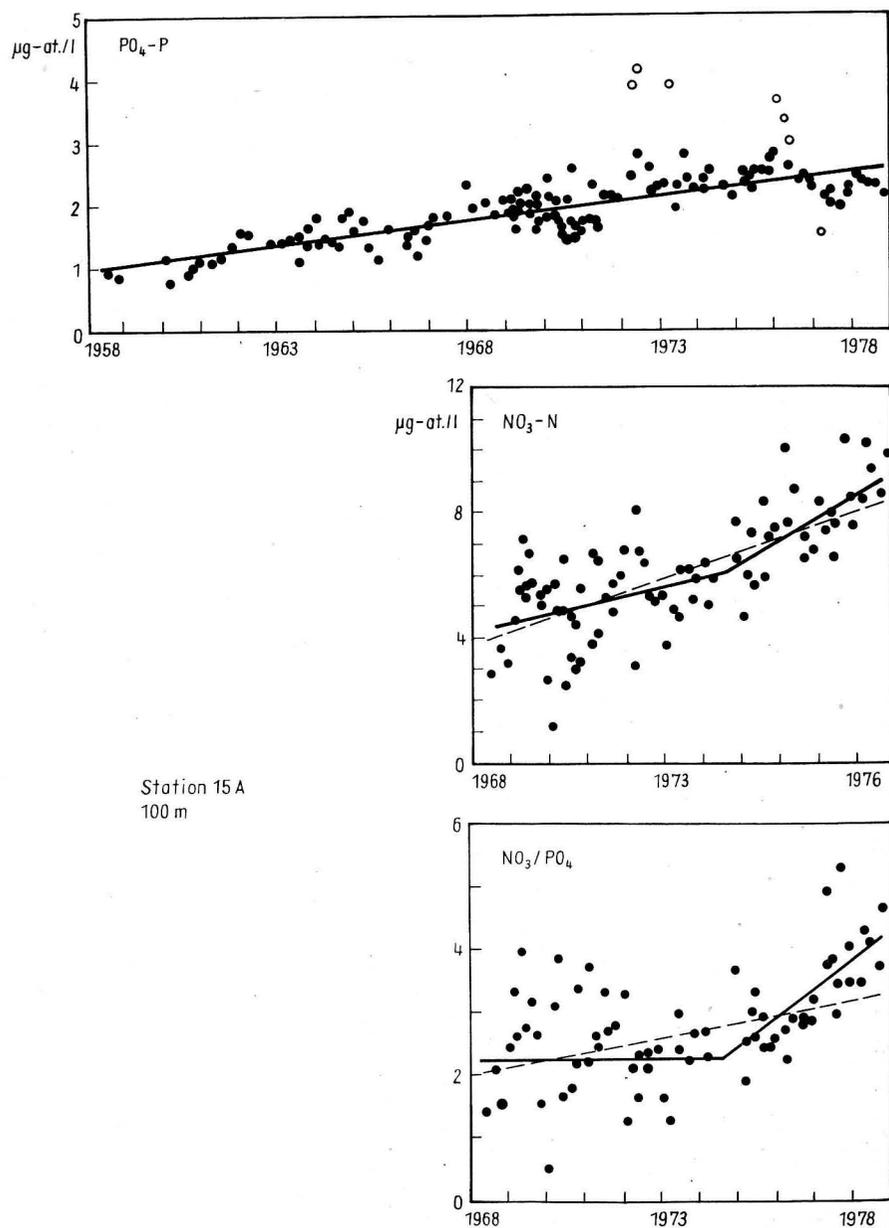


Abb. 10. Veränderungen ausgewählter chemischer Größen im 100 m-Horizont des Gotlandtiefs von 1958—1978

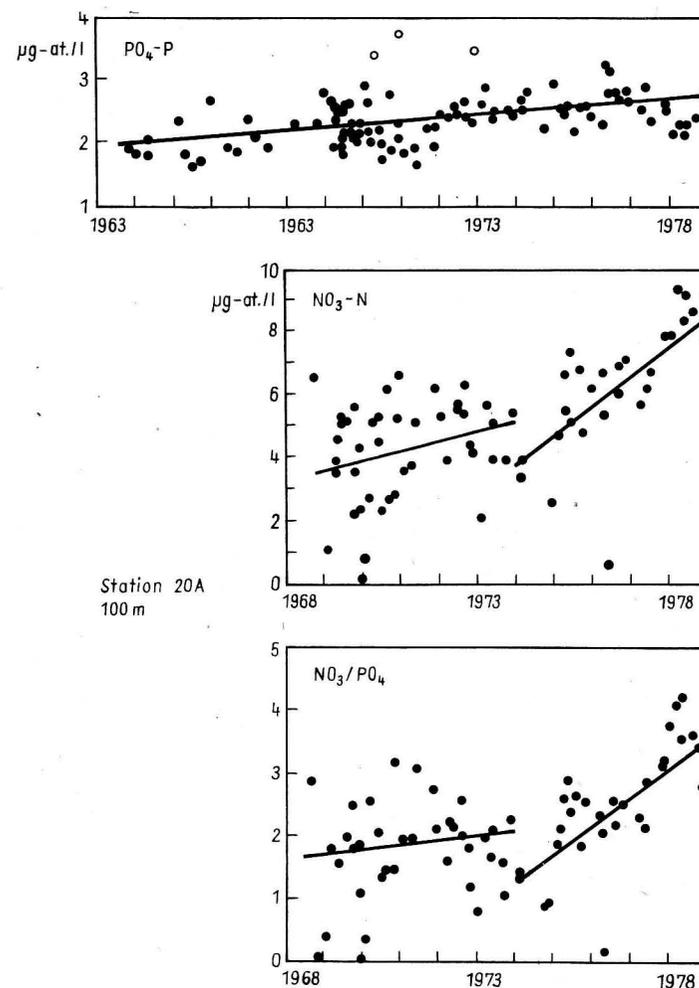
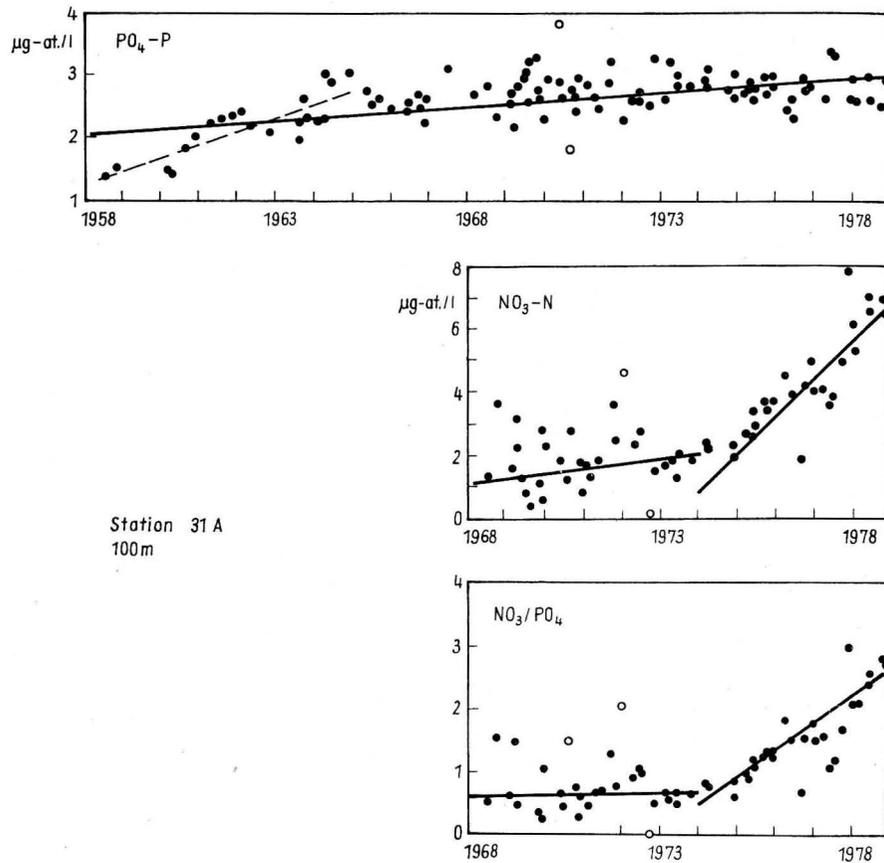


Abb. 11. Veränderungen ausgewählter chemischer Größen im 100 m-Horizont des Färötiefs von 1963—1978

Im Tiefenwasser der anderen untersuchten Stationen ist die Phosphatzunahme signifikant (Tab. 5) und beträgt im Mittel $0,051 \mu\text{g-at./l} \cdot \text{a}$. Die im Gotlandtief beobachtete Anreicherung des Phosphats stimmt sehr gut mit den Angaben von JURKOVSKIJ (1981) überein. Der mittlere Anstieg dieses Nährstoffs im Tiefenwasser des Landsorttiefs verlief dagegen von 1958 bis 1978 viel langsamer als FONSELIUS (1969, 1972 a) angibt. Dieser Umstand hängt offenbar mit dem unterschiedlichen Verlauf der Phosphatanreicherung zusammen. Besonders zu Beginn des Untersuchungszeitraumes scheint dieser Prozeß schneller erfolgt zu sein. Untersucht man den Anstieg von 1958—1964 für sich, werden, wie Abb. 12 und Tab. 5 zeigen, erheblich höhere Akkumulationsraten erreicht.

Die Anreicherung des Nitratstickstoffs im Tiefenwasser des Gotland-, Färö- und Landsorttiefs verlief nicht gleichmäßig (Abb. 10—12). Im Zeitraum 1968—1973 war die jährliche Zunahme auf diesen drei Stationen nicht immer signifikant (Tab. 5) und betrug



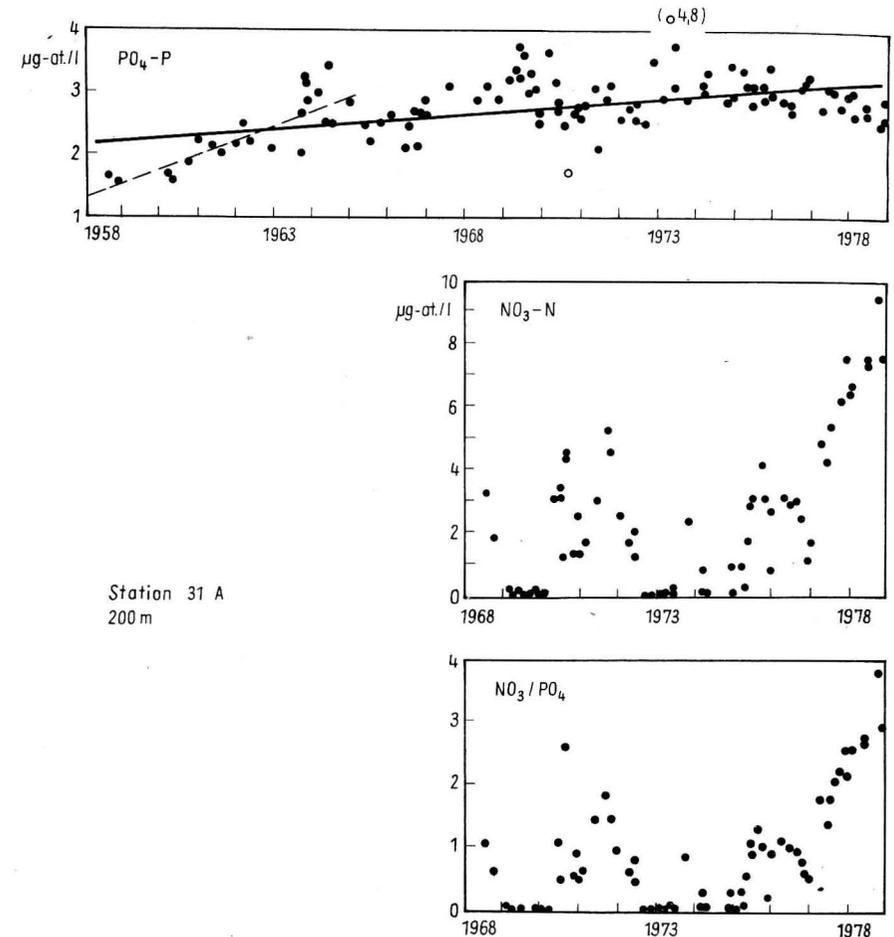
a)

Abb. 12a—d. Veränderungen ausgewählter chemischer Größen im Tiefenwasser des Landsorttiefs von 1958—1978

im Mittel $0,23 \mu\text{g-at./l}$. Zwischen 1974 und 1978 wurde dagegen eine mittlere Nitratanreicherung von $0,92 \mu\text{g-at./l} \cdot \text{a}$ festgestellt, wobei der Anstieg auf den einzelnen Stationen hochsignifikant ist.

Die Nitratanreicherung im Tiefenwasser des Gdanker Tiefs und der südlichen Gotlandsee sind durch lineare Regressionen über den gesamten Untersuchungszeitraum gekennzeichnet (Abb. 7—9, Tab. 5). Ähnlich wie der Nitratgehalt verhalten sich die Nitrat-Phosphat-Relationen.

Wie Untersuchungen von anderen Autoren zeigen, sind in den östlichen und nördlichen Teilgebieten der Ostsee unterhalb der Halokline keine oder nur schwach ausgeprägte Langzeittrends der Nährstoffe vorhanden. Im Tiefenwasser des Finnischen Meerbusens wurden beim Phosphat- und Nitratgehalt zwar kurzfristige Schwankungen beobachtet, die mittleren Konzentrationen waren jedoch im Zeitraum 1928—1931 nicht niedriger als 1966—1973 (VOIPIO, 1973). Auch Untersuchungen über den Gesamtphosphor- und Gesamtstickstoffgehalt ließen von 1962—1978 bzw. 1966—1978 keine signifikanten Trends er-

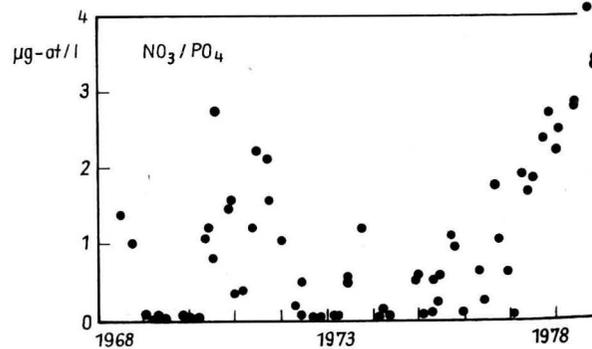
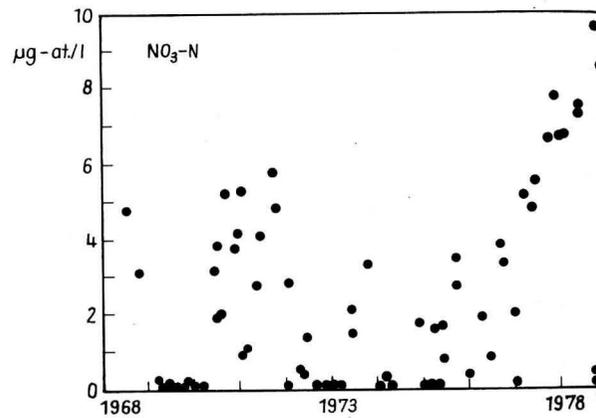
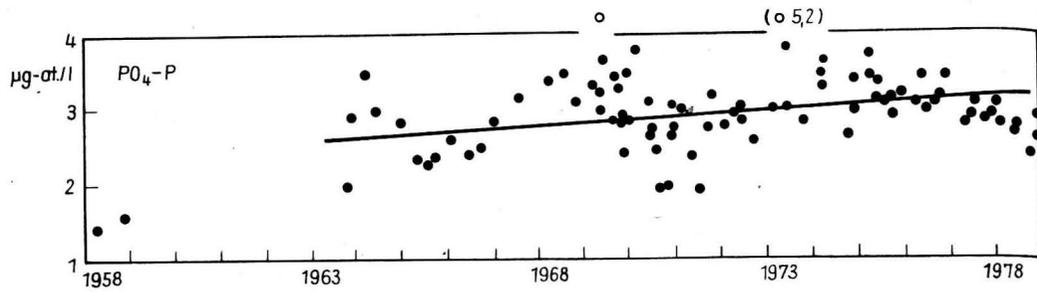


b)

kennen (PERTILÄ u. a., 1980b, PITKÄNEN, MALIN, 1980). Im Tiefenwasser des Bottnischen Meerbusens wurde von 1966—1977 ein schwacher Anstieg des Gesamtphosphorgehalts festgestellt (PITKÄNEN, 1978). Die anorganischen Phosphor- und Stickstoffverbindungen zeigten in den Jahren 1962—1975 keine eindeutige Trendentwicklung (PIETIKÄINEN u. a., 1978).

Die Nährstoffanreicherung im Tiefenwasser der zentralen Ostseebecken wird vorrangig anthropogenen Einflüssen zugeschrieben (SHAFFER, 1979). Nach Abschätzungen des ICES (1977a, b) werden der Ostsee jährlich $33,7 \cdot 10^3 \text{ t}$ Phosphor- und $129 \cdot 10^3 \text{ t}$ Stickstoffverbindungen anthropogener Herkunft durch direkte Einleitung oder mit dem Flußwasser zugeführt. In anderen Untersuchungen werden allein für den Flußwassereintrag Phosphormengen von $21,2 \cdot 10^3 \text{ t/a}$ und Stickstoffmengen von $200 \cdot 10^3 \text{ t/a}$ bzw. $30,6 \cdot 10^3$ und $262 \cdot 10^3 \text{ t/a}$ (VOIPIO, TERVO, 1977*), 1979) genannt, die jedoch nur teilweise aus dem

*) Die für das 2. Halbjahr angegebenen Werte wurden verdoppelt.

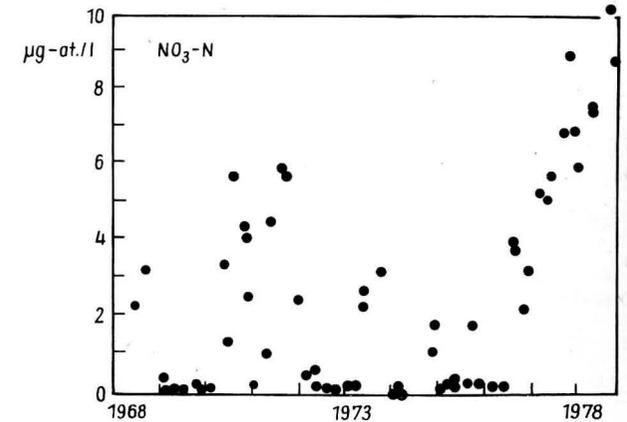
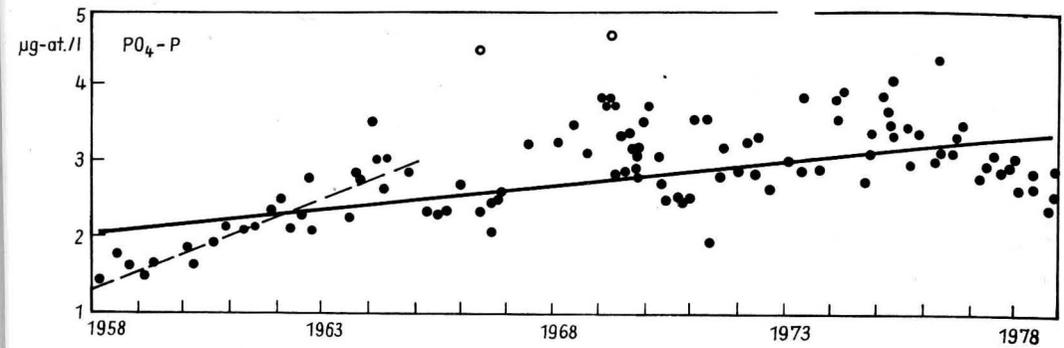


Station 31 A
300 m

c)

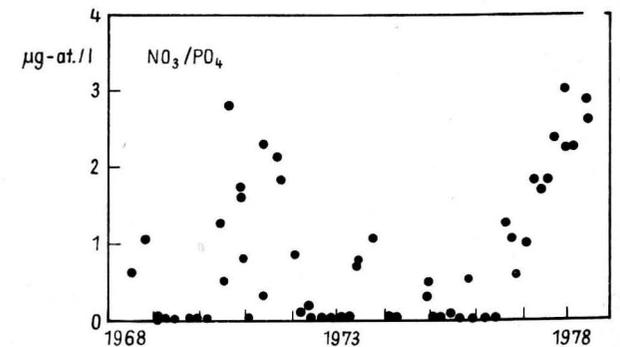
Abstoffeintrag stammen. Dazu kommt die atmosphärische Abscheidung, die für Phosphor mit $9,9 \cdot 10^3$ t/a und für Stickstoff mit $228,6 \cdot 10^3$ t/a angegeben wird (NEHRING, WILDE, 1979, 1982).

Die flachen Küstengebiete, die den Flußmündungen vorgelagert sind, wirken als „biologische Filter“ (FONSELIUS, 1972a). Hier wird bereits die Hauptmenge der mit dem Flußwasser zugeführten Nährstoffe gebunden und im Sediment abgeschieden. Darüber hinaus stellt das zeitweilig stagnierende Tiefenwasser der Ostsee eine „Nährstofffalle“ dar (GRASS-



Station 31 A
400 m

d)



HOFF, 1975, SHAFFER, 1979), weil die permanente Salzgehaltssprungschicht und die untermeerischen Schwellen den vertikalen bzw. horizontalen Austausch stark einschränken. Während jedoch der Nitratanreicherung durch Denitrifikationsprozesse, die bei Sauerstoffmangel einsetzen, natürliche Grenzen gesetzt sind, ist die Phosphatakkumulation keinen Einschränkungen unterworfen. Auch bei der Erneuerung des Tiefenwassers nach Salzwassereinbrüchen sowie bei anderen horizontalen und vertikalen Austauschprozessen gelangt dieser Nährstoff nur vorübergehend in die euphotische Zone. Im Verlauf des

Tabelle 5

Elemente der mittleren langzeitigen Phosphat- und Nitratanreicherung und Zunahme der Nitrat-Phosphat-Relation im Tiefenwasser der Ostsee.

$$y = a \times bx; b = \text{mittlere jährliche Zunahme}; x = \text{Jahr} - 1900; r = \text{Korrelationskoeffizient}$$

Station	Tiefe m	y	Zeitraum	µg-at./l		
				a	b	r
233	100	PO ₄ -P	1969-1978	- 5,494	0,106	0,266
		NO ₃ -N	1969-1978	-27,433	0,488	0,463**)
		NO ₃ /PO ₄	1969-1978	- 2,118	0,087	0,126
8A	90	PO ₄ -P	1964-1978	- 1,679	0,045	0,373****)
		NO ₃ -N	1968-1978	-21,868	0,373	0,589****)
		NO ₃ /PO ₄	1968-1978	- 7,312	0,146	0,352**)
9A	100	PO ₄ -P	1963-1978	- 1,443	0,045	0,398****)
		NO ₃ -N	1968-1978	-15,224	0,292	0,611****)
		NO ₃ /PO ₄	1968-1978	- 1,043	0,062	0,239*)
15A	100	PO ₄ -P	1958-1978	- 3,362	0,076	0,825****)
		NO ₃ -N	1968-1973	-15,333	0,289	0,352**)
		NO ₃ -N	1974-1978	-46,988	0,716	0,551****)
		NO ₃ /PO ₄	1974-1978	-26,502	0,392	0,625****)
20A	100	PO ₄ -P	1963-1978	- 1,231	0,050	0,567****)
		NO ₃ -N	1968-1973	-18,663	0,322	0,287
		NO ₃ -N	1974-1978	-66,736	0,953	0,715****)
		NO ₃ /PO ₄	1968-1973	- 3,689	0,078	0,154
		NO ₃ /PO ₄	1974-1978	-29,317	0,415	0,704****)
31A	100	PO ₄ -P	1958-1978	- 0,582	0,046	0,618****)
		PO ₄ -P	1958-1964	-11,008	0,211	0,828****)
		NO ₃ -N	1968-1973	- 3,442	0,073	0,138
		NO ₃ -N	1974-1978	-79,588	1,095	0,883****)
		NO ₃ /PO ₄	1974-1978	-29,748	0,409	0,860****)
	200	PO ₄ -P	1958-1978	- 0,504	0,047	0,551****)
		PO ₄ -P	1958-1964	-12,424	0,237	0,841****)
	300	PO ₄ -P	1963-1978	- 0,256	0,037	0,336**)
	400	PO ₄ -P	1958-1978	- 1,658	0,064	0,592****)
		PO ₄ -P	1958-1964	-12,000	0,230	0,881****)

*) Korrelationskoeffizient zu 95% signifikant

***) Korrelationskoeffizient zu 99% signifikant

****) Korrelationskoeffizient zu 99,9% signifikant

chemisch-biologischen Stoffkreislaufs passiert er in partikulärer Form, vorrangig organisch gebunden, die Salzgehaltssprungschicht und wird nach seiner Mineralisierung erneut in den grundnahen Wasserschichten angereichert. Da sich dieser Prozeß auf immer höherem

Niveau wiederholt, muß die Entfernung des Phosphats bereits aus den Abwässern als vordringlichste Aufgabe angesehen werden, um eine übermäßige Eutrophierung der Ostsee zu verhindern.

4. Literatur

- ACKEFORS, H., LINDAHL, O.: Primary phytoplankton production in the Baltic Proper, 1973-1976, in relation to secondary zooplankton production. ICES C.M. 1979/L:32, 1-13.
- ANONYMUS: Report of the International Sea Fishery Commission. Proc. 4. Sess. Warsaw, Poland 1978, 1-21.
- BROGMUS, W.: Eine Revision des Wasserhaushalts der Ostsee. Kieler Meeresforsch. 9 (1952), 15-42.
- EDLER, L.: Phytoplankton and primary production in the Sound. Dep. Marine Botany, Univ. Gothenburg, Sweden 1977, 1-82.
- EHLIN, U., MATTISSON, I., ZACHRISSON, G.: Computer based calculations of volumes of the Baltic area. Proc. 9. Conf. Baltic Oceanographers, Kiel 1974, 114-128.
- EUTROSYM: Materialien des internationalen Symposiums über Eutrophierung und Sanierung von Oberflächengewässern. Karl-Marx-Stadt 1976.
- FONSELIUS, S. H.: Hydrography of the Baltic deep basins II. Fishery Board of Sweden, Ser. Hydrogr. 20 (1967), 1-31.
- FONSELIUS, S. H.: Hydrography of the Baltic deep basins III. Fishery Board of Sweden, Ser. Hydrogr. 23 (1969), 1-97.
- FONSELIUS, S. H.: On eutrophication and pollution in the Baltic Sea. In: Ruivo, M.: Marine pollution and sea life. London 1972a, 23-28.
- FONSELIUS, S. H.: On biogenic elements and organic matter in the Baltic. Ambio Spec. Rep. 1 (1972b), 29-36.
- FONSELIUS, S. H.: On phosphorus in the Baltic surface water. Medd. Havsfiskelab. Lysekil 206 (1976a), 1-3.
- FONSELIUS, S. H.: On the nutrient variability in the Baltic. Ambio Spec. Rep. 4 (1976b), 17-25.
- FONSELIUS, S. H.: On long time variations of phosphorus in Baltic surface water. ICES C.M. 1980/C:36, 1-4.
- GARGAS, E., NIELSEN, G. Ä., MORTENSON, S.: The Belt Project. Phytoplankton production, chlorophyll-a and nutrients in the open Danish waters 1975-77. Mar. Poll. Lab., Nat. Agency Environm. Protection, Denmark 1978, 1-42.
- GŁOWIŃSKA, A.: Report on the phosphate investigations in the southern Baltic for 1947-1960. ICES C.M. 1960/Hydrogr. Committee 72, 1-10.
- GRASSHOFF, K.: The hydrochemistry of landlocked basins and fjords. In: Riley, J. P., Skirrow, G.: Chemical Oceanography, Bd. 2, London, New York, San Francisco 1975, 455-597.
- ICES: Studies of the pollution of the Baltic. Coop. Res. Rep. no. 63 (1977a), 1-97.
- ICES: Assessment of the marine environment of the Baltic Sea area. Copenhagen 1977(b), 1-43.
- ICES: Report of the working group on assessment of pelagic stocks in the Baltic. ICES C.M. 1979(a)/J:3, 1-97.
- ICES: Report of the working group on assessment of demersal stocks in the Baltic. ICES C.M. 1979(b)/J:4, 1-36.
- JANSSON, B.-O.: Natural systems of the Baltic Sea. Ambio Spec. Rep. 9 (1980), 128-136.
- JURKOVSKIJ, A. K.: Phosphor. In: Abrisse der Bioproduktivität der Ostsee. RGW 1981 (in russ.) (im Druck).
- KALEIS, M. V.: Gegenwärtige hydrographische Bedingungen in der Ostsee. Ambio Spec. Rep. 4 (1976), 37-44 (in russ.).
- LASSIG, J., LEPPÄNEN, J.-M., TAMELANDER, G.: Phytoplankton primary production and related factors in Tvärmine sea area in 1976-1978 as compared with other parts of the Gulf of Finland. 12. Conf. Baltic Oceanogr., Leningrad 1980 (Vortrag).

- LINDAHL, O.: Studies on the production of phytoplankton and zooplankton in the Baltic in 1976, and a summary of results from 1973—1976. Medd. Havsfiskelab. Lysekil **220** (1977), 1—30.
- MATTHÄUS, W.: Langzeitvariationen von Temperatur, Salzgehalt und Sauerstoffgehalt im Tiefenwasser der zentralen Ostsee. Beitr. Meeresk. H. **42** (1979), 41—93.
- NEHRING, D.: Relationships between salinity and increasing nutrient concentration in the mixed winter surface layer of the Baltic from 1969 to 1978. ICES C.M. 1979/C:24, 1—8.
- NEHRING, D.: Salinity and increasing nutrient concentrations in the mixed winter surface layer of the Baltic from 1969 to 1978. Ann. Biol. **35**, 1978 (1980), 104—106.
- NEHRING, D.: Hydrographisch-chemische Untersuchungen in der Ostsee von 1969—1978. II. Die chemischen Bedingungen und ihre Veränderungen unter besonderer Berücksichtigung des Nährstoffregimes. Geod. Geoph. Veröff. R. IV, **35** (1981), 39—220.
- NEHRING, D.: Relationen der Phosphor- und Stickstoffverbindungen untereinander und zu anderen chemischen Größen der Ostsee. Beitr. Meeresk. H. **47** (1982), 51—60.
- NEHRING, D., FRANCKE, E.: Hydrographisch-chemische Untersuchungen in der Ostsee von 1969—1978. I. Die hydrographischen Bedingungen und ihre Veränderungen. Geod. Geoph. Veröff. R. IV, **35** (1981), 5—38.
- NEHRING, D., WILDE, A.: Investigations on the atmospheric transport of nutrients into the Baltic. ICES C.M. 1979/C:25, 1—8.
- NEHRING, D., WILDE, A.: Untersuchungen über den atmosphärischen Nährstoffeintrag in die Ostsee. Acta hydrochim. hydrobiol. (1982), 89—100.
- PERTILÄ, M., KOLJONEN, J., TULKKI, P.: Mean values and trends of hydrographical and chemical parameters in the Baltic Proper in 1962—1978. 12. Conf. Baltic Oceanographers, Leningrad 1980 (a), 1—5 (paper).
- PERTILÄ, M., TULKKI, P., PIETIKÄINEN, S.: Mean values and trends of hydrographical and chemical properties in the Gulf of Finland 1962—1978. Finnish Marine Res. **247** (1980b), 38—50.
- PIETIKÄINEN, S., NIEMI, Ä., TULKKI, P., AURIMAA, K.: Mean values and trends of physical and chemical properties in the Gulf of Bothnia. Finnish Marine Res. **244** (1978), 64—75.
- PIETIKÄINEN, H.: The wintertime trends in some physical and chemical parameters in the Gulf of Bothnia 1966—1977. Finnish Marine Res. **244** (1978), 76—83.
- PIETIKÄINEN, H., MALIN, V.: The mean values and trends of some water quality variables in winter in the Gulf of Finland 1966—1978. Finnish Marine Res. **247** (1980), 51—60.
- RECHLIN, O.: Institut für Hochseefischerei und Fischverarbeitung, Rostock-Marienehe, 1979, per. Mitteilung.
- SCHULZ, S., KAISER, W.: Produktionsbiologische Untersuchungen in der Ostsee 1975 und einige spezielle Ergebnisse aus dem Jahre 1974. Fischerei-Forsch. **14** (1976), 53—63.
- SEN GUPTA, R.: A study on nitrogen and phosphorus and their interrelationships in the Baltic. Thesis, Univ. Gothenburg 1973, 1—79.
- SHAFFER, G.: On the phosphorus and oxygen dynamics of the Baltic Sea. Contr. Askö Lab., Univ. Stockholm, Schweden **26** (1979), 1—90.
- VOPIO, A.: The level of nutrients in the Gulf of Finland. 4. Suomalais-Neuvostoliittolainen Suomenlati-Symposio, Tallinna 1973, 1—4.
- VOPIO, A., TERVO, V.: River input of the dissolved substances into the Baltic Sea (preliminary report for the period 1. 7.—31. 12. 1975). V. Meeting of Experts on the Water Balance of the Baltic Sea, Rostock 1977, 1—3.
- VOPIO, A., TERVO, V.: River input of dissolved substances into the Baltic Sea in 1976. VI. Meeting of Experts on the Water Balance of the Baltic Sea, Helsinki 1979, 1—3.
- YURKOVSKIS, A.: Die Dynamik und Struktur der vertikalen Phosphorverteilung in der Ostsee. Ivestigija Akad. Nauk Estonskii SSR, Biol., **29** (1980), 255—265 (in russ.).

Anschrift des Verfassers:

D. Nehring
 Institut für Meereskunde der AdW der DDR
 DDR-2530 Rostock-Warnemünde

Nährstoffbilanzen der Ostsee

Von DIETWART NEHRING

Zusammenfassung: Massenbilanzen ergaben einen jährlichen Nettoeintrag von 26000 t Phosphor- und 524000 t Stickstoffverbindungen in die Ostsee. Während jedoch die Stickstoffbilanz durch Denitrifikationsprozesse kontrolliert wird und dadurch im wesentlichen ausgeglichen ist, wird Phosphat im Tiefenwasser angereichert.

Summary: The mass balances revealed an annual net supply of 26000 t phosphorus and 524000 t nitrogen compounds into the Baltic. Whereas the nitrogen balance is controlled by denitrification and therefore seems to be equalized phosphate is accumulated in the deep water.

1. Einleitung

Die Erhaltung der natürlichen Ressourcen der Ostsee gehört zu den wichtigsten Anliegen der Ostseeländer. Voraussetzung für einzuleitende Schutzmaßnahmen sind Kenntnisse über die Wege des Eintrags und den Verbleib von Schadstoffen, zu denen wegen ihrer eutrophierenden Wirkung auch die Phosphor- und Stickstoffverbindungen zählen. Die Massenbilanzen dieser Verbindungen werden vor allem durch folgende Prozesse bestimmt:

- Wasseraustausch an den Ostseezugängen,
- direkte Einleitung häuslicher und industrieller Abwässer,
- natürlicher und anthropogen bedingter Eintrag durch Flußwasser,
- Eintrag aus der Atmosphäre,
- Fischerei,
- Austausch an der Grenzfläche Wasser—Sediment.

Auch durch den Seeverkehr werden Abfälle ins Meer eingebracht. Untersuchungen hierüber liegen jedoch nur für die westliche Ostsee vor (ANONYMUS, 1972). Im Zeitraum von Juli bis September 1971 gelangten in diesem Gebiet etwa 2000 t Festmüll und 100000 t Abwässer durch Schiffe ins Meer. Diese Angaben lassen sich nicht verallgemeinern. Eine grobe Abschätzung der Abstoffzuführung durch den Seeverkehr ist jedoch auf anderem Wege möglich. In der Ostsee sind täglich etwa 700 Handelsschiffe und ebensoviele Fischereifahrzeuge unterwegs (ALEXANDERSSON, 1980), deren seemännisches Personal für Überschlagsrechnungen mit insgesamt 30000 Mann angesetzt werden kann. Auf den wichtigsten Fährlinien der Ostsee wurden 1978 rund 2800000 Passagiere befördert (KOCH, 1980), d. h. im Durchschnitt 7800 täglich. Unter Berücksichtigung der Reisedauer, die zumeist nur wenige Stunden beträgt, verringert sich diese Anzahl auf 2100 Personen, die sich ganztägig an Bord der Fähren befanden.

Die Untersuchung kommunaler Abstoffe hat ergeben, daß in Schweden jährlich 1,5 kg

Phosphor und 4,4 kg Stickstoff pro Einwohner anfallen (ICES, 1977b). Selbst unter Verwendung dieser relativ hohen Umrechnungsfaktoren werden der Ostsee durch den Seeverkehr nur 48 t Phosphor und 141 t Stickstoff im Jahr zugeführt. Der Einfluß des Seeverkehrs auf die Eutrophierung ist daher auf die dichtbefahrenen westlichen Ostseeregionen beschränkt. Für die Nährstoffbilanz der Ostsee insgesamt scheint er von untergeordneter Bedeutung zu sein. Die Versenkung (dumping) von Industrieabfällen und Abwasserschlämme spielte von 1967–1972 in der Ostsee keine Rolle (ICES, 1977a). Die unmittelbare Beeinflussung der Nährstoffbilanz durch die Landwirtschaft scheint ebenfalls gering zu sein. Nach Untersuchungen, die 1975 und 1976 in Schleswig-Holstein erfolgten (HOFFMANN, 1979), stammten nur 3% des mit dem Flußwasser der Ostsee zugeführten Phosphors aus dieser Quelle, während 95% kommunaler und 2% natürlicher Herkunft waren. Beim Stickstoff betrug der Anteil aus Landnutzung und Grundlast 31,6%. Dieser Betrag wird vor allem durch den Gehalt an natürlichen Humusstoffen beeinflusst.

Die Abgabe von Nährstoffen aus dem Meer an die Atmosphäre, sei es gasförmig oder als Aerosol, ist ebenfalls von untergeordneter Bedeutung und braucht daher nicht berücksichtigt zu werden.

Die nachfolgenden Angaben zur Massenbilanz gelten für die Ostsee ohne die Übergangsbereiche zur Nordsee. Beim Vorliegen verschiedener Werte wurde in den Tab. 1 und 2 stets die ungünstigere Variante gewählt. Die Angaben repräsentieren ferner den Gesamtphosphor- und -stickstoffgehalt unabhängig davon, ob diese Elemente in organischer Bindung oder als Orthophosphat bzw. als Nitrat-, Nitrit- oder Ammoniumstickstoff vorliegen.

2. Massenbilanz des Phosphors

Beim Wasseraustausch im Übergangsbereich zur Nordsee gelangen mit dem Einstrom jährlich rund 4000 t (VOIPIO, 1969) bzw. 9900 t (FONSELIUS, 1969) Phosphor in die Ostsee, 10000 bzw. 11400 t werden mit dem Ausstrom abgeführt. SZARON (1979) gibt aufgrund von Modellrechnungen, die auf Messungen des Ausstroms und Nährstoffgehalts im nördlichen Kattegat basieren, Beträge von 6500–14000 t Phosphor pro Jahr an.

Nach Untersuchungen des ICES (1977a) werden der Ostsee durch häusliche und industrielle Abfälle jährlich rund 33000 t Phosphor zugeführt. PAWLAK (1980) gibt für den Festlandseintrag 25800 t/a, davon 18600 t/a durch Flußwasser, an. Dabei muß berücksichtigt werden, daß für einige Ostseeregionen keine oder nur unvollständige Angaben vorliegen. Im Rahmen des IHP/IHD-Projekts*) wurde für 1975 und 1976 der Phosphor eintrag durch die in die Ostsee mündenden Flüsse berechnet (VOIPIO, TERVO, 1977, 1979). Er betrug 21000**) bzw. 31000 t/a und weist offenbar starke zwischenjährliche Unterschiede auf. In diesen Werten ist der Phosphor aus anthropogenen Abfällen sowie auch der Eintrag enthalten, der in unbelastetem Flußwasser vorhanden ist und für die Ostsee auf 500–3000 t/a geschätzt wird (ICES, 1977b).

Die Angaben über den atmosphärischen Phosphoreintrag in die Ostsee sind unsicher. Während offenbar die nasse Abscheidung im Mittel gering ist, scheint man der trockenen Abscheidung bisher zu wenig Bedeutung beimessen zu haben (NEHRING, WILDE, 1979,

*) International Hydrological Programme during the Inter-Hydrological Decade

**) Der Wert für das 2. Halbjahr wurde verdoppelt

1981). Solange keine genaueren Angaben vorliegen, muß davon ausgegangen werden, daß der Eintrag aus der Atmosphäre mindestens 10%, wahrscheinlich aber 20–30% des Flußwassereintrags ausmacht (ANONYMUS, 1975) und rund 9000 t/a beträgt.

In der Ostsee werden gegenwärtig etwa 800000 t Fisch pro Jahr gefangen (ANONYMUS, 1978). Der Phosphorgehalt im Frischfisch ist von der Art, dem Alter und der Kondition (Fettgehalt) der Fische abhängig. Im Mittel kann mit einem Wert von 0,5% gerechnet werden (SCHÖBER, 1979), so daß durch die Fischerei jährlich etwa 4000 t Phosphor aus der Ostsee entnommen werden.

Die jährliche Abscheidung von Phosphor in den Sedimenten der Ostsee wird auf 22000 t geschätzt (VOIPIO, NIEMISTÖ, 1979) und erfolgt vor allem in Bindung an Eisen, in geringerem Umfang auch in Form partikulärer Biomasse. In Gebieten mit zeitweise anoxischen Bedingungen werden im Mittel rund 7000 t Phosphor vom Meeresboden in das Wasser zurückgeführt (HOLM, 1978). Angaben über die Bindung und Ausfällung durch Eisenhydroxokomplexe und -hydroxide bei der Entstehung oxischer Bedingungen werden nicht gemacht.

Die Rolle der Sedimente bei der Bindung von Phosphat durch Adsorption wurde in den tiefen Becken der Ostsee bisher nicht untersucht. In ihren flachen Teilgebieten und Bodden ist dieser Prozeß von erheblicher Bedeutung (SCHIPPEL u. a., 1973, BALZER, 1978, SCHLUNGBAUM, 1979).

In einer früheren Massenbilanz des Phosphors wurde gezeigt, daß der Nettoeintrag in die Ostsee zwischen 15500 und 44000 t/a liegt (ICES, 1977b). In Tab. 2 wurde diese Bilanz

Tabelle 1
Massenbilanz des Phosphors in der Ostsee

Eintrag durch:	t/a
Ostseezugänge	10000
Häusliche und industrielle Abfälle	33000
Flußwasser, natürlicher Anteil	3000
Atmosphäre	9000
Seeverkehr	48
Versenkung	0
Freisetzung aus dem Sediment	7000
Summe	62000
Austrag durch:	t/a
Ostseezugänge	10000
Aerosole	0
Fischerei	4000
Sedimentation	22000
Summe	36000
Nettoeintrag	26000

aufgrund neuer Erkenntnisse ergänzt. Die zur Verfügung stehenden Angaben sind zum Teil unsicher. Der jährliche Nettoeintrag von 26000 t Phosphor ist jedoch eher zu niedrig als zu hoch. Er entspricht fast der Einleitung durch häusliche und industrielle Abfälle. Dies ist ein Hinweis auf die Ursachen der Phosphatanreicherung, die im Tiefenwasser der zentralen Becken der Ostsee beobachtet wurde (FONSELIUS, 1969, NEHRING, 1979, 1981 c, JURKOVSKIJ, 1981, PERTILÄ u. a., 1980). Der ermittelte Nettoeintrag beträgt 6–8% des hier vorhandenen Phosphatvorrats, der auf 300000–400000 t geschätzt wird (DYBERN, 1972).

3. Massenbilanz der Stickstoffverbindungen

SEN GUPTA (1973) versuchte als erster, eine Stickstoffbilanz für die Ostsee aufzustellen. Entsprechend den damaligen Kenntnissen erfolgte diese Abschätzung mit unzureichenden Mitteln und gibt daher nur einen groben Überblick.

Die Massenbilanz des Stickstoffs weist gegenüber der des Phosphors einige Besonderheiten auf. Hierzu gehören u. a. die Stickstofffixierung durch heterocystenführende Blaualgen sowie der hohe Anteil organischer Stickstoffverbindungen, die mit dem Flußwasser in Form stickstoffreicher Humusstoffe in die Ostsee gelangen.

Durch den Wasseraustausch mit der Nordsee werden der Ostsee jährlich 737 km³ Wasser zugeführt, 1216 km³ verlassen sie (BROGMUS, 1952). Das einströmende Wasser, das vorrangig aus der Oberflächenschicht des Kattegats stammt, enthält im Jahresmittel rund 8 µg-at./l organisch gebundenen Stickstoff und 3 µg-at./l anorganische Stickstoffverbindungen, während die entsprechenden Werte für das ausströmende Ostseewasser 13 bzw. 2 µg-at./l betragen (vgl. NEHRING, 1981). Aus diesen Angaben resultiert ein Eintrag von etwa 110000 und ein Austrag von 250000 t/a. SZARON (1979) kommt beim Ausstrom auf 115000 bis 145000 t Stickstoff pro Jahr.

Nach PAWLAK (1980) werden der Ostsee 308000 t Stickstoff pro Jahr vom Festland aus zugeführt, davon 50700 t durch direkte Ableitung und 258000 t mit dem Flußwasser. Infolge unvollständiger Angaben verschiedener Ostseeländer sind diese Werte eher zu niedrig als zu hoch. Von VOIPIO und TERVO (1977, 1979) wurde ein jährlicher Flußwassereintrag von 200000 t*) bzw. 262000 t ermittelt, der ähnlich wie beim Phosphor durch erhebliche zwischenjährliche Unterschiede gekennzeichnet ist.

Während der direkte Eintrag stickstoffhaltiger Verbindungen ausschließlich anthropogener Herkunft ist, wird der Flußwassereintrag vor allem durch den hohen Gehalt an Humusstoffen, die vorrangig aus natürlichen Quellen stammen, bestimmt. Nach Schätzungen von SEN GUPTA (1973) gelangen mit diesen Verbindungen jährlich 200000 t Stickstoff in die Ostsee. Zur Ermittlung des anthropogenen Anteils muß dieser Betrag vom Flußwassereintrag in Abzug gebracht werden. Die verbleibende Differenz von rund 60000 t entspricht etwa dem anthropogenen Anteil im Flußwasser. Die Summe des direkten und indirekten anthropogenen Festlandeintrags (110700 t) stimmt fast mit den Abschätzungen des ICES (1977b) überein, nach denen der Ostsee durch häusliche und industrielle Abwässer 129000 t Stickstoff pro Jahr zugeführt werden.

Die nasse und trockene Abscheidung von Stickstoffverbindungen aus der Atmosphäre wird für das Gesamtgebiet der Ostsee mit 230000 t/a angegeben (NEHRING, WILDE, 1979, 1982). Ohne die Übergangsbereiche zur Nordsee verringert sich dieser Betrag auf 205000 t

*) Der Wert für das 2. Halbjahr wurde verdoppelt

pro Jahr. Blaualgen können mittels ihrer Heterocysten Luftstickstoff verwerten. Diese Stickstofffixierung ist damit ein Grenzfall des atmosphärischen Stickstoffeintrags. RINNE u. a. (1978) geben für die offenen Seegebiete nördlich von Gotland eine jährliche Stickstoffbindung von 100000 t an, während GUNDERSON (1980) für die Ostsee einen Betrag von 150000 t annimmt.

Unter Berücksichtigung der bereits beim Phosphor gemachten Einschränkungen enthält Frischfisch im Mittel 2,5% Stickstoff (15,6% Eiweiß; SCHÖBER, 1979). Bei einem Fang von 800000 t/a (ANONYMUS, 1978) werden der Ostsee auf diesem Wege jährlich 20000 t Stickstoff entzogen.

Welche Bedeutung der Austausch an der Grenzfläche Wasser-Sediment für den Stickstoffhaushalt der Ostsee besitzt, kann gegenwärtig nicht entschieden werden. Es besteht jedoch Grund zu der Annahme, daß die Denitrifikation in der Redox-Sprungschicht eine erhebliche Rolle spielt (SEN GUPTA, 1973, ENGVALL, 1977). Unter Bildung molekularen Stickstoffs wird dadurch der Übergang anorganischer Stickstoffverbindungen in dem Wasserkörper stark reduziert. Ammoniumstickstoff, der im anoxischen Tiefenwasser angereichert ist und vorrangig aus dem Sediment stammt (ENGVALL, 1977), wird bei der Entstehung oxidischer Bedingungen zumindest teilweise zu molekularem Stickstoff oxydiert (vgl. auch BALZER, 1978).

Während bei der Abscheidung von Phosphor die Bindung an Eisen von vorrangiger Bedeutung ist, erfolgt die Ablagerung stickstoffhaltiger Verbindungen fast ausschließlich in Form partikulärer Biomasse. Die Sedimentation spielt daher für die Gesamtbilanz des

Tabelle 2
Massenbilanz der Stickstoffverbindungen in der Ostsee

Eintrag durch:	t/a
Ostseezugänge	110000
Häusliche und industrielle Abfälle	129000
Flußwasser, natürlicher Anteil (Humusstoffe)	200000
Atmosphäre	205000
Stickstoffbindung	150000
Seeverkehr	141
Versenkung	0
Freisetzung aus dem Sediment	?
Summe	794000
Austrag durch:	t/a
Ostseezugänge	250000
Aerosole, gasförmige Substanzen	0
Fischerei	20000
Sedimentation	?
Summe	270000
Nettoeintrag	524000

Stickstoffs in der Ostsee eine viel geringere Rolle als bei der Phosphorbilanz. Abschätzungen hierüber liegen jedoch nicht vor.

In Tab. 2 sind die Angaben zur Stickstoffbilanz der Ostsee zusammengefaßt. Mit über 500000 t/a ergibt sich ein erheblicher Nettoeintrag.

Wie u. a. das im Vergleich zur ozeanischen Relation viel niedrigere Nitrat-Phosphat-Verhältnis erkennen läßt (NEHRING, 1980, 1982a), wird die Stickstoffbilanz der Ostsee in starkem Maße durch biochemische Denitrifikationsprozesse, die bei Sauerstoffmangel im stagnierenden Tiefenwasser stattfinden, kontrolliert. Sie scheint daher trotz des hohen Nettoeintrags (Tab. 2) im wesentlichen ausgeglichen zu sein (vgl. auch GUNDERSON, 1980). Die vor allem von 1974—1978 unterhalb der Halokline beobachtete Nitratanreicherung (NEHRING, 1979, 1982b) scheint vorrangig mit advektiven Prozessen zusammenzuhängen, die zu einer vorübergehenden Verbesserung der Sauerstoffverhältnisse und zu einer verstärkten Nitrifikation der Stickstoffverbindungen geführt haben.

Literatur

- ALEXANDERSSON, G.: Shipping in the Baltic. *Ambio* **9** (1980), 158—162.
- ANONYMUS: Meeresverschmutzung durch Schiffe der Ostsee. *Ozean-Techn.* No 34 (1972), 9—10.
- ANONYMUS: IHP-programme. Sweden, *ad hoc* Meeting on the Methodological Pilot Study. Swedish Nat. Sci. Res. Council Rep. No 47 (1975), Item 5.61.
- ANONYMUS: Report of the International Sea Fishery Commission. Proc. 4. Sess. Warsaw, Poland 1978, 1—21.
- BALZER, W.: Untersuchungen über Abbau organischer Materie und Nährstoff-Freisetzung am Boden der Kieler Bucht beim Übergang vom oxischen zum anoxischen Milieu. Rep. SFB 95 Wechselwirkung Meer—Meeresboden Nr. **36** (1978), 1—126.
- BROGMUS, W.: Eine Revision des Wasserhaushalts der Ostsee. *Kieler Meeresforsch.* **9** (1952), 15—42.
- DYBERN, B. I.: Pollution in the Baltic. In: M. Ruivo: *Marine pollution and sea life*. London 1972, 15—23.
- ENGVALL, A.-G.: Nitrogen exchange at the sediment-water interface. *Ambio Spec. Rep.* **5** (1977), 141—146.
- FONSELIUS, S. H.: Hydrography of the Baltic deep basins III. *Fishery Board of Sweden, Ser. Hydrogr.* **23** (1969), 1—97.
- GUNDERSON, K.: Nitrogen. In: *Assessment of the effects of pollution on the natural resources of the Baltic Sea*. ICES 1980, 74—100.
- HOFFMANN, W.: Phosphor- und Stickstoffzufuhr aus der Landwirtschaft in die Ostsee, insbesondere durch die Schwebstoffe der Gewässer. *Wasser und Abwasser in Forschung und Praxis*. E. Schmidt Verlag 1979, 1—108 (nach Körner, D.: *Ber. dt. wiss. Komm. Meeresforsch.* **28** (1980), 82).
- HOLM, N. G.: The pool of mobile phosphorus in Baltic Sea sediments. *Contrib. Microbial Geochem. Dep. Geol. Univ. Stockholm* **3** (1978), 29—77.
- ICES: *Studies of the pollution of the Baltic*. Coop. Res. Rep. no. 63 (1977a), 1—97.
- ICES: *Assessment of the marine environment of the Baltic Sea area*. Copenhagen 1977(b), 1—43.
- JURKOVSKI, A. K.: Phosphor. In: *Abrisse der Bioproduktivität der Ostsee*. RGW 1981 (in russ.), im Druck.
- NEHRING, D.: Relationships between salinity and increasing nutrient concentration in the mixed winter surface layer of the Baltic from 1969 to 1978. *ICES C.M.* 1979/C:24, 1—8.
- NEHRING, D.: On the mean nitrogen phosphorus ratio in the mixed winter surface layer of the Baltic. *ICES C.M.* 1980/C:19, 1—4.
- NEHRING, D.: Hydrographisch-chemische Untersuchungen in der Ostsee von 1969—1978. II. Die chemischen Bedingungen und ihre Veränderungen unter besonderer Berücksichtigung des Nährstoffregimes. *Geod. Geoph. Veröff. R. IV*, 35 (1981), 39—220.
- NEHRING, D.: Relationen der Phosphor- und Stickstoffverbindungen untereinander und zu anderen chemischen Größen der Ostsee. *Beitr. Meeresk. H.* **47** (1982a), 51—60.
- NEHRING, D.: Langzeittrends des Phosphat- und Nitratgehalts in der Ostsee. *Beitr. Meeresk. H.* **47** (1982b), 61—86.
- NEHRING, D., WILDE, A.: Investigations on the atmospheric transport of nutrients into the Baltic. *ICES C.M.* 1979/C:25, 1—8.
- NEHRING, D., WILDE, A.: Untersuchungen über den atmosphärischen Nährstoffeintrag in die Ostsee. *Acta hydrochim. hydrobiol.* 1982, 89—100.
- PAWLAK, J.: Land-based inputs of some major pollutants to the Baltic Sea. *Ambio Spec. Rep.* **9** (1980), 163—167.
- PERTILÄ, M., KOLJONEN, J., TULKKI, P.: Mean values and trends of hydrographical and chemical parameters in the Baltic Proper in 1962—1978. 12. Conf. Baltic Oceanographers, Leningrad 1980(a), 1—5 (paper).
- KOCH, M.: Der Fährverkehr Skandinavien—BRD, DDR und Polen. *Hansa* **116** (1979), 884—888.
- RINNE, I., MELVASALO, T., NIEMI, A., NIEMISTÖ, L.: Studies on the nitrogen fixation in the Baltic Sea. 12. Conf. Baltic Oceanographers, Leningrad 1980, 1—18 (paper).
- SCHIPPEL, F. A., BÄGANDER, L.-E., HALLBERG, R. O.: An apparatus for subaquatic in situ measurements of sediment dynamics. *Contr. Askö Lab., Univ. Stockholm, Sweden* **2** (1973), 7—24.
- SCHLUNGBAUM, G.: Untersuchungen über die Sedimentqualität in den Gewässern der Darß-Zingster Boddenkette unter besonderer Berücksichtigung der Stoffaustauschprozesse zwischen Wasser und Sediment. *Wilhelm-Pieck-Univ. Rostock, Diss. (B)* 1979, 1—129.
- SCHOBER, B. A.: Inst. für Hochseefischerei und Fischverarbeitung, Rostock-Marienehe, 1979, per. Mitteilung.
- SEN GUPTA, R.: A study on nitrogen and phosphorus and their interrelationships in the Baltic. Thesis, Univ. Gothenburg 1973, 1—79.
- SZARON, J.: Preliminary transport computations of water, salt and nutrients through the Göteborg-Frederikshavn (GF) section in the northern Kattegat, based on measurements 1975—1977. *ICES C.M.* 1979/C:42, 1—8.
- VOIPIO, A.: On the cycle and balance of phosphorus in the Baltic Sea. *Suomen Kemistilehti A* **42** (1969), 48—53.
- VOIPIO, A., NIEMISTÖ, L.: Sedimentological studies and their use in pollution research. *ICES C.M.* 1979/C:46, 1—7.
- VOIPIO, A., TERVO, V.: River input of the dissolved substances into the Baltic Sea (preliminary report for the period 1. 7.—31. 12. 1975). V. Meeting of Experts on the Water Balance of the Baltic Sea, Rostock, 1977, 1—3.
- VOIPIO, A., TERVO, V.: River input of dissolved substances into the Baltic Sea in 1976. VI. Meeting of Experts on the Water Balance of the Baltic Sea, Helsinki 1979, 1—3.

Anschrift des Verfassers:

D. Nehring
 Institut für Meereskunde der AdW der DDR
 DDR-2530 Rostock-Warnemünde

Phytoplankton Patchiness and Advection Diffusion Models

By WOLFGANG FENNEL and HANS ULRICH LASS

Zusammenfassung: Aus der Theorie der turbulenten Diffusion folgt, daß Dispersionen passiver Substanzen in Abhängigkeit von der räumlichen Struktur niederfrequenter Strommuster unterschiedlich schnell anwachsen können. Daher existieren in einem großskaligen Zirkulationsmuster unterschiedliche mesoskale Diffusionseigenschaften. In der vorliegenden Arbeit wird der Einfluß dieses Effektes auf die Herausbildung horizontaler Inhomogenitäten in Phytoplanktonverteilungen (Patchiness) diskutiert. Auf willkürlich verteilte, in die Deckschicht injizierte Nährstoffkonzentrationen wirken Vermischungsprozesse mit unterschiedlicher Intensität. Nur dort, wo die Nährstoffverteilungen innerhalb der Reaktionszeit des Phytoplanktons nicht zu stark vermischt werden, können Planktonflecke entstehen. Sei L eine typische Abmessung einer Nährstoffwolke, $\sigma(t)$ die diffusionsbedingte Dispersion und τ die Reaktionszeit des Phytoplanktons, Dann ist durch $\sigma(\tau) = L_c$ eine kritische Länge definiert. Für $L > L_c$ kann ein Planktonfleck entstehen, während für $L < L_c$ die Nährstoffe schneller verteilt sind als das Plankton reagieren kann.

Zur Anwendung von Advektions-Diffusions-Modellen auf die Ostsee ist ein hypothetisches großskaliges Zirkulationsbild eingeführt worden, nach dem die niederfrequente Strömung in der Deckschicht im wesentlichen durch topographische Rossby-Wellen bestimmt ist.

Summary: From the theory of turbulent diffusion it is known, that the temporal behaviour of dispersion of passive substances depends on the spatial structure of the low frequency current pattern. Therefore, a large scale circulation pattern possess different mesoscale diffusion properties.

In the present paper the influence of that effect on the development of horizontal inhomogeneities in phytoplankton (patchiness) is studied. Arbitrary distributed nutrient injections into the upper mixed layer are mixed with different intensity. Only those nutrient patches which are not too strongly dispersed during the reaction time of phytoplankton lead to plankton patches. Let L be a typical scale of a nutrient patch, $\sigma(t)$ is the dispersion scale caused by diffusion and τ may be the reaction time of plankton. Then $\sigma(\tau) = L_c$ defines a critical length. For $L > L_c$ a plankton patch may develop, while, for $L < L_c$ the nutrients are dispersed before the phytoplankton can react.

In order to apply advection-diffusion models for the Baltic a hypothetical large scale circulation picture is introduced. According to this hypothesis the low frequency current in the upper mixed layer is governed by topographic Rossby waves.

1. Introduction

Spatial inhomogeneity in the phytoplankton (so called patchiness) is experimentally well-documented but poorly understood. (See e.g. the survey article of PLATT et. al [1]. here the reader will find an extensive list of literature. The existence of patchiness in the Baltic has been demonstrated by aerial and satellite photographs [2]). In the present paper the combined effect of advection diffusion processes on the development of plankton patches is studied. In order to apply advection diffusion models the current pattern of the large scale

circulation must be known. In the upwelling regions off the western boundary of continents the low frequency circulation pattern are governed by coastal trapped waves and, therefore, the patchiness problem may be discussed in the frame of advection diffusion models. We are, especially, interested in patchiness in the Baltic and, therefore, we need a simple circulation model of the Baltic. In the second section we design an extremely simplified low frequency circulation model. In section 3 the spatial and temporal properties of the diffusion parameters are investigated based on that circulation model. In section 4 the effect of the diffusion on the development of patchiness is discussed.

2. An Extremely Simplified Low Frequency Circulation Model of the Baltic

For further discussions we need a simple model of the large scale, low frequency circulation of the Baltic. In order to design a preliminary picture we notice the following empirical facts:

1. Kinetic energy spectra of wind possess energy concentration for period larger than 4 days [3]. The kinetic energy of the fluctuating part of the wind field over the Baltic is roughly 30 times larger than the energy of the long time mean [4].
2. Current spectra also show peaks for those periods [4, 5, 6]. Similarly to the wind the kinetic energy of the fluctuations of the current is several times larger than that of the long time mean. The flows corresponding to periods larger than 4 days have amplitudes greater than 10 cm/sec and are of barotropical nature [4].
3. The low frequency circulation is nearly in geostrophic balance with the pressure field.

From these points one should expect that an essential part of the current field in the Baltic consists of long wave processes and not of a stationary circulation.

In order to find the properties of those long waves we consider the Baltic to be a long channel. Since the borders of the Baltic at the ends of the channel are rather irregular, wave processes will more dispersed than reflected at the ends. Therefore, far enough from the channel ends the waves can be treated as waves in an infinite long channel. Moreover we may expect, that long waves are determined mainly by a generalized bottom topography, while stationary currents depend on the detailed topography [8]. We simplify the bottom topography to vary only in cross channel direction. Let $h(y)$ be the depth of the Baltic model. y is the coordinate in cross channel direction and x is parallel to the channel axis

$$h(y) = h_0 \left(1 + s \frac{y}{l} \right)$$

with $h_0 \approx 40$ m and $h(l) \approx 70$ m. The channel width l is approximately 190 km and the slope s is a small quantity $s \approx 0,75 < 1$.

From the shallow-water theory follows the existence of topographic Rossby waves in such a channel with the following properties in zeroth order (see e.g. [8]).

$$\eta = \eta_0 \sin \left(\frac{n\pi}{l} y \right) \cos(kx - \sigma t + \Phi) + O(s) \quad (1)$$

$$u = -\frac{g}{f} \frac{n\pi}{l} \eta_0 \cos \left(\frac{n\pi}{l} y \right) \cos(kx - \sigma t + \Phi) + O(s) \quad (2)$$

$$v = -\frac{g}{f} k \eta_0 \sin \left(\frac{n\pi}{l} y \right) \sin(kx - \sigma t + \Phi) + O(s) \quad (3)$$

η is amplitude of the wave, $K = 2\pi/\lambda$ the wave number in x direction, σ the frequency and f the local Coriolis frequency ($f = 1,2 \cdot 10^{-4} \text{ sec}^{-1}$). The dispersion relation of these barotropic Rossby waves is

$$\sigma \approx \frac{sf}{l} \cdot \frac{k}{k^2 + \frac{n^2\pi^2}{l^2} + \frac{f^2}{gH_0}} \quad n = 1, 2, 3, \dots$$

The waves can be expected to be resonant for vanishing group velocity. The relation

$$\frac{d\sigma}{dk} = c_{gr} = 0$$

yields

$$k_n = \sqrt{\frac{n^2\pi^2}{l^2} + \frac{f^2}{gh_0}} \quad \text{and} \quad \sigma_n = \frac{s}{2} \frac{f}{l} \cdot \frac{1}{k_n}$$

The resonant periods, wave length and the corresponding phase speeds are given in table 1 for the first two modes.

Since the wind spectra possess energy concentrations in the period range where resonance appears the topographic, barotropic Rossby waves can be expected to be excited in their first and second mode.

Table 1

Mode	T_n [days]	λ_n [km]	c_n [cm/s]
1	5	360	83
2	10	190	22

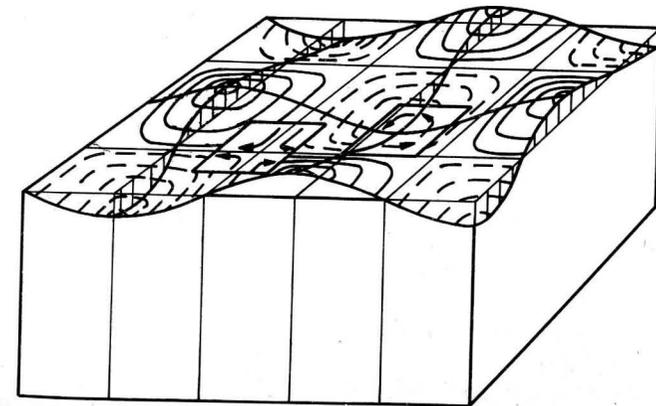


Fig. 1. Large scale current pattern in a channel governed by topographic Rossby waves

We notice that the extremely simplified model mirrors the empirical properties mentioned above. The resonant periods are of reasonable order. On the rigid walls of the channel the sea level remains unchanged, and the flow is in zeroth approximation in geostrophical balance with the pressure field. Some aspects of topographic Rossby waves in the Bornholm Basin are also discussed by KIELMANN [7].

As an example the current pattern of the second mode is displayed in Fig. 1.

In mesoscale areas the current may be considered to be linear in the horizontal coordinates x and y . Then we have

$$u = u_0 + u_x x + u_y y \quad (4)$$

$$v = v_0 - \frac{k^2}{\left(\frac{n\pi}{l}\right)^2} u_y x - u_x y \quad (5)$$

where u_0, v_0, u_x and u_y are fixed at x_0, y_0 and from (2) and (3) follow

$$u_x = \eta_0 k \frac{g}{f} \frac{n\pi}{l} \cos\left(\frac{n\pi}{l} y_0\right) \sin(kx_0 - \sigma t_0 + \Phi) \quad (6)$$

$$u_y = \left(\frac{n\pi}{l}\right)^2 \frac{g}{f} \eta_0 \sin\left(\frac{n\pi}{l} y_0\right) \cos(kx_0 - \sigma t_0 + \Phi) \quad (7)$$

$$v_x = -\frac{k^2}{\left(\frac{n\pi}{l}\right)^2} u_y \quad (8)$$

The mesoscale flow pattern may be classified by means of the parameter r

$$r = (u_x^2 + v_x u_y)^{1/2} = \left(u_x^2 - \frac{k^2}{\left(\frac{n\pi}{l}\right)^2} u_y^2\right)^{1/2} \quad (9)$$

or in terms of sea level variations

$$r = \frac{g}{f} \frac{n\pi}{l} k_n \left[\eta^2 \left(y_0 + \frac{l}{n\pi}, x_0 + \frac{\pi}{2k_n} \right) - \eta^2(y_0, x_0) \right]^{1/2} \quad (10)$$

For real r we have a deformation field while for imaginary r the current patterns has an eddy structure. On the crest and in the trough of the long waves we find an imaginary r while between the neighbouring crests an real r follows.

3. Advection Diffusion Model

Current measurements of WEBSTER and FOFONOFF [9] show the existence of a well defined gap in the kinetic energy spectra of flows in the upper mixed layer of the sea. The high frequency part of the spectra are determined by wind waves while the low frequency part corresponds to inertial waves and other low frequency processes. With increasing depth the wind wave peak vanishes while the gap is filled by processes as internal waves.

Therefore the semiempirical diffusion equation for the dispersion of passive substances is well defined in the current regime of the upper mixed layer of the sea.

$$\left[\frac{\partial}{\partial t} + \bar{v} \cdot \nabla - A \Delta_n - A_z \Delta_z \right] G(\vec{r}, t) = \delta(\vec{r}) \delta(t) \quad (11)$$

$\delta(\vec{r})$ and $\delta(t)$ are DIRAC's function representing an instantaneous point source of a passive substance of the concentration $G(\vec{r}, t)$. \bar{v} is a quasi stationary or low frequency circulation pattern, which is in our case given by the barotropic Rossby waves (2) and (3). A and A_z are horizontal and vertical diffusivities, respectively, containing the effect of small scale turbulence.

We consider a two layer model of the Baltic. The mean depth of the upper mixed layer is H . Taking into account the boundary conditions, which follow from the isolating effect of sea surface and thermocline

$$\frac{\partial G}{\partial Z} = 0 \quad \text{for } z = 0 \quad (\text{sea surface}) \quad \text{and } z = H \quad (\text{bottom of upper mixed layer})$$

and

$$G \rightarrow 0 \quad \text{for } x, y \rightarrow \infty \quad (\text{open sea})$$

we can determine the mixing properties of a mesoscale current pattern given by (4) and (5). Introducing the Fourier transformed concentration

$$G(k, \kappa, z, t) = \int dx dy e^{-ikx - i\kappa y} G(x, y, z, t)$$

from (11) follows [10, 11]

$$G(k, \kappa, z, t) = \frac{e^{-\frac{\sigma_x^2 k^2}{2} - \frac{\sigma_y^2 \kappa^2}{2} - \sigma_{xy} k \kappa - ik\langle x \rangle - i\kappa\langle y \rangle}}{H} \left(1 + 2 \sum_{n=1}^{\infty} e^{-n^2 \beta t} \cos \frac{n\pi}{H} z \right)$$

where

$$\frac{\sigma_x^2}{2} = At + \frac{A u_x}{2r^2} [ch(2rt) - 1] + At \left[\frac{u_x^2 + u_y^2}{r^2} + 1 \right] \left[\frac{sh 2rt}{2rt} - 1 \right] \quad (12)$$

$$\frac{\sigma_y^2}{2} = At - \frac{A u_y}{2r} [ch(2rt) - 1] + At \left[\frac{u_x^2 + v_x^2}{r^2} + 1 \right] \left[\frac{sh 2rt}{2rt} - 1 \right]$$

$$\sigma_{xy} = \frac{A(u_y + v_x)}{2r^2} [ch 2rt - 1] + \frac{A h}{r} (u_y - v_x) \left[\frac{sh 2rt}{2rt} - 1 \right]$$

$$\langle x \rangle = u_0 \frac{shrt}{r} + \frac{v_0 u_y + u_0 u_x}{r^2} [chrt - 1]$$

$$\langle y \rangle = v_0 \frac{shrt}{r} + \frac{u_0 v_x - v_0 u_x}{r^2} [chrt - 1]$$

$\beta = A_z \frac{\pi^2}{H^2}$ is the inverse vertical mixing time. From measurements $1/\beta$ is known to be of

the order of one hour [12]. In our further discussion we consider time scales of more than a half day and, therefore, the vertical variations can be neglected.

$$G(k, \kappa, z, t) \approx \frac{1}{H} e^{-\frac{\sigma_x^2}{2} k^2 - \frac{\sigma_y^2}{2} \kappa^2 - \sigma_{xy} k \kappa - i \langle x \rangle k - i \langle y \rangle \kappa} \quad (14)$$

$$\beta t \gg 1.$$

From (12) and (13) it can be seen that the time behaviour or the dispersions varies more or less dependent on the spatial structure of the mesoscale current pattern. For $r^2 < 0$ (eddy) the dispersions vary like t^1 , while for $r^2 > 0$ the dispersions can increase exponentially with time. That means, dependent on the mesoscale current pattern the horizontal mixing processes are more or less effective in different areas.

Now we consider the horizontal mixing of a nutrient distribution injected into the upper mixed layer at $t = 0$. The initial distribution $N_0(k, \kappa)$ may be Gaussian

$$N_0(k, \kappa) = e^{-n_x^2 \frac{k^2}{2} - n_y^2 \frac{\kappa^2}{2}} \quad (15)$$

From (14) follows

$$N(k, \kappa, t) = N_0(k, \kappa) \cdot G(k, \kappa, t) \quad (16)$$

The nutrient dispersion are obviously

$$\Sigma_x^2(t) = n_x^2 + \sigma_x^2(t) \quad (17)$$

$$\Sigma_y^2(t) = n_y^2 + \sigma_y^2(t) \quad (18)$$

The physical mechanism of the nutrient injection is considered to be nearly independent of the current regime which is responsible for the diffusion in the upper mixed layer.

It is known [13] that the depth of the thermocline is correlated with the biomass-production. A shallower thermocline leads to higher productivity than a deeper one. In order to understand the nutrient injection mechanism we assume a high nutrient concentration beneath the thermocline. Moreover nutrients which are generated by sunken, remineralized detritus may be concentrated on the thermocline. Now by means of certain processes, e.g. EKMAN suction induced by the vertical component of the windstress curl [14] or bottom topographic effects, the thermocline may be bended. The bedding of the thermocline combined with processes as breaking internal waves which destroy the thermocline locally may lead to nutrient injection into the upper mixed layer. Moreover at the bended thermocline stirring of the remineralized detritus caused by surface waves turbulence can yield a nutrient injection. The typical initial scale of these nutrient patches may be characterized by means of the initial dispersion

$$L = \sqrt{n_x^2 + n_y^2} \quad (19)$$

4. Patchiness

We consider the upper mixed layer as a part of the pelagic ecosystem. The depth H of the upper mixed layer may coincide with the depth of the euphotic zone. The mean response time of phytoplankton τ is roughly of the order of 20 ... 30 h [15].

Let a nutrient patch of the scale L be injected into the upper mixed layer. Then two processes will act to decrease the nutrient patch:

1. assimilation
2. horizontal turbulent diffusion

If the dispersion caused by the combined advection diffusion process for $t \approx \tau$ is smaller than the initial scale L of the nutrient patch assimilation processes may lead to a plankton patch. But if for $t \approx \tau$ the dispersion caused by diffusion is larger than L the nutrient patch is dispersed before a plankton patch can develop.

Thus we can define a critical scale by means of

$$\sigma(\tau) = L_c \quad (20)$$

where $\sigma = \sqrt{\sigma_x^2 + \sigma_y^2}$ with σ_x^2 and σ_y^2 given by (12) and (13). For $L > L_c$ a plankton patch may develop, while for $L < L_c$ the nutrient patch is dispersed before plankton can react. Formally, we find for Fickian diffusion the KIERSTAED, SLOBODKIN result [16] with

$$\sigma(\tau) = 2\sqrt{A\tau} = 2\sqrt{\frac{A}{\nu}}$$

where ν is the phytoplankton growth rate (inverse response time).

We emphasize that in our case the critical length scale L_c is related to the initial nutrient patch and not to the plankton patch.

From (12) and (13) follow that different mesoscale flow pattern cause substantial differences of the dispersions and, therefore, of the critical length L_c (19). Suppose some nutrient patches of the scale L are distributed arbitrarily over a wide area. Then it may exist mesoscale areas where $L < L_c$ and those with $L > L_c$. The former may be expected near saddlepoints and the latter may occur in the vicinity of eddy points of the Rossby wave pattern. Only in areas with $L > L_c$ plankton patches can develop. Therefore the combined advection-diffusion process acts like a selection mechanism which promotes horizontal inhomogeneities in the phytoplankton.

We give examples of critical length scales for the currents near to a vortex point and near to a saddle point.

In the former case the streamlines form an eddy and the critical length depends only on the local diffusivity A

$$L_c = 2\sqrt{A\tau}$$

while in the latter case the critical length depends strongly on the velocity gradient u_x .

$$L_c = \left[\frac{2A}{u_x} \operatorname{ch}(2u_x\tau) \right]^{1/2}$$

In table 2 some values of L_c for these examples are given for various u_x and τ . We display u_x in units of f (inertial frequency) and τ in units of $T_f = 2\pi/f$ (inertial time). It is known that velocity gradients generally not exceed the half local inertial frequency (see KIRWAN [18]).

The local diffusivity is according to BROSIN et al. [18] of the order $A = 10^3 \text{ cm}^2/\text{sec}$.

By means of table 2 the rapid increase of the dispersion or, respectively, the critical scale in the vicinity of saddle points is demonstrated. Clearly, for scales L_c exceeding the half wave length of the Rossby waves the theory restricted to mesoscale areas is no longer valid.

Table 2

τ	T_f	$2T_f$	$3T_f$	$4T_f$
eddy				
L_c	140 m	190 m	240 m	270 m
saddle				
$u_x = \frac{1}{2}f$				
L_c	940 m	21800 m	50 km	117 km
$u_x = \frac{1}{4}f$				
L_c	280 m	1330 m	6420 m	31 km
$u_x = \frac{1}{8}f$				
L_c	176 m	394 m	865 m	1900 m

Acknowledgements

We thank Dr. W. KAISER and Dipl.-Biol. L. POSTEL for helpful discussion.

Note in proof: Recently a paper by KIELMANN appeared (Grundlagen und Anwendungen eines numerischen Modells der geschichteten Ostsee, Berichte IfM Kiel, 1981, Nr. 87a, b), where various aspects of topographic Rossby waves in the Baltic Sea are studied numerically.

References

- [1] PLATT, T., DENMAN, K. L., JASSBY, A. D., Modelling the productivity of phytoplankton. In: The Sea, Vol. 6, E. D. GOLDBERG (ed.) John Wiley, New York 1977, 807–856.
- [2] JANSSON, B. O., Natural system of the Baltic sea. *Ambio*, Vol. IX, No. 3–4, 1980.
- [3] MONIN, A. S., and YAGLOM, A. M., Statistical fluid dynamics. Part 2, Nauka, Moscow 1967 (in Russian).
- [4] KIELMANN, J., KRAUSS, W., KEUNECKE, K. H., Currents and stratification in the Baltic sea and the Arkona basin during 1962–1968, *Kieler Meeresforschung*. XXIX, H. 2, (1973) 90–111.
- [5] LANGE, W., Zu den Ursachen langperiodischer Strömungsänderungen im Fehmarn-Belt. *Kieler Meeresforsch.* 31 (1975), 65–81.
- [6] FRANCKE, E., A contribution to the investigations of the current conditions in the surface layer in the area of the Darss sill. *Proceeding 12th Baltic Oceanogr. Conf.*, 1980, in press.
- [7] KIELMANN, J., Mesoscale eddies in the Baltic. *Proc. XIth Conf. Baltic Oceanographers*, Rostock 1978.
- [8] PEDLOSKY, J., *Geophysical Fluid dynamics*. Springer Verlag, New York 1979.
- [9] WEBSTER, F., Introduction of the Woods Hole oceanographic institution moored array experiment. *Proc. 2. Colloq. Hydrodyn. of ocean*, Liege Univ. 1970.
- [10] OKUBO, A., A note on horizontal diffusion from an instantaneous source in a nonuniform flow. *J. Oceanogr. Soc. Japan* 22 (1966), 35–39.
- [11] FENNEL, W., Turbulente Diffusion in räumlich variablen Stromfeldern. *Geod. Geoph. Veröff. R. IV* (1979), H. 30.
- [12] SCHOTT, F., EHLERS, M., HUBRICH, L., and QUADFASSEL, D., Small-scale diffusion Experiments in the Baltic surface-mixed layer under different weather conditions. *Deutsche Hydrogr. Z.* 31 (1978), H. 6.

- [13] BLACKBURN, M., LAURS, R. M., OWEN, R. W., and ZEITZSCHEL, B., Seasonal and areal changes in standing stocks of phytoplankton, zooplankton and micronekton in the eastern tropical Pacific. *Marine Biology* 7 (1970), 14–31.
- [14] KRAUSS, W., On currents, internal and inertial waves in a stratified ocean due to variable winds. *Deutsche Hydrogr. Z.* 29 (1976), H. 3.
- [15] SCHÖNE, H. K., Die Vermehrungsrate mariner Planktondiatomeen als Parameter in der Ökosystemanalyse. *Habil. Schrift. Rhein. Westfäl. Techn. Hochsch. Aachen*, 1977.
- [16] KIERSTAED, H., and SLOBODKIN, L. B., The size of water masses containing plankton blooms. *J. Mar. Res.*, 12 (1953), 141.
- [17] KIRWAN, A. D., Oceanic velocity gradients. *J. Phys. Oceanogr.* 5 (1975), No. 4, 729–735.
- [18] BROSIN, H. J., GEZENCVEJ, A. N., KARABSEV, G. S., KREMSEK, U., LE KUANG TOAI, MURAV'EV, S. S., OZMIDOV, R. V., und VOIGT, K., Das mittlere dreidimensionale Bild der Diffusion von Beimengungen aus momentanen Punktquellen im Meer. *Beitr. z. Meeresk. H.* 30/31 (1972).

Anschrift der Verfasser:

Dr. WOLFGANG FENNEL und Dr. HANS ULRICH LASS
 Institut für Meereskunde der AdW der DDR,
 DDR-2530 Rostock-Warnemünde

Zur Genauigkeit der Ergebnisse von Diffusionsexperimenten in der Oberflächenschicht des Meeres mit Hilfe fluoreszenter Tracer

Von ULRICH KREMSER

Zusammenfassung: Die Interpretation der Ergebnisse von Diffusionsexperimenten im Meer kann nur dann erfolgreich durchgeführt werden, wenn u. a. Angaben über die Güte der experimentellen Daten bekannt sind. Die Güte wird mit Hilfe einer Fehlerabschätzung bestimmt, die sich auf die Konzentrationsverteilung des Tracers selbst sowie auf alle auf sie einwirkenden bzw. aus ihr hervorgehenden Größen bezieht. Es zeigt sich, daß eine ungenügende Berücksichtigung der Fehlermöglichkeiten zu erheblichen Irrtümern bei der Interpretation führen kann.

Summary: The interpretation of results of diffusion experiments in the sea may be successful only, if among other things exist informations on the quality of the experimental data. The quality we determine with help of an error estimation, which refers to the concentration distribution of the tracer and to the factors influencing on it or resulting from it. An insufficient consideration of errors possibilities can lead to considerable mistakes by the interpretation.

Резюме: Интерпретация результатов диффузионных экспериментов в море только тогда успешно проводится, если между прочим известны информации о качестве экспериментальных данных. Качество определяется при помощи оценки ошибок, которая относится к распределению концентрации трассера и к всем на концентрацию влияющим или из нее вытекающим величинам. Показывается, что недостаточный учет возможностей возникновения ошибок может приводить к серьезным погрешностям при интерпретации.

Einleitung

Die Turbulenztheorie liefert bisher keine vollständige Beschreibung turbulenter Strömungen bzw. des Diffusionsprozesses. Deshalb wird auf die halbempirische Theorie zurückgegriffen, die bei Benutzung der Boussinesq-Approximation für das zweite Moment $u_i'c'$ zur halbempirischen Diffusionsgleichung (hDGL)

$$\frac{\partial c}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_i} (u_i c) = \frac{\partial}{\partial x_i} K_{ij} \frac{\partial c}{\partial x_j} + q$$

führt. Hierbei bedeuten $c(x, t)$ = mittlere Konzentration der Beimengung, t = Zeit, u_i = i -te Strömungskomponente, K_{ij} = Tensor der Diffusionskoeffizienten und q = Quellen bzw. Senken des Beimengungsfeldes.

Die hDGL ist eine parabolische DGL erster Ordnung in t , deren Eigenschaften teilweise zur Wirklichkeit des Diffusionsprozesses im Widerspruch stehen (MONIN, JAGLOM, 1965, CORRSIN, 1974, KREMSER, 1978 a). Das ist sicherlich eine Folge der Schließung des Glei-

chungssystem durch Abbruch der Hierarchie und Approximation mit Hilfe bekannter Größen. Daraus folgt unmittelbar die Notwendigkeit des Vergleiches von Theorie und Praxis zur Überprüfung der Gültigkeit der hDGL und in Hinblick auf eine Weiterentwicklung der Ansätze.

Ein solcher Vergleich zwischen den Lösungen der hDGL und experimentellen Daten ist nur sinnvoll, wenn die Güte letzterer bekannt ist. Der Inhalt dieser Arbeit soll es sein, eine Fehlerbetrachtung der experimentellen Daten zu liefern. Die Fehlerabschätzung soll sich auf die Ausgangsmasse M_0 der Beimengung, den Einfluß der Anfangsverteilung auf die zeitliche Änderung der Maximalkonzentration und Dispersion, die Meßwertgewinnung und die Einordnung der Meßwerte in ein Koordinatensystem, die Maximalkonzentration und die Dispersion beziehen.

Die Ausgangsmasse M_0 der Beimengung

Differenzen zwischen Soll- und Istwert von M_0 entstehen durch den Wägeprozeß, die Lösung und Lagerung des Farbstoffes, die Wirkung „nichtturbulenter Prozesse“ und die Messung der Konzentrationsverteilung.

Durch das Wägen des Farbstoffes können geringfügige Fehler entstehen. Die Lösung des Farbstoffes (Rhodamin) in einem Wasser/Alkohol-Gemisch gelingt mitunter nicht vollkommen, so daß ungelöste Farbkümpen zurückbleiben. An metallischen Wänden kristallisiert Rhodamin aus, so daß eine Lagerung in Plastfässern günstiger ist. Die wahre Ausgangsmasse sollte durch Überprüfung der Konzentration der Ausgangslösung unmittelbar vor dem Versuch ermittelt werden. Die Gesamtmasse M_0 hat während des Diffusionsprozesses der Gleichung

$$M_0 = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} C(x, y, z, t) dx dy dz \quad (1)$$

zu genügen. In der Praxis treten jedoch erhebliche Differenzen zu obiger Gleichung auf. „Nichtturbulente“ Prozesse können die wirksame Gesamtmasse verringern und so erhöhte Diffusion vortäuschen. Bei Rhodamin können dies Zerfall durch Sonnenstrahlung, Akkumulation durch Plankton und Absorption an Sedimenten sein, die einen realen Beimengungsverlust für das Experiment bewirken (FEUERSTEIN und SELLECK, 1963, TALBOT und HENRY, 1968, TALBOT und MYRTLE, 1975). Wie KREMSER (1972) in einer Untersuchung feststellte, ist der durch diese Prozesse verursachte Tracerverlust bei eintägigen Versuchen in der Ostsee vernachlässigbar gering und kann keinesfalls die von JOSEPH, SENDNER und WEIDEMANN (1965) und KULLENBERG (1971) festgestellten Differenzen erklären. Scheinbare Massenverluste treten dadurch auf, daß infolge der Empfindlichkeit des Fluorometers C^+ alle Konzentrationswerte $C < C^+$ als Null betrachtet werden und somit das Integral der Gleichung (1) nur innerhalb der Grenzen $\langle -r', +r' \rangle$ berechnet werden kann. Der Massenverlust ΔM durch fortlaufende Diffusion durch die Grenzfläche des Fleckes der Konzentration C^+ wurde am vereinfachten rotationssymmetrischen Modell untersucht (KREMSER, 1977). Es konnte gezeigt werden, daß für eine stark zerklüftete Grenzfläche, die den Realitäten mehr entspricht als eine glatte, der abgeschätzte Massenverlust ΔM mit experimentellen Ergebnissen übereinstimmt.

Der Einfluß der Anfangsverteilung auf Maximalkonzentration und Dispersion

Wird zur Erzeugung eines Farbfleckes im Meer eine momentane Punktquelle benutzt, so ergeben sich natürlicherweise Differenzen zwischen der mathematischen Formulierung der Anfangsbedingung in der Form $C(x, y, z, t) = M_0 \delta(x) \delta(y) \delta(z) \delta(t)$ und ihrer praktischen Realisierung. Im allgemeinen wird bei der Einfäbe des Farbstoffes ein zusätzlicher Impuls mitgeliefert, der zu einer Anfangsverteilung führt, deren Konzentration näherungsweise durch eine Normalverteilung in der Form

$$q(x, y, z, t) = C_0 \exp \left\{ -\frac{x^2 + y^2}{2m^2} - \frac{z^2}{2n^2} \right\} \delta(t) \quad (2)$$

dargestellt werden kann. Die Dispersionen m^2 und n^2 bestimmen die Schärfe des Konzentrationsabfalls zu den Fleckrändern hin. Um den Einfluß der Anfangsverteilung auf Maximalkonzentration und Dispersion zu untersuchen, wurde die einfache Gleichung

$$\left[\frac{\partial}{\partial t} - K_r \left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} \right) - K_z \frac{\partial^2}{\partial z^2} \right] C_1(x, y, z, t) = 0 \quad (3)$$

benutzt, deren Lösung für die Anfangsbedingung $C_1(x, y, z, t) = M_0 \delta(x) \delta(y) \delta(z) \delta(t)$ eine Greenfunktion $G(x, y, z, t)$ darstellt. Mit ihr lassen sich die Konzentrationsverteilungen für beliebige Quellfunktionen $q(x, y, z, t)$ gemäß

$$C_2(x, y, z, t) = \iiint_{r'} G(x - r', y - r', z - r', t - t') q(r', t') dr' dt' \quad (4)$$

berechnen. Mit $C_1(x, y, z, t) = G(x, y, z, t)$ und obiger Quellfunktion (2) liefert die Integration das Ergebnis

$$C_2(x, y, z, t) = \frac{M_0}{\pi^{3/2} (2m^2 + 4K_r t) (2n^2 + 4K_z t)^{1/2}} \exp \left\{ -\frac{x^2 + y^2}{2m^2 + 4K_r t} - \frac{z^2}{2n^2 + 4K_z t} \right\} \quad (5)$$

Gegenüber $C_1(x, y, z, t)$ hat $C_2(x, y, z, t)$ sozusagen einen zeitlichen Vorsprung. Der Einfluß auf die Maximalkonzentration ist in Abb. 1 zu sehen (für konkrete Bedingungen). Die Dispersion wird einfach durch die Anfangsverteilung modifiziert: $\sigma_r^2 = m^2 + 2K_r t$, $\sigma_z^2 = n^2 + 2K_z t$.

Daraus folgt, daß der Einfluß bei kleinen Zeiten groß ist. Für große Zeiten gehen beide Modelle ineinander über. Die Zeit, bei der der Störeinfluß wesentlich bleibt, hängt maßgeblich von der Störung selbst und von der Größe der Austauschkoefizienten ab (vgl. KREMSER, 1978 b).

Meßwertgewinnung

Die Konzentrationswerte werden durch

- die Temperaturabhängigkeit der Fluoreszenz,
- Geräte- und Ablesefehler,
- die Umrechnung mittels einer Eichkurve und
- den Einfluß von Meßgerät und Meßgeräteträger verfälscht.

Die Fluoreszenzstrahlung hängt außer von der Beimengungskonzentration auch von

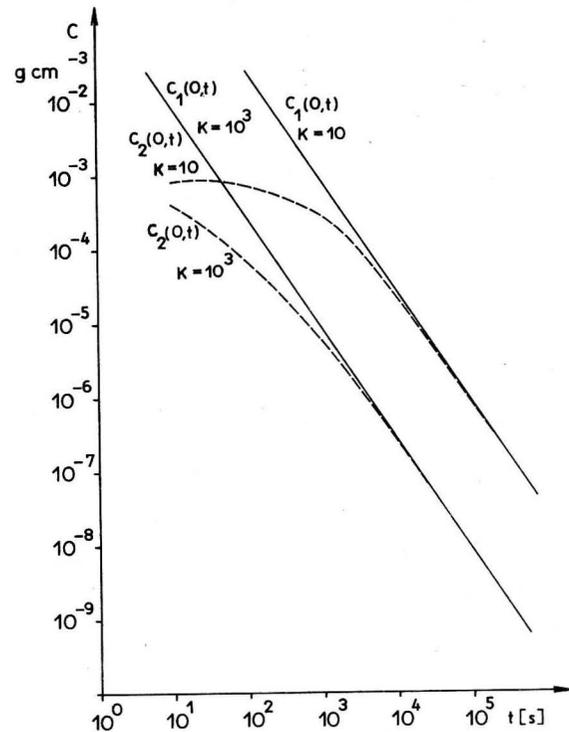


Abb. 1. Der zeitliche Verlauf von C_{\max} für die Anfangsbedingungen einer exakten momentanen Punktquelle (—) und einer räumlich ausgedehnten Quelle (---)

der Temperatur T ab. Mit ansteigender Temperatur fällt die Fluoreszenz F gemäß

$$F(T) = F(T_0) \exp \{-a \Delta T\}.$$

Die Konstante a wurde für Rhodamin B zu 0,027 bestimmt (FEUERSTEIN, SELLECK, 1963), für Rhodamin S zu 0,029 (KREMSER, 1972). Temperaturfluktuationen im Frequenzbereich 1 Hz sind im allgemeinen kleiner als 0,1 °C und damit vernachlässigbar. Bei längeren Perioden und unter anderen Bedingungen können die Temperaturschwankungen in der Ostsee wesentlich höher sein (FRANCK, 1976). Eine Temperaturänderung von 4 °C würde einen Meßfehler von mehr als 10% bedeuten. Geräte- und Ablesefehler sind im allgemeinen gering zu halten. Die gemessenen Analogwerte werden mit Hilfe einer Eichkurve in Konzentrationswerte umgerechnet. Die Eichkurve im doppeltlogarithmischen Maßstab ist häufig nur in einem kleinen Bereich linear. Deshalb empfiehlt sich eine Teilung in zwei Bereiche mit unterschiedlichen Koeffizienten oder eine z. B. durch eine Potenzfunktion approximierte Eichkurve.

Nur bei der kontaktlosen Messung des Konzentrationsfeldes werden die Strukturen nicht durch den Meßvorgang beeinflusst. Beim Schleppen eines Meßgerätes durch einen Farbfleck wird je nach Form und Größe des Gerätes und in Abhängigkeit von der Schleppgeschwindigkeit zusätzlich Turbulenz erzeugt. Diese Beeinflussung bezieht sich auf Maßstäbe kleiner bzw. gleich der Größe des Gerätes und damit im allgemeinen nicht auf

Aussagen, die aus der hDGL folgen. Dagegen wird der Einfluß des Meßgeräteträgers auf das Turbulenzfeld nicht von vornherein vernachlässigbar sein. Nehmen wir als Meßgeräteträger ein Schiff der Länge L , der Breite B und mit dem Tiefgang L_z an, das bei konstanter Fahrt durch den Beimengungsfleck die Leistung N an den Wasserkörper abgibt. Die Energie soll nicht in das mittlere Strömungsfeld eingehen, sondern die Turbulenz im Wellenzahl-Intervall (k_1, k_2) verstärken. k_2 ist mit dem Kolmogorov-Maßstab identisch. Vergleichen wir die Energie pro Masseneinheit E_s , die zusätzlich durch das Schiff eingespeist wird, mit dem Wert E , der sich aus einem experimentell ermittelten Spektrum der Strömungsgeschwindigkeit ergibt, so hängt dieses Verhältnis in hohem Maße vom Volumen V ab, auf welches sich die zusätzliche Energie verteilt, und von k_1 , das eine obere Grenze für die Maßstäbe der gebildeten Wirbel darstellt. Wählen wir als Vergleichsspektrum eines aus der Ostsee (KIELMANN, KRAUSS, KEUNECKE, 1973), das grob durch

$$S(k) = 1,65 \cdot 10^5 k^{-1,16}$$

im gewünschten Bereich approximiert werden kann (gegeben war das Frequenzspektrum, das mit Hilfe der Hypothese von der eingefrorenen Turbulenz in das Wellenzahlspektrum umgerechnet wurde, $\bar{u} = 5$ cm/s), so ist die Energie pro Masseneinheit

$$\text{für } k_1 = 2 \cdot 10^{-4} \text{ cm}^{-1} \quad E = \int_{k_1}^{k_2} 1,65 \cdot 10^5 k^{-1,16} dk \approx 3,3 \cdot 10^6 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2}.$$

Im praktischen Beispiel ($N = 20$ kW, $L = 30$ m, $B = 10$ m, $\bar{u}_s = 1$ m/s) bleibt das Verhältnis E/E_s selbst dann noch sehr groß, wenn $V = 6 \times 3 \times 1 \text{ m}^3$ und $k_1 \approx \left(\frac{B}{2}\right)^{-1}$ gesetzt werden, nämlich $E/E_s \approx 10^2$.

Wenn auch das verwendete Spektrum nicht für alle Fälle repräsentativ ist, so kann man jedoch annehmen, daß der Einfluß eines Schiffes auf das natürliche Turbulenzfeld im allgemeinen gering ist. Diese Schlußfolgerung deckt sich mit fotografischen Aufnahmen des Konzentrationsfeldes der Beimengung Rhodamin vom Hubschrauber aus, auf denen die Spur des hindurchgefahrenen Schiffes nicht herauszulesen war. Trotzdem kann die Benutzung eines kleinen Bootes empfohlen werden.

Zuordnung der Meßwerte

Die exakte Zuordnung der Meßwerte zu bestimmten Raumpunkten ist selbst dann schwierig, wenn es um eine relative Zuordnung in einem mitbewegten Koordinatensystem geht. Die bei Oberflächenflecken praktizierten Methoden, d. h. Aussetzen von Treibbojen in die Fleckmitte bzw. als Orientierungspunkte am Anfang bzw. Ende einer Durchfahrt durch den Fleck, haben sich nicht bewährt. Radarpeilungen sind möglich, führen aber mitunter zu beträchtlichen Fehlern, die vom Typ des Gerätes, der Ablesung und von der Entfernung bzw. der Art des Orientierungspunktes abhängen.

Bei der Benutzung von Schiffsnavigationsanlagen sind die Fehler von der Art des Verfahrens, vom Standort des Schiffes und von den meteorologischen Bedingungen abhängig. In der westlichen Ostsee rechnet die Schiffsführung bei der Decca-Navigation mit einem Ortungsfehler der Größenordnung ± 100 m.

Die Maximalkonzentration C_{\max}

Die Maximalkonzentration und ihre Änderung mit der Zeit sind wichtige Charakteristiken des Diffusionsprozesses. Die Messung läuft darauf hinaus, den Ort der maximalen Konzentration zu finden. Dieser Ort befindet sich nicht immer in der Fleckmitte. Deshalb sollten zur Bearbeitung nur solche Werte herangezogen werden, für die $C_{\max}(t_1) > C_{\max}(t_2)$ ist mit $t_2 = t_1 + \Delta t$.

Die zeitliche Änderung der Maximalkonzentration kann entsprechend der Theorie von $C_{\max} \sim t^{-1}$ bis $C_{\max} \sim \exp\{-\alpha t\}$ erfolgen und läßt deshalb innerhalb eines bestimmten Intervalls für n jeden Wert zu, wenn eine Darstellung $C_{\max} = at^{-n}$ zugrunde gelegt wird. n gibt einen Mittelwert an, auf den sich die Aussage der hDGL bezieht. Unter natürlichen Bedingungen kann n während des Experimentes variieren (KREMSER, 1980). Das ist jedoch an veränderliche Umweltparameter gekoppelt und soll hier nicht weiter ausgeführt werden. Die mittleren Exponenten n (bei konstanten Umweltbedingungen) sind hier Schätzwerte im statistischen Sinne und zu ihrer genauen Festlegung sollte das Vertrauensintervall angegeben werden. Für die Ausgleichsgerade des Experimentes vom 11. 07. 1975 gilt z. B. für den Anstieg $n = -2,77 \pm 0,17$ für eine Irrtumswahrscheinlichkeit von 5% bzw. $n = 2,77 \pm 0,26$ für eine solche von 1% (Abb. 2). Damit ist im allgemeinen eine eindeutige Zuordnung zu einem bestimmten Modell ($C_{\max} \sim t^{-2,5}$ für ein dreidimensionales Scherstrommodell, $C_{\max} \sim t^{-3,0}$ z. B. für ein rotationssymmetrisches Modell mit $K_z = 0$) im Rahmen der Genauigkeit nicht möglich. Trotzdem kann die Maximalkonzentration zu den am sichersten bestimmbarsten Werten gerechnet werden.

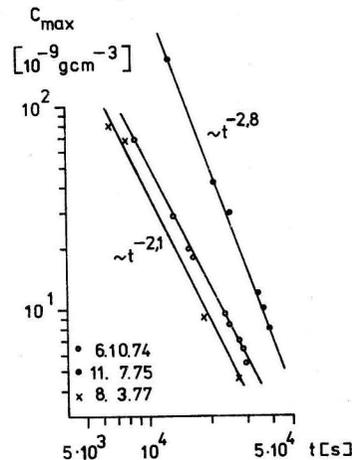


Abb. 2. Die zeitliche Änderung von C_{\max} für Experimente unter konstanten Umweltbedingungen

Die Dispersion

Als zweites Moment der Konzentrationsverteilung wird die Dispersion σ^2 gemäß

$$\sigma_i(t)^2 = \frac{\int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} x_i^2 C(x_1, x_2, x_3, t) dx_1 dx_2 dx_3}{\int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} C(x_1, x_2, x_3, t) dx_1 dx_2 dx_3} \quad (6)$$

definiert. Beim Problem des Massenverlustes wurde schon darauf hingewiesen, daß infolge der Empfindlichkeit C^+ des Meßgerätes eine Integration über die Konzentration des Farbflecks nur unvollständig ausgeführt werden kann. Außerdem wird durch die Fleckvermessung nicht die Konzentrationsverteilung für alle Raumpunkte bestimmt, sondern nur längs einzelner Kurse, so daß anstelle $C(x, y, z, t)$ nur $C(x, 0, 0, t)$, $C(0, y, 0, t)$ usw. bekannt sind.

Die Benutzung der eindimensionalen Konzentrationsverteilung führt z. B. zur Berechnung von

$$\sigma_x'^2(t) = \frac{\int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} x^2 C(x, 0, 0, t) dx}{\int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} C(x, 0, 0, t) dx} \quad (7)$$

und nur dann zu von σ_x^2 abweichenden Ergebnissen, wenn die Konzentrationsverteilung nicht als Produkt der eindimensionalen Verteilung geschrieben werden kann, d. h. für $C(x, y, z, t) \neq C_1(x, t) C_2(y, t) C_3(z, t)$. Das ist bei den Scherstrommodellen der Fall und am Beispiel des Modells von CARTER und OKUBO (1965)

$$\frac{\partial C}{\partial t} + (u_0 + \Omega_y y + \Omega_z z) \frac{\partial C}{\partial x} = K_x \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + K_y \frac{\partial^2 C}{\partial y^2} + K_z \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} \quad (8)$$

(Ω — lineare Stromscherungen) ergibt sich dann für große Zeiten

$$\sigma_x^2 = \frac{5}{12} (\Omega_y^2 K_y + \Omega_z^2 K_z) t^3$$

aber

$$\sigma_x'^2 = \frac{1}{6} (\Omega_y^2 K_y + \Omega_z^2 K_z) t^3,$$

d. h. σ_x^2 und $\sigma_x'^2$ unterscheiden sich um einen konstanten Faktor.

Wird zusätzlich die Empfindlichkeit des Meßgerätes berücksichtigt und damit eine Begrenzung des Integrationsintervalls, entsteht aus (7)

$$\sigma_x''^2(t) = \frac{\int_{-x'}^{+x'} x^2 C(x, 0, 0, t) dx}{\int_{-x'}^{+x'} C(x, 0, 0, t) dx} \quad (9)$$

$C^+ = C(\pm x')$ entspricht der Empfindlichkeit des Meßgerätes. Infolge der zeitabhängigen Integrationsgrenzen wird auch der relative Fehler

$$F_{\text{rel}} = \frac{\sigma_i^2 - \sigma_i''^2}{\sigma_i^2}$$

mit der Zeit anwachsen. Am Beispiel des obigen Scherstrommodells (8) wird

$$\sigma_x''^2 = 2K_x t^3 B \left\{ 1 - \frac{2}{\sqrt{\pi}} \left[\ln \frac{A}{C^*} \right]^{1/2} \cdot \frac{C^*}{A} \cdot \frac{1}{\Phi \left(\sqrt{2} \left[\ln \frac{A}{C^*} \right]^{1/2} \right)} \right\} \quad (10)$$

$$\left(B = \frac{1}{12} \left(\Omega_y^2 \frac{K_y}{K_x} + \Omega_z^2 \frac{K_z}{K_x} \right); A = C(0, 0, 0, t); \Phi\text{-Fehlerintegral} \right).$$

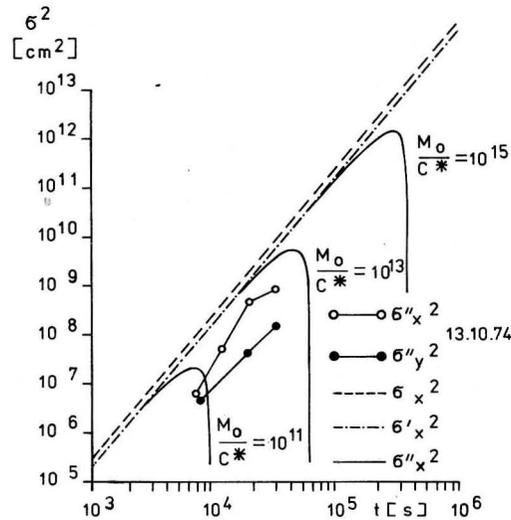


Abb. 3. Die Dispersion σ_x^2 , $\sigma_x'^2$, $\sigma_x''^2$ in Abhängigkeit vom Verhältnis M_0/C^* und von der Zeit

σ_x^2 , $\sigma_x'^2$ und $\sigma_x''^2$ sind für konkrete Werte in Abb. 3 aufgezeichnet. Während σ_x^2 und $\sigma_x'^2$ keine Rückschlüsse auf das Experiment erlauben, zeigt der Abfall der Kurve $\sigma_x''^2$ deutlich, daß der zur Verfügung stehende Zeitraum zur Messung der Konzentrationsverteilung mit dem Ziel der Dispersionsberechnung in der Praxis begrenzt ist. Entscheidenden Einfluß auf den Verlauf von $\sigma_x''^2$ nimmt das Verhältnis M_0/C^* . Die Empfindlichkeit C^+ des Meßgerätes kann kaum gesteigert werden, da die natürliche Fluoreszenz des Meerwassers die gleiche Größenordnung hat. Deshalb führt nur eine vergrößerte Ausgangsmasse M_0 des Farbstoffes zu verlängerten Meßbedingungen. Damit ist auch das häufig zu beobachtende Abknicken von $\sigma_i''(t)$ im doppeltlogarithmischen Maßstab erklärt (siehe Beispiel in Abb. 3).

Schlußfolgerungen

Die Diskussion der Fehlermöglichkeiten bei Versuchen zur turbulenten Diffusion im Meer mit Rhodamin zeigt, daß es fast unmöglich ist, unverfälschte, d. h. „wahre“, Daten über den Diffusionsprozeß mit Hilfe des Experimentes zu erhalten. Durch die Fehlerabschätzung ist jedoch die mögliche Abweichung der aus experimentellen Daten folgenden Resultate von den tatsächlichen Werten bekannt und damit können gesicherte Aussagen über den Diffusionsprozeß gemacht werden. Das setzt für die Praxis voraus, daß alle hier aufgezählten Einflußfaktoren (und eventuell zusätzliche) sorgfältig berücksichtigt werden. In diesem Sinne mag die Arbeit nützliche Hinweise für alle diejenigen leisten, die sich mit experimentellen Untersuchungen zur turbulenten Diffusion und ihrer Interpretation beschäftigen.

Literatur

CARTER, H. H., OKUBO, A.: A study of physical processes of movement and dispersion in the Cape Kennedy area. Chesapeake Bay Inst., John Hopkins Univ., Techn. Rep. Ref. 65-2 (1965), pp 164.

- CORRSIN, S.: Limitations of gradient transport models in random walks and in turbulence. In: F. N. FRENKIEL and R. E. MUNN (Eds.): Turbulent diffusion and environmental pollution, Academic Press, New York 1974, S. 25—60.
- FEUERSTEIN, D. L., SELLECK, R. E.: Fluorescent tracers for dispersion measurements. J. San. Eng. Div. SA 4, (1963), S. 1—21.
- FRANCK, H.: Zu kurzzeitigen Temperaturveränderungen am Südwestrand des Arkonabeckens. Beitr. z. Meeresk. H. 38 (1976), S. 103—117.
- JOSEPH, J., SENDNER, H., WEIDEMANN, H.: Untersuchungen über die horizontale Diffusion in der Nordsee. Dt. hydrograph. Zeitschr. Bd. 17 (1964), No 2.
- KIELMANN, J., KRAUSS, W., KEUNECKE, K.-H.: Currents and stratification in the Baltic Sea and the Arkona Basin during 1962—1968. Kieler Meeresf., 29 (1973), H. 2, S. 90—111.
- KREMSER, U.: Die Wirkung „nichtturbulenter“ Prozesse auf die Konzentration eines Rhodamin-S-Fleckes im Meer unter besonderer Berücksichtigung des Einflusses von Phytoplankton, suspendierten Sedimenten und Sonnenstrahlung. Beitr. z. Meeresk., H. 30/31, 1972, S. 101—125.
- KREMSER, U.: Über die Massenbilanz einer Beimengung bei Versuchen zur turbulenten Diffusion im Meer. Beitr. z. Meereskunde, H. 39 (1977), S. 99—102.
- KREMSER, U.: Einige Bemerkungen zur halbempirischen Diffusionsgleichung. Beitr. z. Meereskunde, H. 41 (1978 a), S. 15—23.
- KREMSER, U.: Der Einfluß der Anfangsverteilung einer momentanen Quelle auf einige Charakteristika der Fleckausbreitung. Zeitschr. f. Meteorologie, Bd. 28 (1978 b), H. 2, S. 76—78.
- KREMSER, U.: Der Vergleich von Theorie und Praxis bei Diffusionsversuchen im Meer am Beispiel der Maximalkonzentration (russ.). Okeanologija, Bd. 21 (1981), H. 2, S. 244—248.
- MONIN, A. S., JAGLOM, A. M.: Statistische Hydromechanik. Bd. 1 (russ.) Verlag Nauka, Moskau 1965.
- TALBOT, J. W., HENRY, I. L.: The adsorption of rhodamine-B on to materials carried in suspension by inshore waters. J. Cons. int. Explor. Mer, vol. 32 (1968), No 1, S. 16—17.
- TALBOT, J. W., MYRTLE, J. B.: The adsorption of rhodamine on to suspended sediments. J. Cons. int. Explor. Mer, vol. 36 (1975), No 2, S. 128—132.

Anschrift des Verfassers:

Dr. sc. ULRICH KREMSER

Institut für Meereskunde der AdW der DDR

DDR-2530 Rostock-Warnemünde

ASMUS PETERSEN

Die Gräser

*Ihre Bestimmung, Erkennung und Beschreibung in biologischer
ökologischer sowie landwirtschaftlicher und landeskultureller
Beziehung*

5., bearbeitete Auflage

herausgegeben und bearbeitet von WALTRAUT PETERSEN
und GÜNTHER WACKER

1981. 278 Seiten — 100 Abbildungen — 91 Tafeln — 5 Tabellen

gr. 8° — Leinen 38,— M

Bestell-Nr.: 763 022 9

Bestellwort: Petersen, Gräser 6659

Das Buch ist eine Neubearbeitung unter Zugrundelegung der von ASMUS PETERSEN erschienenen Gräserbücher. Es werden über 100 Gräser behandelt und zwar Kulturgräser, Ungräser, Waldgräser und Wildgräser sowie Gräser fremder Erdteile, die zum Anbau empfohlen und züchterisch bearbeitet wurden. Das Buch enthält 100 Bildtafeln, auf denen die einzelnen Gräser im Blatt, in der Blüte und im Samen dargestellt sind.

Bestellungen durch eine Buchhandlung erbeten



AKADEMIE-VERLAG

1086 Berlin, Leipziger Straße 3-4