

# Wissenschaft und Fortschritt

Populärwissenschaftliche Monatszeitschrift  
für Naturwissenschaften und Mathematik

Je Heft 48 S. — mit Abb. — 21 × 29,7 cm — jährlich erscheinen 12 Hefte,  
je Heft 1,— M; Ausland 2,— M — Bestell-Nr. 1087

„Wissenschaft und Fortschritt“ ist eine populärwissenschaftliche Monatszeitschrift für Naturwissenschaften und Mathematik. Sie wendet sich an Oberschüler, Studenten, Lehrer, Wissenschaftler sowie alle an der Wissenschaft Interessierten.

Die Zeitschrift setzt bei ihren Lesern naturwissenschaftliche Grundkenntnisse voraus und regt das Interesse an mathematisch-naturwissenschaftlichen Problemen an.

Sie gibt eingehend Informationen über moderne Entwicklungsprobleme neue Ergebnisse und Fragestellungen aller naturwissenschaftlichen Zweige, deren wichtigste Anwendungsgebiete sowie ihrer ökonomischen und weltanschaulichen Konsequenzen.

Das Hauptanliegen dieser Zeitschrift ist es, Anregungen und Informationen zu geben, sowohl für den Studenten aus naturwissenschaftlichen Disziplinen, die über den Lehrstoff hinausgehen, als auch für den Fachwissenschaftler zur Information über Wesentliches und Neues aus Nachbargebieten.

Durch die Stoffeinteilung mit Originalbeiträgen, mit Informationen über neue wissenschaftliche Forschungsergebnisse, durch interessante mathematische Aufgabenstellungen sowie ausgewählte Buchbesprechungen vermittelt sie den Lesern ein breites Spektrum der modernen Wissenschaft.

*Bestellungen durch eine Buchhandlung erbeten*



AKADEMIE-VERLAG

DDR-108 Berlin, Leipziger Str. 3—4

Akademie der Wissenschaften der DDR  
Institut für Meereskunde  
- Bibliothek -  
1. April 1977  
AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN DER DDR  
Deutsche Demokratische Republik  
INSTITUT FÜR MEERESKUNDE

# BEITRÄGE ZUR MEERESKUNDE

HERAUSGEGEBEN VON

ERICH BRUNS

UNTER MITWIRKUNG VON

OTTO KOLP, GÜNTHER SAGER, KLAUS VOIGT

HEFT 39

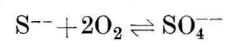


AKADEMIE-VERLAG BERLIN

1977

### Berichtigung

Auf S. 30 (Beitrag Francke/Nehring/Rohde) muß die chemische Gleichung richtig lauten:



2105/39 Meereskunde, H. 39

AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN DER DDR  
INSTITUT FÜR MEERESKUNDE

---

# BEITRÄGE ZUR MEERESKUNDE

HERAUSGEGEBEN VON

**ERICH BRUNS**

UNTER MITWIRKUNG VON

**OTTO KOLP, GÜNTHER SAGER, KLAUS VOIGT**

**HEFT 39**

Mit 38 Abbildungen und 11 Tabellen



---

AKADEMIE-VERLAG · BERLIN

1977

*Die Autoren des Heftes widmen ihre Beiträge*

*Herrn Prof. Dr. Ing. habil.*

*Erich Bruns*

*zu seinem 75. Geburtstag am 8. April 1975*

Erschienen im Akademie-Verlag, 108 Berlin, Leipziger Straße 3–4

© Akademie-Verlag Berlin 1977

Lizenznummer: 202 · 100/458/77

P 205/76

Gesamtherstellung: VEB Druckerei „Thomas Müntzer“, 582 Bad Langensalza

Bestellnummer: 7623352 (2105/39), LSV 1465

Printed in GDR

DDR 30,— M

## Inhalt

|  |     |
|--|-----|
| H.-J. TREMP, Ergebnisse von Seegangsmessungen in der ufernahen Flachwasserzone . . . . .   | 7   |
| HENNING BAUDLER, Über eine Anlage zur Messung kurzperiodischer Wassertemperaturfluktuationen . . . . .   | 17  |
| EBERHARD FRANCKE, DIETWART NEHRING, KARL-HEINZ ROHDE, Zur Verschlechterung der Sauerstoffverhältnisse im Tiefenwasser der Ostsee. . . . .  | 25  |
| WOLFGANG MATTHÄUS, Zur säkularen Veränderlichkeit des Oberflächenalzgehaltes in der offenen Ostsee . . . . .   | 37  |
| GERHARD WOLF, Über die jahreszeitliche Veränderung der T-S-Eigenschaften quasipermanenter Wasserarten im Fehmarnbelt . . . . .   | 51  |
| EBERHARD HAGEN, Zur Problematik mesoskaler Verwirbelungen in den Schelfgebieten des küstennahen Kaltwasserauftriebs . . . . .  | 61  |
| LUTZ BRÜGMANN, DIETWART NEHRING, Einige Bemerkungen zur Verteilung von Zn, Cd, Pb und Cu im Meerwasser und im Saharastaub des Wasserauftriebsgebietes vor Cap Blanc . . . . .                      | 89  |
| ULRICH KREMSEK, Über die Massenbilanz einer Beimengung bei Versuchen zur turbulenten Diffusion im Meer (Kurze Mitteilung) . . . . .  | 99  |
| EBERHARD FRANCKE, DIETRICH BÖHL, ULRICH LASS, F. MÖCKEL und KLAUS VOIGT, Bericht über internationale Experimente zum Vergleich von Geräten zur Messung der Meeresströmung (Kurze Mitteilung) . . . | 103 |

## Ergebnisse von Seegangsmessungen in der ufernahen Flachwasserzone

Von H.-J. TREMP

*Zusammenfassung:* Die Auswertung der Seegangsmessungen erfolgte auf einer EDV-Anlage Typ CD 3300. Im Ergebnis werden die graphischen Darstellungen der 1. Verteilungsfunktionen, der Korrelationsfunktionen und der Spektraldichten diskutiert. Einige Gesetzmäßigkeiten zeichnen sich ab:

- Normalverteilungen liegen nur bei relativ geringem Seegang vor.
- Die Autokovarianzfunktionen sind in der Regel nach Verzögerungen von  $\tau = 10$  s noch nicht abgeklungen. Für das Abklingverhalten wäre ein Ansatz in der Form  $y = Ae^{-ar}$  denkbar.
- Das Maximum der Spektraldichte verschiebt sich mit Zunahme des Seegangs in Richtung geringerer Frequenzen bzw. größerer Perioden, wie es aus der Literatur bekannt ist.

### 1. Theoretische Grundlagen der Seegangsanalyse

Näherungsweise kann der Seegang als ein stationärer, GAUSSSCHER und ergodischer Zufallsprozeß angesehen werden. Berechnet werden

— die 1. Verteilungsfunktion  $F(x)$

$$F(x) = \Phi\left(\frac{x-m}{\sigma}\right) \quad (1)$$

$$\Phi(t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^t e^{-\frac{x^2}{2}} dx \quad (\text{Normalverteilungsfunktion}) \quad (2)$$

mit den Parametern

$$m = \int_{-\infty}^{+\infty} x dF(x) \quad (\text{Mittelwert}) \quad (3)$$

$$\sigma^2 = \int_{-\infty}^{+\infty} (x-m)^2 dF(x) \quad (\text{Streuungsquadrat oder Varianz}) \quad (4)$$

$$g_1 = \sigma^{-3} \int_{-\infty}^{+\infty} (x-m) dF(x) \quad (\text{Schiefe}) \quad (5)$$

$$g_2 = \sigma^{-4} \int_{-\infty}^{+\infty} (x-m)^4 dF(x) - 3 \quad (\text{Exzeß}) \quad (6)$$

— die Korrelationsfunktion (genauer Autokovarianzfunktion)

$$C(\tau) = \int_{-\infty}^{+\infty} P(f) e^{i2\pi f\tau} df \quad (7)$$

— die Spektraldichte (Leistungsspektrum oder Energiespektrum)

$$P(f) = \int_{-\infty}^{+\infty} C(\tau) e^{-i2\pi f\tau} d\tau. \quad (8)$$

Die endliche Meßzeit und die Tastung bewirken, daß nur eine geglättete und gefaltete Spektraldichte berechnet werden kann. Die Glättung erfolgt in Form einer gleitenden linearen Mittelung mit bekannter Gewichtsfunktion  $g(f')$  (HANNING-Frequenz-Fenster). Der Zusammenhang zwischen der geglätteten Spektraldichte  $P^+(f)$  und  $P(f)$  lautet

$$P^+(f) = \int_{-\infty}^{+\infty} P(f - f') g(f') df'. \quad (9)$$

Da wegen der Tastung  $C(\tau)$  nur an den Stellen

$$0, \Delta\tau, 2\Delta\tau, 3\Delta\tau, \dots$$

bekannt ist, kann an Stelle von (8) nur die FOURIER-Summe

$$P^{++}(f) = \sum_{k2=-\infty}^{+\infty} C(k\Delta\tau) e^{-i2\pi f k \Delta\tau} \Delta\tau \quad (1)$$

berechnet werden.

Das Ergebnis kann als wahres Spektrum gedeutet werden, sofern letzteres für  $|f| > f_N$  verschwindet.

$$f_N = \frac{1}{2\Delta\tau} \quad (\text{NYQUIST-Frequenz})$$

## 2. Elektronische Stufensonde

### 2.1. Verwendung

Zur Seegangsmessung wurden in den letzten Jahren international eine Reihe unterschiedlicher Meßgeräte gebaut und eingesetzt. Beim RGW-EKAM-Experiment 1973 in Zingst hatte die Wasserwirtschaftsdirection Küste-Warnow-Peene für die DDR eine im Institut für Meereskunde der AdW Warnemünde entwickelte elektronische Stufensonde im Einsatz.

Die elektronische Stufensonde ist ein quasikontinuierlich arbeitendes Gerät zur Messung der Höhe und der zeitlichen Charakteristik des Seegangs im Schorreegebiet. In Verbindung mit einem speziellen Empfänger und einer Lochstreifenregistriereinrichtung wird eine datenverarbeitungsgerechte Registrierung der Meßwerte ermöglicht.

### 2.2. Meßprinzip

Die Stufensonde tastet mit einer Abtastfrequenz von 100 kHz 56 vertikal in 5 cm Abstand gestaffelte elektrolytische Schalter sukzessive und repetierend ab. Die Abtastdauer für einen Kontakt beträgt 5  $\mu$ s. Die Meßwertdarstellung erfolgt im Impulszahlverfahren.

Der Empfänger versorgt die elektronische Stufensonde mit dem notwendigen Betriebsstrom, tastet die in schneller Folge von der Sonde ausgegebenen Meßwerte

im 10 Hz-Takt, codiert die Meßwerte vom Impulszahlcode in den sechsstelligen, parallelen (1-Exzeß-) Dual-Code um und bricht die Registrierung ab, sobald  $2^{11} = 2048$  Einzelwerte gesammelt worden sind. Die Auswertungen von Messungen mit etwa der 2fachen und 3fachen Meßzeit zeigten, daß 2048 Einzelwerte ausreichend sind (s. Tabelle). Es sind jedoch auch längere Messungen möglich. Der Empfänger gibt die Meßwerte an die Lochstreifenregistriereinrichtung weiter.

### 2.3. Meßprogramm „EKAM 73“

Im Jahre 1973 wurde das 1. Experiment zur Erforschung des Einflusses der Küste auf Atmosphäre und Meer (EKAM) gemeinsam von Wissenschaftlern aus der UdSSR, der VRP und der DDR in Zingst durchgeführt. Im Rahmen dieses Experiments wurden mit der elektronischen Stufensonde in der Zeit vom 25. 5. bis 21. 6. 1973 57 Seegangsmessserien mit einer Gesamtmeßzeit von ca. 5 Stunden durchgeführt. 40 Serien wurden für die Auswertungen herangezogen.

Die Stufensonde war am Mast 200 (etwa 200 m von der Uferlinie entfernt) montiert. Die Wassertiefe betrug 3,10 m. An diesem Mast befanden sich unter anderem polnische Seegangssonden, 2 Strömungsmesser und ein Windgeschwindigkeitsmesser. Der für die Auswertung herangezogene Schreibpegel befand sich am Kopf der Meßbrücke (ca. 70 m von der Uferlinie entfernt).

Die Tabelle gibt eine Übersicht der zur Auswertung herangezogenen Messungen und der dazugehörigen meteorologischen und hydrologischen Daten.

## 3. Ergebnisse von Seegangsmessungen

### 3.1. Erste Verteilungsfunktionen des Seegangs

Die Abb. 1 zeigt 9 Verteilungsfunktionen des Seegangs. Der besseren Übersicht wegen sind die einzelnen Kurven gegeneinander versetzt gezeichnet. Der Darstellung liegt ein Wahrscheinlichkeitsnetz zugrunde. Die Abzissenachse ist linear geteilt. Aufgetragen ist der Stufenabstand der Sondenkontakte. Die Ordinate dagegen ist nach dem GAUSSSchen Fehlerintegral geteilt. Daraus ergibt sich, daß eine in dem Wahrscheinlichkeitsnetz dargestellte Normalverteilung zu einer Geraden wird. Auf diese Weise kann relativ einfach beurteilt werden, ob die 1. Verteilungsfunktion des Seegangs normal verteilt ist oder nicht. Außerdem kann man dieser Darstellung den Mittelwert  $m$  und die Streuung  $\sigma$  entnehmen.

Die Kurven 7, 11 und 3 entsprechen sehr gut einer Normalverteilung im Bereich  $(m - 2,5\sigma, m + 2,5\sigma)$ . Jedoch bei den Kurven 30 und 31 wird schon eine leichte Krümmung sichtbar. Diese Krümmung nimmt bei den Kurven 22, 21, 26 und 44 zu. Außerdem verlaufen die Kurven flacher. Das ist auf die größeren Wellenhöhen zurückzuführen. Es machen sich also bei größeren Wellenhöhen deutliche Abweichungen von der Normalverteilung im Bereich  $(m - 2,5\sigma, m + 2,5\sigma)$  bemerkbar.

### 3.2. Korrelationsfunktionen (Autokovarianzfunktionen)

Die zu den in Abb. 1 dargestellten 1. Verteilungsfunktionen gehörenden Korrelationsfunktionen zeigt die Abb. 2. Es sind die  $C_K$ -Werte der Korrelationsfunktion

Tabelle I

| Lfd. Nr. | Datum     | Uhrzeit | ANZ  | FEM | TRE<br>[5 cm] | MIT<br>[5 cm] | VAR<br>[25 cm <sup>2</sup> ] | STR<br>[5 cm] |
|----------|-----------|---------|------|-----|---------------|---------------|------------------------------|---------------|
| 3        | 25. 5. 73 | 11.55   | 2048 | 0   | 0,05          | 26,13         | 0,52                         | 0,72          |
| 4        | 25. 5. 73 | 13.22   | 2048 | 0   | 0,00          | 26,75         | 0,79                         | 0,89          |
| 5        | 25. 5. 73 | 14.35   | 1567 | 0   | -0,01         | 26,53         | 2,00                         | 1,41          |
| 6        | 25. 5. 73 | 15.30   | 2048 | 0   | 0,00          | 26,32         | 2,00                         | 1,41          |
| 7        | 29. 5. 73 | 8.50    | 2048 | 0   | -0,19         | 22,84         | 0,36                         | 0,60          |
| 8        | 29. 5. 73 | 16.50   | 2047 | 0   | 0,04          | 24,62         | 1,11                         | 1,06          |
| 9        | 30. 5. 73 | 9.00    | 2048 | 0   | 0,05          | 24,02         | 0,57                         | 0,75          |
| 10       | 30. 5. 73 | 9.15    | 4096 | 0   | -0,07         | 23,76         | 0,70                         | 0,83          |
| 11 I     | 30. 5. 73 | 9.30    | 2000 | 0   | -0,02         | 23,70         | 0,64                         | 0,80          |
| 11 II    | 30. 5. 73 | 9.30    | 4000 | 0   | -0,04         | 23,69         | 0,63                         | 0,79          |
| 11 III   | 30. 5. 73 | 9.30    | 5855 | 0   | -0,09         | 23,67         | 0,69                         | 0,83          |
| 12       | 30. 5. 73 | 14.10   | 5807 | 0   | -0,07         | 23,57         | 1,32                         | 1,15          |
| 13       | 30. 5. 73 | 18.07   | 2048 | 1   | -0,10         | 25,20         | 2,86                         | 1,69          |
| 14       | 30. 5. 73 | 22.00   | 6144 | 9   | 0,03          | 24,26         | 1,79                         | 1,34          |
| 18       | 3. 6. 73  | 9.00    | 5962 | 0   | -0,13         | 22,37         | 3,80                         | 1,95          |
| 19       | 3. 6. 73  | 11.30   | 4769 | 0   | -0,02         | 21,21         | 2,87                         | 1,69          |
| 24       | 3. 6. 73  | 16.00   | 6144 | 0   | -0,03         | 21,41         | 0,75                         | 0,86          |
| 21 I     | 5. 6. 73  | 9.00    | 2000 | 0   | 0,07          | 24,53         | 7,52                         | 2,74          |
| 21 II    | 5. 6. 73  | 9.00    | 4000 | 0   | 0,04          | 24,52         | 7,60                         | 2,76          |
| 21 III   | 5. 6. 73  | 9.00    | 6144 | 0   | -0,05         | 24,50         | 7,10                         | 2,66          |
| 22       | 5. 6. 73  | 11.20   | 6144 | 17  | -0,19         | 24,43         | 4,36                         | 2,09          |
| 23       | 5. 6. 73  | 12.30   | 2048 | 0   | 0,01          | 23,83         | 4,31                         | 2,08          |
| 24       | 5. 6. 73  | 12.48   | 2048 | 0   | 0,02          | 23,47         | 4,34                         | 2,08          |
| 25       | 5. 6. 73  | 16.00   | 5871 | 0   | -0,05         | 22,62         | 4,20                         | 2,05          |
| 26 I     | 5. 6. 73  | 23.30   | 2000 | 0   | -0,25         | 25,89         | 7,60                         | 2,76          |
| 26 II    | 5. 6. 73  | 23.30   | 4000 | 0   | -0,04         | 25,89         | 9,06                         | 3,01          |
| 26 III   | 5. 6. 73  | 23.30   | 5877 | 0   | -0,01         | 25,89         | 9,53                         | 3,09          |
| 27       | 6. 6. 73  | 9.15    | 6065 | 0   | -0,12         | 25,67         | 6,33                         | 2,52          |
| 28       | 6. 6. 73  | 11.35   | 5910 | 4   | -0,06         | 25,74         | 4,48                         | 2,12          |
| 29       | 6. 6. 73  | 16.05   | 5802 | 3   | -0,08         | 24,78         | 2,37                         | 1,54          |
| 30       | 7. 6. 73  | 15.10   | 2048 | 1   | 0,00          | 23,78         | 2,40                         | 1,55          |
| 31       | 7. 6. 73  | 16.10   | 5751 | 2   | -0,22         | 23,64         | 2,50                         | 1,58          |
| 35       | 10. 6. 73 | 22.00   | 6144 | 0   | -0,47         | 23,19         | 13,17                        | 3,63          |
| 36       | 10. 6. 73 | 24.00   | 6144 | 0   | -0,04         | 23,40         | 22,20                        | 4,71          |
| 38       | 11. 6. 73 | 13.00   | 6143 | 0   | -0,07         | 24,30         | 4,77                         | 2,18          |
| 39       | 13. 6. 73 | 13.50   | 5793 | 0   | 0,23          | 24,94         | 1,61                         | 1,27          |
| 40       | 13. 6. 73 | 14.45   | 5885 | 0   | -0,14         | 25,64         | 3,03                         | 1,74          |
| 41       | 13. 6. 73 | 17.15   | 5924 | 0   | 0,32          | 27,45         | 4,93                         | 2,22          |
| 42 I     | 13. 6. 73 | 20.55   | 2000 | 0   | -0,07         | 26,25         | 9,87                         | 3,14          |
| 42 II    | 13. 6. 73 | 20.55   | 4000 | 0   | -0,06         | 26,24         | 9,59                         | 3,10          |
| 42 III   | 13. 6. 73 | 20.55   | 6144 | 0   | -0,07         | 26,23         | 9,41                         | 3,07          |
| 43       | 14. 6. 73 | 9.00    | 2048 | 0   | -0,10         | 24,64         | 6,39                         | 2,53          |
| 44       | 15. 6. 73 | 11.10   | 2047 | 0   | -0,31         | 27,60         | 17,28                        | 4,16          |
| 45       | 16. 6. 73 | 9.15    | 1901 | 0   | 0,12          | 29,98         | 2,56                         | 1,60          |
| 46       | 16. 6. 73 | 15.00   | 5902 | 0   | -0,14         | 27,62         | 1,04                         | 1,02          |
| 50       | 18. 6. 73 | 10.10   | 6144 | 0   | -0,02         | 28,51         | 1,25                         | 1,12          |
| 54       | 19. 6. 73 | 15.50   | 6143 | 1   | -0,02         | 26,04         | 2,53                         | 1,59          |
| 57       | 12. 6. 73 | 12.00   | 2047 | 4   | -0,02         | 26,85         | 3,80                         | 1,95          |

ANZ — Anzahl der zur Auswertung herangezogenen Meßwerte

FEH — Anzahl der fehlerhaften Meßwerte

TRE — Trend

VAR — Varianz

SPA — Spannweite

EXZ — Exzeß

MIT — Mittelwert

STR — Streuung

SCH — Schiefe

| SPA<br>[5 cm] | SCH   | EXZ   | f <sub>max</sub><br>[cHz] | Wind<br>[m/s] | Wind<br>[°] | Strömung<br>[cm/s] | Strömung<br>[°] | Pegel   | TRE |
|---------------|-------|-------|---------------------------|---------------|-------------|--------------------|-----------------|---------|-----|
| 5             | 0,08  | -0,28 | 35                        | 3,0           | WNW         | 9,2                | 85              | 499 501 | +   |
| 7             | 0,13  | 0,13  | 20                        | 4,8           | WNW         | 10,9               | 85              | 502 502 | 0   |
| 11            | 0,12  | 0,26  | 50                        | 5,2           | WNW         | 13,1               | 82              | 502 501 | -   |
| 11            | 0,24  | 0,44  | 40                        | 5,2           | W           | 14,0               | 79              | 501 501 | 0   |
| 4             | 0,25  | -0,08 | 60                        | 3,2           | ENE         | 4,5                | 290             | 486 483 | -   |
| 9             | 0,19  | 0,55  | 45                        | 5,0           | ENE         | 11,0               | 270             | 487 489 | +   |
| 7             | 0,12  | 0,48  | 45                        | 4,6           | ESE         | 6,0                | 305             | 488 486 | -   |
| 8             | 0,09  | 0,08  | 15                        | 5,5           | SE          | 8,0                | 290             | 488 496 | -   |
| 6             | -0,02 | 0,02  | 20                        | 5,5           | SE          | 8,0                | 290             | 488 486 | -   |
| 6             | 0,09  | 0,13  | 20                        | 5,5           | SE          | 8,4                | 290             | 488 486 | -   |
| 7             | 0,04  | 0,07  | 20                        | 5,5           | SE          | 8,4                | 290             | 488 486 | -   |
| 9             | 0,24  | 0,25  | 40                        | 6,1           |             | 14,0               | 265             | 484 486 | +   |
| 13            | 0,22  | 0,13  | 30                        | 6,5           | E           | 17,0               | 265             | 491 491 | 0   |
| 11            | 0,26  | 0,47  | 45                        | 5,6           |             | 14,5               | 268             | 490 498 | -   |
| 18            | 0,25  | 0,62  | 30                        | 6,5           | W           | 18,5               | 82              | 484 479 | -   |
| 14            | 0,26  | 0,50  | 40                        | 6,2           | W           | 17,0               | 80              | 475 476 | +   |
| 8             | 0,24  | 0,35  | 40                        | 3,5           | NW          | 9,0                | 80              | 473 476 | +   |
| 21            | 0,40  | 0,32  | 25                        | 5,2           | NW          | 22,5               | 90              | 487 487 | 0   |
| 22            | 0,26  | 0,33  | 25                        | 5,2           | NW          | 22,5               | 90              | 487 487 | 0   |
| 22            | 0,28  | 0,34  | 25                        | 5,2           | NW          | 22,5               | 90              | 487 487 | 0   |
| 17            | 0,20  | 0,30  | 25                        | 4,8           | NW          | 19,0               | 85              | 487 486 | -   |
| 14            | 0,14  | 0,15  | 25                        | 5,6           | WNW         | 18,5               | 85              | 486 482 | -   |
| 15            | 0,45  | 0,30  | 25                        | 5,6           | WNW         | 18,5               | 85              | 486 482 | -   |
| 16            | 0,17  | 0,20  | 40                        | 6,2           | W           | 21,0               | 80              | 479 478 | -   |
| 18            | 0,21  | -0,22 | 30                        | 6,6           | NW          | 23,5               | 82              | 495 494 | -   |
| 23            | 0,39  | 0,19  | 30                        | 6,6           | NW          | 23,5               | 82              | 495 494 | -   |
| 24            | 0,48  | 0,68  | 30                        | 6,6           | NW          | 23,5               | 82              | 495 494 | -   |
| 19            | 0,32  | 0,32  | 30                        | 5,6           | NW          | 21,0               | 95              | 493 494 | +   |
| 16            | 0,25  | 0,08  | 20                        | 4,9           | WNW         | 18,8               | 90              | 497 496 | -   |
| 14            | 0,12  | 0,10  | 25                        | 4,8           | WNW         | 16,0               | 88              | 492 488 | -   |
| 12            | 0,30  | 0,47  | 40                        | 5,0           | NNE         | 13,0               | 265             | 487 486 | -   |
| 12            | 2,03  | 40,55 | 40                        | 5,1           | NE          | 14,5               | 265             | 486 483 | -   |
| 22            | 0,01  | -0,39 | 30                        | 7,7           | WNW         | 29,0               | 82              | 483 483 | 0   |
| 25            | 0,25  | -0,49 | 25                        | 7,9           | WNW         | 32,5               | 85              | 485 486 | +   |
| 17            | -0,26 | 0,42  | 30                        | 7,2           | W           | 23,5               | 85              | 484 489 | +   |
| 11            | -0,03 | 0,04  | 40                        | 6,8           | WSW         | 13,5               | 70              | 492 493 | +   |
| 13            | -0,05 | 0,01  | 35                        | 7,0           | W           | 16,5               | 75              | 493 497 | +   |
| 17            | -0,08 | -0,14 | 30                        | 7,0           | W           | 17,2               | 72              | 500 502 | +   |
| 19            | 0,16  | -0,28 | 25                        | 7,6           | W           | 25,0               | 80              | 498 497 | -   |
| 19            | 0,10  | -0,29 | 30                        | 7,6           | W           | 25,0               | 80              | 498 497 | -   |
| 20            | 0,15  | -0,22 | 25                        | 7,6           | W           | 25,0               | 80              | 498 497 | -   |
| 15            | 0,10  | -0,12 | 25                        | 7,2           | W           | 22,5               | 80              | 504 505 | +   |
| 26            | 0,52  | -0,14 | 15                        | 7,8           | NW          | 26,0               | 95              | 505 505 | 0   |
| 11            | -0,02 | -0,21 | 20                        | 26            | N           | 12,0               | 250             | 517 518 | +   |
| 8             | -0,82 | 12,22 | 25                        | 3,4           | NNW         |                    |                 | 504 504 | 0   |
| 9             | 0,13  | 0,06  | 50                        | 4,9           | NNE         | 16,5               | 258             | 511 510 | -   |
| 12            | 0,17  | -0,05 | 30                        | 6,0           | NE          | 22,5               | 260             | 496 496 | 0   |
| 13            | 0,06  | -0,27 | 30                        | 6,2           | NNE         | 18,5               | 260             | 500 499 | -   |

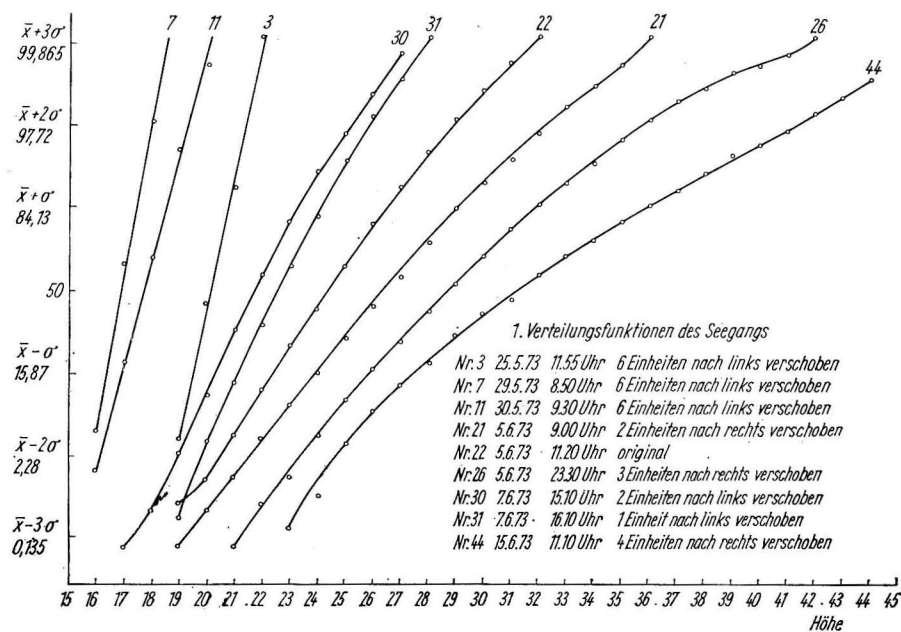


Abb. 1. Erste Verteilungsfunktionen des Seegangs

- Nr. 3 25. 5. 73 11.55<sup>h</sup> 6 Einheiten nach links verschoben  
 Nr. 7 29. 5. 73 8.50<sup>h</sup> 6 Einheiten nach links verschoben  
 Nr. 11 30. 5. 73 9.30<sup>h</sup> 6 Einheiten nach links verschoben  
 Nr. 21 5. 6. 73 9.00<sup>h</sup> 2 Einheiten nach rechts verschoben  
 Nr. 22 5. 6. 73 11.20<sup>h</sup>  
 Nr. 26 5. 6. 73 23.30<sup>h</sup> 3 Einheiten nach rechts verschoben  
 Nr. 30 7. 6. 73 15.10<sup>h</sup> 2 Einheiten nach links verschoben  
 Nr. 31 7. 6. 73 16.10<sup>h</sup> 1 Einheit nach links verschoben  
 Nr. 44 15. 6. 73 11.10<sup>h</sup> 4 Einheiten nach rechts verschoben

für Verzögerungen von  $\tau = 0$  bis  $\tau = 10$ s in Abständen von 0,1s aufgetragen, wobei der Zusammenhang zwischen dem Index  $K$  und  $\tau$  durch die Beziehung  $\tau = 0,1s \cdot K$  gegeben ist. Die Maßeinheit für die Korrelationsfunktion ist  $\text{Stufenabstand}^2 = 25 \text{ cm}^2$ . Bei geringerem Seegang (Kurven 3, 7, 11) ist die Amplitude und die Abfallzeit auf den Wert 0 gering. Die Zunahme des Seegangs bewirkt eine Zunahme der Amplitude und der Abfallzeit. Die Kurven 30, 31, 22, 21, 26 und 44 belegen dieses Verhalten des Seegangs.

### 3.3. Spektraldichten

Die Abb. 3 und 4 enthalten die Spektraldichten der Messungen Nr. 11 und 26, dargestellt in einem logarithmischen Amplitudenmaßstab für den Frequenzbereich von 0—500 cHz. Bei der Messung Nr. 26 wurden bei der Berechnung 2000 Meßwerte, 4000 Meßwerte und 5877 Meßwerte zugrunde gelegt. Die Maxima liegen bei den visuell beobachtbaren Seegangsperioden. Mit zunehmenden Frequenzen bis etwa 180—200 cHz ist ein exponentieller Abfall der Spektraldichten auf das  $10^{-3}$ fache zu

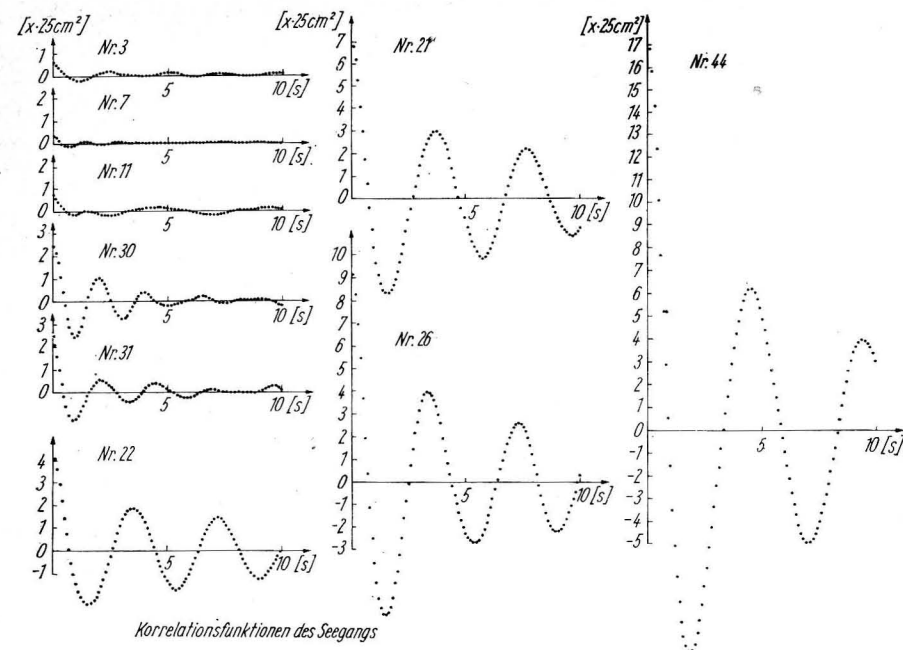
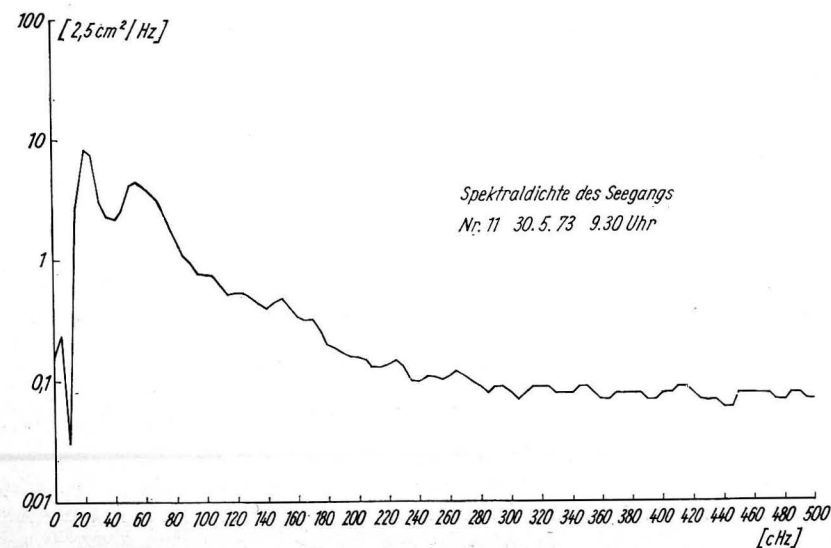


Abb. 2. Korrelationsfunktionen (Autokovarianzfunktionen) des Seegangs

Abb. 3. Spektraldichte des Seegangs  
 Nr. 11 30.5.73 9.30<sup>h</sup>



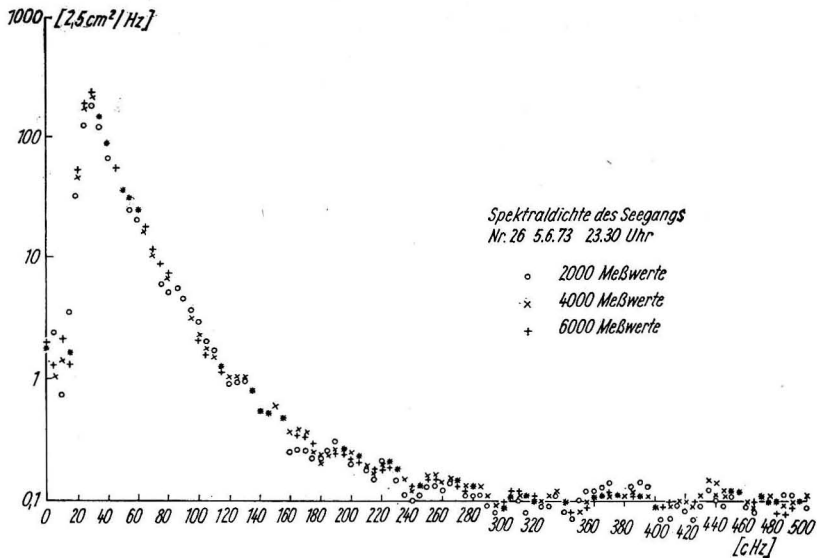


Abb. 4. Spektraldichte des Seegangs  
Nr. 265.6. 73 23.30h  
× 2000 Meßwerte  
○ 4000 Meßwerte  
— 5877 Meßwerte

verzeichnen. Im Frequenzbereich von etwa 200–500 cHz schwankt die Spektral-dichte um einen sehr kleinen Wert. Vermutlich werden diese Schwankungen durch die Quantisierung (5 cm Stufenabstand der Sondenkontakte) hervorgerufen. Eine Verkleinerung der Stufenabstände könnte eine Glättung bewirken. Die Auswertung der Messung Nr. 26 zeigt, daß die Meßdauer (2048 Meßwerte) für die Bestimmung der Spektral-dichte ausreicht.

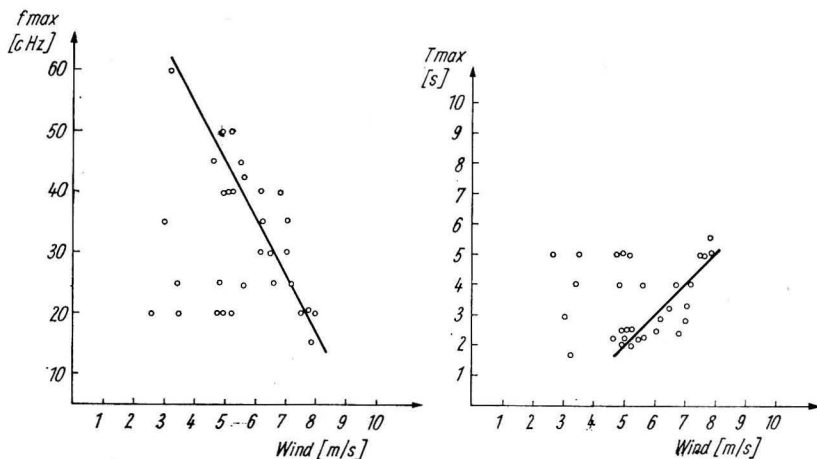


Abb. 5. Änderung der Frequenz bzw. Periode mit der maximalen Energie in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit

Die errechneten Spektren können als wahre Spektren gedeutet werden, da sie für  $|f| > f_N$  (500 cHz) praktisch verschwinden.

Die Änderung der Frequenz bzw. Periode mit der maximalen Energie in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit zeigt die Abb. 5. PIERSON, NEUMANN und JAMES [6] haben den Zusammenhang für die offene See bei Windgeschwindigkeiten zwischen 10 und 60 m/s ermittelt. Diese Kurven, durch die in Zingst ermittelten Werte ergänzt, zeigt die Abb. 6. Obwohl in Zingst im Flachwasserbereich gemessen wurde, fügen sich die Werte gut ein. Hinzu kommt noch, daß hierbei die Windrichtung nicht berücksichtigt wurde. Eine Richtungsabhängigkeit ist jedoch sicher vorhanden. Umfangreiche Messungen und deren Auswertung nach Windsektoren kann zur Präzisierung führen.

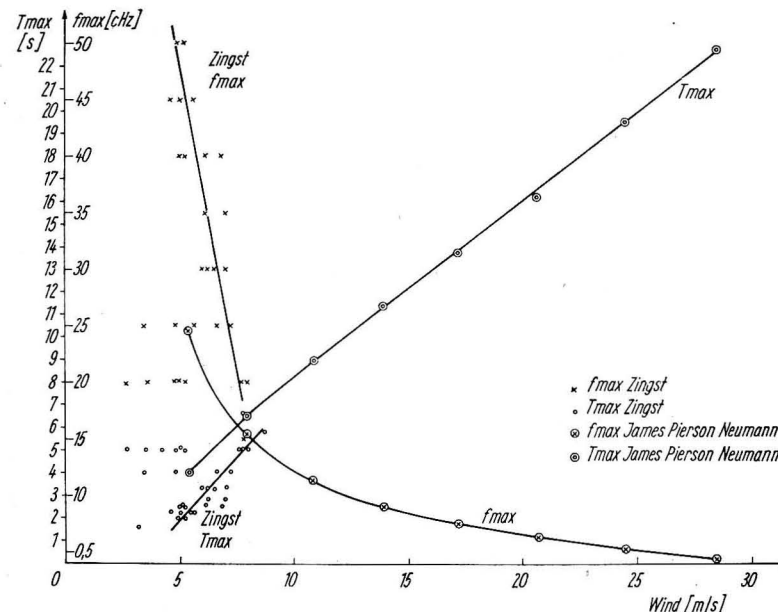


Abb. 6. Änderung der Frequenz bzw. Periode mit der maximalen Energie in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit nach PIERSON, NEUMANN und JAMES [6] ergänzt durch die in Zingst ermittelten Werte

Literatur

- [1] STRIGGOW, K., Entwicklung, Bau und Erprobung einer Elektronischen Stufensonde (unveröffentlicht). Institut für Meereskunde, Warnemünde, Dez. 1971.
- [2] STRIGGOW, K., Datenverarbeitungsgerechtes Auswerteverfahren für digitale Seegangsregistrierungen (unveröffentlicht). Institut für Meereskunde, Warnemünde, Nov. 1971.
- [3] STRIGGOW, K., Erste Ergebnisse digitaler Seegangsanalysen (unveröffentlicht). Institut für Meereskunde, Warnemünde, Nov. 1971.
- [4] CZEPA, O. und SCHELLENBERGER, G., Methoden und Ergebnisse der statistischen Seegangs-analyse. Gerlands Beiträge zur Geophysik, 69 (1960) S. 206–239.
- [5] TAUBENHEIM, J., Statistische Auswertung geophysikalischer und meteorologischer Daten. Akad. Verlg.-Gesellsch. Geest & Portig K. G., Leipzig, 1969.

- [6] PIERSON, W. J., NEUMANN, G. und JAMES, R. W. Practical methods for observing and forecasting ocean waves by means of wave spektra and statistics. U.S. Navy Hydrographic Office, Pub. No. 603 (reprinted 1960) 284 pp.
- [7] BLACKMAN, R. B. and TUKEY, I. W., The Measurement of Power Spektra from the Point of View of Communications Engineering. New York: Over Publications, Inc 190 pp.

Anschrift des Verfassers:

Dipl. Phys. H.-J. TREMP  
Wasserwirtschaftsdirektion Küste  
DDR-253 Rostock-Warnemünde

## Über eine Anlage zur Messung kurzperiodischer Wassertemperaturfluktuationen

Von HENNING BAUDLER

*Zusammenfassung:* Zur Erfassung von Temperaturfluktuationen im Wasser werden Perlthermistoren mit Trägheitszeiten  $0,1 \leq \tau < 0,2$  s verwendet, wobei die Eliminierung der mittleren Wassertemperatur durch einen weiteren Thermistor mit  $\tau > 10$  s erfolgt. Durch die Kopplung von zwei Thermistoren unterschiedlicher Trägheit erhält die Anlage Bandpaßcharakter, so daß Fluktuationen der Wassertemperatur im Frequenzbereich 0,2–4 Hz mit einer Empfindlichkeit  $< 10^{-2} K$  erfaßt werden können. Die Thermistoren sind Bestandteil einer Wheatstone-Brücke, deren Ausgangssignal den Temperaturfluktuationen proportional ist. Die weitere Signalbearbeitung wird zusammen mit den Einzelheiten des Aufbaus der Anlage dargelegt.

Es wird darauf hingewiesen, wie durch die Verwendung solcher Sensoren in karthischer Koordinatenanordnung die Geschwindigkeit der mit der mittleren Störmung driftenden Temperaturinhomogenitäten ermittelt werden kann.

*Summary:* Water temperature fluctuations were determined using very small thermistors having response time of  $0.1 \leq \tau < 0.2$  s, the elimination of the mean temperature of water being by means of an additional thermistor with  $\tau > 10$  s. By coupling two thermistors having different response times it is possible to impart a band-pass character to the measuring unit, so that fluctuations of water temperature in the frequency range of from 0.2 to 4 Hz may be determined with a sensitivity  $< 10^{-2}$  K. These thermistors are an integral part of a Wheatstone bridge, the output signal of which is proportional to the fluctuations in temperature. Further signal processing is outlined in connection with the description of the constructional features of this measuring unit. In addition, a direction is given of how the velocity of temperature inhomogeneities drifting with the mean flow may be determined by the use of several such sensors arranged in the form of a Cartesian coordinate system.

*Резюме:* Для измерения флуктуаций температуры в воде применяются термисторы с временем инерций  $0,1 \leq \tau \leq 0,2$  s. Средняя температура воды элиминируется с помощью другого термистора с  $\tau \leq 10$  s. При соединении двух термисторов различной инерции установка приобретает характер полосового фильтра, так что можно измерять флуктуации температуры воды в диапазоне частот с 0,2 до 4 гц с чувствительностью  $< 10^{-2} K$ . Термисторы — части мостика Уитстона. Выходной сигнал мостинка пропорционален флуктуации температуры. Описывается дальнейшая обработка сигнала и деталей установки. Указывают как можно определить скорость двигающейся по среднему течению неоднородности температуры с помощью нескольких чувствителей, находящихся относительно друг друга в системе прямоугольных координат.

Die ufernahe Zone des Meeres zeichnet sich durch ein besonderes Temperaturregime aus. Die Grundzüge seiner Eigenschaften wurden im Periodenbereich  $>$  Minuten durch P. HUPFER 1974 für die gezeitenarme Flachwasserküste der westlichen Ostsee bei Zingst untersucht.

Das hervorsteckende Merkmal der thermischen Randomalie des Meeres besteht in seiner starken raum-zeitlichen Veränderung. Diese Tatsache gab den Anlaß, auch die Eigenschaften der kurzperiodischen Temperaturfluktuationen zu untersuchen. Voruntersuchungen ergaben (H. BAUDLER 1975), daß ihre höchste Frequenz unterhalb 10 Hz liegt, wobei Amplituden, die häufig unter 0,01 K liegen, vorkommen. Zur Auflösung dieser Signale sind Temperaturfühler geringer Trägheit erforderlich, damit Frequenzen bis zu einer Grenzfrequenz von 4 Hz bei minimaler Dämpfung übertragen werden können. Für eine Erwärmung des Thermistors von  $T_1$  auf  $T_2$  um  $\Delta T$  gibt die Zeitkonstante  $\tau$  (Trägheitszeit) die Zeit an, in der sich der Heißleiter um  $(1 - 1/e) \cdot \Delta T$ , d. h. um 63% erwärmt hat. Damit ergibt sich als verwendbarer Bereich  $0,1 \leq \tau < 0,2$  s. Andererseits ist für ein hohes Signal/Rausch-Verhältnis eine große Empfindlichkeit des Temperaturfühlers günstig. Während Thermoelemente die erste Bedingung in nahezu idealer Weise erfüllen, sind für die zweite Bedingung Halbleiterwiderstände zu bevorzugen. Eine gute Kompromißlösung stellen Perlthermistore dar. Dafür eignet sich ein Thermistor der Typenreihe TNS des VEB Kombinat Keramische Werke Hermsdorf mit einem Grundwiderstand  $R_{20^\circ\text{C}} = 0,68 \text{ k}\Omega$ . Die Trägheitszeiten der elektrisch unisolierten Thermistoren liegen für Wasser im Bereich  $0,05 \leq \tau < 0,1$  s. Zur elektrischen Isolation werden die Thermistoren in Isolierlack getaucht. Dadurch steigen ihre Zeitkonstanten auf Werte zwischen  $0,1 \leq \tau < 0,2$  s an. Für die Verarbeitung des Fluktuationssignals ist es zweckmäßig, vom Temperatursignal die überlagerte mittlere Wassertemperatur zu subtrahieren, da sich während der Meßzeit die mittlere Wassertemperatur stärker als das Fluktuationssignal ändern kann. Diese Unterdrückung erfolgt durch einen zweiten Thermistor mit einer zum ersten Sensor quasigleichen Kennlinie, dessen Trägheit mit  $\tau > 10$  s bedeutend höher liegt. Eine derartige Erhöhung der Trägheit wird durch Einschluß des Thermistors in eine Messinghülse erreicht. Diese zwei Meßfühler bilden die veränderlichen Widerstände einer Wheatstone-Brückenschaltung, deren Ausgangssignal sich proportional zu den Temperaturfluktuationen verhält. Als feste Brückenelemente finden  $1 \text{ k}\Omega$ -Metallschichtwiderstände Verwendung. Der Nullabgleich der Brücke erfolgt mit einem Präzisionswendelpotentiometer. Um die wahren Wassertemperaturfluktuationen zu erfassen, ist eine Eigenerwärmung der Thermistoren unzulässig. Für diese Perlthermistoren wird eine Grenzleistung ohne Eigenerwärmung von  $10^{-5}$  Watt vom Hersteller angegeben. Damit ergibt sich eine obere Betriebsspannung der Brücke von  $U_E \leq 100$  mV. Für eine Temperaturänderung von  $\Delta T = 10^{-2}$  K erhält man nach TH. FOKEN 1974 bei obiger Brückendimensionierung ein Brückenausgangssignal von ca.  $9 \mu\text{V}$ . Wegen dieser geringen Signalgröße ist es unzweckmäßig, als Brückeneingangsspannung Gleichspannung zu verwenden. Eine Speisung mit Wechselspannung hat den Vorteil der Anwendung des Lock-in-Prinzips, wie es weiter unten dargestellt wird. Die Frequenz der mit den Fluktuationen zu modulierenden Brückeneingangsspannung wurde um 1 kHz festgelegt. Durch die unterschiedlichen Eigenschaften beider Fühler erhält das Meßsignal am Ausgang der Brücke Bandpaßcharakter, wie es in der Abb. 1 für einen der verwendeten Sensoren angegeben ist (s. a. E. WOSCHNI 1964 und 1969). Für einen zulässigen Abfall der Amplitudenkurve auf 0,9 ergibt sich ein Frequenzbereich mit den Grenzfrequenzen  $0,57 \leq \Delta f \leq 1,4$  Hz. Für einen Abfall auf  $1/\sqrt{2}$  erhält man entsprechend  $0,16 \leq \Delta f \leq 4,6$  Hz. Die Meßbrücke mit den beiden Thermistoren sowie einem Vorverstärker

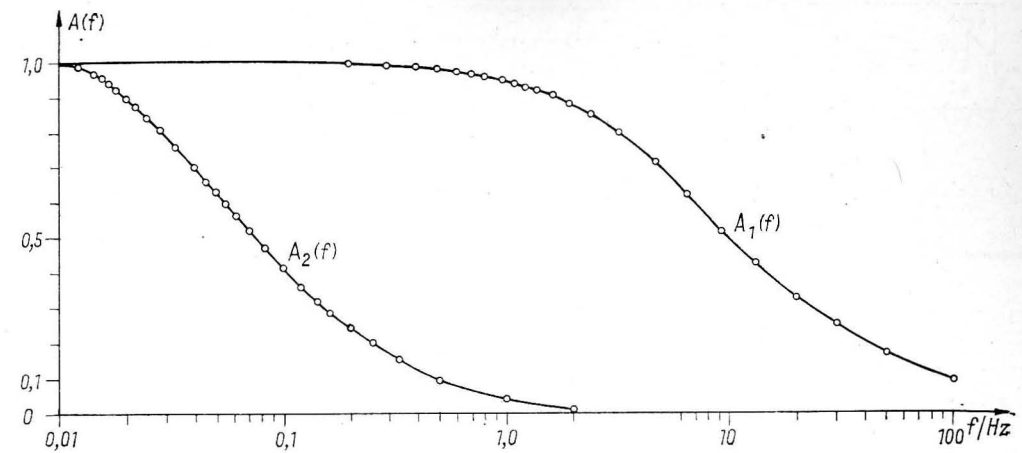


Abb. 1a. Übertragungsfunktion  $A(f)$  zweier Temperaturfühler mit unterschiedlicher Trägheitszeit über der Frequenz der Temperaturfluktuationen

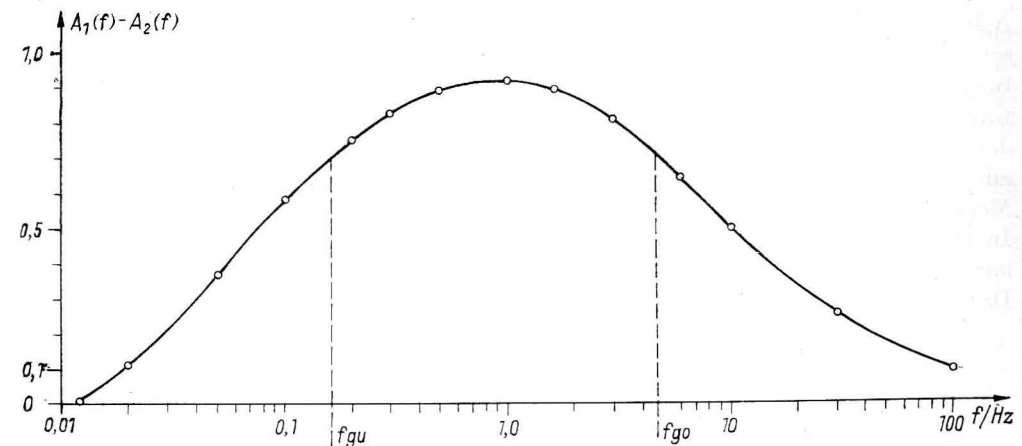


Abb. 1b. Differenz der Übertragungsfunktion zweier Temperaturfühler

sind in einer Messinghülse wasserdicht untergebracht und bilden den Seeteil der Fluktuationsanlage. Die weitere Verarbeitung des Fluktuationssignals erfolgt zum Teil am Meßort in See bzw. an Land. Der Signallauf ist schematisch in Abb. 2 wiedergegeben.

In dieser Abbildung bedeuten:

1 — Temperatursensoren (Thermistoren in Wheatstone-Brücke), 2 — Vorverstärker (1 und 2 befinden sich in der Sonde), 3 — Nachverstärker, 4 — Phasendetektor, 5 — Tiefpaßfilter, 6 — Sinusgenerator, 7 — Phasenschieber, 8 — Rechteckgenerator (3 bis 8 bilden den Landteil der Anlage), 9 — Meßbereichswähler, 10 — Lichtstrahl-oszillograph, 11 — Analog/Digitalwandler, 12 — Digitalvoltmeter, 13 — Meßwertlochsystem, 14 — Netzgerät (6, 9, 10 und 12 bis 14 sind kommerzielle Geräte).

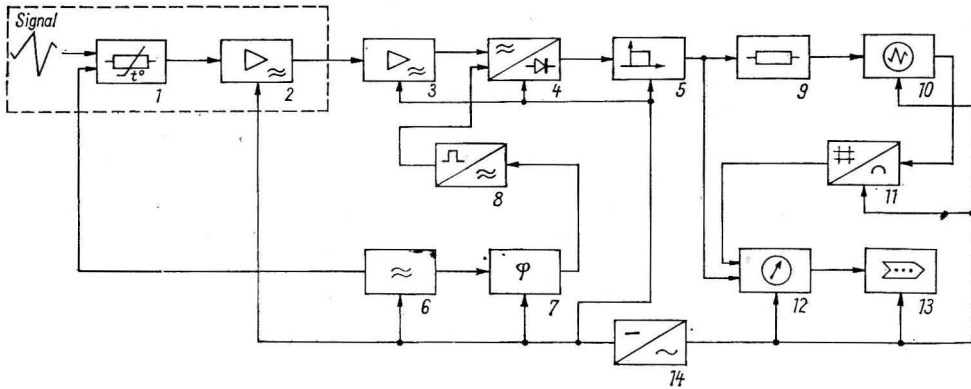


Abb. 2. Blockschema der Temperaturfluktuationsanlage für einen Kanal (Erläuterungen im Text)

Der Vorverstärker wurde für eine  $2 \cdot 10^3$ fache Verstärkung bis zu einer Grenzfrequenz von 10 kHz ausgelegt (Abb. 3). Hierfür wurde ein Operationsverstärker A 109 C im Dual-in-line Gehäuse vom Halbleiterwerk Frankfurt/Oder der Typenserie  $\mu$ A 709 von Texas Instruments verwendet. Die in der Literatur üblichen Schaltungen zum Schutz des Verstärkers sowie der Entkopplung der Betriebsspannungen wurden für alle Schaltungen in der Fluktuationsanlage gleich ausgelegt und sind deshalb nur in Abb. 3 eingezeichnet. Das Ausgangssignal der Sonde gelangt über ein fünfadriges Telefonkabel an Land. Es zeigte sich, daß die Kabellänge zwischen Meßort und Registrierung bis zu einer Entfernung von einigen 100 m unkritisch ist. In der Landanlage wird das modulierte Wechselspannungssignal um den einstellbaren Faktor 4 bis 70 nachverstärkt und anschließend phasenrichtig gleichgerichtet. Dazu ist es notwendig, den Phasendetektor entsprechend dem Lock-in-Prinzip

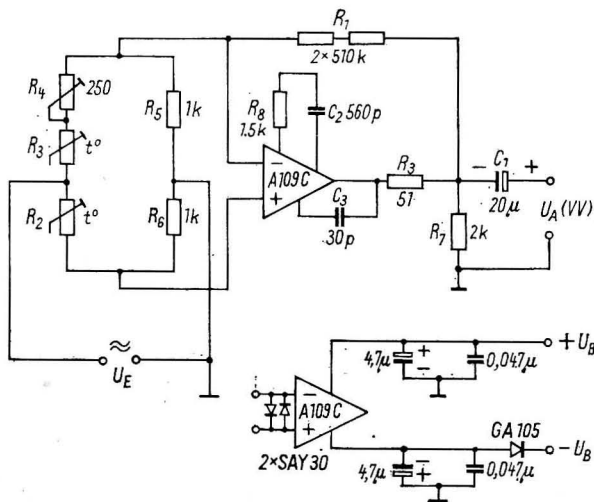


Abb. 3. Thermistorbrücke mit Vorverstärker

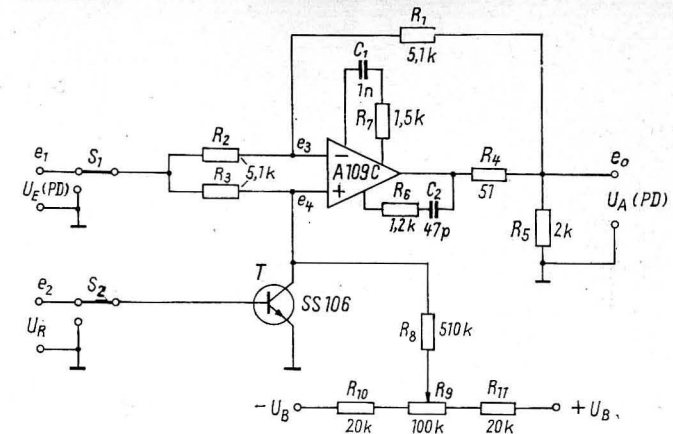


Abb. 4. Phasendetektor

(K. GROHMANN 1969) mit einer Referenzspannung zu tasten, deren Frequenz identisch ist mit der Frequenz der Brückeneingangswchselspannung. Zur Erzeugung der Referenzspannung wird die Spannung aus dem Sinusgenerator einem Rechteckgenerator zugeführt. Es handelt sich hierbei um einen offenen Verstärker, der übersteuert wird (R. BLADOWSKI 1970). Der Phasenschieber dient der Angleichung der Phasen von Signal- und Referenzspannung.

Die Arbeitsweise eines Phasendetektors ist auf der Abb. 4 dargestellt. Für die Sperrphase des Transistors  $T$  gilt

$$e_1 = e_4 = e_3 = e_0 \quad \text{d. h.} \quad e_0 = +e_1.$$

In der Durchlaßphase gilt

$$e_3 = e_4 = 0 \quad \text{d. h.} \quad e_0 = -e_1.$$

Das Potentiometer  $R_8$  dient der Unterdrückung der Referenzspannung in der Ausgangsspannung des Phasendetektors. Durch ein Tiefpaßfilter wird die Trägerfrequenz des Sinusgenerators aus der pulsierenden Gleichspannung herausgefiltert. Es wurde

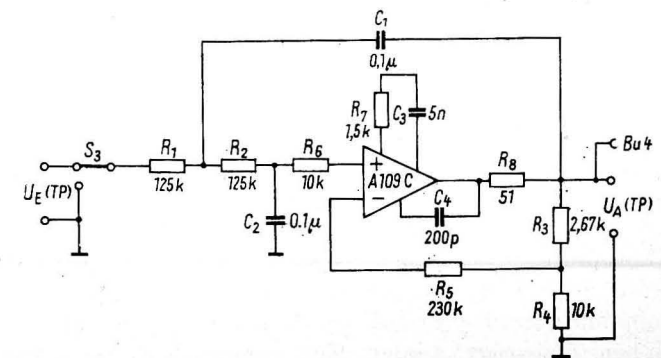


Abb. 5. Tiefpaßfilter

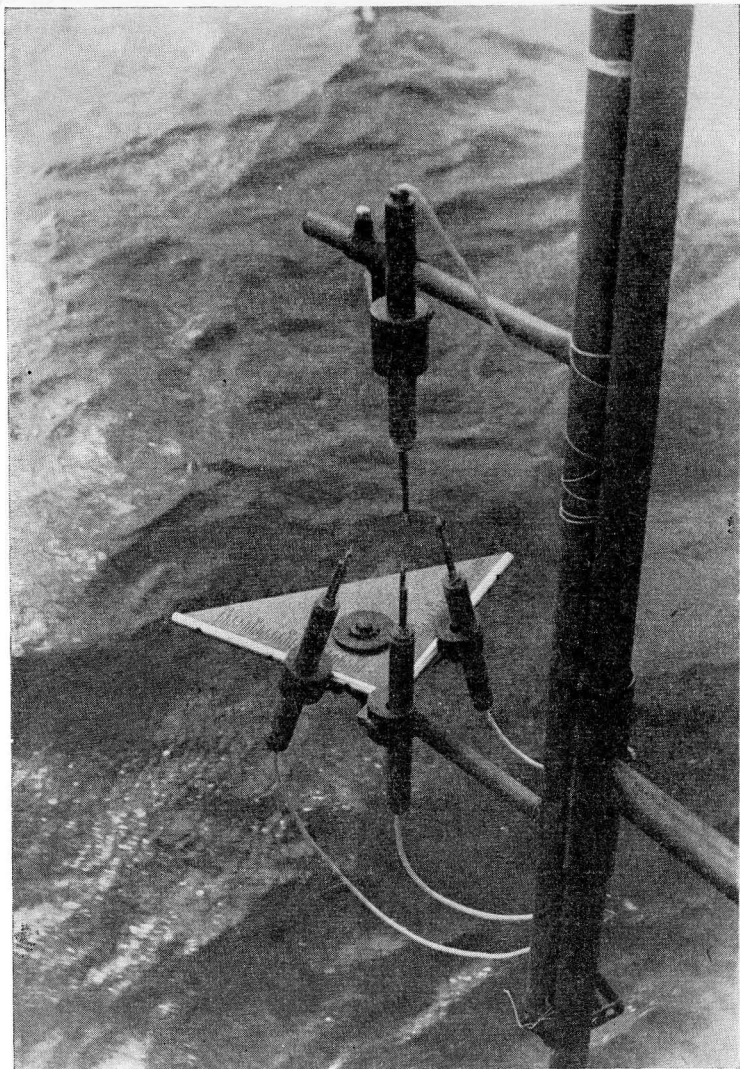


Abb. 6. Seeteil der Temperaturfluktuationsanlage mit vier Sonden

ein Besselfilter 2. Ordnung verwendet, das einen Abfall von 40 dB/Dekade ab einer Grenzfrequenz von 10 Hz ermöglicht (Abb. 5).

Nach D. PABST 1974 ergibt sich die Grenzfrequenz  $f_g$  unter den Bedingungen

$$R_1 = R_2, C_1 = C_2 \text{ zu } f_g = \gamma / (2\pi RC)$$

mit  $\gamma$  als Filterkonstante.

Nach Anpassung des Signals über den Meßbereichswähler (Abb. 3, Teil 9) und entsprechender Nullpunktunterdrückung kann das Fluktuationssignal auf einem Lichtstrahlzillographen registriert werden. Zur numerischen Auswertung werden die Registrierungen mit dem Digitalvoltmeter auf einer Abtastanlage digitalisiert (Teil 11

in Abb. 3). Mit einem angeschlossenen Meßwertlocher- und Drucksystem lassen sich die Meßwerte sowohl ausdrucken als auch computergerecht ablocken.

Erste Ergebnisse mit dieser Fluktuationsanlage wurden bei H. BAUDLER 1975 dargestellt. Die beschriebene Sonde zeigte sich trotz der erforderlichen hohen Temperaturentauflösung gegenüber mechanischen, chemischen und elektrischen Störgrößen in der ufernahen Zone stabil. Die Registrierungen werden bei Strahlungswetter jedoch in der Flachwasserzone durch wellenbedingte Fluktuationen des Lichtes verfälscht. Dieser Strahlungseinfluß könnte durch den Einsatz von Thermoelementen an Stelle der Thermistoren unterdrückt werden.

Durch Verwendung von 3–4 identisch aufgebauten Sonden (Kanäle 1–4, mit den Kanalträgerfrequenzen  $f_1 = 1030$  Hz,  $f_2 = 1150$  Hz,  $f_3 = 1270$  Hz und  $f_4 = 1390$  Hz) in karthesischer Koordinatenanordnung erscheint es prinzipiell möglich, Temperaturinhomogenitäten räumlich zu erfassen und die ermittelte Driftgeschwindigkeit mit der mittleren Strömungsgeschwindigkeit zu vergleichen.

Während des Experimentes EKAM 73 (Einfluß der Küste auf Atomsphäre und Meer) wurden zur Messung von zwei Geschwindigkeitskomponenten zunächst drei Temperatursonden auf einer Grundplatte (Abb. 6) so angeordnet, daß sie sich in den Eckpunkten eines rechtwinkligen Dreiecks befinden. Zwei der Meßfühler sind gegen den Basisfühler in einer Distanz  $0 \leq L \leq 20$  cm verschiebbar. Die gesamte Anlage ist auf eine Traverse am Meßmast aufsteckbar und in die gewünschte Richtung justierbar.

Die Anlage kann zur Untersuchung von oberflächennahen Temperaturfluktuationen im offenen Meer, auch von Schiffen aus eingesetzt werden.

## Literatur

- BALDOWSKI, R., Integrierte Analogschaltungen. Telekosmos-Verlag, Franckts'sche Verlags-handlung, Stuttgart (1970).
- BAUDLER, H., O korotkoperiodnych fljuktuaacijach temperatury vody v pribreznoj zone i rezul'taty opredelenija drejfa. Vzaimodejstvie morja i atmosfery v pribreznoj zone. Rezul'taty mezdunarodnogo eksperimenta „EKAM-73“ v pribreznoj zone Baltijskogo Morja. MIR Raporty, Ser. R, No. 1, 263–273, Gdynia (1975).
- FOKEN, TH., Punktförmige Temperaturmessung mit Perlthermistoren in Luft und Wasser. Geophys. Veröff. K.-M.-Univ. Leipzig, 3. Ser. (1974) H. 1, 103–112.
- GROHMANN, K., Die Entwicklung der Nullindikatoren für Gleich- und Wechselstrom, Teil II. ATM J 850 – 7 (1969).
- HUPFER, P., Über die Eigenschaften des Wassertemperaturfeldes in der ufernahen Zone der westlichen Ostsee. Geophys. Veröff. K.-M.-Univ. Leipzig, 3. Ser. (1974) H. 1, 59–89.
- PABST, D., Aktive Tiefpässe zweiter Ordnung mit sehr tiefer Grenzfrequenz. radio fernsehen elektronik 23 (1974) H. 18, 590.
- WOSCHNI, E. G., Meßdynamik. S. Hirzel Verlag, Leipzig (1964).
- WOSCHNI, E. G., Meßgrößenverarbeitung. S. Hirzel Verlag, Leipzig (1969).

Anschrift des Verfassers:

Dipl.-Phys. H. BAUDLER  
Karl-Marx-Universität Leipzig  
DDR-2385 Zingst

## Zur Verschlechterung der Sauerstoffverhältnisse im Tiefenwasser der Ostsee

Von EBERHARD FRANCKE, DIETWART NEHRING und KARL-HEINZ ROHDE

*Zusammenfassung:* Im Tiefenwasser von 5 Stationen in der westlichen Ostsee, im Arkona- und Bornholmbecken sowie im Gotlandtief wurden die Veränderungen ausgewählter ozeanologischer Faktoren in den Jahren 1965–1974 bzw. 1969–1974 untersucht und eine zunehmende Verschlechterung der Sauerstoffverhältnisse festgestellt.

*Summary:* In the deep water of 5 stations in the Western Baltic, the Arkona and Bornholm Basin, and the Gotland Deep the variations of selected oceanological factors were investigated between 1965–1974 and 1969–1974 respectively. An increasing deterioration of the oxygen conditions was proved.

Seit dem Internationalen Ostseejahr 1969/70 (Anonym 1968) werden vom Institut für Meereskunde der Akademie der Wissenschaften der DDR in Rostock-Warnemünde ozeanologische Observatoriumsprogramme in allen Teilgebieten der Ostsee mit Ausnahme des Bottnischen und Rigaer Meeresbusens durchgeführt, die der systematischen Erfassung ausgewählter physikalischer, chemischer und biologischer Faktoren dienen. In den westlichen und mittleren Teilgebieten der Ostsee erfolgten bereits vor dieser Zeit kontinuierliche Meßprogramme, bei denen vorrangig die Wassertemperatur sowie der Salz- und Sauerstoffgehalt bestimmt wurden. Derartige Untersuchungen bilden die Grundlage für Fischereiprognosen und für die Erforschung des Wasseraustausches in den tiefen Becken der Ostsee. Außerdem lassen besonders die Sauerstoffverhältnisse wichtige Schlußfolgerungen über die Qualität des einströmenden Tiefenwassers zu.

Das vorliegende Datenmaterial wurde dazu benutzt, um im Tiefenwasser ausgewählter Stationen im Fehmarnbelt, in der Kadetrinne und im Arkonabecken die Veränderungen in der Temperatur- und Sauerstoffverteilung zu untersuchen. Die Angaben reichen teilweise zurück bis ins Jahr 1965. Für zwei internationale Stationen im Bornholm- und östlichen Gotlandbecken wurde außerdem in Grundnähe die mittlere Verteilung der Wassertemperatur, des Salz- und Sauerstoffgehalts sowie der Mikronährstoffe Phosphat, Nitrat und Ammoniak dargestellt. Diese Untersuchungen umfassen die Jahre 1969–1974 und stützen sich nicht nur auf eigene Messungen, sondern auf das gesamte Datenmaterial des Internationalen Ostseejahres und auf Werte, die uns auch danach von der VR Polen und der UdSSR zur Verfügung gestellt wurden<sup>1</sup>).

<sup>1</sup>) Wir möchten auch an dieser Stelle dem PIHM und dem MIR in Gdynia sowie dem Balt-NIIRCH in Riga für die freundliche Überlassung der Meßwerte danken.

Abbildung 1 zeigt die Lage der bearbeiteten Stationen. Sie enthält ferner Angaben über die Verteilung des Schwefelwasserstoffs im Tiefenwasser der Ostsee. Die 1972 beobachteten Veränderungen sind einerseits auf den großen Salzwassereinstrom im Frühjahr dieses Jahres zurückzuführen, der im Bornholmbecken, im Gdansk Becken und im Südteil des östlichen Gotlandbeckens zu einer Erneuerung des Tiefenwassers führte. Andererseits dauerte in den nördlichen Teilgebieten der Ostsee die Stagnationsperiode an, wodurch sich der Schwefelwasserstoff im Tiefenwasser ausbreiten konnte (vgl. auch NEHRING und FRANCKE 1974).

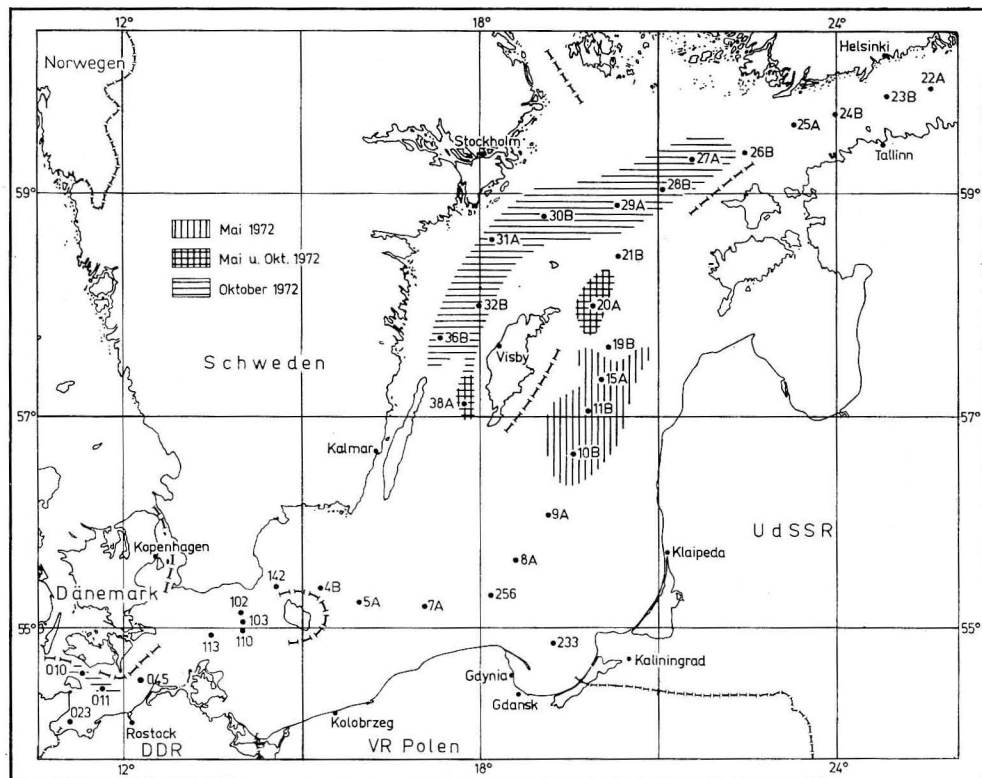


Abb. 1. Stationskarte und Gebiete mit Schwefelwasserstoff in der grundnahen Schicht im Jahre 1972

In den letzten Jahren wurde wiederholt über ungünstige Sauerstoffverhältnisse berichtet, die zeitweilig in den grundnahen Wasserschichten der flachen westlichen Ostsee auftreten (SCHULZ, 1968; BERNER und Mitarb. 1973). Unter diesem Gesichtspunkt wurden von uns mehrjährige Terminbeobachtungen von je einer Station im Fehmarnbelt (Station 010), in der Kadetrinne (Station 045) und im Arkonabecken (Station 113) ausgewertet. In den Abbildungen 2, 3 und 4 sind die Temperatur- und Sauerstoffverteilung im Tiefenwasser dieser Stationen dargestellt.

In allen drei Seegebieten reicht der ausgeprägte Jahresgang der Temperatur bis in die grundnahen Wasserschichten. Analog zum Temperaturgang unterliegt auch der

Sauerstoffgehalt einer jahreszeitlichen Veränderung. Dabei ist aber das Sauerstoffdefizit größer als es aus der Abhängigkeit der Sauerstofflöslichkeit von Temperatur und Salzgehalt zu erwarten wäre. Im Beobachtungszeitraum sank der Sauerstoffgehalt zwischen Juli und Oktober fast regelmäßig auf Werte um 0,2 mg-at./l ab, was einer Sauerstoffsättigungskonzentration von etwa 30% entspricht. Im Oktober 1972 waren in der westlichen Ostsee besonders ungünstige Durchlüftungsverhältnisse zu beobachten. In der Kadetrinne betrug der Sauerstoff festgestellt (Tab. 1). Zum at./l. Im Fehmarnbelt wurde sogar Schwefelwasserstoff festgestellt

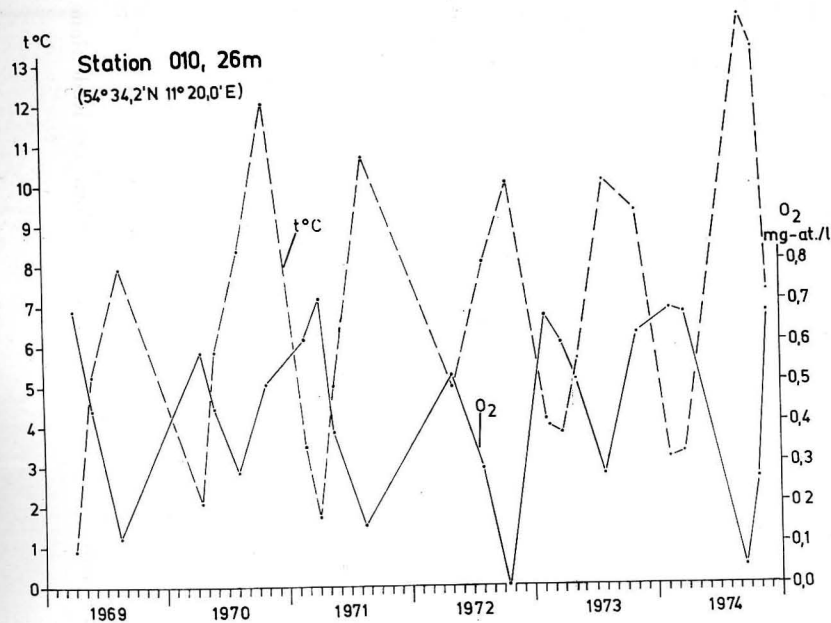


Abb. 2. Temperatur- und Sauerstoffverteilung in der grundnahen Wasserschicht des Fehmarnbelt (Station 010)

gleichen Zeitpunkt war auch in den grundnahen Wasserschichten des Arkonabeckens nördlich der Station 113 kein Sauerstoff mehr nachweisbar (NEHRING und FRANCKE 1974). Derartig ungünstige Sauerstoffverhältnisse wurden 1972 erstmals beobachtet. Die Verteilung der hydrographisch-chemischen Faktoren im Fehmarnbelt im Oktober 1972 zeigt (Tab. 1), daß sich auch in den Flachwassergebieten der westlichen Ostsee solche Verhältnisse ausbilden können, wie sie für die Tiefenbecken der Ostsee beim Wechsel von oxydierenden und reduzierenden Bedingungen typisch sind.

Der Sauerstoffgehalt in den grundnahen Wasserschichten zwischen Fehmarnbelt und Arkonabecken wird nicht allein durch den Ein- bzw. Durchstrom von salzreichem Wasser bestimmt. Im Winter und Frühjahr wird durch die windbedingte Durchmischung und durch konvektive Prozesse die gesamte Wassersäule regelmäßig durchlüftet. Während des Sommers und Frühherbstes, in Zeiten geringer Windintensität und stabiler thermohaliner Schichtung, bildet sich dann in Grundnähe ein beträchtliches Sauerstoffdefizit aus. Frühere Untersuchungen (BERNER und Mitarb. 1973)

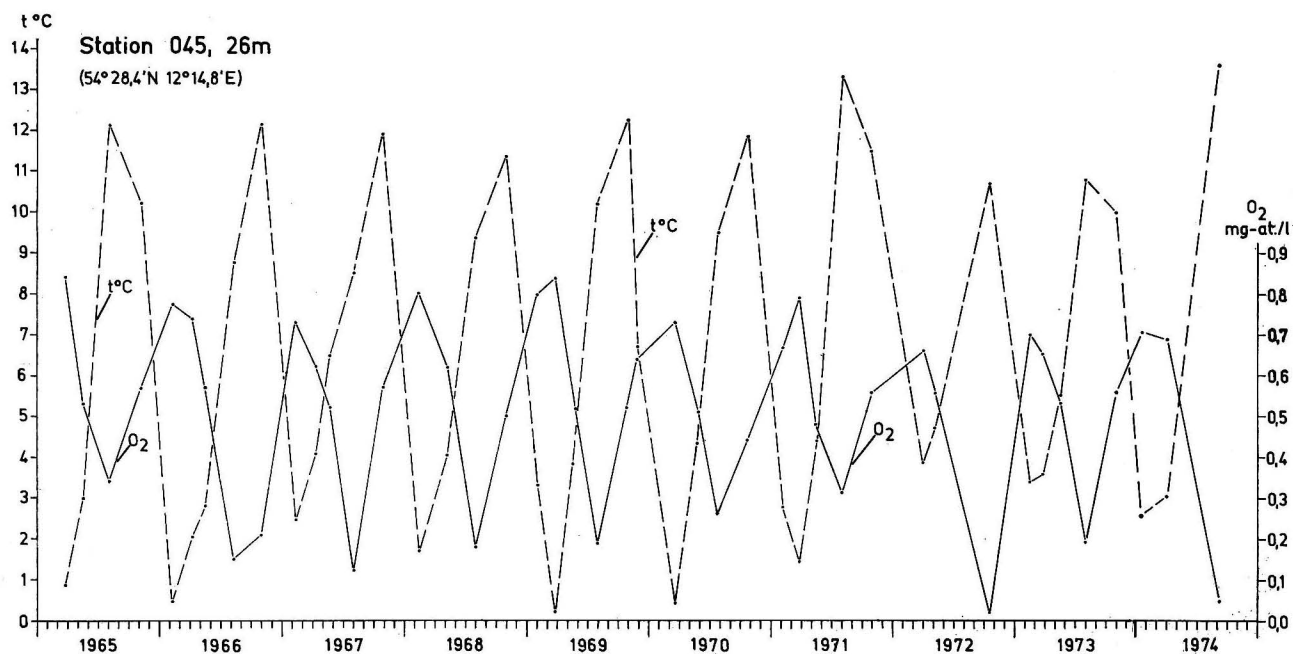


Abb. 3. Temperatur- und Sauerstoffverteilung in der grundnahen Wasserschicht der Kadetrimme (Station 045)

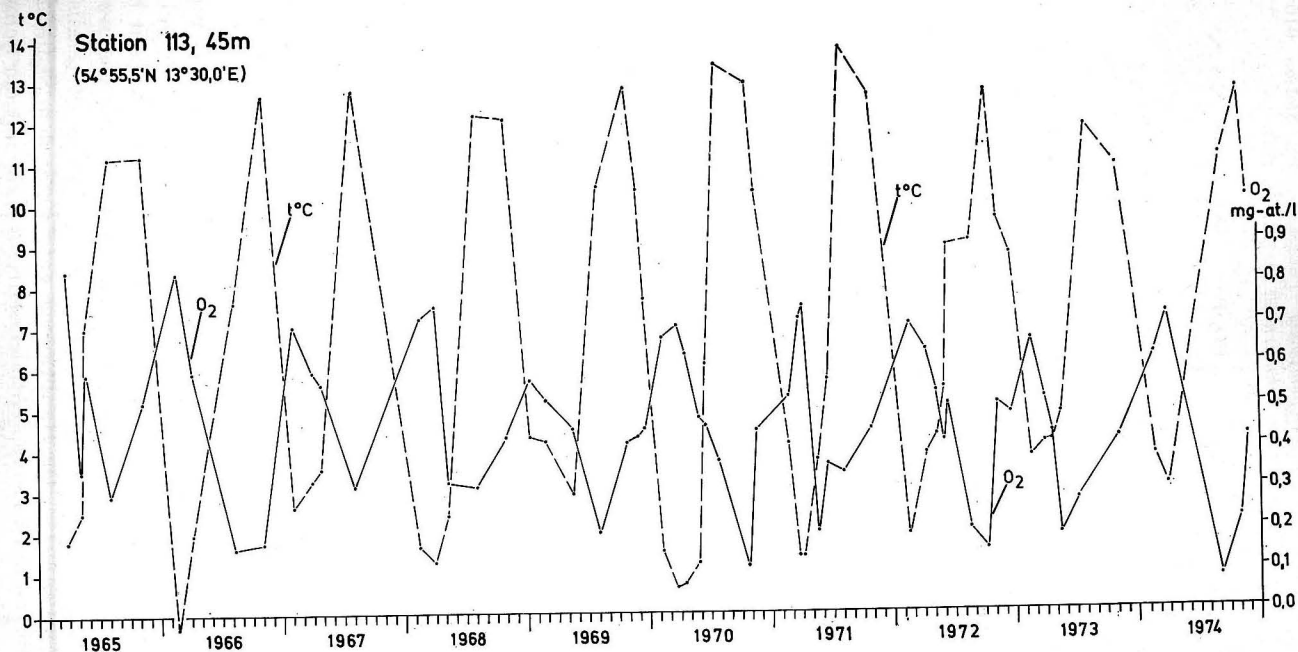


Abb. 4. Temperatur- und Sauerstoffverteilung in der grundnahen Wasserschicht des Arkonabeckens (Station 113)



Tabelle 1

Verteilung ausgewählter hydrographisch-chemischer Parameter auf Station 010 (54° 34,2' N, 11° 20,0' E) im Fehmarnbelt am 16. 10. 1972

| Tiefe<br>m | T<br>°C | S<br>‰ | O <sub>2</sub><br>ml/l | PO <sub>4</sub> -P<br>µg-at./l | NO <sub>3</sub> -N | NO <sub>2</sub> -N | NH <sub>4</sub> -N |
|------------|---------|--------|------------------------|--------------------------------|--------------------|--------------------|--------------------|
| 0,5        | 11,17   | 10,35  | 7,33                   | 0,15                           | 0,44               | 0,01               | 0,48               |
| 5          | 11,46   | 11,03  | 7,19                   | 0,06                           | 0,20               | 0,02               | 0,37               |
| 10         | 12,24   | 13,20  | 6,62                   | 0,14                           | 0,11               | 0,02               | 0,47               |
| 15         | 12,17   | 15,41  | 5,91                   | 0,29                           | 0,13               | 0,00               | 0,41               |
| 17,5       | 12,21   | 17,74  | 4,89                   |                                |                    |                    |                    |
| 20         | 10,45   | 25,96  | 0,15                   | 2,65                           | 1,22               | 0,01               | 0,47               |
| 22,5       | 10,10   | 27,07  | 0,00*)                 |                                |                    |                    |                    |
| 26         | 9,97    | 27,32  | 0,00*)                 | 3,82                           | 0,21               | 0,00               | 11,26              |

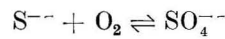
\*) H<sub>2</sub>S

und die hier vorgelegten Ergebnisse zeigen, daß die Häufigkeit solcher ungünstiger Situationen zugenommen hat. Ursache für diese Tendenz ist offensichtlich die zunehmende organische Belastung und Verschmutzung der westlichen Ostsee, die schon auf anderem Wege nachgewiesen wurde (NEHRING 1971).

Während im Tiefenwasser der westlichen Ostsee und im Arkonabecken jahreszeitlich bedingte Veränderungen dominieren, herrschen im Bornholm- und Gotlandbecken unterhalb der Salzgehaltssprungschicht Erscheinungen vor, die aus dem Wechsel von Einstrom- und Stagnationsperioden resultieren.

Abbildung 5 zeigt die mittleren ozeanologischen Verhältnisse im Bornholmbecken in 80 m Tiefe. Am Ende des Winters 1969 ist deutlich der starke Einstrom salzreichen, kalten Wassers zu erkennen, der zu einer erheblichen Besserung der Sauerstoffverhältnisse führte. Außerdem nahm der Phosphatgehalt ab, während der Nitratgehalt anstieg (vgl. auch FRANCKE und NEHRING 1971).

Ein weiterer schwacher Einstrom kälteren und sauerstoffreicheren Tiefenwassers trat im Frühjahr 1970 ein. Hierauf begann eine längere Stagnationsperiode, in deren Verlauf aller Sauerstoff verbraucht wurde und sich im Sommer 1971 Schwefelwasserstoff bildete (vgl. auch NEHRING und FRANCKE 1973). In den Abb. 5 und 6 wurde die Schwefelwasserstoffkonzentration nach



in Sauerstoffäquivalente umgerechnet (FONSELIUS 1969).

Unter reduzierenden Bedingungen ist Nitrat nicht beständig und unterliegt der Denitrifikation. Seine Konzentration sank deshalb zu Beginn der Schwefelwasserstoffbildung auf Werte nahe Null ab. Dafür erreichte der Ammoniumgehalt hohe Werte. Gleichzeitig wurden große Mengen mineralischen Phosphats im Tiefenwasser angereichert. Dieses Phosphat entsteht nur zum kleineren Teil bei Mineralisierungsprozessen organischer Substanzen. Die Hauptmenge entstammt dem Sediment, aus dem es durch die pH-Wert- und Redoxpotentialerniedrigung, die mit der Schwefelwasserstoffbildung verbunden ist, herausgelöst wird (FONSELIUS 1967).

Im Bornholmbecken begann schon im Herbst 1971 der Einstrom geringer Mengen relativ sauerstoffreichen Tiefenwassers und führte insbesondere bei den Mikronähr-

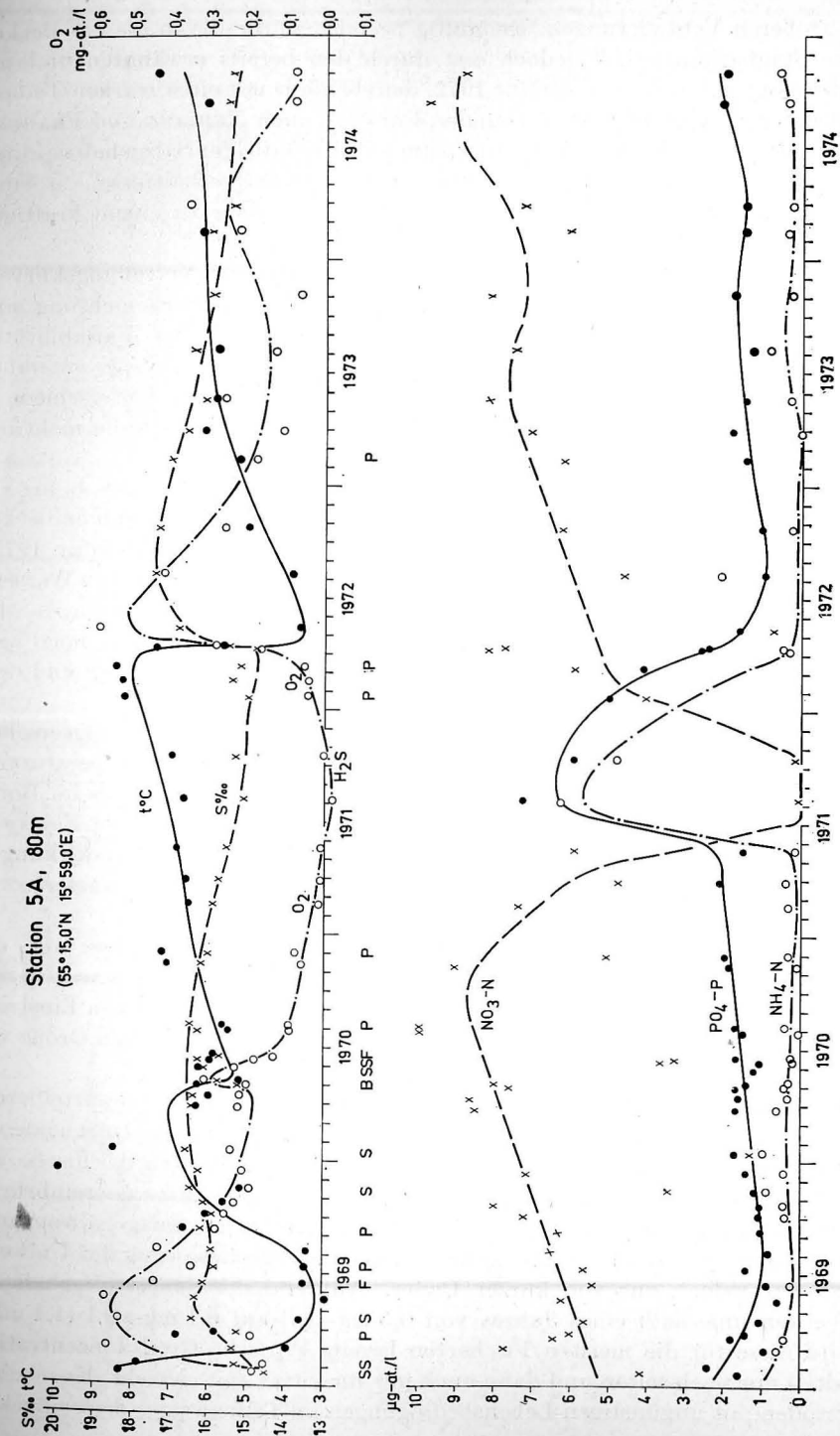


Abb. 5. Mittlere Verteilung ausgewählter ozeanologischer Faktoren auf Station 5 A im Bornholmbecken in 80 m Tiefe (P = polnische, S = schwedische, F = finnische, B = BRD Meßwerte)

stoffen zu größeren Veränderungen. Endgültig beendet wurde die in diesem Becken herrschende Stagnationsperiode jedoch erst durch den bereits erwähnten umfangreichen Salzwassereinbruch im Frühjahr 1972, der ebenfalls mit einer starken Temperaturerniedrigung im Tiefenwasser verbunden war (vgl. auch NEHRING und FRANCKE 1974). Im Verlauf dieser Wassererneuerung kam es unterhalb der Salzgehaltssprungschicht zu einer durchgreifenden Besserung der Sauerstoffverhältnisse, zu einer starken Abnahme des Phosphat- und Ammoniumgehalts sowie zu einem kräftigen Anstieg der Nitratkonzentration.

Vergleicht man die einzelnen Meßpunkte mit den mittleren Verteilungskurven, so fallen z. T. erhebliche Differenzen auf. Während der Wasserumschichtung sind diese Abweichungen mit großer Wahrscheinlichkeit auf kurzfristige Variabilitäten zurückzuführen, die durch die Vermischung alter und neuer Wasserkörper entstehen (vgl. auch NEHRING, FRANCKE und BROSIN 1971). Ob daneben auch Unterschiede in der Handhabung der Meß- und Analysenmethodik eine Rolle spielen, kann nicht mit Sicherheit entschieden werden.

Im Gotlandtief, dessen mittlere ozeanologische Verhältnisse in Abb. 6 für die 225-m-Tiefe dargestellt sind, wird das Tiefenwasser gegenüber dem Bornholmbecken mit mehrmonatiger Verzögerung erneuert (vgl. auch NEHRING und FRANCKE 1971). Die Zeitdifferenz variiert je nach der Menge und der Dichte des eingeströmten Wassers. Sie betrug nach dem Salzwassereinbruch Ende Februar 1969 etwa 8 Monate. Im Frühjahr 1972, als der Salzgehalt des einströmenden Tiefenwassers relativ hoch war, vergingen nur 4–5 Monate, bis die Strecke zwischen dem Bornholmbecken und dem Gotlandtief zurückgelegt war.

Im Tiefenwasser des Gotlandbeckens sind die Veränderungen, die als Folgeerscheinungen von Einstrom- und Stagnationsperioden eintreten, bei der Temperaturverteilung und beim Salz- und Sauerstoffgehalt viel schwächer ausgeprägt als im Bornholmbecken. Auf dem Weg ins Gotlandtief erfolgt bei den physikalischen Faktoren und beim Sauerstoff bereits eine teilweise Vermischung, so daß die Auswirkungen eines Salzwassereinbruchs umso schwächer werden, je weiter das Tiefenwasser nordwärts vordringt.

Bei den Mikronährstoffen spielen dagegen noch chemische Reaktionen mit, die aus dem Wechsel zwischen oxydierenden und reduzierenden Bedingungen resultieren. Deshalb sind die Unterschiede bei den Mikronährstoffen, die im Verlauf von Einstrom und Stagnationsperioden im Gotlandtief entstehen, etwa von der gleichen Größe wie im Bornholmbecken.

Die Sauerstoffverhältnisse im Tiefenwasser der Ostsee sind von unmittelbarem Interesse für die Fischerei. Zusammen mit dem Salzgehalt besitzen sie entscheidende Bedeutung für die Entwicklung des Fischlaichs und für das Verhalten der Fische am Fangplatz. In den Jahren 1969 bis 1973 wurden 2 umfangreiche Salzwassereinbrüche im Bornholm- und Gotlandbecken beobachtet, die unterhalb der Salzgehaltssprungschicht zu einem Anstieg des Sauerstoffgehalts führten. Diese Besserung der Umweltverhältnisse war jedoch nur von kurzer Dauer. Während der Sauerstoffgehalt im Bornholmbecken innerhalb eines Jahres von 0,5 mg-at./l auf 0,1 mg-at./l (1,1 ml/l) absank, wird diese für die meisten Fischarten bereits kritische Grenzkonzentration im Gotlandtief nur noch selten und dann auch nur für kurze Zeit erreicht. Es scheint, daß die Perioden mit ungünstigen Lebensbedingungen im Tiefenwasser dieser Becken

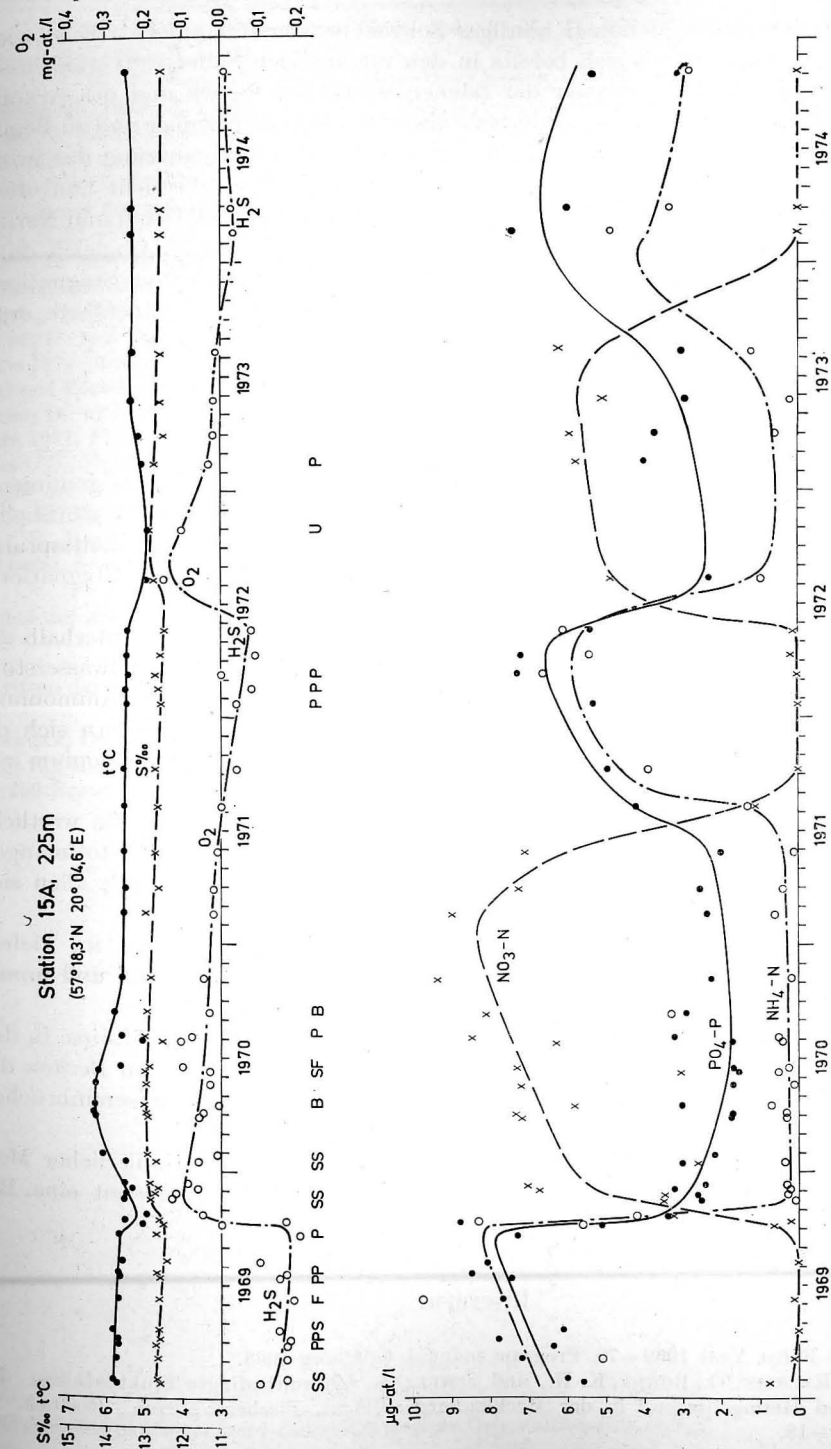


Abb. 6. Mittlere Verteilung ausgewählter ozeanologischer Faktoren auf Station 15 A im Gotlandtief in 225 m Tiefe (P = polnische, S = schwedische, U = UdSSR, F = finnische, B = BRD — Meßwerte)

länger geworden sind und immer häufiger Schwefelwasserstoff auftritt. Eine wichtige Ursache hierfür deutet sich bereits in den ungünstigen Sauerstoffverhältnissen an, die zeitweilig im Tiefenwasser der flachen westlichen Ostsee und des Arkonabeckens beobachtet wurden. Die niedrigen Sauerstoffwerte im Sommer und zu Beginn des Herbstes zeigen, daß die organische Belastung und Verschmutzung des in die Ostsee einströmenden, salzreichen Wassers beträchtliche Werte erreicht und offensichtlich im weiteren Ansteigen begriffen ist. Auf seinem Weg nach Osten und Norden gelangt dieses Wasser auch ins Bornholmbecken und Gotlandtief. Obgleich dabei erhebliche Sauerstoffmengen mitgeführt werden, kommt es während der Stagnationsperioden relativ schnell zu Sauerstoffmangel, weil die ebenfalls mitgeführte organische Substanz sauerstoffzehrend wirkt.

### Schlußfolgerungen

1. Im Tiefenwasser der flachen westlichen Ostsee und des Arkonabeckens dominieren jahreszeitlich bedingte Sauerstoff- und Temperaturveränderungen. Im Bornholmbecken und im Gotlandtief herrschen dagegen unterhalb der Salzgehaltssprungschicht Erscheinungen vor, die aus dem Wechsel von Einstrom- und Stagnationsperioden resultieren.
2. Während der Stagnationsperiode kommt es in den tiefen Becken unterhalb der Salzgehaltssprungschicht zum Sauerstoffschwund und zur Schwefelwasserstoffbildung, verbunden mit einem starken Anstieg des Phosphat- und Ammoniumgehalts sowie einer Nitratreduktion. Bei Salzwassereintrüben bessern sich die Sauerstoffverhältnisse, während der Gehalt an Phosphat und Ammonium abnimmt und der Nitratgehalt ansteigt.
3. Nicht nur für die tiefen Becken, sondern auch für die relativ flache westliche Ostsee und das zentrale Arkonabecken besteht die Gefahr des Sauerstoffmangels und der zeitweiligen Schwefelwasserstoffbildung im Bodenwasser mit allen sich daraus ableitenden Konsequenzen.
4. Es scheint, daß die Perioden mit ungünstigen Lebensbedingungen im Tiefenwasser des Bornholmbeckens und Gotlandtiefs länger geworden sind und immer häufiger Schwefelwasserstoff auftritt.
5. Eine wichtige Ursache für die Verschlechterung der Sauerstoffverhältnisse in den flachen westlichen Teilgebieten, im Arkonabecken und in den tiefen Becken der Ostsee ist die verstärkte organische Verschmutzung des bei Salzwassereintrüben einströmenden, salzreichen Wassers.
6. Die Ergebnisse unterstreichen die Bedeutung langjähriger kontinuierlicher Messungen auf Standardstationen, wobei mindestens aus jeder Jahreszeit eine Beobachtung erforderlich ist.

### Literatur

- Anonym, The Baltic Year 1969—70. Program manual. Göteborg 1968.  
 BERNER, M., RECHLIN, O., ROHDE, K.-H., und SCHULZ, S., Umweltbedingte Fluktuationen der Dorsch- und Heringsfischerei in der Mecklenburger Bucht. Fischerei-Forsch., Rostock, 11 (1973), S. 7—18.

- FONSELIUS, S. H., Hydrography of the Baltic deep basins II. Fishery Board of Sweden, Ser. Hydrogr. 20 (1967), S. 1—31.  
 FONSELIUS, S. H., Hydrography of the Baltic deep basins III. Fishery Board of Sweden, Ser. Hydrogr. 23 (1969), S. 1—97.  
 FRANCKE, E. und NEHRING, D., Erste Beobachtungen über einen erneuten Salzwassereintrüben in die Ostsee im Februar 1969. Beitr. Meereskunde H. 28 (1971), S. 33—47.  
 NEHRING, D., Untersuchungen über die Verteilung anorganischer Stickstoffverbindungen im Hinblick auf die zunehmende Wasserverschlechterung der Ostsee. Beitr. Meereskunde, H. 28 (1971), S. 57—74.  
 NEHRING, D. und FRANCKE, E., Hydrographisch-chemische Veränderungen in der Ostsee seit Beginn dieses Jahrhunderts und während des Internationalen Ostseejahres 1969/70. Fischerei-Forsch., Rostock, 9 (1971), S. 35—42.  
 NEHRING, D. und FRANCKE, E., Hydrographisch-chemische Veränderungen in der Ostsee im Jahre 1972 unter besonderer Berücksichtigung des Salzwassereintrübens im März/April 1972. Fischerei-Forsch., Rostock, 12 (1974), S. 23—33.  
 NEHRING, D. und FRANCKE, E., Hydrographisch-chemische Veränderungen in der Ostsee im Jahre 1971. Fischerei-Forsch., Rostock, 11 (1973), S. 45—52.  
 NEHRING, D., FRANCKE, E., und BROSIK, H.-J., Beobachtungen über die ozeanologischen Veränderungen im Gotlandtief während der Wasserumschichtung im Oktober 1969. Beitr. Meereskunde H. 28 (1971), S. 75—82.  
 SCHULZ, S., Rückgang des Benthos in der Lübecker Bucht. Monatsb. Dtsch. Akad. Wiss. Berlin, 10 (1968), S. 748—754.

Abschluß der Arbeit: 28. 2. 1975

Anschriften der Verfasser:

E. FRANCKE, Dr. D. NEHRING und K.-H. ROHDE  
 Institut für Meereskunde der AdW der DDR  
 DDR-253 Rostock-Warnemünde

<sup>1)</sup> In diesen Publikationen wird zahlreiche weitere Originalliteratur zitiert.

## Zur säkularen Veränderlichkeit des Oberflächensalzgehaltes in der offenen Ostsee

Von WOLFGANG MATTHÄUS

*Zusammenfassung:* An zehn Stationen der offenen Ostsee (Abb.1; Tab. 1) wird die mittlere säkulare Veränderlichkeit des Oberflächensalzgehaltes in den Zeiträumen 1900—1975 und 1952—1974 mit Hilfe der linearen Ausgleichung untersucht. Die Elemente der säkularen Veränderlichkeit (Geradengleichung  $S_0$ , Standardabweichung  $s$ , Mittelwert  $\bar{S}_0$ , mittlere Änderung  $\Delta\bar{S}_0$ ) werden in Tabellen (Tab. 2 und 3) und Diagrammen (Abb. 4—6) gegeben.

In diesem Jahrhundert ist in allen Teilen der eigentlichen Ostsee ein annähernd gleichmäßiger mittlerer Anstieg des Oberflächensalzgehaltes zu beobachten (Abb. 3). Die mittlere jährliche Zunahme beträgt  $0,007-0,012\text{‰}$  und macht im Zeitraum 1900—1975 etwa  $0,5-0,9\text{‰}$  aus. Für den Zeitraum 1952—1974 zeigt sich kein Rückgang des Salzgehaltes im Oberflächennwasser, obwohl für das Tiefenwasser einzelner Becken derartige Beobachtungen bekannt sind.

*Summary:* Using a linear regression technique, the mean secular variability of the surface salinity within periods from 1900 to 1975 and from 1952 to 1974 is analysed at ten stations of the open Baltic (fig. 1; table 1). The elements of the secular variability (equation of the straight line  $S_0$ , standard deviation  $s$ , mean value  $\bar{S}_0$ , mean variation  $\Delta\bar{S}_0$ ) are given in tables (tables 2 and 3) and graphs (figs. 4—6).

During this century nearly uniform mean increase in surface salinity of all parts of the Baltic proper is observed (fig. 3). The mean annual increase amounts to  $0.007-0.012\text{‰}$  and the total increase reaches from  $0.5$  to  $0.9\text{‰}$  within the period 1900—1975. From 1952 to 1974 a decrease of surface salinity could not be found, although such observations are known in the deep water of some basins.

*Резюме:* На десяти станциях, выполненных в открытой Балтике (рис. 1, табл. 1), проанализирована средняя многолетняя изменчивость солености поверхностного слоя за промежутки времени 1900—1975 гг. и 1952—1974 гг. с помощью метода линейного уравнивания. Элементы многолетней изменчивости (уравнение прямой  $S_0$ , среднее квадратное отклонение  $s$ , среднее значение  $\bar{S}_0$ , среднее изменение  $\Delta\bar{S}_0$ ) представлены в таблицах (табл. 2 и 3) и в диаграммах (рис. 4—6).

В этом столетии наблюдается во всех частях центрального Балтийского моря почти равномерное среднее повышение солености в поверхностном слое (рис. 3). Среднегодовые величины повышения достигают  $0,007-0,012\text{‰}$  и составляют за промежуток времени 1900 — 1975 гг. около  $0,5-0,9\text{‰}$ . За промежуток времени 1952—1974 не было отмечено уменьшение солености поверхностных вод, хотя это имеет место в глубинных водах некоторых бассейнов.

### 1. Einleitung

Atlanten der mittleren horizontalen Verteilung ozeanologischer Parameter der Ostsee sowohl im Oberflächenbereich als auch im Tiefenwasser (Dt. Seewarte, 1927;

BÖHNECKE, DIETRICH, 1951; LENZ, 1971; BOCK, 1971a, 1971b) gehören nicht zuletzt deshalb zu den Standarddarstellungen aus diesem Seegebiet, weil die verfügbaren Beobachtungen aus der Ostsee als die längsten maritimen Zeitreihen gelten. Das trifft auch für den Salzgehalt zu, der für die Verhältnisse in einem Brackwassermeer von besonderer Bedeutung ist.

Die hydrographische Charakterisierung eines Seegebietes erfolgt in erster Linie durch Mittelwerte. Mittelwerte kennzeichnen aber nur *eine* Komponente des mittleren Salzgehaltfeldes. Darüber hinaus sind auch kurzzeitige Änderungen, mittlere jahreszeitliche Variationen und mittlere Säkularvariationen zu berücksichtigen. Dem Aspekt der mittleren säkularen Veränderlichkeit des Salzgehaltes speziell im Oberflächenwasser ist die vorliegende Untersuchung gewidmet.

Säkularvariationen des Salzgehaltes sind seit den fünfziger Jahren Gegenstand verstärkter Untersuchungen (SEGERSTRÅLE, 1951, 1953; GRANQVIST, 1952; HUPFER, 1962; AHLNÄS, 1962; SOSKIN, 1963; HELA, 1966; ANTONOV, 1967a, 1967b, 1970; FONSELIUS, 1962, 1969; MATTHÄUS, 1972). Abschätzungen überwiegend qualitativer Art zeigen, daß der Salzgehalt seit Beginn dieses Jahrhunderts in der gesamten Ostsee im Mittel zugenommen hat. Dieser Anstieg setzte in den zentralen Teilen früher ein, als in den durch submarine Schwellen abgetrennten nördlichen Teilgebieten (GRANQVIST, 1952; SOSKIN, 1963) und erfaßte die gesamte Wassermasse. Dabei erfolgte die Erhöhung nicht gleichmäßig, sondern wurde durch Perioden mit abfallender Tendenz unterbrochen (NIKOLAJEV, 1956; SOSKIN, 1963; HELA, 1966; FONSELIUS, 1962, 1969).

Die Ursachen langzeitiger Änderungen des Salzgehalts in der Ostsee sind in großmaßstablichen Variationen im Regime der atmosphärischen Zirkulation in Verbindung mit hydrographischen (DICKSON, 1971) und geologischen Prozessen (Hebung Skandinaviens, Senkung der südbaltischen Küsten) im Bereich der europäischen Schelfmeere und der Ostsee selbst (HUPFER, 1975) zu suchen. Bereits in den dreißiger Jahren hatte JENSEN (1937) langjährige Änderungen des Salzgehalts im Übergangsbereich untersucht und durch Fluktuationen des Windfeldes zu deuten versucht. Später ermittelte HUPFER (1962) aus einer umfangreichen Bearbeitung der Beobachtungen an Feuerschiffen und Küstenstationen im Übergangsbereich, daß die langjährigen Änderungen ozeanologischer und meteorologischer Elemente mit einer gleichzeitig vorhandenen Änderung der allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre im europäischen Raum verbunden sind.

Bei der Untersuchung der langjährigen Schwankungen des thermohalinen Regimes im Tiefenwasser der zentralen Ostsee stellten NIKOLAJEV (1956), SOSKIN (1956, 1959) sowie SOSKIN und ROZOVA (1957) Zusammenhänge zwischen der Veränderung des Salzgehaltes und dem Wasseraustausch durch die dänischen Meerengen fest. SOSKIN (1963) faßte die grundlegenden Ergebnisse in einer Monographie zusammen. Seine Untersuchungen lassen eine Wechselwirkung zwischen langzeitigen Änderungen des Salzgehaltes einerseits und den Schwankungen des Wasseraustauschs durch Belte und Sund, der Variation der Festlandsabflüsse zur Ostsee, der Tiefenströmung und den Einbrüchen salzreichen Kattegatwassers andererseits erkennen, die insgesamt auf großräumige Änderungen im Charakter der atmosphärischen Zirkulation zurückgeführt werden können.

DICKSON (1971) konnte zeigen, daß während dieses Jahrhunderts in Abständen von drei bis vier Jahren Perioden hohen Oberflächensalzgehaltes in den europäischen Schelfmeeren auftraten, die mit dem periodischen Auftreten eines anomalen, aber häufig vorhandenen atmosphärischen Zirkulationssystems über dem Nordatlantik in Verbindung gebracht werden können. Er vertritt die Auffassung, daß die größeren Einströme salzreichen Wassers in die Ostsee vorwiegend zu den Zeiten höchsten Salzgehaltes in den europäischen Schelfmeeren auftreten und einen Begleitumstand des ansteigenden Transports salzreichen Wassers ins Skagerrak und Kattegat darstellen.

HUPFER (1975) fand aus Korrelationen der jährlichen Mittelwerte des Salzgehaltes an der Oberfläche und in 15 m Tiefe am Feuerschiff „Lappegrund“ im Sund mit den Windkomponenten über der mittleren Nordsee eine enge Verknüpfung der Ostkomponente mit dem Salzgehalt in 15 m. Deshalb scheint der mittlere Kompensationsstrom in die Ostsee bei einer zunehmenden Ostkomponente des Windes in der mittleren Nordsee gut entwickelt zu sein. Im Zeitraum 1900–1970 entsprachen hohe Salzgehalte großen Werten der Nord- und Ostkomponente in Abständen von 3–4 Jahren, so daß dieser Zusammenhang für Salzwassereinbrüche in die Ostsee verantwortlich sein könnte (vgl. auch DICKSON, 1971).

Der Anstieg im Salzgehalt der Ostsee erfolgt ausschließlich durch den Zustrom salzreichen Wassers aus dem Kattegat, das sich infolge seiner größeren Dichte in den tieferen Wasserschichten ausbreitet. Daher wird das Tiefenwasser unterhalb der Sprungschicht auch in stärkerem Maße von säkularen Änderungen erfaßt als das Oberflächenwasser (AHLNÄS, 1962; SOSKIN, 1963; MATTHÄUS, 1972), dessen Salzgehalt darüber hinaus unmittelbar durch Festlandsabfluß, Niederschlag, Verdunstung und Vereisung beeinflusst wird. Die folgenden Untersuchungen sollen vergleichbare Daten über die Größe der mittleren säkularen Veränderlichkeit des Oberflächensalzgehalts in der offenen Ostsee geben, indem die Bearbeitung der Beobachtungswerte mit Hilfe der linearen Ausgleichung auf eine einheitliche mathematische Bezugsbasis gestellt wird.

## 2. Beobachtungsmaterial

Für die Untersuchungen wurden aus dem derzeitigen Stationsnetz zehn Positionen so ausgewählt, daß aus allen Seegebieten der zentralen Ostsee wenigstens eine Station mit relativ langen Beobachtungsreihen Berücksichtigung findet. Diese Stationen liegen überwiegend im Bereich der größten Vertiefungen der Becken (Abb. 1), die im allgemeinen in den küstenfernen Regionen anzutreffen sind. Damit dürften sie für ein größeres Areal repräsentative Verhältnisse aufweisen, zumal störende Einflüsse der Küste auf den allgemeinen säkularen Trend (HELA, 1966) ausgeschaltet sind.

Mit der Auswahl fester Stationen im offenen Seegebiet erreicht man eine weitgehende örtliche Homogenität des Materials. Da jedoch die Beobachtungen in den Einzeljahren zu sehr verschiedenen Zeiten vorgenommen wurden, ist eine zeitliche Homogenität nicht zu erzielen. Diesem Umstand muß bei der Bearbeitung Rechnung getragen werden.

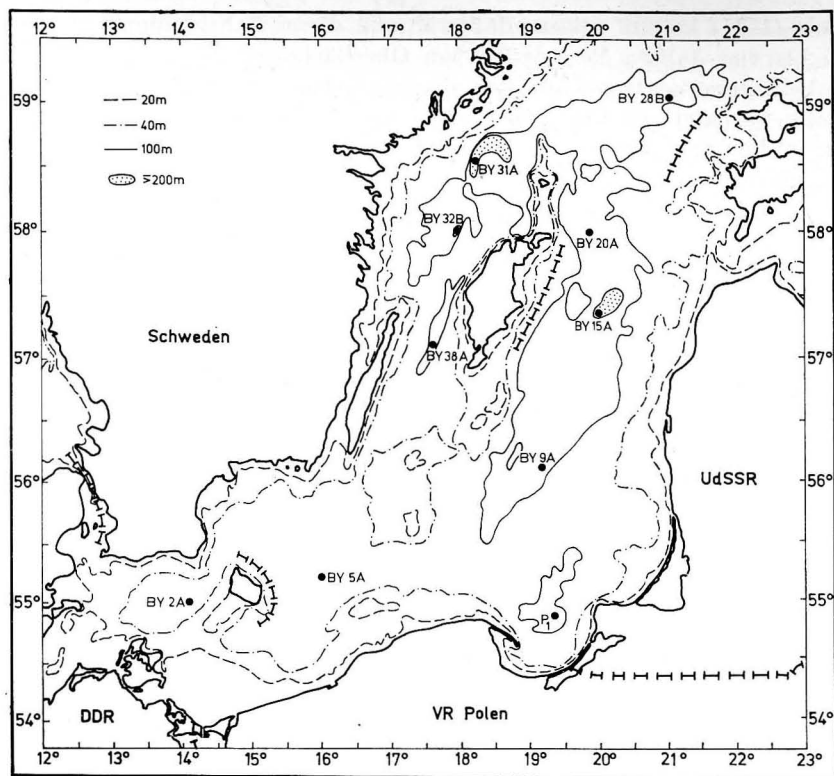


Abb. 1. Tiefen und Bodenrelief der zentralen Ostsee sowie die Lage der Beobachtungsstationen

In Tab. 1 sind die ausgewählten Stationen mit der verwendeten Kurzform (in Klammern dahinter), der internationalen Bezeichnung, der Position, dem Beobachtungszeitraum sowie der Anzahl der zur Verfügung stehenden Serien angegeben. Von den insgesamt 2016 in die Auswertung einbezogenen Serien entfallen etwa 1% auf den Zeitraum vor 1900 und rund 20% auf die Zeit zwischen 1900 und 1949. Erst nach dem 2. Weltkrieg setzte eine intensivere Beobachtungstätigkeit ein, wobei die hier ausgewählten Stationen außer von den ständig beobachtenden Institutionen der jeweiligen Länder auch in stärkerem Maße sporadisch von den Forschungsschiffen anderer Ostseeanlieger frequentiert wurden. Höhepunkte dieser Beobachtungstätigkeit waren das Internationale Geophysikalische Jahr 1957/58, die Internationale Ostseeuntersuchung im August 1964 und das Internationale Ostseejahr 1969/70.

Die auf die einzelnen Stationen entfallende Zahl von Serien und die Zeiträume, für die Beobachtungen vorliegen, variieren von Station zu Station. Außer für das „Südliche Gotlandbecken“ konnten Daten seit Beginn dieses Jahrhunderts herangezogen werden. Für das Gdańsker Tief sowie für Gotland- und Landsorttief sind sogar einige Messungen aus dem vorigen Jahrhundert verfügbar (EKMAN, PETTERSSON, 1893; PETTERSSON, 1894; KRÜMMEL, 1895). Die berechneten mittleren Variationen gelten streng nur für die Zeiträume, aus denen Beobachtungswerte in die Unter-

Tabelle 1  
Beobachtungsmaterial

| Station                        | Bezeichnung    | Position |        | Zeitraum  | Anzahl der Serien |
|--------------------------------|----------------|----------|--------|-----------|-------------------|
|                                |                | N        | E      |           |                   |
| Arkonatief (AT)                | BY 2 A         | 55°00'   | 14°05' | 1906–1974 | 315               |
| Bornholmtief (BT)*)            | BY 5 A         | 55°15'   | 15°59' | 1902–1974 | 443               |
| Gdańsker Tief (DT)             | P <sub>1</sub> | 54°52'   | 19°20' | 1871–1974 | 279               |
| Südliches Gotlandbecken (SGB)  | BY 9 A         | 56°07,5' | 19°10' | 1924–1974 | 113               |
| Gotlandtief (GT)               | BY 15 A        | 57°20'   | 20°03' | 1877–1974 | 252               |
| Färötief (FT)                  | BY 20 A        | 58°00'   | 19°54' | 1904–1974 | 130               |
| Nördliches Gotlandbecken (NGB) | BY 28 B        | 59°02'   | 21°05' | 1902–1974 | 109               |
| Landsorttief (LT)              | BY 31 A        | 58°35'   | 18°14' | 1877–1974 | 155               |
| Norrköpingtief (NT)            | BY 32 B        | 58°00'   | 18°00' | 1905–1974 | 102               |
| Karlsötief (KT)                | BY 38 A        | 57°07'   | 17°40' | 1902–1974 | 118               |

\*) für den Zeitraum vor 1955 wurde die alte deutsche Station „Bornholmtief“ auf etwa 55°20'N 15°30'E und die alte schwedische Station „S Ostsee 4“ auf etwa 55°20'N 15°40'E zur Auswertung herangezogen

suchungen eingegangen sind. Durch Inter- und Extrapolation ist in den meisten Fällen eine Angleichung der Zeiträume und damit eine Vergleichbarkeit auch der Beträge der säkularen Änderungen möglich.

Die Mehrzahl der Meßwerte ist den Datenberichten des International Council for the Exploration of the Sea (ICES) oder den entsprechenden Publikationen der Anliegerstaaten der Ostsee entnommen. Darüber hinaus wurde Beobachtungsmaterial aus Veröffentlichungen einzelner Autoren herangezogen, das nicht in den zugänglichen Datensammlungen enthalten war.

### 3. Bearbeitungsmethodik

Zur Erfassung der Langzeittrends im Oberflächensalzgehalt wird die lineare Ausgleichung herangezogen, die in letzter Zeit verschiedentlich zur Ermittlung säkularer Veränderungen im Meer verwendet wurde. TOMCZAK (1967) berechnete durch lineare Ausgleichung von monatsweise zusammengefaßten Beobachtungen der Oberflächentemperatur in Eingradfeldern eine mittlere Erwärmung der Nordsee im Zeitraum 1905–1954. HILL (1968) bestätigte anhand von Untersuchungen der Oberflächentemperaturen im Englischen Kanal, daß die lineare Ausgleichung nach der Methode der kleinsten Quadrate ein geeignetes Verfahren zur Erfassung von Langzeitvariationen darstellt. Später wurde das Verfahren auch für Trenduntersuchungen am Oberflächensalzgehalt benutzt (HILL, PARAMORE, 1971). Der Verfasser schließlich brachte dieses Verfahren speziell im Tiefenwasser der Ostsee sowohl zur Bestimmung der Größe säkularer Trends als auch zur Berechnung mittlerer Änderungen von Temperatur, Salzgehalt und Sauerstoffgehalt innerhalb von Stagnationsperioden zur Anwendung (MATTHÄUS, 1972, 1973).

Die Aufgabe bei der linearen Ausgleichung ist die Bestimmung der günstigsten Werte der beiden Koeffizienten  $a_0$  und  $a_1$  der Geradengleichung

$$y = a_0 + a_1x \quad (1)$$

durch das Meßwertkollektiv, wenn eine Reihe überschüssiger Meßwertpaare  $(x_i, y_i)$  mit  $i = 1, 2, 3, \dots, l$  zur Verfügung steht (HULTZSCH, 1966). Die Koeffizienten ergeben sich aus den  $l$  Fehlergleichungen

$$a_0 + a_1 x_i - y_i = v_i \quad (2)$$

mit Hilfe der GAUSSSchen Ausgleichsbedingung

$$\sum_{i=1}^l (a_0 + a_1 x_i - y_i)^2 = \text{Min.}$$

nach den Gleichungen

$$\left. \begin{aligned} a_0 &= \frac{1}{l} \frac{[x_i^2][y_i] - [x_i y_i][x_i]}{[x_i^2] - \frac{1}{l}[x_i]^2} \\ a_1 &= \frac{[x_i y_i] - \frac{1}{l}[x_i][y_i]}{[x_i^2] - \frac{1}{l}[x_i]^2} \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

Die Standardabweichung der Einzelwerte von der Ausgleichsgeraden wird nach

$$\left. \begin{aligned} s &= \pm \sqrt{\frac{[vv]}{l-2}} \\ [vv] &= [y_i y_i] - a_0 [y_i] - a_1 [x_i y_i] \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

mit

berechnet. Um eine quantitative Aussage über den Grad des linearen Zusammenhangs zu erhalten, wird der Stichproben-Korrelationskoeffizient

$$r = \frac{[x_i y_i] - \frac{1}{l}[x_i][y_i]}{\sqrt{\left([x_i^2] - \frac{1}{l}[x_i]^2\right)\left([y_i^2] - \frac{1}{l}[y_i]^2\right)}} \quad (5)$$

bestimmt, der einen Schätzwert für den Korrelationskoeffizienten darstellt.

Die Signifikanz des berechneten Zusammenhangs wird mit einem Test für den Korrelationskoeffizienten geprüft. Für beliebigen Stichprobenumfang kann der  $F$ -Test

$$F = \frac{r^2}{1-r^2} (l-2) \quad (6)$$

angewendet werden, für den die Signifikanzschwellen des Korrelationskoeffizienten in Abhängigkeit von der Anzahl der Wertepaare bei TAUBENHEIM (1969) und KOLLER (1969) angegeben sind.

Bei den durchgeführten Untersuchungen wird die Größe  $x$ , in unserem Falle die Zeit  $t$ , im allgemeinen vom Beobachter festgelegt und praktisch ohne Fehler gemessen. Der Salzgehalt wird als abhängige Variable betrachtet.

Das Problem bei der Bearbeitung des beschränkten nichtäquidistanten Materials aus der offenen Ostsee besteht darin, an Hand der verfügbaren Stichproben Infor-

mationen über die Grundgesamtheit aller möglichen Werte zu gewinnen und deren Aussagekraft zu beurteilen. Stichprobenparameter wie Mittelwert, Standardabweichung oder Korrelationskoeffizient sind jedoch nicht ohne weiteres zu interpretieren, wenn man nicht voraussetzen kann, daß die Stichprobe aus einer Grundgesamtheit mit GAUSSScher Normalverteilung stammt.

Im allgemeinen kann man nur bei zweidimensionaler Normalverteilung in bezug auf den Korrelationskoeffizienten und den Signifikanztest für einen linearen Zusammenhang die volle Information über die stochastische Abhängigkeit beider Größen erwarten. Prüfverfahren für einen linearen Zusammenhang unter Zugrundelegung einer Irrtumswahrscheinlichkeit kommen aber auch dann zur Anwendung, wenn eine Variable (z. B. die Zeit) vorgegeben ist und die andere in Abhängigkeit von der ersten variiert (vgl. KOLLER, 1969). Dabei wird geprüft, ob es sich um eine signifikante Änderung (Zu- oder Abnahme) in Abhängigkeit von der Zeit handelt, oder ob die Schwankungen der Einzelwerte so groß sind, daß man aus dem Wertkollektiv auch zufällig Gruppierungen finden muß, die eine solche Änderung zeigen. Man muß sich allerdings stets vor Augen halten, daß bei diesem Verfahrensweg das Testverfahren zwar eine formale Prüfung des Korrelationskoeffizienten gestattet, die Aussagekraft aber gewissen Einschränkungen unterliegen kann.

Um zu entscheiden, ob die Häufigkeitsverteilung einer Stichprobe mit der GAUSSSchen Normalverteilung verträglich ist, wird das  $\chi^2$ -Verfahren angewendet (KOLLER, 1969; WEBER, 1972). Mit Hilfe dieses Prüfverfahrens konnte nachgewiesen werden, daß aus der Häufigkeitsverteilung des Oberflächensalzgehaltes an allen zehn Stationen (Abb. 2) auf eine normalverteilte Grundgesamtheit geschlossen werden kann.

Für die praktische Durchführung der Berechnungen wird die Zeit  $t$  in Jahren angegeben und auf das Jahr 1900 bezogen. Der Berechnung von  $t$  ist die Relation 1 Tag  $\cong$  1/30 Monat  $\cong$  1/360 Jahr zugrunde gelegt worden. Die Größen  $a_0$  und  $a_1$  geben den mittleren Wert des Salzgehaltes am 1. Januar 1900 bzw. die mittlere jährliche Änderung dieses Parameters an.

#### 4. Ergebnisse

Abb. 3 zeigt die Ausgleichsgeraden, die für die zehn Stationen aus den vorhandenen Beobachtungsdaten berechnet wurden. In Tab. 2 sind die Elemente der mittleren säkularen Veränderlichkeit für den Gesamtzeitraum zusammengestellt, für den Beobachtungen vorliegen.  $S_0$  gibt die berechnete Geradengleichung an, um die die Einzelwerte mit der Standardabweichung  $s$  streuen. Um eine Vergleichbarkeit der Resultate zu gewährleisten, wurden die Mittelwerte  $\bar{S}_0$  und die mittleren Änderungen  $\Delta \bar{S}_0$  auf den Zeitraum 1900–1975 bezogen.

Tab. 2 und Abb. 3 zeigen an allen Stationen trotz unterschiedlicher Zeiträume und Anzahl der Beobachtungen sowie Streuungen einen klaren, nahezu einheitlichen mittleren Anstieg im Oberflächensalzgehalt. Das drückt sich in einer mittleren jährlichen Zunahme von 0,007 bis 0,012‰ und einem mittleren Anstieg von 0,50–0,87‰ im Zeitraum 1900–1975 bei Standardabweichungen von  $\pm 0,16 - \pm 0,34$ ‰ aus

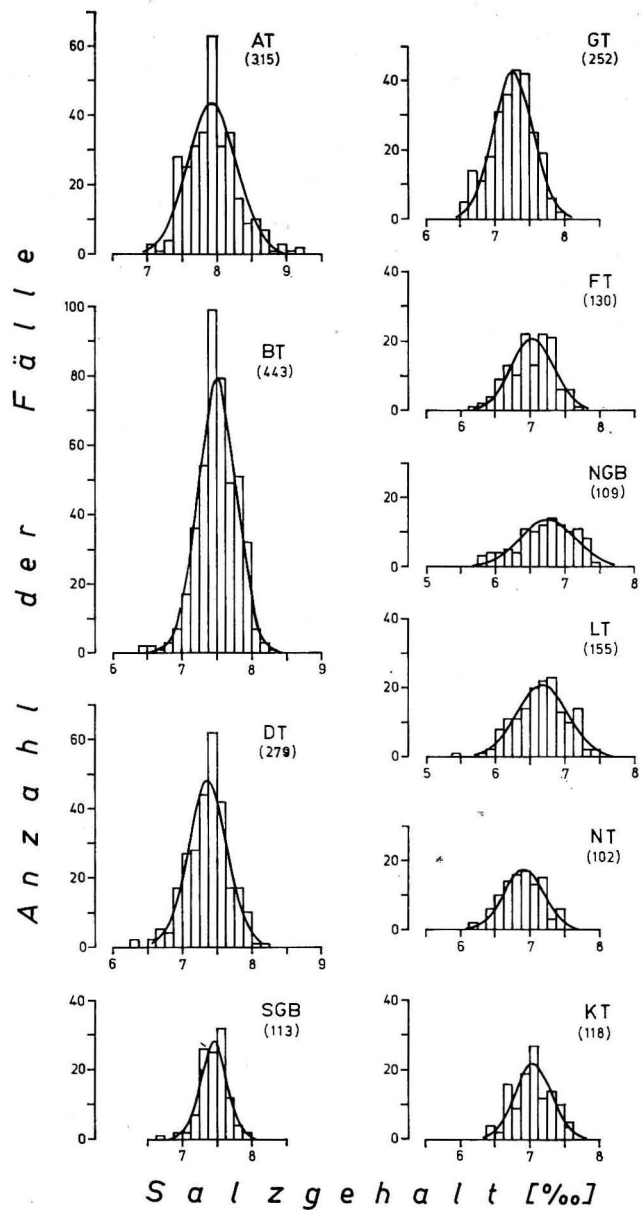


Abb. 2. Histogramme der Häufigkeitsverteilung des Oberflächensalzgehaltes sowie die angepaßten Normalverteilungen an zehn Stationen der offenen Ostsee

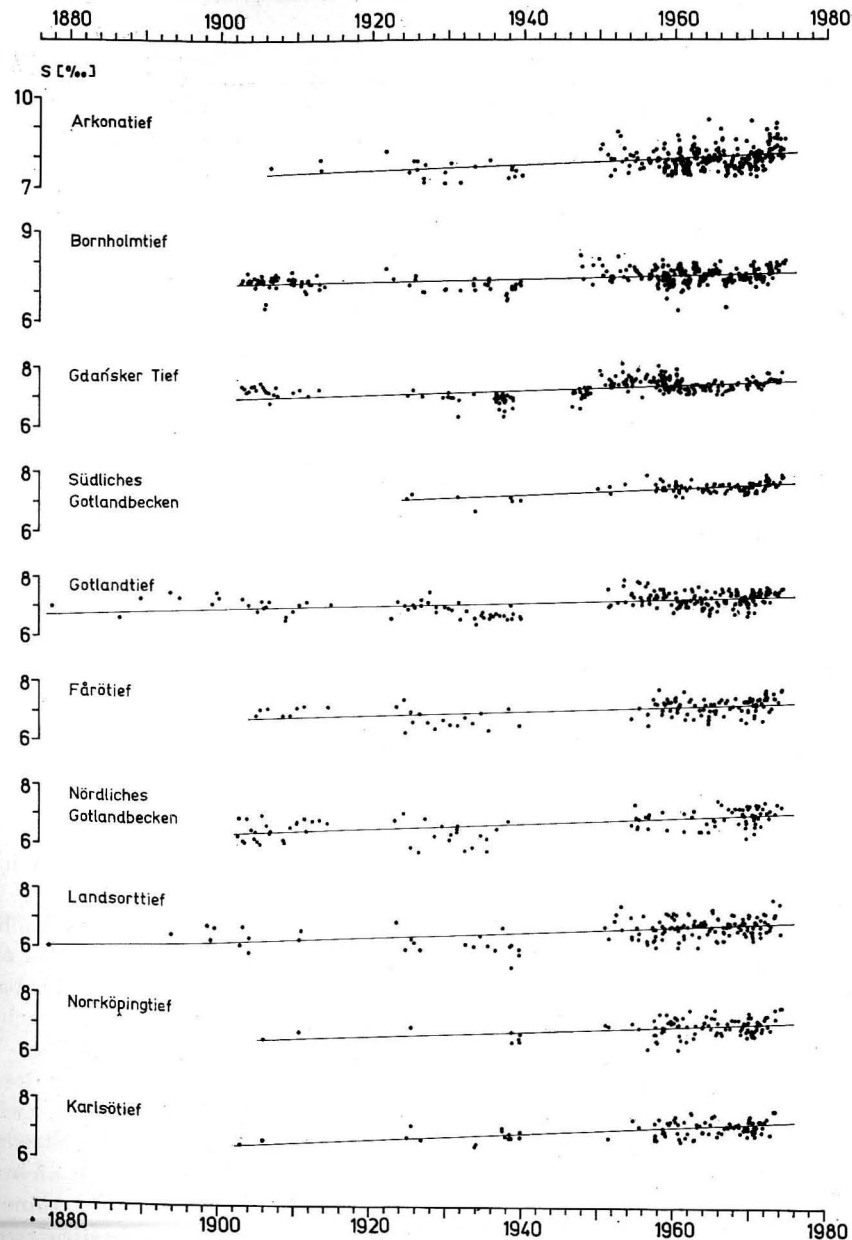


Abb. 3. Beobachtungsdaten des Oberflächensalzgehaltes und deren mittlere Variationen an zehn Stationen der offenen Ostsee



Tabelle 2

Daten zur mittleren säkularen Veränderlichkeit des Oberflächensalzgehaltes in der Ostsee

| Station        | Zeitraum  | $S_0 [‰]$       | $s [‰]$ | 1900—1975       |                  |
|----------------|-----------|-----------------|---------|-----------------|------------------|
|                |           |                 |         | $\bar{S}_0 [‰]$ | $\Delta S_0 [‰]$ |
| BY 2 A         | 1906—1974 | 7,22 + 0,0116 t | ±0,34   | 7,66            | 0,87             |
| BY 5 A         | 1902—1974 | 7,15 + 0,0068 t | ±0,24   | 7,40            | 0,51             |
| P <sub>1</sub> | 1871—1974 | 6,89 + 0,0091 t | ±0,25   | 7,23            | 0,68             |
| BY 9 A         | 1924—1974 | 6,75 + 0,0111 t | ±0,16   | 7,17            | 0,83             |
| BY 15 A        | 1877—1974 | 6,89 + 0,0067 t | ±0,27   | 7,14            | 0,50             |
| BY 20 A        | 1904—1974 | 6,60 + 0,0074 t | ±0,28   | 6,88            | 0,56             |
| BY 28 B        | 1902—1974 | 6,33 + 0,0088 t | ±0,32   | 6,66            | 0,66             |
| BY 31 A        | 1877—1974 | 6,23 + 0,0078 t | ±0,34   | 6,52            | 0,58             |
| BY 32 B        | 1905—1974 | 6,44 + 0,0074 t | ±0,27   | 6,72            | 0,56             |
| BY 38 A        | 1902—1974 | 6,41 + 0,0104 t | ±0,23   | 6,80            | 0,78             |

Tabelle 3

Daten zur mittleren Veränderlichkeit des Oberflächensalzgehaltes in der Ostsee im Zeitraum 1952—1974

| Station        | $S_0 [‰]$         | $s [‰]$ | $\bar{S}_0 [‰]$ | $\Delta S_0 [‰]$ |
|----------------|-------------------|---------|-----------------|------------------|
| BY 2 A         | —                 | —       | —               | —                |
| BY 5 A         | 7,34 + 0,0040 t*) | ±0,23   | 7,59            | 0,09             |
| P <sub>1</sub> | 7,60 - 0,0016 t*) | ±0,20   | 7,50            | -0,04            |
| BY 9 A         | 7,03 + 0,0069 t   | ±0,16   | 7,46            | 0,15             |
| BY 15 A        | 7,27 + 0,0013 t*) | ±0,24   | 7,35            | 0,03             |
| BY 20 A        | 6,10 + 0,0152 t   | ±0,27   | 7,06            | 0,33             |
| BY 28 B        | 6,08 + 0,0129 t   | ±0,28   | 6,89            | 0,28             |
| BY 31 A        | 6,17 + 0,0090 t*) | ±0,32   | 6,74            | 0,20             |
| BY 32 B        | 6,29 + 0,0097 t*) | ±0,28   | 6,90            | 0,21             |
| BY 38 A        | 6,18 + 0,0139 t   | ±0,24   | 7,06            | 0,31             |

\*) im Sinne des *F*-Testes statistisch nicht gesichert

(vgl. Abb. 4). Die Mittelwerte  $\bar{S}_0$  nehmen von West nach Ost und von Süd nach Nord ab (vgl. Abb. 5).

Besonderes Interesse findet der Zeitraum seit dem größten bisher beobachteten Salzwassereintrich in die Ostsee Ende 1951 (WYRTKI, 1954). Im Tiefenwasser einiger Stationen wurde seitdem verschiedentlich ein Rückgang des Salzgehaltes beobachtet (SCHEMAINDA, 1960; HELA, 1966; MATTHÄUS, 1972). In Tab. 3 sind die berechneten Elemente der Veränderlichkeit des Oberflächensalzgehaltes im Zeitraum 1952—1974 zusammengestellt. Aus diesen Resultaten läßt sich jedoch kein Rückgang des Salzgehaltes ablesen. Die mittlere Änderung im Zeitraum 1952—1974 liegt zwischen  $-0,04‰$  im Gdańsker Tief und  $+0,33‰$  im Färötief bei relativ großen Streuungen von  $\pm 0,16$ — $\pm 0,32‰$ . Läßt man die im Sinne des *F*-Testes statistisch nicht gesicherten Geraden außer acht, dann resultiert bei den verbleibenden vier Stationen eine mittlere jährliche Zunahme von  $0,007$ — $0,015‰$  und ein mittlerer Anstieg zwischen  $0,15$  und  $0,33‰$  (vgl. Abb. 6). Die berechneten Mittelwerte  $\bar{S}_0$  zeigen wie die Mittelwerte des Gesamtzeitraums eine Abnahme von West nach Ost und von Süd nach Nord, liegen aber durchweg etwa  $0,2$ — $0,3‰$  höher als die langjährigen Mittelwerte (vgl. Abb. 5).

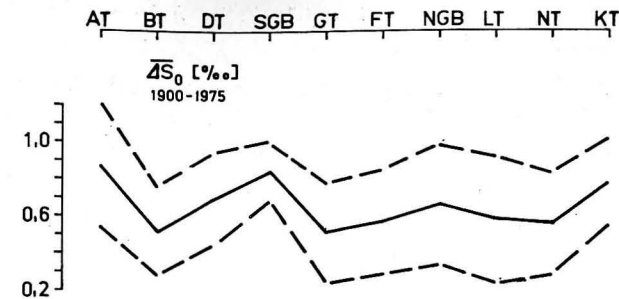


Abb. 4. Mittlerer Variationswert des Oberflächensalzgehaltes an den einzelnen Stationen im Zeitraum 1900—1975 (ausgezogen) und die Standardabweichung der Meßwerte von der Ausgleichsgeraden (gerissen)

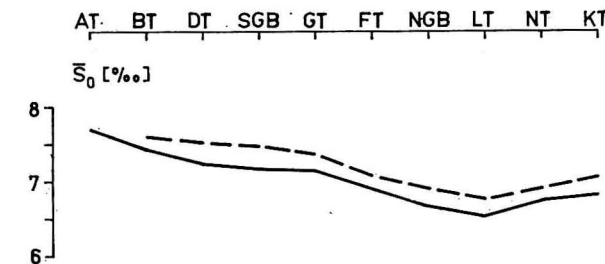


Abb. 5. Mittelwerte des Oberflächensalzgehaltes in den Zeiträumen 1900—1975 (ausgezogen) und 1952—1974 (gerissen)

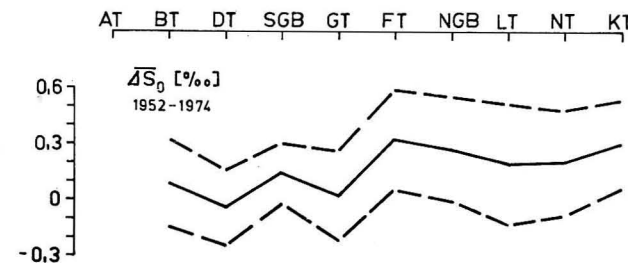


Abb. 6. Mittlerer Variationswert des Oberflächensalzgehaltes an den einzelnen Stationen im Zeitraum 1952—1974 (ausgezogen) und die Standardabweichung der Meßwerte von der Ausgleichsgeraden (gerissen)

### 5. Schlußfolgerungen

Aus den Untersuchungen an zehn ausgewählten Stationen ergaben sich folgende Schlüsse für die mittlere säkulare Veränderlichkeit des Oberflächensalzgehaltes in der offenen Ostsee:

1. In diesem Jahrhundert ist ein annähernd gleichmäßiger mittlerer Anstieg des Oberflächensalzgehaltes in allen Teilen der eigentlichen Ostsee zu beobachten.

2. Der mittlere Anstieg beträgt 0,007—0,012‰ im Jahr und macht im Zeitraum 1900—1975 etwa 0,5—0,9‰ aus.
3. Für den Zeitraum 1952—1974 zeigt sich kein Rückgang des Salzgehaltes im Oberflächenwasser, obwohl für das Tiefenwasser einzelner Becken derartige Beobachtungen bekannt sind.
4. Eine Bearbeitung der mittleren säkularen Veränderlichkeit im Tiefenwasser dürfte weiterreichende Aussagen über die säkularen Trends gestatten.

### Literatur

- AHLNÄS, K., Variations in salinity at Utö 1911—1961. *Geophysica* 8 (1962), 2, 135—149.
- ANTONOV, A. E., Kurze Charakteristik der Veränderungen der hydrologischen und hydrochemischen Bedingungen der Ostsee in den letzten zwei Jahrzehnten (in russ.). *Trudy BaltNIIRCH*, Sammelband „Fischwirtschaftliche Untersuchungen im Becken der Ostsee“, Riga, No. 2 (1967a), 3—15.
- ANTONOV, A. E., Zur Frage über die Ursachen der Salzgehaltsschwankungen in der Ostsee (in russ.). *Trudy BaltNIIRCH*, Sammelband „Fischwirtsch. Unters. Ostsee“, Riga, No. 3 (1967b), 3—14.
- ANTONOV, A. E., Neue Daten über die Gesetzmäßigkeiten der Entstehung der hydrologischen und hydrochemischen Bedingungen im Ostseebecken und die Produktivität seines Wassers (in russ.). *Trudy BaltNIIRCH* 4 (1970), 5—18.
- BOCK, K.-H., Monatskarten des Salzgehaltes der Ostsee, dargestellt für verschiedene Tiefenhorizonte. *Dt. Hydrogr. Z., Erg.-H. B.*, No. 12, Hamburg 1971a, 147 S.
- BOCK, K.-H., Monatskarten der Dichte des Wassers in der Ostsee, dargestellt für verschiedene Tiefenhorizonte. *Dt. Hydrogr. Z., Erg.-H. B.*, No. 13, Hamburg 1971b, 126 S.
- BÖHNECKE, G. und DIETRICH, G., Monatskarten der Oberflächentemperatur für die Nord- und Ostsee und die angrenzenden Gewässer. Hamburg 1951.
- 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.
- Deutsche Seewarte Hamburg, Atlas für Temperatur, Salzgehalt und Dichte der Nordsee und Ostsee. Hamburg 1927.
- EKMAN, F. L. und PETERSSON, O., Den svenska hydrografiska expeditionen år 1877 under ledning af F. L. EKMAN. *Kongl. Sv. Vet.-Akad. Handlingar* 25 (1893), No. 1, 163 S.
- FONSELIUS, S. H., Hydrography of the Baltic deep basins. *Fishery Board of Sweden, Ser. Hydrogr.*, No. 13 (1962), 41 S.
- FONSELIUS, S. H., Hydrography of the Baltic deep basins III. *Fishery Board of Sweden, Ser. Hydrogr.*, No. 23 (1969), 97 S.
- GRANQVIST, G., Harmonic analysis of temperature and salinity in the sea off Finland and changes in salinity. *Merentutk. Julk.* No. 152 (1952), 29 S.
- HELA, I., Secular changes in the salinity of the upper waters of the northern Baltic Sea. *Comm. Phys.-Mat., Soc. Scient. Fennica* 31 (1966), No. 14, 21 S.
- HILL, H. W., A note on long-term temperature trends at English lightvessels. *ICES-Paper, C.M.* 1968/C:20, 14 S.
- HILL, H. W., and PARAMORE, M. J., An analysis of long-term trends in temperature and salinity at four English light-vessels. *ICES-Paper, C. M.* 1971/C:27, 9 S.
- HULTZSCH, E., Ausgleichsrechnung. Leipzig 1966.
- HUPFER, P., Meeresklimatische Veränderungen im Gebiet der Beltsee seit 1900. *Veröff. Geophys. Inst. Univ. Leipzig* 17 (1962), 4, 355—512.
- HUPFER, P., Marine climatic fluctuations in the Baltic Sea area since 1900. *Z. Meteorol.* 25 (1975), S. 85—93.

- JENSEN, A. J. C., Fluctuations in the hydrography of the transition area during 50 years. *Rapp. Proc.-Verb. des Réunion.* 102 (1937), 1, 3—49.
- KOLLER, S., Neue graphische Tafeln zur Beurteilung statistischer Zahlen. 4. Aufl., Darmstadt 1969.
- KRÜMMEL, O., Zur Physik der Ostsee. *Peterm. Mitt.* 41 (1895), 81—86 und 111—118.
- LENZ, W., Monatskarten der Temperatur der Ostsee, dargestellt für verschiedene Tiefenhorizonte. *Dt. Hydrogr. Z., Erg.-H. B.*, No. 11, Hamburg 1971, 148 S.
- MATTHÄUS, W., Zur Hydrographie der Gotlandsee I. Säkulare Variationen von Salzgehalt und Temperatur. *Beitr. Meereskunde H.* 29 (1972), 35—51.
- MATTHÄUS, W., Zur Hydrographie der Gotlandsee III. Die Variation der Sauerstoffverhältnisse im Tiefenwasser des Gotlandtiefs auf 57°20' N, 20° E (F 81 bzw. BY 15 A). *Beitr. Meereskunde H.* 32 (1973), 115—136.
- NIKOLAJEV, I. I., Über die Ursachen der Salzgehaltsschwankungen der Ostsee (in russ.). *Trudy Baltniro*, No. 2 (1956), 96—106.
- PETERSSON, O., Redogörelse för de svenska hydrografiska undersökningarna åren 1893—1894 under ledning af G. EKMAN, O. PETERSSON och A. WILKANDER. *Bihang till Kongl. Sv. Vet.-Akad. Handlingar* 19, Afd. 2, No. 41 (1894), 1—14.
- SCHEMAINDA, R., Zur rezenten Aussüßung der Ostsee. *Fischereiforsch.* 3 (1960), 4, 19—22.
- SEGERSTRALE, S., The recent increase in salinity off the coasts of Finland and its influence upon the fauna. *J. Conseil* 17 (1951), 103—110.
- SEGERSTRALE, S., Further notes on the increase in salinity of the inner Baltic and its influence on the fauna. *Comm. Biol., Soc. Scient. Fennica* 13 (1953) 15, 1—7.
- SOSKIN, I. M., Langjährige Schwankungen des Salzgehaltes der Ostsee (in russ.). *Trudy GOIN* No. 32 (1956), 38—69.
- SOSKIN, I. M., Der Salzaustausch durch die dänischen Meerengen und sein Einfluß auf die langjährigen Schwankungen des Salzgehaltes der Ostsee (in russ.). *Trudy GOIN* No. 37 (1959), 34—41.
- SOSKIN, I. M., Langjährige Veränderungen der hydrologischen Charakteristika der Ostsee (in russ.). Leningrad 1963.
- SOSKIN, I. M. und L. V. ROZOVA, Der Wasseraustausch zwischen Ost- und Nordsee (in russ.). *Trudy GOIN* No. 41 (1957), 9—30.
- TAUBENHEIM, J., Statistische Auswertung geophysikalischer und meteorologischer Daten. Leipzig 1969.
- TOMCZAK, G., Über die Änderung der Oberflächentemperatur der Nordsee im Zeitraum 1905 bis 1954. *Dt. Hydrogr. Z.* 20 (1967), 49—54.
- WEBER, E., Grundriß der biologischen Statistik. 7. Aufl., Jena 1972.
- WYRTKI, K., Der große Salzeinbruch in die Ostsee im November und Dezember 1951. *Kieler Meeresforsch.* 10 (1954), 19—25.

Abschluß der Arbeit: 1. 7. 1975

Anschrift des Verfassers:

Dr. W. MATTHÄUS,  
Institut für Meereskunde der AdW der DDR  
DDR-253 Rostock-Warnemünde

## Über die jahreszeitliche Veränderung der T-S-Eigenschaften quasipermanenter Wasserarten im Fehmarnbelt

Von GERHARD WOLF

*Zusammenfassung:* Die Übertragung der T-S-Beziehung vom ozeanischen Bereich auf die Wassermassen des Flachwassergebiets der Ostsee führte zur Bildung des Begriffes „quasipermanente Wasserart“. Es ist bekannt, daß deren Eigenschaften örtlich und zeitlich Veränderungen unterliegen. Sie durchlaufen jedoch bei Betrachtung genügend langer Zeitabschnitte einen jährlichen Zyklus. In dem stark veränderlichen Übergangsbereich zwischen Nord- und Ostsee unterliegt andererseits die Häufigkeit des Vorkommens der verschiedenen Wasserarten an einer festen Station großen Schwankungen. Berechnet man die Monatsmittel von Temperatur und Salzgehalt für eine bestimmte Meßtiefe, so werden diese von der stark wechselnden Verteilung beeinflusst.

Es wird versucht, anhand der Beobachtungen von 1953 des Feuerschiffes „Fehmarnbelt“ den Jahreszyklus der T-S-Eigenschaften bestimmter Wasserarten von den kurzzeitigen Schwankungen zu unterscheiden.

### 1. Einleitung

Für die Bestimmung ozeanischer Wasserkörper hat sich das von B. HELLAND-HANSEN (1918) eingeführte T-S-Diagramm vielfach als wertvolles Hilfsmittel erwiesen (G. DIETRICH und K. KALLE, 1957). Die Beziehung  $S = f(T)$ , die ihre volle Anwendbarkeit bei den ozeanischen Wasserkörpern findet, wurde von mehreren Ozeanologen auch auf die stark veränderlichen Seegebiete übertragen. Die Meßpunkte ordnen sich gesetzmäßig zu schmalen Punktwolken, durch die sich zwanglos Regressionsgerade legen lassen. Besonders seit den Untersuchungen von J. P. JACOBSEN (1929), G. WÜST (1936) u. a. ist bekannt, daß man aus der Lage der Knickstellen dieser Beziehungsgeraden mit guter Annäherung die Eigenschaften der Hauptwasserkörper bestimmen kann. Beispiele für die Ostsee und das Übergangsbereich zur Nordsee enthalten die Arbeiten von G. KOBE (1934), A. DEFANT und O. v. SCHUBERT (1934), B. SCHULZ (1943), H. WEIDEMANN (1950) u. a. Es wird angegeben, daß die Beziehung  $S = f(T)$  dann aufgestellt werden kann, wenn in einem begrenzten Seegebiet der Beobachtungszeitraum so gewählt wird, daß man etwa gleichbleibende meteorologische Bedingungen annehmen kann. Erwartungsgemäß treten trotzdem besonders im Übergangsbereich infolge aller periodischen und unperiodischen Vorgänge Unsicherheiten auf. Das führte dazu, daß der von A. DEFANT (1929) in die Meereskunde eingeführte Begriff des Wasserkörpers bezüglich der Ostsee von I. HELA und W. KRÄUSS (1959) durch den Ausdruck „quasipermanente Wasserart“ ersetzt wurde.

Die Forderung nach einer engen zeitlichen Abgrenzung, damit die Gültigkeit der Beziehung  $S = f(T)$  erhalten bleibt, könnte die Ursache sein, daß bei einem Ver-

gleich der verschiedenen Meßergebnisse, die Qualität der Wasserarten stark veränderlich erscheint. Das führte offenbar dazu, eine Vielzahl von Bezeichnungen einzuführen. Z. B. verwenden A. DEFANT und O. v. SCHUBERT (1934), B. SCHULZ (1943) und H. WEIDEMANN (1950) Buchstaben, sowie arabische und römische Zahlen. G. WÜST und W. BROGMUS (1955) gehen davon aus, daß im allgemeinen in der Ostsee und im Übergangsbereich nicht mehr als vier Wasserarten übereinander lagern. Sie unterscheiden Oberwasser, Zwischenwasser, Tiefenwasser und Bodenwasser. Andere Verfasser bezeichnen die Wasserarten nach ihrer Herkunft oder berücksichtigen Veränderungen, die jahreszeitlich hervortreten, wie z. B. I. HELA (1959), was in den Bezeichnungen „Sommer-Oberflächenwasser, „Baltisches Winterwasser“ usw. zum Ausdruck kommt.

Wie vom Verfasser (1972, 1973) dargelegt wurde, wird die Schichtung von der Darßer Schwelle wesentlich von zwei Grenzflächen, bzw. von drei Wasserarten bestimmt, falls sie sich sowohl in der Temperatur als auch im Salzgehalt unterscheiden.

Aus der Dynamik der Wasserbewegungen und der Variabilität der Schichtung ergibt sich eine Betrachtungsweise, die für die folgende Darstellung bedeutungsvoll ist:

Im Übergangsbereich zwischen Ost- und Nordsee grenzen die in Betracht kommenden Wasserarten — getrennt durch die Grenzflächen — im wesentlichen seitlich aneinander. Das bedeutet, daß die gemessenen Vertikalserien an einer bestimmten Station auf Grund der bestehenden horizontalen Gradienten nicht den Kern der Wasserarten erfassen können. Das gilt auch noch für extreme Ein- oder Ausstromlagen, wo dann z. B. bei Fehmarnbelt-Feuerschiff nur noch eine Wasserart angetroffen wird.

Die quasipermanenten Wasserarten stellen in diesem Sinne Mischwasser dar, deren Eigenschaften durch innere und äußere Kräfte einer ständigen Veränderung unterliegen. Trotzdem muß man erwarten, daß die T-S-Eigenschaften dieser Wasserarten einen jährlichen Zyklus durchlaufen, der von der Position der Station im Übergangsbereich und der sich — abgesehen von bestimmten Jahren — innerhalb genügend langer Zeiträume wiederholt.

Der Jahreszyklus jeder Wasserart wird durch „mittlere T-S-Werte“ markiert, die eine Wasserart während eines Monats am Ort der Station aufweist. In kurzen Zeitabschnitten (in der Größenordnung von Stunden und Tagen) können diese Werte größer oder kleiner sein und so im T-S-Diagramm die Beziehungsgeraden verlängern oder verkürzen. Es kommt im Fehmarnbelt sogar häufig vor, daß in mehreren Vertikalserien eine bestimmte Wasserart gar nicht mehr erfaßt wird. Verfolgt man die Veränderungen von Tag zu Tag anhand eines T-S-Diagrammes, so kann man für jede Dekade und dann für jeden Monat entscheiden, welcher Anteil den kurzfristigen Schwankungen zukommt (bedingt z. B. durch die Intensität und Dauer einer Westwetterlage) und welcher Anteil dem Jahreszyklus zuzuordnen ist.

Diese Entscheidung unterliegt subjektiven Einflüssen. Außerdem unterscheiden sich die Beobachtungen innerhalb eines bestimmten Monats von Jahr zu Jahr oft beträchtlich. Trotzdem wurde versucht, anhand der täglichen Beobachtungen des Feuerschiffes „Fehmarnbelt“ im Jahre 1953 (DHI Hamburg, 1954) einen Jahres-

zyklus zu bestimmen, wobei nur solche Wasserarten betrachtet worden sind, die sich sowohl im Salzgehalt als auch in der Temperatur voneinander unterscheiden.

Da bei der betrachteten Station die vertikale Schichtungsstruktur der Dichte überwiegend vom Salzgehalt bestimmt wird, erfaßt die Salzgehaltsdifferenz Oberfläche minus Boden den gesamten vertikalen Salzgehaltsunterschied. Damit ergibt sich auch für zwei äquidistante Meßtiefen (z. B.  $h_2 > h_1$ ), daß für die entsprechenden Salzgehaltswerte  $S_2 - S_1 \geq 0$  gilt.

## 2. Die haline Schichtung im Fehmarnbelt 1953

Um die vertikale Schichtung im Fehmarnbelt zu charakterisieren und das Vorkommen von Grenzflächen (halinen Sprungschichten) zu erfassen, wurde auf den von G. CASTENS (1927) in allgemeiner Form definierten Begriff der Sprungschicht zurückgegriffen:

„Unter einer Sprungschicht kann man allgemein eine Fläche (Linie) verstehen, in der der vertikale oder horizontale Verlauf einer Eigenschaftsänderung größte absolute Werte erreicht, z. B. bei einer Salzgehaltsabnahme nach unten diejenigen Punkte, an denen größte Abnahmen oder, bei Temperaturzunahme nach unten, die Stellen, an denen größte Zunahmen erreicht werden. Die berechneten Änderungswerte einer speziellen Eigenschaft . . . werden auf eine Einheitsstrecke bezogen.“

Im vorliegenden Fall wurden die Änderungswerte für die äquidistanten Meßabstände von 5 m berechnet. Die Tiefenlage und der Betrag der absolut größten Änderungswerte, bezogen auf den Meßabstand, wurden als Maß für die Sprungschichttiefe und Sprungschichtintensität gewählt.

Der Anteil der negativen Änderungswerte beträgt 2%. Sie treten am häufigsten in der Oberflächenschicht auf, ihr Betrag ist meist kleiner als  $0,05\text{‰}/5$  m und sie blieben im Rahmen dieser Untersuchung unberücksichtigt.

Im Jahre 1953 standen 363 Vertikalserien zur Verfügung. In 52,3% der Fälle war eine Sprungschicht vorhanden, in 42,7% waren es zwei und in 5,0% der Fälle war keine Sprungschicht festzustellen. Die geringste Intensität der Sprungschichten ist (nach Voraussetzung)  $\geq 1,0\text{‰}$ , bezogen auf den Meßabstand, und kann beim Vorhandensein nur einer Sprungschicht im Sommer ca.  $16\text{‰}$  erreichen.

Die obere Sprungschicht (a), die mit der Beltseegrenzfläche identifiziert wird, tritt am häufigsten in 7,5 m Tiefe auf. Sie trennt das aus der Ostsee ausfließende Oberflächenwasser (A) von einem Zwischenwasser (B), das gewöhnlich mit dem Unterstrom über die Darßer Schwelle in das Arkonabecken gelangt. Das Zwischenwasser andererseits wird durch eine weitere Sprungschicht (b) vom salzreichen Bodenwasser (C) getrennt, die am häufigsten mit ihrem Kern in 21,0 m Tiefe angetroffen und mit der Skagerrak-Grenzfläche gleichgesetzt wird. Diese verlagert sich am Boden über große Entfernungen und ruft bei Feuerschiff „Fehmarnbelt“ innerhalb eines Monats eine Salzgehaltsänderung von ca.  $10\text{‰}$  hervor, worauf vom Verfasser (1972) bereits hingewiesen wurde. Die Beltseegrenzfläche (Front) legt dagegen in Abhängigkeit von Jahreszeit und Wetterlage große Entfernungen an der Oberfläche zurück und pendelt zwischen der Darßer Schwelle und dem südlichen Kattegat. Falls an der Station überhaupt nur eine Grenzfläche (C) beobachtet wird, so befindet sich diese

am häufigsten in 17,5 m Tiefe, jedoch ist es anhand der Änderungswerte allein nicht zu entscheiden, um welche Grenzfläche es sich handelt.

In der folgenden Abb. 1 ist die Häufigkeit der Sprungschichttiefen  $h_s$  im Jahre 1953 dargestellt:

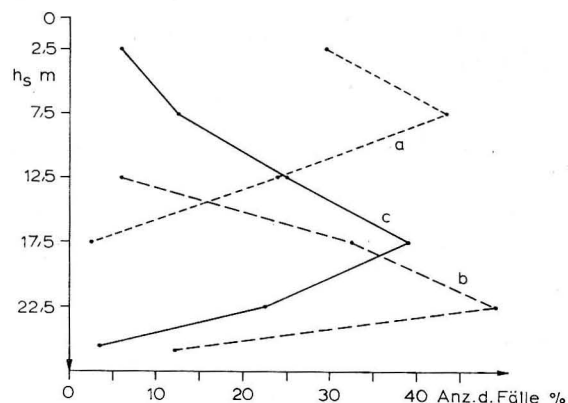


Abb. 1. Häufigkeit der Sprungschichttiefen  $h_s$  im Jahre 1953, beim Vorhandensein zweier Grenzflächen (a) und (b) gleichzeitig, sowie nur einer Grenzfläche (c)

Hinsichtlich der Aussagefähigkeit der Abb. 2, die später ausführlich besprochen wird, ist es von Bedeutung, Klarheit zu erhalten, wie häufig im Untersuchungszeitraum die Grenzflächen, bzw. die quasipermanenten Wasserarten tatsächlich im Bereich des Feuerschiffes vorgekommen sind. Daher wurde mittels der Meßwerte festgelegt, um welche Grenzfläche es sich im Falle (c) (Abb. 1) jeweils gehandelt hat. In der folgenden Tab. 1 wurden sie dann entweder als obere (a), oder untere (b) getrennt aufgeführt. Im Sommer ließen sich aber auch Beispiele finden, wo die einzige vorhandene Grenzfläche besonders große Intensität aufwies, nämlich bis ca. 16‰ pro 5 m Meßabstand. Hier hatten sich offenbar die beiden Grenzflächen (a) und (b) vereinigt.

Man erkennt, daß von Mai bis Oktober gewöhnlich beide Grenzflächen im Stationsbereich vorkommen, bzw., daß sie in dieser Zeit auch als eine einheitliche Grenzfläche in Erscheinung treten können. In den übrigen Monaten des Jahres kann das salzreiche Bodenwasser fehlen, was 1953 allerdings nur in den ersten Monaten deutlich wird. Unter der Einwirkung starker westlicher Winde kann dann die Schichtung aufgelöst werden, so daß keine Grenzfläche im Stationsbereich vorhanden ist.

Tabelle 1  
Monatliche Verteilung der halinen Grenzflächen bei Feuerschiff „Fehmarnbelt“ 1953

| Im Stationsbereich:                   | Monate |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |
|---------------------------------------|--------|---|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|
|                                       | J      | F | M  | A  | M  | J  | J  | A  | S  | O  | N  | D  |
| Beide Grenzfl. (a) und (b) vorhanden  | 15     | 9 | —  | 13 | 26 | 8  | 9  | 15 | 15 | 20 | 10 | 7  |
| Nur die obere Grenzfl. (a) vorhanden  | 10     | 5 | 20 | 9  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  |
| Nur die untere Grenzfl. (b) vorhanden | 5      | 7 | —  | 5  | 5  | 3  | —  | 11 | 15 | 11 | 20 | 24 |
| Vereinigung der Grenzfl. (a) und (b)  | —      | — | —  | —  | —  | 19 | 22 | 5  | —  | —  | —  | —  |
| Keine Grenzfl. vorhanden              | 1      | 7 | 11 | 3  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  |

Bei der Betrachtung der Abb. 2 muß man also berücksichtigen, daß die Häufigkeit der quasipermanenten Wasserarten an einer ortsfesten Station von Monat zu Monat (und auch von Jahr zu Jahr) große Unterschiede aufweisen kann. Der Jahreszyklus z. B. des Oberwassers ist daher in einem bestimmten Monat meist nicht vergleichbar mit den entsprechenden Monatsmittelwerten von Temperatur und Salzgehalt an der Oberfläche.

Andererseits kann man aber davon ausgehen, daß die in jedem Monat an der Oberfläche gemessenen niedrigsten Salzgehaltswerte (und die entsprechenden Temperaturwerte) nur dem Oberwasser zugeordnet werden können, während am Boden die absoluten Salzgehaltsmaxima jedes Monats (und die entsprechenden Temperaturwerte) das Bodenwasser charakterisieren.

In Tab. 2 sind diese Extremwerte von fünf Jahren, die das Oberwasser und das Bodenwasser kennzeichnen, zusammengestellt. Außerdem wurden die Mittelwerte  $M$  und die mittlere Streuung  $\sigma$  berechnet. Die Streuung ist in den Jahreszeiten besonders groß, in denen sich im allgemeinen der Wechsel im Bodenwasser vollzieht.

Die Werte der Tab. 2 wurden weiterhin verwendet, um für das Oberwasser und das Bodenwasser die jährliche Veränderung von Temperatur und Salzgehalt durch eine Regressionsgerade darzustellen: Es ergibt sich für das Oberwasser

$$S_0 = -0,036T_0 + 9,86$$

und für das Bodenwasser

$$S_B = 0,319T_B + 23,34$$

Der Definitionsbereich ist aus Abb. 2 ablesbar. Die monatlichen T-S-Werte, die den Jahreszyklus markieren, sowie der Jahreszyklus des Zwischenwassers wurden aus den bereits erwähnten zehntägigen Veränderungen im T-S-Diagramm abgeleitet.

### 3. Der Jahreszyklus von T-S-Eigenschaften von quasipermanenten Wasserarten

In dem nachfolgenden Diagramm sind die im Fehmarnbelt angetroffenen Wasserarten mit A, B und C bezeichnet, wobei mit den Buchstaben und Bezeichnungen „Oberwasser“, „Zwischenwasser“ und „Bodenwasser“ keine neuen Begriffe eingeführt werden sollen. Das Oberwasser A ändert im Verlaufe eines Jahres seine Temperatur etwa zwischen 1 °C und 19,5 °C und seinen Salzgehalt zwischen 9‰ und 10‰. Die römischen Zahlen I bis XII kennzeichnen den Betrag von Temperatur und Salzgehalt in den entsprechenden Monaten. Im Februar und im August werden die Extremwerte erreicht, wobei im ersten Halbjahr mit steigender Temperatur der Salzgehalt abnimmt, während es im zweiten Halbjahr umgekehrt ist.

Das Bodenwasser C verändert seine Temperatur zwischen 2 °C und 12 °C und seinen Salzgehalt zwischen 24‰ und 27,5‰, wobei die Extremwerte im März und im September erreicht werden. Die Veränderungen von Temperatur und Salzgehalt verlaufen gleichsinnig.

Das Zwischenwasser B zeigt im Vergleich zu den anderen Wasserarten ein abweichendes Verhalten. Die Temperatur schwankt zwischen ca. 1 °C im März und 18 °C im August, aber von März bis Mai/Juni nimmt bei steigender Temperatur der

Tabelle 2

Temperatur und Salzgehalt des Oberwassers im Fehmarnbelt (Monatl. abs. und zugehörige Temperaturen für 5 Jahre (1950/1954))

| Monat   | J   | F   | M   | A   | M   | J   | J   | A   | S   | O   | N   | D   |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Temperatur (dem Salzgehalt zugeordnete Temp.) | 1,5<br>2,2<br>2,3<br>2,7<br>2,6           | 0,9<br>1,4<br>2,5<br>0,1<br>0,1           | 3,4<br>1,6<br>2,6<br>2,5<br>1,1           | 5,4<br>4,4<br>8,2<br>7,0<br>2,7           | 8,3<br>6,2<br>8,1<br>7,7<br>7,2           | 17,2<br>16,0<br>13,8<br>16,3<br>13,4      | 15,9<br>17,0<br>16,7<br>19,2<br>15,3      | 19,0<br>18,0<br>16,9<br>18,3<br>20,0      | 17,1<br>17,2<br>13,6<br>13,2<br>20,8      | 9,5<br>12,2<br>8,9<br>12,0<br>13,7        | 9,5<br>9,6<br>6,0<br>9,8<br>8,4           | 4,0<br>5,0<br>3,1<br>4,7<br>5,1           |
| Mittelwert M mittl.                           | 2,26                                      | 1,00                                      | 2,24                                      | 5,54                                      | 7,50                                      | 15,34                                     | 16,82                                     | 18,44                                     | 16,38                                     | 11,26                                     | 8,66                                      | 4,38                                      |
| Streuung $\sigma$                             | 0,48                                      | 1,00                                      | 0,90                                      | 1,93                                      | 0,84                                      | 1,65                                      | 1,49                                      | 1,15                                      | 3,11                                      | 2,00                                      | 1,58                                      | 0,83                                      |
| Salzgehalt (abs. Min. des Monats)             | 10,03<br>10,74<br>10,68<br>8,91<br>9,81   | 9,65<br>9,22<br>10,91<br>9,29<br>9,27     | 8,95<br>11,20<br>10,07<br>8,10<br>6,39    | 9,36<br>9,07<br>9,65<br>8,24<br>9,11      | 8,60<br>8,33<br>8,68<br>7,97<br>9,30      | 9,69<br>9,20<br>10,52<br>7,97<br>8,23     | 8,75<br>8,48<br>8,48<br>7,85<br>8,30      | 8,98<br>8,33<br>8,41<br>9,85<br>8,15      | 14,99<br>9,70<br>9,51<br>9,00<br>8,38     | 10,43<br>9,54<br>9,13<br>8,82<br>13,36    | 10,51<br>10,07<br>9,06<br>9,49<br>12,40   | 9,93<br>13,41<br>9,74<br>10,48<br>11,46   |
| Mittelwert M mittl.                           | 10,03                                     | 9,67                                      | 8,94                                      | 9,09                                      | 8,58                                      | 9,12                                      | 8,37                                      | 8,74                                      | 10,32                                     | 10,26                                     | 10,31                                     | 11,00                                     |
| Streuung $\sigma$                             | 0,75                                      | 0,72                                      | 3,40                                      | 0,53                                      | 0,49                                      | 1,05                                      | 0,33                                      | 0,69                                      | 2,66                                      | 1,84                                      | 1,29                                      | 1,50                                      |
| Temperatur (dem Salzgehalt zugeordnete Temp.) | 5,1<br>5,0<br>4,1<br>5,8<br>4,8           | 3,0<br>5,2<br>3,2<br>3,8<br>3,6           | 3,0<br>4,3<br>2,4<br>2,2<br>2,3           | 4,8<br>4,1<br>4,3<br>4,3<br>3,5           | 6,2<br>5,3<br>4,3<br>4,6<br>5,6           | 8,2<br>11,2<br>7,6<br>7,1<br>7,8          | 13,0<br>11,9<br>10,9<br>8,6<br>7,9        | 12,5<br>13,8<br>11,4<br>8,7<br>10,6       | 8,3<br>16,6<br>11,4<br>9,4<br>11,5        | 9,3<br>13,0<br>11,3<br>10,5<br>12,5       | 10,0<br>12,7<br>9,2<br>10,6<br>6,8        | 5,5<br>8,2<br>5,6<br>8,4<br>6,2           |
| Mittelwert M mittl.                           | 4,96                                      | 3,76                                      | 2,84                                      | 4,20                                      | 5,20                                      | 8,34                                      | 9,82                                      | 11,30                                     | 11,44                                     | 11,32                                     | 9,86                                      | 6,78                                      |
| Streuung $\sigma$                             | 0,61                                      | 0,94                                      | 0,87                                      | 0,47                                      | 0,76                                      | 1,63                                      | 2,45                                      | 1,94                                      | 3,19                                      | 1,50                                      | 1,50                                      | 1,41                                      |
| Salzgehalt (abs. Max. des Monats)             | 21,92<br>24,35<br>24,36<br>24,02<br>20,66 | 23,66<br>28,57<br>24,25<br>22,56<br>24,53 | 23,33<br>26,98<br>21,46<br>18,64<br>21,73 | 27,52<br>26,80<br>28,95<br>24,13<br>25,62 | 29,00<br>26,51<br>29,22<br>24,47<br>28,84 | 28,71<br>28,62<br>29,22<br>24,88<br>27,15 | 27,32<br>30,28<br>29,07<br>30,03<br>28,07 | 24,87<br>27,96<br>27,21<br>30,12<br>27,13 | 28,57<br>27,74<br>24,56<br>28,31<br>28,61 | 26,04<br>30,28<br>20,35<br>26,04<br>25,31 | 22,60<br>28,01<br>19,79<br>24,22<br>21,04 | 21,30<br>27,52<br>22,23<br>24,83<br>22,86 |
| Mittelwert M mittl.                           | 23,06                                     | 24,71                                     | 22,43                                     | 26,60                                     | 27,61                                     | 27,72                                     | 28,95                                     | 27,46                                     | 27,56                                     | 25,60                                     | 23,13                                     | 23,75                                     |
| Streuung $\sigma$                             | 1,68                                      | 2,72                                      | 3,05                                      | 1,84                                      | 2,07                                      | 1,76                                      | 1,26                                      | 1,88                                      | 1,71                                      | 3,53                                      | 3,19                                      | 2,35                                      |

Salzgehalt von 16‰ auf 19‰ zu, um dann bei weiterer Temperaturzunahme von 19‰ auf etwa 12,5‰ abzunehmen. Das bedeutet, daß in der ersten Phase die Veränderungen gleichsinnig mit denen des Bodenwassers, später jedoch mit denen des Oberwassers erfolgen. In der zweiten Jahreshälfte verlaufen die T-S-Änderungen in umgekehrter Richtung.

Anhand der Darstellung lassen sich einige Gesichtspunkte herausstellen:

- a) Die Variabilität der T-S-Eigenschaften einer jeden Wasserart weist konservative Eigenschaften auf, etwa in dem Sinne, wie sich im Laufe des Jahres die Bedingungen innerhalb eines Klimagebietes ändern und die mehr oder weniger große

Abweichungen von Jahr zu Jahr zeigen. Diesem Trend sind Störungen überlagert, die durch kurzzeitige Schwankungen des äußeren und inneren Kraftfeldes hervorgerufen werden.

- b) Die Wasserarten A und C besitzen einen einfachen jährlichen Gang von Temperatur und Salzgehalt. Beim Zwischenwasser B wird der jährliche Gang von den beiden Wasserarten A und C beeinflusst, so daß der jährliche Gang des Salzgehalts eine doppelte Periode aufweist.

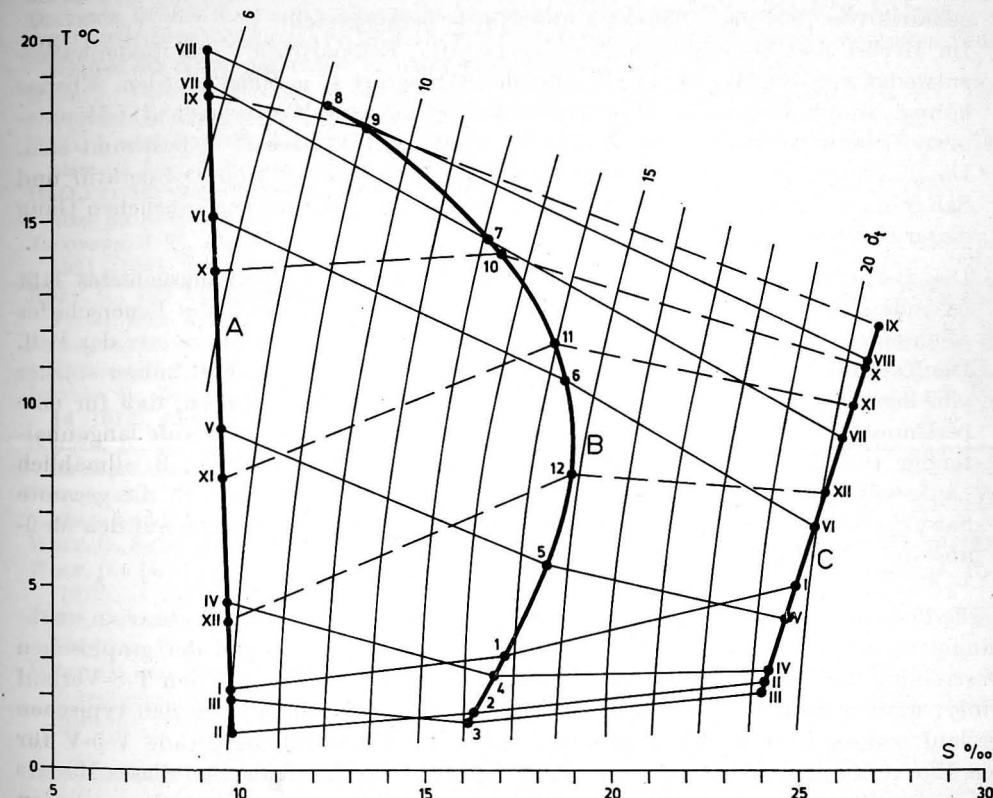


Abb. 2. Jahreszyklus der T-S-Eigenschaften quasipermanenter Wasserarten im Fehmarnbelt

- c) Die doppelte Periode im Jahresgang des Salzgehalts der Wasserart B zeigt Parallelen zu Problemen, die früher zeitweise in der Literatur diskutiert worden sind. Es wurde vielfach die Auffassung vertreten, daß der Jahresgang, sowohl am Boden als auch an der Oberfläche im Gebiet zwischen Nord- und Ostsee einen doppelten Gang aufweist. G. NEUMANN (1940) untersuchte die Mittelwerte längerer und kürzerer Beobachtungsreihen des Salzgehalts bei den Feuerschiffen im Kattegat und in der Beltsee. Er geht auf die Untersuchungen von E. RUPPIN (1912) ein und schreibt:

„Insbesondere wird dem in seinen Kurven deutlich hervortretenden doppelten Salzgehaltsgang an der Oberfläche und am Boden große Beachtung geschenkt. Auch in der neueren

Literatur (BÖHNECKE (4), KOBE (5)) wird, wohl hauptsächlich in Anlehnung an die RUPPIN-schen Kurven bzw. Bearbeitung des Materials der Jahre 1902 bis 1914, auf diese doppelte Periode im Salzgehalt eingegangen, wobei an einigen Stellen schon von dem „bekanntem, dem Baltischen Wasser eigentümlichen doppelten Maximum und Minimum“ gesprochen wird, obwohl es bis jetzt noch nicht gelungen ist, eine nur einigermaßen befriedigende Erklärung für den als reell angenommenen doppelten Gang zu geben.“

Daß die Monatsmittel von Jahr zu Jahr große Unterschiede aufweisen können, ist bekannt. Der Verfasser (1972) hat anhand der Jahresgänge des Bodensalzgehaltes von 1951 und 1956 die Unterschiede herausgestellt.

Im Herbst und Winter kann bei Feuerschiff „Fehmarnbelt“ das Bodenwasser entweder von der Wasserart B oder der Wasserart C gebildet werden. Ebenso können durch Unterschiede im Auftreten bestimmter Wetterlagen die Monatsmittel überwiegend von der Wasserart A oder der Wasserart B bestimmt sein. Damit ist nochmals herausgestellt, daß der „Jahreszyklus“ von Temperatur und Salzgehalt an einer Station völlig abweichen kann und von dem jährlichen Gang dieser Größen im üblichen Sinne.

- d) Die Betrachtung von Isolinien in Längsschnitten des Übergangsbereiches läßt besonders im Sommer oftmals nicht erkennen, daß im Bereich des Feuerschiffes „Fehmarnbelt“ zwei Grenzflächen existieren. Das ist auch nicht immer der Fall. Die Tatsache, daß von Juni bis September, das Zwischenwasser B immer stärker von dem Oberflächenwasser A beeinflusst wird, kann dazu führen, daß für eine bestimmte Zeit tatsächlich nur eine Grenzfläche existiert. Im Verlaufe langanhaltender sommerlicher Großwetterlagen wird das Zwischenwasser B allmählich „aufgezehrt“. Die Intensität der Sprungschicht umfaßt dann z. B. die gesamte Salzgehaltsdifferenz Boden minus Oberfläche von ca. 16‰ bezogen auf den Meßabstand.

Die bisherige Betrachtungsweise umfaßte den Jahreszyklus der Wasserarten unabhängig voneinander. Die ausgezogenen und gebrochenen Linien in der graphischen Darstellung, die T-S-Werte bestimmter Monate markieren, spiegeln den T-S-Verlauf wider, wenn sich diese Wasserarten überlagern. Sie veranschaulichen den typischen Verlauf während eines bestimmten Monats, z. B. die Beziehungsgerade V-5-V für den Monat Mai. Im Idealfall wären alle Meßpunkte der Vertikalserien dieses Monats auf dieser Geraden angeordnet. Die Wirkungen der jeweiligen Wetterlage würden im allgemeinen nur die Abstände zwischen den Eck- und Knickpunkten verlängern oder verkürzen, bis im Extremfall eine einheitliche Wassermasse als Punkt vorhanden ist. Überhaupt steht der Veränderlichkeit der vertikalen Schichtungsstruktur ein breiter Spielraum zur Verfügung, da die Dichteunterschiede zwischen den beteiligten quasipermanenten Wasserarten sehr groß sind.

Das Diagramm läßt weiterhin deutlich werden, daß der Jahreszyklus der quasipermanenten Wasserarten überwiegend die Temperatur beeinflusst, während die kurzzeitigen Schwankungen stärker auf den Salzgehalt einwirken. Man muß außerdem schlußfolgern, daß sich die „Wasserarten“ von den „quasipermanenten Wasserarten“ dadurch unterscheiden, daß die Kerneigenschaften der Wasserarten keinen Jahreszyklus durchlaufen. In der beigefügten graphischen Darstellung ist an der Linienführung nicht zu erkennen, daß solche Kerneigenschaften existieren.

## 4. Literatur

- CASTENS, G., Über die räumliche Änderung von Temperatur, Salzgehalt und Stabilität im Südatlantischen Ozean. Ann. d. Hydrogr. LV (1927), Heft IX.
- DEFANT, A., Stabile Lagerung ozeanischer Wasserkörper und dazugehörige Stromsysteme. Veröff. Inst. Meeresk. N.F., A, Heft 19 (1929).
- DEFANT, A. und SCHUBERT, O. v., Strommessungen und ozeanographische Serienbeobachtungen der 4-Länder-Unternehmen im Kattegat, 10. bis 17. 8. 1931. Veröff. Inst. Meeresk., Berlin N. F., R. A, Heft 25 (1934).
- DIETRICH, G. und KALLE, K., Allgemeine Meereskunde. Gebrüder Borntraeger, Berlin 1957.
- DEUTSCHES HYDROGRAPHISCHES INSTITUT, Beobachtungen auf den deutschen Feuerschiffen der Nord- und Ostsee im Jahre 1953. DHI Hamburg, Nr. 6 (1954).
- HELA, I., Vertical structure of the waters in the Baltic Sea. Int. Ocean. Congr. 1st N.V. 1959. Reprints of abstracts of papers. Issued wash. D. C.
- HELA, I. und KRAUSS, W., Zum Problem der starken Veränderlichkeit der Schichtungsverhältnisse im Arkona-Becken. Kieler Meeresforsch., Bd. XV (1955), Heft 2.
- HELLAND-HANSEN, B., Nogen hydrografiski metoder. Forh. skand. naturf. Møte, 16 (1918).
- JACOBSEN, J. P., Contribution to the Hydrography of the North Atlantic. The Dana-Exped. 1921–1922, Kopenhagen 1929.
- KOBE, G., Der hydrographische Aufbau und die dadurch bedingten Strömungen im Kattegat. Veröff. Inst. Meeresk. N. F., Heft 26, Berlin 1934.
- NEUMANN, G., Mittelwerte längerer und kürzerer Beobachtungsreihen des Salzgehalts bei den Feuerschiffen im Kattegat und in der Beltsee. Ann. d. Hydrogr. LXVIII, (1940), Heft XI.
- RUPPIN, E., Beitrag zur Hydrographie der Belt- und Ostsee. Wiss. Meeresuntersuchungen. N.F. 14 (1912), Abt. Kiel.
- SCHULZ, B., Die hydrographischen Ergebnisse der Ostseefahrt des Vermessungsschiffes „Panther“ im Sept. 1924. Ann. Hydrogr. LXXI (1943), Heft VII.
- WEIDEMANN, H., Untersuchungen über periodische und unperiodische hydrographische Vorgänge in der Beltsee. Kieler Meeresforsch., 7 (1950), Heft 2.
- WOLF, G., Salzwassereinträge im Gebiet der westlichen Ostsee. Beitr. Meereskunde, H. 29 (1972).
- WOLF, G., Die haline Schichtung im Seegebiet der Darßer Schwelle. Beitr. Meereskunde, H. 32 (1973).
- WÜST, G., Schichtung und Zirkulation des atlantischen Ozeans. Das Bodenwasser und die Stratosphäre. Wiss. Ergeb. D.A.E. „Meteor“ 1925–27, 6 (1936) 1.
- WÜST, G. und BROGMUS, W., Ozeanographische Ergebnisse einer Untersuchungsfahrt mit dem Forschungskutter „Südfall“ durch die Ostsee Juni–Juli 1954 (anlässlich einer totalen Sonnenfinsternis auf Ödland). Kieler Meeresforsch., Band XI (1955), Heft 1.

Anschrift des Verfassers:

Dipl. Met. G. WOLF  
Institut für Meereskunde der AdW der DDR  
DDR-253 Rostock-Warnemünde

## Zur Problematik mesoskaler Verwirbelungen in den Schelfgebieten des küstennahen Kaltwasserauftriebs

Von EBERHARD HAGEN

|  |    |
|--|----|
| 1. Einleitung . . . . .  | 61 |
| 2. Die Grundlagen der Wirbeldynamik . . . . .  | 63 |
| 3. Zur Problematik der Wirbelentstehung . . . . .  | 65 |
| 4. Frontwirbel in ozeanologischen Feldern . . . . .  | 68 |
| 5. Ein winderzeugter Wasserwirbel contra solem und seine Auswirkungen in den ozeanologischen Parametern . . . . .                | 72 |
| 6. Die Bestimmungsgrößen mesoskaler Verwirbelungen im küstennahen Kaltwassergürtel . . . . .                                     | 75 |
| 7. Ein einfacher exponentieller Ansatz zur Bestimmung qualitativer Zusammenhänge in der Vertikalstruktur von $\bar{w}$ . . . . . | 81 |
| 8. Zusammenfassung . . . . .   | 85 |
| 9. Literatur . . . . .   | 86 |

### 1. Einleitung

Das Institut für Meereskunde der Akademie der Wissenschaften der DDR in Warnemünde unternahm im Rahmen der allgemeinen Erkundung des Produktionspotentials von Hauptfischereigebieten des Atlantiks seit 1970 jährlich ein bis zwei Forschungsreisen mit dem Forschungsschiff „Alexander von Humboldt“ in das Gebiet des Kaltwasserauftriebs vor der Küste Nordwestafrikas (s. beiliegende Stationskarte).

Aus den Analysen der ozeanologischen Feldbeobachtungen von Temperatur, Salzgehalt, Sauerstoff und anderen chemischen und biologischen Parametern wurde deutlich, daß in der räumlichen Verteilung der Felder relativ kleine Gebiete mit verstärktem Kaltwasserauftrieb vorhanden sind. Diese Kaltwasserinseln sind in den großräumigen Kaltwassergürtel eingebettet. Der küstennahe Kaltwassergürtel wird in der Nähe der Schelfkante durch eine mehr oder weniger kräftige ozeanische Front abgegrenzt. Für das Entstehen dieser Kaltwasserinseln zwischen Front und Küste gibt es mehrere hinreichende aber nicht unbedingt notwendige hypothetische Erklärungen. So wäre es möglich, daß die oft quasistationär erscheinenden, intensiven Kaltwasserkörper das Resultat von Resonanzerscheinungen sind zwischen langen Wellen unterschiedlicher Maßstabbereiche, z. B. zwischen den polwärts laufenden Schelfkantenwellen und den durch die Küstenkonfiguration und durch die Unebenheiten in der Bodentopographie erzeugten Leewellen. Hinsichtlich dieser Problemstellung gilt es zu klären, welchen Beitrag die energiereichen Trägheitswellen leisten.



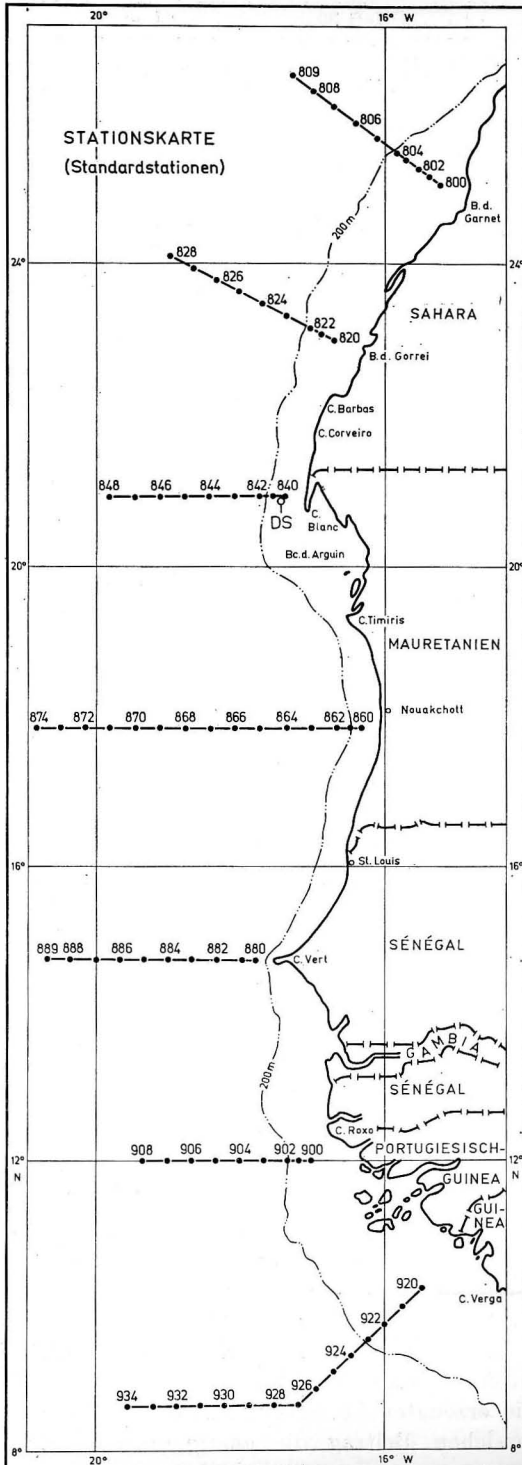


Abb. 1. Stationskarte

Für die Resonanzhypothese spricht die scheinbare Ortsgebundenheit der Entstehungsgebiete der Kaltwasserinseln, wie etwa südwestlich von Cap Blanc. Eine zweite hinreichende Hypothese ist die Erklärung dieser Erscheinung durch die Existenz mesoskaliger Wasserwirbel mit vertikaler Wirbelachse.

Der räumliche Maßstabsbereich von etwa 100 m bis zu einigen 10 km und der zeitliche Maßstabsbereich von einigen Stunden bis zu einem Monat wird hier der mesoskalige Bereich genannt.

Für die Wirbelhypothese spricht die relative Langlebigkeit der Kaltwasserkörper. Dies weist auf eine eigenständige innere Dynamik hin. Die Kaltwasserkörper verdriften mit der Hauptströmung.

Das Für und Wider, oder aber das Gemeinsame beider Hypothesen hinsichtlich der Entstehungsursachen sei hier nicht erörtert. An dieser Stelle sollen vielmehr einige Beobachtungsergebnisse und einfache analytische Abschätzungen die „Wirbelhypothese“ befürworten und eine mögliche Erklärung der Existenz der Kaltwasserinseln in küstennahen Auftriebsgebieten geben.

## 2. Die Grundlagen der Wirbeldynamik

Die Verwirbelungen sind stets an einen Umlaufsinn gebunden. Die Begriffe für die Drehrichtung wie „zyklonal“ und „contra solem“ oder „entgegen dem Uhrzeigersinn“ sind identisch, entsprechend auch die Begriffe „antizyklonal“, „cum sole“ und „in Uhrzeigerichtung“. Hier wird weiterhin die von EKMAN eingeführte Bezeichnung für den Richtungssinn contra solem, bzw. cum sole benutzt. Ein Wirbel mit dem Drehsinn contra solem rotiert im gleichen Drehsinn wie die Erde um ihre Achse, d. h. ein derartiger Wirbel rotiert absolut gesehen schneller als die Erde. Ein Wirbel cum sole rotiert dagegen absolut gesehen langsamer als die Erde. Die horizontalen Komponenten der Corioliskraft drängen in einem Wirbel contra solem die Massen nach außen, in einem Wirbel cum sole nach innen.

Die Isobarflächen wölben sich in Richtung des Zentrums beim Wirbel contra solem nach unten, beim Wirbel cum sole nach oben (Nordhalbkugel). Gemäß des Satzes von der Erhaltung des Rotationsmomentes (Drehimpuls) nimmt die Geschwindigkeit bei abnehmendem Radius zu. Die Horizontalgeschwindigkeit verschwindet im Wirbelzentrum. Sie hat ihr Maximum in der Nähe des Wirbelzentrums, demzufolge besteht in der Nähe des Zentrums ein sehr starker horizontaler Geschwindigkeitsgradient. Es entsteht beim Wirbel contra solem eine trichterförmige Oberfläche und ein zum Zentrum gerichtetes Druckgefälle.

Welche Bedingungen müssen für die Entstehung mesoskaliger Wirbel gegeben sein?

Einmal sind es die Rotoren im Windfeld, zum anderen die Scherungen im horizontalen Stromfeld, die durch Unebenheiten im Bodenprofil (Gräben, Rücken, Schelfkante ...), durch die unregelmäßige Küstenkonfiguration und durch die ozeanischen Fronten entstehen.

Im erstgenannten Fall wird der Wirbel aus dem Windfeld in das Stromfeld übertragen. In den anderen Fällen ist es so, daß hinter einem Hindernis, das von einer

Strömung angeströmt wird, das „Totwasser“ die Wassermassen scherend aneinander gleiten läßt. Die dadurch hervorgerufenen Stromfeldscherungen erzeugen Scherungsinstabilitäten. Diese rufen an der „Scherungsgrenze“ sogenannte Leewirbel hervor. Ein wesentliches Merkmal der Leewirbel ist, daß sie alle vertikalen Schichten der Strömung mit gleichem Drehsinn erfassen. Die Scherungsinstabilität ist indirekt proportional dem Wirbeldurchmesser. Dies bedeutet, daß die kleinen Wirbel hinsichtlich ihrer Intensität auf Kosten der großen Wirbel wachsen. Damit ist der ständige Zerfall der großen Wirbel bis hinunter zur Turbulenz erklärt. Die Scherungsinstabilität (dynamische Labilität) ist auch die Ursache der Wirbelbildung an ozeanischen Fronten und Sprungschichten. GODSKE (1945) entwickelte einen einfachen und anschaulichen Gedankengang.

Es sind drei übereinander geschichtete Wasserschichten gegeben, jede für sich homogen in Dichte und Strömung. Die untere Schicht strömt langsamer als die beiden darüberliegenden Schichten, die obere Schicht hat eine geringere Dichte als die beiden unteren. Dieses System hat zwei interne Grenzschichten. Die untere Grenzschicht hat einen relativ geringen Dichtesprung, aber einen kräftigen vertikalen Strömungsgradienten. Die obere Grenzschicht besitzt eine hohe statische Stabilität auf Grund der kräftigen Dichtesprungschicht, aber einen geringen vertikalen Strömungsgradienten. Die untere Grenzschicht besitzt wegen des starken vertikalen Strömungsgradienten und der geringen statischen Stabilität die wirksame Scherungsinstabilität.

Durch die Labilitätsumlagerungen im Bereich der unteren Grenzschicht entstehen Wellenbewegungen, die an der oberen stabilen Grenzschicht anstoßen und somit periodische Schwingungen anregen.

Diese „oberen“ Wellen lösen neue Labilitätsumlagerungen in der unteren Schicht aus. Es entstehen Wirbel mit horizontaler Achse und derselben Frequenz wie sie von „unten“ angeregt werden.

Es ist eine typische Eigenschaft der Scherungsinstabilität, daß die kürzesten Wellen bevorzugt werden. Dies führt aber zu dem Schluß, daß die beobachteten Instabilitäten unterteilt werden können in

- durch lange Grenzflächenwellen und
- durch Stromfeldscherungen

hervorgerufene. Andererseits wird deutlich, daß der kurzperiodische Teil der Geschwindigkeitsspektren stark von den Stromscherungen am Beobachtungsort beeinflusst wird. Die internen Wellen sind zum kurzperiodischen Teil des Spektrums hin daher bekanntermaßen durch ein Maß der statischen Stabilität (VÄISÄLÄ-Frequenz) begrenzt.

Die Entstehungsbedingungen interner Schwingungen sind folglich auch auf Scherungsinstabilitäten zurückzuführen. Das Stromfeld in seiner räumlichen Struktur, sowie die Dichteschichtung bestimmen die internen Wellenbewegungen. Die Scherungsinstabilität wird durch die RICHARDSONSCHE Zahl erfaßt. Ohne auf die große Bedeutung dieser beiden Maßzahlen der Stabilität näher einzugehen, sollte lediglich erinnert werden, daß die statische und die dynamische Stabilität eng aneinander gekoppelt sind.

Die Verwirbelungen, ob sie durch den Wind oder aber durch Scherungsinstabilitäten entstehen, können schlechthin als Störungen im Druck- und im Temperaturfeld angesehen werden. Solche Wirbelstörungen gehorchen der allgemeinen Regel:

- Sie ziehen in die Richtung der allgemeinen großräumigen Massendrift, jedoch bedeutend langsamer!
- Das Störungstemperaturfeld der oberen Wasserschichten eilt im allgemeinen dem der unteren Wasserschichten voraus!

In Anlehnung an die Zyklonentheorie in der Meteorologie werden Frontwirbel und Zentralwirbel unterschieden. Das wesentliche Kennzeichen der Zentralwirbel, welches sie von den Frontwirbeln unterscheidet, ist ihre Ortsfestigkeit. Der Zentralwirbel ruht in einer Wassermasse, während der Frontwirbel stets an der ozeanischen Front zwischen warmen und kalten Wassermassen von der großräumigen Massendrift mitgeführt wird.

### 3. Zur Problematik der Wirbelentstehung

Für die Erklärung der Zyklongenese sind in der Meteorologie viele Hypothesen entwickelt worden. An dieser Stelle sollen die Ergebnisse der Untersuchungen von BERGERON (1936) zur Frontwellentheorie auf die Problematik der mesomaßstäblichen Wasserwirbel übertragen werden, da sie eine einfache und zugleich anschauliche Erklärung der Entstehung von Wasserwirbeln gestattet.

An ozeanischen Fronten, wie sie in den küstennahen Auftriebsgebieten durch das Abgrenzen des kalten Auftriebswassers vom warmen Ozeanwasser immer entstehen, besteht ein kräftiges, meist küstensenkrechtes, Temperaturgefälle. Wo kalte und warme Wassermassen gegeneinander strömen (Konvergenzgebiete), kommt es zur Herausbildung von Fronten. Wo aber kalte und warme Wassermassen auseinanderströmen (Divergenzgebiete) lösen sich die Fronten auf. Die unter dem Einfluß der Corioliskraft und der Scherungsinstabilitäten entstehenden Frontwirbel driften mit dem im Frontbereich existierenden kräftigen Oberflächenstrom bis in das Delta der Front (Divergenzgebiet). Hier entsteht dann der stationäre Zentralwirbel, der ständig einen Energiezufluß durch die hier auslaufenden Frontwirbel erhält. SCHERHAG (1937) findet als Entstehungsgebiete für die Zentralzyklonen immer das Delta der Front.

Für die interessierenden mesoskalen Verwirbelungen an ozeanischen Fronten ist besonders die Entstehung der „abgeschnürten“ Kaltwasserinseln in der Theorie von ROSSBY u. a. (1949) von Bedeutung. Die Abb. 2 vermittelt schematisch einen Überblick über die aus einer Frontwelle entstehenden Wirbelanordnungen nach ROSSBY u. a. (1949).

Zuerst stößt eine kalte Määnderschleife der Front weit in das Warmwassergebiet vor und wird allmählich zu einer schmalen Zunge. Diese Kaltwasserzunge wird an ihrer Wurzel immer schmaler, bis sie keine Verbindung mehr zur ursprünglichen Kaltwassermasse hat. Die vorgestoßene Kaltwassermasse ist in der Warmwassermasse eingeschlossen. Entsprechend den Entwicklungsstadien in Abb. 2 bilden sich Warmwasserinseln im Kaltwassergebiet. Die Struktur der Front wird mehr oder weniger aufgelöst.

Eine Kaltwasserinsel, die von Warmwasser umgeben ist, erhält auf der Nordhalbkugel durch die Erdrotation einen Wirbel contra solem. Eine Warmwasserinsel, die von kaltem Wasser umgeben ist, erhält eine Rotation cum sole. Wie es Abb. 2 veranschaulicht, lösen sich die kalten und warmen Wasserkörper schachbrettartig ab. Durch die beschriebenen Zusammenhänge wird deutlich, daß ein kalter ortsbeständiger Zentralwirbel an seinem Rand durch die dort weiterhin bestehenden kräftigen horizontalen Temperaturgradienten und Salzgehaltsunterschiede erneut kleine Frontwirbel erzeugt. Diese laufen entsprechend dem Drehsinn contra solem um den Zentralwirbel herum und füllen sich nach und nach mit Kaltwasser auf. Schließlich werden diese kleinen Frontwirbel zu einem neuen Zentralwirbel, d. h. sie tragen zur Ortsbeständigkeit des Zentralwirbels durch eine ständige Erneuerung desselben bei. Das Vorhandensein der ozeanischen Fronten spielt eine dominierende

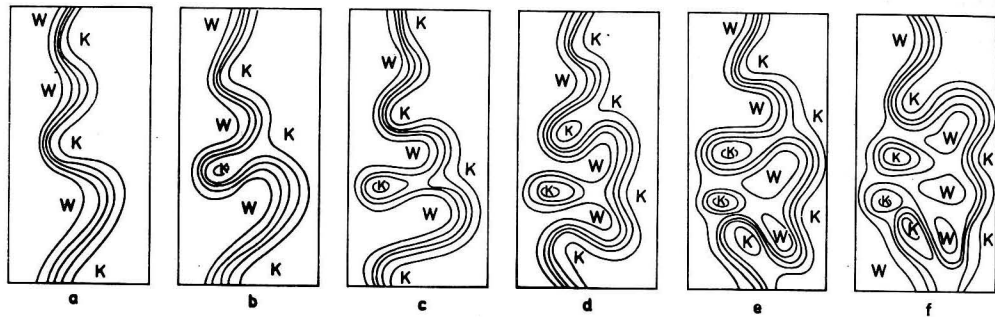


Abb. 2. „Abschnürung“ der Kalt- und Warmwasserinseln an ozeanischen Fronten, in verschiedenen Entwicklungsphasen nach ROSSBY u. a. (1949)

Rolle bei der Entstehung von Verwirbelungen mit vertikaler Achse. Die Frontgebiete besitzen eine Oberflächenströmung, die gut geostrophisch approximiert werden kann. Diese Strömung nimmt unter Einwirkung der Turbulenzreibung mit der Tiefe ab. Es besteht eine Scherung des horizontalen Stromfeldes. Diese Stromfeldscherung erzeugt einen Rotor mit horizontaler Achse, der bei einer küstenparallelen Hauptströmung die Rotorachse senkrecht zur Küste hat. Verwirbelungen können durch die Achsen-schwenkung aus der horizontalen in die vertikale Lage entstehen.

Für die Auftriebsregion vor Nordwestafrika wurde von HAGEN (1976) ein für das Sommerhalbjahr gültiges Frontschema entworfen (Abb. 3). Der Frontverlauf ist eng an den Verlauf der Schelfkante gebunden. Die Frontwirbel, die gemäß dem in Abb. 2 angegebenen Schema entstehen können, verdriften mit der nach Südwest setzenden Hauptströmung und laufen in einem Zentralwirbel westlich der Banc d'Arguin aus. Auf der Kaltwasserseite haben die Wirbel vorwiegend einen Drehsinn contra solem. Auf der Warmwasserseite drehen die Verwirbelungen hauptsächlich cum sole. Die vor der Schelfkante seewärts der Front entstehenden Wirbel sind ihrer Entstehung nach Leewirbel. Die Leewirbel sind nahezu barotrop und erstrecken sich mehrere hundert Meter tief. Die über dem Schelf erzeugten mesomaßstäblichen windbedingten Rotoren beeinflussen hingegen nur die oberen Wasserschichten, können aber bei ausreichender Intensität bis zum Boden durchgreifen.

Bei den Frontwirbeln muß der Wirbeldrehsinn contra solem immer dann auftreten, wenn die vertikalen Strömungsunterschiede des meridionalen Oberflächenstromes größer als die geostrophisch bedingten Unterschiede sind. Der Drehsinn cum sole tritt bei den Frontwirbeln entsprechend dann auf, wenn die vertikalen Strömungsgradienten kleiner als die geostrophischen sind. Steigen die Wassermassen auf der Warmwasserseite der Front auf, und sinken sie auf der Kaltwasserseite ab, erhält

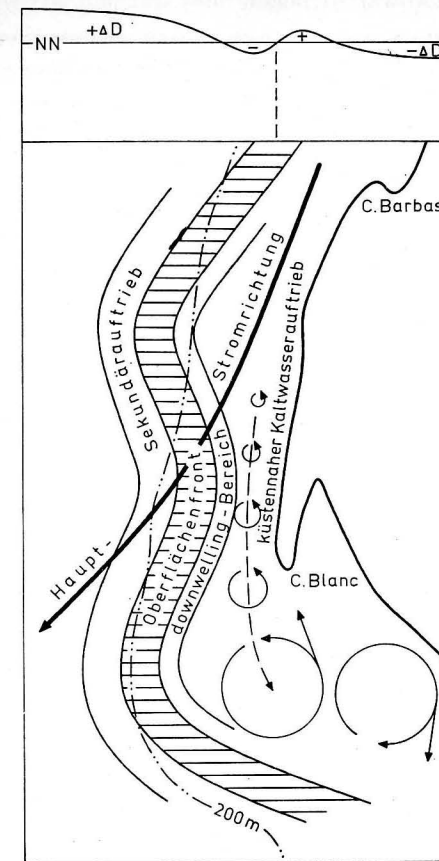


Abb. 3. Schematischer Frontverlauf im Sommerhalbjahr für das nordwestafrikanische Auftriebsgebiet

das horizontale Stromfeld einen zusätzlichen Rotor cum sole. Nach dem Schema für die Quercirkulation in Auftriebsgebieten von HAGEN (1974a) ergibt es sich, daß im Frontbereich auf der Kaltwasserseite downwelling stattfindet, auf der Warmwasserseite dagegen Sekundär-upwelling beobachtet wird. Dies bedeutet, daß im horizontalen Stromfeld zusätzliche Rotoren auftreten, deren Achsen frontparallel liegen. Kommt es an der Front durch äußere Einflüsse zu einer Störung des bestehenden Kräftegleichgewichtes, können durch Achsen-schwenkung dieser Wirbel ebenfalls Rotoren mit vertikaler Achse entstehen.

Es ist allgemein so, daß kalte Wirbel *contra solem* und warme Wirbel *cum sole* abwärts abnehmende Wirbelausdehnung besitzen. Warme Wirbel *contra solem* und kalte Wirbel *cum sole* nehmen dagegen mit der Tiefe in ihrer Ausdehnung zu. Barotrope Wirbel haben in der Vertikalen eine nahezu konstante Wirbelausdehnung.

Die Langlebigkeit der kalten Wasserwirbel *contra solem* ist nur durch ein ständiges „Hochpumpen“ von kaltem Tiefenwasser möglich. Die warmen Wirbel *cum sole* zeichnen sich durch ein „Abwärtsdrücken“ des warmen, salzreichen Oberflächenwassers aus.

Im Zusammenhang mit der „klassischen“ Zyklonentheorie der Meteorologie kann zusammenfassend gesagt werden:

Die Relativwirbel zur Erdoberfläche können im horizontalen Strömungsfeld durch folgende fünf Effekte entstehen bzw. verändert werden:

- Erhaltung des absoluten Wirbels in meridional bewegten Massen,
- Horizontaldivergenzen/-konvergenzen an Fronten, Sprungschichten, Bodenunebenheiten, Unregelmäßigkeiten im Küstenverlauf,
- Durch die windfeldbedingte Anisotropie im horizontalen und vertikalen Austausch,
- Baroklinität,
- Achsenschenkung eines Wirbels mit anfänglicher horizontaler Achse.

#### 4. Frontwirbel in ozeanologischen Feldern

Aus den Analysen der ozeanologischen Feldbeobachtungen von Temperatur, Salzgehalt, Nährstoffen und biologischen Parametern wie z. B. Chlorophyll-a, die aus dem Beobachtungsmaterial der sechs Expeditionen des FS „Alexander von Humboldt“ gewonnen wurden, geht hervor, daß es relativ kleine Gebiete mit einigen zehn Seemeilen Durchmesser gibt, die durch recht kaltes, salzarmes, aber nährstoffreiches und sauerstoffarmes Wasser gekennzeichnet sind. Wird vorausgesetzt, daß diese Gebiete mit intensivem Auftrieb gekoppelt sind, so kann die Wirbelhypothese eine zunächst befriedigende Erklärung geben.

Die Auswirkungen von mehr oder weniger gut ausgeprägten Verwirbelungen im Temperaturfeld des Golfstromes sind bei GOTTHARDT, POTOCKY (1974) dargestellt, Analoge Darstellungen findet man bei KITANO (1974, 1975). Dabei wird deutlich, daß diese großräumigen Wasserwirbel ihrer Entstehung gemäß starken barotropen Charakter besitzen. Das deutet darauf hin, daß bei ihrer Entstehung die Stromfeldscherungen dominieren. Es kann gefolgert werden, daß dort, wo sich eine kräftige ozeanische Hauptströmung befindet, durch die seitlichen Stromfeldscherungen Leewirbel mit stark barotropen Charakter herausbilden.

Wie in Abb. 2 skizziert wurde, bilden sich bei mäandrierenden Fronten unter Einwirkung der Corioliskraft schachbrettartige Anordnungen von Verwirbelungen. Der Drehsinn dieser Wirbel ist vorwiegend bei kalten Wasserkörpern *contra solem* und bei warmen *cum sole*. Ein einfaches analytisches Modell von SALTZMAN und TANG

(1975) bestätigt die prinzipielle Richtigkeit der Kinematik dieser Wirbelanordnungen.

Ähnlich der in Abb. 2 erfolgenden Abschnürung kommt es bei der Golfstromfront zu ausgeprägten Mäandern. Von den letztgenannten Autoren ist in einem einfachen analytischen Modell die Stromfunktion der einzelnen Geschwindigkeitskomponenten berechnet worden. Bei maximalen horizontalen Stromgeschwindigkeiten von  $150 \text{ cm s}^{-1}$  wurden für die vertikale Komponente Werte um  $4 \times 10^{-2} \text{ cm s}^{-1}$  berechnet. Die schachbrettartige Anordnung der kalten und warmen Mäanderschleifen ist mit der Abb. 2 übereinstimmend. Diese Anordnung ist auch für das Cap Blanc-Gebiet in der dynamischen Topographie der Wasseroberfläche bei HAGEN (1974a) deutlich erkennbar. Gleichzeitig wird dort sichtbar, wie es auch im letzten Entwicklungsstadium von Abb. 2 zu sehen ist, daß die Oberflächenfront durch die Verwirbelungen in ihrer Struktur zerstört wird. Ein beträchtlicher Teil der Energie des Oberflächenstromes wird auf die Frontwirbel aufgeteilt. Da die Frontwirbel ihrer Entstehung nach Leewirbel sind, erstrecken sie sich bis zu mehreren 100 m Tiefe.

Wie es im vorigen Abschnitt gesagt wurde, ist der Frontverlauf eng an den Verlauf der Schelfkante gebunden. Gleichzeitig wird dynamisch die Entstehung von Wirbel *contra solem* auf der Kaltwasserseite und Wirbeln *cum sole* auf der Warmwasserseite begünstigt. In küstensenkrechten Vertikalschnitten ausgewählter ozeanologischer Parameter haben WOLF und KAISER (1975) zwei Beispiele für derartige Wirbel vor Cap Blanc diskutiert. Diese Abbildungen sind wiedergegeben, da sie typisch sind und einen Rückschluß auf die Dynamik von Frontwirbeln zulassen.

Die vertikale Wirbelachse liegt bei diesem Beispiel fast auf der Station 841, im Bereich der Schelfkante. Der Wirbel erstreckt sich in seinen Auswirkungen von der Wasseroberfläche bis zum Boden. In seinem Kern wird durch die Anhäufung des Warmwassers das aus der oberflächenschicht stammende Wasser nach unten gedrückt. Im Wirbelzentrum sind daher auch in größeren Tiefen die ozeanologischen Verhältnisse der Deckschicht vorhanden. Wie aus der Abb. 2 ersichtlich ist, wechselt an einem Ort durch die Verdriftung dieser Wirbel mit der Zeit der Drehsinn.

Die Wirbelachse des in Abb. 5 dargestellten Wirbels *contra solem* liegt nahe der Station 841. Der senkrechte Isolinienverlauf beider Abbildungen kennzeichnet innerhalb der oberen 100 m-Schicht gut den barotropen Charakter dieser Frontwirbel.

Im Zentrum des Wirbels *contra solem* wird kaltes, sauerstoffarmes aber nährstoffreiches Tiefenwasser zum Aufsteigen veranlaßt. Ein Vergleich von Abb. 4 und Abb. 5 läßt vermuten, daß die horizontale Erstreckung der Frontwirbel — unabhängig vom Drehsinn — etwa um 40 sm liegt. Der Stationsabstand zwischen der Station 840 und 841 beträgt 10 sm.

Abschließend sei hierzu bemerkt, daß unter Frontwirbel nicht nur die Verwirbelungen verstanden wurden, die ihre Ursache in der durch die Front hervorgerufenen Stromfeldscherung haben, sondern auch die Verwirbelungen, die durch die Stromfeldscherungen auf Grund des Einflusses der Schelfkante entstehen. Da die ozeanischen Fronten in den küstennahen Auftriebsgebieten aus dynamischen Gründen stets im Bereich der Schelfkante liegen, wurden alle dort auftretenden Verwirbelungen mit Leewirbelcharakter auch Frontwirbel genannt.

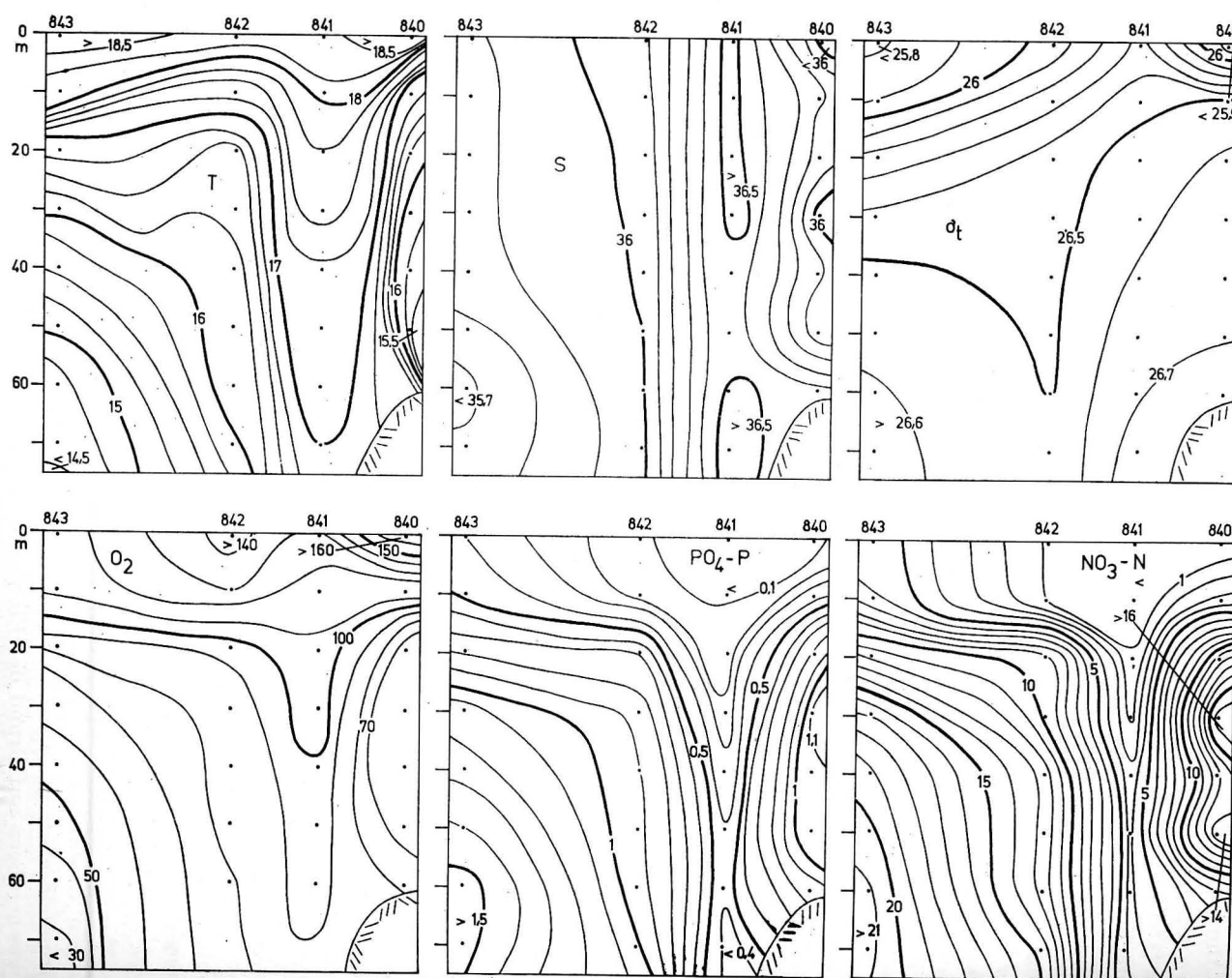


Abb. 4. Die Schichtung in einem Frontwirbel cum sole vor Cap Blanc vom 8. 3. 1973

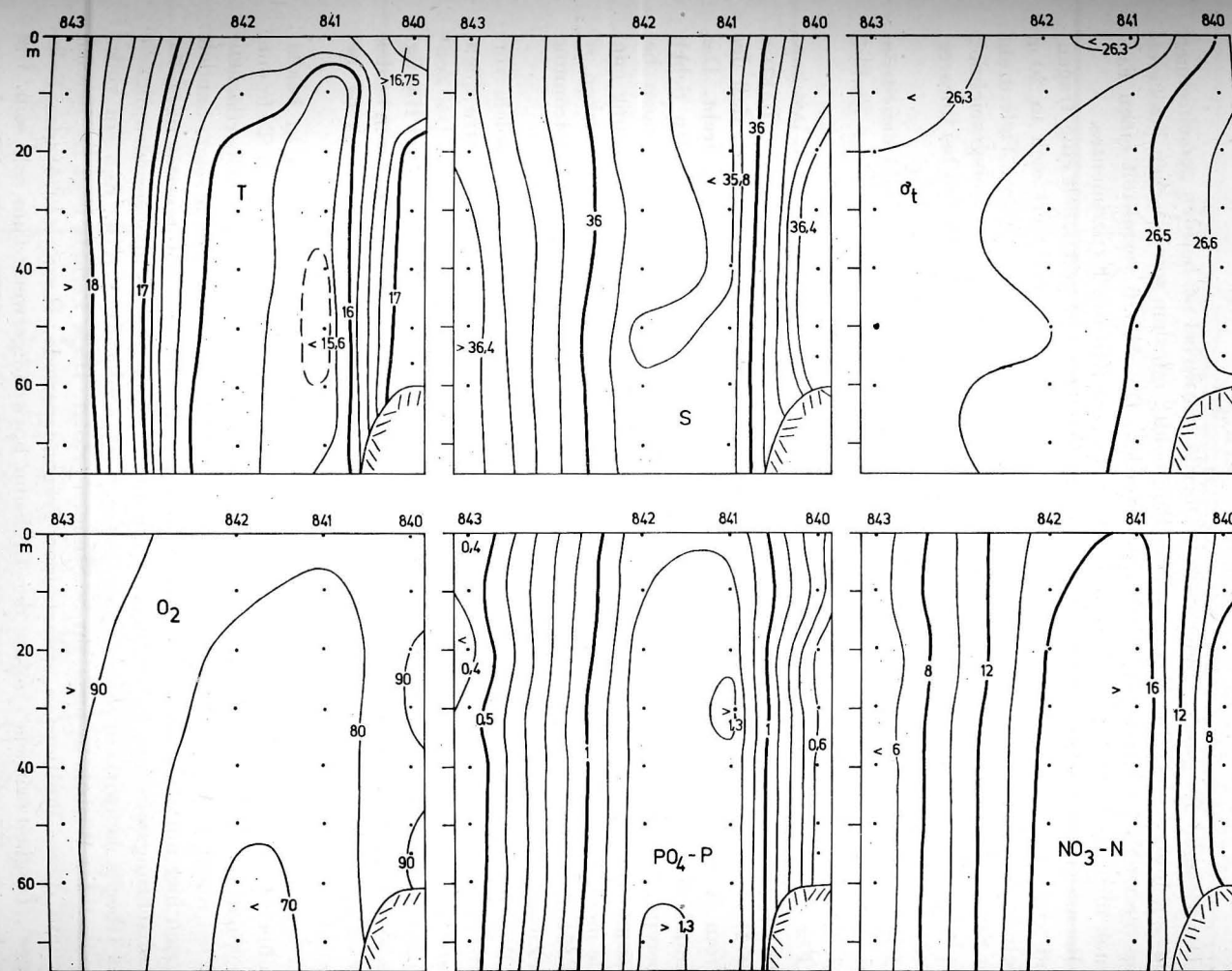


Abb. 5. Die Schichtung in einem Frontwirbel contra solem vor Cap Blanc vom 3. 1. 1973

### 5. Ein winderzeugter Wasserwirbel contra solem und seine Auswirkungen in den ozeanologischen Parametern

Das Beispiel für einen winderzeugten Oberflächenwirbel ist bei den gemeinsamen Untersuchungen des FS „Alexander von Humboldt“ mit dem sowjetischen Fischereiforschungsschiff „Belogorsk“ beobachtet worden. Die Abb. 6 vermittelt einen Eindruck über die Wind- und Strömungsverhältnisse zur Zeit des Experimentes.

Bei allmählichem Nachlassen der Windstärke (der Trend ist gestrichelt eingetragen) und einer Rechtsdrehung des Windes von NNE auf NE verringert sich in 20 m Tiefe zeitlich die Stromgeschwindigkeit mit sichtbarem Trend. In dieser Tiefe dreht der Strom von N über W nach SE. Der Trend ist als gestrichelte Gerade eingezeichnet, die bei einer Verlängerung der Meßdauer von 30 Stunden auf 44 Stunden bei linearer Fortführung wieder auf N ankommt.

Die Verhältnisse für 70 m Tiefe sind gestrichelt eingetragen. Hier dreht der Strom bei einer Geschwindigkeitsabnahme ebenfalls contra solem. Deutlich ist der Einfluß der halbtägigen Gezeit (als Sinus skizziert) sichtbar.

Für den Beobachtungsort lag ein recht flacher Wirbel contra solem mit fast konstanter Winkelgeschwindigkeit vor. Für das Untersuchungsgebiet stellte BARTON (1974) aus Strömungsmessungen auf  $21^{\circ}40' N$  über der Schelfkante fest, daß der Strom in den oberen 100 m bei nachlassenden Winden contra solem dreht. Das stimmt einerseits mit den besprochenen Beobachtungen in Abb. 6 für den Schelf überein. Andererseits zeigen die Vektordiagramme der Strömungsmessungen bei HAGEN (1976), daß auch bei sich abschwächenden Winden eine Drehrichtung cum sole möglich ist. Mag für die Frontwirbel der lokale Wind entscheidend mitwirken, so ist für das Schelfgebiet der Einfluß der Bodenbeschaffenheit auf die Hauptströmung im Zusammenspiel mit der örtlichen Windtendenz von Wichtigkeit.

Wie aus der Abb. 7 hervorgeht, liegt in 20 m Tiefe ein Wirbel contra solem vor, der etwa 5 sm Durchmesser aufweist. In 70 m Tiefe setzt der Drehsinn contra solem erst am Ende der Beobachtungszeit ein, ungefähr am 13. 12. um 14 Uhr. Die Zeitreihen der Strömungsmessungen in 20 m und 70 m Tiefe sind hinsichtlich ihrer Häufigkeitsverteilung untersucht worden. Der  $\chi^2$ -Test der Häufigkeitsverteilungen in beiden Meßhorizonten weist eine deutliche Signifikanz auf. Der Testformalismus ist bei TAUBENHEIM (1969) ausführlich beschrieben.

Die nachgewiesene Signifikanz zwischen den Strömungsverhältnissen in beiden Meßhorizonten weist darauf hin, daß der Drehsinn contra solem in 70 m Tiefe eine spekulative Interpretation ist. Der in 20 m Tiefe deutlich werdende Oberflächenwirbel reicht nicht bis in das 70 m-Niveau hinunter. Wie die Abb. 5 zeigt, handelt es sich hier um einen stark Gezeiten beeinflussten Strom, dessen Intensität über den Beobachtungszeitraum geringfügig abnimmt. Die mittlere Winkelgeschwindigkeit des Oberflächenwirbels contra solem beträgt etwa  $10 \text{ grad h}^{-1}$ , d. h., daß ein voller Umlauf des Wirbels in ungefähr 36 Stunden erfolgt. Diese Periode liegt im Bereich der auf dieser Position zu erwartenden Trägheitsperiode, HAGEN (1975). Im Falle eines „Trägheitswirbels“ müßte der Drehsinn notwendigerweise cum sole sein. Die Analyse der Winddaten von Villa Cisneros durch HALPERN (1973) und die Ergebnisse von JOINT-I von PILLSBURY u. a. (1974) sowie die Resultate der 5. Atlantikexpedition vom FS „Alexander von Humboldt“ bei HAGEN (1976) haben eine Periode

Wind und Strom vom 12.12.-13.12.1972  
auf  $21^{\circ}51' N, 17^{\circ}22' W$

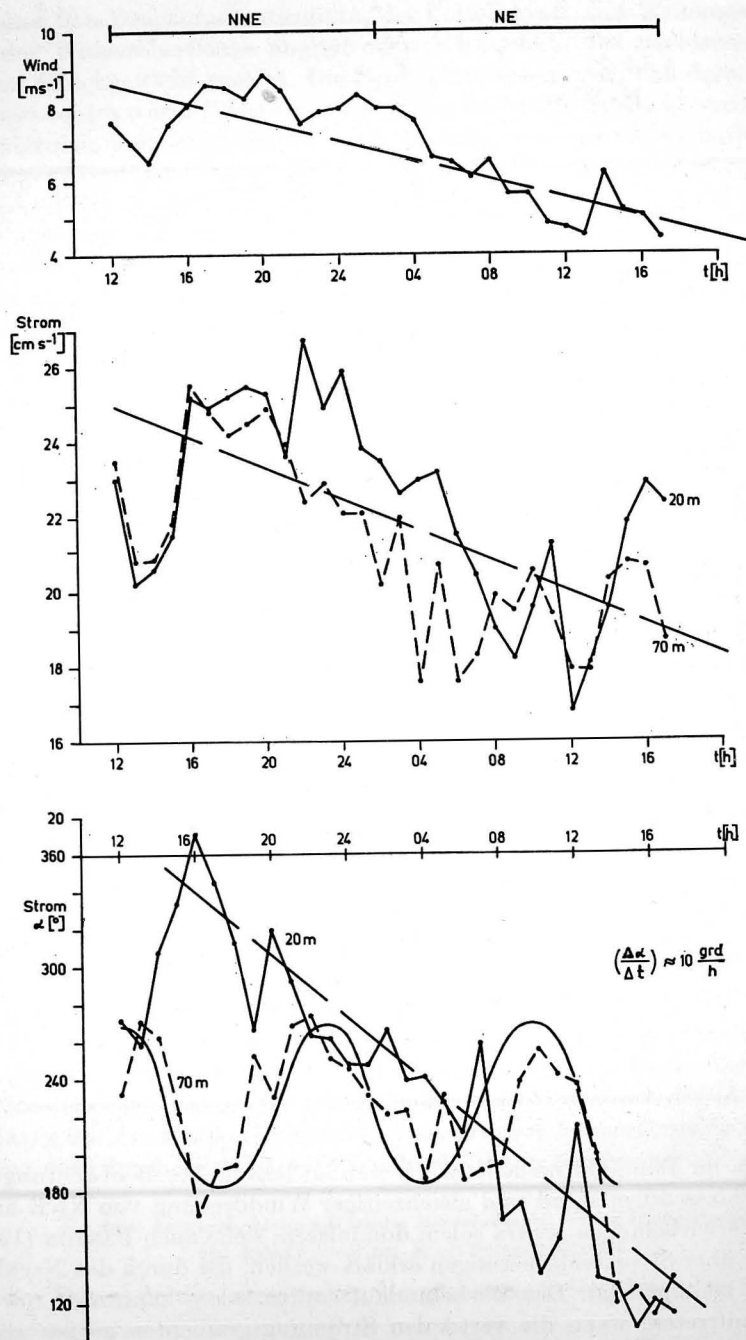


Abb. 6. Stundenmittel des Windes 8 m über der Wasseroberfläche und des Stromes in 20 m und 70 m Tiefe in Betrag und Richtung

1972

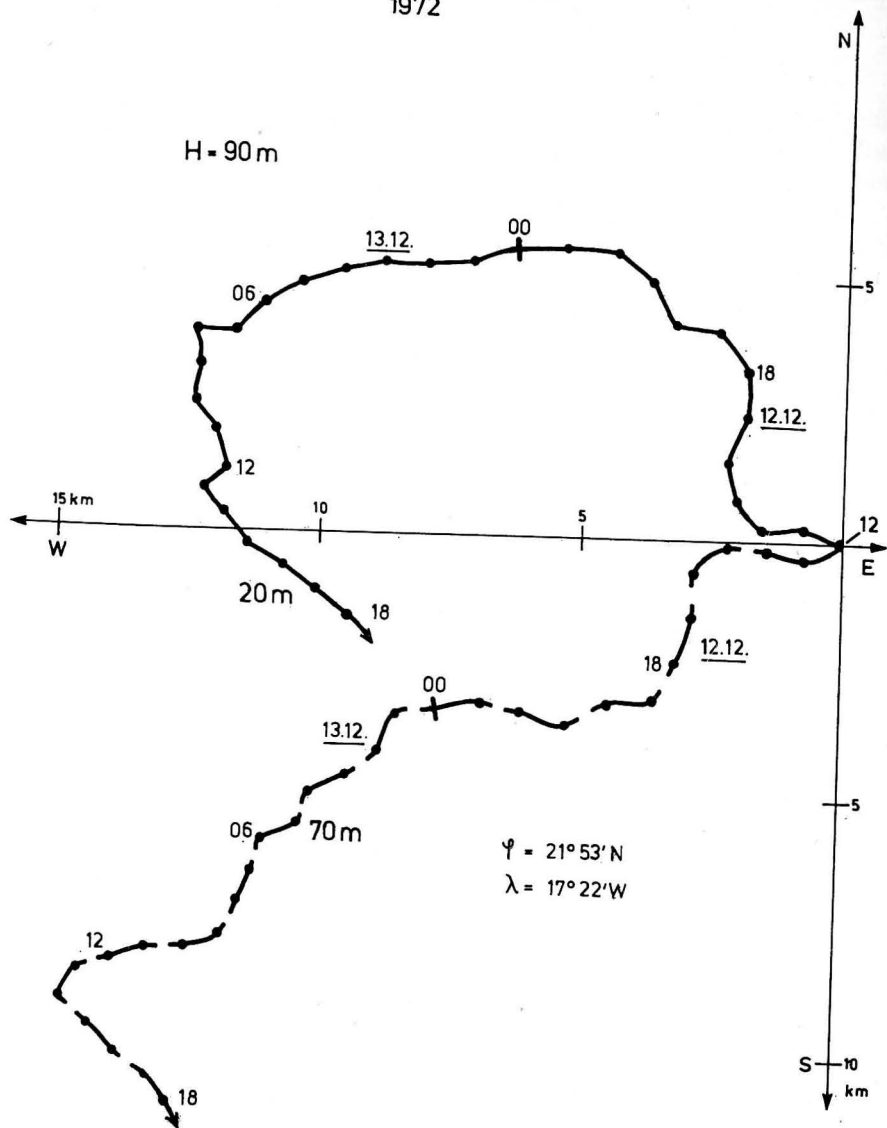


Abb. 7. Fortschreitendes Vektordiagramm der Strömungsmessungen

dieser Länge im Windfeld nicht deutlich werden lassen. Die Beobachtungstatsache, daß bei nachlassendem Wind und gleichzeitiger Winddrehung von NNE auf NE im Stromfeld Verwirbelungen contra solem dominieren, siehe auch BARTON (1974), kann folglich nur über Stromfeldscherungen erklärt werden, die durch das Nachlassen der Windstärke bedingt sind. Der Wirbelumlauf contra solem kann aber nur dann im Stromfeld auftreten, wenn die vertikalen Strömungsgradienten größer als die geostrophischen sind.

Falls der Wind über mehrere Wochen beständig aus einer Richtung und mit gleichbleibender Windstärke weht, baut sich im Massengebiet ein Kräftegleichgewicht auf zwischen den Druckgradientkräften, der Corioliskraft, den Reibungskräften und dem an der Wasseroberfläche angreifenden Windschub. Bei nachlassendem Wind wird dieses Gleichgewicht gestört. Die Beobachtungen zeigen, daß dann häufig Verwirbelungen contra solem einsetzen. Dies wiederum ist nur möglich, wenn die Schichtungsverhältnisse und die Wirkungen der Turbulenzreibung so beschaffen sind, daß eine „übergeostrophische“ Stromfeldscherung in der Vertikalen aufgebaut wird.

Eine detaillierte Analyse dieses Zusammenhangs mit all seinen Wechselwirkungen stellt ein neues grundlegendes Problem dar und soll im Rahmen dieser Arbeit nicht näher erörtert werden. Ergänzend zu den eben besprochenen Strömungsverhältnissen des windbedingten Oberflächenwirbels contra solem sind in der Abb. 8 einige ozeanologische Parameter mit der Zeit aufgetragen.

Die Isothermen der Wassertemperatur verlaufen ähnlich wie in der Abb. 4 nahezu senkrecht. Im Verlaufe der Beobachtungszeit erfolgt in der oberen 70 m-Schicht eine geringe Abkühlung bei gleichzeitiger Homogenisierung. In 90 m Tiefe dagegen kühlt sich das Wasser vom Beobachtungsbeginn von 17,03 °C auf 15,54 °C am Ende der Beobachtungsreihe ab. Naturgemäß sind die Gebiete mit Kaltwasserauftrieb auch Gebiete mit kräftigem Vertikalaustausch. Dieser vertikale Eigenschaftsaustausch, der durch die mittlere Vertikalgeschwindigkeit ständig Energiezufuhr erhält, ist für die Durchmischung der Wasserkörper verantwortlich. Da in dem Beispiel die ganze Oberschicht bis 70 m Tiefe gleichmäßig abgekühlt wird und in Bodennähe eine kältere Wassermasse lagert, muß für den Durchmischungsprozeß eine relativ hohe aufwärts gerichtete vertikale Strömungskomponente vorhanden gewesen sein. Dies aber bedeutet, daß — wenn wirklich ein windbedingter Wirbel contra solem vorhanden war — in diesem Beispiel der Wirbel in 34 Stunden einen wirksamen zusätzlichen lokal auf 5 sm (Abb. 7) begrenzten Kaltwasserauftrieb erzeugt. Die Salzgehalts- und Dichteverhältnisse verlaufen dem Temperaturgang entsprechend.

Gleichzeitig zu den auf dem FS „Alexander von Humboldt“ erfolgten ozeanologischen Serienbeobachtungen wurde auf dem sowjetischen Fischereiforschungsschiff „Belogorsk“ u. a. der Mageninhalt der gefangenen Nutzfische (*Sardina pilchardus*) untersucht. Nach einer persönlichen Mitteilung von WEISS schwankt der Gehalt an Phytoplankton von Termin zu Termin, erreicht jedoch sein Maximum am 12. 12. 1972 um etwa 14 Uhr. Zu dieser Zeit setzte nach Abb. 8 vom Boden her eine verstärkte Vertikaldurchmischung ein, die mit einer statischen Stabilisierung der Schichtung parallel ging. Zu der Zeit, als ein Extremwert im Plankton vorhanden war, war gleichzeitig wegen des verstärkten Vertikalaustausches die am besten ausgeprägte Homogenisierung des Wasserkörpers beobachtet worden.

Die durch die am Boden liegende Kaltwassermasse hervorgerufene statische Stabilisierung muß durch die Wirbeldynamik aufgehoben worden sein.

## 6. Die Bestimmungsgrößen mesoskaler Verwirbelungen im küstennahen Kaltwassergürtel

Für die Dynamik der mesoskalen Verwirbelungen ergeben sich zwei wichtige Fragenkomplexe:

1. Welche Größen bestimmen das zeitliche Verhalten dieser Wirbel?

T-, S- und  $\delta_t$ -Verhältnisse vom 12.12. - 13.12.1972  
auf 21° 53' N, 17° 22' W

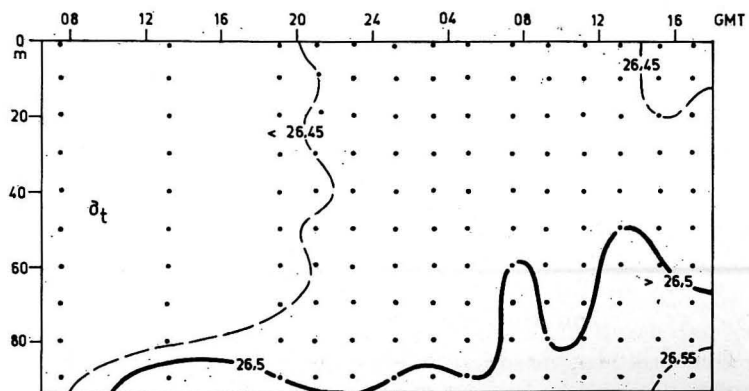
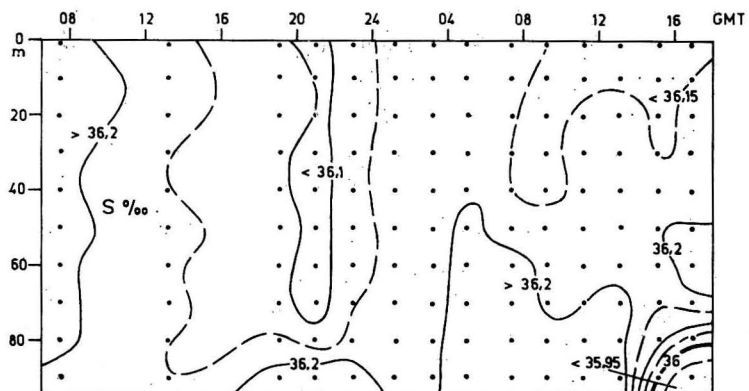
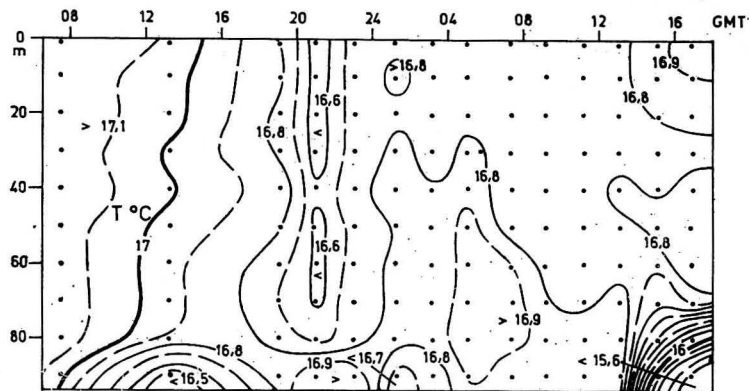


Abb. 8. Die Temperatur-, Salzgehalts- und Dichteverhältnisse

2. Welchen Einfluß üben diese relativ kleinräumigen Wirbel auf die Intensität des Auftriebs aus?

Verbleiben wir bei der Antwort auf die erste Frage zwischen Küste und Schelfkante im Gebiet des küstennahen, homogenisierten Kaltwassergürtels und benutzen ein rechtwinkliges Karthesisches Koordinatensystem auf der rotierenden Erde mit der  $x$ -Achse nach Westen und dem Einheitsvektor  $\vec{i}$ , der  $y$ -Achse nach Norden mit dem Einheitsvektor  $\vec{j}$  und der  $z$ -Achse positiv abwärts mit dem Einheitsvektor  $\vec{k}$ , dann bestimmt sich die lokale Zirkulationsbeschleunigung pro Masseneinheit für mesoscale Rotoren  $\frac{\partial J_z}{\partial t}$  mit vertikaler Wirbelachse durch die Gleichung

$$\frac{\partial J_z}{\partial t} = \iint \left[ \mathbf{v}(\nabla^2 \omega_z) - 2\vec{\omega}(\nabla \mathbf{v}) + \left( \frac{\partial R_y}{\partial x} - \frac{\partial R_x}{\partial y} \right) \right] dx dy. \quad (1)$$

Darin ist  $t$  die Zeit und  $\nabla$  der dreidimensionale Laplaceoperator,  $\mathbf{v}$  ist der Geschwindigkeitsvektor mit  $\mathbf{v} = \vec{i}u + \vec{j}v + \vec{k}w$ ,  $\vec{\omega} = \vec{i}\omega_x + \vec{j}\omega_y + \vec{k}\omega_z$  ist der Vektor der Winkelgeschwindigkeit der Erdrotation und  $\mathfrak{R} = \vec{i}R_x + \vec{j}R_y$  die horizontale Reibung.

In den Komponenten von  $2\vec{\omega}$ :

$$2\omega_x = 0, 2\omega_y = 2\vec{\omega} \cos \varphi = f^*, 2\omega_z = -2\vec{\omega} \sin \varphi = -f$$

ist  $\varphi$  die geographische Breite.

Mit dem von ERTEL (1932) eingeführten Reibungsansatz wird unter der Voraussetzung der Isotropie für den horizontalen Austausch und unter Vernachlässigung des  $\beta$ -Effektes ( $\beta = \frac{\partial f}{\partial y}$ ) die Gleichung (1) zu

$$\frac{\partial J_z}{\partial t} = \iint \left[ -f^* \frac{\partial v}{\partial y} + f \frac{\partial w}{\partial z} - \frac{A_v}{\bar{\rho}} \left( \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} - \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \right) \right] dx dy. \quad (2)$$

Darin ist für den vertikalen Austauschkoeffizienten  $A_v$  die Größenordnung  $A_v = 10^2 \text{ gr cm}^{-1} \text{ s}^{-1}$  als konstant angenommen worden. Die mittlere Dichte des Wassers  $\bar{\rho}$  wurde auch konstant vorausgesetzt. Man erhält aus (2) die Form

$$\frac{\partial J_z}{\partial t} = \iint \left[ -f^* \frac{\partial v}{\partial y} + f \frac{\partial w}{\partial z} - \frac{A_v}{\bar{\rho}} \text{rct}_z \left( \frac{\partial^2 \mathbf{v}}{\partial z^2} \right) \right] dx dy. \quad (3)$$

Für die horizontale EKMANTIEFE ist  $D_h = 10^6 - 10^7 \text{ cm}$  und für die vertikale EKMANTIEFE  $D_v = 10^3 - 10^4 \text{ cm}$  angenommen worden.

Die Coriolisparameter haben für das Untersuchungsgebiet vor Cap Blanc die Größenordnung  $f = 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  und  $f^* = 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ . Die lokalen Änderungen in der zeitlich gemittelten küstenparallelen Stromkomponente  $\bar{v}$  werden mit  $\overline{d\bar{v}} = 10^0$  bis  $10^1 \text{ cm s}^{-1}$  abgeschätzt. Die vertikale Strömungskomponente  $\bar{w}$  wurde mit  $\overline{d\bar{w}} = 10^{-3} - 10^{-2} \text{ cm s}^{-1}$  in ihren lokalen Änderungen angenommen. Diese Wahl der charakteristischen Parameter erlaubt eine grobe Abschätzung der einzelnen Terme



von (3). Es wird

$$\begin{aligned} \text{magn} \left( f^* \frac{\partial v}{\partial y} \right) &\approx 10^{-10} - 10^{-11} \text{ (s}^{-2}\text{)} \\ \text{magn} \left( f \frac{\partial w}{\partial z} \right) &\approx 10^{-10} - 10^{-11} \text{ (s}^{-2}\text{)} \\ \text{magn} \left( \frac{A_v}{\bar{\rho}} \text{rot}_z \left( \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \right) \right) &\approx 10^{-9} \text{ (s}^{-2}\text{)}. \end{aligned} \quad (4)$$

Die beiden ersten Terme in der Gleichung (3) sind um etwa eine bis zwei Größenordnungen niedriger zu erwarten, als der letzte Term. Der dritte Term der Beziehung (3) enthält die Rotoren im Stromfeld, die durch die vertikalen Stromscherungen in den horizontalen Strömungskomponenten bedingt sind. Für das Entstehen und Zerfallen mesomaßstäblicher Verwirbelungen im küstennahen Auftriebswasser zwischen Front und Küste sind nach der Abschätzung (4) an erster Stelle die Scherungen des horizontalen Stromfeldes verantwortlich. Die lokale Wirbelbeschleunigung  $\frac{\partial J_z}{\partial t}$  ist somit proportional dem Vertikalaustausch, der Horizontalströmung, der Vertikal-scherung des horizontalen Stromfeldes und indirektproportional der mittleren Dichte. Die Gleichung (3) vereinfacht sich zur Beziehung

$$\frac{\partial J_z}{\partial t} = \iint \left[ -\frac{A_v}{\bar{\rho}} \text{rot}_z \left( \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \right) \right] dx dy. \quad (5)$$

Zur Klärung der zweiten Frage kann für den Fall der Wirbelstationarität, d. h.  $\frac{\partial J_z}{\partial t} = 0$ , aus der Gleichung (3) die mittlere vertikale Strömungskomponente  $\bar{w}$  gewonnen werden.

$$\bar{w} = \frac{f^*}{f} \int \frac{\partial v}{\partial t} dz + \frac{A_v}{f\bar{\rho}} \int \text{rot}_z \left( \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \right) dz \text{ (cm s}^{-1}\text{)}. \quad (6)$$

Die Abschätzung der Größenordnungen liefert

$$\begin{aligned} \text{magn} \left( \frac{f^*}{f} \int \frac{\partial v}{\partial t} dz \right) &\approx 10^{-3} \text{ (cm s}^{-1}\text{)} \\ \text{magn} \left( \frac{A_v}{f\bar{\rho}} \int \text{rot}_z \left( \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \right) dz \right) &\approx 10^{-1} - 10^{-2} \text{ (cm s}^{-1}\text{)}. \end{aligned} \quad (7)$$

Ein Vergleich der beiden in (7) abgeschätzten Terme macht deutlich, daß die meridionalen Änderungen der küstenparallelen Stromkomponente einen ständig wirksamen Auftriebsbeitrag liefert. Dieses Ergebnis unterstreicht die Bedeutung der küstenparallelen Hauptströmung für den großräumigen Auftrieb. Für den mesoskalen Bereich ist durch den in (7) vorgenommenen Vergleich der Größenordnungen die Vernachlässigung des ersten Terms gerechtfertigt. Für die Vertikalgeschwindigkeit  $\bar{w}$  ist demzufolge die Beziehung

$$\bar{w} = \frac{A_v}{f\bar{\rho}} \int \text{rot}_z \left( \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \right) dz \text{ (cm s}^{-1}\text{)} \quad (8)$$

gültig.

Wird an dieser Stelle nochmals an die oben getroffenen Voraussetzungen erinnert, so wird klar, daß diese vereinfachte Beziehung zur Berechnung der mittleren Vertikalgeschwindigkeit nur im stark homogenisierten Kaltwassergürtel bei isotropen Horizontalaustausch gelten kann. In der Nähe ozeanischer Fronten und in stark baroklinen Wassergebieten ist die Beziehung (8) nicht mehr anwendbar.

CHEKOTILLO (1966) entwickelte einen Formalismus zur Berechnung der Vertikalgeschwindigkeiten des Weltozeans. In einem quasistationären Zirkulationsmodell und unter Vernachlässigung der Trägheitseffekte sowie des horizontalen Austausches wurden die windverursachten Rotoren berechnet. Gleichzeitig wurden dort die Vertikalgeschwindigkeiten an der Untergrenze der Reibungstiefe im Sinne EKMANS berechnet. Als Reibungstiefe wurde die Tiefe verstanden, in der der von der Oberfläche ausgehende Vertikalaustausch verschwindet. KIRICHEK (1972a) übernahm diese unter stark einschneidenden Voraussetzungen erhaltene Gleichung und wendete sie für das Seegebiet vor Nordwestafrika an. Aus den Windbeobachtungen des englischen Forschungsschiffes „Hydra“ vom 30. 10. bis 12. 11. 1967 wurden für die Untergrenze der Reibungsschicht in der Tiefe  $h$  die winderzeugten Vertikalgeschwindigkeiten nach der von CHEKOTILLO (1966) für den Weltozean hergeleiteten Gleichung

$$\bar{w}_h = -\frac{1}{\bar{\rho}f} \text{rot}_z \tau$$

berechnet.

Darin ist  $\tau$  der horizontale Schubspannungsvektor des Windes,  $\bar{\rho}$  die mittlere Dichte und  $f = 2\bar{\omega} \sin \varphi$  der Coriolisparameter. Das negative Vorzeichen ergibt sich aus der bei CHEKOTILLO positiv nach oben orientierten  $z$ -Achse.

Wie aus den großräumigen ozeanologischen Darstellungen bei SCHEMAINDA u. a. (1975) hervorgeht, ist vor allem im küstennahen Seegebiet zwischen Cap Blanc und Cap Vert auch in den Herbstmonaten eine ozeanische Front vorhanden. Diese Front bedingt einen beträchtlichen Baroklinitätsgrad. Die Voraussetzung der Isotropie im mesomaßstäblichen Austausch ist in keiner Weise mehr gerechtfertigt. Aus dem von SCHEMAINDA u. a. (1975) entwickelten Schema zur jahreszeitlichen Verlagerung der Hauptauftriebsgebiete vor Nordwestafrika geht deutlich hervor, daß im Herbst im Gebiet vor Saint Louis die Umstellung vom Nichtauftrieb zum Auftrieb erfolgt. Die von KIRICHEK (1972a) angegebenen Werte für  $\bar{w}$  vor Cap Blanc liegen mit maximal  $2 \times 10^{-3} \text{ cm s}^{-1}$  im Bereich der Realität, da hier zu dieser Jahreszeit die gemachten Voraussetzungen teilweise noch zutreffen. Vor Saint Louis werden für den Herbst Vertikalgeschwindigkeiten vom maximal  $3 \times 10^{-4} \text{ cm s}^{-1}$  angegeben. Diese Werte der windbedingten mittleren Vertikalgeschwindigkeit scheinen dem Verfasser wenigstens um eine ganze Größenordnung zu hoch. Die von KIRICHEK (1972b) nach der gleichen Methode errechneten Vertikalgeschwindigkeiten in einem festen Niveau (20 m) werden aus den bereits erörterten Gründen nur zwischen  $20^\circ \text{ N}$  und  $24^\circ \text{ N}$  hinreichend stimmen. Ein einfacher Vergleich der Gleichung (8) mit der von KIRICHEK (1972a) angewendeten Beziehung läßt erkennen, daß beide Gleichungen inhaltlich übereinstimmen. Diese Beziehungen sind tatsächlich nur in stark homogenisierten, regional eng begrenzten Wassergebieten anwendbar, und nicht wie bei KIRICHEK (1972a, b) über einige Breitengrade hinweg ohne Rücksicht auf die Existenz ozeanischer Fronten. Beschränkt man die Betrachtung auf zwei

feste Niveaus in der Vertikalen, die mit  $z_1$  und  $z_2$  bezeichnet werden, wobei bei der gewählten Orientierung der  $z$ -Achse  $z_1 < z_2$ , dann kann aus der Beziehung (8) folgendes Bedingungsschema aufgestellt werden, falls  $\text{rot}_z \frac{\partial^2 v}{\partial z^2}$  durch  $\text{rot}$  abgekürzt ist:

$$\begin{array}{l} \bar{w} < 0 \\ \text{(upwelling)} \end{array} \left\{ \begin{array}{l} \text{rot}(z_2) - \text{rot}(z_1) > 0 \\ \text{rot}(z_2) - \text{rot}(z_1) < 0 \end{array} \right. \left\{ \begin{array}{l} \text{cum sole, } \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} < 0 \\ \text{contra solem, } \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} > 0 \\ \text{cum sole, } \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} > 0 \\ \text{contra solem, } \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} < 0 \end{array} \right.$$

$$\begin{array}{l} \bar{w} > 0 \\ \text{(downwelling)} \end{array} \left\{ \begin{array}{l} \text{rot}(z_2) - \text{rot}(z_1) > 0 \\ \text{rot}(z_2) - \text{rot}(z_1) < 0 \end{array} \right. \left\{ \begin{array}{l} \text{cum sole, } \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} > 0 \\ \text{contra solem, } \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} < 0 \\ \text{cum sole, } \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} < 0 \\ \text{contra solem, } \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} > 0 \end{array} \right.$$

Dieses Schema sagt zum Beispiel aus, daß die Verwirbelungen contra solem nur dann upwelling hervorrufen, wenn der Wirbel mit der Tiefe in seiner Ausdehnung zunimmt und auch die horizontalen Strömungskomponenten mit der Tiefe zunehmen oder aber, wenn der Wirbel mit der Tiefe abnimmt und auch die Horizontalkomponenten mit der Tiefe abnehmen. Bei winderzeugten Wasserwirbeln wird der Horizontalstrom allgemein mit der Tiefe abnehmen. Bei den topographisch angeregten Leewirbeln wird eine Zunahme des Horizontalstromes mit der Tiefe möglich sein.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß durch die Bodenebenenheiten des Schelfs und durch die Rotoren im Windfeld Verwirbelungen im Kaltwassergürtel zwischen Küste und Front eine grundsätzliche Erscheinung sind.

Bei gleichem Umlaufsinn der topographisch erzeugten Wirbel und der windbedingten Wirbel werden sich die Rotoren über dem Schelf und an der Schelfkante über die ganze Wassersäule erstrecken. Haben die Frontwirbel und die windangeregten Wirbel einen gegensätzlichen Umlauf, dann kommt es zu verstärkten Stromfeldscherungen in der Vertikalen. Diese aber rufen erneut kleine Verwirbelungen hervor, die dem größeren Wirbel die Energie entziehen und die auf Kosten der größeren Wirbel wachsen.

Vor Nordwestafrika ist die Hauptströmung nach Südwesten gerichtet. Diese Richtung der Hauptströmung begünstigt an der Schelfkante die Entstehung von Frontwirbeln contra solem. Bei charakteristischen Änderungen von 5 bis 6 Tagen in den

Zeitreihen der Beobachtungen auf einer Dauerstation bei WOLF und KAISER (1975), die den Änderungen im Windfeld mit einer gewissen Phase entsprechen, ergeben sich für die mesoskalen Wirbel mit 10 m Durchmesser — unabhängig von ihrer Entstehungsursache — Driftgeschwindigkeiten von etwa  $4 \text{ cm s}^{-1}$  mit der Hauptströmung. Dieser Wert überrascht und stimmt mit der Driftgeschwindigkeit der von GOTTHARDT und POTOCKY (1974) untersuchten viel großräumigeren Golfstromwirbel überein. Die mesoskalen Wirbel würden bei dieser Geschwindigkeit von  $3 \text{ km d}^{-1}$  zur Überquerung eines Breitengrades von  $22^\circ \text{ N}$  nach  $21^\circ \text{ N}$  einen Monat benötigen. Die kurzfristigen Windwirbel werden dementsprechend produktionsbiologisch nicht so wirksam werden wie die Frontwirbel, die dynamisch begründet langlebiger sind. Die Zeitspanne von mehreren Wochen für die Lebensdauer der Frontwirbel dürfte eine umfangreiche Phytoplanktonproduktion ermöglichen. Auf die Beziehungen zwischen spezifischen Wasserkörpern und biologischer Produktion gehen WOLF und KAISER (1975) für das Gebiet vor Cap Blanc ausführlich ein.

Mit dem Verdriften der Frontwirbel wird also ein Verdriften der intensivsten produktionsbiologisch wirksamen Wasserkörper stattfinden.

## 7. Ein einfacher exponentieller Ansatz zur Bestimmung qualitativer Zusammenhänge in der Vertikalstruktur von $\bar{w}$

Zur Klärung der Frage nach den qualitativen Zusammenhängen, die für das vertikale Profil der Vertikalgeschwindigkeit  $\bar{w}$  bestimmend sind, ist für die Vertikalstruktur der mittleren horizontalen Strömungskomponenten ein einfacher exponentieller Ansatz gemacht.

$$u = \frac{\bar{u}}{u_0} = e^{az}, \quad v = \frac{\bar{v}}{v_0} = e^{bz}. \quad (9)$$

Darin sind  $u_0$  und  $v_0$  die für das Untersuchungsgebiet charakteristischen Werte für die zonale und meridionale Strömungskomponente. Die im Exponenten auftretenden Koeffizienten sollen Funktionen der verschiedensten Einflüsse sein. Sie können selbst wieder komplizierte Ausdrücke sein mit der Dimension pro Längeneinheit. Es wird vorausgesetzt, daß

$$a = a(x, y) \quad \text{mit} \quad \begin{cases} a \equiv b \equiv 0 & \text{für } z = 0 \\ -0,1 \leq b \leq 0,1 & \text{für } z > 0 \end{cases} \quad (10)$$

gilt. Die Koeffizienten  $a$  und  $b$  sollen linear gekoppelt sein über

$$b = k \cdot a \quad \text{mit} \quad \{-1 \leq k \leq 1 \quad \text{und} \quad k \neq 0. \quad (11)$$

Die Größen  $a$  und  $b$  modifizieren den vertikalen Verlauf der normierten dimensionslosen Geschwindigkeitskomponenten  $u, v$ . Werden vom Ansatz (9) die Ableitungen nach  $z$  gebildet und dann in (8) eingesetzt, sowie die Integration von  $z = 0$  bis zu einem beliebigen Niveau  $z$  ausgeführt, ergibt sich für die mittlere Vertikalgeschwin-

digkeit  $\bar{w}$  die Form

$$\bar{w} = \frac{A_v}{f\bar{\rho}} \left( \frac{\partial b}{\partial x} e^{bz}(1+bz) - \frac{\partial a}{\partial y} e^{az}(1+az) \right). \quad (12)$$

Wegen der bereits getroffenen Voraussetzungen der Homogenität des ozeanologischen Milieus und der Isotropie des Horizontalaustausches sowie der Beziehung (11) gilt mit

$$\frac{\partial b}{\partial x} \approx \frac{\partial b}{\partial y} \quad (13)$$

und der dimensionslosen Abkürzung

$$c = \frac{\partial b}{\partial x} \frac{A_v}{f\bar{\rho}} \approx 1 \quad (14)$$

für die normierte mittlere Vertikalgeschwindigkeit  $\frac{\bar{w}}{c}$  die Gleichung

$$\frac{\bar{w}}{c} = e^{bz}(1+bz) - \frac{e^{\frac{bz}{k}}}{k^2} (k+bz) \left\{ \begin{array}{l} \text{mit } \frac{\bar{w}}{c} = 0 \\ \text{und } k = 1 \end{array} \right\} \text{ für } z = 0 \quad (15)$$

für alle beliebigen  $z > 0$ .

Die Komponenten  $u$  und  $v$  sind wegen des Ansatzes (9) und des Zusammenhanges (11) verknüpft über

$$v = u^k \quad \text{bzw.} \quad k = \frac{\ln v}{\ln u}. \quad (16)$$

Wie aus den Ergebnissen der Strömungsmessungen bei HAGEN (1974b), HAGEN (1976) deutlich wird, sind die mittleren zonalen Strömungskomponenten auf dem Schelf vor Cap Blanc in ihrem Betrag meistens größer als die meridionalen Strömungskomponenten. Dementsprechend wurde willkürlich der Wertevorrat des in (11) eingeführten Koeffizienten  $k$  mit  $-1 \leq k \leq 1$  angenommen. Für einen charakteristischen Wert  $u_0 = 20 \text{ cm s}^{-1}$  vermittelt die Abb. 9 die benutzten  $k$ -Werte und die dazugehörigen  $u$ - $v$ -Beziehung.

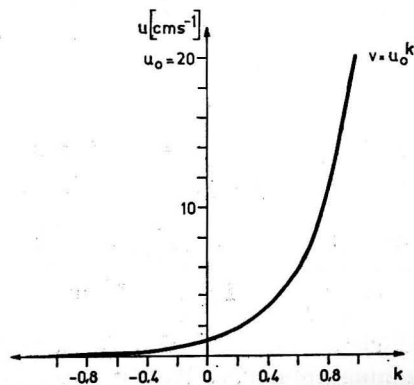


Abb. 9. Die Abhängigkeit der  $v$ -Komponente bei gegebenem  $u_0$  als Funktion des Koeffizienten  $k$  mit  $-1 \leq k \leq 1$

Bei einem Wert von  $k = 0,8$  und  $u_0 = 20 \text{ cm s}^{-1}$  hatte  $v$  einen Wert von  $11 \text{ cm s}^{-1}$ . Es wird deutlich, daß unter realen Bedingungen  $k$  im Bereich  $0,6 \leq k \leq 1$  zu erwarten ist. Die Koeffizienten  $a$  und  $b$  sind dementsprechend  $|b/a| < 1$ , bzw.  $|u| \geq |v|$  gesetzt.

Bei der Berechnung der normierten Vertikalgeschwindigkeit nach der Gleichung (15) sind folgende Rechenschritte gewählt worden:

$$\begin{array}{lll} b = 0,02 & \text{für } -0,1 \leq b \leq 0,1 & (\text{m}^{-1}) \\ k = 0,2 & \text{für } -1 \leq k \leq 1 & \text{mit } k \neq 0 \\ z = 2 & \text{für } 0 < z \leq 100 & (\text{m}) \end{array}$$

Für die  $k$ -Werte konnten drei Fälle unterschieden werden

$$\begin{array}{l} 1. \quad 1 \geq k > 0 \quad \left\{ \begin{array}{l} a > 0 \\ b > 0 \end{array} \right\} \rightarrow \frac{\bar{w}}{c} < 0 \\ 2. \quad 1 \geq k > 0 \quad \left\{ \begin{array}{l} a < 0 \\ b < 0 \end{array} \right\} \rightarrow \frac{\bar{w}}{c} \geq 0 \\ 3. \quad -1 \leq k < 0 \quad \left\{ \begin{array}{l} a > 0 \\ b < 0 \\ a < 0 \\ b > 0 \end{array} \right\} \rightarrow \frac{\bar{w}}{c} > 0 \end{array}$$

Die normierten Vertikalgeschwindigkeiten sind für die oben angegebenen Schranken nach Gleichung (15) berechnet worden. Für die getroffenen Fallunterschiede bezüglich  $k$  ergaben die Rechnungen, daß lediglich im 2. Fall ein Vorzeichenwechsel von  $\frac{\bar{w}}{c}$  stattfindet.

Es kann gesagt werden:

- Nimmt eine der horizontalen Geschwindigkeitskomponenten mit der Tiefe ab, die andere hingegen mit der Tiefe zu, ist stets ein downwelling vorhanden,  $\frac{\bar{w}}{c} > 0$ .
- Nehmen beide horizontale Geschwindigkeitskomponenten mit der Tiefe zu, ist stets ein upwelling vorhanden,  $\frac{\bar{w}}{c} < 0$ !
- Nehmen beide horizontale Geschwindigkeitskomponenten mit der Tiefe ab, wechselt die vertikale Komponente mit der Tiefe das Vorzeichen,  $\frac{\bar{w}}{c} \geq 0$ !

Die erste Aussage läßt erkennen, daß in Frontnähe, wo die meridionale Komponente vom südwärts setzenden Oberflächenstrom zum polwärts laufenden Unterstrom schert und die Zonalkomponente von der an der Oberfläche ablandigen Richtung zu der in Bodennähe auflandigen Richtung schert, die downwelling — Effekte eine natürliche Erscheinung sind. Die Rechnungen zeigen weiter, daß die Größenordnung des „downwelling“ im Bereich der Größenordnung des „upwelling“ sind. Die zweite Aussage bedeutet, daß intermediär oder am Boden erzeugte Leewirbel unter den gemachten Voraussetzungen Auftriebserscheinungen hervorrufen.

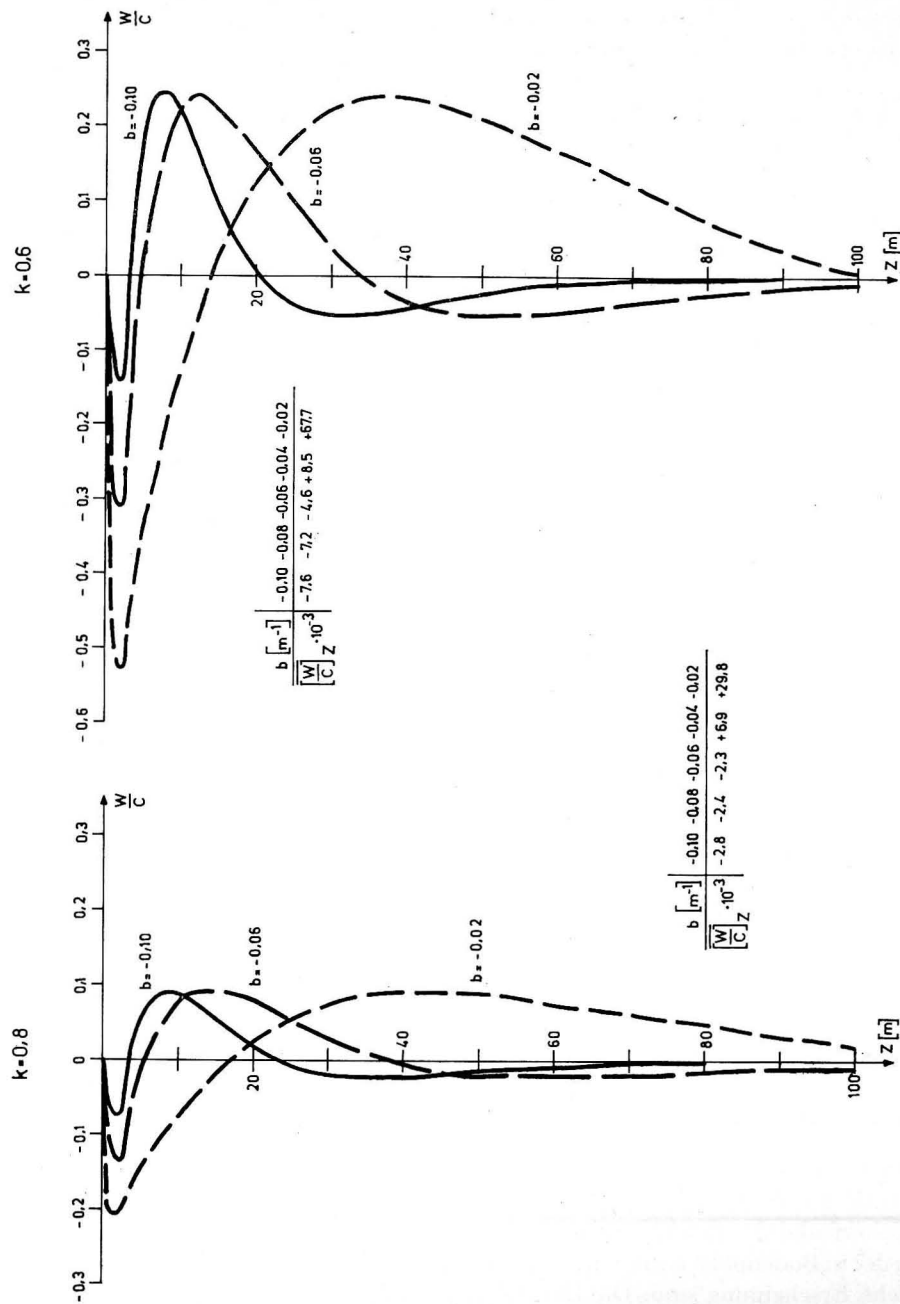


Abb. 10. Vertikale Profile der normierten Vertikalgeschwindigkeit im Bereich des homogenisierten küstennahen Kaltwassergürtels in Auftriebsgebieten

Die dritte Aussage zeigt schließlich, daß bei winderzeugten Oberflächenwirbeln, bei denen eine Abnahme der horizontalen Strömungskomponenten zu erwarten ist, das Vorzeichen der Vertikalgeschwindigkeit wechselt.

Für die unter realen Bedingungen zu erwartenden  $k$ -Werte demonstriert die Abb. 10, für verschiedene exponentiell verlaufende Vertikalprofile der Horizontalkomponenten der Strömung, einige Vertikalprofile von  $\frac{\bar{w}}{c}$  für die obere 100 m-Schicht.

Bei kleinen  $k$ -Werten, d. h. bei großen Unterschieden in der Vertikalstruktur der horizontalen Komponenten, steigen die Beträge der upwelling- und downwelling-Effekte. Im intermediären Bereich zwischen 5 m und 40 m Tiefe ist bei diesem Rechenansatz downwelling vorhanden. Darunter schließt sich eine relativ mächtige Schicht mit Aufwärtsbewegung an. Die Werte liegen für diesen Bereich im Bereich  $\frac{\bar{w}}{c} = 10^{-2} - 10^{-3}$ . Die downwelling-Beträge der Zwischenschicht sind offensichtlich viel zu hoch. Dies liegt in den Schwächen des vorliegenden Ansatzes. Eine Klärung der genauen Verhältnisse ist über entsprechend ausgerichtete Strömungsmessungen möglich. Die dann erhaltenen Meßergebnisse werden es gestatten, das hier benutzte Rechenmodell in seinem analytischen Ansatz zu verbessern.

In die Abb. 10 sind weiterhin die über die ganze Wassersäule bis 100 m vertikal gemittelten Vertikalgeschwindigkeiten  $\left( \frac{\bar{w}}{c} \right)_z$  eingetragen, um einen Anhaltspunkt über den effektiv wirksamen Auftrieb zu erhalten. Dabei wird deutlich, daß der Auftriebscharakter stark abhängig ist von den  $b$ -Werten, die das Vertikalprofil der Horizontalkomponenten bestimmen. Die Größenordnung der vertikal gemittelten Vertikalgeschwindigkeiten für  $b = -0,02$  ist um eine Größenordnung zu groß. Derartige Tiefenprofile der horizontalen Strömungskomponenten, s. Abb. 9, sind nicht mehr real. Sonst liegen die berechneten Werte im Bereich der Größenordnung der „Windwirbel“ von KIRICHEK (1972a, b) für die Cap Blanc-Region.

Die Abb. 10 zeigt prinzipiell die wichtige Bedeutung der Beschaffenheit des Vertikalprofils der Horizontalströmung für die vertikale Struktur der Vertikalkomponente der Strömung. Die Art der Stromfeldscherung bestimmt alleine das Vorzeichen der Vertikalgeschwindigkeit. Überall dort, wo auf dem Schelf durch die Küstenkonfiguration, durch die Unebenheiten im Bodenprofil und durch Fronten Stromfeldscherungen und damit Verwirbelungen auftreten müssen, werden die Beiträge der Vertikalgeschwindigkeit grundsätzlich erhöht (erniedrigt), sehr wahrscheinlich um eine Größenordnung von  $10^{-3}$  auf  $10^{-2}$   $cm\ s^{-1}$ .

## 8. Zusammenfassung

Seit 1970 unternimmt das Institut für Meereskunde der AdW der DDR in Warnemünde jährlich ein bis zwei Forschungsreisen mit FS „Alexander von Humboldt“ in das Gebiet des Kaltwasserauftriebs vor der Küste Nordwestafrikas. Aus dem gewonnenen Beobachtungsmaterial geht hervor, daß im küstennahen Kaltwassergürtel zwischen Küste und Schelfkante kleinräumige Gebiete mit besonders kaltem und

nährstoffreichem Wasser eingebettet sind. Diese Kaltwasserinseln werden von Warmwassergebieten schachbrettartig abgelöst.

Für den mesoskalen Maßstabbereich wird mit Hilfe der Wirbelhypothese, die zwischen Frontwirbel und winderzeugten Wirbel unterscheidet, eine als hinreichend erscheinende Erklärung zur Entstehung derselben gegeben. Die mesoskalen Bereiche innerhalb des küstennahen Auftriebswassers, die sich derart auszeichnen, werden als Störungen des Grundzustandes „Auftrieb“ aufgefaßt. Diese Strömungen ziehen allgemein in Richtung der großräumigen Massendrift, jedoch bedeutend langsamer — etwa mit  $4 \text{ cm s}^{-1}$ .

Es handelt sich bei diesen engräumigen Wasserbereichen um dynamisch erzwungene Verwirbelungen mit vertikaler Achse. Durch die Wirbelbewegung ergibt sich eine dynamische Eigenständigkeit dieser Störungen, die eine relative Langlebigkeit der Wirbel gewährleistet. Diese Kaltwasserinseln weisen in ihrer Entstehung Ähnlichkeiten auf mit den in der Meteorologie gut bekannten „Kaltlufttropfen.“ Die mesoskalen Verwirbelungen können im horizontalen Stromfeld verändert werden, bzw. sie entstehen durch die

- Erhaltung des Absolutwirbels bei meridional bewegten Massen
- Horizontaldivergenz und -konvergenz an Fronten, Sprungschichten, Bodenebenenheiten, Unebenheiten im Küstenverlauf
- Anisotropie im Horizontalaustausch (windbedingt usw.)
- Achsenschenkung der anfänglich horizontalen Wirbelachsen in die Vertikale.

Der Drehsinn der Frontwirbel ist auf der kalten Seite der Front hauptsächlich contra solem und auf der warmen Seite der Front cum sole.

Die Auswirkungen der mesoskalen Frontwirbel auf die ozeanologischen Felder werden an einigen Beispielen diskutiert. Im Vergleich zu den Frontwirbeln wird ein windbedingter Wasserwirbel an einem Beispiel eingehend besprochen. Dabei ergibt es sich, daß die Frontwirbel einen intensiveren Einfluß auf das allgemeine Auftriebsgeschehen ausüben, als die winderzeugten Wirbel. Die Frontwirbel sind mit einem Durchmesser von ungefähr 40 km etwa drei- bis viermal so groß, wie die mesoskalen durch den Wind angeregten Verwirbelungen. Die mesoskalen Verwirbelungen erhöhen (oder erniedrigen) die vertikale Strömungskomponente wahrscheinlich um eine Größenordnung, von  $10^{-3}$  auf  $10^{-2} \text{ cm s}^{-1}$ . Für die vertikale Struktur der Vertikalgeschwindigkeit ist in erster Linie die vertikale Scherung des horizontalen Stromfeldes verantwortlich. Die Art und damit gewissermaßen die Ursache der Stromfeldscherungen bestimmt den Drehsinn der Rotoren und damit auch das Vorzeichen der vertikalen Strömungskomponente.

## 9. Literatur

- BARTON, D., Upwelling events during JOINT-I. CUEA Newsletter 3 (1974), S. 21—27.  
 BERGERON, T., Physik der troposphärischen Fronten und ihre Störungen. Wetter 53 (1936) S. 381.  
 CHEKOTILLO, K. A., Vertikale Wasserbewegungen im Ozean (russ.). Okeanologija 17 (1966), 76 S.  
 ERTEL, H., Allgemeine Theorie der Turbulenzreibung und des „Austausches“. Sitz.-Ber. d. Preuß. Akad. d. Wiss. Berlin, Phys.-Math. Klasse 1932, S. 436—445.

- GODSKE, C. L., On the coupling of shearing instability and static stability in fluid motions I. Homogeneous and incompressible fluids. Bergens Museums Aarbok (1945), Naturvitensk. Nr. 4.  
 GOTTHARDT, G. A. and POTOCKY, G. J., Life cycle of a Gulf Stream Anticyclonic Eddy observed from several oceanographic platforms. J. Phys. Oceanogr. 4 (1974), S. 131—134.  
 HAGEN, E., Ein einfaches Schema der Entwicklung von Kaltwasserauftriebszellen vor der nordwestafrikanischen Küste. Beitr. Meereskunde, H. 33 (1974a), S. 115—125.  
 HAGEN, E., Einige Ergebnisse der 1971 im Kaltwasserauftriebsgebiet vor Cap Blanc durchgeführten Strömungsmessungen. Beitr. Meereskunde, H. 33 (1974b), S. 127—133.  
 HAGEN, E., Ein Beitrag zur Erkundung des Kaltwasserauftriebs vor Nordwestafrika, speziell für das Schelfgebiet vor Cap Blanc. Beitr. Meereskunde, H. 37 (1976) S. 29—72.  
 HAGEN, E., Der Dopplereffekt auf der Trägheitsfrequenz in Geschwindigkeitsspektren des küstennahen Kaltwasserauftriebsgebietes auf dem Schelf vor Cap Blanc. Gerlands Beiträge zur Geophysik 84 (1975), S. 431—436.  
 HALPERN, D., Villa Cisneros winds. CUEA, Newsletter, 2 (1973), S. 2—3.  
 KIRICHEK, A. D., Mesomaßstäbliche Verwirbelung des Windfeldes und das Aufquellen von Tiefenwasser entlang der Küste Nord-West-Afrikas (russ.). Okeanologiceskie Issledovanija v Atlantike. Trudy (1972), 48, S. 93—96.  
 KIRICHEK, A. D., Über die Rolle des Windfeldes bei der Bildung von upwelling vor Nord-West-Afrika (russ.). Okeanologiceskie Issledovanija v Atlantike. Trudy (1972b), 48, S. 97—106.  
 KITANO, K., A Kuroshio anticyclonic eddy. J. Phys. Oceanogr. 4 (1974), S. 670—672.  
 KITANO, K., Some properties of the warm eddies generated in the confluence zone of the Kuroshio and Oyashio Currents. J. Phys. Oceanogr. 5 (1975), S. 245—252.  
 PILLSBURY, R. D., BOTTERO, J. S., STILL, R. E. and MITTELSTAEDT, E., Wind, Currents and Temperature off Northwest Afrika along 21°40'N During JOINT-I. A compilation of observations from moored current meters, Vol. 8, Data report 62 (1974), 143 S. Oregon State University.  
 ROSSBY, C. G., BERGGREN, R., und BOLIN, B., An aerological study of zonal motion, its perturbations and break-down. Tellus 1, 1949.  
 SALTZMAN, B. and TANG, C. M., Formation of meanders, fronts, and cutoff thermal pools in a baroclinic ocean current. J. Phys. Oceanogr. 5 (1975), S. 86—92.  
 SCHEMAINDA, R., NEHRING, D., und SCHULZ, S., Ozeanologische Untersuchungen zum Produktionspotential der nordwestafrikanischen Wasserauftriebsregion 1970—1973. „Geod. Geoph. Veröff.“ R. IV H. 16 (1975), 88 S.  
 SCHERHAG, R., Bemerkungen über die Bedeutung der Konvergenzen und Divergenzen des Geschwindigkeitsfeldes für die Druckänderungen. Beitr. z. Phys. f. Atm. A 24 (1937), S. 122.  
 TAUBENHEIM, J., Statistische Auswertung geophysikalischer und meteorologischer Daten, Leipzig (1969), Akad. Verl. Gesellsch. Geest/Porting KG.  
 WOLF, G. und KAISER, W., Ergebnisse ozeanologischer Untersuchungen auf einer Dauerstation vor Cap Blanc im Zeitraum 1970 bis 1974. Unveröffentl. Arbeitsbericht (1975), 138 S.

Abschluß der Arbeit: 11. 7. 1975

Anschrift des Verfassers

Dr. E. HAGEN

Institut für Meereskunde der AdW der DDR

DDR-253 Rostock-Warnemünde

Einige Bemerkungen zur Verteilung von Zn, Cd, Pb und Cu  
im Meerwasser und im Saharastaub  
des Wasserauftriebsgebietes vor Cap Blanc

Von LUTZ BRÜGMANN und DIETWART NEHRING

*Zusammenfassung:* Im nordwestafrikanischen Wasserauftriebsgebiet wurden in den Jahren 1972—1974 auf einer Station in 20 m Abstand von Cap Blanc Untersuchungen zum Gehalt des Meerwassers an Zn, Cd, Pb und Cu durchgeführt. Es wurden die ionischen Bestandteile und nach einem Aufschluß mit ultraviolettem Licht die „Gesamt“-Mengen dieser Schwermetalle invers-voltammetrisch bestimmt. Die im Vergleich zu küstenfernen Regionen höheren Werte werden diskutiert.

In der gleichen Region niedergegangener Saharastaub wurde auf seine säurelöslichen und mit Meerwasser bzw. entionisiertem Wasser extrahierbaren Spurenmetallanteile analysiert. Sein Einfluß auf die Konzentration der 4 Elemente wird abgeschätzt, und mögliche Auswirkungen für die Primärproduktion werden aufgezeigt.

## 1. Einleitung

Die biologischen Vorgänge im Meer werden durch essentielle und schädigend wirkende Spurenmetalle beeinflusst. Für ein besseres Verständnis derartiger Prozesse sind deshalb Kenntnisse über die Verteilung dieser Elemente in der marinen Umwelt erforderlich. Dabei genügt es nicht, nur die Gesamtgehalte der einzelnen Metalle zu bestimmen. Von grundlegender Bedeutung sind auch quantitative Aussagen über die ionischen, partikulär und komplex gebunden vorliegenden Formen. Für die Überwachung von Meeresgebieten auf ihre Verunreinigung werden solche Untersuchungen ebenfalls immer wichtiger.

Über die Verteilung von Übergangselementen in den Binnen-, Rand- und Nebenmeeren der Ozeane sowie in den europäischen und nordamerikanischen Küstengewässern liegen relativ viele [1, 4, 10, 11, 12, 17, 19, 21, 33], teilweise jedoch stark voneinander abweichende [z. B. 30] Angaben vor. Daten von Schwermetallkonzentrationen in küstenfernen ozeanischen Regionen und in den Schelfgebieten Südamerikas, Asiens und Afrikas, wie z. B. in der Wasserauftriebszone vor der nordwestafrikanischen Küste, sind dagegen seltener [2, 25, 31].

In der vorliegenden Arbeit werden die Konzentrationen von Zn, Cd, Pb und Cu in Wasserproben, die auf einer Ankerstation vor Cap Blanc (20°55' N; 17°25' W, Tiefe 60 m) gesammelt wurden, wiedergegeben. Die Entnahme des Meerwassers erfolgte während der Expeditionen des FS „Alexander von Humboldt“ in den Jahren 1972—1974. Die Proben wurden tiefgefrostet in Polyäthylenflaschen aufbewahrt.

Die invers-voltammetrische Bestimmung der ionischen und der „Gesamt“-Konzentrationen erfolgte im Landlaboratorium. Daneben wurden Analysen von Saharastaub, der auf das Schiff niederging [22], durchgeführt.

## 2. Experimentelle Angaben

Im einzelnen dienten zur Entnahme, Aufbewahrung und Analyse der Meerwasserproben auf ionische Schwermetallanteile die an anderer Stelle schon beschriebenen Methoden und Geräte [6, 7, 8]. Untersuchungen von SPENCER und Mitarb. [31], die keinen Effekt der Filtration auf die Konzentration von Zn und Cu in nicht angesäuerten Proben feststellten sowie eigene orientierende Vergleichsmessungen ließen ein Filtrieren der Proben überflüssig erscheinen. Die mögliche Verfälschung der Meßergebnisse durch Adsorptions-/Desorptions-Vorgänge oder durch ein Herauslösen der zu bestimmenden Elemente aus den Bestandteilen der Filtriervorrichtung wurde damit vermieden [26] und außerdem Zeit eingespart.

Zur Bestimmung der „Gesamt“-Konzentration der 4 Elemente wurden jeweils 100 ml Meerwasser mit 0,1 ml H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> (30%) versetzt und 3 h mit ultraviolettem Licht bestrahlt. Die anschließende mit 1 ml 8*n* HCl und 1 ml Pyridin behandelte Probe wurde invers-voltammetrisch analysiert.

Die quantitative Bestimmung der säurelöslichen Anteile des Saharastaubes erfolgte nach Aufschluß mit einem Gemisch von Perchlor- und Salpetersäure (1:2). Nach dem Eindampfen wurde der Rückstand mit 1 ml 8*n* HCl aufgenommen, Pyridin hinzugefügt und das Probevolumen mit entionisiertem Wasser auf 100 ml gebracht.

Der Anteil der wasserlöslichen Bestandteile des Saharastaubes wurde bestimmt, indem 100 mg der Substanz mit 75 ml Meerwasser bzw. entionisiertem Wasser 4 h extrahiert wurden. Die Abtrennung des ungelösten Rückstandes erfolgte jeweils durch Zentrifugieren.

## 3. Versuchsergebnisse und Diskussion

Die Ergebnisse der Spurenmetalluntersuchungen im Meerwasser sind in den Tabellen 1 und 2 wiedergegeben. Während im Mittel die ionischen Kadmium- und Zinkwerte etwa den von anderen Autoren [15, 29] für das Weltmeer angegebenen Mengen entsprechen, liegen die Blei- und Kupferkonzentrationen im Seegebiet vor Cap Blanc bedeutend höher. Das trifft gleichermaßen auch für die „Gesamt“-Mengen der 4 Elemente zu. Bei einer Beurteilung der letztgenannten Werte muß allerdings berücksichtigt werden, daß für die Untersuchungen unfiltriertes Wasser eingesetzt wurde. Demzufolge wurden durch den UV-Aufschluß und das anschließende schwache Ansäuern außer den ionischen und den organisch komplex gebundenen Schwermetallanteilen teilweise auch in partikulärem Material enthaltene oder von ihm adsorbierte [13] Bestandteile erfaßt. Diese Anteile können erhebliche Werte erreichen. So fanden beispielsweise BELYAEV und GORDEEV [5] im Oberflächenwasser des Stillen Ozeans 0,9–2,5 µg Pb/l, die an partikuläre Substanz gebunden waren. Da nach Beobachtungen von ARMSTRONG und Mitarb. [3] nicht nur gelöstes, sondern auch suspendiertes organisches Material bei längerer und intensiver UV-Bestrahlung aufgeschlossen wird, ist in der „Gesamt“-Konzentration bei den vorliegenden Untersuchungen ein gewisser Anteil der im Plankton gebundenen Spurenelemente enthalten, über dessen Größe keine genauen Angaben gemacht werden können. Die Aussagekraft der Ergebnisse wird dadurch jedoch nicht wesentlich vermindert, da diese Schwermetall-

Tabelle 1  
Ionische und „Gesamt“-Konzentrationen von Zn, Cd, Pb und Cu in unfiltrierten Meerwasserproben auf einer Station vor Cap Blanc (20°55' N; 17°25' W, 1972/74)

| Termin       | Tiefe<br>(m) | Zn                    |                       | Cd                    |                       | Pb                    |                       | Cu                    |                       |    |
|--------------|--------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|----|
|              |              | Ge-<br>samt<br>(µg/l) | ionisch<br>(µg/l) (%) | Ge-<br>samt<br>(µg/l) | ionisch<br>(µg/l) (%) | Ge-<br>samt<br>(µg/l) | ionisch<br>(µg/l) (%) | Ge-<br>samt<br>(µg/l) | ionisch<br>(µg/l) (%) |    |
| 18. 7. 1972: | 0,5          | 79,76                 | 7,85 10               | 0,56                  | 0,22                  | 39                    | 3,00 2,03             | 68                    | 1,28                  |    |
|              | 10,0         | 80,88                 | 26,81 33              | 0,15                  | 0,09                  | 60                    | 5,20 2,18             | 42                    | 3,81                  |    |
|              | 30,0         | 21,05                 | 14,71 70              | 0,68                  | 0,04                  | 6                     | 2,34 1,34             | 57                    | 169,02                |    |
|              | 58,0         | 11,44                 | 11,25 98              | 0,14                  | 0,13                  | 93                    | 1,57                  |                       | 53,88                 |    |
| 26. 7. 1972: | 0,5          | 39,75                 | 17,19 43              | 0,16                  | 0,10                  | 63                    | 3,52 0,59             | 17                    | 31,26                 |    |
|              | 10,0         | 36,42                 | 36,22 99              | 0,26                  | 0,11                  | 42                    | 10,36 9,98            | 96                    | 33,55                 |    |
|              | 30,0         | 27,65                 | 20,86 75              | 0,21                  | 0,12                  | 57                    | 14,77 3,83            | 26                    | 99,12                 |    |
|              | 58,0         | 47,70                 | 25,63 54              | 0,25                  | 0,19                  | 76                    | 4,43 2,71             | 61                    | 67,42                 |    |
| 19. 3. 1973: | 0,5          | 16,02                 | 9,35 58               |                       | 0,50                  |                       | 4,42 2,82             | 64                    |                       |    |
|              | 5,0          | 15,76                 | 3,66 23               |                       | 0,01                  |                       | 5,10 1,28             | 25                    |                       |    |
|              | 10,0         | 11,64                 | 3,33 29               |                       | 0,10                  |                       | 2,44 0,33             | 14                    |                       |    |
|              | 20,0         | 19,35                 | 3,60 19               |                       | 0,08                  |                       | 5,13 0,81             | 16                    |                       |    |
|              | 30,0         | 29,75                 | 4,45 15               |                       | 0,10                  |                       | 5,49 1,04             | 19                    |                       |    |
| 60,0         | 10,72        | 3,73 35               |                       | 0,14                  |                       | 5,01 0,72             | 14                    |                       |                       |    |
| 22. 3. 1973: | 0,5          | 11,25                 | 5,17 46               |                       | 0,07                  |                       | 1,66 0,72             | 43                    |                       |    |
|              | 5,0          | 6,80                  | 3,53 52               |                       | 0,12                  |                       | 3,79 0,65             | 17                    |                       |    |
|              | 10,0         | 15,23                 | 3,99 26               |                       | 0,12                  |                       | 0,84 0,46             | 55                    |                       |    |
|              | 20,0         | 4,25                  | 2,48 58               |                       | 0,17                  |                       | 5,35                  |                       |                       |    |
|              | 30,0         | 8,76                  | 6,08 69               |                       | 0,07                  |                       | 5,67 0,38             | 7                     |                       |    |
| 60,0         | 5,36         | 3,53 66               |                       | 0,03                  |                       | 0,76 0,73             | 96                    |                       |                       |    |
| 01. 7. 1974: | 0,5          | 44,00                 | 30,79 70              | 0,39                  | 0,13                  | 33                    | 2,64 1,13             | 43                    | 12,52 3,35            | 27 |
|              | 5,0          | 70,48                 | 11,64 17              | 0,19                  | 0,19                  | 100                   | 3,09 1,81             | 59                    | 10,60 3,97            | 37 |
|              | 10,0         | 22,10                 | 10,66 48              | 0,09                  | 0,08                  | 89                    | 3,79 1,13             | 30                    | 6,32 1,91             | 30 |
|              | 20,0         | 22,10                 | 13,73 62              | 0,07                  | 0,06                  | 86                    | 2,76 2,00             | 72                    | 26,90 3,41            | 13 |
|              | 30,0         | 24,65                 | 10,13 41              | 0,06                  | 0,05                  | 83                    | 2,11 1,87             | 89                    | 4,03 3,04             | 75 |
|              | 40,0         | 13,86                 | 13,27 96              | 0,09                  | 0,06                  | 67                    | 1,72 1,67             | 97                    | 7,94 4,16             | 52 |
|              | 50,0         | 16,35                 |                       | 0,07                  |                       |                       | 0,80                  |                       | 6,39                  |    |
| 60,0         | 18,37        | 16,35 89              | 0,18                  | 0,17                  | 94                    | 4,60 4,44             | 97                    | 10,83 6,35            | 59                    |    |
| 12. 7. 1974: | 0,5          | 27,26                 | 8,76 32               | 0,07                  | 0,04                  | 57                    | 2,12 2,03             | 96                    | 25,82 2,96            | 11 |
|              | 5,0          | 8,50                  | 7,91 93               | 0,05                  | 0,05                  | 100                   | 2,12 1,97             | 93                    | 7,94 4,03             | 51 |
|              | 10,0         | 9,28                  | 8,24 89               | 0,07                  | 0,05                  | 71                    | 1,99 1,91             | 96                    | 12,60 11,84           | 94 |
|              | 20,0         | 93,75                 | 14,78 16              | 1,04                  | 0,07                  | 7                     | 6,01 1,32             | 22                    | 29,97 1,65            | 6  |
|              | 30,0         | 46,22                 | 17,39 38              | 0,44                  | 0,16                  | 36                    | 13,70 1,77            | 13                    | 31,85 4,61            | 14 |
|              | 40,0         | 26,93                 | 25,69 95              | 0,46                  | 0,27                  | 59                    | 2,95 2,88             | 98                    | 15,89 8,79            | 55 |
|              | 50,0         | 48,38                 | 11,38 24              | 1,01                  | 0,08                  | 8                     | 7,71 3,02             | 39                    | 17,69 7,59            | 43 |
| 60,0         | 9,09         | 8,63 95               | 0,28                  | 0,11                  | 39                    | 5,08 4,95             | 97                    | 26,96 13,41           | 50                    |    |

anteile auch infolge natürlich ablaufender Remineralisierungsvorgänge erneut in den Stoffkreislauf eingegliedert werden können.

Generell weisen die untersuchten Spurenelemente deutliche vertikale sowie auch vom Termin der Probenentnahme abhängige Konzentrationsunterschiede auf. Diese

Tabelle 2  
Mittlere Konzentrationen von Spurenmetallen in unfiltrierten Meerwasserproben der Cap Blanc-Region

| Element |         | mittlere Konzentration<br>( $\mu\text{g/l}$ ) | Konzentrationsbereich<br>( $\mu\text{g/l}$ ) | Anzahl<br>der Proben |
|---------|---------|---|--|----------------------|
| Zn      | gesamt  | 27,79   | 4,25 – 93,75                                 | 36                   |
|         | ionisch | 12,08   | 2,48 – 36,22                                 | 35                   |
| Cd      | gesamt  | 0,29  | 0,05 – 1,04                                  | 24                   |
|         | ionisch | 0,12  | 0,01 – 0,50                                  | 35                   |
| Pb      | gesamt  | 4,28  | 0,76 – 14,77                                 | 36                   |
|         | ionisch | 2,02  | 0,33 – 9,98                                  | 33                   |
| Cu      | gesamt  | 29,73   | 1,28 – 169,02                                | 24                   |
|         | ionisch | 5,40  | 1,65 – 13,41                                 | 15                   |

haben jedoch nicht in allen Fällen die gleiche Tendenz und lassen sich, auch auf Grund der begrenzten Anzahl von Meßdaten, nicht eindeutig interpretieren.

Aus den Tabellen 1 und 2 geht ferner hervor, daß der „Gesamt“-Anteil an Schwermetallen die Konzentration der ionischen Komponenten im Mittel etwa um das Doppelte übersteigt. Die kolloidal gelösten, suspendierten, von partikulärem Material adsorbierten und durch organische Komplexbildner maskierten Bestandteile stellen somit ein potentielles Spurenmetallangebot dar, das durch Redoxvorgänge, Veränderungen des Salzgehaltes, des *pH*-Wertes und der Temperatur sowie durch die Art und Konzentration von Komplexbildnern und andere Einflüsse im Meerwasser wieder mobilisiert werden kann.

Bei einem Vergleich mit Analysenergebnissen, die von RILEY und TAYLOR [25] für ionische Schwermetallanteile im Auftriebswasser vor der NW-Küste Afrikas erhalten wurden, zeigt sich eine relativ gute Übereinstimmung. Sie fanden auf zwei Zonalschnitten mit insgesamt 12 Stationen vor Cabo Bojador und Cap Blanc 1,0 bis 22,00  $\mu\text{g Zn/l}$  (Mittel: 8,4), 0,07–0,71  $\mu\text{g Cd/l}$  (Mittel: 0,11) und 0,4–12,3  $\mu\text{g Cu/l}$  (Mittel: 1,0). Man muß bei den vorhandenen Abweichungen berücksichtigen, daß unsere Meßstation näher zur Küste lag (Abstand ca. 20 sm) und ihre Wassertiefe auch viel geringer war.

Stellt man den in Tab. 1 dargelegten Daten aus der Küstenregion jedoch Werte von einer küstenfernen Station gegenüber (Tab. 3), werden erheblich größere Unterschiede registriert. Die Werte für Zn, Cd und Pb liegen in Küstennähe bedeutend über denen der off-shore-Region bei vergleichbaren Wassertiefen. In den tiefer gelegenen Wasserschichten nähern sich jedoch die ionischen Zink- und Bleikonzentrationen den entsprechenden Mittelwerten der Cap Blanc-Region. Die Kadmiumkonzentrationen sind sogar erheblich höher.

Im küstennahen Bereich können folgende Faktoren zu einer Zunahme der Schwermetallkonzentrationen führen:

- Im Seegebiet vor Cap Blanc wird intensiv gefischt. Es kommt zu Verunreinigungen durch die ins Meer eingebrachten Abfälle oder durch die Ablösung von

Metallspuren von den Fischereifahrzeugen und ihren Fangvorrichtungen. Schleppnetzfisherei am Grund suspendiert das Sediment und fördert die Wiederauflösung metallischer Spurenelemente.

- Die in der Nähe von Cap Blanc verlaufende und häufig frequentierte Schifffahrtsroute erhöht die Gefahr einer Verunreinigung der marinen Umwelt.
- Der Einfluß kommunaler und industrieller Abwässer von Städten wie Port Etienne kann ebenfalls nicht ausgeschlossen werden. Nach HAGEN [16] entstehen im Seegebiet vor Cap Blanc Wasserkörper, die infolge der Auftriebsdynamik längere Zeit in dieser Region verweilen. Dadurch kann die Vermischung und damit die Verdünnung von Pollutanten hinausgezögert werden.
- Das aufquellende Tiefenwasser führt im Seegebiet vor Cap Blanc zu einem Anstieg der ionischen Schwermetallkonzentrationen.

Tabelle 3  
Ionische Konzentrationen von Zn, Cd und Pb in unfiltrierten Meerwasserproben einer küstenfernen Station im tropischen Atlantik (30° W, 15° N; 17. 2. 1973)

| Tiefe<br>(m) | S<br>(‰) | Zn<br>( $\mu\text{g/l}$ ) | Cd<br>( $\mu\text{g/l}$ ) | Pb<br>( $\mu\text{g/l}$ ) | t<br>(°C) | O <sub>2</sub><br>(ml/l) | PO <sub>4</sub> -P<br>( $\mu\text{g-at./l}$ ) |
|--------------|----------|---------------------------|---------------------------|---------------------------|-----------|--------------------------|---|
| 0,5          | 36,27    | 3,46                      | 0,03                      | 0,37                      | 22,76     | 5,12                     | 0,02  |
| 5,0          | 36,27    | 7,92                      | 0,03                      | 0,84                      | 22,76     | —                        | —   |
| 10,0         | 36,27    | 4,16                      | 0,05                      | 0,64                      | 22,77     | 5,16                     | 0,03  |
| 20,0         | 36,27    | 4,97                      | 0,07                      | 0,56                      | 22,75     | 5,12                     | 0,03  |
| 30,0         | 36,27    | 2,25                      | 0,07                      | 0,69                      | 22,77     | 5,22                     | 0,03  |
| 50,0         | 36,27    | 3,67                      | 0,13                      | 0,67                      | 22,78     | 5,08                     | 0,05  |
| 70,0         | 36,42    | 5,66                      | 0,18                      | 0,75                      | 22,35     | 5,04                     | 0,13  |
| 100,0        | 36,62    | 3,73                      | 0,04                      | 0,78                      | 19,56     | 3,70                     | 0,56  |
| 150,0        | 36,08    | 3,60                      | 0,06                      | 0,54                      | 16,16     | 2,64                     | 1,09  |
| 200,0        | 35,81    | 6,28                      | 0,40                      | 1,72                      | 14,36     | 2,39                     | —   |
| 300,0        | 35,44    | 11,64                     | 0,83                      | 1,92                      | 11,99     | 1,95                     | 1,32  |
| 400,0        | 35,15    | 6,15                      | 0,26                      | 0,77                      | 10,01     | 1,87                     | 1,96  |
| 600,0        | 35,00    | 8,11                      | 0,71                      | 0,89                      | 8,27      | 2,05                     | 2,19  |
| 800,0        | 34,86    | 10,40                     | 0,78                      | 1,18                      | —         | 2,49                     | 2,25  |
| 1000,0       | 34,89    | 12,49                     | 0,78                      | 1,25                      | 5,93      | 3,03                     | 2,15  |

Eine weitere Ursache für die höheren ionischen Schwermetallkonzentrationen in der Cap Blanc-Region könnte der Saharastaub sein, der mit dem ablandigen, sehr trockenen Wind, dem *Harmattan*, zweitweise weit auf den Ozean hinausgeführt wird. Um den Einfluß des Wüstenstaubes auf die Verteilung von Spurenmetallen in diesem Seegebiet abschätzen zu können, wurden Analysen von Staubproben, die am 5./6. März 1973 auf das offene Vordeck der „Alexander von Humboldt“ niedergingen [22], durchgeführt. Bei Windgeschwindigkeiten von 2 bis 5 m/s aus nördlichen bis nordöstlichen Richtungen erreichte der Staubfall etwa 0,6 g/m<sup>2</sup>h. Die Ergebnisse orientierender Versuche, die als grob quantitativ einzuschätzen sind, werden in Tab. 4 wiedergegeben. Danach übersteigen die säurelöslichen Anteile im Saharastaub die durchschnittliche Häufigkeit von Zink (ca. 40 ppm), Blei (ca. 15 ppm) und Kupfer (ca. 45 ppm) in der Erdkruste [14] bedeutend. Beim Kadmium dagegen (ca. 0,2 ppm) sind die Abweichungen geringer. Bei den Untersuchungen



standen nur Saharastaubproben zur Verfügung, die bereits durch den Wind verfrachtet worden waren. Interessant wäre es zu wissen, ob in der Sahara die Konzentration dieser Spurenmetalle generell über den Erdgesteinsmittelwerten liegt oder ob die Fraktionierung auf Grund unterschiedlicher Dichten bei den Prozessen der Staubeentwicklung, seines Transportes und Niederschlages [18] quantitative Unterschiede in den Schwermetallanteilen verursacht.

Tabelle 4  
Extrahierbare Anteile ausgewählter Spurenmetalle in Saharastaubniederschlägen der Cap Blanc-Region

| Element | Extraktionsmittel                               |     | Meerwasser |      | ionisiertes Wasser |      |
|---------|---|-----|------------|------|--------------------|------|
|         | conc. HClO <sub>4</sub> /HNO <sub>3</sub> (1:2) | ppm | ppm        | %    | ppm                | %    |
| Zn      | 748   | 100 | 263        | 35,2 | n. n.              | —    |
| Cd      | 0,34  | 100 | —          | —    | 0,05               | 14,7 |
| Pb      | 161,6   | 100 | 17         | 10,5 | 4,9                | 3,0  |
| Cu      | 86,2  | 100 | 8          | 9,3  | n. n.              | —    |

n. n. = nicht nachweisbar

Es überrascht ferner, daß schon nach relativ kurzer Extraktion mit Meerwasser ein hoher Prozentsatz der säurelöslichen Anteile in Lösung geht. Legen wir die Werte der Tab. 4 zugrunde und rechnen mit etwa 14,4 g Staub/m<sup>2</sup>d, so werden davon nach 4 h schon etwa 3,8 mg Zn, 4,9 µg Cd, 0,25 mg Pb und 0,12 mg Cu in der Wassersäule unter 1 m<sup>2</sup> Oberfläche gelöst. Setzt man eine gleichförmige Verteilung über die Tiefe von 60 m voraus, so werden diesem Wasserkörper an einem Staubtag mindestens 60 ng Zn/l, 0,08 ng Cd/l, 4,07 ng Pb/l und 1,92 ng Cu/l in ionischer Form zugeführt. Gemessen an den im Meerwasser vorliegenden Konzentrationen (Tab. 2), scheint dieser Eintrag vernachlässigbar klein zu sein. Es muß jedoch in Betracht gezogen werden, daß örtlich und zeitlich ein um Größenordnungen höherer Anstieg der Spurenmetallkonzentrationen durch die folgenden Faktoren eintreten kann:

- Der im Mittel zumeist mit etwa 4° Bft. wehende Wind und die Auftriebsvorgänge rufen eine relativ lange Verweilzeit des suspendierten Saharastaubes in den oberen Wasserschichten hervor. Diese Zeit kann noch durch einen „Blasen-Flotationsmechanismus“, der gleichfalls eine Aufwärtsbewegung partikulärer Stoffe verursacht [9], verlängert werden. Im Ergebnis dieser Prozesse kommt es zu einer Anreicherung suspendierten Materials in den Oberflächenschichten und zu einer höheren Ausbeute bei der Extraktion. In unmittelbarer Umgebung der Staubteilchen können dabei zu Beginn dieser Extraktion besonders hohe Konzentrationen an Schwermetallionen auftreten.
- Auftriebsvorgänge können außerdem sedimentierte Anteile wieder in Lösung bringen und im Zusammenhang mit der schon diskutierten Hemmung der Abwärtsbewegung eine relativ hohe Gleichgewichtskonzentration einiger Spurenmetalle bewirken [28]. Dieses trifft besonders für Stationen mit geringen Wassertiefen zu.

- Länger andauernder und intensiverer Staubfall würde die Konzentration der genannten Schwermetalle im Seegebiet vor Cap Blanc ebenfalls erhöhen.

#### 4. Schlußfolgerungen

Im Wasserauftriebsgebiet vor Cap Blanc erreichen die mittleren ionischen Konzentrationen von Zink, Blei und Kupfer Werte, die über denen des Weltmeeres [15, 29] liegen. Der Gehalt an ionischem Kadmium zeigt dagegen keine signifikanten Besonderheiten. Die „Gesamt“-Mengen der 4 einzelnen Schwermetalle sind teilweise sehr hoch und übersteigen im Mittel die ionischen Anteile etwa um das Doppelte.

Die Untersuchung von Saharastaub erbrachte den grob quantitativen Nachweis, daß sein säurelöslicher Zink-, Blei- und Kupfergehalt erheblich über den für das Erdgestein angenommenen Mittelwerten liegt. Bei der Extraktion des Staubes mit Meerwasser wurden nach relativ kurzer Zeit hohe prozentuale Anteile dieser Schwermetalle in ionischer Form gelöst.

Auf den hemmenden Einfluß von Mikrogrammengen einiger Schwermetallionen auf die Primärproduktion wurde schon mehrfach hingewiesen [24, 32]. Auch bei Cap Blanc scheint es Beziehungen zwischen der organischen Produktion in diesem Meeresgebiet und dem Spurenmetalleintrag durch Saharastaub zu geben. Es fallen hier Perioden verminderten Phytoplanktonwachstums [23, 27] mit der Zeit des intensivsten Staubfalles (Dezember bis März) zusammen. Da der Saharastaub verhältnismäßig leicht Zn-, Cd-, Pb- und Cu-Ionen an das Meerwasser abgibt, deren schädigende Wirkung erst allmählich durch Komplexbildung vermindert wird [20], kann dies eine der Ursachen für die verminderte photosynthetische Aktivität der pflanzlichen Meeresorganismen sein. Als weiterer Grund kommt die mit dem Staubfall verbundene Trübung der Luft und des Meerwassers in Betracht, die zu einer Abnahme der Lichtintensität führen.

#### Literatur

- [1] ABDULLAH, M. I., ROYLE, L. G. and MORRIS, A. W., Heavy metal concentration in coastal waters. *Nature* **235** (1972), 158—160.
- [2] ALEXANDER, J. E. and CORCORAN, E. F., The distribution of copper in tropical seawater. *Limnol. Oceanogr.* **12** (1967), 236—242.
- [3] ARMSTRONG, F. A. J., WILLIAMS, P. M. und STRICKLAND, J. D. H., Photo-oxidation of organic matter in sea water by ultraviolet radiation, analytical and other applications. *Nature* **211** (1966), 481—483.
- [4] ATKINS, W. R. G., The seasonal variation in the copper content of sea water. *J. Mar. Biol. Ass. U.K.* **31** (1952), 493—494.
- [5] BELJAJEV, J. I. und GORDEJEV, V. V., Die Bestimmung von Mangan, Silber, Blei und Kadmium in suspendiertem Material im Meer durch die Methode der Atomabsorption mit Lichtbogenatomisierung. *Okeanologija* **12** (1972), 905—910.  
Беляев, Ю. И., Гордеев, В. В., Определение марганца, серебра, свинца и кадмия в морской взвеси методом атомной абсорбции с другим атомизатором. *Океанология* **12** (1972), 905—910.

- [6] BRÜGMANN, L., Die Bestimmung von Zink, Kadmium und Blei in der Ostsee durch inverse Voltmetrie. *Beitr. Meereskunde* 34 (1974), 9—21.
- [7] BRÜGMANN, L., Die Bestimmung von Spurenelementen im Meerwasser unter Verwendung einer stationären Quecksilberelektrode. *Acta hydrochim. hydrobiol.* 2 (1974), 123—138.
- [8] BRÜGMANN, L. und WILDE, A., Die Bestimmung des Gehalts an organischem Phosphor und Stickstoff im Meerwasser durch einen Aufschluß mit ultraviolettem Licht. *Acta hydrochim. hydrobiol.* 3 (1975), H. 3 (im Druck).
- [9] DUCE, R. A., PARKER, P. L. and GIAM, C. S., Pollutant transfer to the marine environment NSF/IDOE-Rep., Kingston, Rhode Island, 1974.
- [10] DUTTON, J. W. R., JEFFERIES, D. E., FOLKARD, A. R. and JONES, P. G. W., Trace metals in the North Sea. *Mar. Poll. Bull.* 4 (1973), 135—138.
- [11] FONSELIUS, S. H., Some trace metal analyses in the Mediterranean, the Red Sea and the Arabian Sea. *Bull. Inst. ocnogr. Monaco* 69 (1970), No. 1407, 1—15.
- [12] FONSELIUS, S. H. and KOROLEFF, F., Copper and zinc content of the water in the Ligurian Sea. *Bull. Inst. oceanogr. Monaco* 61 (1963), N. 1281, 1—15.
- [13] GARDNER, J., The chemistry of cadmium in natural water-II. The adsorption of cadmium on river muds and natural occurring solids. *Water Res.* 8 (1974), 157—169.
- [14] GESAMP, Supplement to the report of the sixth session. IV/10 (1974).
- [15] GOLDBERG, E. D., Minor elements in sea water. In: RILEY, J. P., SKIRROW, G., *Chemical Oceanography*, Vol. I, Acad. Press, New York 1965.
- [16] HAGEN, E., Ein einfaches Schema der Entwicklung von Kaltwasserauftriebszellen vor der nordwestafrikanischen Küste. *Beitr. Meereskunde* H. 33 (1974), 115—125.
- [17] HÄGERHÄLL, B., Marine botanical-hydrographical trace element studies in the Öresund area. *Botanica Marina* 16 (1973), 53—64.
- [18] JAENICKE, R., JUNGE, C. und KANTER, H. J., Messungen der Aerosolgrößenverteilung über dem Atlantik. „Meteor“ Forsch. Ergebnisse Reihe B, No. 7 (1971), 1—54.
- [19] MORRIS, A. W., Seasonal variation of dissolved metals in inshore waters of the Menai Straits. *Mar. Poll. Bull.* 5 (1974), 54—59.
- [20] MORRIS, O. P. and RUSSELL, G., Effect of chelation on toxicity of copper. *Mar. Poll. Bull.* 4 (1973), 159—160.
- [21] MULLIN, J. B. and RILEY, J. P., Cadmium in sea water. *Nature* 174 (1954), 42.
- [22] NEHRING, D., Untersuchungen über den Nährstoff- und Spurenmetalleintrag durch Sahara-staub im nordwestafrikanischen Wasserauftriebsgebiet. *Beitr. Meereskunde*, H. 38 (1976).
- [23] NEHRING, D., SCHEMAINDA, R. und SCHULZ, S., Beiträge der DDR zur Erforschung der küstennahen Wasserauftriebsprozesse im Ostteil des nördlichen Zentralatlantiks. Teil Vb: Das ozeanographische Beobachtungsmaterial des Reiseabschnittes vom 4. 2. bis 18. 4. 1973. *Geod. Geoph. Veröff. R. IV*, H. 15 (1975, im Druck).
- [24] PATIN, S. A., ТКАЧЕНКО, V. N., ИБРАГИМ, А. М. und ФЕДОТОВА, L. V., Der Einfluß einiger Metalle auf die Primärproduktion des Küstengebietes des Kaspischen Meeres. *Okeanologija* 14 (1974), 91—94.  
Патин, С. А., Ткаченко, В. Н., Ибрагим, А. М., Федотова, Л. В., Влияние некоторых металлов на первичную продукцию прибрежной зоны Каспийского моря. *Океанология* 14 (1974), 91—94.
- [25] RILEY, J. P., and TAYLOR, D., The concentration of cadmium, copper, iron, manganese, molybdenum, nickel, vanadium and zinc in part of the tropical north-east Atlantic Ocean. *Deep-Sea Res.* 19 (1972), 307—317.
- [26] ROBERTSON, D. E., Role of contamination in trace element analysis of sea water. *Anal. Chem.* 40 (1968), 1067—1072.
- [27] SCHEMAINDA, R., NEHRING, D. und SCHULZ, S., Ozeanologische Untersuchungen zum Produktionspotential der nordwestafrikanischen Wasserauftriebsregion 1970—1973. *Geod. Geoph. Veröff. R. IV*, H. 16 (1975, im Druck).
- [28] SCHULZ, D. F. and TUREKIAN, K. K., The investigation of the geographical and vertical distribution of several trace elements in sea water using neutron activation analysis. *Geochim. cosmochim. Acta* 29 (1965), 259—313.
- [29] SHARMA, N. N., Determination of trace elements in sea water. *Salt Res.-Ind.* 3 (1966), 58—65.

- [30] SKURNIK-SARIG, S., ZIDON, M., ZAK, I. and COHEN, Y., Lead determination in natural saline waters by uv spectrophotometry. *Israel J. Chem.* 8 (1970), 545—549.
- [31] SPENCER, D. W., ROBERTSON, D. E., TUREKIAN, K. K. and FOLSOM, T. R., Trace element calibrations and profiles at the GEOSECS test station in the northeast Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.* 75 (1970), 7688—7696.
- [32] STEEMANN-NIELSEN, E. and WIUM-ANDERSON, S., Copper ions as poison in the sea and in freshwater. *Mar. Biol.* 6 (1970), 93—97.
- [33] WINDOM, H. L. and SMITH, R. G., Distribution of cadmium, cobalt, nickel and zinc in southeastern United States continental shelf waters. *Deep-Sea Res.* 19 (1972), 727—730.

## Anschriften der Verfasser:

Dr. L. BRÜGMANN und Dr. D. NEHRING  
Institut für Meereskunde der AdW der DDR  
DDR-253 Rostock-Warnemünde

*Kurze Mitteilung*Über die Massenbilanz einer Beimengung  
bei Versuchen zur turbulenten Diffusion im Meer

VON ULRICH KREMSEK

*Zusammenfassung:* Bei Versuchen zur turbulenten Diffusion mit Farbtracern im Meer werden oft schon wenige Stunden nach Eingabe der Beimengung beträchtliche Differenzen der Anfangsmenge  $M_0$  und der durch Integration über das beimengungsbehaftete, ermittelte Fleckvolumen festgestellt. Die Berechnung des turbulenten Beimengungstransportes durch die Fleckoberfläche konstanter Konzentration zeigt, daß die erwähnten Massendifferenzen durch fortlaufende Diffusion an den Fleckrändern entstehen können.

*Summary:* In investigations of turbulent diffusion with dye tracers in the sea you can remark after the beginning of the experiment considerable differences between the injected tracer mass and the observed amount. The determination of turbulent tracer transport through the patch surface of constant tracer concentration indicates, that those differences might be originated from continuous turbulent diffusion at the borders of the patch.

*Резюме:* Во время опытов по турбулентной диффузии в море уже несколько времени после выпуска пятна примесей замечают значительные разницы между начальной массой тресера и измеряемой. Вычисление турбулентного переноса примесей через поверхность постоянной концентрации пятна показывает, что такие разницы массы могут быть вызваны непрерывной турбулентной диффузией на краях пятна.

Bei Versuchen zur turbulenten Diffusion mit Beimengungen im Meer wird zur Realisierung einer momentanen Punktquelle z. Z.  $t = t_0$  die Tracermenge  $M_0$  freigesetzt. Man erwartet, daß z. Z.  $t = t_1$  diese Gesamtmasse  $M_0$  durch Integration über das mit einer Beimengungskonzentration  $C(x, y, z, t_1)$  behaftete Wasservolumen gemäß

$$M_0 = \int_{-\infty}^{+\infty} \int \int C(x, y, z, t_1) dx dy dz \quad (1)$$

erfaßt wird. In der Praxis treten jedoch erhebliche Differenzen zu obiger Gleichung (1) auf, die unterschiedliche Ursachen haben. Wenn organische Farbstoffe wie Rhodamin verwendet werden, können Prozesse wie Zerfall durch Sonnenstrahlung, Akkumulation durch Plankton und Adsorption an Sedimenten einen realen Beimengungsverlust für das Experiment bewirken (FEUERSTEIN, SELLECK, 1963; TALBOT, HENRY, 1968; TALBOT, MYRTLE, 1975). Salzgehalt, Temperatur und *pH*-Wert beeinflussen ebenfalls den Konzentrationsmeßwert. Wie KREMSEK (1972) in einer Untersuchung feststellte, ist der durch diese Prozesse verursachte Tracerverlust  $\Delta M$  für eintägige Versuche in der Ostsee vernachlässigbar gering und kann keinesfalls die von JOSEPH, SENDNER und WEIDEMANN (1964) und KULLENBERG (1971) festgestellten Differenzen erklären.

Betrachten wir obige Formel (1), so wird klar, daß in der Praxis die Integration nur bis zu  $x'$ ;  $y'$ ;  $z'$  ausgeführt werden kann, da dort die geringste mit dem benutzten Meßgerät meßbare Konzentration  $C^*$  anzutreffen ist. Wir können also schreiben

$$M_0 = M + \Delta M = \int_{-x'-y'-z'}^{x'y'z'} C(x, y, z, t) dx dy dz + \int_{-\infty}^{-x'-y'-z'} C(x, y, z, t) dx dy dz + \int_{x'y'z'}^{\infty} C(x, y, z, t) dx dy dz$$

und wollen im folgenden den Massenverlust

$$\Delta M = \int_{-\infty}^{-x'-y'-z'} C(x, y, z, t) dx dy dz + \int_{x'y'z'}^{\infty} C(x, y, z, t) dx dy dz$$

abschätzen, der durch fortlaufende Diffusion durch die Grenzfläche  $F^*$  der Konzentration  $C^*$  entsteht und dann nicht mehr nachzuweisen ist.

Zu diesem Zweck benutzen wir das rotationssymmetrische Modell von JOSEPH und SENDNER (1958) mit der Konzentrationsverteilung

$$C(r, t) = \frac{M_0}{2\pi h p^2 t^2} \exp\left\{-\frac{r}{pt}\right\} \quad (2)$$

und schreiben

$$M_0 = M + \Delta M = h \int_0^R C 2\pi r dr + h \int_R^{\infty} C 2\pi r dr + \Delta M_z,$$

da sich der Gesamtverlust  $\Delta M = \Delta M_r + \Delta M_z$  aus horizontalem und vertikalem Anteil zusammensetzt.  $R(t)$  ist der variable Fleckradius bis zur Grenzfläche  $F^*$  und wird nach (2) zu

$$R(t) = pt \left[ \ln \frac{A}{C^*} - 2 \ln t \right] \text{ mit } A = \frac{M_0}{2\pi h p^2}$$

berechnet. Damit ist

$$\Delta M = M_0 - M = M_0 - h \int_0^R C 2\pi r dr = M_0 \frac{C^*}{A} t^2 \left[ \ln \frac{A}{C^*} - 2 \ln t + 1 \right]. \quad (3)$$

Das dimensionslose Verhältnis  $\Delta M/M_0$  ist für einen Fleck mit folgenden Parametern in Abb. 1 aufgezeichnet:

$$\frac{M_0}{C^*} \text{ von } 10^{12} \text{ bis } 10^{15} \text{ und } p = 0,25 \text{ cm/s} \\ h = 10^3 \text{ cm.}$$

Bei unseren Versuchen mit dem Turner-Fluorometer Modell 111 betrug  $C^* \approx 10^{-9} \text{ g pro cm}^3$  und die Ausgangsmasse  $M_0$  variierte zwischen 6 und 32kg, also größenordnungsmäßig ist  $M_0 = 10^4 \text{ g}$ . Die Funktion  $\frac{\Delta M}{M_0} (t)$  für  $\frac{M_0}{C^*} = 10^{+13}$  zeigt, daß für  $t$  ca. 6,4 Std. die 10%-Marke des Massenverlustes überschritten wird und nach 24 Std. etwa 60% fehlen. Das deckt sich nicht mit tatsächlichen Versuchsergebnissen. Man muß damit rechnen, daß bei  $M_0 = 10^4 \text{ g}$  nach etwa 5 Std. schon etwa 25% der Ausgangsmasse verloren sind.

Bis jetzt haben wir eine rotationssymmetrische Ausbreitung zugrunde gelegt. Wegen der anisotropen Ausbreitung kann der Fleck eher durch eine Ellipse approxi-

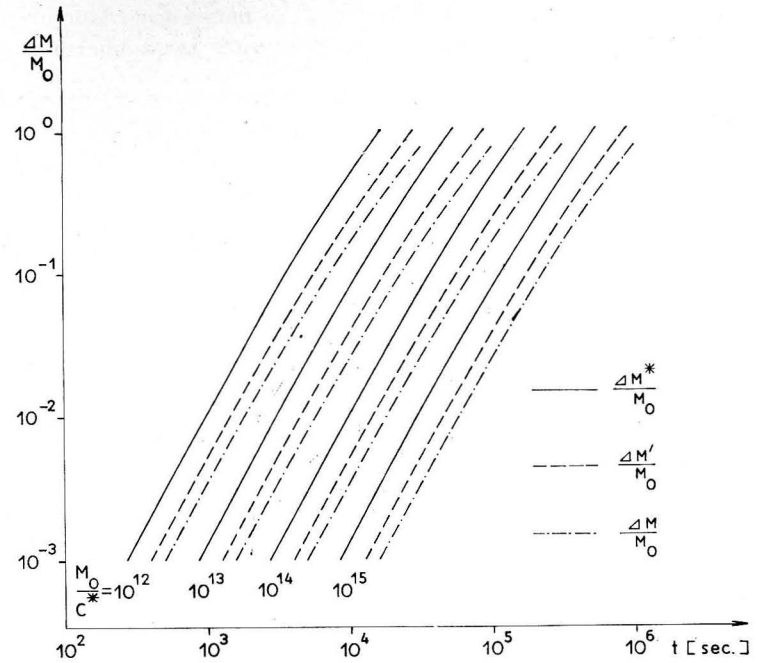


Abb. 1. Der zeitliche Verlauf von  $\frac{\Delta M}{M}$  für verschiedene Fleckformen

miert werden. Dadurch vergrößert sich die Grenzfläche  $F^*$ . Ist  $n$  das Verhältnis der Halbachsen der Fleckellipse, so ändert sich das Verhältnis  $f(n)$  der Umfänge von Ellipse und Kreis bei gleicher Fläche wie in Abb. 2 dargestellt.

Unter Annahme, daß  $\Delta M_r \gg \Delta M_z$  ist, was sich durch Betrachtung der Integrale

$$\Delta M_r = \int_0^T K_r \text{grad}_z C|_{C=C^*} F_r(t) dt$$

und

$$\Delta M_z = \int_0^T K_z \text{grad}_z C|_{C=C^*} F_z(t) dt$$

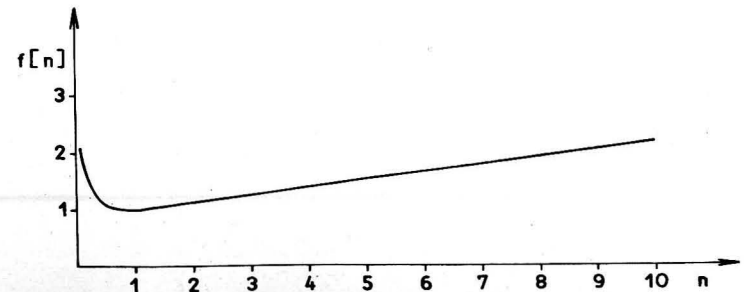


Abb. 2. Das Verhältnis von Ellipsenumfang zu dem eines Kreises bei gleicher Fläche.  $n$  ist das Verhältnis von großer zu kleiner Halbachse der Ellipse

bei plausiblen Annahmen für  $K_z$  und  $\text{grad}_z C/C=C^*$  nachweisen läßt und unter dem Aspekt, daß  $\Delta M_r \sim F_r(t)$  ist, kann man für den unter tatsächlichen Verhältnissen stattfindenden Massenverlust  $\Delta M'$  schreiben

$$\Delta M' \approx f(n) \Delta M = f(n) M_0 \frac{C^*}{A} t^2 \left[ \ln \frac{A}{C^*} - 2 \ln t + 1 \right]. \quad (4)$$

Die Kurven  $\frac{\Delta M'}{M_0}$  sind ebenfalls in Abb. 1 eingezeichnet und liefern für  $n = 5$ , d. h.  $f(n) \approx 1,5$ , noch keine befriedigenden Ergebnisse. Das liegt daran, daß auch die elliptische Fleckdarstellung nur eine grobe Näherung darstellt, wenn es um den Verlauf der Grenzfläche  $F^*$  geht. Selten sind die Ränder des Fleckes glatt, häufig sind sie stark ausgebuchtet, und das gilt ebenfalls für die vertikale Verteilung  $C(z)$ , wie KULLENBERG (1974) zeigte. Deshalb liegt der wahre Umfang der Grenzfläche  $F^*$  sicherlich um den Faktor  $b$  höher als es  $f(n)$  angibt. Die Kurve

$$\frac{\Delta M'}{M_0} M_0(t) = b f(n) \frac{C^*}{A} t^2 \left[ \ln \frac{A}{C^*} - 2 \ln t + 1 \right] \text{ mit } b = 2$$

entspricht dann auch besser den Realitäten (Abb. 1). 5 Std. nach Ausbringen des Farbstoffes sind 20% und nach 8,5 Std. etwa 50% der Anfangsmasse aus dem meßbaren Bereich des Fleckes herausdiffundiert (bei  $\frac{C^*}{M_0} = 10^{-13}$ ).

### Literatur

- FEUERSTEIN, D. L. and SELLEK, L. E., Fluorescent tracers for dispersions measurements. J. San. Eng. Div., SA 4, S. 1–21, 1963.
- JOSEPH, J. und SENDNER, H., Über die horizontale Diffusion im Meer. Dt. Hydrograph. Z., 11 H. 2, S. 49–77, 1958.
- JOSEPH, J., SENDNER, H., und WEIDEMANN, H., Untersuchungen über die horizontale Diffusion in der Nordsee. Dt. Hydrograph. Z., 17, H. 2, S. 57–74, 1964.
- 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. Meereskunde, H. 30/31, S. 101–125, 1972.
- KULLENBERG, G., Results of diffusion experiments in the upper region of the sea. Københavns Universitet, Inst. Fysik Oceanografi, Rep. No. 12, Copenhagen 1971.
- KULLENBERG, G., An experimental and theoretical investigation of the turbulent diffusion in the upper layer of the sea. Københavns Universitet, Inst. Fysik Oceanografi, Rep. No. 25, Copenhagen 1974.
- TALBOT, J. W. and HENRY, J. L., The adsorption of rhodamine-B on to materials carried in suspension by inshore waters. J. Cons. int. Explor. Mer, vol. 32, No. 1, S. 17–16, 1968.
- TALBOT, J. W., and MYRTLE, J. B., The adsorption of rhodamine on to suspended sediments. J. Cons. int. Explor. Mer, vol. 36, No. 2, S. 128–132, 1975.

Anschrift des Autors:

Dr. rer. nat. U. KREMSER  
Institut für Meereskunde der AdW der DDR  
253 Rostock-Warnemünde

### Kurze Mitteilung

## Bericht über internationale Experimente zum Vergleich von Geräten zur Messung der Meeresströmung

Von E. FRANCKE, D. BÖHL, U. LASS, F. MÖCKEL und K. VOIGT

*Zusammenfassung:* Im Jahre 1967, 1970 und 1972 führte eine Arbeitsgruppe des ICSU-Wissenschaftlichen Komitees für Ozeanische Forschung (SCOR) Vergleichsexperimente mit einigen wesentlichen Strömungsmeßgeräten durch, die gegenwärtig bei Dauermessungen der Strömungsgeschwindigkeit in verankerten Stationen zum Einsatz kommen. Über die Schlußfolgerungen und Empfehlungen aus diesen Experimenten, bei denen 1970 und 1972 auch Geräte der DDR zum Einsatz kamen, wird berichtet.

*Summary:* The ICSU Scientific Committee on Oceanic Research (SCOR) performed 1967, 1970 and 1972 some intercomparison experiments at sea of principal current measuring systems now employed for the continuous recording of current velocity on moored stations. The report informs on conclusions and recommendations of these intercomparison experiments, which in 1970 and 1972 included instruments from the German Democratic Republic.

*Резюме:* В 1967, 1970 и 1972 годах рабочая группа Научного комитета по океанскому исследованию (SCOR) Международного Совета научно-исследовательских объединений (ICSU) проводила сравнительные эксперименты с помощью важных измерительных приборов для измерения течения, применяемых в настоящее время при проведении постоянных измерений скорости течения на поставленных на якорь станциях. В настоящей работе говорится о рекомендациях и выводах из этих экспериментов, в которых были применены в 1970 и 1972 гг. и приборы производства ГДР.

Mit der Herausgabe des dritten und zunächst letzten Berichtes über Vergleichsexperimente einiger Meeresströmungsmeßgeräte verschiedener Staaten [1, 2 und 3] wurden auch richtungsweisende Empfehlungen allen Entwicklern und Nutzern derartiger Geräte und ihrer Daten gegeben ([3] S. 40/41). Im nachstehenden Bericht wird zusammenfassend über die wissenschaftliche Problematik und die dazu in den Jahren 1967, 1970 und 1972 von einer internationalen Arbeitsgruppe aus 6 Staaten (UdSSR, USA, Norwegen, Großbritannien, BRD und DDR) unter Leitung von J. C. SWALLOW (Institut in Oceanographic Sciences Wormley/England) organisierten Vergleichsuntersuchungen informiert. Mehrere internationale Organisationen (Unesco, IUGG/IAPSO) unterstützten diese vom ICSU-Scientific Committee on Oceanic Research (SCOR) getragenen Experimente, die zur Vorbereitung kooperativer Forschungen bei internationalen ozeanischen Forschungsvorhaben wie während ICSU/WMO-GATE-74 [4] oder POLYMODE [5] beitrugen.

Die richtige Beschreibung ozeanischer Bewegungsprozesse besitzt für die Prüfung und Weiterentwicklung gekoppelter Modelle von Ozean und Atmosphäre prinzipielle Bedeutung. Jedoch ist die Bestimmung des horizontalen Strömungsvektors im

Meer die wichtigste und schwierigste Meßaufgabe der physikalischen Ozeanographie. Die Ursachen für die hierbei auftretenden Schwierigkeiten sind vielfältig und teilweise gekoppelt. So ist die Strömung im Meer als ein stochastischer Vektorprozeß zu beschreiben, der ein sehr breitbandiges Leistungsspektrum umfaßt. Die durch Oberflächenwellen und Turbulenz erzeugten Schwankungen der Strömung besitzen charakteristische Perioden von Sekunden bis Minuten. Daran schließen sich die internen Wellen mit Zeitmaßstäben von Stunden bis zu Tagen an und diesen folgen wiederum lange Wellen (Rossby, Kelvinwellen) mit Perioden bis zu einigen Wochen. Zur Zeit stehen interne Wellen und verwandte dynamische Prozesse im Mittelpunkt des Interesses, deshalb sind Strömungsmessungen in einem Punkt des Meeres über eine Zeitdauer in der Größenordnung von einem Monat notwendig. Es existieren verschiedene Typen von Strömungsmessern, die den horizontalen Stromvektor messen und über den geforderten Zeitraum autonom speichern. Sie arbeiten auf dem Prinzip der getrennten Messung von Strömungsgeschwindigkeiten mittels Rotor und von Strömungsrichtung mit der Stellung einer Richtungsfahne gegen die magnetische Nordrichtung. Als Geräteträger für die Strömungsmesser kommen bei der geforderten Meßdauer nur auf dem Meeresgrund verankerte Bojensysteme in Betracht, die als Bestandteil des gesamten Strömungsmeßsystems aufzufassen sind. Auf Grund der am Bojensystem auftretenden Auftriebs- und Strömungswiderstandskräfte führt dieses in allen seinen Punkten Bewegungen aus, die einen großen zeitlichen Maßstabbereich umfassen und sich der Strömung des Wassers im allgemeinen additiv überlagern. Wegen der hydrodynamischen Eigenschaften der Sensoren für Geschwindigkeit und Richtung können vor allem bei hochfrequenten Strömungsschwankungen ( $T \approx 10^{\circ} \text{ sec}$ ) zusätzliche nichtlineare Störungen induziert werden.

Da die Speicherung der Meßwerte in den Strömungsmessern in diskreten, äquidistanten Zeitschritten erfolgt, muß, wie aus der Theorie des dynamischen Messens bekannt ist, das Abtasttheorem erfüllt sein, was im Fall ozeanischer Strömungsmessungen eine Abtastzeit in der Größenordnung von Sekunden erfordern würde. Da auf Grund der z. Z. begrenzten Speicherkapazität nur Abtastzeiten in der Größenordnung von ca. zehn Minuten möglich sind, wenn eine Meßdauer von einem Monat erreicht werden soll, müssen die Meßsysteme entsprechende interne Tiefpaßfilter für jede zu messende Komponente enthalten. Diese Forderung kann von der Mehrzahl der Strömungsmesser nicht oder nur bedingt erfüllt werden.

Die Kompliziertheit der für eine fehlerfreie Strömungsmessung erforderlichen Bedingungen läßt erwarten, daß bei den verschiedenen Strömungsmeßsystemen Fehler der unterschiedlichsten Art auftreten können. Diesem Umstand Rechnung tragend führte die SCOR Arbeitsgruppe 21 drei Vergleichsuntersuchungen mit einer Reihe von Strömungsmessern der verschiedensten Fabrikate unter ozeanischen Bedingungen durch. Ziel der Untersuchungen war es, Aussagen über die Repräsentativität von Strömungsmessungen und Hinweise auf die Verbesserung von Strömungsmeßsystemen zu geben. Das erste Experiment wurde im Juli 1967 im Atlantik ( $39^{\circ}20' \text{ N}$ ;  $70^{\circ} \text{ W}$ ) mit Strömungsmessern aus den USA, Kanada, Großbritannien, Norwegen und BRD organisiert. Ein zweites Experiment wurde im März 1970 von Bord des sowjetischen Forschungsschiffes „Akademik Kurtschatow“ im Rahmen eines sowjetischen Polygon-Experimentes westlich der Kapverdischen Inseln im Atlantik ( $16^{\circ} 35' \text{ N}$ ,  $32^{\circ}50' \text{ W}$ ) durchgeführt, wobei Strömungsmesser aus UdSSR,

USA, Kanada, GB und der DDR verglichen wurden. Das dritte Experiment fand im August 1972 an Bord des amerikanischen Forschungsschiffes „Atlantis II“ statt mit Strömungsmessern der UdSSR, USA und DDR, wobei zwei verschiedene Typen von Bojensystemen (Oberflächen- und Unterwasserbojen) zum Einsatz kamen.

Im Verlauf des dritten Experimentes auf der Position  $39^{\circ}10' \text{ N}$ ,  $70^{\circ}00' \text{ W}$  vor der nordamerikanischen Küste auf 2650 m Wassertiefe passierte vom 1. bis 3. September 1972 ein schwerer tropischer Sturm das Testgebiet und beschädigte teilweise die Meßanordnungen.

Die wichtigsten Ergebnisse dieser Experimente sind:

- Die durch Seegang erzeugten „hochfrequenten“ Bewegungen der Oberflächenboje werden auf das gesamte Bojensystem bis in große Tiefen übertragen (1000 m).
- Sind die Strömungsmesser während der Messung relativ starken hochfrequenten Relativbewegungen ausgesetzt, so ergeben sich in allen Frequenzbereichen je nach Gerätetyp unterschiedliche Meßresultate, die sich zu hohen Frequenzen hin verstärken. Es zeichnet sich die Tendenz ab, daß vor allem zu hohe Geschwindigkeiten gemessen werden.
- Unter diesen gestörten Bedingungen erzielten Strömungsmesser mit horizontal ausgerichteter Propellerachse (LSK/DDR) offenbar bessere Ergebnisse als solche mit vertikaler Achse (Savoniusrotor), da sie dem Abtasttheorem für einen Vektor besser entsprechen.
- An Unterwasserbojen, die vom Seegang nicht beeinflußt werden, ist die Übereinstimmung der Ergebnisse der verschiedenen Strömungsmesser in allen Frequenzbereichen bei den gegenwärtigen Forderungen als hinreichend zu bezeichnen. Als wichtigste Schlußfolgerungen ergeben sich aus diesen Experimenten, daß
- die Bewegung des Bojensystems unter den gegebenen Einsatzbedingungen so weit wie möglich zu beschränken ist;
- mit den gegenwärtig verfügbaren Strömungsmessern in Abwesenheit von Strömungsschwankungen mit Perioden kleiner gleich der Abtastzeit (Größenordnung Minuten) repräsentative Ergebnisse zu erhalten sind.
- Um unter allgemeinen Bedingungen repräsentative Ergebnisse zu erhalten, müssen Strömungsmesser entwickelt werden, bei denen das Abtasttheorem konsequent erfüllt ist. Das bedeutet, daß der Strömungsmesser eine Abtastung der Nord- und Ostkomponente der Strömung im Bereich von einer Sekunde gewährleisten muß.

Die Bedeutung dieser SCOR-Experimente liegt vor allem darin, daß zum ersten Male Aussagen über die Repräsentativität von Strömungsmessungen unter ozeanischen Bedingungen gewonnen und verbindliche Hinweise über die Entwicklung verbesserter Strömungsmesser gegeben werden. Damit sind dem experimentell und theoretisch arbeitenden Meeresforschern die benötigten Grenzen für die Genauigkeit von Messungen und Modellen zur Dynamik des Ozeans gegeben.

Die am Institut für Meereskunde der Akademie der Wissenschaften der DDR in Kleinserie gefertigten und seit Jahren im Schelfbereich vor Nordwestafrika [6a, 6b] und in der Ostsee [8, 9] an Flachwasserbojen (bis 100 m Wassertiefe) über mehrere Monate registrierenden Geräte [7, 10] haben hinsichtlich der gesamten sehr komplexen Meßtechnik in diesem internationalen Test gut abgeschnitten.

Gedankt sei deshalb an dieser Stelle allen Mitarbeitern und Kooperationspartnern, die bei der Entwicklung, dem Einsatz und der Auswertung mitgewirkt haben. Besondere Anerkennung gebührt hierbei Feinmechanikermeister E. GEYER und Meister G. PLÜSCHKE, in deren Händen die Fertigung, Eichung und Einsatzvorbereitung der Strömungsmesser lag.

### Literatur

- [1] SCOR Working Group 21; An intercomparison of some current meters. UNESCO Techn. Paps. in Marine Sci., 11 UNESCO Paris, 1969, 70 pp.
- [2] SCOR Working Group 21, An intercomparison of some current meters II. UNESCO Techn. Paps. in Marine Sci., 17 UNESCO Paris, 1974, 116 pp.
- [3] SCOR Working Group 21, An intercomparison of some current meters III. UNESCO Techn. Paps. 23 UNESCO Paris, 1975, 42 pp.
- [4] VOIGT, K., HELM, R., LASS, H. U., MÖCKEL, F. und STURM, M., Vorläufige Ergebnisse der GATE-Expedition des FS „A. v. Humboldt“ in den äquatorialen Atlantik Juli/August 1974. Beitr. Meereskunde, H. 37 (1976) S. 7–28.
- [5] POLYMODE News Woods Hole/Mass. (Unpubl. Manuskripts).
- [6a] HAGEN, E., Einige Ergebnisse der 1972 im Kaltwasserauftriebsgebiet vor Cap Blanc durchgeführten Strömungsmessungen. Beitr. Meereskunde, H. 33 (1974) S. 127–134.
- [6b] HAGEN, E., Ein Beitrag zur Erkundung des Kaltwasserauftriebs vor Nordwestafrika, speziell für das Schelfgebiet vor Cap Blanc. Beitr. Meereskunde, H. 37 (1976) S. 29–72.
- [7] HELM, R., Drei neue Strömungsmeßgeräte des Instituts für Meereskunde. Beitr. Meereskunde, H. 2/3 (1961) S. 33–42.
- [8] MÜLLER, G., Bojen als Geräteträger für ozeanische Untersuchungen. Seewirtschaft 6 (1974) 11, S. 690–692.
- [9] MÜLLER, G., Über den Einsatz der Flachwasser-Bojenstation „Schelf 73“. Seewirtschaft 6 (1974) 9, S. 563–565.
- [10] Gerätebeschreibung und Bedienungsanleitung für den Strömungsmesser LSK 801.2 (1969, 1976). AdW-Institut für Meereskunde Rostock-Warnemünde (unveröffentlichtes Manuskript).

Anschriften der Verfasser:

Dipl.-Met. EBERHARD FRANCKE (Mitglied der SCOR Arbeitsgruppe 21)  
 Dipl.-Math. DIETRICH BÖHL, Dr. ULRICH LASS, Dr. FRIEDRICH MÖCKEL  
 und Prof. Dr. sc. KLAUS VOIGT  
 Institut für Meereskunde der AdW DDR  
 DDR-253 Rostock-Warnemünde

## UMWELTBIOPHYSIK

Arbeitstagung veranstaltet von der Gesellschaft für physikalische u. mathematische Biologie der DDR, Sektion Biophysik  
 u. der Biologischen Gesellschaft der DDR vom 29. 10. bis 1. 11. 1973 in  
 Kühlungsborn

Herausgeben von ROBERT GLASER/KURT UNGER/MANFRED KOCH

(Abhandlungen der Akademie der Wissenschaften der DDR)

1976. IV, 316 Seiten — 175 Abb. — 27 Tab. — 4° — Halbleinen M 74,—

Bestell-Nr. 7620768 (2001/74/1)

Die Arbeitstagung „Umweltbiophysik“, deren Vorträge in diesem Tagungsband veröffentlicht sind, wurde unter der Zielstellung durchgeführt, folgende Problemkreise zu behandeln und nach Möglichkeit allgemeingültige Aussagen zu erarbeiten:

- inhaltliche Charakterisierung der Aufgaben der Biophysik auf dem Gebiet der Umweltforschung
- Beihilfe zu einer thematischen Bilanzierung der Forschung auf dem Gebiet der Umweltbiophysik
- Herausarbeitung spezieller Problemstellungen, die in nächster Zukunft schwerpunktmäßig bearbeitet werden müssen
- Konsequenzen für die Ausbildung von Biophysikern, um die Voraussetzung für ihren Einsatz auch auf dem Gebiet der Umweltbiophysik zu schaffen.

Die Widerspiegelung dieser Zielstellung in den hier zur Veröffentlichung kommenden Vorträgen erlaubt es, die einzelnen gestellten Fragen umfassend zu beantworten.

*Bestellungen durch eine Buchhandlung erbeten*



AKADEMIE-VERLAG

DDR-108 Berlin, Leipziger Str. 3–4