

AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN DER DDR  
INSTITUT FÜR MEERESKUNDE

BEITRÄGE ZUR MEERESKUNDE

Begründet von  
ERICH BRUNS

Herausgegeben von  
KLAUS VOIGT

Unter Mitwirkung von  
HANS-JÜRGEN BROSIN, OTTO KOLP,  
GÜNTHER SAGER, KLAUS STRIGGOW

HEFT 48

M. J. BERLJAND

**Moderne Probleme  
der atmosphärischen Diffusion  
und der Verschmutzung der Atmosphäre**

(Übersetzung aus dem Russischen)

In deutscher Sprache herausgegeben von H. Ihlenfeld

1982. 435 Seiten — 81 Abbildungen — 43 Tabellen — gr. 8° — Leinen 56,— M  
Bestell-Nr. 7624866 (6446)

Dem Buch liegt die Erfahrung einer in der UdSSR entwickelten neuen Arbeitsrichtung zugrunde, die die theoretische und die experimentelle Erforschung der Ausbreitung von Schadstoffen vereinigt. Konsequenterweise werden die Grundlagen der Theorie der atmosphärischen Diffusion, die Gesetzmäßigkeiten der Ausbreitung und die Prinzipien zur Berechnung der Verteilung von Gasen und Aerosolen in der Atmosphäre dargelegt, Methoden und Geräte beschrieben sowie praktische Empfehlungen zur Begrenzung der Emissionen in die Atmosphäre angegeben, in denen die Festlegung des zweckmäßigsten Komplexes von Schutzmaßnahmen und der Standortverteilung von Industriebetrieben und Wohngebieten enthalten sind.

*Bestellungen durch eine Buchhandlung erbeten*



AKADEMIE-VERLAG

DDR-1086 Berlin, Leipziger Str. 3-4



AKADEMIE-VERLAG · BERLIN

1983

AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN DER DDR  
INSTITUT FÜR MEERESKUNDE

Bibliothek  
Instit. für Meereskunde  
- Bibliothek -  
276. Wissenschaften  
Deutsche Demokratische Republik  
1983.256

# BEITRÄGE ZUR MEERESKUNDE

Begründet von

**ERICH BRUNS**

herausgegeben von

**KLAUS VOIGT**

unter Mitwirkung von

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

Heft 48

Mit 55 Abbildungen



AKADEMIE-VERLAG · BERLIN

1983

## Inhaltsverzeichnis

Vorwort: 25 Jahre Institut für Meereskunde — Die Entwicklung seines wissenschaftlichen Profils Von KLAUS STRIGGOW . . . . .	5
MANFRED STURM und ROLAND HELM, Zur raum-zeitlichen Variabilität der horizontalen Wärmeadvektion in der westlichen Ostsee . . . . .	9
EBERHARD FRANCKE, Ergebnisse langzeitiger Strömungsmessungen in der Deckschicht des Seegebietes der Darßer Schwelle . . . . .	23
WOLFGANG MATTHÄUS, Langzeittrends der Dichte im Gotlandbecken . . . . .	47
WOLFGANG MATTHÄUS, Zur Variation der vertikalen Stabilität der thermohalinen Schichtung im Gotlandtief . . . . .	57
EBERHARD FRANCKE und ULLA REICHEL, Historische Entwicklung und aktuelle Bedeutung des Ostsee-Observatoriumsprogrammes . . . . .	73
DIETRICH BÖHL, Der Einsatz von Rechenhilfsmitteln durch das Institut für Meereskunde . . . . .	89
HANS ULRICH LASS, CLAUS WULFF und REINHARD SCHWABE, Methoden und Programme zur automatischen Erkennung und Korrektur von Meßfehlern in ozeanologischen Vertikalprofilen . . . . .	95

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

© Akademie-Verlag Berlin 1983

Lizenznummer: 202 · 100/444/83

p 86/82

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

Bestellnummer: 763 147 5 (2105/48) · LSV 1465

Printed in GDR

30,— M

ISSN 0067-5148

## Vorwort

### 25 Jahre Institut für Meereskunde Die Entwicklung seines wissenschaftlichen Profils

Am 1. 1. 1983 kann das am 1. 1. 1958 durch den Seehydrographischen Dienst der DDR gegründete und am 1. 1. 1960 der Akademie der Wissenschaften der DDR angeschlossene Institut für Meereskunde in Warnemünde auf sein 25jähriges Bestehen zurückblicken.

Als Folge des II. Weltkrieges konnte es weder Kader noch Einrichtungen und Ausrüstungen der hydrographischen, ozeanographischen und fischereibiologischen Institutionen des ehemaligen Deutschen Reiches übernehmen<sup>1)</sup>. Daher ist sein Profil — im Unterschied zu den meisten Akademie- und Hochschuleinrichtungen anderer Teildisziplinen der Geo- und Kosmoswissenschaften mit einer z. T. mehrhundertjährigen wissenschaftlichen Tradition — *fast ausschließlich das Resultat volkswirtschaftlicher Erfordernisse* der Deutschen Demokratischen Republik. Insbesondere waren es die Bedürfnisse der wiedererstehenden *Seewirtschaft*, daneben aber auch die des *Küstenschutzes* und in begrenztem Umfang die der *Bauindustrie*, welche bereits die Aufgaben der Vorläufereinrichtungen des Instituts für Meereskunde<sup>2)</sup> festlegten und damit auch sein ursprüngliches Profil bestimmten.

Die Seewirtschaft und die damit verbundenen wasserbaulichen Vorhaben, wie der Bau des Überseehafens Rostock, warfen Fragen nach den Tiefenverhältnissen und der Grundbeschaffenheit der Wasserstraßen, nach den Wasserstandsschwankungen und Strömungsverhältnissen in den Küstengewässern, nach den Schichtungs- und Eisverhältnissen der westlichen und mittleren Ostsee, nach dem Wasseraustausch zwischen Nord- und Ostsee durch die dänischen Meerengen und über die Darßer Schwelle sowie nach den Gezeiten der Nordsee, des Kanals und der Irischen See auf. Der Küstenschutz forderte Untersuchungen über die Sturmflutgefährdung der Küste, insbesondere über Strömung und Seeegang in der ufernahen Zone, über den hierdurch verursachten Materialtransport parallel und senkrecht zum Ufer sowie über die Wirkungsweise und Wirksamkeit von Küstenschutzbauten, und die ständig wachsende Bauindustrie machte die Erkundung der Sedimente der Ostsee insbesondere im Hinblick auf abbauwürdige-untermeerische Kieslagerstätten notwendig.

<sup>1)</sup> Eine Ausnahme ist die 1930 durch die Ernst-Moritz-Arndt-Universität gegründete Biologische Station in Kloster auf Hiddensee, welche in begrenztem Umfang meeresbiologische Untersuchungen in Küstengewässern durchführt.

<sup>2)</sup> Die Vorläufereinrichtungen des Instituts für Meereskunde sind die „Abteilung Meereskunde“ und das hieraus hervorgegangene „Hydrometeorologische Institut“ des Seehydrographischen Dienstes der DDR mit seinem 1952 in Warnemünde eingerichteten „Ostsee-Observatorium“. Ihnen stand seit 1951 der Logger „Joh. L. Krüger“ (heute „Professor Albrecht Penck“) zur Verfügung.

Diese unmittelbar von der Praxis ausgehenden Impulse wurden in den Jahren 1957—1963 im Hinblick auf die Entwicklung eigener Beiträge zur Grundlagenforschung entscheidend ergänzt durch die von der Akademie der Wissenschaften der UdSSR ausgesprochene Einladung zur Beteiligung an den *atlantischen Expeditionen des Forschungsschiffes MICHAÏL LOMONOSSOW*<sup>3)</sup> mit einem eigenen ozeanologischen Forschungsprogramm. Im Rahmen dieser Expeditionen wurden erstmals *eigene* Untersuchungen über die Schichtungs- und Zirkulationsverhältnisse im Atlantischen Ozean möglich, an welche die in den Folgejahren mit eigenen Schiffen durchgeführten Reisen anknüpften.

Für die Erweiterung des wissenschaftlichen Profils gaben aber vor allem die Belange der *Hochseefischerei* Anlaß, welche dem Institut im Jahre 1969 verbindlich übertragen wurden. Zusammen mit den Festlegungen über die Arbeitsteilung zwischen der Wasserwirtschafts-direktion Küste und dem Institut für Meereskunde führten sie zur Einstellung der Arbeiten über Gezeiten, Meereis und Küstendynamik (einschließlich der Abgabe des Forschungsschiffes „Prof. Otto Krümmel“ und der kleineren Fahrzeuge<sup>4)</sup> zugunsten anderer Zweige der physikalischen Meeresforschung und zur Aufnahme von Arbeiten zur Meeresbiologie, insbesondere zum Komplex des biomarinen Produktionspotentials, wobei die Übernahme des Forschungsschiffes „A. v. HUMBOLDT“ durch die AdW der DDR im Jahre 1970 die technische Voraussetzung für die Einbeziehung der Ozeane in die Forschungsarbeiten schuf. Abgeschlossen wurde die Phase der Profilerweiterung durch den Abschluß von RGW-Abkommen zur Meeresforschung („WELTOZEAN“, 1971) und zur Erforschung der marinen mineralischen Ressourcen („INTERMORGE“).

In den 70er Jahren brachten neue *internationale Verpflichtungen* zusätzliche Aufgaben, welche die innere Dynamik des Ozeans, sein biologisches Produktionspotential und seinen Schutz beinhalten. So führte der Beitritt der DDR zur Zwischenstaatlichen Ozeanographischen Kommission (IOC) im Jahre 1973 zur Beteiligung des Institutes an den von ihr geförderten internationalen Viel-Schiff-Expeditionen, wie CINECA (1973/74), GATE (1974) und FGGE (1979). Die Unterzeichnung der „Helsinki-Konvention zum Schutz der Ostsee“ im Jahre 1974 durch die sieben Ostseeanliegerstaaten hatte die Vertiefung der Bearbeitung der Problematik der marinen Schadstoffe zur Folge, und der Beitritt der DDR zum Internationalen Rat für Meeresforschung (ICES) im Jahre 1975 bedingte die Mitwirkung der DDR-Meeresforschung an den Forschungsprojekten und an anderen Aktivitäten (wie z. B. Methodenvergleichen und Interkalibrierungen) dieser Organisation.

Alle genannten Aufgaben aus der physikalischen, chemischen, biologischen und geologischen Ozeanographie erfordern entsprechende technische Hilfsmittel. Da aber *ozeanologische Messgeräte und Instrumente* weder in der DDR noch in anderen sozialistischen Ländern industriell gefertigt wurden<sup>5)</sup>, und da dieser Zustand trotz verschiedener Bemühungen

nicht verändert werden konnte<sup>6)</sup>, wurde ihre Eigenentwicklung und -fertigung unter Einbeziehung zahlreicher Betriebe des Geräte- und Maschinenbaues schon frühzeitig in Angriff genommen. Hierdurch wurde zwangsläufig auch die *Meeresforschungstechnik* Bestandteil des wissenschaftlichen Profils des Institutes.

Ebenfalls einem gemeinsamen Anliegen der klassischen Disziplinen entsprechend wurde — auf Anfänge aus dem Jahr 1952 zurückreichend — ein *Observatoriumsprogramm* für ein festes Stationsnetz in der Ostsee mit international abgestimmten Terminen entwickelt, in dessen Folge auch die Kapazitäten zur *Datenbearbeitung* bereitgestellt und ein *Meßwertarchiv* aufgebaut wurden.

Für diese vielfältigen Aufgaben aus der Grundlagen- und angewandten Forschung stehen den heute rund 200 Mitarbeitern, von denen etwa die Hälfte ständig oder zeitweise auf See arbeitet, ein 1966 bezogenes Laborgebäude und die nach umfassenden Rekonstruktionen modern ausgerüsteten Forschungsschiffe „Professor Albrecht Penck“ (Länge: 39 m; Tonnage: 311 BRT) und „A. v. HUMBOLDT“ (Länge: 64 m; Tonnage: 1275 BRT) zur Verfügung.

KLAUS STRIGGOW

#### Literatur

- TIMM, W., Chronik 1960—1975 des Institutes für Meereskunde, 4 Bände, Rostock-Warnemünde 1977.
- BROSIN, H.-J., SCHEMAINDA, R. und STRIGGOW, K., 30 Jahre Meeresforschung in der DDR. Beiträge zur Meereskunde, Heft 44/45, S. 5—13, Berlin 1980.
- STRIGGOW, K., Das wissenschaftliche Profil des Institutes für Meereskunde der AdW der DDR. Unveröffentlichte Studie, 26 Seiten. Dezember 1980.
- FRANCKE, E. und REICHEL, U., Historische Entwicklung und aktuelle Bedeutung des internationalen Ostsee-Observatoriums-Programms. Beiträge zur Meereskunde, Heft 48, S. 73—88, Berlin 1983.
- BÖHL, D., Der Einsatz von Rechenhilfsmitteln durch das Institut für Meereskunde. Beiträge zur Meereskunde, Heft 48, S. 89—94, Berlin 1983.

<sup>3)</sup> Das in der Matthias-Thesen-Werft Wismar gebaute Forschungsschiff MICHAÏL LOMONOSSOW gehörte anfänglich zur Forschungsflotte der AdW der UdSSR und wurde später der AdW der Ukrainischen SSR zugeordnet.

<sup>4)</sup> FS „Prof. Otto Krümmel“ (vormals „Magnetologe“) wurde am 2. 4. 1970 an die Wasserwirtschafts-direktion Küste verkauft. MB „Erna“ wurde am 24. 1. 1970 außer Dienst gestellt. MB „Kranich“ war bereits am 15. 2. 1968 an den VEB Geophysik Leipzig verkauft worden.

<sup>5)</sup> Eine Ausnahme bilden die Tiefsee-Kippthermometer aus dem VEB Thermometerwerk Geraberg.

<sup>6)</sup> Beispielsweise war es Mitte der 50er Jahre gelungen, eine Entwicklergruppe des WTGB (Wiss.-Techn. Büro für Gerätebau, später Institut für Regeltechnik) in Berlin für die ozeanologische Meßtechnik zu interessieren. Obgleich verschiedene neue Geräte als Unikate oder in Kleinserie hergestellt wurden und auch erfolgreich zum Einsatz gelangten, wurden diese Arbeiten bei der Profilierung des Industriezweiges wieder eingestellt.

## Zur raum-zeitlichen Variabilität der horizontalen Wärmeadvektion in der westlichen Ostsee

VON MANFRED STURM und ROLAND HELM

*Zusammenfassung:* Auf der Grundlage der Restgliedmethode und direkter Berechnungen des horizontalen Wärmetransportes wurden Untersuchungen zur raum-zeitlichen Variabilität der Wärmeadvektion im Bereich eines Bojenmeßfeldes in der Mecklenburger Bucht durchgeführt. Es gelang, nachzuweisen, daß der horizontalen Wärmeadvektion im thermischen Regime des Seegebietes eine dominierende Rolle zukommt. Sie wird durch quasiperiodische Fluktuationen mit einer mittleren Periode von 66 Stunden geprägt. Daraus wurde ein hypothetisches Bild von Wärmemustern als Folge von Wechselwirkungen zwischen Küste und offener See abgeleitet.

*Abstract:* Investigations on the variability of heat advection in space and time were made in the region of a three-cornered field of buoys in the Mecklenburger Bucht on the base of the Restglied-method and the direct calculation of the horizontal heat transport. It was possible to prove the prevailing importance of the horizontal heat advection in the thermal régime of the region which is characterized by fluctuations with the mean period of 66 hours. Hence a hypothetical figure of heat patterns was derived as an effect of coast-open sea interaction.

### 1. Einleitung

Untersuchungen des horizontalen Wärmetransportes im Ozean sowie in Rand-, Neben- und Binnenmeeren haben in den letzten Jahren zunehmend an Bedeutung gewonnen, nachdem allgemein erkannt worden war, welche Bedeutung der Meeresoberfläche als unterer Grenzfläche der maritimen Atmosphäre für die physikalischen Prozesse in der Atmosphäre zukommt.

Wenn auch den Wärmetransportprozessen in einem Nebenmeer, wie es die Ostsee darstellt, keine globale Bedeutung für Klima- und Wetterprozesse zugemessen werden kann, so ist doch mehrfach nachgewiesen worden (z. B. POMERANEC, 1964; HUPFER, 1967; STURM, 1968; MENGELKAMP, 1980), daß die horizontale Wärmeadvektion eine maßgebliche Rolle im thermischen Regime der Ostsee, im konkreten Fall der westlichen Ostsee, spielt und in bedeutendem Maße lokale thermische Prozesse beeinflusst, z. B. den Vereisungs- und Enteisungsprozeß in küstennahen Gewässern (STURM, 1971). So war an Hand von Wärmehaushaltsuntersuchungen auf der Grundlage langjähriger Datensätze des Feuerschiffes „Fehmarnbelt“ und entsprechender Untersuchungen in der Mecklenburger Bucht erkannt worden, daß die advective Komponente der vollständigen Wärmehaushaltsgleichung eine hervorragende Rolle im thermischen Regime des Übergangsbereiches zwischen Ost- und Nordsee, speziell der Mecklenburger Bucht, spielt und in Stunden- bis Tage-Zeiträumen bezüglich der zeitlichen Wärmeinhaltsänderung der Wassermasse sogar zum zeitweise dominierenden Faktor wird (HELM und STURM, 1976).

Bedauerlicherweise steht zur Zeit aus dem Raum der westlichen Ostsee kaum Vergleichsmaterial zur Verfügung, das zu einer Verifizierung der vorliegenden Untersuchungen dienen könnte. In diesem Zusammenhang von Interesse ist eine Untersuchung des Wärmehaushaltes der westlichen Kieler Bucht von MENGELKAMP (1980), der auf der Grundlage von mehrmonatigen hydrometeorologischen und ozeanologischen, zeitlich engabständigen Mastmessungen eine Abschätzung der Komponenten der Energiebilanzgleichung für das Sommerhalbjahr 1976 vornahm und hierbei auch Ergebnisse zur Berechnung der horizontalen Wärmeadvektion mitteilt. Beachtenswert ist darüber hinaus eine Untersuchung von WALIN (1972) über zumeist tägliche Beobachtungen von Temperaturvariationen auf einem ufernormalen Schnitt in der Küstenregion der westlichen Ostsee. Die darin enthaltenen Schlußfolgerungen liefern einen nennenswerten Beitrag zum Problem der thermischen Wechselwirkung zwischen der Küstenzone und der offenen See sowie küstenparalleler Transportvorgänge und Wellenprozesse (s. auch SVANSSON, 1975).

## 2. Methodik und Datenmaterial

Das den Untersuchungen zugrunde liegende Material wurde während zweier Experimente in den Zeiträumen 3. bis 16. 3. 1977 und 31. 5. bis 13. 6. 1978 gewonnen. Die Wahl der Meßperioden erlaubte es, die Advektionsverhältnisse der im Wärmehaushalt des Meeres bedeutsamen Perioden

- Übergang von der winterlichen Periode zur Aufheizungsperiode mit ausgeglichenem Netto-Wärmefluß Meer/Atmosphäre;
- Höhepunkt der Aufheizungsperiode mit im Mittel extrem hoher positiver Wärmebilanz an der Meeresoberfläche, d. h. maximalem Wärmeeintrag aus der Atmosphäre, zu untersuchen.

Als Basis für das Untersuchungsprogramm diente ein mehrere Strömungsmesser des Typs LSK 801/2 tragendes Bojensystem in Form eines gleichseitigen Dreiecks (s. Abb. 1 und 10) mit den Positionen

A (027): 54° 14,20' N; 11° 48,30' E Wassertiefe ca. 22 m

B (028): 54° 13,22' N; 11° 51,20' E Wassertiefe ca. 20 m

C (029): 54° 15,22' N; 11° 51,20' E Wassertiefe ca. 20,5 m

Die Bojendistanz betrug 2 sm, die Distanz der südlichen Positionen A und B zur Küste ca. 5 sm. Die Eckpositionen (A, B, C) wurden auf einem Rundkurs in dreistündlichem Rhythmus durch das Forschungsschiff „Professor Albrecht Penck“ der Akademie der Wissenschaften der DDR angelaufen und von Bord aus Vertikalsondierungen von Wassertemperatur und Salzgehalt mit der ozeanologischen Meßkette OM 75 durchgeführt. An der Basisposition A erfolgte ein zusätzliches meteorologisches Meßprogramm.

Entsprechend der Zielstellung sollte die quantitative Erfassung der horizontalen Wärmeadvektion  $Q_T$  auf zwei Wegen:

- nach der sogenannten Restgliedmethode;
- nach der Gradientmethode durch direkte Berechnung vorgenommen werden.

Das als Restgliedmethode bekannte und in der Literatur mehrfach praktizierte Verfahren zur quantitativen Erfassung der horizontalen Wärmeadvektion (z. B. STURM, 1968; KNOLL, 1979; MENGELKAMP, 1980) geht von der Überlegung aus, daß sich die gesuchte Wärme-

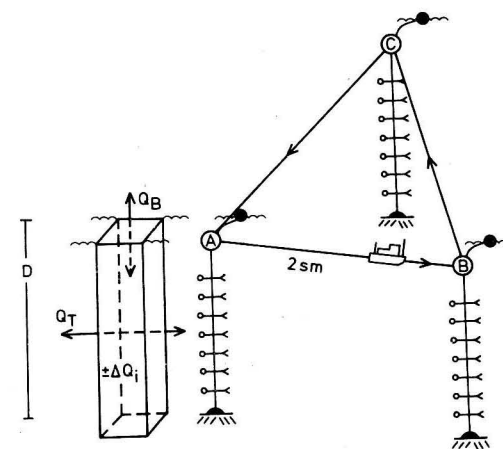


Abb. 1. Schema des Bojen-Meßfeldes mit Strommesserverankerung und  $Q_T$ -Prinzipskizze

advektion  $Q_T$  im Zeitraum  $dt$  aus der Differenz zwischen der Gesamtwärmebilanz  $\Delta Q_i$  der Wassersäule (mit dem Querschnitt  $1 \text{ cm}^2$  und der Länge  $D$ )

$$\Delta Q_i \equiv \frac{dQ_i}{dt} = \bar{q} c_p \frac{dT_s}{dt} \cdot D$$

und der Wärmebilanz  $Q_B$  an der Oberfläche dieser Wassersäule (Nettowärmestrom durch die Meeresoberfläche) in der Zeit  $dt$  als

$$Q_T = \bar{q} c_p \frac{dT_s}{dt} \cdot D - Q_B \quad (1)$$

ergibt (Abb. 1).

Das Verfahren erfordert also lediglich die Kenntnis der zeitlichen Änderung der Schichtmitteltemperatur in einer gegebenen Wassersäule und zusätzlich Informationen über die Wärmebilanz an der Oberfläche der betreffenden Wassersäule im betrachteten Untersuchungszeitraum  $dt$ . Auf die zur Abschätzung der Hauptkomponenten des vollständigen Wärmeumsatzes an der Meeresoberfläche der südlichen Ostsee benutzten halbempirischen Parametrisierungen des vertikalen Wärmeaustausches durch die Meeresoberfläche (bulk aerodynamic method) braucht hier nicht näher eingegangen zu werden (s. STURM, 1963; KULLENBERG in VOIPIO, 1981). Um bei der Berechnung der zeitlichen Wärmeinhaltsänderungen  $\Delta Q_i$  an den Stationen A, B und C den meteorologisch bedingten Tagesgang des Wärmeinhalts eliminieren zu können, wurde von interdiurnen Änderungen der Schichtmitteltemperatur ausgegangen. Diese wurden nach übergreifender Mittelung mit den in 3-Stunden-Schritten interpolierten Wärmebilanzwerten in Beziehung gesetzt, wobei sicherlich davon ausgegangen werden kann, daß die Übertragung der nur für die Basisstation A vorliegenden Wärmebilanzwerte auf die beiden anderen Stationen B und C aufgrund der geringen Abmessungen des Meßfeldes nur zu unerheblichen Fehlern führen wird.

Zur direkten Berechnung der horizontalen Wärmeadvektion  $Q_T$  in einem als bekannt vorausgesetzten Temperatur- und Strömungsfeld ist von der Wärmetransportgleichung

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho c_p T) + \nabla \rho c_p v T = 0$$

ausgegangen worden.

Setzt man für den Wärmeinhalt einer Wassersäule mit dem Querschnitt  $1 \text{ cm}^2$  und der Länge  $D$

$$Q_i = \bar{\rho} c_p \int_0^D T(z) dz$$

und nimmt man weiterhin  $\rho$ ,  $u$  und  $v$  in einem horizontal homogenen Strömungsfeld als tiefenkonstant an, dann folgt aus der von der Oberfläche bis zur Tiefe  $D$  integrierten Wärmetransportgleichung unter Einbeziehung von  $T = \bar{T} + T'$  und  $v = \bar{v} + v'$  (nach

REYNOLDS) und des Austauschoeffizienten  $-A_i \frac{\partial \bar{T}}{\partial x_i} = \rho c_p \overline{T' v'_i}$ .

$$\begin{aligned} & \frac{\partial Q_i}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial Q_i}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial Q_i}{\partial y} + \rho c_p \bar{w} \bar{T} \Big|_D \\ &= A_h \frac{\partial^2}{\partial x^2} \int_0^D \bar{T} dz + A_h \frac{\partial^2}{\partial y^2} \int_0^D \bar{T} dz + A_v \frac{\partial \bar{T}}{\partial z} \Big|_D - A_v \frac{\partial \bar{T}}{\partial z} \Big|_0 \end{aligned} \quad (2)$$

Gleichung (2) läßt sich sofort auf Gleichung (1) zurückführen, wenn man voraussetzt, daß durch die Gleichsetzung der Integrationstiefe  $D$  mit der Wassertiefe an den drei Bojenstationen des Meßfeldes der vertikale Advektionsterm und der vertikale turbulente Diffusionsterm bei der Tiefe  $D$  verschwinden und in erster Näherung beide Terme der horizontalen turbulenten Wärmeleitung vernachlässigt werden können. Der Term  $A_v \frac{\partial \bar{T}}{\partial z} \Big|_0$  steht

hier für den turbulenten Netto-Wärmeaustausch zwischen der Meeresoberfläche und der Atmosphäre und ist identisch mit dem Term der Wärmebilanz an der Meeresoberfläche  $Q_B$  in Gleichung (1). Hingegen streng genommen nicht absolut vergleichbar sind beide

Advektionsterme in (1) und (2). Der Ausdruck  $\left( \bar{u} \frac{\partial Q_i}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial Q_i}{\partial y} \right)$  ist an die Voraussetzung

eines horizontal homogenen, d. h. divergenzfreien Strömungsfeldes gebunden, eine Bedingung, die für die nach der Restgliedmethode nach Gleichung (1) ermittelten Advektionswerte nicht erfüllt sein muß. Bei der Diskussion der nach beiden Methoden gewonnenen Advektionsbeträge sollte dieser Gesichtspunkt Beachtung finden.

### 3. Ergebnisse und Schlußfolgerungen

Zur allgemeinen Charakterisierung der Advektionsverhältnisse in den beiden Untersuchungszeiträumen März 1977 und Juni 1978 sind in Abb. 2 die Tagesmittelwerte der horizontalen Wärmeadvektion  $Q_T$  und des Nettowärmefflusses durch die Meeresoberfläche  $Q_B$  dargestellt worden. Danach wird das thermische Regime der Mecklenburger Bucht

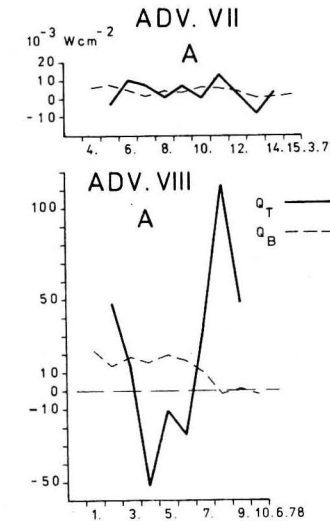


Abb. 2. Tagesmittelwerte [ $10^{-3} \text{ W cm}^{-2}$ ] der horizontalen Wärmeadvektion  $Q_T$  und der Wärmebilanz an der Meeresoberfläche  $Q_B$  an der Basisstation A für ADVEKTION VII und VIII

maßgeblich, in einzelnen Jahreszeiten sogar entscheidend durch die Prozesse des horizontalen Wärmetransportes bestimmt. Man erkennt, daß die zeitlichen Wärmeinhaltsänderungen der Wassermasse im März 1977 (ADVEKTION VII) zu etwa gleichen Teilen durch advektive Prozesse und durch die lokale Wärmebilanz an der Meeresoberfläche, d. h. durch den Transfer von Wärmeenergie durch die Meeresoberfläche, bewirkt werden. Anders im Juni 1978: Während der thermisch aktivsten Zeit des Jahres spielt der Energieaustausch durch die Meeresoberfläche eine nur untergeordnete Rolle in der kurzperiodischen Variabilität des Wärmeinhaltes der Wassermasse; der Hauptanteil an der thermischen Variabilität wird hierbei durch die zeitweise um den Faktor 10 (und mehr) größere advektive Komponente bestritten. Dies kann in solch meteorologisch extremen Situationen (mit Windgeschwindigkeiten um 8 Bft und extrem positiven Temperaturdifferenzen Wasser—Luft ( $T_w - T_a$ ), s. Abb. 3b), wie wir sie am Ende des Untersuchungszeitraumes von ADVEKTION VIII (8. 6. bis 10. 6. 1978) antrafen, dazu führen, daß bei annähernd ausgeglichenen Wärmebilanzen an der Meeresoberfläche ( $Q_B \approx 0$ , s. Abb. 4) der beobachtete kurzzeitige Wärmeinhaltszuwachs der Wassermasse um ca.  $150 \cdot 10^{-3} \text{ W cm}^{-2}$  (das entspricht einer interdiurnen Zunahme der Schichtmitteltemperatur um rund  $1,5 \text{ }^\circ\text{C}$ ) ausschließlich durch horizontale advektive Prozesse verursacht wird. Zum direkten Vergleich der Größenordnungen der horizontalen Wärmeadvektion im Frühjahr (März) und Sommer (Juni) ist festzustellen, daß der Betrag der Advektion (Dekadenmittelwerte) im Juni 1978 ( $28,46 \cdot 10^{-3} \text{ W cm}^{-2}$ ) den vergleichbaren Wert im März 1977 ( $2,63 \cdot 10^{-3} \text{ W cm}^{-2}$ ) um rund den Faktor 10 übersteigt, offenbar eine direkte Folge des in der Aufheizungsperiode höheren Wärmeinhaltes und der zwangsläufig größeren horizontalen Temperaturgradienten.

Auffälligstes Merkmal der nach der Restgliedmethode berechneten Zeitreihen der horizontalen Wärmeadvektion an den 3 Stationen des Meßfeldes, 1977 wie 1978, ist ihre ausgeprägte Periodizität (s. Abb. 5a, b). Für den Zeitraum März 1977 ergaben sich im Ergebnis der Anwendung einer nichtlinearen Regressionsmethode (nach SAGER und SAMM-



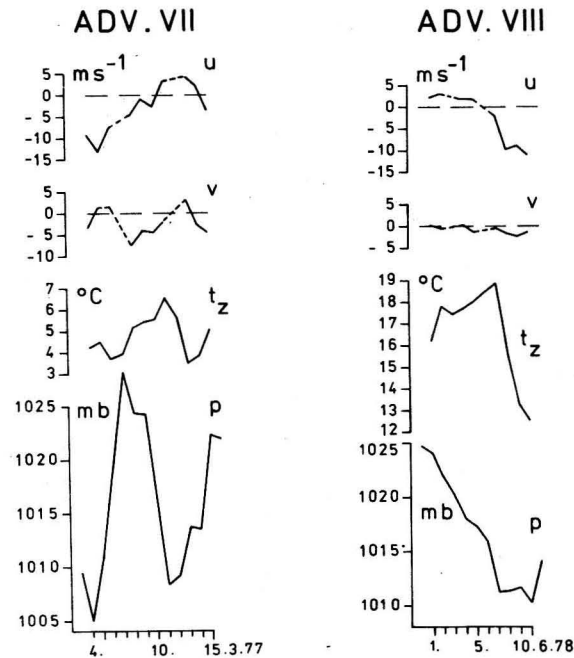


Abb. 3a, b. Tagesmittelwerte der Windkomponenten  $u$ ,  $v$ , der Lufttemperatur  $t_z$  und des Luftdruckes  $p$  an der Basisstation A für ADVEKTION VII und VIII

LER, 1980) signifikante Perioden zwischen 64,4 und 67,5 h mit einem für das Bojenmeßfeld repräsentativen Mittelwert von 66,0 h (2,75 d). Die für den Zeitraum Juni 1978 dargestellten quasiperiodischen Fluktuationen von  $Q_T$  lagen mit einer mittleren Periode von 63,8 h im selben Periodenbereich, ließen sich aber nach der Methode von SAGER und SAMMLER nicht verifizieren. Die Ergebnisse stehen in guter Übereinstimmung mit bereits früher vorgenommenen spektralanalytischen Untersuchungen von zeitlichen Wärmehaltsänderungen im selben Untersuchungsgebiet (HELM und STURM, 1976), die gleichfalls Hinweise auf die Existenz von energiereicheren Fluktuationen im 50–70-h-Bereich ergaben. Interessanterweise fällt die ermittelte 66-h-Periode in jenen Periodenbereich  $> 50$  h, für den nach KIELMANN, KRAUSS und KEUNECKE (1973) im Gebiet der westlichen Ostsee und Beltsee barotrophe Prozesse charakteristisch sind.

Zur weiteren Verifizierung der nach der Restgliedmethode abgeschätzten Advektionscharakteristika ist unter Zugrundelegung der Primärdaten des an den drei Bojenstationen gemessenen horizontalen Strömungsfeldes und der horizontalen Gradienten der Schichtmittlertemperatur versuchsweise der horizontale Wärmetransport direkt berechnet worden. Eingedenk der einschränkenden Bedingungen, daß

- der Gradientmethode a priori die unrealistische Annahme eines horizontal homogenen Strömungsfeldes zugrundeliegt;
- die angewandte Meßstrategie keine hinreichend kleinmaßstäbliche Erfassung des horizontalen Temperatur- und Strömungsfeldes zuläßt;

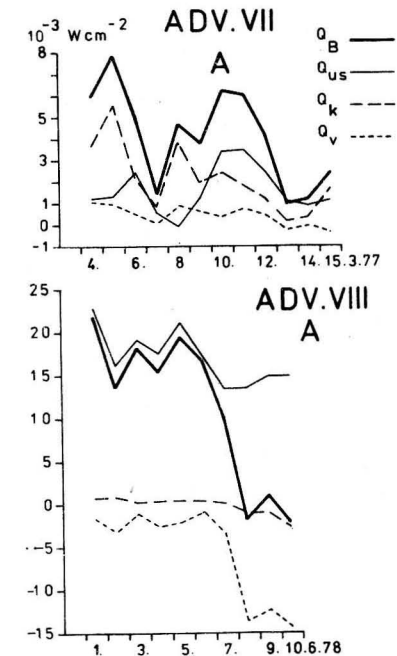
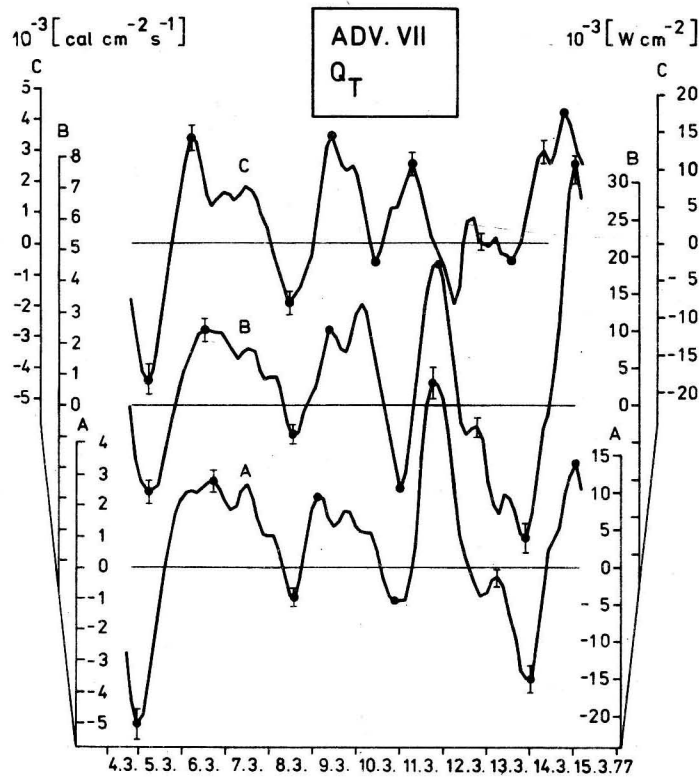


Abb. 4. Tagesmittelwerte [ $10^{-3} \text{ W cm}^{-2}$ ] ausgewählter Komponenten des Wärmehaushaltes der Meeresoberfläche ( $Q_B$ ,  $Q_{us}$ ,  $Q_k$ ,  $Q_v$ ) an der Basisstation A für ADVEKTION VII und VIII

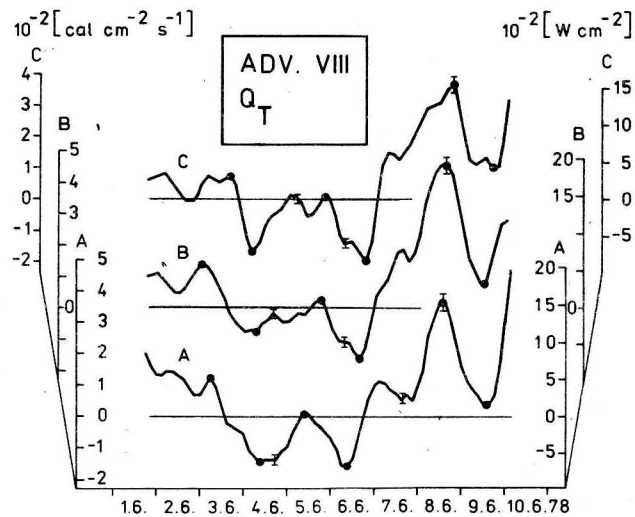
- die unzureichende vertikale Dichte der an den drei Meßbojen eingesetzten Strömungsmesser keine ausreichend genaue Abschätzung des horizontalen Massentransportes erlaubt,

kann eingeschätzt werden, daß der in Abb. 6 dargestellte zeitliche Gang der direkt berechneten Horizontaladvektion im März 1977 (Kreise mit Fehlerbalken) den nach der Restgliedmethode abgeschätzten Gang (Meßfeldmittelwerte) in zufriedenstellendem Maße abbildet, zumindest ab 7. 3. 1977.

Bei der Interpretation der in Abb. 5a, b dargestellten raum-zeitlichen Variabilität der horizontalen Wärmetransportprozesse in der Mecklenburger Bucht erweist sich eine zusätzliche Darstellungsform als hilfreich, bei der das Advektionsgeschehen im Meßfeld in einer speziellen Isoplethendarstellung gewissermaßen „raum-zeitlich aufgeschlossen“ wird (s. Abb. 7a, b). Der Wärmeadvektionsprozeß tritt hierbei als ein mehr oder weniger geordnetes, driftendes Feld von „Wärmemustern“ (d. h. unterschiedlich temperierten Wasserkörpern) in Erscheinung. Warmwasserkörper markieren sich in dieser Darstellung als raum-zeitlich determinierter Bereich positiver  $Q_T$ -Werte (schraffiert), Kaltwasserkörper analog als Bereich negativer  $Q_T$ -Werte. Der Betrachter gewinnt hierbei einen anschaulichen Überblick über die flächenhafte Struktur der horizontalen Wärmetransportprozesse im Untersuchungsgebiet. Die Darstellung enthält darüber hinaus zusätzliche Informationen über den Transportvektor in Gestalt der spezifischen Konfiguration der Wärmemuster. Beschränkt man sich auf die raum-zeitliche Anordnung der Advektionsextrema, dann läßt sich problemlos aus der Phasenverschiebung der  $Q_T$ -Extrema an den drei Meßpositionen A,



a)



b)

Abb. 5a, b. Dreistündliche Mittelwerte [ $10^{-3} \text{ W cm}^{-2}$  bzw.  $10^{-2} \text{ W cm}^{-2}$ ] der horizontalen Wärmeadvektion  $Q_T$  an den Stationen A, B und C für ADVEKTION VII und VIII

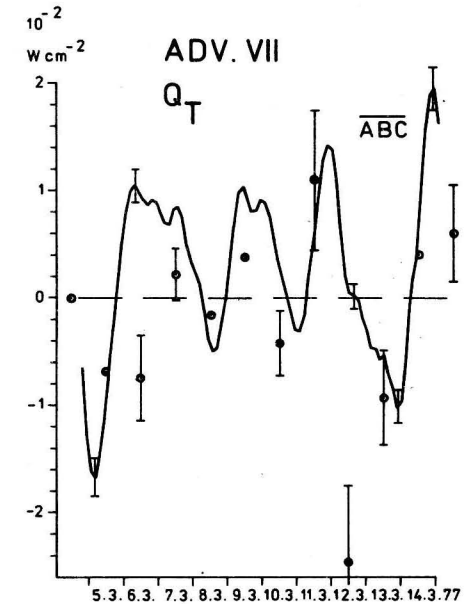


Abb. 6. Direkt berechnete Tagesmittelwerte [ $10^{-2} \text{ W cm}^{-2}$ ] der horizontalen Wärmeadvektion  $Q_T$  (Kreise mit Fehlerbalken) im Vergleich mit dem Meßfeldmittel  $\overline{ABC}$  der als Restglied berechneten Wärmeadvektion für ADVEKTION VII

B und C in Abb. 5a, b bzw. der Rücken- und Troglinien in Abb. 7a, b (gestrichelt) der jeweilige Vektor des horizontalen Wärmetransportes abschätzen. Im unteren Teil von Abb. 7a, b sind die derart abgeschätzten Transportvektoren gemeinsam mit den entsprechenden Strömungsmeßwerten, gemittelt im Meßfeld  $\overline{ABC}$ , dargestellt worden; die Übereinstimmung beider Vektoren ist als gut bis ausreichend zu qualifizieren. Der Darstellung kann weiterhin entnommen werden, daß in beiden Untersuchungszeiträumen eine Polarisierung der Transportrichtung in Erscheinung tritt: Während ADVEKTION VII (März 1977) bewegen sich in 6 von 8 Fällen die Advektionsereignisse nach SSW bis SW ( $190-240^\circ$ ), in zwei Fällen nach E ( $85-95^\circ$ ). Im zweiten Zeitraum (Juni 1978) dominiert in 5 von 6 Fällen die Richtung NNE—E ( $15-90^\circ$ ). Offenbar wird die Transportrichtung der advektiven horizontalen Wärmetransportprozesse im Untersuchungsgebiet in entsprechendem Maße durch die Topographie des Meeresbodens geprägt; die 20-m-Tiefenlinie verläuft in Meßfeldnähe in SSW/NNE-Richtung.

Bei der Erörterung des physikalischen Hintergrundes der nachgewiesenen Periodizitäten des advektiven Wärmetransportes in der Mecklenburger Bucht ist von den hydrographischen und orographischen Besonderheiten des Untersuchungsgebietes, insbesondere der Küstenkonfiguration des Umfeldes, und der spezifischen Lage des Meßfeldes im unmittelbaren Übergangsgebiet zwischen der eigentlichen 5–10 km breiten Küstenzone und der offenen See der westlichen Ostsee auszugehen. Nach Untersuchungen von WALIN (1972) über Temperaturfluktuationen in der Küstenregion der westlichen Ostsee kann erwartet werden, daß das Meßfeld (ca. 5 sm von der Küste entfernt, s. Abb. 10) am Rande der durch küstennahe dynamische Prozesse stark thermohalin modifizierten Küstenregion positioniert war.

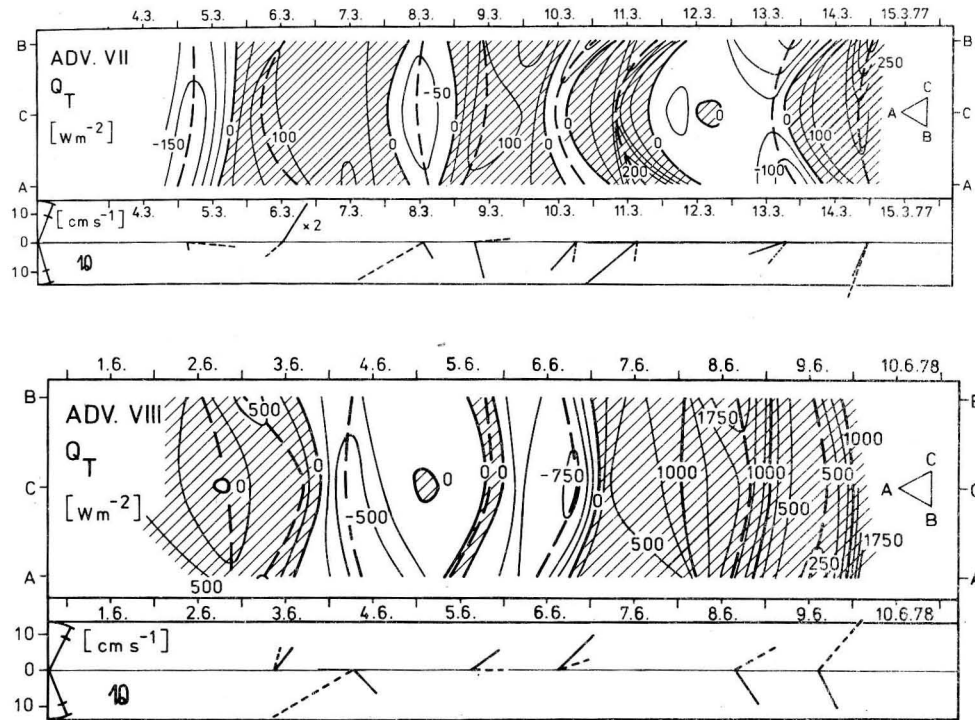


Abb. 7a, b. Isoplethen der horizontalen Wärmeadvektion  $Q_T$  [ $W m^{-2}$ ] im Meßfeld ABC für ADVEKTION VII und VIII.  
Unten: Vektoren der gemessenen Strömung (ausgezogene Linien) und des abgeschätzten horizontalen Wärmetransports (gestrichelte Linien).

Anhand der meteorologischen Bordmessungen und der Routinebeobachtungen der Seewetterdienststelle Warnemünde wird ersichtlich (Abb. 3a, b), daß die hydrographischen Bedingungen in der Küstenregion und in der offenen See in beiden Untersuchungszeiträumen durch ein bemerkenswert zeitvariables meteorologisches Regime (besonders Windfeld) beeinflusst wurden. Es liegt der Schluß nahe, daß die im Meßfeld nachgewiesene Wärmemuster-Struktur in erster Näherung auf upwelling-/downwelling-Prozesse im Bereich der reich gegliederten Küstenregionen der westlichen Ostsee zurückzuführen ist. Wenn auch geschlossene Datensätze aus den Küstenregionen der Mecklenburger Bucht bislang fehlen, so kann doch in Analogie zu ähnlich gelagerten Untersuchungen in Seegebieten mit ähnlicher Topographie und Küstenkonfiguration (z. B. CSANADY, 1968; WALIN, 1972; KISHI, 1977) geschlußfolgert werden, daß in den flachen, stark gegliederten Küstengewässern der Mecklenburger Bucht unter der Einwirkung eines zeitvariablen Windfelds und eines analogen EKMAN-Transports unterschiedlich temperierte mesokale Wasserkörper produziert werden. Man kann erwarten, daß sich diese Wasserkörper in Abhängigkeit vom lokalen Windfeld und von der jeweiligen Dynamik der upwelling-Front separieren, verselbständigen (im Ergebnis eines calving-ähnlichen Effekts, s. MOOERS, FLAGG and BOICOURT, 1978) und in Abhängigkeit von den jeweiligen lokalen Turbulenzbedingungen mehr oder weniger lange erhalten bleiben und im Strömungsfeld verdriften, das seinerseits wieder durch ver-

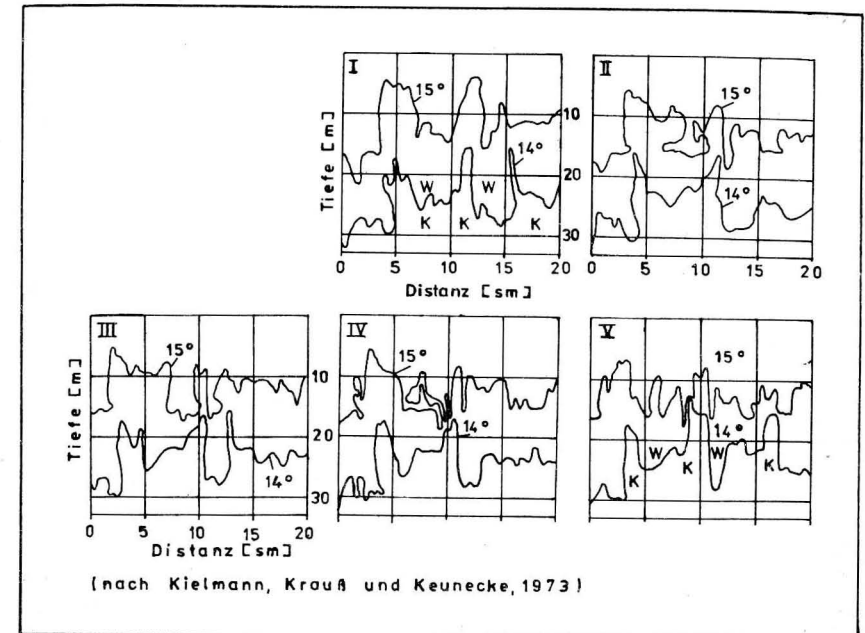


Abb. 8. Vertikale Temperaturverteilung ( $14^\circ$ - und  $15^\circ$ -Isotherme) längs eines Schnittes im Arkonabecken in 5maliger wiederholter Vermessung (Gesamtbeobachtungsdauer 25 h, 21.–22. 7. 1968; nach KIELMANN, KRAUSS and KEUNECKE, 1973)

schiedene Prozesse, u. a. Wellenprozesse (z. B. interne KELVIN-Wellen, WALIN, 1972; topographische ROSSBY-Wellen, FENNEL und LASS, 1980) gesteuert wird.

Informationen über die Zeitstabilität unterschiedlich temperierter Wasserkörper in der sommerlichen Deckschicht der westlichen Ostsee sind u. a. bei KIELMANN, KRAUSS and KEUNECKE, 1973 zu finden. So blieb in einem mittels einer Thermistorkette 5 mal binnen 25 Stunden vermessenen Temperaturschnitt im Arkonabecken die markante Wärmemusterstruktur beinahe unverändert erhalten (Abb. 8), wobei die Abmessungen, die zeitliche Folge und die Verdriftungsgeschwindigkeit der Wasserkörper in erster Näherung mit den Parametern der in der Mecklenburger Bucht ermittelten Wärmemuster übereinstimmen.

Günstigen meteorologischen Umständen war es zu danken, daß im Juni-Untersuchungszeitraum die visuelle Beobachtung und thermische Oberflächenvermessung einer markant ausgebildeten Front gelang, die als Konvergenzlinie in Erscheinung trat und mit großer Wahrscheinlichkeit die Stirnseite eines mesokalen, sich langsam in das Meßfeld hineinbewegenden Warmwasserkörpers markierte. Eine im Zickzack-Kurs am 6. 6. 1978 beidseitig der Front vorgenommene Vermessung der Wasseroberflächentemperaturen in der Nähe der Station C erbrachte um ca.  $1^\circ$  höhere Temperaturwerte auf der NW-Seite der Front (s. Abb. 9). Diese mit Oberflächentemperaturen um  $19,5^\circ C$  extrem warme Wassermasse passierte an den Folgetagen das Bojendreieck und leitete damit eine Periode extrem hoher Warmwasseradvektion (mit  $Q_T$ -Werten  $> 1750 W cm^{-2}$ ) ein (s. Abb. 5b und 7b).

Es ist abschließend der Versuch gewagt worden, die als das Ergebnis der dynamischen Wechselwirkung zwischen den Küstenregionen und der offenen See der Mecklenburger-

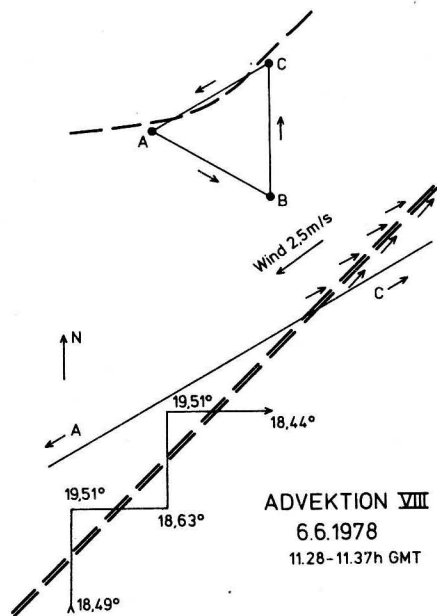


Abb. 9. Rekonstruierter Verlauf und Vermessungskurs einer am 6. 6. 1978 während ADVEKTION VIII in Meßfeldnähe beobachteten Wassermassengrenze (Konvergenzlinie)

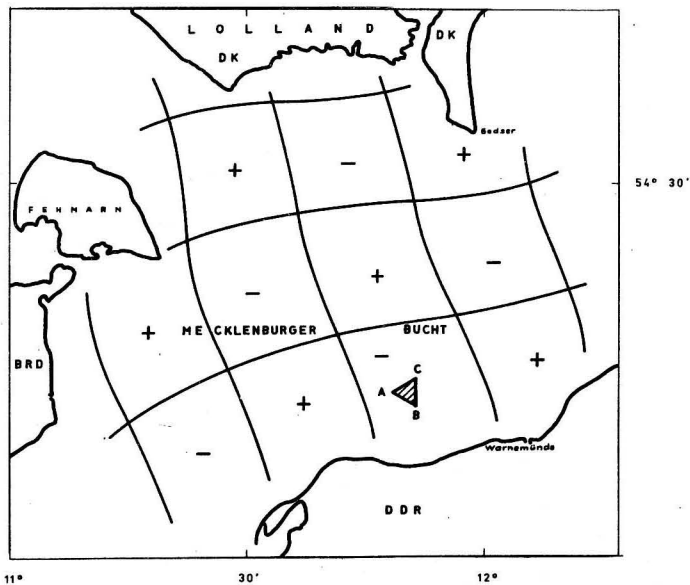


Abb. 10. Idealisierter Wärmemuster-Schema in der Mecklenburger Bucht

Bucht zu interpretierenden Advektionscharakteristika im Meßfeld in ein hypothetisches Schema einer möglichen horizontalen Struktur des driftenden Wärmemusterfeldes im engeren und weiteren Untersuchungsgebiet umzusetzen (s. Abb. 10). Als Grundlage für die Abschätzung des Maßstabs des Wärmemusterfeldes dienten die ermittelten Parameter: Mittlere Periode der  $Q_T$ -Fluktuationen im Meßfeld: 66 h. Mittlerer Transportvektor:  $13,3 \text{ cm s}^{-1}$ . Der mittlere Durchmesser eines Wärmemustererelements läßt sich zu ca.  $8,5 \text{ km}$  errechnen; dem entspräche im Seegebiet zwischen Fehmarn (BRD) und der Darßer Schwelle, Lolland (DK) und der Küste der Mecklenburger Bucht (DDR) ein wabenartiges Wärmemusterfeld mit 10–12 Elementen, d. h. Kalt- und Warmwasserkörpern. Es sollte weiteren experimentellen Untersuchungen vorbehalten bleiben, zu entscheiden, inwieweit dieses zugegebenerweise gegenwärtig noch sehr hypothetische Bild der über den Rahmen des Meßfeldes weit hinaus reichenden Wärmetransportprozesse verifiziert und eingeordnet werden kann in den mit küstennahen dynamischen Prozessen (z. B. EKMAN-Transport) und Wellenprozessen (z. B. KELVIN-, topographische ROSSBY-Wellen) im Zusammenhang stehenden Zirkulationsmechanismus in der westlichen Ostsee.

Symbolerläuterung

$$Q_B = Q_{us} + Q_k + Q_v$$

Wärmebilanz an der Meeresoberfläche als Summe des Strahlungsumsatzes und des turbulenten Transports sensibler und latenter Wärme durch die Meeresoberfläche  
 Horizontale Wärmeadvektion  
 $Q_i$  Wärmeinhalt einer Wassersäule mit der Oberfläche  $1 \text{ cm}^2$  und der Länge  $D$

$$\Delta Q_i \equiv \frac{dQ_i}{dt}$$

Zeitliche Änderung des Wärmeinhalts einer Wassersäule

$$D$$

Länge der Wassersäule

$$\bar{\rho}$$

Mittlere Dichte der Wassersäule

$$c_p$$

Spezifische Wärme bei konstantem Druck

$$T_s$$

Mittlere Temperatur der Wassersäule

$$T = \bar{T} + T'$$

Wassertemperatur und Strömungsvektor mit jeweils mittlerem und turbulentem Anteil (nach REYNOLDS)

$$v = \bar{v} + v'$$

$$\nabla = \frac{\partial}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z}$$

Differentialoperator

$$\bar{u}$$

$$\bar{v}$$

$$\bar{w}$$

Mittlere Komponenten des Strömungsvektors

$$A_h$$

$$A_v$$

Horizontaler und vertikaler Austauschkoefizient

Literatur

CSANADY, G., Motions in a model Great Lake due to a suddenly imposed wind. J. of Geophys. Res., 73 (1968) 6435–6447.

- FENNEL, W. und LASS, H. U., Zum Problem der niederfrequenten Zirkulation in der Ostsee. Unveröff. Manusk. (1980).
- HELM, R. und STURM, M., Advective Prozesse im Bereich der Mecklenburger Bucht. Unveröff. Manusk. (1976), 21 S.
- HUPFER, P., Die thermischen Verhältnisse in der ufernahen Zone des Meeres — dargestellt am Beispiel der Ostsee bei Zingst. Habilitationsschrift, Leipzig (1967).
- KIELMANN, J., KRAUSS, W. and KEUNECKE, K. H., Currents and stratification in the Baltic Sea and the Arkona Basin during 1962—1968. Kieler Meeresforschungen, **XXIX** (1973) 90—111.
- KISHI, J. M., Upwelling along the East Coast of the Izu Peninsula (II). Umi to Sora, **52** (1977) 59—66.
- KNOLL, M., Zur Wärmebilanz der ozeanischen Deckschicht im GATE-Gebiet. Berichte aus dem Institut für Meereskunde an der C. A. Universität Kiel, **68** (1979), 99 S.
- KULLENBERG, G., Physical oceanography. Chapter 3 in: The Baltic Sea, edited by A. VOIPIO. Elsevier, Amsterdam—Oxford—New York (1981) 135—175.
- MENGLKAMP, H.-TH., Über den Energieaustausch zwischen Meer und Atmosphäre im Bereich der westlichen Ostsee während des Sommerhalbjahres 1976. Dissertation, Kiel (1980), 170 S.
- MOOERS, C. N. K., FLAGG, C. N. and BOICOURT, W. C., Prograde and retrograde fronts. In: Oceanic fronts in coastal processes. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York (1978), 114 pp.
- POMERANEC, K. S., Die Wärmebilanz der Ostsee (russ.). Trudy GOIN, **82** (1964) 87—109.
- SAGER, G. und SAMMLER, R., Die Anwendung der nichtlinearen Regression auf die Bestimmung der Spektren von Meereswellen. Gerlands Beitr. zur Geophysik, **89** (1980) 326—338.
- STURM, M., Über Methoden zur empirischen Berechnung der Hauptkomponenten des Wärmehaushaltes der Meeresoberfläche aus mittleren hydro-meteorologischen Daten. Beiträge zur Meereskunde, **9** (1963) 36—66.
- STURM, M., Untersuchungen der Wärmebilanz der südlichen Ostsee im Bereich des Feuerschiffes „Fehmarnbelt“. Tellus, **XX** (1968) 485—494.
- STURM, M., Über die Auswirkungen des horizontalen Wärmetransportes durch den Fehmarnbelt auf die Eisverhältnisse in der südlichen Ostsee. Petermanns Geograph. Mitt., **115** (1971) 262—267.
- SVANSSON, A., Interaction between the coastal zone and the open sea. Merentutkimuslait. Julk./ Havsforskningsinst. Skr. No 239 (1975) 11—28.
- WALIN, G., Some observations of temperature fluctuations in the coastal region of the Baltic. Tellus, **XXIV** (1972) 187—198.

Anschrift der Verfasser:

Dr. M. STURM und Dipl.-Met. R. HELM  
 Institut für Meereskunde der AdW der DDR  
 DDR-2530 Rostock-Warnemünde  
 Abschluß der Arbeit: 31. 7. 1981

## Ergebnisse langzeitiger Strömungsmessungen in der Deckschicht des Seegebietes der Darßer Schwelle

Von EBERHARD FRANCKE

*Zusammenfassung:* Es werden einige Ergebnisse von Strömungsmessungen vorgestellt, die an einer Bojenstation gewonnen wurden, die am Osthang der Darßer Schwelle auf 21,5 m Tiefe verankert wurde. Die Daten basieren auf den Meßreihen der 7-m-Tiefe und umfassen 29 Monate aus dem Zeitraum 1973—1978. Ausgewählte Ergebnisse der Grundstatistik charakterisieren die Strömungsverhältnisse in der Deckschicht dieses Gebietes. Auf der Basis der Monatsreihen wurden Energiespektren berechnet, die charakteristische Peaks mit markanten jährlichen Variationen zeigen, so z. B. für den Periodenbereich zwischen 32 und 48<sup>h</sup> und für die Trägheitsperiode von 14,7<sup>h</sup> (in Abhängigkeit von der Schichtung in diesem Seegebiet). Im Gegensatz dazu ist die Veränderlichkeit des Energieniveaus auf der M<sub>2</sub>-Tide (12,5<sup>h</sup>) gering. Es wurden weiter jahreszeitliche und Spektren über die gesamte Meßzeit für die N- und E-Komponente berechnet und auf der Grundlage der derzeitigen Kenntnisse interpretiert.

*Summary:* Some results of current measurements gained by an anchored buoy system easterly of the Darss Sill (depth: 21.5 m) will be presented. The data basis of the 7-m-depth covers 29 month distributed accidental during a period of 5 years (1973—1978). Selected results of the cross statistics characterize the current conditions of the surface layer in this area. On the basis of monthly series the computed power spectra show characteristic peaks with a marked annual variation of the general level, for instance at the periods between 32<sup>h</sup> to 48<sup>h</sup> and at the inertial period of 14.7<sup>h</sup> (in dependence of the stratification in this area). In contrast to this the variation of the energy-level at the M<sub>2</sub>-tide (12.5<sup>h</sup>) is low. Mean power spectra for the seasons and for the whole time of measurements of the N- and E-components were computed and interpreted on the basis of the present knowledge.

*Резюме:* Представляются несколько результатов измерений течения, полученных на буйковой станции, поставленной на якорю на восточном склоне Дарсского порога на глубине 21,5 м. Данные основываются на временных рядах, полученных при измерении на глубине 7 м и охватывающих 29 месяцев периода 1973—1978 годов. Выбранные результаты основной статистики характеризуют режимы течений в приповерхностном слое указанного района. На основе месячных рядов были рассчитаны спектры энергии, указывающие на характерные пики с ясными годовыми изменениями, так например за период от 32 ч. до 48 ч. и за период инерции в 14,7 ч. (в зависимости от стратификации в этом районе моря). В противоположность к этому изменчивость уровня инерции на морском приливе M<sub>2</sub> (12,5 ч) незначительна. Дальше были рассчитаны сезональные и охватывающие все время измерений спектры северной и восточной составляющих и были интерпретированы на основе имеющихся в настоящее время знаний.

Geographische Lage und Bodentopographie des Seegebietes der Darßer Schwelle sind Ursache dafür, daß sie einen bestimmenden Einfluß auf den Wasseraustausch zwischen Nord- und Ostsee ausübt, der seinerseits eine wesentliche Komponente des Wasserhaushaltes der Ostsee darstellt und außerdem entscheidend auf den Zustand der Wassermassen in

ihren Tiefenbecken wirkt. In Erkenntnis dieser Zusammenhänge wurde bereits zu Beginn dieses Jahrhunderts mit der Erforschung der Wasseraustauschprozesse im Übergangsbereich zwischen den beiden Nebenmeeren begonnen, wobei Untersuchungen in den dänischen Gewässern (Belte und Sund) den Schwerpunkt bildeten (KRÜMMEL, 1904, JACOBSEN, 1925). In den 30er Jahren erfolgten zeitweilige Arbeiten zu dieser Thematik im Fehmarnbelt und an der Darßer Schwelle, die jedoch wieder abgebrochen wurden (SCHUBERT, 1938).

Abschätzungen der Wasserhaushaltskomponenten der Ostsee führten zu dem Ergebnis, daß etwa 73% des Austausches mit der Nordsee über die Darßer Schwelle erfolgen (JACOBSEN, 1980). Damit wird quantitativ begründet, daß die genaue Kenntnis der dynamischen Verhältnisse in diesem Seegebiet Möglichkeiten erschließt, den Zustand der Ostsee, insbesondere ihrer Tiefenbecken, und seine Veränderungen zu überwachen und begrenzt zu prognostizieren.

Diese Überlegungen führten zur Einrichtung einer autonomen Strömungsmeßstation des Instituts für Meereskunde der AdW der DDR im Übergangsbereich von der Darßer Schwelle zum Arkonabecken auf der Position

$$\begin{aligned}\varphi &= 54^{\circ} 42,0' \text{ N}, \\ \lambda &= 12^{\circ} 41,7' \text{ E}\end{aligned}$$

mit einer Wassertiefe von 21,5 m (Abb. 1). Der Standort der seit Februar 1973 arbeitenden Bojenstation wurde so gewählt, daß er im südlichen Teil des Seegebietes im tiefsten Wasser liegt. Aus der Karte ist ersichtlich, daß die topographischen Verhältnisse den Charakter eines Kanals tragen. Weiter wurde angenommen, daß die Position repräsentativ für in der Ostsee einströmendes Wasser ist (FRANCKE, 1977).

An der Boje wurden anfänglich 2, seit 1977 4 Strömungsmesser vom Typ LSK 801.2 in den Tiefen 7, 12, 17 und 19,5 m eingesetzt. Dieser Gerätetyp wurde von FRANCKE u. a. (1980) ausführlich vorgestellt.

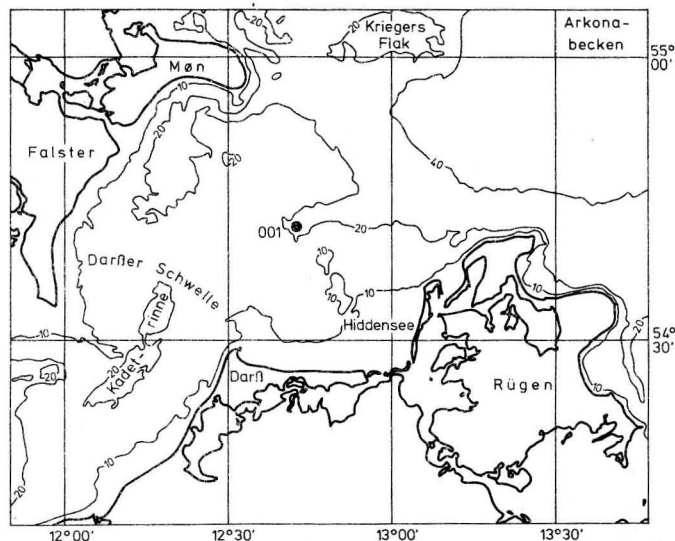


Abb. 1. Lage der Station

### Ergebnisse langzeitiger Strömungsmessungen

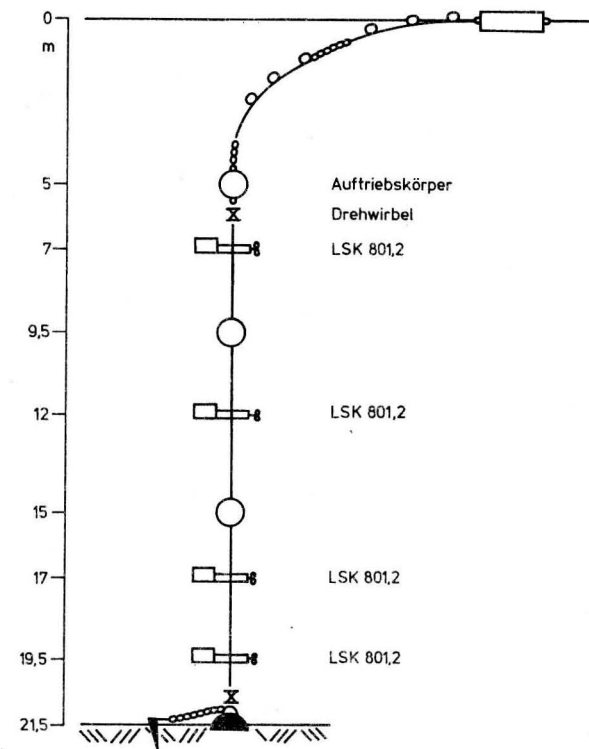


Abb. 2. Aufbau der Bojenstation „Darßer Schwelle“

Die Bojenstation „Schelf 73“ (Abb. 2) wurde für den Einsatz in Flachwassergebieten entwickelt (MÜLLER, 1974) und ist bis zu etwa Seegang 4 von der Oberflächenbewegung entkoppelt.

Die mechanisch arbeitenden Strömungsmesser LSK 801.2 entsprechen zwar nicht dem modernen Stand der Geräteentwicklung, stehen aber für einen Dauerbetrieb der Boje in ausreichender Anzahl zur Verfügung. Mehrere in situ-Vergleichsmessungen ergaben eine gute Zuverlässigkeit der Meßdaten im Periodenbereich größer als 5,5 Stunden. Probleme der Signifikanz der Ergebnisse im höherfrequenten Bereich ergeben sich sowohl aus der Konstruktion des Gerätes als auch aus dem Arbeitsprinzip. Der langgestreckte horizontal aufgehängte Instrumentenkörper stellt sich nur relativ träge in die herrschende Strömungsrichtung ein (Trägheitsweg für die Richtungseinschwenkung: ca. 1,5 m). Die Geschwindigkeit wird durch Messung eines skalaren Mittels des Strömungsbetrages über 10 Minuten, die Richtung auf der Basis von 5-Minuten-Einzelwerten bestimmt. Die Auswertung der auf Wachspapier analog registrierten Daten erfolgt teilautomatisiert, jedoch mit hohem manuellem Aufwand.

Die vorliegende Untersuchung umfaßt besonders die Meßreihen der Deckschicht (7 m) für den Zeitraum Februar 1973 bis März 1978. Durch Ausfälle infolge unterschiedlicher Ursachen stehen für diese Periode 29 vollständige Monatsreihen zur Verfügung, die über den gesamten Zeitraum zufällig, über die Jahreszeiten jedoch gleichmäßig verteilt sind.

Zur Grobcharakterisierung der Strömungsverhältnisse des untersuchten Gebietes folgen einige statistische Angaben.

Die in 10°-Sektoren aufsummierten Strömungsbeträge in Prozent der Summe aller Beträge (Abb. 3) zeigen in allen Tiefen die topographisch bedingten Vorzugsrichtungen Ost und West. Während aber die Strömung in den bodennahen Schichten entsprechend dem Bodenprofil SW- bzw. NE-wärts gerichtet ist, erfolgt in der Deckschicht eine Drehung nach rechts auf NNW für Ausstrom und über einen breiten Sektor von ENE bis SE für Einstrom.

Dieser mittlere Zustand ist im wesentlichen durch die ablenkende Kraft der Erdrotation und das Bodenprofil begründet. Nach DEFANT (1961) wird eine Strömung, die über ansteigenden Grund verläuft, cum sole abgelenkt. Dieser Zustand tritt bei Ausstrom an der Station ein. Im Einstromfall sollte das abfallende Bodenprofil eine Richtungsänderung contra solem verursachen; aus den Abbildungen geht hervor, daß das zumindest bei den langperiodischen Strömungsanteilen nicht im erwarteten Maße erfolgt. Das ist ein Hinweis darauf, daß die Strömungsverhältnisse in diesem Seegebiet sehr kompliziert und von

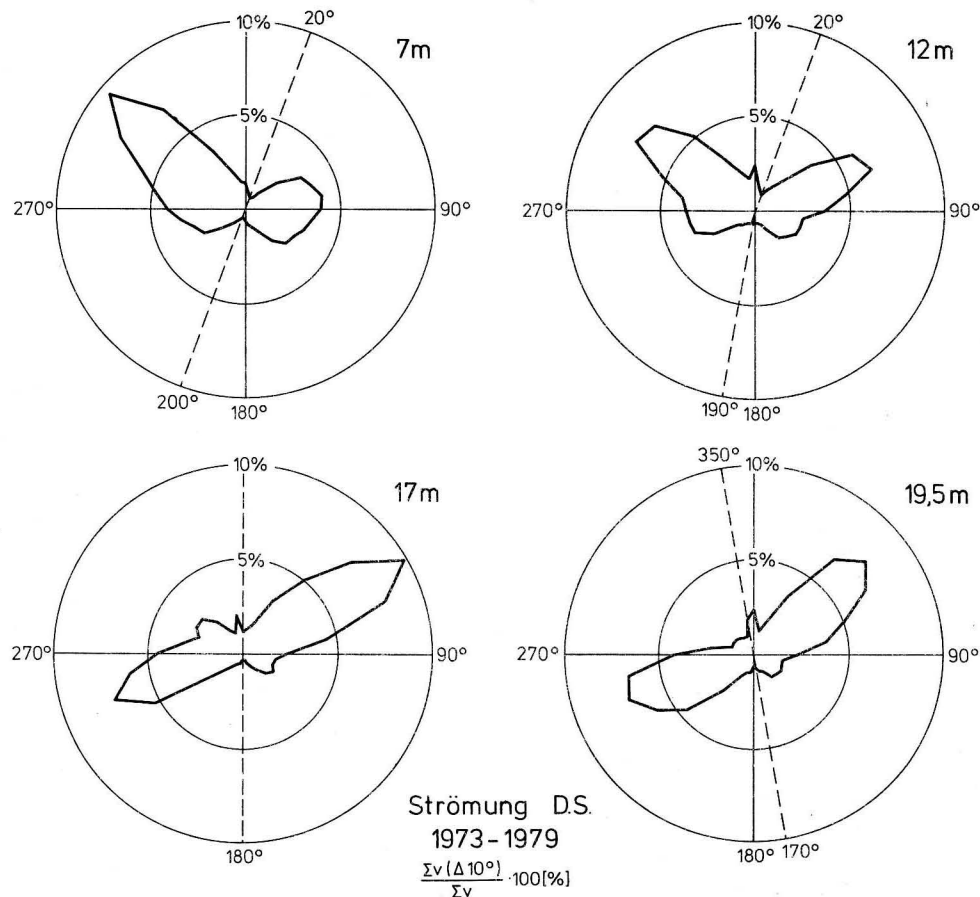


Abb. 3. Prozentualer Anteil der Summe der Strömungsbeträge in 10°-Sektoren von der Summe aller Beträge

unterschiedlichen Bedingungen (z. B. von dem sattelförmigen Bodenprofil und der Trichterform der umgebenden Küsten) abhängig sind. Damit zeigt sich, daß befriedigende Erklärungen für die dynamischen Vorgänge im Bereich der Darßer Schwelle nur erreicht werden können, wenn das Meßfeld neben ausreichend zeitlicher auch eine hinreichend räumliche Verteilung der Meßdaten sichert.

Die Mächtigkeit der Mischungsschicht kann an der Station mit etwa 12–15 m angenommen werden. Das zeigt sich auch bei den Strömungsregistrierungen des in 12 m Tiefe arbeitenden Gerätes. Während Richtung und Geschwindigkeit der Strömung bei Ausstromlagen den Verhältnissen der Deckschicht folgen, korrespondieren sie im Einstromfall offensichtlich mit der Bewegung des Tiefenwassers. Die aus allen vorliegenden Messungen berechneten Scatterdiagramme bestätigen, daß in der Mischungsschicht bis etwa 12–15 m der Ausstrom aus der Ostsee dominiert, während die Tiefenströmung vorwiegend einwärts gerichtet ist. Aus den Häufigkeitsverteilungen wurden für die einzelnen Meßtiefen die Vorzugsrichtungen sowie anhand der Minima die Sektorenbegrenzungen für Ein- und Ausstromfälle definiert. (Tab. 1).

Tabelle 1

Meßtiefe (m)	Sektorenbegrenzung Ein-/Ausstrom	Vorzugsrichtungen	
		Einstrom	Ausstrom
7,0	20–200°	80°	310°
12,0	20–190°	70°	300°
17,0	360–180°	60°	250°
19,5	350–170°	50°	250°

Aus der Grundstatistik ergaben sich für die mittleren Strömungsbeträge in den einzelnen Meßtiefen und für das im Meßzeitraum ermittelte Maximum folgende Werte (Tab. 2):

Tabelle 2

Tiefe (m)	$\bar{v}$ (cm/s)	Standard- abweichung	$v_{max}$ (cm/s)
7,0	18,2	12,0	108,7
12,0	18,3	11,6	81,6
17,0	17,7	10,6	81,5
19,5	11,5	7,5	77,2

Aus der Tabelle 2 geht hervor, daß die mittlere Geschwindigkeit der Strömung in diesem flachen Schelfgebiet fast über die gesamte Wassersäule konstant ist, wobei in 19,5 m die Bodenreibung wirksam wird. Die Veränderlichkeit (ausgedrückt durch die Standardabweichung) nimmt mit zunehmender Tiefe und damit abnehmendem Windeinfluß ab.

Der über den gesamten Zeitraum berechnete Reststrom beträgt in

- 7 m Tiefe 4,2 cm/s 311° (N = 2,7786/E = -3,1410)
- 12 m Tiefe 4,2 cm/s 328° (N = 3,5126/E = -2,2319)

17 m Tiefe 3,9 cm/s 356° (N = 3,8655/E = -0,2893)

19,5 m Tiefe 0,8 cm/s 360° (N = 0,8315/E = -0,0063)

Daraus wird ersichtlich, daß im langjährigen Mittel im Gebiet der Darßer Schwelle fast über die gesamte Wassersäule der Ausstrom dominiert. Nur am Boden ergibt sich infolge des Kompensationsstromes ein geringer Einstrombetrag.

Aus dem vorliegenden Material wurden auf der Grundlage stündlicher Mittelwerte Aussagen über charakteristische Veränderungen der Strömung in der EKMAN-Schicht im Jahresablauf gewonnen. Als Zeiteinheit für die Bearbeitung jährlicher Veränderungen wurde der Monat gewählt, so daß die untersuchten Meßreihen im Durchschnitt 720 Werte umfassen. Für jahreszeitliche Betrachtungen erfolgte die Einteilung der Monate entsprechend der meteorologischen Praxis, also für den Winter mit Dezember bis Februar usw.

Für die insgesamt zur Verfügung stehenden 29 vollständigen Monatsreihen aus dem Zeitraum 1973—78 wurden die Grundstatistik (nach PLUTCHAK, 1972) und Energie- sowie Entropiespektren für die Nord- und Ostkomponente berechnet und die fortschreitenden Vektordiagramme dargestellt.

Anhand von zwei markanten Beispielen sollen grundlegende Eigenschaften der Strömung in der Oberflächenschicht erläutert werden.

Der Juli 1976 zeigt typische sommerliche Verhältnisse (Abb. 4a—g). In der Deckschicht dominiert Ausstrom, der weitgehend ungestört ist; die Darstellung des Betrages (Abb. 4a) läßt die periodischen Schwankungen der halbtägigen Gezeit erkennen. Die mittlere Geschwindigkeit weist mit 13,7 cm/s bei einer Standardabweichung von 9,1 cm/s unternormale Werte auf. Das aus 3stündigen Mittelwerten gezeichnete fortschreitende Vektordiagramm (Abb. 4b) zeigt erst ab 28. 7. eine Umstellung auf Einstrom. Auch die prozentuale Darstellung der Richtungshäufigkeiten (Abb. 4c) verdeutlicht den hohen Anteil des zur dänischen Küste hin abgelenkten Ausstromes.

Die zugehörigen Energiedichtespektren (Abb. 4d, e) zeigen, daß der Ostkomponente der Strömung in diesem Seegebiet eine bestimmende Bedeutung zukommt. Die Energiebeträge liegen für den langperiodischen Anteil größer  $9^h$  gegenüber dem Spektrum der Nordkomponente um etwa 50% höher. Die ausgeprägten Peaks auf Perioden im Trägheitsbereich weisen auf barokline Verhältnisse infolge starker Dichteschichtung im Untersuchungsgebiet hin. Für die Ostkomponente dominieren die halbtägige Gezeitenperiode  $M_2$  bei  $T_S = 12,42^h$  und die Trägheitsperiode  $T_1 = 14,7^h$  durch signifikante Energiepeaks. Im entsprechenden Windspektrum der Küstenstation Arkona (Abb. 4g) tritt bei  $12,5^h$  ebenfalls ein starkes Energiemaximum auf, so daß hier ein zusätzlicher Input aus der Atmosphäre erwartet werden muß. Ebenso entspricht der hohe Energiedichtewert zwischen 40 und 50 Stunden in der Ostkomponente der Strömung mit einem Maximum in der Ostkomponente des Windes. Dieses Ergebnis schließt an Untersuchungen von FRANCKE und HUPFER (1980) an, die den bestimmenden Einfluß des lokalen Windes im Periodenbereich von 2 Tagen auf die Strömung nachwiesen. Auch LANGE (1975) erwartet in diesem energiereichen Intervall direkt vom Wind erzwungene Strömungen. Das bei  $24^h$  vorhandene Maximum im Strömungsspektrum entspricht der  $K_1$ -Tide und tritt nur wegen der unter dem mittleren Niveau liegenden Energiedichtewerte als signifikanter Peak auf. Im höherfrequenten Bereich können die zwei kräftigen Signale bei 9,6 und 5,0 Stunden in der Strömung Energiemaxima des Windes mit den gleichen Perioden zugeordnet werden.

Trotz niedrigeren Energieniveaus weist die Nordkomponente besonders im Trägheitsbereich signifikante Maxima auf, die mit entsprechenden Extremwerten im Wind-

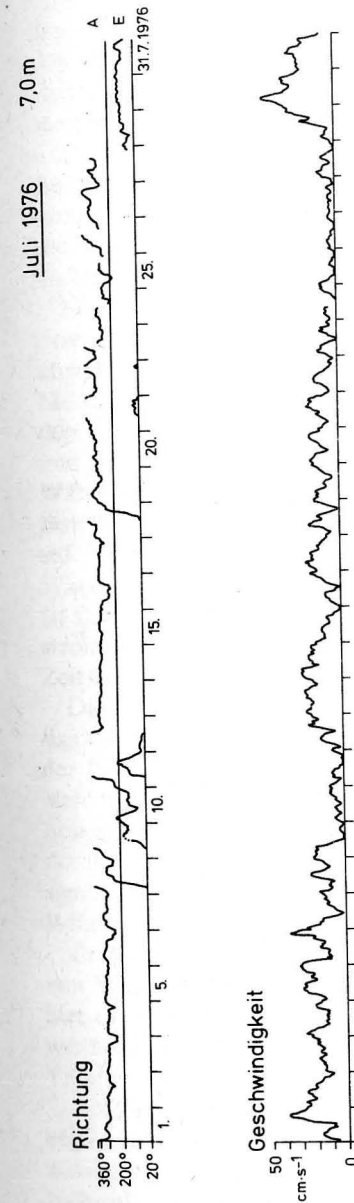


Abb. 4a

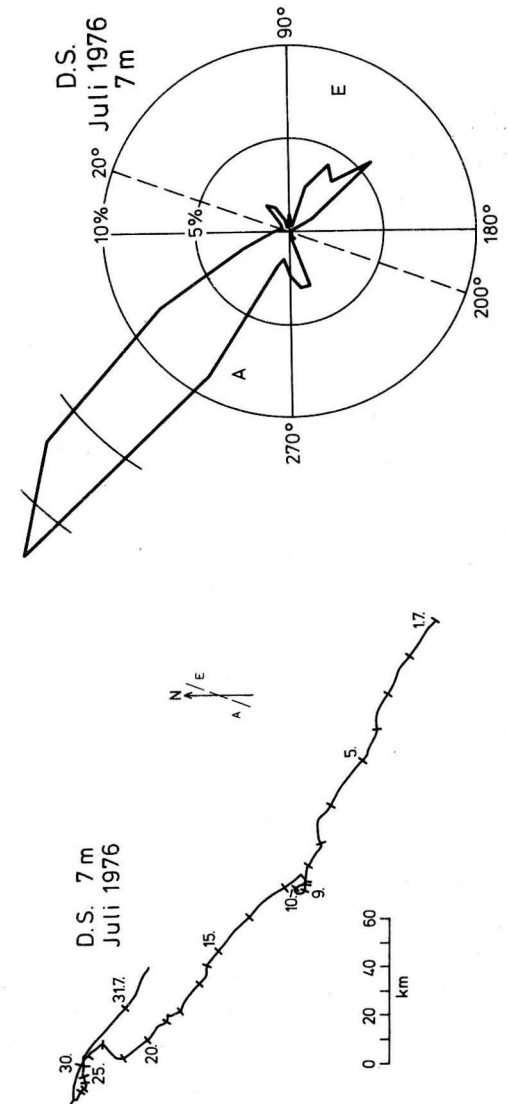


Abb. 4b

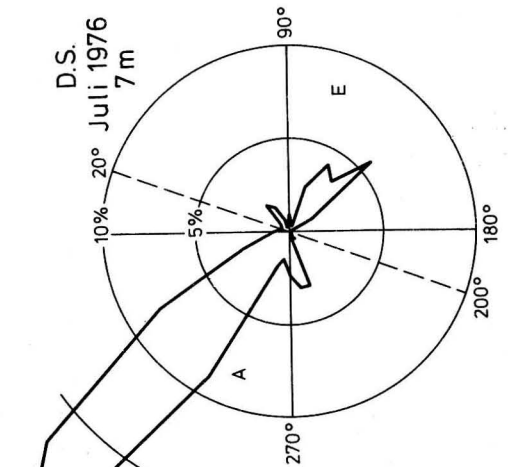


Abb. 4c



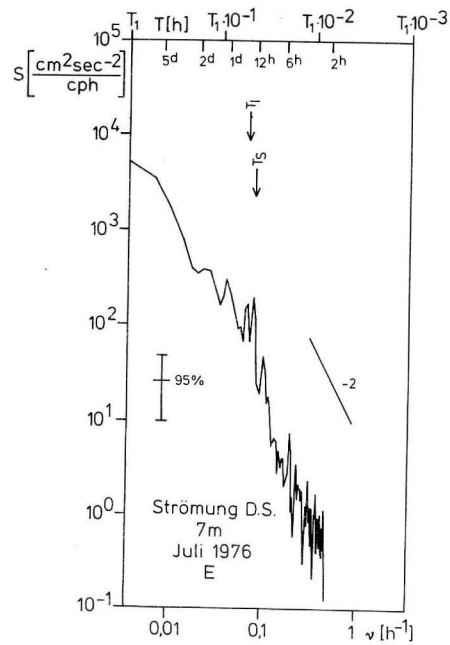


Abb. 4d

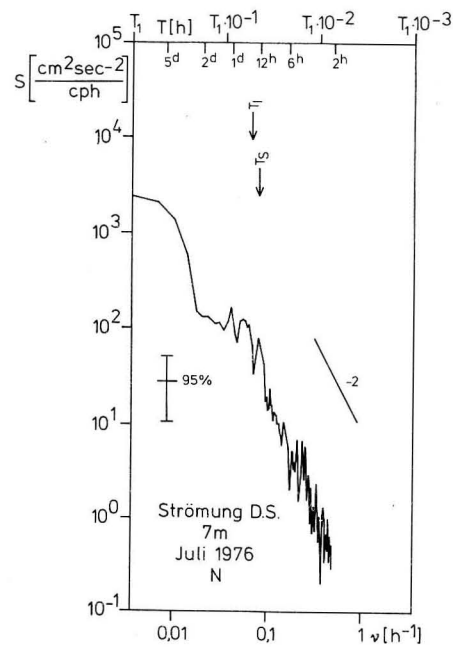


Abb. 4e

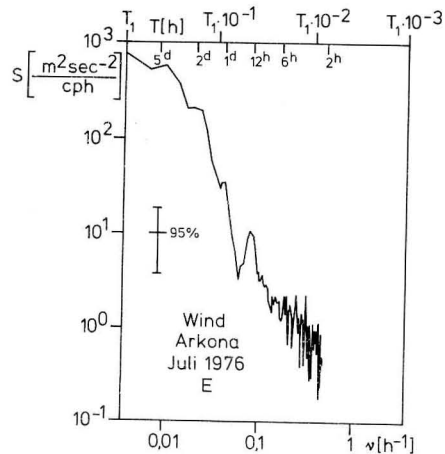


Abb. 4f

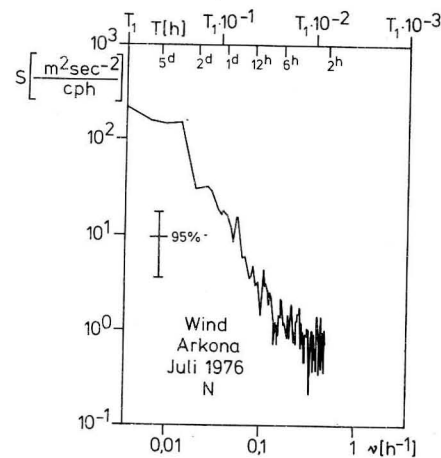


Abb. 4g

Abb. 4. Strömung an der Station „Darßer Schwelle“, 7 m, Juli 1976 ( $T_1 = 288^h$ )

a) Richtung und Geschwindigkeit

b) Progressives Vektordiagramm

c) Summe der Strömungsbeiträge der  $10^\circ$ -Sektoren in Prozent der Summe aller Beiträge

d) Energiedichte-Spektrum der Strömung, N-Komponente

e) Energiedichte-Spektrum der Strömung, E-Komponente

f) Energiedichtespektrum des Windes der Küstenstation Arkona, N-Komponente

g) Energiedichte-Spektrum des Windes der Küstenstation Arkona, E-Komponente

spektrum korrelieren, so besonders für die Perioden von 18 und 9 Stunden. Die  $24^h$ -Periode zeigt ebenfalls ein starkes Signal für die ganztägige Gezeit, der Peak bei 12,0 Stunden entspricht der  $S_2$ -Tide, wobei auch hier ein im Windspektrum vorhandenes Energiemaximum zusätzliche Impulse übertragen könnte. Die in der Nordkomponente des Windspektrums vorhandenen Energiepeaks bei 41 und 72 Stunden können in der Strömung nicht signifikant nachgewiesen werden, weil infolge der geringen Kanalbreite im Bereich der Meßstation derartige Wellenperioden nicht mehr auftreten.

Die vorliegenden Daten charakterisieren den Juli 1976 als einen Monat mit unternormalem Energieinput aus der Atmosphäre. Neben signifikanten Signalen für die Gezeitenanteile und die Trägheitsperiode dominieren in den Energiespektren der Strömung Maxima, die auch im Spektrum des lokalen Windes nachgewiesen werden können. Es bestehen als eine Folge der sommerlichen Schichtung streng barokline Verhältnisse.

Mit einer mittleren Strömungsgeschwindigkeit von 18,4 cm/s liegt der Februar 1977 über dem langjährigen Mittelwert (Abb. 5a–g). Er weist bei höherer Variabilität (Standardabweichung: 11,7 cm/s) mehrmaligen Wechsel zwischen Ein- und Ausstrom auf. Dieser Monat ist charakteristisch für die winterliche Situation mit hohem Energieeintrag aus dem Windfeld bei völlig aufgelöster Schichtung. Die Abb. 6 und 7 stellen die Temperatur- und Salzgehaltsverteilung an der Boje während einer Dauerstation im Februar 1977 dar. Während der gesamten Beobachtungszeit traten in der homogenen Deckschicht, die bis fast zum Boden reicht, keine wesentlichen Veränderungen an den Beobachtungsgrößen auf. Diese Schichtungsverhältnisse lassen darauf schließen, daß fast über die gesamte Wassersäule Ausstrom von salzarmem Ostseewasser herrscht. Die Bodenmischungsschicht ist flach, sie nimmt von ca. 0,5 auf 4 m zu. Der am Boden herrschende Kompensationsstrom wurde von dem Strömungsmesser in 19,5 m Tiefe nicht erfaßt, wie aus dem Vektorzeit-Diagramm (Abb. 8) und aus weiteren Meßdaten hervorgeht.

Das Energiespektrum der Ostkomponente der Strömung (Abb. 5d) bestätigt (wie auch das vom Juli 1976) die Ergebnisse von KIELMANN, KRAUSS und KEUNECKE (1973), wonach der Periodenbereich von 10–40 Stunden die entscheidende Verantwortung für die große Veränderlichkeit der Ostsee trägt. Neben der  $M_2$ -Tide ist ein breiter Bereich mit sehr hohem Energieniveau zwischen 35 und 48<sup>h</sup> berechnet worden. Aus dem Windspektrum der Küstenstation Arkona für Februar 1977 ergeben sich für diese Perioden ebenfalls signifikante Maxima (Abb. 5f). Hohe Kohärenz-Werte zwischen der E-Komponente von Wind und Strömung wurden für 24–26<sup>h</sup> und für 19<sup>h</sup> berechnet.

Entsprechende Korrelationen ergeben sich aus den Spektren der Nordkomponenten von Wind und Strömung (Abb. 5e und g) für Perioden kleiner als 26 Stunden, wobei auch hier die niederfrequenten Anteile des Windspektrums nicht in der Strömung nachgewiesen werden können. Infolge der stark barotropen Verhältnisse tritt im Energiespektrum keine Trägheitswelle auf.

Ein Vergleich der Strömungsspektren der Ostkomponenten für Juli 1976 und Februar 1977 ergibt für Perioden bis zum Trägheitsbereich das gleiche Energieniveau, während für die Bewegungsanteile mit höherer Periode das winterliche Spektrum Energiedichtewerte von mehr als dem 4fachen Betrag gegenüber dem sommerlichen Spektrum aufweist.

Das belegt die bekannte Tatsache, daß die Energiezuführung im Bereich der Gezeiten und der Trägheitsperiode nahezu konstant ist, während im Zeitbereich von 2–5 Tagen der Einfluß der in diesen Breiten entsprechend wechselnden Windfelder dominiert (FORTAK, 1971). Diese führen auf Grund der stark barotropen Verhältnisse im Winter zu einer deutlichen Erhöhung der Bewegungsenergie in der gesamten Wassersäule. Das zeigt

sich auch in dem Energiepeak bei 31<sup>h</sup>, der im Februar-Spektrum dem ersten und damit barotropen Mode der von WÜBBER und KRAUSS (1979) berechneten zweidimensionalen Eigenschwingungen der Ostsee entspricht.

Die zwischen den Ostkomponenten der Strömung an der Darßer Schwelle und des Windes an der Küstenstation Arkona berechneten Kreuzspektren weisen den Einfluß des lokalen Windes auf das Strömungsfeld für die Periodenbereiche zwischen 24 und 32 Stunden, bei 18—19, 9 und 5 Stunden nach. Für diese Zeitbereiche wurden in fast allen Einzelmonaten signifikante Kohärenzwerte berechnet.

Die einzelnen Perioden der 29 Spektren wurden über den gesamten Frequenzbereich gemittelt und mittlere Gesamtspektren für die Nord- und die Ostkomponente dargestellt (Abb. 9 a, b), um signifikante Schwingungsvorgänge, die für das Meßgebiet charakteristisch sein können, zu identifizieren. Wegen der eingangs erwähnten Probleme mit den eingesetzten Strömungsmessern ist nur eine Berücksichtigung des Periodenbereiches größer als 6 Stunden sinnvoll.

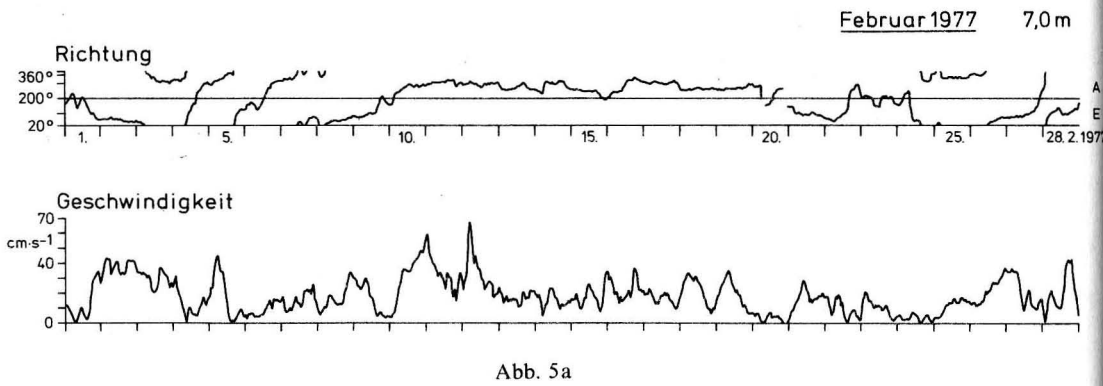


Abb. 5a

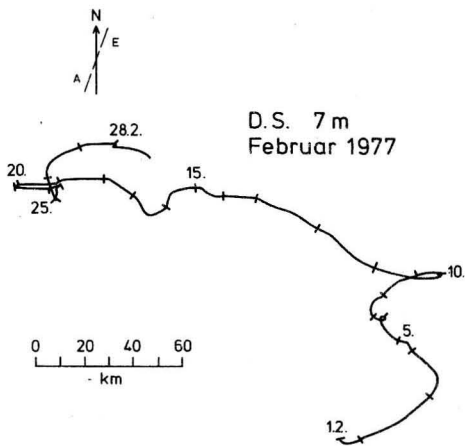


Abb. 5b

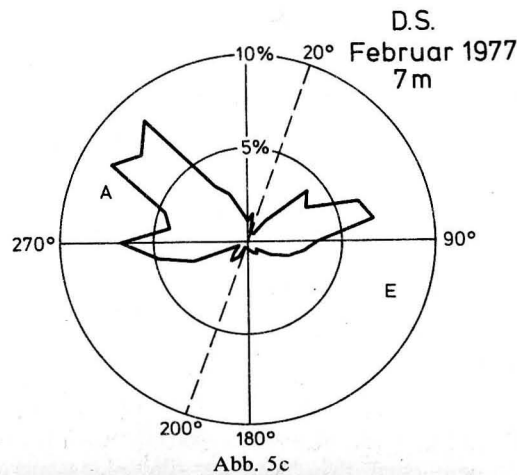


Abb. 5c

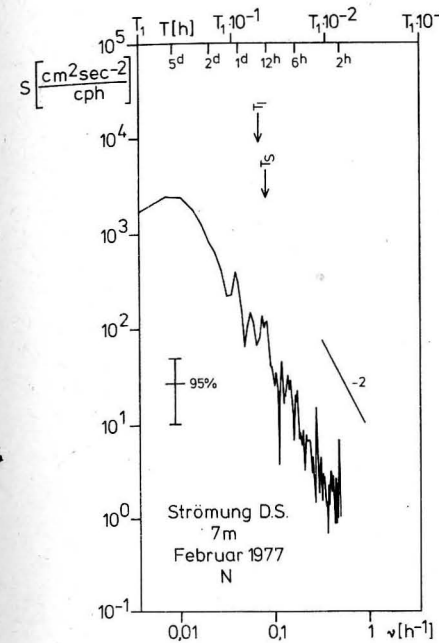


Abb. 5d

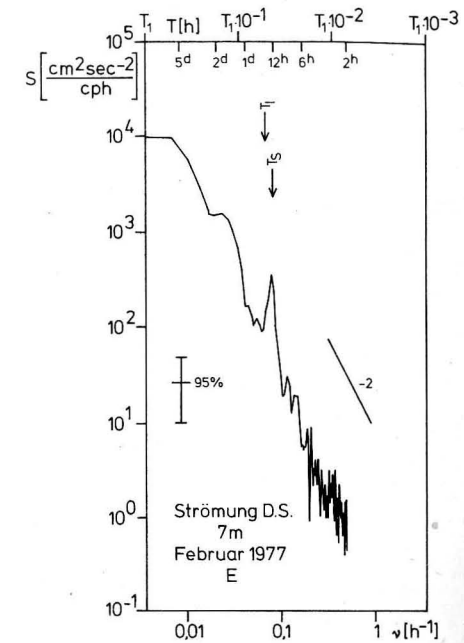


Abb. 5e

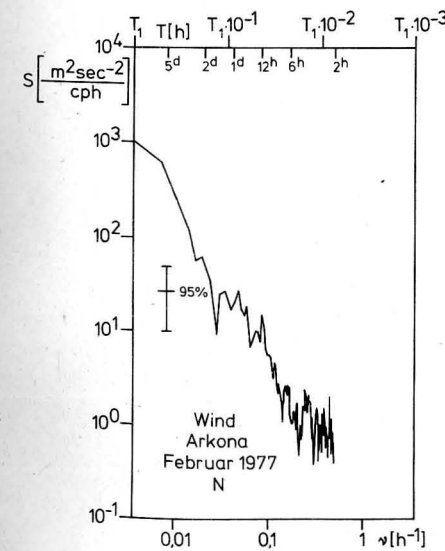


Abb. 5f

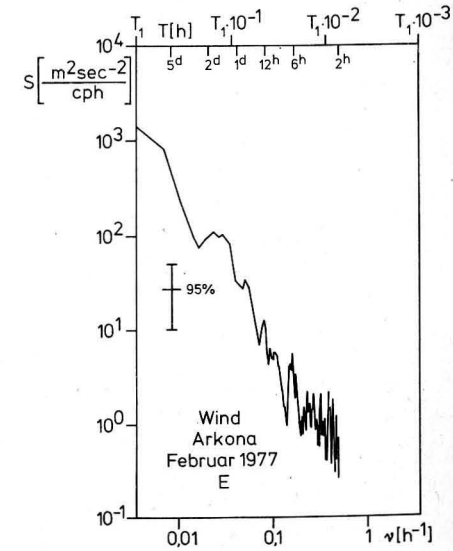


Abb. 5g

Abb. 5. Strömung an der Station „Darßer Schwelle“ 7 m, Februar 1977 ( $T_1 = 288^h$ ). a—g) siehe Legende zu Abb. 4

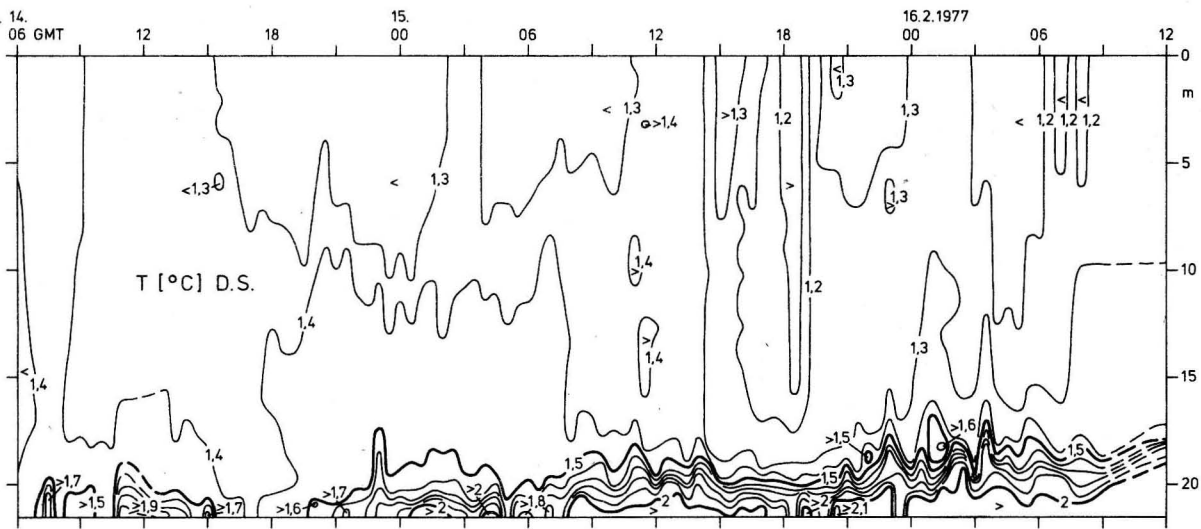


Abb. 6. Vertikale Temperaturverteilung vom 14. 2. 1977, 0600 GMT, bis zum 16. 2. 1977, 1200 GMT, an der Bojenstation „D. S.“

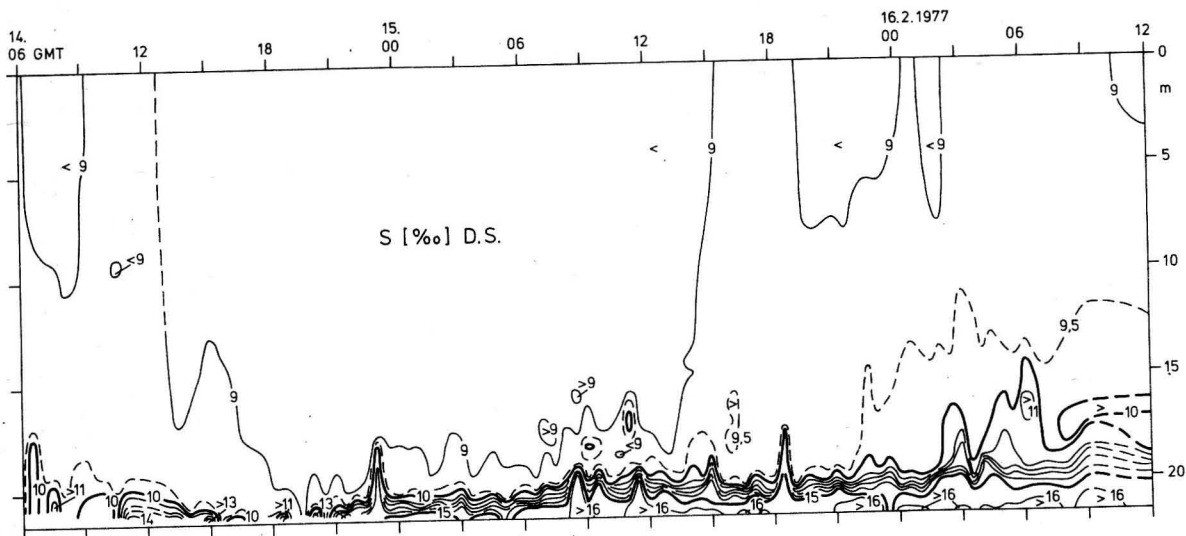


Abb. 7. Vertikale Salzgehaltsverteilung vom 14. 2. 1977, 0600 GMT, bis zum 16. 2. 1977, 1200 GMT, an der Bojenstation „D. S.“

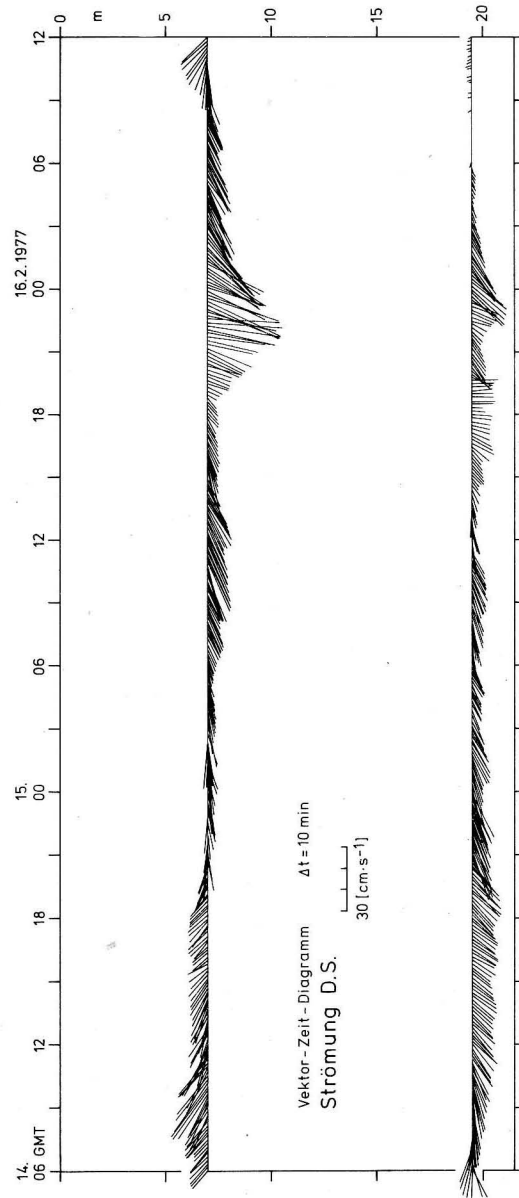


Abb. 8. Vektor-Zeit-Diagramm der Strömung an der Bojenstation „D. S.“ vom 14. 2. 1977, 0600 GMT, bis zum 16. 2. 1977, 1200 GMT

In dem Spektrum der *Ostkomponente* (Abb. 9b) erscheint neben der  $M_2$ -Tide nur im Bereich von 24–58 Stunden ein signifikantes Maximum, wobei der höchste Energiewert bei 36 Stunden auftritt. Die Energiekonzentration in diesem Frequenzbereich kennzeichnet die hydrographischen Bedingungen in der Deckschicht der westlichen Ostsee. Die sehr starke Variabilität der physikalischen Parameter entspricht den mittleren Verhältnissen in der Atmosphäre, die von lebhafter zyklonaler Tätigkeit geprägt sind. Die Einwirkung der im 2–5tägigen Rhythmus wechselnden Windfelder (FORTAK, 1971), die bereits im hier behandelten Winter-Spektrum nachgewiesen wurde, verursacht auch im langjährigen Mittel ein breites Spektrum verschiedener Bewegungsformen der Wassermassen der Ostsee (Seiches, windgetriebene Strömungsanteile), wobei durch die komplizierte Struktur des Ostsee-Beckens verschiedene Schwingungssysteme bestehen, die neben den häufig wechselnden Windrichtungen zu einem Energieanstieg in einem breiten Frequenzabschnitt zwischen 20 und 60 Stunden führen. Da besonders die windinduzierten Strömungsanteile nicht als eindeutig fixierte Peaks in den einzelnen Monatsreihen auftreten, sind sie verantwortlich für das breite Energiemaximum in diesem Periodenbereich. Das kann als Hinweis darauf angesehen werden, daß das Strömungsgeschehen im Untersuchungsgebiet im Mittel durch barokline Verhältnisse bestimmt wird.

Neben diesen signifikanten Peaks sind die Trägheitsperiode bei 14,7 Stunden und eine Energieerhöhung im Bereich von 120 bis 144 Stunden, die der von KRAUSS (1972) interpretierten widerzungenen linearen Schwingung entspricht, angedeutet. Im höherfrequenten Teil des Spektrums treten beim 7., 8. und 9. Mode der Ostsee-Seiches nach WÜBBER und KRAUSS (1979) geringe Maxima auf.

Für die Periode 35,5<sup>h</sup> berechnete KRAUSS (1972) eine zusammengesetzte nichtlineare Schwingung des Systems westliche Ostsee — Finnischer Meerbusen, die nach den vorliegenden Untersuchungen als dominierend für das Meßgebiet angesehen werden kann.

Das Gesamtspektrum der *Nordkomponente* (Abb. 9a) weist neben der  $S_2$ -Tide nur bei 18<sup>h</sup> einen signifikanten Peak auf. Dieser ist offensichtlich mit einem Maximum in der Nordkomponente des lokalen Windes korreliert, der in den meisten monatlichen Spektren identifiziert werden konnte.

Überraschend deutlich treten die Seiches des Schwingungssystems „Gesamte Ostsee“ hervor, für die WÜBBER und KRAUSS (1979) für das Gebiet der Darßer Schwelle besonders hohe Energiekonzentrationen berechneten. Es sind dies

- der 5. Mode (17,1<sup>h</sup>) bei 16,9 Stunden
- der 6. Mode (13,0<sup>h</sup>) bei 13,1 Stunden
- der 7. Mode (10,7<sup>h</sup>) bei 10,3–10,7 Stunden,
- der 8. Mode (8,8<sup>h</sup>) bei 8,73 Stunden und
- der 9. Mode (7,8<sup>h</sup>) bei 7,78 Stunden.

Ein Vergleich der Gesamtspektren von Ost- und Nordkomponente zeigt, daß im Bewegungsregime des Seegebietes der Darßer Schwelle die Ost-West-Richtung dominiert, wie das bereits DIETRICH (1971) anhand der Feuerschiffsbeobachtungen feststellte. Im Periodenbereich 9 Stunden liegen die Energiedichtewerte der Ostkomponente bis zum 4,5fachen Betrag über denen der Nordkomponente. Eine Verstärkung dieses Effektes folgt aus den vorherrschenden Windsituationen im nordeuropäischen Raum. Dagegen weist die Nordkomponente für kürzere Perioden kleiner als 8<sup>h</sup> höhere Energiekonzentrationen als die E-Komponente auf. Die Ursachen dafür sind vor allen Dingen in windangeregten Querschwingungen im Bereich des Kanals und in Seiches höherer Ordnung mit lokalem Charakter zu suchen.

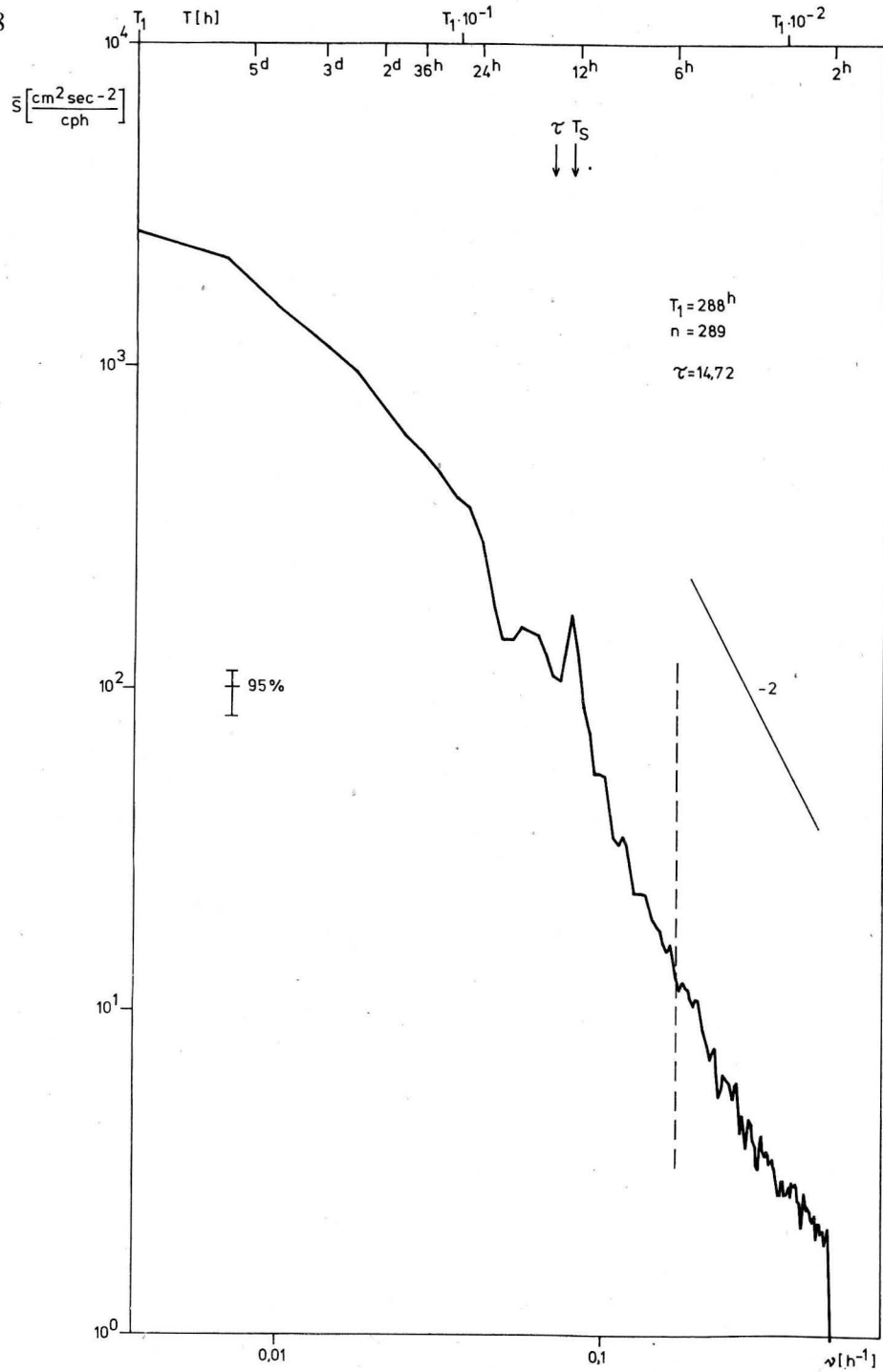


Abb. 9a

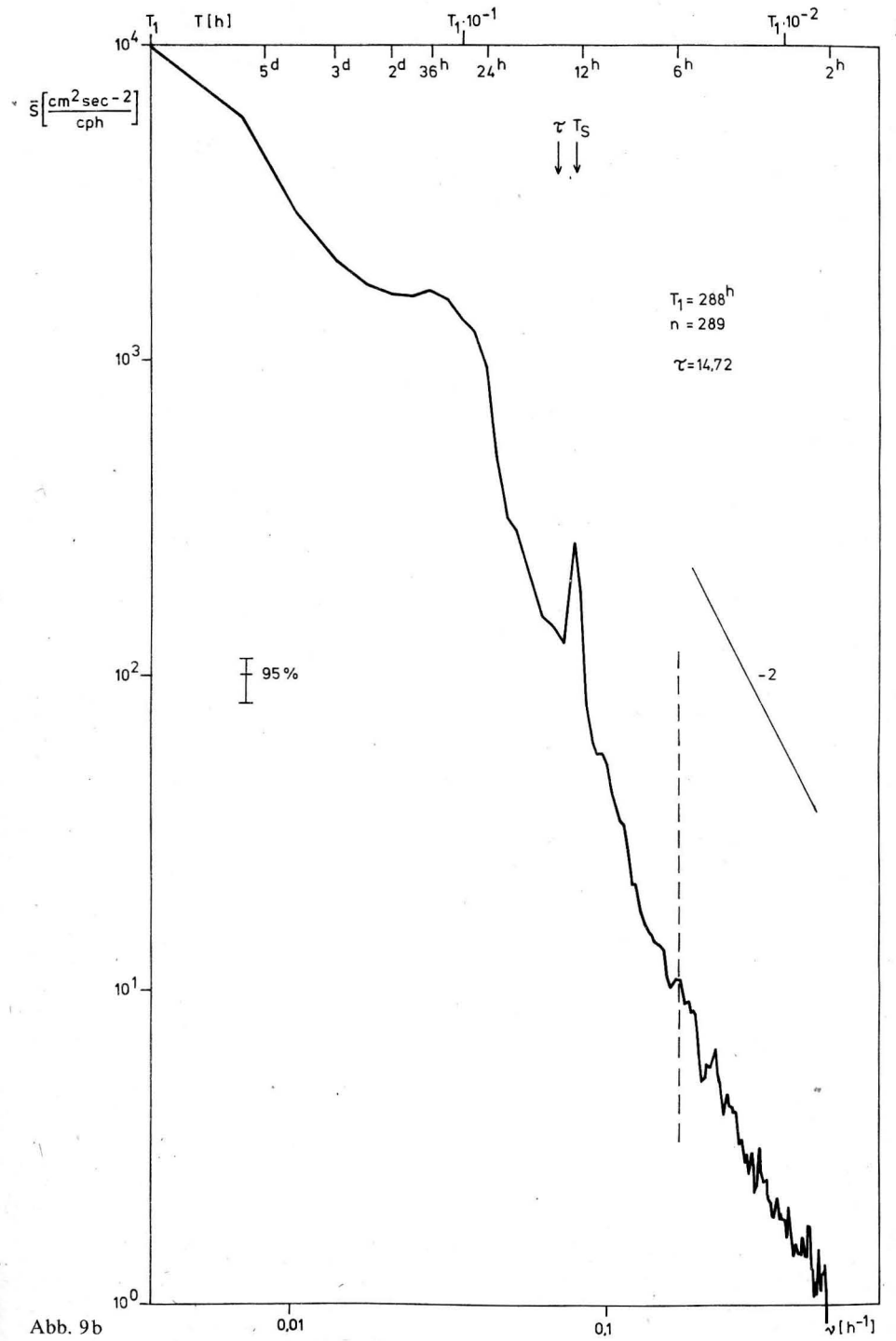


Abb. 9b

Abb. 9. Mittleres Energiedichtespektrum der Strömung an der Bojenstation „Darßer Schwelle“, 1973—1978, 29 Monate

a) N-Komponente      b) E-Komponente

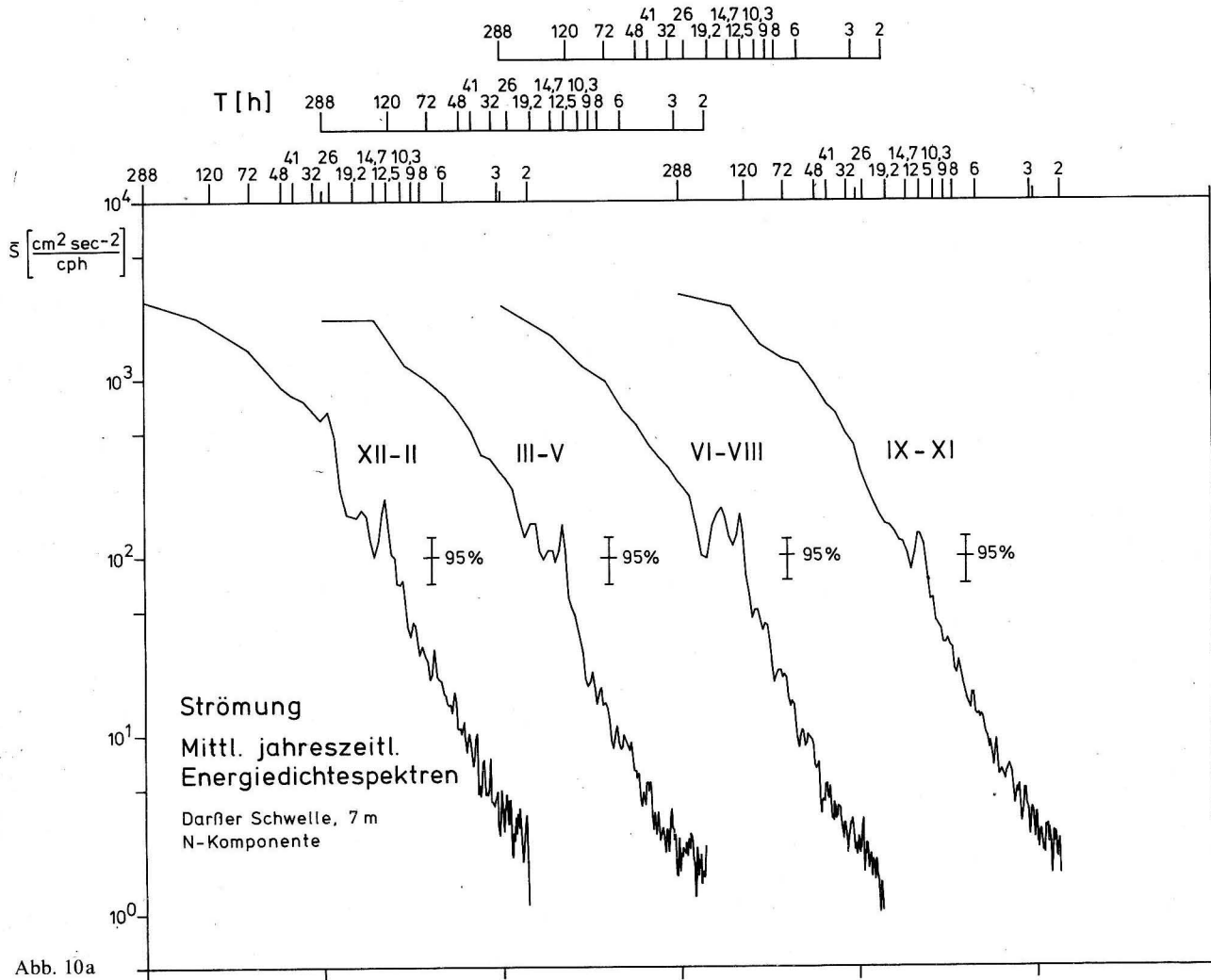


Abb. 10a

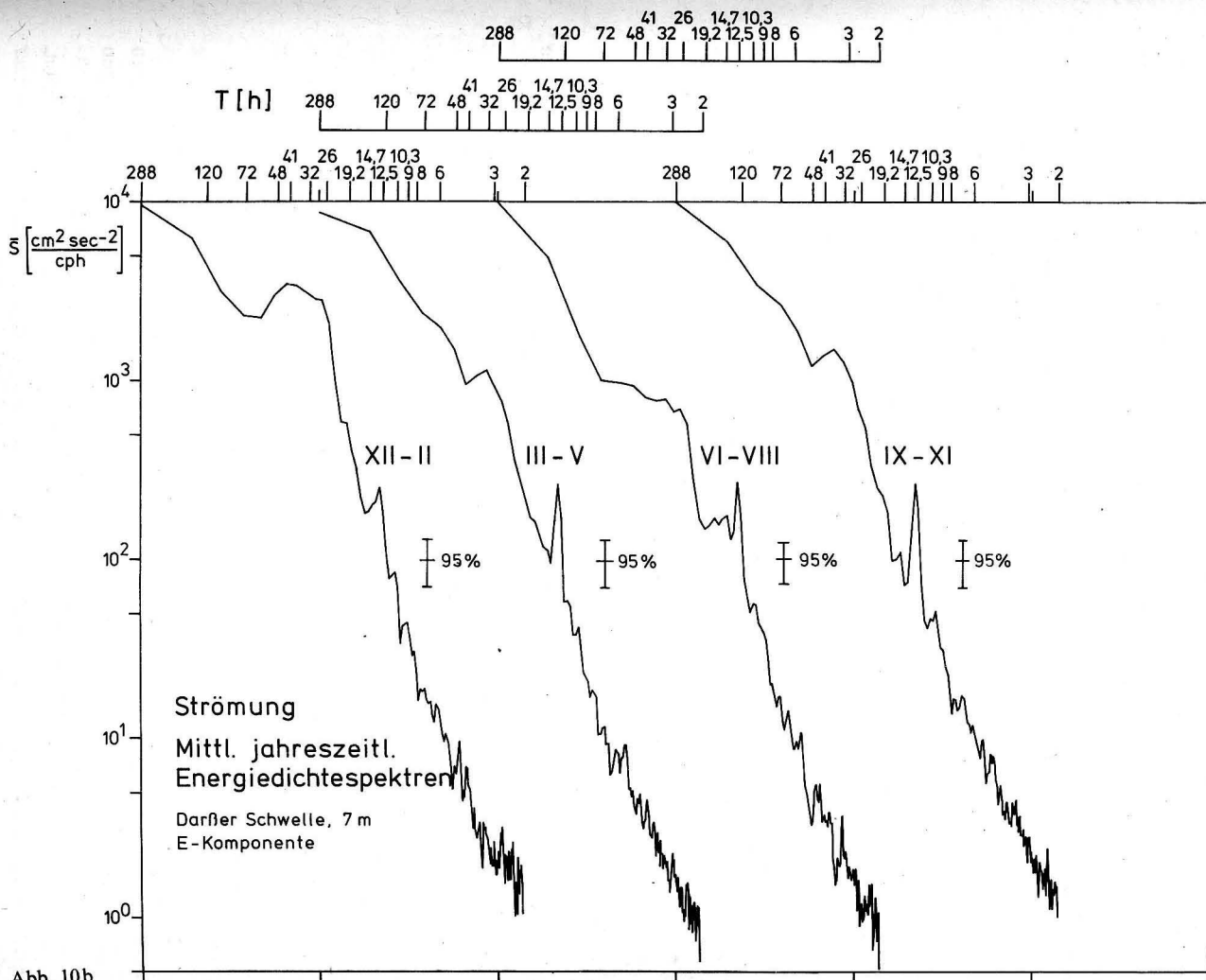


Abb. 10b

Abb. 10. Mittlere jahreszeitliche Energiedichtespektren an der Bojenstation „Darßer Schwelle“, 1973–1978  
a) N-Komponente b) E-Komponente

Zur Untersuchung jahreszeitlich bedingter Unterschiede in der spektralen Zusammensetzung der Strömung in der Deckschicht der Darßer Schwelle wurden die 8 entsprechenden mittleren Spektren berechnet (Abb. 10a, b).

Gemäß ihrer physikalischen Eigenschaften tritt die  $M_2$ -Tide in der Ostkomponente über das ganze Jahr mit annähernd gleicher Energiedichte auf. Anhand dieses konstanten Peaks kann das im Jahresgang unterschiedliche Niveau der Energiekonzentration im Bereich der Trägheitsfrequenz verfolgt werden. Dieser vom hydrographischen Aufbau der Wassermassen der Ost- und Beltsee abhängige Periodenbereich wird besonders während des Winters durch ausgeprägte barotrope Effekte überlagert; die Trägheitsschwingung ist unter diesen Bedingungen nicht vorhanden. Aufgrund des geringen Energieeintrages aus der Atmosphäre und der im Sommer bis zum Herbst vorhandenen starken Schichtung im Meer erscheint die Trägheitsperiode während dieser Jahreszeiten als signifikanter Peak. Aus dem Vergleich der 4 jahreszeitlichen Spektren ist ersichtlich, daß der Winter den größten Beitrag zu dem breiten Energiemaximum im Bereich zwischen 24 und 58<sup>h</sup> für das mittlere Jahresspektrum leistet. Das entspricht auch der größten Aktivität in der Atmosphäre und stimmt mit der bekannten Tatsache überein, daß Salzwassereinträge im allgemeinen im Spätherbst und Winter erfolgen (WOLF, 1972).

Im Frühjahrs- und Herbstspektrum tritt bei etwa 32<sup>h</sup> ein signifikanter Peak auf, der auch im Winter Bestandteil des breiten Maximums ist. Hierbei handelt es sich offensichtlich um das Signal der 1. Eigenschwingung der Ostsee bei 31<sup>h</sup> nach WÜBBER und KRAUSS (1979), die in den Jahreszeiten mit geringer oder fehlender Schichtung in der Ostkomponente auftritt. In allen Jahreszeiten treten für die Periodenbereiche 50–60 und 120–140 Stunden erhöhte Energiedichtewerte auf, die direkt von Windfeldern erzwungene Strömungsanteile darstellen (LANGE, 1875; MAGAARD, KRAUSS, 1966).

Im hochfrequenten Bereich des Herbst- und Winterspektrums fällt ein höherer Rauschpegel gegenüber den anderen Jahreszeiten auf. Wesentliche Ursachen dafür dürften die erhöhte Variabilität im Strömungsfeld infolge des hohen Energieeintrages aus dem Windfeld, aber auch die Beeinflussung der Meßgeräte infolge stärkeren und damit häufiger in das Niveau des oberen Auftriebskörpers der Bojenstation reichenden Seeganges sein.

Für die jahreszeitlichen Spektren der Nordkomponente (Abb. 10a) ergaben sich wie bei dem Gesamtspektrum im langperiodischen Anteil um ca. 50% niedrigere Energiedichtewerte. Oberhalb 24<sup>h</sup> treten auch hier keine signifikanten Peaks auf. Nur im Winterspektrum ist das Energieniveau in diesem Bereich als eine Folge der verstärkten atmosphärischen Tätigkeit erhöht. Die im Periodenbereich von 10–20 Stunden auftretenden signifikanten Peaks entsprechen zum Teil Windmaxima (18<sup>h</sup>), können jedoch auch teilweise lokal bedingte Querschwingungen des Seegebietes darstellen.

Im Rahmen dieser Bearbeitung wurde die mittlere prozentuale Abweichung der einzelnen jahreszeitlichen Spektren vom Gesamtspektrum berechnet (Abb. 11a, b). Diese Darstellungen umfassen den Periodenbereich zwischen 288 und 6 Stunden. Auch hier zeigt sich, daß die Ostkomponente eine wesentlich stärkere Veränderlichkeit der dynamischen Verhältnisse aufweist, wodurch stärkere Abweichungen von den mittleren Verhältnissen im Vergleich zur Nordkomponente verursacht werden. Als markant erscheint die beträchtliche positive Abweichung bis zu 130% der Wintermonate zwischen 13 und 50 Stunden, die nochmals den erheblichen Energieinput aus der Atmosphäre verdeutlicht, wobei hier die Eigenschwingungen der Ostsee einen erheblichen Beitrag leisten. Im Gegensatz dazu liegt der Energieeintrag im Sommer als Folge der meteorologischen Verhältnisse bedeutend unter dem mittleren Betrag. Physikalisch bedingt weist die  $M_2$ -Tide während des

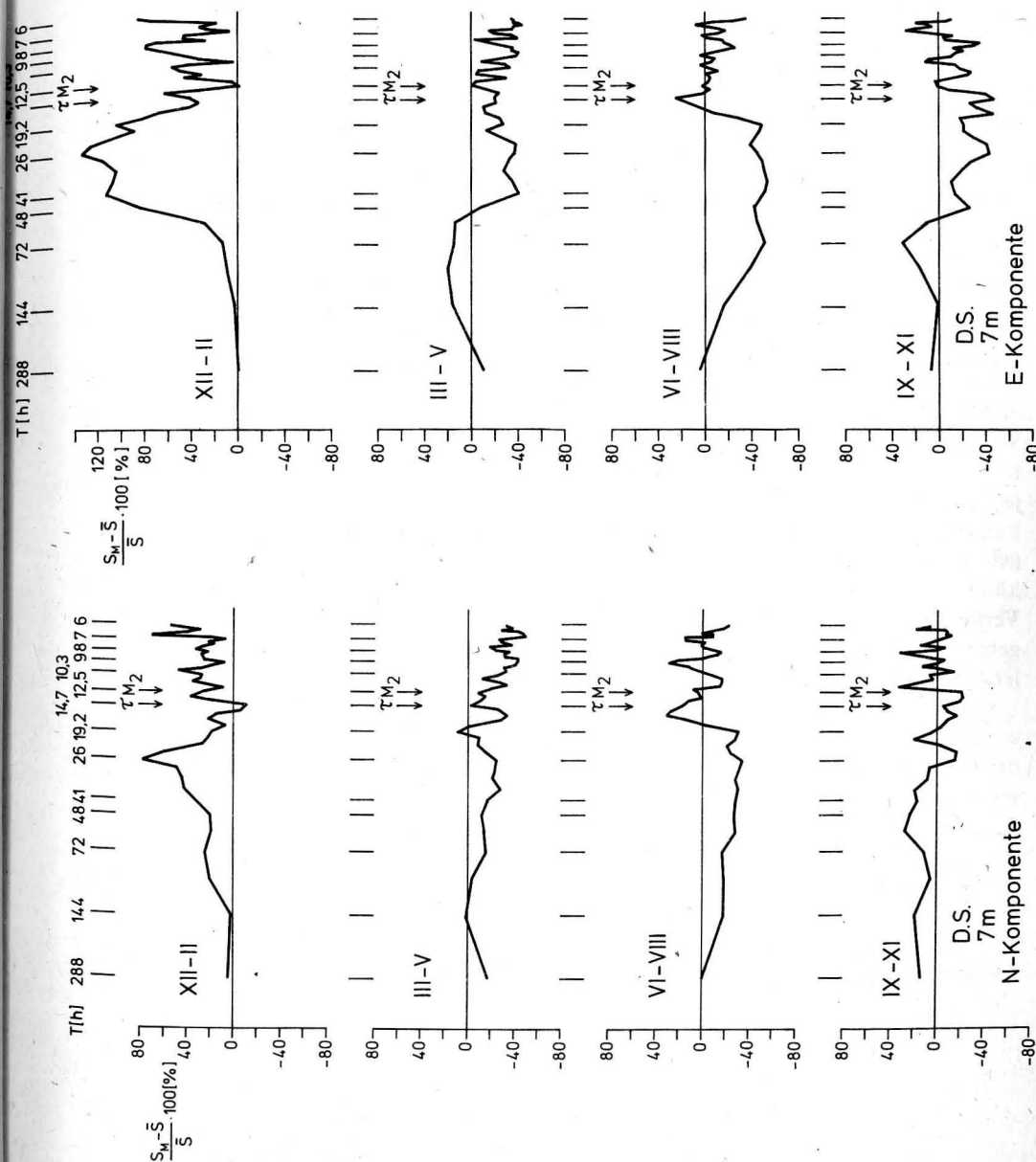


Abb. 11. Prozentuale Abweichung der mittleren Spektren der Jahreszeiten vom mittleren Spektrum des Gesamtzeitraums

gesamten Jahres keine Abweichung vom Mittelwert auf. Dagegen erscheint die Trägheitsperiode im Sommer als stärkste positive Anomalie vom langjährigen Mittel und im Winter mit einer recht hohen positiven Abweichung trotz eines relativen Minimums. Für das zuletzt genannte Phänomen sind offensichtlich die häufig in dem Seegebiet der Darßer Schwelle im Winter auftretenden starken Salzgehalts- und damit Dichteschichten verantwortlich, die insbesondere bei anhaltenden Einstromlagen im Tiefenwasser auftreten und auch im Winter zu baroklinen Verhältnissen führen können (FRANCKE, HUPFER, 1980).

Eine Untersuchung der Abweichungen der einzelnen Monatsspektren vom mittleren Jahresspektrum ergab zum Teil beträchtliche Differenzen, die nach dem Salzwasser-einbruch von 1975/76 im Zusammenhang mit einer starken zyklonalen Tätigkeit über Nordeuropa bis zu 680 % im Periodenbereich von 20 bis 40<sup>h</sup> der der Ostkomponente betrug. Damit wird deutlich, daß diese statistischen Werte nur begrenzten Wert für die Interpretation dominierender Ereignisse haben, für den Einzelfall jedoch die konkrete Messung vorliegen muß. Daraus wird aber auch ersichtlich, wie problematisch prognostische Aussagen über das Strömungsregime im Bereich der westlichen Ostsee und des Übergangsgebietes zur Nordsee sind.

Die Bearbeitung gibt einen Einblick in die mittleren Verhältnisse des Strömungsgeschehens im Bereich der Darßer Schwelle. Die bereits früher anhand einzelner Experimente festgestellte Verantwortlichkeit der Bewegungsvorgänge im Bereich zwischen 10 und 40 Stunden für die hohe Variabilität der Ostsee trifft für den gesamten Jahresablauf zu, wobei jedoch ein signifikanter Jahresgang in Abhängigkeit von der atmosphärischen Zirkulation vorliegt. Sowohl im Sommer und Frühherbst als auch bei entsprechender Salzgehaltsschichtung im Winter sind die Bewegungsvorgänge in der westlichen Ostsee von baroklinen Verhältnissen bestimmt, denen sich oft barotrope Effekte überlagern. Die starke Veränderlichkeit im Strömungsgeschehen der Deckschicht ist kennzeichnend für das Seegebiet und führt teilweise zu extremen Abweichungen des diskreten Falles von den mittleren Verhältnissen.

Eine befriedigende Klärung des Problems der raum-zeitlichen Veränderlichkeit des Strömungsfeldes im Bereich der Darßer Schwelle setzt sowohl die komplexe Untersuchung der dynamischen und Schichtungsverhältnisse des Seegebietes als auch umfassende Kenntnisse des meteorologischen Geschehens in einem größeren Gebiet und einer größeren Anzahl von Pegeln in und außerhalb der Ostsee voraus. Im Rahmen des langfristigen Programms WDS (*Wasseraustausch-Experiment Darßer Schwelle*) wird der Versuch unternommen, einer Lösung dieser Fragestellung näher zu kommen (MATTHÄUS u. a. 1982). Die Bojenstation „Darßer Schwelle“ kann nur eine gewisse Überwachungsfunktion für hydrographische Vorgänge im Überseegebiet zwischen Ost- und Nordsee erfüllen und einen Einblick in langzeitige und für das Gebiet dominierende Vorgänge bieten.

#### Literaturverzeichnis

- DEFANT, F., *Physical Oceanography*. Pergamon Press, Oxford 1961.  
 DIETRICH, G., Oberflächenströmungen im Kattegat, im Sund und in der Beltsee. *Deutsch. Hydrogr. Zeitschr.* (1951) 4, S. 129–150.  
 FORTAK, H., *Meteorologie*. Carl Habel Berlin (1971), 287 Seiten.

- FRANCKE, E. Some remarks on the current meter buoy anchored by the Institute for Marine Research Warnemünde at the Darßer Schwelle. 5th Meeting of Experts on the Water Balance of the Baltic Sea, Rostock 1977, 57 Seiten.  
 FRANCKE, E., HUPFER, P., Ein Beitrag zur Untersuchung des Salzwassereintruchs im Winter 1975/76 in die Ostsee. *Beiträge zur Meereskunde* (1980) 44/45, S. 15–26.  
 FRANCKE, E., LASS, U., MÖCKEL, F., PLÜSCHKE, G., Der ozeanologische Strömungsmesser LSK 801. *Beiträge zur Meereskunde* (1980) 44/45, S. 127–138.  
 JACOBSEN, J., P., Die Wasserumsetzung durch den Öresund, den Großen und den Kleinen Belt. *Meddelelser fra Kommissionen for Havundersøgelsen. Serie:Hydrografi* (1925), 9, 72 Seiten.  
 JACOBSEN, T., S., Sea water exchange of the Baltic. *Measurements and methods. The Belt Project.* Copenhagen 1980, 107 Seiten.  
 KIELMANN, J., KRAUSS, W., KEUNECKE, K.-H., Currents and stratification in the Balt Sea and the Arkona Basin during 1962–1968. *Kieler Meeresforsch.* XXIX (1973) 2, S. 90–111.  
 KRAUSS, W., Wind-driven oscillations of an enclosed basin with bottom friction. 8th Conference of Baltic Oceanographers. Paper No. 5 (1972), S. 1–16.  
 KRÜMMEL, O., Die Deutschen Meere im Rahmen der internationalen Meeresforschung. *Veröff. Inst. f. Meereskunde u. d. Geogr. Inst. Univ. Berlin* (1904) 6, 36 Seiten, 3 Karten.  
 LANGE, W., Zu den Ursachen langperiodischer Strömungsänderungen im Fehmarnbelt. *Kieler Meeresforschungen* XXXI (1975) 1, S. 65–81.  
 MAGAARD, L., KRAUSS, W., Spektren der Wasserstandsschwankungen der Ostsee im Jahre 1958. *Kieler Meeresforschungen* XXII (1966) 2, S. 155–162.  
 MATTHÄUS, W., FRANCKE, E., LASS, H.-U., SCHWABE, R., Untersuchung der Wasseraustauschprozesse im Bereich der Darßer Schwelle. *Beiträge zur Meereskunde* (1982) 47, S. 31–50.  
 MÜLLER, G., Über den Einsatz der Flachwasserbojenstation „Schelf 73“. *Seewirtschaft* (1974) 9, S. 563–565.  
 PLUTCHAK, N. B. (Hrsgb.). u. a., 1970 Totem Wind and Current Data. *Data Report. Oceanogr. Oregon State Univ.* (1972) 52, 63 Seiten.  
 SCHUBERT, O. v., Die Frage des Wasseraustausches zwischen Nord- und Ostsee. VI. *Baltische Hydrologische Konferenz 1938* (1938), Hauptbericht 7, S. 1–8.  
 WOLF, G., Salzwassereintrüche im Gebiet der westlichen Ostsee. *Beiträge zur Meereskunde* (1972) 29, S. 67–77.  
 WÜBBER, CH., KRAUSS, W., The two-dimensional seiches of the Baltic Sea. *Oceanologica Acta* 2 (1979) 4, S. 435–446.

Abschluß des Manuskriptes: 31. 7. 1981

Anschrift des Verfassers:

Dipl.-Met. EBERHARD FRANCKE  
 Institut für Meereskunde der AdW der DDR  
 DDR-2530 Rostock-Warnemünde



## Langzeittrends der Dichte im Gotlandbecken

Von WOLFGANG MATTHÄUS

*Zusammenfassung:* An Hand von 388 Serien der Temperatur und des Salzgehaltes aus dem Zeitraum 1877 bis 1980 werden mittlere Langzeittrends der in-situ-Dichte in sechs Tiefenhorizonten der Station „Gotlandtief (BY 15 A)“ für verschiedene Teilperioden analysiert. Darüber hinaus werden für zwei Horizonte des Oberflächenwassers mittlere Jahresgänge berechnet und die Elemente der mittleren jahreszeitlichen Veränderlichkeit bestimmt.

In allen untersuchten Tiefenhorizonten ist im Zeitraum 1900—1980 die Dichte im Mittel um 0,5—1,0  $\sigma$ -Einheiten angestiegen. Auch für den Zeitraum 1952—1980 ist im Oberflächenwasser ein Anstieg um 0,3—0,7  $\sigma$ -Einheiten zu beobachten. Im 150-m- und 200-m-Horizont macht sich jedoch sowohl zwischen 1952 und 1980 als auch 1952 und 1969 ein Rückgang der Dichte um 0,4—0,7  $\sigma$ -Einheiten bemerkbar.

*Summary:* Using 388 oceanographical series of temperature and salinity of the period from 1877 to 1980 mean long-term trends of in-situ-density of the station „Gotland Deep (BY 15 A)“ are analyzed. Moreover elements of the mean seasonal variability of two levels of the surface water are calculated.

All investigated levels show a mean increase in density of about 0.5—1.0  $\sigma$ -units within the period 1900 to 1980. From 1952 to 1980 an increase of 0.3—0.7  $\sigma$ -units was only observed in the surface water. On the contrary a mean decrease in density of about 0.4—0.7  $\sigma$ -units was analyzed in the 150-m- and 200-m-levels both in the period 1952—1980 and 1952—1969.

*Резюме:* На основе 388 вертикальных профилей температуры и солёности периода 1877—1980 гг. анализируются средние многолетние тренды плотности по горизонту на шести горизонтах станции „Готландская впадина (BY 15 A)“ на разные отрезки периода. Кроме того вычисляются средние годовые ходы на два горизонта поверхностных вод и определяются элементы средней сезонной изменчивости.

На всех исследованных горизонтах в период 1900—1980 гг. плотность увеличилась в среднем на 0,5—1,0  $\sigma$ -единицы. На период 1952—1980 гг. в поверхностных водах тоже было наблюденo увеличение плотности на 0,3—0,7  $\sigma$ -единицы. На горизонтах 150 м и 200 м, однако, отмечено уменьшение плотности на 0,4—0,7  $\sigma$ -единицы в период от 1952 по 1980 гг. и от 1952 по 1969 гг.

### 1. Einleitung

Die Dichte ist eine wesentliche Größe für physikalische und chemisch-biologische Prozesse im Meer. Insbesondere im relativ kleinen Seegebiet der Ostsee mit ihren beträchtlichen horizontalen und vertikalen Dichteunterschieden ist die Kenntnis der Dichteverteilung ein wichtiger Faktor für die Beurteilung der Statik und Dynamik der Wassermassen sowie interner Bewegungsvorgänge und turbulenter Austauschprozesse.

Untersuchungen über Langzeitvariationen physikalischer und chemischer Parameter der Ostsee liegen in größerer Zahl vor (FONSELIUS, 1962, 1969; MATTHÄUS, 1977a, 1978a, 1979; PITKÄNEN, 1978; PIETIKÄINEN u. a., 1978; PERTILÄ u. a. 1980a, 1980b; PITKÄNEN, MALIN, 1980; NEHRING, 1982). Langzeittrends der Dichte sind bisher jedoch kaum analysiert worden. Die meisten Angaben beschränken sich darauf, aus dem mittleren Anstieg des Salzgehaltes auf eine Zunahme der Dichte im Ostseewasser zu schließen (Baltic Mar. Env. Prot. Comm., 1981). Einzelne Zahlenwerte wurden lediglich von FONSELIUS (1969) und MATTHÄUS (1973) angegeben. Eine detailliertere quantitative Analyse fehlt bisher völlig. Ebenso besteht auch in bezug auf quantitative Angaben zur jahreszeitlichen Variabilität der Dichte eine Lücke in der Literatur. Der aus der Analyse aller Beobachtungsdaten der Jahre 1902—1956 entworfene Atlas der Dichteverteilung in der Ostsee (BOCK, 1971) beschränkt sich im wesentlichen auf Monatskarten der Dichteverteilung in neun Tiefenhorizonten.

Im folgenden werden an Hand des gesamten aus dem Gotlandtief (BY 15 A) zur Verfügung stehenden Beobachtungsmaterials mittlere langzeitige Variationen der Dichte für den Zeitraum 1877—1980 und für einzelne Teilperioden berechnet. Darüber hinaus werden aus der Analyse der Daten erste Angaben über die mittlere jahreszeitliche Variation der Dichte im Oberflächenwasser gemacht.

## 2. Beobachtungsmaterial und Bearbeitungsmethodik

Für die repräsentative Station „Gotlandtief (BY 15 A)“ auf  $57^{\circ} 20' N$   $20^{\circ} 03' E$  — eine der markantesten Stationen der zentralen Ostsee — wurden insgesamt 388 Serien der Temperatur und des Salzgehaltes aus dem Zeitraum 1877—1980 zur Bearbeitung herangezogen. Das Datenmaterial wurde dem *Bulletin Hydrographique*, den *ICES Oceanographic Data Lists* und den *Annales Biologiques* sowie den Datenbänden des *National Board of Fisheries*, Sweden<sup>1)</sup>, des *Merentutkimuslaitos*, Helsinki<sup>1)</sup> und dem Archiv des *Institut für Meereskunde*, Warnemünde, entnommen. Für die Untersuchungen ist die Dichte in situ aus Salzgehalt, Temperatur und Tiefe nach KNUDSEN (1901) und EKMAN (1908) bestimmt und in die in der Ozeanologie gebräuchlichen  $\sigma_{STP}$ -Einheiten nach der Beziehung

$$\sigma_{STP} = (\rho_{STP} - 1) \cdot 10^3$$

umgerechnet worden.

Die ermittelten  $\sigma$ -Werte wurden im Hinblick auf jahreszeitliche und langzeitige Variationen analysiert. Die Berechnung mittlerer jahreszeitlicher Veränderlichkeiten erfolgte mit Hilfe der Ausgleichung der Werte durch eine Linearkombination trigonometrischer Funktionen (MATTHÄUS, 1971, 1977b), wobei aus den mittleren Fehlern der Koeffizienten über die Konfidenzintervalle bei einer statistischen Sicherheit von 99% ein Ausgleichungsgrad von  $k = 3$  für das Oberflächenwasser ermittelt wurde.

Zur Erfassung der Langzeittrends ist die lineare Ausgleichung herangezogen worden (MATTHÄUS, 1977a). Die Korrelationen zwischen Dichte und Zeit konnten nach dem

<sup>1)</sup> Der Verfasser dankt den Herren Dr. S. H. FONSELIUS, National Board of Fisheries, Göteborg, und Dr. P. MÄLKKI, Institute of Marine Research, Helsinki, für die Überlassung neuester schwedischer bzw. finnischer Beobachtungsdaten aus dem Gotlandtief.

*F*-Test für Korrelationskoeffizienten (TAUBENHEIM, 1969) im allgemeinen zu 99% statistisch gesichert werden. Zur Konfidenzschätzung für die Koeffizienten der Geradengleichungen wurden die Standardabweichungen des Achsenabschnitts und des Anstieges der Geraden berechnet, aus denen die Konfidenzintervalle für zu 99 bzw. 95% statistisch gesicherte Zusammenhänge mit Hilfe der STUDENTschen Verteilung bestimmt wurden (SMIRNOW, DUNIN-BARKOWSKI, 1963; WEBER, 1972).

## 3. Ergebnisse

Das arithmetische Mittel der Dichte des Wassers im Gotlandtief variiert zwischen  $\sigma$ -Werten von 5,5 an der Oberfläche bis etwa 11 in 200 m Tiefe (Abb. 1). Die Dichtesprungschicht liegt zwischen 60 und 100 m und weist einen mittleren Sprung von etwa 2,5  $\sigma$ -Einheiten auf. Die Standardabweichungen der Einzelwerte vom arithmetischen Mittel erreichen in Oberflächennähe Werte von  $\pm 0,75$  und liegen im Tiefenwasser um  $\pm 0,3$ . Als Extremwerte der Dichte wurden an der Oberfläche 3,6 bzw. 6,8 und in 200 m 9,9 bzw. 11,9 gefunden.

### 3.1. Jahreszeitliche Variationen

Man kann davon ausgehen, daß die Dichte nur im Oberflächenwasser einen markanten Jahresgang aufweist (Abb. 2). Er wird durch den Jahresgang im Salzgehalt geprägt (MATTHÄUS, 1978b) und besonders im Sommer durch die saisonale Variation der Temperatur

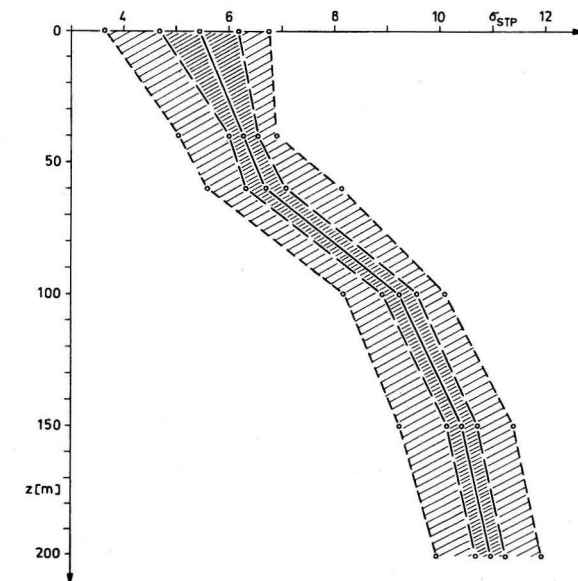


Abb. 1. Arithmetisches Mittel (ausgezogen), Standardabweichung der Einzelwerte vom arithmetischem Mittelwert (lang gerissen) sowie Extremwerte der Dichte im Gotlandtief im Zeitraum 1877—1980

(MATTHÄUS, 1977b) modifiziert. Mit der Tiefe nimmt die jahreszeitliche Variation schnell ab und ist in 40 m nur noch schwach ausgeprägt (Abb. 2). Bereits im 60-m-Horizont ist aus der Konfidenzschätzung keine statistische Sicherheit für die berechneten Koeffizienten zu erzielen.

Einzelne Elemente des mittleren Jahresganges sind Tab. 1 zu entnehmen. Die mittlere Jahresschwankung geht von 1,8  $\sigma$ -Einheiten in 0 m auf 0,4 in 40 m zurück. Die in Abb. 2 wiedergegebene monatliche Standardabweichung (Zusatzdarstellung auf der linken

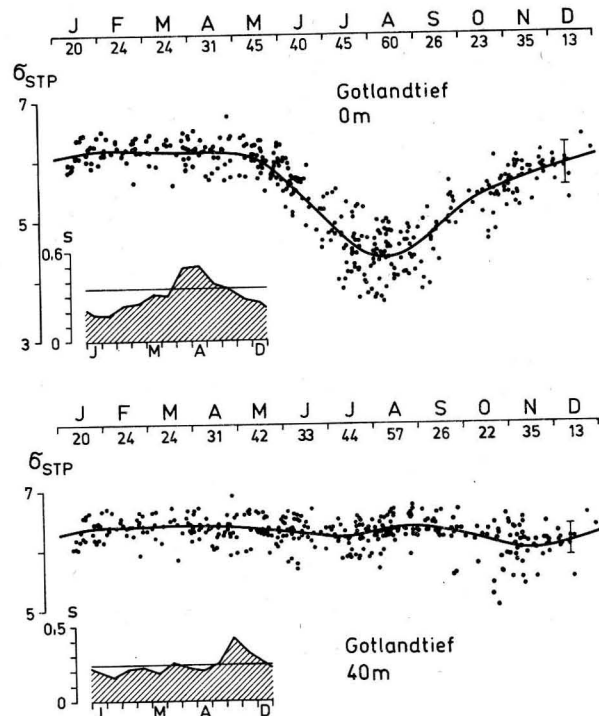


Abb. 2. Mittlere Jahresgänge der Dichte im Oberflächenwasser des Gotlandtiefs im Zeitraum 1877—1980

Tabelle 1

Elemente des mittleren Jahresganges der Dichte  $\sigma_{STP}$  im Oberflächenwasser des Gotlandtiefs ( $A_0$  = Jahresmittelwert;  $A_n$  = Amplitude der  $n$ -ten Oberwelle;  $K$  = Konfidenzintervall bei einer statistischen Sicherheit von 99%;  $\Delta$  = mittlere Jahresschwankung;  $s$  = Jahresstandardabweichung;  $\alpha$  = Eintrittszeit des Minimums)  
Anzahl der Serien: 386  
Zeitraum: 1877—1980

$z$ in m	$A_0$ $K$	$A_1$ $K$	$A_2$ $K$	$A_3$ $K$	$\Delta$	$s$	$\alpha$
0	5,573 $\pm 0,049$	0,800 $\pm 0,071$	0,293 $\pm 0,066$	0,117 $\pm 0,067$	1,78	$\pm 0,352$	9. VIII.
40	6,267 $\pm 0,034$	0,121 $\pm 0,048$	0,102 $\pm 0,046$	0,069 $\pm 0,049$	0,40	$\pm 0,239$	14. XI.

Seite) zeigt an der Oberfläche gegenüber der Jahresstandardabweichung einen deutlichen Jahresgang mit minimalen Werten im Januar/Februar und maximalen Werten im Juli/August. In 40 m Tiefe führt lediglich die nach Auflösung der sommerlichen thermischen Schichtung im Spätherbst auftretende Erwärmung zu einer deutlichen Erhöhung in der monatlichen Standardabweichung.

Der Einfluß des Langzeitrends auf den mittleren Jahresgang bleibt relativ klein. Ein Vergleich des Jahresganges, berechnet aus allen Daten des Zeitraums 1877—1980 (Abb. 2), mit den Jahresgängen der Zeiträume 1877—1969, 1952—1969 und 1969—1980 zeigt bei den Beträgen der mittleren Extrema nur maximale Abweichungen von 1—3%, beim Jahresmittelwert von ca. 2% und bei den Amplituden der Jahreshauptwelle von 5—10%.

### 3.2. Langzeitvariationen

Die Ergebnisse der Analysen der Langzeitvariationen im Gotlandtief sind in den Abb. 3—5 und in Tab. 2 zusammengestellt. In der linken Hälfte der Tabellen sind die analysierten Geradengleichungen

$$\sigma = a_0 + a_1 t$$

und die Standardabweichungen  $s$  für den Gesamtzeitraum 1877—1980 und vier Teilzeiträume angegeben. Die Zeit  $t$  ist aus der Differenz zwischen Jahreszahl und 1900 zu bestimmen. Die rechte Seite enthält die berechneten Mittelwerte  $\bar{\sigma}$  (bestimmt mit Hilfe der analysierten Geraden für die zeitliche Mitte des betrachteten Zeitraums) und die mittleren Variationen  $\Delta\bar{\sigma}$  für verschiedene Teilzeiträume. Die Größe  $K$  gibt das Konfidenzintervall für die mittleren Variationen in den angegebenen Teilzeiträumen bei einer statistischen Sicherheit von 99 bzw. 95% an. Für alle in Tabellen und Zeichnungen nicht gesondert gekennzeichneten Geraden ist die Korrelation zwischen Dichte und Zeit nach dem  $F$ -Test für Korrelationskoeffizienten (TAUBENHEIM, 1969) zu 99% statistisch gesichert.

In Abb. 3 ist die Dichteverteilung in sechs Tiefenhorizonten für den Zeitraum 1877—1980 dargestellt. Alle Tiefen zeigen einen deutlichen Anstieg der in-situ-Dichte, der im Zeitraum 1900—1980 zwischen 0,5 und 1,0 liegt (vgl. auch Tab. 2a und Abb. 5a). An der Oberfläche

Tabelle 2  
Mittlere langzeitige Variationen der Dichte  $\sigma_{STP}$  im Gotlandtief in ausgewählten Tiefen und Zeiträumen

a) $z$ in m	1877—1980 (388 Serien)		1900—1980		
	$\sigma$	$s$	$\bar{\sigma}$	$\Delta\bar{\sigma}$	$K$ (99%)
0	4,63 + 0,0128 t	$\pm 0,71$	5,14	1,02	$\pm 0,40$
40	5,78 + 0,0077 t	$\pm 0,23$	6,09	0,62	$\pm 0,13$
60	6,10 + 0,0094 t	$\pm 0,34$	6,47	0,75	$\pm 0,21$
100	8,62 + 0,0097 t	$\pm 0,27$	9,00	0,78	$\pm 0,15$
150	9,95 + 0,0074 t	$\pm 0,25$	10,24	0,59	$\pm 0,14$
200	10,58 + 0,0058 t	$\pm 0,26$	10,81	0,47	$\pm 0,15$

b) z in m	1877—1969 (227 Serien)		1900—1969		
	$\sigma$	s	$\bar{\sigma}$	$\Delta\bar{\sigma}$	K (99%)
0	4,81 + 0,0080 t	±0,72	5,09	0,55	±0,43
40	5,89 + 0,0048 t	±0,24	6,06	0,33	±0,16
60	6,10 + 0,0094 t	±0,35	6,43	0,65	±0,23
100	8,59 + 0,0104 t	±0,28	8,95	0,72	±0,17
150	9,84 + 0,0104 t	±0,29	10,20	0,72	±0,18
200	10,44 + 0,0097 t	±0,30	10,78	0,67	±0,19

c) z in m	1952—1980 (327 Serien)		1952—1980		
	$\sigma$	s	$\bar{\sigma}$	$\Delta\bar{\sigma}$	K (99%)
0	3,87 + 0,0238 t	±0,69	5,44	0,67	±0,39
40	5,63 + 0,0100 t	±0,21	6,29	0,28	±0,12
60	6,06 + 0,0101 t	±0,34	6,73	0,28	±0,20
100	9,17 + 0,0020 t <sup>2)</sup>	±0,25	9,30	0,06	±0,15
150	11,37 - 0,0127 t	±0,17	10,53	-0,36	±0,10
200	12,53 - 0,0215 t	±0,13	11,10	-0,60	±0,08

d) z in m	1952—1969 (166 Serien)		1952—1969		
	$\sigma$	s	$\bar{\sigma}$	$\Delta\bar{\sigma}$	K (95%)
0	5,01 + 0,0054 t <sup>2)</sup>	±0,69	5,34	0,09	±0,36
40	7,05 - 0,0129 t	±0,19	6,26	-0,22	±0,11
60	5,70 + 0,0160 t <sup>1)</sup>	±0,36	6,68	0,27	±0,21
100	9,56 - 0,0045 t <sup>2)</sup>	±0,26	9,29	-0,08	±0,14
150	12,01 - 0,0230 t	±0,20	10,61	-0,39	±0,11
200	13,67 - 0,0400 t	±0,11	11,23	-0,68	±0,06

e) z in m	1970—1980 (161 Serien)		1970—1980		
	$\sigma$	s	$\bar{\sigma}$	$\Delta\bar{\sigma}$	K (95%)
0	3,33 + 0,0315 t <sup>2)</sup>	±0,68	5,69	0,32	±0,36
40	4,62 + 0,0239 t	±0,17	6,42	0,24	±0,09
60	4,77 + 0,0269 t	±0,33	6,79	0,27	±0,18
100	9,36 - 0,0003 t <sup>2)</sup>	±0,25	9,33	-0,00	±0,13
150	10,90 - 0,0063 t <sup>2)</sup>	±0,13	10,43	-0,06	±0,07
200	11,72 - 0,0104 t	±0,10	10,94	-0,10	±0,06

<sup>1)</sup> nach dem F-Test zu 95% gesicherter statistischer Zusammenhang

<sup>2)</sup> nach dem F-Test statistisch nicht gesicherter Zusammenhang

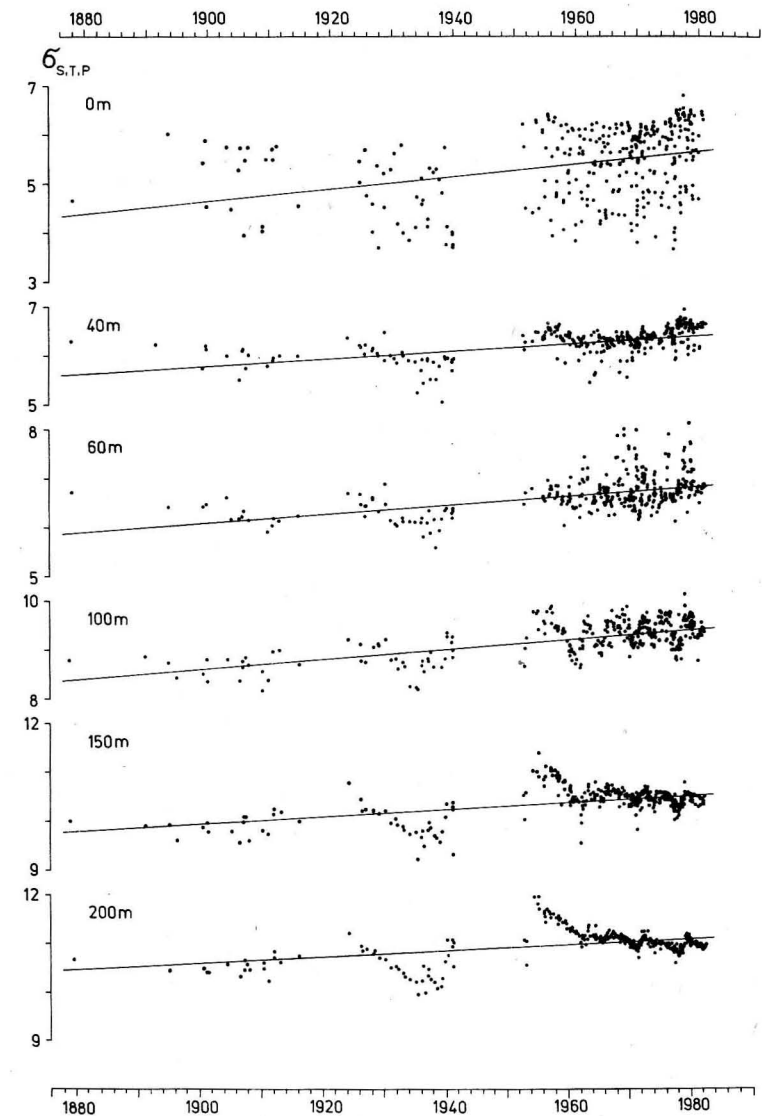


Abb. 3. Dichteverteilung in sechs Tiefenhorizonten des Gotlandtiefs

verursacht der Jahresgang (Abb. 2) eine zwei- bis dreifach größere Standardabweichung als in den anderen Horizonten. Die Analyse ergibt aber auch für die Oberfläche eine signifikante Zunahme der Dichte. In Abb. 4 sind die mittleren Vertikalprofile wiedergegeben, die sich aus dem berechneten Anstieg der Dichte für die Jahre 1900, 1940 und 1980 ergeben.

Neben den Langzeittrends im Gesamtzeitraum werden vier Teilzeiträume zur qualitativen und quantitativen Erfassung von Trendänderungen analysiert und für die Perioden

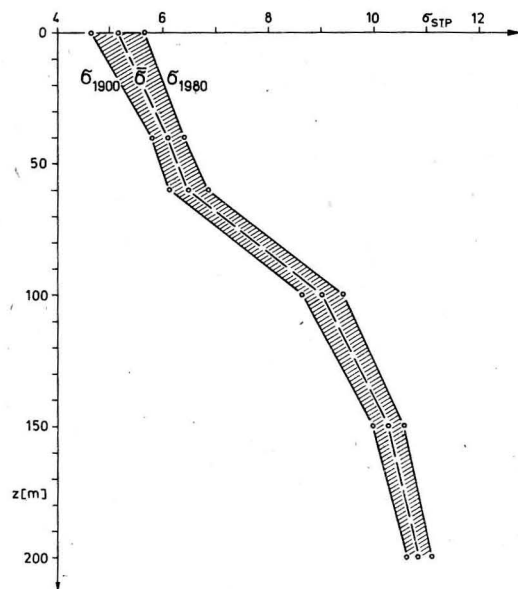


Abb. 4. Berechnete mittlere Vertikalprofile der Dichte im Gotlandtief in den Jahren 1900 ( $\sigma_{1900}$ ), 1940 ( $\bar{\sigma}$ ) und 1980 ( $\sigma_{1980}$ )

1900–1969 (Tab. 2b, Abb. 5b), 1952–1980 (Tab. 2c, Abb. 5c), 1952–1969 (Tab. 2d, Abb. 5d) sowie 1970–1980 (Tab. 2e, Abb. 5e) mittlere Variationen berechnet.

Für den Zeitraum 1900–1969 (Abb. 5b) ergeben sich ähnliche Trends (0,3–0,7) wie für die Periode 1900–1980. Aus Abb. 3 ist zu erkennen, daß zumindest im 150- und 200-m-Horizont ab Mitte der fünfziger Jahre ein langsamer Rückgang der Dichte zu verzeichnen ist. Das drückt sich in den Ergebnissen für die Zeiträume 1952–1980 (Abb. 5c), 1952–1969 (Abb. 5d) und teilweise auch für 1970–1980 (Abb. 5e) aus. In 150 und 200 m zeigen die ersten beiden Perioden einen signifikanten Rückgang der Dichte um 0,4–0,7. Für den Zeitraum 1952–1980 ist dagegen im Oberflächenwasser ein statistisch gesicherter Anstieg von 0,3–0,7 zu beobachten, der sich teilweise auch im Zeitraum 1970–1980 zeigt (Abb. 5e).

#### 4. Schlußbetrachtungen

Da der Einfluß des Salzgehaltes auf die Dichte dominiert, läßt sich trotz der beträchtlichen jahreszeitlichen Veränderlichkeit der Temperatur im Oberflächenwasser ein signifikanter Trend der Dichte berechnen. Für alle betrachteten Zeiträume außer 1952–1969 zeigt sich bis in 60 m Tiefe eine statistisch gesicherte Zunahme.

Die im Tiefenwasser des Gotlandtiefs beobachteten Temperaturen und Salzgehalte bewirken, daß alle Dichtewerte etwas oberhalb des Dichtemaximums liegen. Das bedeutet, daß die Langzeittrends der Dichte nahezu ausschließlich durch die langzeitigen Variationen im Salzgehalt bestimmt werden. Damit sind für Dichte und Salzgehalt qualitativ gleiche Trends zu erwarten, wie vergleichende Untersuchungen bestätigt haben.

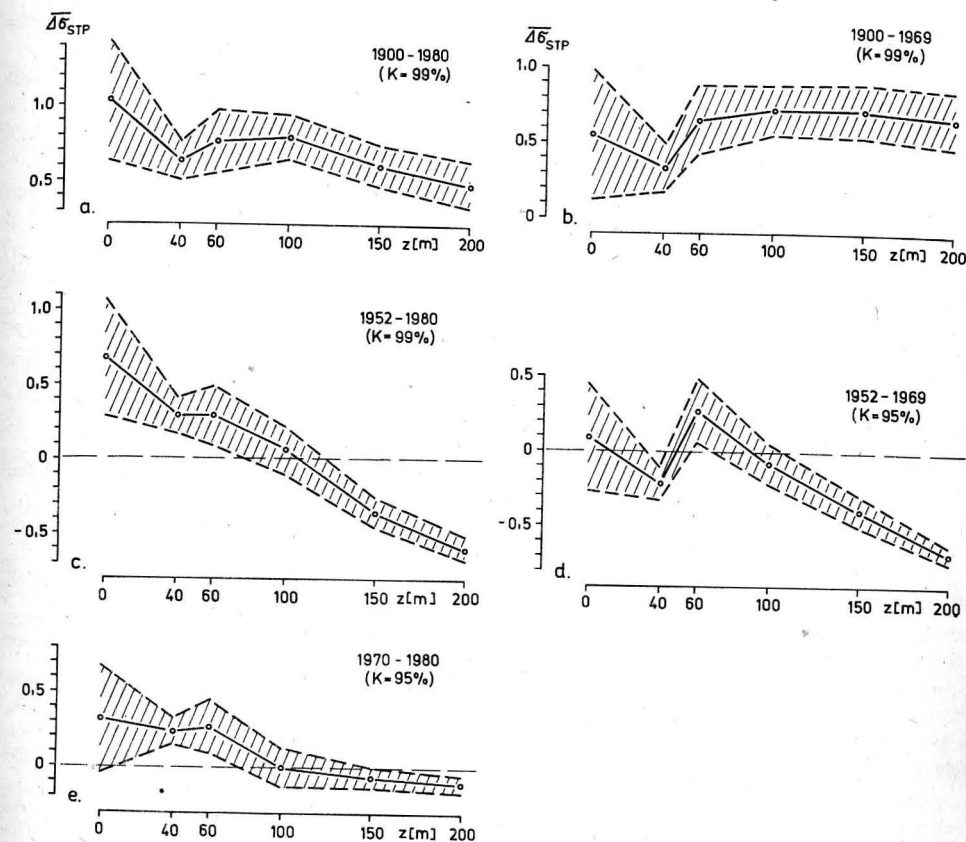


Abb. 5. Mittlere langzeitige Variation der Dichte im Gotlandtief in ausgewählten Tiefenhorizonten und Zeiträumen sowie die ermittelten Konfidenzintervalle bei einer statistischen Sicherheit von 99 bzw. 95%

Zusammenfassend kann man aus den Analysen der Langzeittrends der in-situ-Dichte im Gotlandtief folgendes konstatieren:

1. Die Analysen von Salzgehalt und Dichte liefern auch für die Teilzeiträume qualitativ gleiche Trends.
2. In allen untersuchten Tiefenhorizonten ist im Zeitraum 1900–1980 die Dichte im Mittel um 0,5–1,0  $\sigma$ -Einheiten angestiegen.
3. Auch für den Zeitraum 1952–1980 ist im Oberflächenwasser ein Anstieg der Dichte um 0,3–0,7  $\sigma$ -Einheiten zu beobachten.
4. Im 150- und 200-m-Horizont macht sich jedoch sowohl im Zeitraum 1952–1980 als auch 1952–1969 ein beträchtlicher Rückgang der Dichte um 0,4–0,7  $\sigma$ -Einheiten bemerkbar.

#### Literatur

Baltic Marine Environment Protection Commission, Assessment of the effects of pollution on the natural resources of the Baltic Sea, 1980. Baltic Sea Environm. Proc. No 5B, Helsinki 1981.

- BOCK, K.-H., Monatskarten der Dichte des Wassers in der Ostsee, dargestellt für verschiedene Tiefenhorizonte. Dt. Hydrogr. Z., Erg.-H. B, Nr. 13, Hamburg 1971.
- EKMAN, V. W., Die Zusammendrückbarkeit des Meerwassers nebst einigen Werten für Wasser und Quecksilber. Cons. Perm. Int. Explor. Mer, Publ. Circonst. 43 (1908) 1—47.
- FONSELIUS, S. H., Hydrography of the Baltic deep basins. Fishery Board of Sweden, Ser. Hydrogr. Nr. 13 (1962).
- FONSELIUS, S. H., Hydrography of the Baltic deep basins III. Fishery Board of Sweden, Ser. Hydrogr., Nr. 23 (1969).
- KNUDSEN, M., Hydrographische Tabellen. Kopenhagen, Hamburg 1901.
- MATTHÄUS, W., Die Anwendung von Ausgleichsverfahren zur Ermittlung von Jahrgängen ozeanographischer Parameter. Mber. Dt. Akad. Wiss. 13 (1971), 116—121.
- 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.
- MATTHÄUS, W., Zur säkularen Veränderlichkeit des Oberflächensalzgehaltes in der offenen Ostsee. Beitr. Meereskunde H. 39 (1977) 37—49. (a)
- MATTHÄUS, W., Zur mittleren jahreszeitlichen Veränderlichkeit der Temperatur in der offenen Ostsee. Beitr. Meereskunde H. 40 (1977) 117—155. (b)
- MATTHÄUS, W., Allgemeine Entwicklungstendenzen im Sauerstoffregime des Tiefenwassers der Ostsee. Fischerei-Forsch. 16 (1978) 2, 7—14. (a)
- MATTHÄUS, W., Zur mittleren jahreszeitlichen Veränderlichkeit des Oberflächensalzgehaltes in der Ostsee. Gerl. Beitr. Geophys. 87 (1978), 369—376. (b)
- MATTHÄUS, W., Langzeitvariationen von Temperatur, Salzgehalt und Sauerstoffgehalt im Tiefenwasser der zentralen Ostsee. Beitr. Meereskunde H. 42 (1979) 41—93.
- NEHRING, D., Langzeittrends des Phosphat- und Nitratgehalts in der Ostsee. Beitr. Meereskunde H. 47 (1982) 61—86.
- PERTILÄ, M., TULKKI, P. and PIETIKÄINEN, S., Mean values and trends of hydrographical and chemical properties in the Gulf of Finland 1962—1978. Finn. Mar. Res. No. 247 (1980) 38—50. (a)
- PERTILÄ, M., KOLJONEN, J. and TULKKI, P., Mean values and trends of hydrographical and chemical parameters in the Baltic Proper in 1962—1978. Proc. 12th Conf. Baltic Oceanographers, Leningrad 1980 (im Druck) (b)
- PIETIKÄINEN, S., NIEMI, Å., TULKKI, P. and AURIMAA, K., Mean values and trends of physical and chemical properties in the Gulf of Bothnia 1962—1975. Finn. Mar. Res. No. 244 (1978) 64—75.
- PIETIKÄINEN, H., The wintertime trends in some physical and chemical parameters in the Gulf of Bothnia 1966—1977. Finn. Mar. Res. No. 244 (1978) 76—83.
- PIETIKÄINEN, H. and MALIN, V., The mean values and trends of some water quality variables in winter in the Gulf of Finland 1966—1978. Finn. Mar. Res. No. 247 (1980) 51—60.
- SMIRNOW, N. W. und DUNIN-BARKOWSKI, I. W., Mathematische Statistik in der Technik. Berlin 1963.
- TAUBENHEIM, J., Statistische Auswertung geophysikalischer und meteorologischer Daten. Leipzig 1969.
- WEBER, E., Grundriß der biologischen Statistik. 7. Aufl., Jena 1972.

Abschluß der Arbeit: 1. 6. 1981

Anschrift des Verfassers:

Dr. sc. nat. W. MATTHÄUS  
 Institut für Meereskunde der AdW der DDR  
 DDR-2530 Rostock-Warnemünde, Seestr. 15

## Zur Variation der vertikalen Stabilität der thermohalinen Schichtung im Gotlandtief

VON WOLFGANG MATTHÄUS

*Zusammenfassung:* Aus der Analyse aller verfügbaren Daten der vertikalen Stabilität der Schichtung des Zeitraumes 1877—1980 resultieren erste quantitative Angaben zum mittleren Jahrgang der Stabilität und seinen Elementen im Oberflächenwasser der repräsentativen Station „Gotlandtief (BY 15 A)“ auf 57° 20' N 20° 03' E. Die mittlere Jahresschwankung in der oberen, 40 m mächtigen Schicht beträgt rund  $4,2 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$ .

Die analysierten Langzeitvariationen im Oberflächenwasser lassen keine gesicherte Interpretation zu. Im Tiefenwasser zeichnen sich jedoch deutliche Trends ab, die für den Zeitraum 1900—1980 in der Schicht 100—150 m einen signifikanten Rückgang der Stabilität um etwa  $0,5 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$  ergeben. Seit 1952 ist im gesamten Tiefenwasser ein beträchtlicher Rückgang zu beobachten, der im Zeitraum 1952—1980 im Mittel zu etwa  $0,9 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$  in 100—150 m und zu  $0,4 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$  in 150—200 m quantifiziert werden kann. Die Analyse der Schicht 60—100 m ergibt für den Gesamtzeitraum keine Anhaltspunkte für signifikante Änderungen. Für die Periode 1952—1980 resultiert allerdings ein Rückgang von rund  $0,4 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$  und für die Zeiträume 1952—1969 bzw. 1970—1980 von etwa  $0,7 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$ .

Die Ergebnisse lassen vermuten, daß Variationen des vertikalen Austausches durch die Sprungschicht von untergeordneter Bedeutung für die Veränderung der Sauerstoffverhältnisse im Tiefenwasser sind.

*Summary:* The mean seasonal course of the vertical stability of the stratification in the surface waters of the representative station „Gotland Deep (BY 15 A)“ at 57° 20' N 20° 03' E has been analyzed using all available data of the period 1877—1980. The average annual fluctuation of the upper 40 m layer has been calculated to about  $4.2 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$ .

The analyzed long-term variations of the stability in the surface waters do not permit significant interpretations. Clear trends, however, are noticeable in the deep waters. Within the period 1900—1980 a significant decrease in stability of about  $0.5 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$  was calculated in the 100—150 m layer. Since 1952 a substantial decrease was observed in the deep waters ranging within 1952—1980 from about  $0.9 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$  in 100—150 m to  $0.4 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$  in 150—200 m. The analysis of the 60—100 m layer does not refer to significant variations during the overall period. However, a decrease of about  $0.4 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$  was found out within 1952—1980 and of about  $0.7 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$  from 1952—1969 and 1970—1980 respectively.

The results suggest that changes of vertical mixing across the permanent pycnocline are obviously of secondary importance for variations of the oxygen conditions in the Baltic deep waters.

*Резюме:* Из анализа всех имеющихся данных вертикальной устойчивости стратификации за период 1877—1980 гг. получают первые количественные сведения о среднем годовом ходе устойчивости и его элементах в поверхностных водах репрезентативной станции „Готландская впадина (BY 15 A)“ на координатах 57°20' с.ш. 20°03' в.д. Среднее годовое колебание в верхнем слое мощностью 40 м равняется округленно  $4,2 \cdot 10^{-5} \text{ м}^{-1}$ .

Анализированные многолетние изменения в поверхностных водах не позволяют гарантированной интерпретации. В глубинных водах, однако, наблюдаются ясные тренды, означающие в слое глубиной

от 100 до 150 м за период 1900—1980 гг. характерное уменьшение устойчивости на ок.  $0,5 \cdot 10^{-5} \text{ м}^{-1}$ . С 1952 года отмечается в глубинных водах в целом сильное уменьшение устойчивости, которое за период 1952—1980 гг. в слое глубиной от 100 до 150 м в среднем равно ок.  $0,9 \cdot 10^{-5} \text{ м}^{-1}$  и глубиной от 150 до 200 м равно  $0,4 \cdot 10^{-5} \text{ м}^{-1}$ . Из анализа данных устойчивости слоя глубиной от 60 до 100 м за весь период времени не вытекает основания для характерных изменений. За период 1952—1980 гг. получается, однако, уменьшение устойчивости в ок.  $0,4 \cdot 10^{-5} \text{ м}^{-1}$  и за периоды 1952—1969 гг. или 1970—1980 гг. — в ок.  $0,7 \cdot 10^{-5} \text{ м}^{-1}$ .

Из результатов можно предполагать, что изменения обмена по вертикали сквозь слой скачка не имеют существенного значения для изменения кислородного режима в глубинных водах.

## 1. Einleitung

Das Massenfild im Meer ist durch die Verteilung der Dichte in situ bestimmt, die wiederum von Temperatur, Salzgehalt und Druck abhängig ist. Mit Hilfe der vertikalen Dichtegradienten kann man eine Maßzahl für die statische Stabilität  $E$  der Schichtung angeben, die nach einer Definition von HESSELBERG (1918) in erster Näherung durch den Ausdruck

$$E = \frac{1}{\rho} \left[ \left. \frac{d\rho}{dz} \right|_{\text{in situ}} - \left. \frac{d\rho}{dz} \right|_{\text{adiab.}} \right]$$

( $\rho$  = Dichte;  $z$  = Tiefe, positiv nach unten) wiedergegeben wird. Je nachdem, ob  $E$  größer, kleiner oder gleich Null wird, heißt die Massenverteilung stabil, labil oder indifferent.

Für die Ostsee mit den ozeanologischen Bedingungen eines intrakontinentalen Mittelmeeres in der humiden Klimazone und den engen flachen Verbindungen zum Atlantik spielt die Stabilität der Schichtung eine wichtige Rolle für die vertikalen Austauschprozesse zwischen Oberflächen- und Tiefenwasser. Das Tiefenwasser der zentralen Ostsee weist relativ gering variierende, stabile Schichtungsverhältnisse ohne regelmäßigen thermohalinen Jahresgang auf. Das Oberflächenwasser ist dagegen durch markante jahreszeitliche Variationen der Temperatur (MATTHÄUS, 1977a) und regelmäßige Jahresgänge des Salzgehaltes (MATTHÄUS, 1978a) bzw. der Dichte (MATTHÄUS, 1983) gekennzeichnet (vgl. Abb. 1), die sich auf die Veränderlichkeit der Stabilität auswirken.

Über die Stabilität der Schichtung in der Ostsee und ihre jahreszeitlichen und langzeitigen Variationen gibt es kaum Untersuchungen. Die publizierten Daten enthalten darüber hinaus in bezug auf Langzeittrends auch keine gesicherten Angaben (Baltic Mar. Env. Prot. Comm., 1981). Nach FONSELIUS (1969) zeigt die 50—100-m-Schicht des Landsort- und Gotlandtiefs im Zeitraum 1893—1968 eine geringfügige Zunahme der Stabilität. Betrachtet man lediglich die Monate Juni, Juli und August, so kann für diese Schicht im Landsorttief eine Zunahme von etwa  $1 \cdot 10^{-5} \text{ м}^{-1}$  angegeben werden. Zu qualitativ ähnlichen Ergebnissen gelangen auch VOIPIO und MÄLKKI (1972) sowie MATTHÄUS (1973), die jedoch ab Mitte der fünfziger Jahre wieder einen Rückgang der Stabilität der Schichtung im Gotlandtief berechneten. KULLENBERG (1977) stellte fest, daß die langjährigen Fluktuationen der Stabilität im Gotlandtief in der Schicht 50—100 m mit den mittleren Schwankungen der Windgeschwindigkeit am Feuerschiff „Gedser Rev“ korrelieren. Untersuchungen zur langzeitigen Veränderung der Intensität der halinen Sprungschicht im Gotlandtief (MATTHÄUS, 1980) lassen vermuten, daß sich im Mittel die Stabilität innerhalb der Halokine im Verlaufe dieses Jahrhunderts kaum verändert hat.

Angeregt durch die lückenhaften und wenig aussagekräftigen Angaben über Veränderungen ist eine Analyse des verfügbaren Datenmaterials im Hinblick auf jahreszeitliche und langzeitige Variationen der Stabilität der Schichtung in der zentralen Ostsee in Angriff genommen worden, deren Ergebnisse im folgenden dargelegt und diskutiert werden.

## 2. Beobachtungsmaterial und Bearbeitungsmethodik

Als repräsentativ für die zentrale Ostsee wurde die häufig bearbeitete Station „Gotlandtief“ auf  $57^\circ 20' \text{ N } 20^\circ 03' \text{ E}$  gewählt, für die insgesamt 383 ozeanologische Serien aus dem Zeitraum 1877—1980 zur Verfügung standen. Das Datenmaterial wurde dem *Bulletin Hydrographique*, dem *ICES Oceanographic Data Lists* und den *Annales Biologiques* sowie den Datenbänden des *National Board of Fisheries, Göteborg*, des *Institute of Marine Research, Helsinki*, und dem Archiv des *Institut für Meereskunde, Warnemünde*, entnommen und durch neueste Beobachtungswerte ergänzt.

Das Gotlandtief liegt im tieferen Teil der Gotlandsee, der das ganze Jahr hindurch eine thermohaline Schichtung aufweist. Im Sommer ist die Wassermasse im allgemeinen dreifach geschichtet (Abb. 1). Die etwa 20 m mächtige sommerliche warme Deckschicht

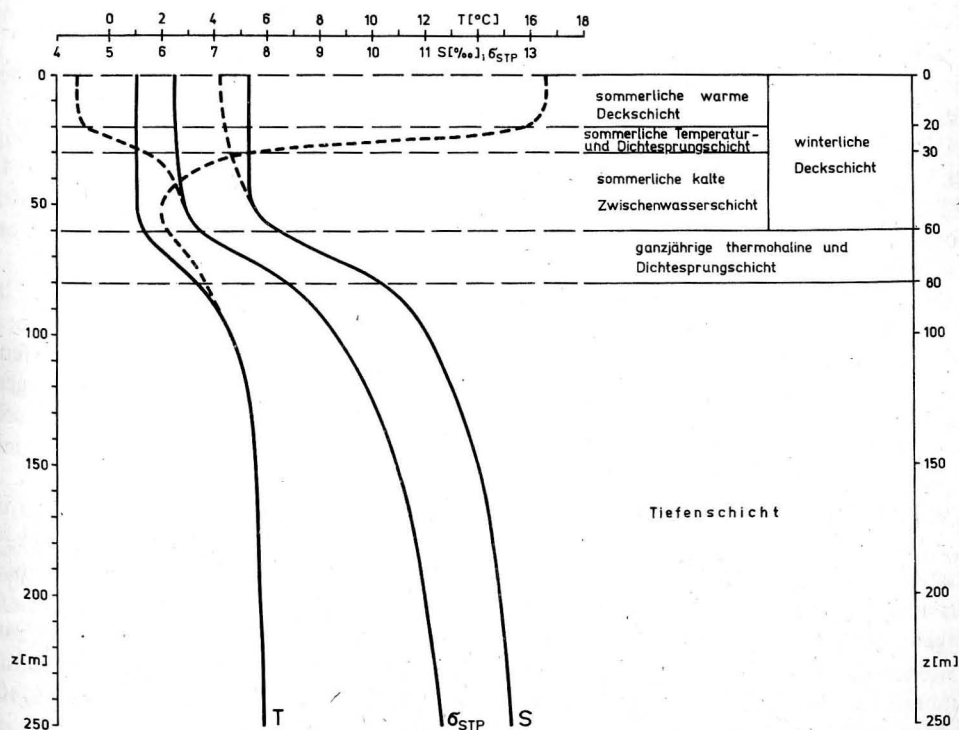


Abb. 1. Mittlere Schichtungsstruktur im Gotlandtief im Winter (ausgezogene Profile) und Sommer (teilweise gerissene Profile)

ist durch eine scharfe thermische Sprungschicht vom kalten Zwischenwasser in 30–60 m Tiefe weitgehend isoliert. Nur in der Deckschicht sind markante Jahrgänge von Salzgehalt und Dichte zu beobachten. Die beträchtlichen jahreszeitlichen Variationen der Temperatur reichen jedoch bis in den Bereich der ganzjährig vorhandenen thermischen, halinen und Dichtesprungschicht in 60–80 m, die das kalte Zwischenwasser von dem wärmeren salzreichen Tiefenwasser trennt.

Im Winter ist eine zweifache Schichtung dominierend. Die winterliche Deckschicht umfaßt die infolge Konvektion und seegangsbedingter Durchmischung nahezu homogene Wassermasse bis zur permanenten thermohalinen Sprungschicht in 60–80 m (Abb. 1). Die relativ scharfe permanente Sprungschicht unterbindet weitgehend den Austausch mit der Tiefenschicht, so daß die Variationen im Tiefenwasser im wesentlichen durch advektive Prozesse verursacht werden.

Unter Berücksichtigung der Schichtungsverhältnisse wurden zur Analyse der Variationen der vertikalen Stabilität folgende Schichten ausgewählt:

- 0–40 m, zur Erfassung der jahreszeitlichen und langzeitigen Variationen in der sommerlichen Deckschicht und der thermischen Sprungschicht;
- 40–60 m, zur Erfassung der jahreszeitlichen und langzeitigen Variationen im Zwischenwasserbereich;
- 60–100 m, zur Erfassung der langzeitigen Variationen im Tiefenbereich der permanenten Sprungschicht;
- 100–150 m und 150–200 m, zur Erfassung der langzeitigen Variationen in der Tiefenschicht.

Die Berechnung der Stabilität erfolgte nach der von HESSELBERG (1918) angegebenen Formel unter Berücksichtigung der in-situ-Dichte.

Die mittleren jahreszeitlichen Veränderlichkeiten wurden mit Hilfe der Ausgleichung der Werte durch eine Linearkombination trigonometrischer Funktionen (MATTHÄUS, 1971, 1977a) berechnet, wobei aus den mittleren Fehlern der Koeffizienten an Hand der Konfidenzintervalle bei einer statistischen Sicherheit von 99% ein Ausgleichungsgrad von  $k = 3$  ermittelt wurde.

Die lineare Ausgleichung diente zur Erfassung der Langzeittrends (MATTHÄUS, 1977b, 1979). Die Korrelationen zwischen statischer Stabilität und Zeit wurden zur statistischen Sicherung dem  $F$ -Test für Korrelationskoeffizienten (TAUBENHEIM, 1969) unterworfen. Zur Konfidenzschätzung der berechneten Langzeittrends wurden die Standardabweichungen des Anstieges der Geraden ermittelt, aus denen die Konfidenzintervalle für zu 95% statistisch gesicherte Zusammenhänge mit Hilfe der STUDENTschen Verteilung bestimmt wurden (SMIRNOW, DUNIN-BARKOWSKI, 1973; WEBER, 1980).

Bei dem angewendeten Testverfahren für die analysierten Trends wird geprüft, ob es sich um eine signifikante Änderung (Zu- oder Abnahme) der Stabilität in Abhängigkeit von der Zeit handelt, oder ob die Schwankungen der Einzelwerte so groß sind, daß man aus dem Wertekollektiv auch zufällig Gruppierungen finden kann, die eine solche Änderung zeigen. Die volle Information aus den analysierten Parametern kann man jedoch nur erwarten, wenn die Stichprobe aus einer Grundgesamtheit mit GAUSSscher Normalverteilung stammt. Grundsätzlich darf man das Vorliegen einer Normalverteilung bei solchen Meßgrößen vermuten, deren Schwankungen symmetrisch um einen Mittelwert liegen und im Verhältnis zum physikalisch denkbaren Wertebereich klein sind. Bei Meßwerten, die sich einer oberen oder unteren Grenze annähern oder diese sogar erreichen können, darf dagegen eine Normalverteilung nicht vorausgesetzt werden. Ist die Verteilung der Grundgesamtheit

von vornherein nicht normal, dann kann man zwar auch die statistischen Parameter für die Stichprobe berechnen, ihre Aussagekraft wird aber eingeschränkt, und sie sind nicht ohne weiteres zu interpretieren.

In Abb. 2 sind Histogramme der Häufigkeitsverteilungen der Stabilität in den untersuchten Schichten des Gotlandtiefs dargestellt. Danach kann davon ausgegangen werden, daß die Absolutwerte für die Schichten 60–100 m, 100–150 m und 150–200 m aus einer normalverteilten Grundgesamtheit stammen. Die Absolutwerte der Stichproben aus den Schichten 0–40 m und 40–60 m resultieren aus einer Grundgesamtheit nahe der unteren Grenze des überhaupt möglichen Meßbereiches, so daß kaum eine Normalverteilung angenommen werden kann. Hinzu kommt, daß Obergrenze und Zentrum der permanenten Dichtesprungschicht in den sechziger und siebziger Jahren in 21 Fällen nicht in 60–100 m, sondern bereits in 40–60 m erfaßt wurden. Diese Verlagerung verursachte maximale Stabilitäten in 40–60 m und damit die in Abb. 2 gezeigte Deformation der Häufigkeitsverteilung zu großen Werten hin. Die Aussagekraft der Trendanalysen dieser Schichten ist also eingeschränkt.

### 3. Ergebnisse

Die Variationen der Stabilität der vertikalen Schichtung werden in der Schicht 0–40 m im Sommer durch die thermische Veränderlichkeit geprägt und durch die haline Variabilität modifiziert, während sie in der sommerlichen kalten Zwischenwasserschicht (40–60 m) im wesentlichen durch die thermischen Veränderungen bestimmt werden (vgl. Abb. 1). In der winterlichen Deckschicht dürften dagegen die halinen Verhältnisse den primären Einfluß ausüben. In der Schicht 0–40 m treten im Sommer (Juni–September) — verursacht durch die starke thermische Schichtung — Werte von  $4-6 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$  auf,

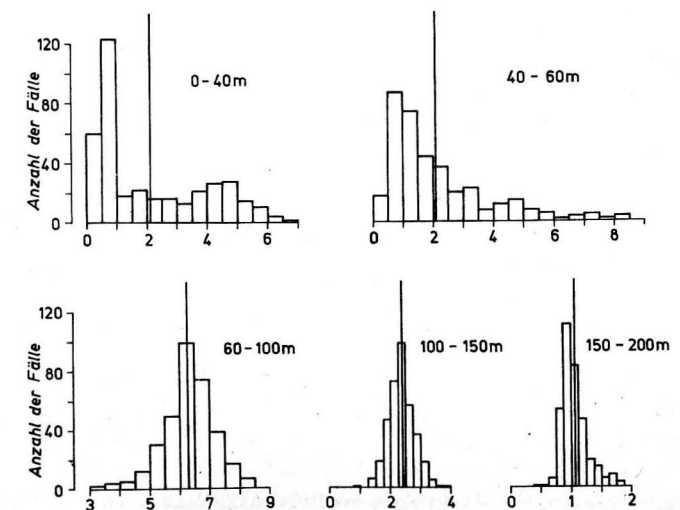


Abb. 2. Häufigkeitsverteilungen der Stabilität  $E \cdot 10^5 \text{ m}^{-1}$  in verschiedenen Schichten des Gotlandtiefs



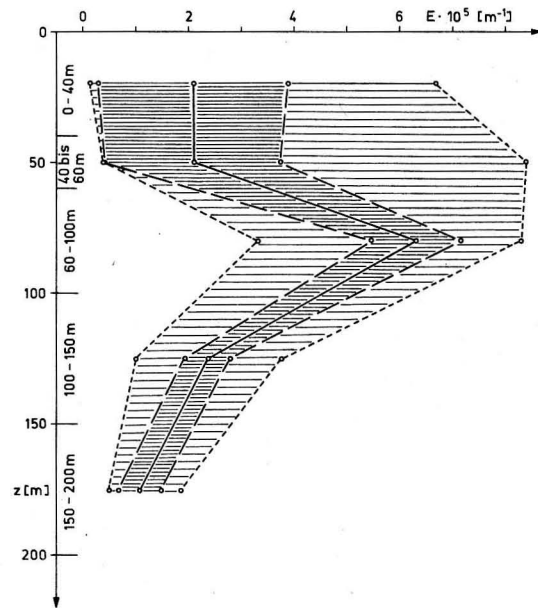


Abb. 3. Arithmetisches Mittel (ausgezogen), Standardabweichung der Einzelwerte vom arithmetischen Mittelwert (lang gerissen) sowie Extremwerte der vertikalen Stabilität im Gotlandtief im Zeitraum 1877–1980

während die Stabilitäten im Winter (Dezember–April) um  $0,5\text{--}1 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$  liegen (vgl. Abb. 4).

Der Mittelwert der Stabilität liegt im Oberflächenwasser bei etwa  $2 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$  bei relativ großen Streuungen von ungefähr  $1,7\text{--}1,8 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$ . Die Extremwerte schwanken zwischen  $<0,5$  und  $6,6\text{--}8,4 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$  (Abb. 3). Im Bereich der permanenten Sprungschicht (60–100 m), in der die Variationen der Stabilität durch die thermohaline Variabilität geprägt werden, treten maximale Stabilitäten von im Mittel  $6,3 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$  auf. In der Tiefenschicht, in der im wesentlichen die haline Veränderlichkeit die Stabilitätsvariationen bestimmt, gehen die Mittelwerte dann auf etwa  $2,3 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$  (100–150 m) bzw. rund  $1 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$  (150–200 m) zurück. Die mittleren Streuungen sind mit  $0,8 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$  in 60–100 m und  $0,4 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$  in den Tiefenschichten beträchtlich geringer als im Oberflächenwasser. Die Extremwerte liegen im Sprungschichtbereich bei  $3,3$  bzw.  $8,3 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$ , gehen aber in den Tiefenschichten auf minimale Werte von etwa  $1$  bzw.  $0,5 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$  und auf Maxima von  $3,8$  bzw.  $1,8 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$  zurück (Abb. 3).

### 3.1. Jahreszeitliche Variationen

Ein Jahresgang der Stabilität ist nur im Oberflächenwasser zu beobachten. Besonders markant ausgeprägt ist er in der Schicht 0–40 m (Abb. 4). In 40–60 m wird bereits der Einfluß der permanenten Sprungschicht deutlich (Abb. 5), der sich durch eine besonders große Jahresstandardabweichung bemerkbar macht (vgl. Tab. 1).

Einige Elemente des mittleren Jahresganges für beide Schichten sind in Tab. 1 zusammengestellt. Während die mittlere Jahresschwankung der Stabilität in 0–40 m noch

Tabelle 1

Elemente des mittleren Jahresganges der vertikalen Stabilität ( $E \cdot 10^5 \text{ m}^{-1}$ ) der Schichtung im Oberflächenwasser des Gotlandtiefs ( $A_0$  = Jahresmittelwert;  $A_n$  = Amplitude der  $n$ -ten Oberwelle;  $K$  = Konfidenzintervall bei einer statistischen Sicherheit von 99%;  $\Delta$  = mittlere Jahresschwankung;  $s$  = Jahresstandardabweichung;  $\alpha$  = Eintrittszeit des Maximums)

Anzahl der Serien: 371

Zeitraum: 1877–1980

$\Delta z$ in m	$A_0$	$A_1$	$A_2$	$A_3$	$\Delta$	$s$	$\alpha$
	$K$	$K$	$K$	$K$			
0–40	1,728	1,863	0,933	0,234	4,24	$\pm 0,743$	12. VIII.
40–60	2,059	0,373	0,545	0,272	1,94	$\pm 1,571$	5. XI.
	$\pm 0,105$	$\pm 0,153$	$\pm 0,139$	$\pm 0,147$			
	$\pm 0,230$	$\pm 0,322$	$\pm 0,306$	$\pm 0,336$			

$4,2 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$  beträgt, geht sie in 40–60 m auf  $1,9 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$  zurück. Das mittlere Maximum wird in 0–40 m mit etwa  $4,8 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$  Mitte August erreicht, das absolute Maximum beträgt  $6,7 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$ . Die entsprechenden Werte für die Schicht 40–60 m liegen bei  $3,1 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$  (Anfang November) bzw.  $8,4 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$ .

Der jahreszeitliche Verlauf der vertikalen Stabilität der Schichtung im Oberflächenwasser ist auf mehrere Vorgänge zurückzuführen, die sich auch in den berechneten monatlichen Standardabweichungen der Einzelwerte von der mittleren Kurve (Zusatzdarstellungen in Abb. 4 und 5) widerspiegeln. In 0–40 m ist die Stabilität zur Zeit der winterlichen Konvektion und Durchmischung von Dezember bis April gering und nahezu konstant (Abb. 4). Erst mit dem Aufbau der Temperatursprungschicht im Frühjahr beginnt eine schnelle Zunahme der Stabilität, die im Juli/August zur Zeit der stärksten thermischen Schichtung maximale Werte erreicht. Das Einsetzen der Konvektion im Herbst, verbunden

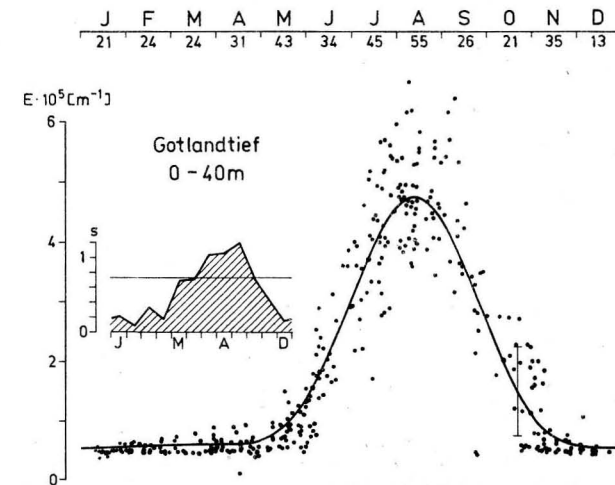


Abb. 4. Mittlerer Jahresgang der vertikalen Stabilität der Schichtung im Gotlandtief in der Schicht 0–40 m

mit stärkerer vertikaler Durchmischung führt zum Rückgang, bis Ende November wieder der konstante winterliche Wert erreicht wird.

Ein völlig anderes Bild zeigt der mittlere Jahresgang der Stabilität in 40–60 m (Abb. 5). Danach ist die Stabilität im Mittel von Oktober bis Mai durchweg höher als in der Schicht 0–40 m. Der bereits erwähnte Einfluß der permanenten Sprungschicht führt in 21 Fällen vor allem in den Monaten März bis Juli sogar zu den höchsten Stabilitätswerten der gesamten Wassersäule. Von Juli bis September macht sich die geringe thermohaline Strukturierung des sommerlichen kalten Zwischenwassers durch eine im Mittel etwas abnehmende Stabilität der Schichtung bemerkbar, bevor dann im Oktober/November die thermische Stabilisierung der Schicht 40–60 m durch Verlagerung der Temperatursprungschicht in diese Tiefen ihr Maximum erreicht.

### 3.2. Langzeitvariationen

Aussagen über die Langzeittrends der Stabilität der Schichtung in der Ostsee sind problematisch. Deshalb liegen bislang auch keine gesicherten Ergebnisse vor. Im folgenden wird der Versuch unternommen, aus der Untersuchung der langzeitigen Variationen der in zeitlich nichtäquidistanten Abständen ermittelten Dichte im Gotlandtief weitere Anhaltspunkte für Langzeittrends der vertikalen Stabilität zu erhalten.

Die Ergebnisse der Analysen sind in den Abb. 6–8 und Tab. 2 zusammengestellt. In der linken Hälfte der Tabellen sind die analysierten Geradengleichungen

$$E \cdot 10^5 = a_0 + a_1 t$$

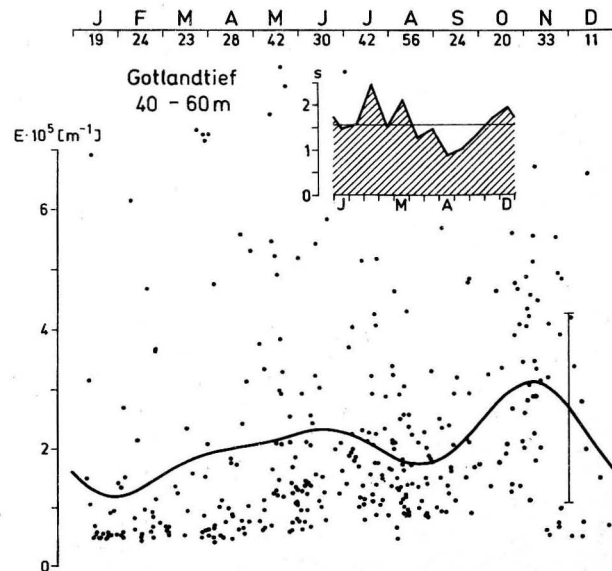


Abb. 5. Mittlerer Jahresgang der vertikalen Stabilität der Schichtung im Gotlandtief in der Schicht 40–60 m

Tabelle 2  
Mittlere langzeitige Variationen der vertikalen Stabilität ( $E \cdot 10^5 \text{ m}^{-1}$ ) im Gotlandtief in ausgewählten Schichten und Zeiträumen

a) $\Delta z$ in m	1877–1980 (384 Serien)		1900–1980		
	$E \cdot 10^5$	$s$	$\bar{E} \cdot 10^5$	$\Delta \bar{E} \cdot 10^5$	$K (95\%)$
0–40	$2,82 - 0,0118 t^{(1)}$	$\pm 1,78$	2,35	-0,95	$\pm 0,81$
40–60	$1,56 + 0,0082 t^{(2)}$	$\pm 1,63$	1,89	0,66	$\pm 0,77$
60–100	$6,25 + 0,0005 t^{(2)}$	$\pm 0,85$	6,28	0,04	$\pm 0,41$
100–150	$2,73 - 0,0060 t$	$\pm 0,41$	2,49	-0,48	$\pm 0,18$
150–200	$1,21 - 0,0022 t^{(2)}$	$\pm 0,40$	1,12	-0,18	$\pm 0,18$

b) $\Delta z$ in m	1877–1969 (223 Serien)		1900–1969		
	$E \cdot 10^5$	$s$	$\bar{E} \cdot 10^5$	$\Delta \bar{E} \cdot 10^5$	$K (95\%)$
0–40	$2,58 - 0,0052 t^{(2)}$	$\pm 1,82$	2,40	-0,36	$\pm 0,89$
40–60	$0,99 + 0,0237 t$	$\pm 1,67$	1,82	1,64	$\pm 0,86$
60–100	$6,19 + 0,0016 t^{(2)}$	$\pm 0,90$	6,25	0,11	$\pm 0,48$
100–150	$2,56 - 0,0012 t^{(2)}$	$\pm 0,43$	2,52	-0,08	$\pm 0,20$
150–200	$1,17 - 0,0015 t^{(2)}$	$\pm 0,24$	1,12	-0,10	$\pm 0,12$

c) $\Delta z$ in m	1952–1980 (326 Serien)		1952–1980		
	$E \cdot 10^5$	$s$	$\bar{E} \cdot 10^5$	$\Delta \bar{E} \cdot 10^5$	$K (95\%)$
0–40	$4,68 - 0,0386 t^{(1)}$	$\pm 1,75$	2,13	-1,08	$\pm 0,77$
40–60	$2,49 - 0,0048 t^{(2)}$	$\pm 1,71$	2,17	-0,13	$\pm 0,78$
60–100	$7,36 - 0,0152 t^{(1)}$	$\pm 0,88$	6,36	-0,42	$\pm 0,41$
100–150	$4,49 - 0,0310 t$	$\pm 0,37$	2,45	-0,87	$\pm 0,17$
150–200	$2,04 - 0,0140 t$	$\pm 0,41$	1,12	-0,39	$\pm 0,19$

d) $\Delta z$ in m	1952–1969 (165 Serien)		1952–1969		
	$E \cdot 10^5$	$s$	$\bar{E} \cdot 10^5$	$\Delta \bar{E} \cdot 10^5$	$K (95\%)$
0–40	$5,48 - 0,0514 t^{(2)}$	$\pm 1,79$	2,34	-0,87	$\pm 0,98$
40–60	$-6,54 + 0,1415 t$	$\pm 1,75$	2,09	2,41	$\pm 1,04$
60–100	$9,06 - 0,0435 t^{(1)}$	$\pm 0,96$	6,41	-0,74	$\pm 0,60$
100–150	$5,07 - 0,0401 t$	$\pm 0,40$	2,63	-0,68	$\pm 0,22$
150–200	$3,05 - 0,0304 t$	$\pm 0,20$	1,20	-0,52	$\pm 0,12$

Tabelle 2 (Fortsetzung)

e) $\Delta z$ in m	1970—1980 (161 Serien)		1970—1980		
	$\bar{E} \cdot 10^5$	$s$	$\bar{E} \cdot 10^5$	$\Delta \bar{E} \cdot 10^5$	$K (95\%)$
0—40	3,28 — 0,0199 $t^2$ )	$\pm 1,72$	1,79	—0,20	$\pm 0,92$
40—60	0,73 + 0,0149 $t^2$ )	$\pm 1,49$	1,85	0,15	$\pm 0,81$
60—100	11,57 — 0,0699 $t$	$\pm 0,76$	6,33	—0,70	$\pm 0,42$
100—150	3,03 — 0,0114 $t^2$ )	$\pm 0,34$	2,17	—0,11	$\pm 0,18$
150—200	3,28 — 0,0298 $t^1$ )	$\pm 0,53$	1,05	—0,30	$\pm 0,29$

<sup>1)</sup> nach dem  $F$ -Test zu 95 % gesicherter statistischer Zusammenhang

<sup>2)</sup> nach dem  $F$ -Test statistisch nicht gesicherter Zusammenhang

und die Standardabweichung  $s$  für den Gesamtzeitraum (Tab. 2a) und vier Teilzeiträume (Tab. 2b—e) angegeben. Die Zeit  $t$  ist aus der Differenz zwischen Jahreszahl und 1900 zu bestimmen. Die rechte Seite enthält die berechneten Mittelwerte  $\bar{E} \cdot 10^5$  (bestimmt mit Hilfe der analysierten Geraden für die zeitliche Mitte des betrachteten Zeitraums) und die mittleren Variationen  $\Delta \bar{E} \cdot 10^5$  für verschiedene Teilzeiträume. Die Größe  $K$  gibt das Konfidenzintervall für die mittleren Variationen in den angegebenen Teilzeiträumen bei einer statistischen Sicherheit von 95 % an. Für alle in Tabellen und Zeichnungen nicht gekennzeichneten Geraden ist die Korrelation zwischen Stabilität und Zeit nach dem  $F$ -Test für Korrelationskoeffizienten zu 99 % statistisch gesichert.

Die Verteilung der vertikalen Stabilität der Schichtung im Oberflächenwasser ist für den Zeitraum 1877—1980 in Abb. 6 dargestellt. Die erheblichen Streuungen der Werte werden einerseits durch den markanten Jahresgang in 0—40 m (Abb. 4) und andererseits durch Einflüsse der permanenten Sprungschicht auf die Schicht 40—60 m (Abb. 5) verursacht, die in einer Deformation der Häufigkeitsverteilung der Werte gegenüber einer Normalverteilung resultieren (Abb. 2). Obwohl die Langzeittrends im Oberflächenwasser für die Zeiträume 1877—1980 bzw. 1877—1969 teilweise statistisch gesichert werden konnten (vgl. Tab. 2a und 2b), läßt die durch die Verteilung eingeschränkte Aussagekraft der Ergebnisse keine Interpretation zu. Im Zeitraum 1952—1980 (Abb. 8c, Tab. 2c) und für die Teilzeiträume 1952—1969 (Abb. 8d, Tab. 2d) und 1970—1980 (Abb. 8e, Tab. 2e) sind die Aussagen über Trends im Oberflächenwasser aus den gleichen Gründen unsicher. Auf eine weitere Diskussion dieser Resultate soll daher verzichtet werden.

Im Tiefenwasser sind die Bedingungen zur Trendanalyse günstiger (Abb. 7). Für den Gesamtzeitraum ergibt sich in der Schicht 100—150 m ein signifikanter Rückgang der Stabilität, der in der Periode 1900—1980 etwa  $0,5 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$  beträgt (Abb. 8a, Tab. 2a). Für den Zeitraum 1900—1969 sind jedoch keine signifikanten Änderungen erkennbar (Abb. 8b, Tab. 2b).

Seit 1952 ergibt sich für die Schichten 100—150 m und 150—200 m ein beträchtlicher signifikanter Rückgang der Stabilität sowohl im Zeitraum 1952—1980 als auch in den Teilzeiträumen (Abb. 8c—e, Tab. 2c—e). Er beträgt zwischen 1952 und 1980 etwa  $0,9 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$  (100—150 m) bzw.  $0,4 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$  (150—200 m).

Die haline Sprungschicht des Gotlandtiefs liegt im Mittel der Jahre 1900—1980 zwischen 64 und 91 m mit dem Zentrum in 74 m (MATTHÄUS, 1980). Mit der Schicht 60—100 m

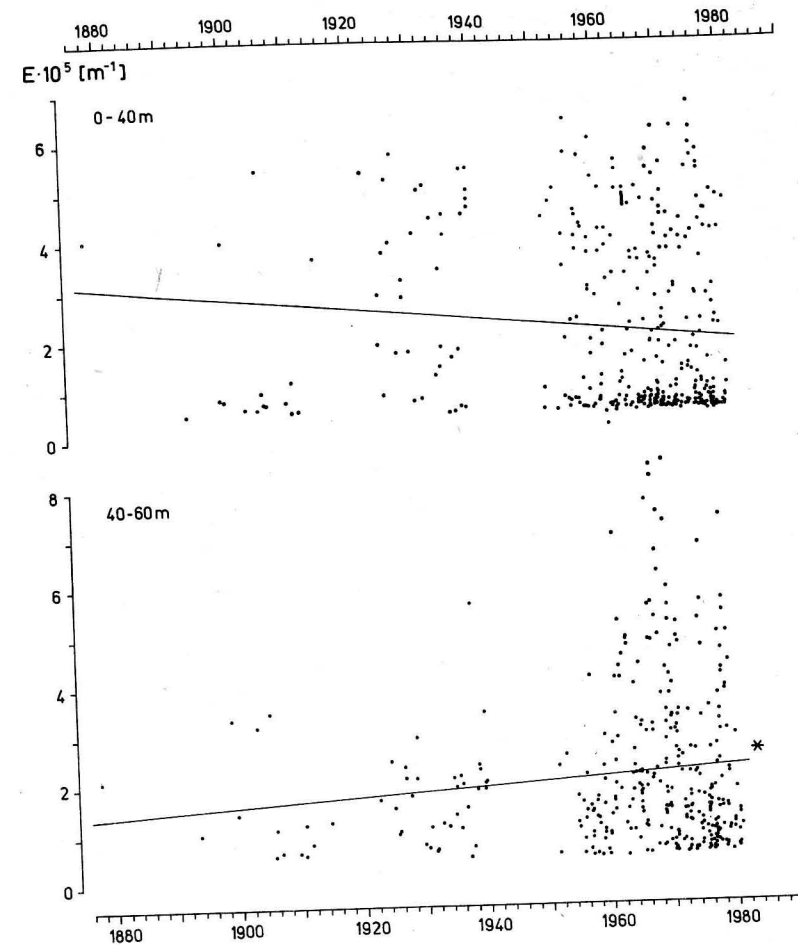


Abb. 6. Variationen der vertikalen Stabilität im Oberflächenwasser des Gotlandtiefs

erfaßt man also im allgemeinen die permanente Dichtesprungschicht. Die Untersuchungen der Langzeittrends der Stabilität dieser Schicht zeigen sowohl im Zeitraum 1900—1980 (Abb. 8a, Tab. 2a) als auch 1900—1969 (Abb. 8b, Tab. 2b) keine signifikanten Änderungen. Dieses Ergebnis deckt sich mit Erkenntnissen aus der Untersuchung der langzeitigen Veränderung der Intensität der halinen Sprungschicht im Gotlandtieft (MATTHÄUS, 1980).

Im Gegensatz zum Gesamtzeitraum ergibt sich ab 1952 ein signifikanter Rückgang der Stabilität in 60—100 m, der im Zeitraum 1952—1980 zu etwa  $0,4 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$ , in den Zeiträumen 1952—1969 bzw. 1970—1980 zu rund  $0,7 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$  analysiert wurde (Abb. 8c—e, Tab. 2c—e). Diese Resultate stimmen gut mit früheren Analysen von VOIPPO und MÄLKKI (1972) sowie MATTHÄUS (1973) überein, die seit Mitte der fünfziger Jahre einen Rückgang der Stabilität sowohl im Bereich der Salzgehaltssprungschicht als auch im Tiefenwasser festgestellt haben. Da die vertikale Lage der permanenten Sprungschicht erheblich variieren kann, darf aus der Analyse in diskreten Schichten — wie sie hier vor-

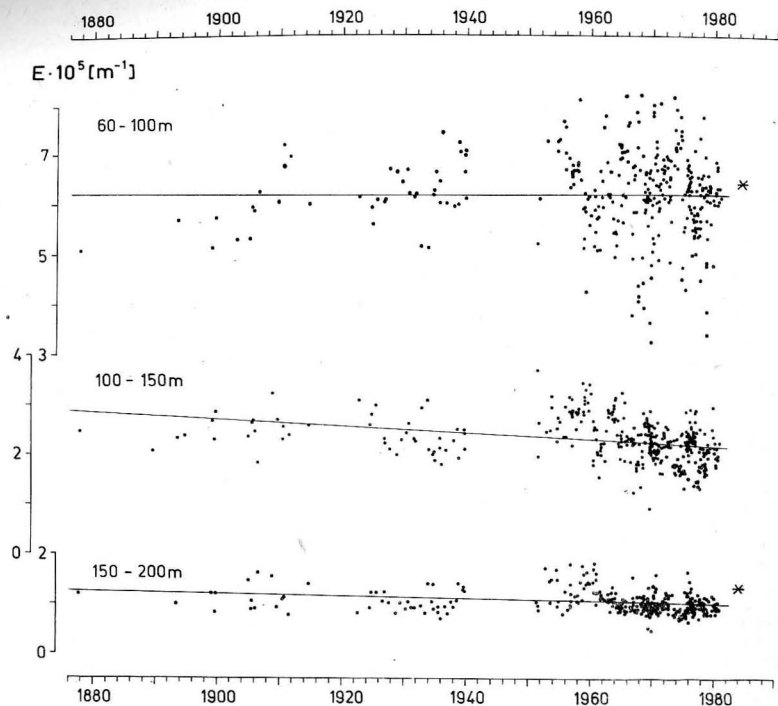


Abb. 7. Variationen der vertikalen Stabilität in der permanenten Sprungschicht und im Tiefenwasser des Gotlandtiefs

liegt — nicht unmittelbar auf die Änderung der Stabilität in der Sprungschicht selbst geschlossen werden.

#### 4. Schlußbetrachtungen

Mit der vorliegenden Untersuchung ist es gelungen, erste quantitative Angaben zum mittleren Jahresgang der vertikalen Stabilität der Schichtung und seinen Elementen im Oberflächenwasser der zentralen Ostsee zu erhalten. Darüber hinaus konnten erstmalig signifikante Trends der Stabilität für verschiedene Zeiträume und Schichten des Tiefenwassers ermittelt werden. Zusammenfassend ergeben die Analysen folgende Resultate

— für den mittleren Jahresgang der vertikalen Stabilität der Schichtung im Gotlandtieftief:

1. Im Oberflächenwasser treten typische Jahresgänge der Stabilität auf (Abb. 4 und 5).
2. Der Jahresgang ist in der Schicht 0—40 m besonders markant (Abb. 4) mit einer mittleren Jahresschwankung von rund  $4,2 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$  und maximalen Werten von  $6,7 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$ .

— für die Langzeittrends der vertikalen Stabilität der Schichtung im Gotlandtieftief:

3. Die analysierten Trends im Oberflächenwasser (Abb. 6, Tab. 2) lassen auf Grund der erheblichen Streuungen der Werte keine gesicherte Interpretation zu.

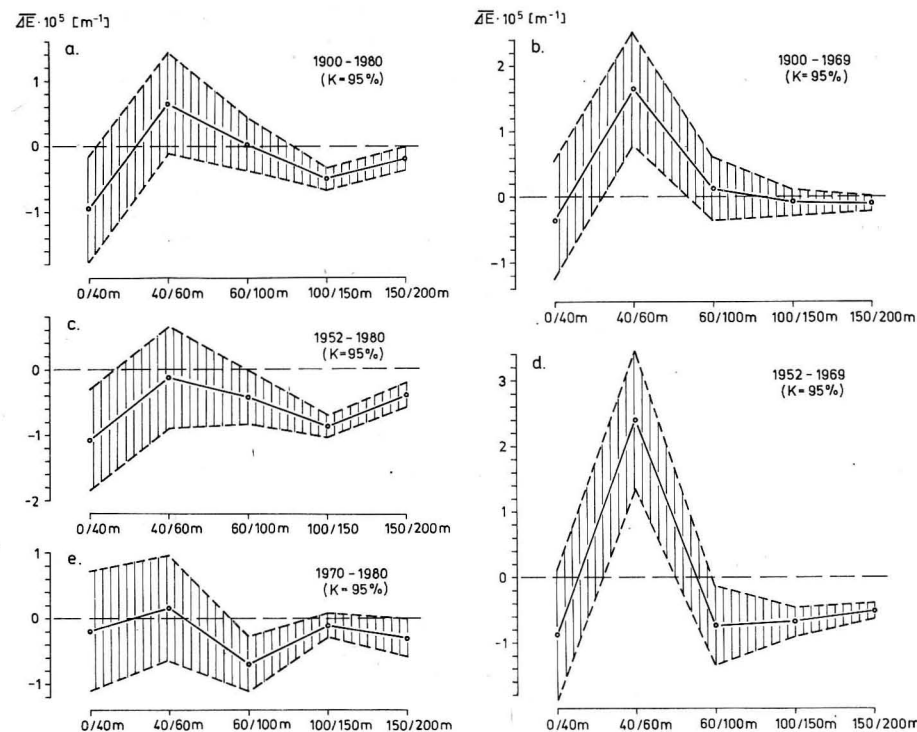


Abb. 8. Mittlere langzeitige Variationen der vertikalen Stabilität im Gotlandtieftief in ausgewählten Schichten und Zeiträumen sowie die ermittelten Konfidenzintervalle bei einer statistischen Sicherheit von 95 %

4. Im Tiefenwasser ergibt sich in der Schicht 100—150 m für den Zeitraum 1900—1980 ein signifikanter mittlerer Rückgang von etwa  $0,5 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$  (Abb. 7, Tab. 2).
5. Seit 1952 ist im gesamten Tiefenwasser ein beträchtlicher signifikanter Rückgang in der Stabilität zu beobachten, der zwischen 1952 und 1980 im Mittel etwa  $0,9 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$  (100—150 m) bzw.  $0,4 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$  (150—200 m) beträgt (Abb. 8c, Tab. 2c) und auch in den Teilzeiträumen 1952—1969 bzw. 1970—1980 signifikant ist (Abb. 8d, e; Tab. 2d, e).
6. Die Analyse der Schicht 60—100 m gibt für den Gesamtzeitraum keine Anhaltspunkte für signifikante Änderungen der vertikalen Stabilität (Abb. 8a, b; Tab. 2a, b).
7. Seit 1952 zeigt sich für diese Schicht ein signifikanter Rückgang, der im Zeitraum 1952—1980 zu etwa  $0,4 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$  und zwischen 1952 und 1969 bzw. 1970 und 1980 zu rund  $0,7 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$  analysiert wurde (Abb. 8c—e, Tab. 2c—e).

Die vorliegenden Ergebnisse zeigen neue Aspekte für die Diskussion über die Ursachen für die Verschlechterung der Sauerstoffverhältnisse im Tiefenwasser der Ostsee. FONSELIUS (1969) folgerte aus dem mittleren Anstieg des Salzgehaltes einen Anstieg der Stabilität der Salzgehaltssprungschicht, der eine Verringerung des Austausches durch die permanente Sprungschicht verursacht und damit zum Rückgang des Sauerstoffs im Tiefenwasser führt. Die oben vorgestellten Untersuchungen zeigen in Übereinstimmung mit früheren

Resultaten von VOPIO und MÄLKKI (1972) bzw. MATTHÄUS (1973), daß die Stabilität der Schichtung seit 1952 sowohl in 60–100 m als auch im Tiefenwasser abgenommen hat. Die damit verbundene bessere vertikale Vermischung hat jedoch zumindest bis 1969 den erheblichen mittleren Rückgang des Sauerstoffgehalts im Tiefenwasser (MATTHÄUS, 1978b, 1979) nicht wesentlich beeinflußt. Das deutet darauf hin, daß Variationen des vertikalen Austausches durch die permanente Sprungschicht von untergeordneter Bedeutung für die Veränderung der Sauerstoffverhältnisse im Tiefenwasser sind. Es ist wenig wahrscheinlich, daß die Reaktionszeit des Sauerstoffregimes im Tiefenwasser auf veränderte vertikale Austauschbedingungen so groß ist, daß es erst ab Anfang der siebziger Jahre zu einer leichten mittleren Erhöhung im Sauerstoffgehalt (PERTTILÄ u. a., 1980) kommen kann.

### Literatur

- Baltic Marine Environment Protection Commission, Assessment of the effects of pollution on the natural resources of the Baltic Sea, 1980. Baltic Sea Environm. Proc. No. 5B, Helsinki 1981.
- FONSELIUS, S. H., Hydrography of the Baltic deep basins III. Fishery Board of Sweden, Ser. Hydrogr., Nr. 23 (1969).
- HESELBERG, T. H., Über die Stabilitätsverhältnisse bei vertikalen Verschiebungen in der Atmosphäre und im Meere. Ann. Hydrogr. Marit. Meteorol. **46** (1918), 118–129.
- KULLENBERG, G. E. B., Observations of the mixing in the Baltic thermo- and halocline layers. Tellus **29** (1977), 572–587.
- MATTHÄUS, W., Die Anwendung von Ausgleichsverfahren zur Ermittlung von Jahregängen ozeanographischer Parameter. Mber. Dt. Akad. Wiss. **13** (1971), 116–121.
- 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.
- MATTHÄUS, W., Zur mittleren jahreszeitlichen Veränderlichkeit der Temperatur in der offenen Ostsee. Beitr. Meereskunde, H. 40 (1977) 117–155. (a)
- MATTHÄUS, W., Zur säkularen Veränderlichkeit des Oberflächensalzgehaltes in der offenen Ostsee. Beitr. Meereskunde, H. 39 (1977) 37–49. (b)
- MATTHÄUS, W., Zur mittleren jahreszeitlichen Veränderlichkeit des Oberflächensalzgehaltes in der Ostsee. Gerl. Beitr. Geophys. **87** (1978), 369–376. (a)
- MATTHÄUS, W., Allgemeine Entwicklungstendenzen im Sauerstoffregime des Tiefenwassers der Ostsee. Fischerei-Forsch. **16** (1978) 2, 7–14. (b)
- MATTHÄUS, W., Langzeitvariationen von Temperatur, Salzgehalt und Sauerstoffgehalt im Tiefenwasser der zentralen Ostsee. Beitr. Meereskunde, H. 42 (1979) 41–93.
- MATTHÄUS, W., Zur Variabilität der primären halinen Sprungschicht in der Gotlandsee. Beitr. Meereskunde, H. 44/45 (1980) 27–42.
- MATTHÄUS, W., Langzeittrends der Dichte im Gotlandbecken. Beitr. Meereskunde, H. 48 (1983) 47–56.
- PERTTILÄ, M., KOLJONEN, J. and TULKKI, P., Mean values and trends of hydrographical and chemical parameters in the Baltic Proper in 1962–1978. Proc. 12th Conf. Baltic Oceanographers, Leningrad 1980 (im Druck).
- SMIRNOW, N. W. and DUNIN-BARKOWSKI, I. W., Mathematische Statistik in der Technik. 3. Aufl. Berlin 1973.
- TAUBENHEIM, J., Statistische Auswertung geophysikalischer und meteorologischer Daten. Leipzig 1969.

- VOPIO, A. and MÄLKKI, P., Variations of the vertical stability in the Northern Baltic. Merentutk. Julk. Nr. 237 (1972) 3–12.
- WEBER, E., Grundriß der biologischen Statistik. 8. Aufl., Jena 1980.

Abschluß der Arbeit: 1. 7. 1981

Anschrift des Verfassers:

Dr. sc. nat. W. MATTHÄUS  
 Institut für Meereskunde der AdW der DDR  
 DDR-2530 Rostock-Warnemünde, Seestr. 15

## Historische Entwicklung und aktuelle Bedeutung des Ostsee-Observatoriumsprogramms

Von EBERHARD FRANCKE und ULLA REICHEL

*Zusammenfassung:* Die historische Entwicklung des internationalen Ostsee-Observatoriumsprogramms wird dargestellt, und seine inhaltlichen Aufgaben sowie die wesentlichen Erkenntnisse werden umrissen. Als aktivierende Impulse werden die Gründung des Internationalen Rates für Meeresforschung (ICES) 1902 und die I. Konferenz der Ostsee-Ozeanographen (CBO) 1957 herausgestellt. Die zunehmende Komplexität der Expeditionsprogramme durch die Einbeziehung weiterer zwischenstaatlich vereinbarter Aufgabstellungen wird als ein entscheidender Faktor der steigenden Bedeutung dieser international empfohlenen saisonalen Terminfahrten herausgearbeitet.

Ausführlich wird auf den Beitrag der DDR an der ständigen Kontrolle des ozeanologischen Zustandes der Ostsee seit 1957 eingegangen. Zusammenfassend werden die Gründe dargelegt, die für eine bessere Koordination der Observationsprogramme unter den aktuellen seerechtlichen Bedingungen sprechen, und ein Vorschlag zur abgestimmten Weiterführung dieser unverändert wichtigen Forschungsarbeiten auf internationaler Ebene unterbreitet.

*Summary:* The historical development of the international Baltic observations programmes as well as its tasks and its most important results are shown. The foundation of the International Council for the Exploration of the Sea (ICES) 1902 and the 1st Conference of the Baltic Oceanographers (CBO) 1957 will be emphasized as activating impulses for such programmes. The increasing size of scientific measurements during expeditions due to the inclusion of further tasks arranged by international institutions is a decisive factor for the increasing importance of the seasonal cruises recommended by the ICES and the CBO.

The contribution of the GDR in the continuous monitoring of the oceanological conditions of the Baltic Sea since 1957 will be dealt with in detail. It will be pointed out the causes for the necessary of a better co-ordination of the observation programmes during the present-day conditions under the new sea-law. A proposal is made for the coordinated continuation of this unchanged important research work.

*Резюме:* Представляется в работе историческое развитие международной программы регулярного наблюдения Балтийского моря и излагаются содержание и существенные результаты программы. Особо отмечаются основание Международного Совета по изучению моря (ICES) в 1902 году и проведение I Конференции Балтийских океанографов (CBO) в 1957 году, активизирующие деятельность вышеуказанной программы. Все возрастающая комплексность программ экспедиций включением дальнейших согласованных между государствами задач оценивается решающим фактором для увеличивающегося значения сезонных экспедиций, проведение которых рекомендуется по международным видам.

Детально остановится на вкладе, сделанном ГДР в отношении постоянного контроля океанологического состояния Балтийского моря с 1957 года. В заключение высказываются причины, говорящие в пользу лучшего координирования программ регулярного наблюдения Балтийского моря в настоящих условиях в области морского права и вносится предложение о согласованном продолжении вышеуказанных неизменно важных научно-исследовательских работ в международном масштабе.

Die Erforschung der Ursachen und Gesetzmäßigkeiten ozeanologischer Vorgänge setzt umfangreiche und langfristige Beobachtungen voraus. Diese sind insbesondere dann aufwendig, wenn Veränderungen mit Zeitskalen von einem Jahr bis zu mehreren Dezenien untersucht werden sollen. Man kann unter diesem Aspekt die Leistungen der Ostseeozeanographen um die Jahrhundertwende nicht hoch genug einschätzen, die die Grundlagen für ein Ostsee-Observatoriumsprogramm schufen, das bis heute seine Bedeutung und Aktualität nicht verloren hat.

Wirtschaftliche Notwendigkeiten und wissenschaftlicher Forscherdrang waren wesentliche Ursachen dafür, daß in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts die Meereskunde auf allen Gebieten einen spürbaren Aufschwung verzeichnen konnte. Dabei standen naturgemäß Forschungsarbeiten in den großen Ozeanen stärker im Mittelpunkt des Interesses als die gleichfalls anlaufenden nationalen Arbeiten in den Nebenmeeren. Auf so großen und bekannten Unternehmungen, wie z. B. der *Challenger-Expedition*, der deutschen Tiefsee-Expedition unter K. CHUN oder der Südpolar-Expedition unter E. v. DRYGALSKI, wurden Zustand und Gesetzmäßigkeiten der Tiefsee erforscht (KRÜMMEL, 1904; SCHLEE, 1974).

Weniger aufregend, jedoch mit nachhaltigen Auswirkungen auf die meereswissenschaftliche Grundlagenforschung weit über die Region hinaus entwickelte sich um die Jahrhundertwende im Nordatlantik und seinen Randmeeren eine internationale Zusammenarbeit, die auch den Beginn der internationalen Ostseeforschung markiert. Sie ist eng verknüpft mit der Gründung des Internationalen Rates für Meeresforschung (International Council for the Exploration of the Sea — ICES) im Jahre 1902. Vier Ausgangspunkte sind zu nennen, von denen die Anregung zur Gründung dieser bedeutenden zwischenstaatlichen Organisation ausging:

- der unerklärliche plötzliche Rückgang in der ertragreichen Heringsfischerei an den nordeuropäischen Küsten,
- die Frage nach dem unterschiedlichen Wanderungsverhalten verschiedener wichtiger Nutzfischarten,
- das in allen Ländern wachsende Interesse an der Meereskunde und
- die Unlösbarkeit der anstehenden Aufgaben für einen einzelnen Staat.

So kam es 1899 auf Einladung des schwedischen Königs OSKAR II. in Stockholm (WENT, 1972) zur ersten internationalen Konferenz, auf der so bekannte Ozeanographen wie J. MURRAY, O. KRÜMMEL, O. PETTERSON, G. EKMAN, F. NANSEN und M. KNUDSEN vertreten waren. Hier gelang es, für die hydrographischen Aufgaben ein anspruchsvolles Programm zu entwickeln, während zahlreiche biologische Fragen nur unzureichend berücksichtigt werden konnten. Die im Mai 1901 in Christiania durchgeführte zweite vorbereitende Konferenz war dann in der Lage, auch die meeresbiologischen und fischereilichen Probleme zu formulieren und angemessene Forschungsprogramme zu erarbeiten.

Als ein Ergebnis dieser beiden Beratungen konstituierte sich im Sommer 1902 in Kopenhagen der die internationalen Aufgaben leitende Zentralausschuß des Internationalen Rates für Meeresforschung. Die Gründungsmitglieder des Rates waren Dänemark, Deutschland, Finnland, Großbritannien, die Niederlande, Norwegen, Rußland und Schweden. Die fortan gemeinsame Bewältigung von Forschungsaufgaben ist beispielhaft für eine systematisch betriebene Meeresforschung. Es wurden internationale Arbeitsgruppen eingerichtet, die von führenden Ozeanographen angeleitet wurden (u. a. NANSEN, KNUDSEN).

Sie erarbeiteten physikalische und chemische Methoden zur meereskundlichen Forschung, führten Vergleiche von Meßmethoden durch und befaßten sich mit der Ausbildung von Wissenschaftlern für die neuartigen Aufgaben (SMED, 1968). Besonders diese Aktivitäten befruchteten die ozeanologischen Arbeiten insgesamt, weil durch sie wissenschaftlich gesicherte und international vereinheitlichte Meßmethoden eingeführt wurden, die ein vergleichbares Datenmaterial garantierten. Es sei an dieser Stelle nur an die Salzgehaltsbestimmung nach MOHR-KNUDSEN und die Sauerstoffbestimmung nach WINKLER erinnert.

Schon im Gründungsjahr bestand zwischen den Mitgliedsländern Einigkeit über eine Reihe von Standardstationen und -schnitten im gesamten Arbeitsgebiet des ICES, zu dem auch die Ostsee gehört. Es wurde vereinbart, daß jedes Land bestimmte Teilgebiete im Bereich seiner Küsten zu bearbeiten hat und daß die Ergebnisse gemeinsam und kurzfristig veröffentlicht werden sollten, so daß sie jedem Interessenten uneingeschränkt zur Verfügung standen.

Bereits im August 1902 konnte die erste dieser Terminfahrten durchgeführt werden, was in Anbetracht der kurzen Vorbereitungszeit eine großartige Leistung darstellte. Entsprechend den getroffenen Vereinbarungen wurden diese Arbeiten viermal im Jahr wiederholt, und zwar im Februar, Mai, August und November, wobei exakt die gleichen Stationen angelaufen wurden. Das Meßprogramm umfaßte in den ersten Jahren neben meteorologischen und Oberflächenbeobachtungen Vertikalmessungen von Temperatur und Salzgehalt (aus denen zusätzlich die Dichte berechnet wurde), ausgewählte Serien für Sauerstoff, Stickstoff und Kohlensäure sowie Planktonholts (horizontal und vertikal mit verschiedenen Spezialnetzen). Vom Zentrallabor wurde vor Fahrtantritt der Schiffe die Übereinstimmung der Meßmethoden gesichert, so daß die Ergebnisse der verschiedenen

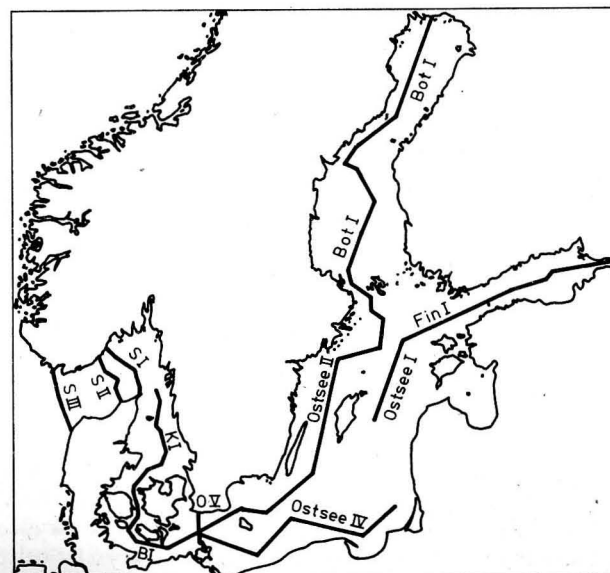


Abb. 1. Lage der hydrographischen Schnitte der Terminfahrten ab 1902

beteiligten Forschungslabors vergleichbar waren. Nach KRÜMMEL (1904) arbeiteten zu den Terminzeiten annähernd 50 Wissenschaftler auf etwa 12 Schiffen an der Durchführung der synchronen Messungen auf See.

Abb. 1 gibt einen Ausschnitt der Arbeitskarte wieder, aus dem besonders die Ost- und Nordseeschnitte hervorgehen. Das deutsche Ostseeprogramm (Schnitt „Ostsee IV“) bestand aus 13 Stationen und wurde bei normaler Witterung in 9 Tagen zweimal bearbeitet. Für die Aufgabe wurde ein neues Schiff, der Reichsforschungsdampfer „Poseidon“, in Dienst gestellt. Zwischen den Terminfahrten sollten Arbeiten im Interesse der Fischereiforschung erfolgen.

Die Ozeanographie profitierte aus den fischereilich begründeten Programmen erheblich, weil der ICES konsequent darüber wachte, daß sowohl die hydrographische als auch die meeresbiologische Forschung gleichermaßen berücksichtigt wurden.

Die Ozeanographen bekamen durch diese Forschungsfahrten eine erste Vorstellung von der Komplexität der Ozeanographie der Ostsee und erkannten die grundlegenden Prinzipien des Wasseraustausches zwischen Nord- und Ostsee sowie deren ausschlaggebende Bedeutung für die Tiefenbecken des baltischen Meeres. Nach etwa 10jähriger Beobachtungstätigkeit und intensiver Auswertung der Daten verfügte man über erste Erkenntnisse zum Zusammenhang zwischen den ozeanographischen Bedingungen und den Veränderungen im Fischbestand. Neben diesen Forschungsprogrammen, die unmittelbaren Eingang in die wirtschaftliche Nutzung fanden, erfolgten eine Vielzahl zusätzlicher Untersuchungen. Dazu gehörten z. B. die Beobachtung der natürlichen Veränderungen von Temperatur und Salzgehalt wie auch die kontinuierliche Registrierung der Wasserstandsschwankungen in den einzelnen Teilen der Ostsee mittels neuingerichteter Küstengegel, deren Daten zwischen den Staaten ausgetauscht wurden.

In Ergänzung zu den Ergebnissen der internationalen Terminfahrten muß hier auch auf die außerordentliche Bedeutung der meereskundlichen und meteorologischen Beobachtungen der dänischen, schwedischen und deutschen Feuerschiffe hingewiesen werden, die über viele Jahrzehnte ein kontinuierliches, geschlossenes Datenmaterial aus einem wichtigen Teilgebiet der Ostsee erbrachten, das besonders in den letzten Jahren interessante und erkenntnisreiche Bearbeitungen gestattete. Unter diesem Aspekt ist es bedauerlich, daß diese Schiffe zunehmend durch Leuchttürme ersetzt werden, die in Hinsicht auf ozeanologische Beobachtungen nur lückenhafte Informationen liefern.

Erste auswertende Berichte über diese Observatoriumsarbeiten stammen von KRÜMMEL (1904), GEHRKE (1910) und WITTING (1912). WITTING versuchte als erster Ostsee-Ozeanograph, eine zusammenfassende Darstellung der „Hydrographie der Ostsee“ aus den Terminfahrt Daten und vorliegenden Einzelveröffentlichungen zu erarbeiten, die für die damalige Zeit einen deutlichen Fortschritt bedeuteten. Daneben stellen die dänischen Arbeiten insbesondere über die bereits verfügbaren langjährigen Feuerschiffdaten einen wesentlichen Beitrag für die Ostseeforschung dar (z. B. JACOBSEN, 1913).

Die Energie, mit der das erste international abgestimmte Observatoriumsprogramm in der Ostsee geplant, durchgeführt und ausgewertet wurde, verdient nicht nur bleibende Anerkennung, sondern auch den Dank unserer Ozeanographen-Generation für einen reichen Fundus an historischem Datenmaterial, das auf Grund seiner hohen Qualität zusammen mit durch moderne Methoden gewonnenen Meßreihen für grundlegende Bearbeitungen genutzt werden kann.

Es sei hier nur auf einige Arbeiten aus der DDR hingewiesen. Dazu gehören besonders die umfangreichen Beiträge von MATTHÄUS, der auf der Basis des Terminfahrtmaterials

aller Ostseeanliegerstaaten die mittlere jahreszeitliche Veränderlichkeit von Temperatur (1977a) und Sauerstoffgehalt (1978) in der zentralen offenen Ostsee, die Langzeittrends von Temperatur, Salzgehalt und Sauerstoff im Tiefenwasser der Ostsee (1979) und die mittleren vertikalen Wärmeaustauschkoeffizienten der Ostsee (1977b) berechnete. Zahlreiche weitere Literaturhinweise zu diesen Arbeiten sind im Heft 50 der „Beiträge zur Meereskunde“ (in Vorbereitung) zu finden.

Auch die Untersuchung meeresklimatischer Veränderungen in der Belt- und Ostsee durch HUPFER (1962, 1975) und die ausführliche Bearbeitung von Salzgehaltsspektren im Übergangsbereich zwischen Nord- und Ostsee (BÖRNGEN, 1977) basieren auf den Zeitreihen von Feuerschiffen und sind damit unmittelbare Produkte aus Observatoriumsprogrammen.

Der erste Weltkrieg unterbrach die erfolgreiche internationale Zusammenarbeit in der Ostsee und verursachte bezüglich der abgestimmten Forschung in diesem Seegebiet eine große Pause. GRASSHOFF (1974) stellte fest, daß die Jahre zwischen den beiden Weltkriegen in dieser Beziehung nicht sehr fruchtbar waren. Dieser Einschätzung kann jedoch nicht vorbehaltlos gefolgt werden, wenn man die nationalen Bemühungen der Ostseestaaten berücksichtigt. Die einzelnen Ostseeanliegerstaaten realisierten umfangreiche, jedoch zeitlich und räumlich begrenzte Experimente, die einen stetigen Fortschritt in der Ostseeforschung sicherten.

So führten z. B. Dänemark und Deutschland Untersuchungen zum Wasseraustausch zwischen Nord- und Ostsee (SCHUBERT, 1938, JACOBSEN, 1936) durch, während in Schweden experimentelle Arbeiten zur Erforschung des Strömungsfeldes erfolgten (GUSTAFSSON und KULLENBERG, 1936, KULLENBERG, 1981). Über die Terminfahrten des Reichsforschungsdampfers „Poseidon“ veröffentlichte SCHULZ (1956) eine Reihe von Ergebnissen, die im Prinzip eine Fortsetzung der Terminfahrten auf nationaler Ebene darstellen.

Von sowjetischer Seite sind beispielsweise die systematischen meereskundlichen und hydrobiologischen Untersuchungen mit der „Nerpa“ im Finnischen Meerbusen zwischen 1928 und 1937 zu nennen sowie die ersten synoptischen Aufnahmen im Finnischen Meerbusen mit 8 Schiffen ab 1948 (BRUNS, 1958). Ähnliche Arbeiten sind aus Finnland bekannt (Anonym., 1914–1961), und auch Polen führte im Rahmen der Fischereiforschung entsprechende ozeanologische Untersuchungen durch (DEMEL, 1971).

Es ist jedoch kennzeichnend für die schwierige politische und wirtschaftliche Situation in diesen Jahren, daß auch die regelmäßig durchgeführten Baltischen Hydrologischen Konferenzen kein abgestimmtes Ostsee-Observatoriumsprogramm initiieren konnten. Umso mehr muß anerkannt werden, daß die wertvollen Daten vieler nationaler Expeditionen durch den ICES in Kopenhagen gesammelt und aufbereitet und durch die Veröffentlichung im „Bulletin Hydrographique“ der allgemeinen Nutzung zugänglich gemacht werden konnten.

Daß der ICES die außerordentlich großen politischen, ökonomischen und sozialen Folgen zweier Weltkriege überdauerte, kann als ein Zeichen seiner Unentbehrlichkeit angesehen werden. Bereits 1946 begann diese Institution wieder, die internationale Zusammenarbeit in der Meeresforschung zu aktivieren. Die im Ergebnis des 2. Weltkrieges im Ostseeraum entstandene politische Lage verhinderte jedoch noch für längere Zeit eine koordinierte Zusammenarbeit aller Ostseeanliegerstaaten. Ein Neubeginn trat 1957 ein, als sich auf Initiative des finnischen Wissenschaftlers ILMO HELA († 1976) in Helsinki die Konferenz der Ostseeozeanographen (Conference of the Baltic Oceanographers = CBO) als nichtstaatliche internationale Organisation konstituierte. In diesem Rahmen werden



durch die Fachexperten der Ostseeanliegerstaaten in 2jährigem Rhythmus aktuelle Ergebnisse vorgelegt und die Möglichkeiten der internationalen Zusammenarbeit beraten.

Die von der CBO gegebenen Empfehlungen tragen für die beteiligten Staaten keinen verbindlichen Charakter, da diese Organisation auf der freiwilligen Zusammenarbeit einzelner Wissenschaftler und Institute basiert. Andererseits sind die Empfehlungen der Ostsee-Ozeanographenkonferenz insofern von besonderer Bedeutung für die Ostseeforschung, als sie Schwerpunkte unter Berücksichtigung des aktuellen Kenntnisstandes und der konkreten ozeanographischen Situation setzen und eine gemeinsame Bearbeitung der brennenden Probleme durch alle Anliegerstaaten in vielen Fällen überhaupt erst ermöglichen. Daraus resultiert ein besonderes Interesse der beteiligten wissenschaftlichen Einrichtungen, die Empfehlungen umzusetzen und tragfähige Beiträge zu vereinbarten wissenschaftlichen Programmen zu leisten.

Über spezielle Arbeitsgruppen des ICES (wie etwa der Arbeitsgruppe zur Koordinierung der hydrographischen Arbeiten in der Ostsee) konnten entsprechende Empfehlungen auch in den von den nationalen Delegierten beschlossenen Resolutionen der ICES-Generalversammlungen verankert werden. Es muß jedoch davon ausgegangen werden, daß es für einen einzelnen Staat in den meisten Fällen unmöglich ist, komplexe Unternehmungen im Sinne eines Observatoriumsprogrammes für ein ganzes Nebenmeer allein zu realisieren. Die Ursachen dafür liegen nicht nur im ökonomischen Bereich, durch den Anzahl und Einsatzdauer der Schiffe begrenzt sind, sondern in der immer komplizierter werdenden seerechtlichen Situation der Ostsee, die das relativ kleine Meer unter 7 Anliegern aufteilt. Andererseits sind die Einwirkungen von Natur und Mensch auf dieses zum Ozean hin weitgehend abgeschlossene Seegebiet von so grundsätzlicher und umfassender Bedeutung, daß jeder der Ostseestaaten auf die übrigen angewiesen ist; das betrifft sowohl das Problem des Umganges mit dem Meer als auch seine Erforschung. Um die Ostsee also effektiver nutzen, ihre Umwelt nachhaltiger schützen und ihre lebenswichtige Bedeutung für die Anliegerstaaten weiter sichern zu können, ist es erforderlich, ihre Gesetzmäßigkeiten und die Wechselwirkungen mit der Atmosphäre und dem Festland in gemeinsamer Arbeit zu erkunden und dieses Wissen nutzbringend anzuwenden.

Unter Berücksichtigung dieser Prämissen tragen auch die in der Ostsee-Ozeanographenkonferenz zusammenarbeitenden Wissenschaftler Verantwortung für die Erhaltung der Meeresumwelt der Ostsee. Dieser Verantwortung werden sie im Rahmen ihrer Möglichkeiten gerecht, in dem sie auf der Grundlage des jeweils aktuellsten Wissensstandes Aufgaben analysieren und Programme vorbereiten, die zur Klärung anstehender Probleme einen wesentlichen Beitrag leisten. Daraus resultieren u. a. die Vorbereitung bzw. die Mitarbeit an sehr erfolgreichen internationalen problemorientierten Unternehmen der Ostseeforschung.

Dazu gehören:

- die Internationale Synoptische Aufnahme 1964, während der ein Dutzend Schiffe vorwiegend auf Ankerstationen über die gesamte Ostsee verteilt lagen und den Zusammenhang zwischen atmosphärischen Vorgängen und dem Bewegungsfeld der Ostsee bis in große Tiefen untersuchten,
- das Internationale Ostseejahr 1969/70 (International Baltic Year — IBY), dessen Forschungsaufgaben vor allen Dingen die Beobachtung der chemischen und biologischen Veränderungen über einen fast lückenlosen Zeitraum von 2 Jahren ermöglichen und
- das von der ICES/SCOR-Arbeitsgruppe „Untersuchung der Verunreinigung der Ostsee“

initiierte Baltic Open Sea Experiment „BOSEX '77“, das speziell der Untersuchung des vertikalen Energie- und Stofftransportes und der damit in Verbindung stehenden raum-zeitlichen Veränderungen ozeanologischer Felder diente (vgl. auch: NEHRING und FRANCKE, 1979).

In Abb. 2 sind die Arbeitsgebiete dieser großen internationalen Experimente zusammengefaßt dargestellt. Aus ihren Ergebnissen resultiert eine Vielzahl wertvoller Publikationen, die sich mit physikalischen, chemischen und biologischen Problemen der Ostsee befassen. Die zeitliche Begrenzung dieser Programme gestattet jedoch nur die Untersuchung von Vorgängen im Zeitbereich von Tagen und Wochen, in Ausnahmefällen von Monaten. Für die eingangs erwähnten Veränderungen des ozeanologischen Zustandes der Ostsee mit längeren Perioden bis zu mehreren Jahren war die Wiederbelebung eines Observatoriumsprogrammes unumgänglich.

Die erste CBO 1957 in Helsinki empfahl deshalb die Bearbeitung einer Anzahl von ozeanologischen Schnitten, die ebenfalls in Abb. 2 dargestellt sind. Die Stationen auf

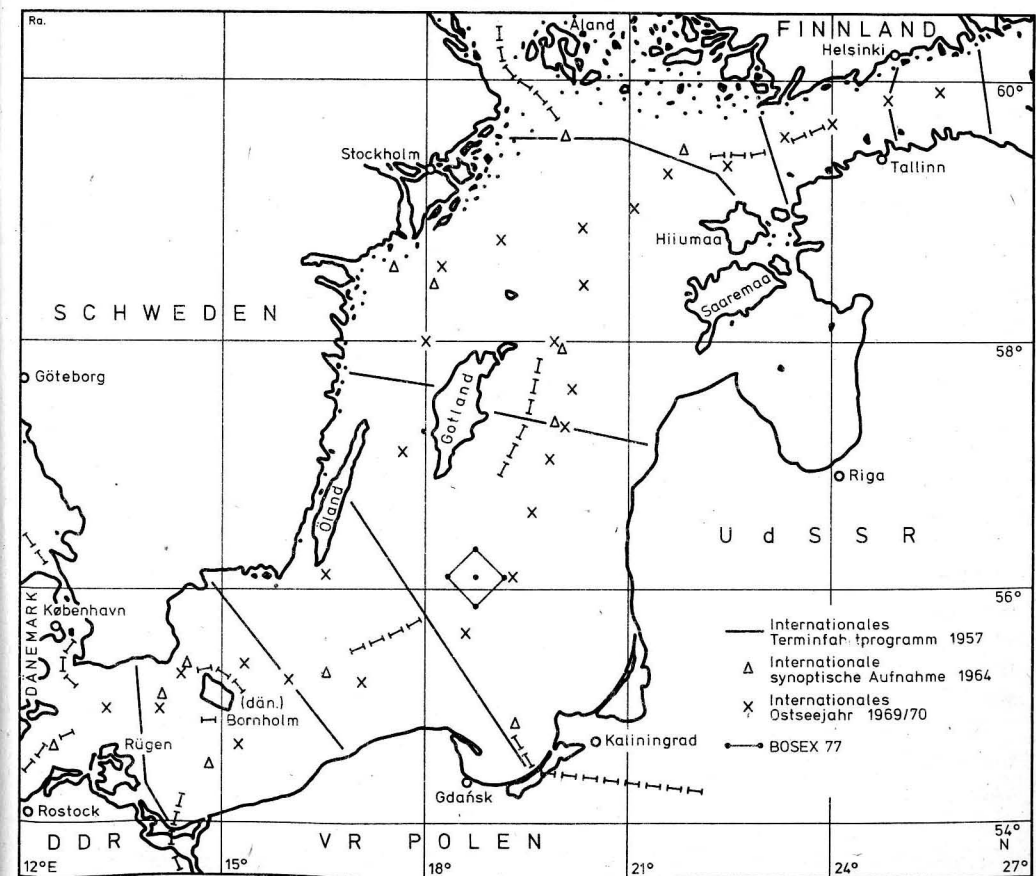


Abb. 2. Lage der Schnitte und Stationen des internationalen Terminfahrtprogramms 1957 sowie großer internationaler Ostseeunternehmen

diesen internationalen Schnitten sollten zu 5 Terminen im Jahre gemessen werden, und zwar

- zwischen dem 01. und 10. Februar,
- zwischen dem 25. März und dem 05. April,
- zwischen dem 01. und 10. Mai,
- zwischen dem 01. und 10. August und
- zwischen dem 25. Oktober und dem 5. November jeden Jahres.

Diese Empfehlung wurde auf der 45. Generalversammlung des ICES in Bergen 1957 zustimmend zur Kenntnis genommen: „... A survey giving information about the routine observations carried out regularly in the member countries was distributed and adopted...“ (Anonym. 1957).

Der verbindliche Charakter dieses Terminfahrtprogramms wurde dadurch unterstrichen, daß das Meßmaterial dieser internationalen Schnitte jeweils unmittelbar nach Abschluß der Expedition an das Datenzentrum des ICES nach Kopenhagen geliefert werden sollte. Auf den nachfolgenden Ostsee-Ozeanographenkonferenzen wird der Wille der beteiligten Wissenschaftler und der durch sie vertretenen Institutionen, dieser eingegangenen Verpflichtung nachzukommen, stets in einer der ersten Empfehlungen bekräftigt. So heißt es in der Empfehlung 1980—3 der 12. CBO in Leningrad/UdSSR:

„Rec. 1980—3 in ship board observations. The XII Conference of Baltic Oceanographers recommends to increase the efforts in the organization of systematic measurements at standard stations with the aim of studying processes of meso- and macroscale and simultaneous polygon measurements using several ships to study processes of synoptic scale.“

Die Bearbeitung der internationalen Schnitte erfolgt durch die einzelnen Staaten mit unterschiedlicher Intensität entsprechend den differenzierten Möglichkeiten der Institute. Ein großer Teil der Daten wurde an den Service Hydrographique des ICES in Kopenhagen übergeben und dort gespeichert. Es ist jedoch nur wenigen Ländern möglich, jährlich 5 Terminfahrten durchzuführen.

Das Stationsprogramm der saisonalen Terminfahrten wurde in den 70er Jahren verändert und erweitert. Neben nationalen Programmteilen, die vorrangig die Seegebiete über dem eigenen Festlandssockel der Ostseeanliegerstaaten betreffen, wurde ein großer Teil der Stationen des Internationalen Ostseejahres 1969/70 aufgenommen. Seit 1980 erfolgte eine nochmalige Ergänzung des Stationsprogrammes durch Positionen, die im Rahmen der Monitoring-Aufgaben der „Konvention zum Schutze der Meeresumwelt der Ostsee“ bearbeitet werden müssen. Unter Einbeziehung dieser internationalen Meßprogramme wird die gesamte Ostsee zwischen Kieler Bucht und Finnischem bzw. Bottnischem Meerbusen erfaßt. Auf Grund der sehr aufwendigen Arbeiten auf den Stationen ist es jedoch kaum möglich, daß jeder beteiligte Staat alle Positionen bearbeitet. In Abb. 3 ist dargestellt, welche Ostsee-Regionen z. B. durch die DDR untersucht werden.

Die Meßprogramme der Terminfahrten umfassen sowohl physikalische als auch chemische und biologische Parameter. Zu den untersuchten Standardgrößen gehören die Bestimmung von: Temperatur, Salzgehalt, Gehalt an gelöstem Sauerstoff, Schwefelwasserstoff, organische Nährstoffe (Phosphat, Nitrat, Nitrit, Ammoniak), die Primärproduktion, Chlorophyll, Planktonuntersuchungen, Kohlendioxyd u. a. Hinzu kommen regelmäßige meteorologische Beobachtungen. Neben diesen grundlegenden Parametern werden in letzter Zeit zumindest auf ausgewählten Expeditionen potentielle Schadstoffe untersucht, wie z. B. Erdöl-Kohlenwasserstoffe, chlorierte Kohlenwasserstoffe, Schwermetalle u. ä., wobei diese

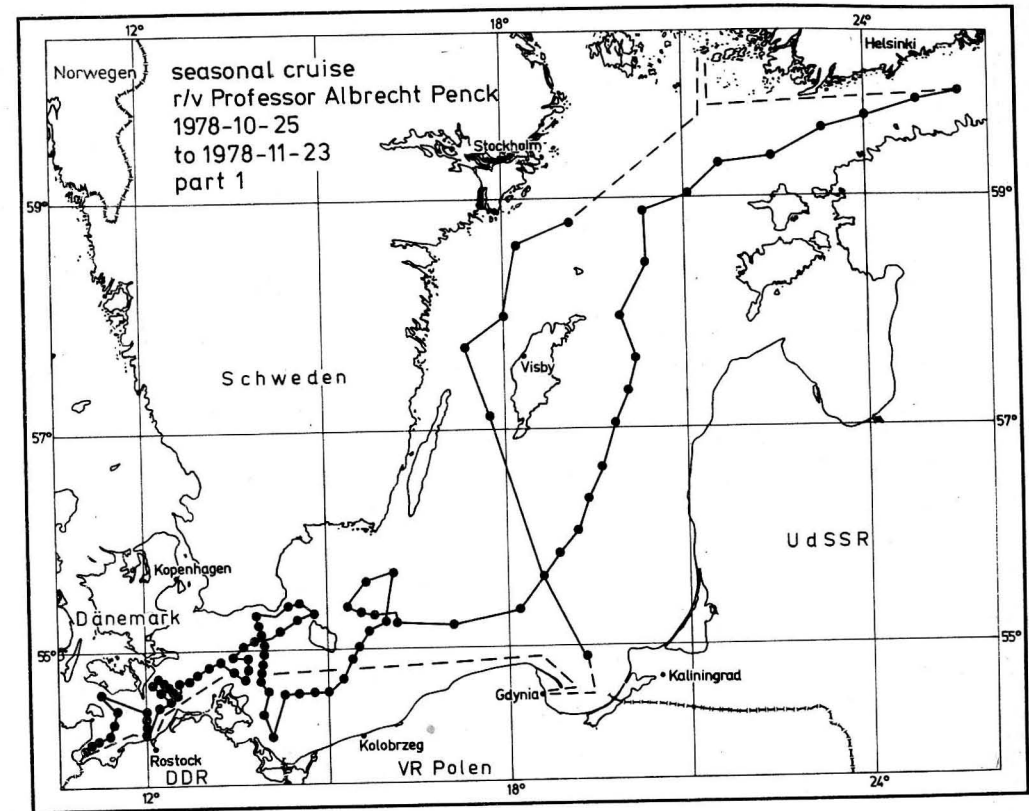


Abb. 3. Beispiel für das Standardprogramm des Instituts für Meereskunde Warnemünde im Rahmen des Ostsee-Observatoriumsprogrammes (Oktober/November 1978)

Untersuchungen einen hohen Meßaufwand erfordern. An dieser Stelle sollen auch die Schiffe genannt werden, deren Besatzungen einen wesentlichen Anteil an der Bearbeitung des Terminfahrtprogramms seit den 50er Jahren haben und deren Namen für diese große internationale Leistung stehen:

- aus der Bundesrepublik Deutschland:
- aus Dänemark:
- aus der Deutschen Demokratischen Republik:
- aus Finnland:
- aus der Volksrepublik Polen:
- aus Schweden:
- aus der Sowjetunion:

- „Herman Wattenberg“, „Alkor“;
- „Martin Knudsen“;
- „Professor Albrecht Penck“;
- „Professor Otto Krümmel“;
- „A. v. Humboldt“;
- „Aranda“;
- „Birkut“, „Hydromet“;
- „Skagerrak“, „Argos“;
- „Mazirbe“, „Okeanograf“;
- „Rudolf Samoilowicz“.

Für das Institut für Meereskunde der Akademie der Wissenschaften der DDR in Rostock-Warnemünde gehören die Terminfahrten seit 1957 zum festen Bestandteil des Forschungsprogrammes. Zu den 5 angegebenen Terminen wurde seit dieser Zeit mit wenigen

Tabelle 1

Zeitraum	Seegebiet	Zeitraum	Seegebiet
20. 05.—02. 06. 1957	1	01. 08.—12. 08.	2
20. 05.—03. 06.	2	28. 10.—06. 11.	1—3
05. 08.—16. 08.	2	26. 03.—01. 04. 1965	1—3
06. 08.—17. 08.	1	12. 05.—19. 05.	1—3
08. 11.—20. 11.	1	03. 08.—09. 08.	1—3
09. 11.—21. 11.	2	30. 10.—08. 11.	1—3
09. 05.—21. 05. 1958	1	09. 02.—18. 02. 1966	1—3
09. 05.—22. 05.	2	31. 03.—07. 04.	1—3
04. 08.—09. 08.	2	12. 05.—18. 05.	2, 3
04. 08.—09. 08.	1	02. 08.—10. 08.	1—3
18. 11.—30. 11.	2	29. 10.—04. 11.	1—3
18. 11.—29. 11.	1	10. 02.—23. 02. 1967	1—3
19. 03.—27. 03. 1959	1, 2	29. 03.—11. 04.	1—3
12. 05.—25. 05.	2	17. 05.—23. 05.	1—3
15. 05.—25. 05.	1	01. 08.—15. 08.	1—3
12. 08.—21. 08.	2	26. 10.—08. 11.	1—3
12. 08.—21. 08.	1	12. 02.—24. 02. 1968	1—3
04. 11.—14. 11.	2	26. 03.—31. 03.	1, 2
04. 11.—14. 11.	1, 2	07. 05.—19. 05.	1—3
20. 02.—22. 02. 1960	2	01. 08.—09. 08.	1—3
30. 03.—01. 04.	2	29. 10.—04. 11.	1—3
17. 05.—25. 05.	1, 2	27. 02.—22. 03. 1969	1—3, 5—7
12. 08.—17. 08.	1, 2	14. 05.—23. 05.	1—5
24. 08.—11. 09.	1—3, 5	02. 08.—15. 08.	1—5
28. 10.—08. 11.	1, 2	30. 09.—29. 10.	1—8
25. 03.—30. 03. 1961	1, 2	27. 11.—17. 12.	1—8
01. 08.—04. 08.	1, 2	20. 03.—16. 04. 1970	1—5, (6), (7)
06. 11.—09. 11.	1, 2	05. 05.—27. 05.	1—8
06. 02.—08. 02. 1962	1, 2	22. 07.—04. 08.	1—5
03. 04.—06. 04.	1, 2	21. 10.—18. 11.	1—8
15. 05.—17. 05.	1, 2	11. 02.—22. 02. 1971	1—5
01. 08.—03. 08.	1, 2	25. 03.—04. 04.	1—5
02. 11.—04. 11.	2	14. 05.—10. 06.	1—8
28. 03.—04. 04. 1963	1, 2	03. 08.—16. 08.	1—5
09. 05.—17. 05.	1—3	29. 09.—26. 10.	1—8
01. 08.—08. 08.	1—3	06. 04.—13. 04. 1972	1—5
25. 10.—31. 10.	1—3	05. 05.—22. 05.	1—8
08. 02.—12. 02. 1964	1—3	03. 08.—15. 08.	1—6
06. 04.—12. 04.	1—3	17. 10.—04. 11.	1—3, (5), 6—8
11. 05.—18. 05.	1—2		
31. 07.—12. 08.	8		
01. 08.—12. 08.	3		

Tabelle 1 (Fortsetzung)

Zeitraum	Seegebiet	Zeitraum	Seegebiet
23. 03.—02. 04. 1973	1—5, 7	06. 05.—28. 05.	1—8
10. 05.—04. 06.	1—8	02. 08.—17. 08.	1—5
31. 07.—11. 08.	1—5	06. 09.—24. 09.	(2), 3, (5)
31. 10.—06. 12.	1—6, 8	19. 10.—17. 11.	1—8
13. 02.—19. 02. 1974	1—5, (7)	31. 01.—13. 02. 1978	1—5
20. 03.—07. 04.	1—8	21. 03.—02. 04.	1—8
04. 05.—09. 05.	(1), 2—3, (5)	03. 05.—25. 05.	1—6, 8
07. 09.—14. 09.	1—3	01. 08.—15. 08.	1—5
24. 10.—25. 11.	1—6, (7), 8, 9	26. 10.—22. 11.	1—8, 9
13. 02.—27. 02. 1975	1—8	22. 01.—30. 01. 1979	1—3
02. 04.—18. 04.	1—8	02. 08.—16. 08.	1—7
07. 05.—02. 06.	1—8	24. 10.—22. 11.	1—9
03. 08.—21. 08.	1—7	06. 02.—13. 02. 1980	1—3
10. 10.—05. 11.	1—8	18. 03.—03. 04.	1—5
12. 01.—16. 01. 1976	2, 3	05. 05.—29. 05.	1—8
18. 02.—21. 02.	1—3, 5	01. 08.—15. 08.	1—5
23. 03.—14. 04.	1—5, 7	20. 10.—13. 11.	1—9
05. 05.—27. 05.	1—8	29. 01.—10. 02. 1981	1—3, (5)
05. 08.—26. 08.	1—7	24. 03.—10. 04.	1—5
25. 10.—25. 11.	1—8, 9	05. 05.—31. 05.	1—8
31. 01.—16. 02. 1977	1—4	29. 07.—14. 08.	1—3, 5—7
23. 03.—05. 04.	1—5	20. 10.—04. 11.	1—8*)

- 1 Westliche Ostsee (Fehmarnbelt—Darßer Schwelle)
- 2 Arkonabecken
- 3 Bornholmbecken
- 4 Gdansker Becken
- 5 Östliches Gotlandbecken

- 6 Nördliches Gotlandbecken
  - 7 Westliches Gotlandbecken
  - 8 Finnischer Meerbusen
  - 9 Südliches Kattegat
- \*) Siehe auch S. 88!

Ausnahmen das vorgegebene Programm absolviert und die Ergebnisse des internationalen Schnittes I (Ystad — Swinoujście) an den ICES nach Kopenhagen übermittelt. Seit 1978 werden außerdem regelmäßig unmittelbar nach Abschluß der Fahrt „Cruise-Reports“ an die Seniorwissenschaftler der an der CBO beteiligten Staaten versandt, die Auskunft über Termine, Teilnehmer, das Programm und die besonders augenfälligen Ergebnisse der jeweiligen Fahrt geben.

Tabelle 1 gibt einen Überblick über alle vom Institut für Meereskunde Warnemünde durchgeführten Terminfahrten seit 1957 einschließlich der bearbeiteten Teilgebiete der Ostsee. Seit 1971 werden die Expeditionen im Februar, März/April und August im allgemeinen bis zum Gotlandtief, die Fahrten im Mai und Oktober/November bis zum Finnischen Meerbusen ausgedehnt, wobei in der Gotlandsee vorrangig die IBY- und Monitoring-Stationen der HELCOM untersucht werden.

Seit 1974 wird auf den Terminfahrten die Meßkette BS 63, seit 1976 die Ozeanologische Meßkette OM 75 (MÖCKEL, 1980) eingesetzt. Damit wurde es möglich, die Komplexität dieser Expeditionen weiter zu erhöhen, besonders aber die Quantität und Qualität der Grunddaten erheblich zu verbessern. Die Programme entsprechen im wesentlichen den zuvor aufgeführten Standard-Untersuchungen. Ein großer Teil der Daten wird neben dem ICES auch anderen Staaten im Rahmen bi- und multilateraler Abkommen zur sofortigen Nutzung zur Verfügung gestellt.

Während der Terminfahrten werden durch die Forschungsschiffe der AdW der DDR Wetter- und Seezustandsmeldungen im Rahmen der internationalen Beobachtungsprogramme WWW (World Weather Watch) und IGOSS (Integrated Global Ocean Station System) über Funk abgesetzt.

Das Observatoriumsprogramm des Instituts für Meereskunde Warnemünde wurde ab 1973 durch eine ständige Bojenstation im Bereich der Darßer Schwelle erweitert (FRANCKE, 1982). Entsprechend der apparativen Ausrüstung konnte an der Meßstation bisher nur die Strömung in 4 verschiedenen Tiefen gemessen werden; eine Erweiterung ist jedoch in der Perspektive vorgesehen. Die Resultate dieser Station wurden in mehreren Arbeiten veröffentlicht und bilden auch eine wesentliche Grundlage für ein mehrjähriges Forschungsprogramm zur Untersuchung der Wasseraustauschvorgänge im Bereich der Darßer Schwelle (MATTHÄUS u. a., 1982).

Auch von Schweden werden im Rahmen eines kontinuierlichen Observatoriumsprogramms in der Ostsee mehrere Bojen ausgelegt, die neben meteorologischen Daten auch Wassertemperatur, Leitfähigkeit, Strömungsgeschwindigkeit und -richtung sowie Wellen messen und in das meteorologische Übertragungsnetz liefern (Anonym. 1981).

Angesichts der steigenden Kosten auch im Bereich der Forschung erhebt sich die Frage, ob derartige Observatoriumsprogramme den Anforderungen der modernen Wissenschaft genügen und ob sie einer kritischen Beurteilung standhalten.

Die Einschätzung des Zustandes eines Meeres und seiner Veränderungen setzt die detaillierte Kenntnis der relevanten Parameter voraus. Dazu gehören in der Ostsee auf Grund ihrer multivalenten Nutzung als Fischereiresource, als Verkehrsträger, als Vorfluter und für die Brauchwassernutzung, für die Gewinnung mineralischer Rohstoffe und die Nutzung für Erholungszwecke fast alle physikalischen, chemischen und biologischen Standardwerte, wie sie in den Terminfahrtprogrammen enthalten sind. Um Abweichungen vom Normalzustand beurteilen zu können, ist die Erarbeitung einer Zustandsanalyse erforderlich, die nur auf der Basis langjähriger Beobachtungsreihen erfolgen kann. Prognostische Aussagen zu den einzelnen Größen erfordern die Kenntnis der Gesetzmäßigkeiten, nach denen die Vorgänge im Meer ablaufen, und nicht zuletzt auch der auslösenden Ursachen.

An das für solche komplexen Aufgabenstellungen erforderliche Datenmaterial müssen folgende Anforderungen gestellt werden:

- es muß bezüglich der Gewinnung, der Bearbeitungsmethodik und der mathematischen Aufbereitung homogen sein,
- für die Meßwertreihen muß eine möglichst gleichmäßige Verteilung über das gesamte Jahr vorausgesetzt werden, und
- es muß für jeden interessierten Staat kurzfristig verfügbar sein.

Die Ostsee kann als ein einheitliches ökologisches System betrachtet werden; sie ist in sich relativ abgeschlossen und bezüglich ihres Küstenverlaufes und der Bodenformen reich gegliedert. Aus der vielseitigen Beeinflussung durch den Menschen und die Natur

resultieren sehr komplizierte Vorgänge im Wasserkörper, die eine komplexe Betrachtungsweise voraussetzen. Das gilt nicht nur für den Inhalt der Observatoriumsprogramme, sondern auch für die Notwendigkeit einer möglichst synoptischen Aufnahme des gesamten Ostseegebietes nach einheitlichen Richtlinien und Programmen.

Derartige Gesichtspunkte wurden in jüngster Zeit bei der Erarbeitung eines „Assessment of the Effects of Pollution on the Natural Resources of the Baltic Sea, 1980“ (MELVASALO u. a., 1981) besonders unterstrichen, das von der Kommission zur „Konvention über den Schutz der Meeresumwelt des Ostseegebietes“ vom 22. März 1974 angefordert wurde.

Diese Zustandseinschätzung wurde von Meereswissenschaftlern aller Ostseeanliegerstaaten auf der Basis der langjährigen Datenreihen gemeinsam erarbeitet und bildet die Grundlage für die Beurteilung der zukünftigen Veränderungen in der Ostsee. Ohne die Resultate der internationalen Terminfahrten wäre es nicht möglich gewesen, dieses Dokument mit der anerkannt guten Qualität vorzulegen. Das Assessment soll zukünftig in regelmäßigen Abständen entsprechend dem neuesten Erkenntnisstand aktualisiert werden. Für die Überarbeitung werden die Daten genutzt, die im Rahmen des international abgestimmten Monitoringprogramms gewonnen werden. Zur Realisierung dieses Programms haben sich alle Ostseeanliegerstaaten verpflichtet. Da es zum Teil mit dem alten internationalen Terminfahrtprogramm identisch ist, erscheint eine Kombination sinnvoll. Damit wird gleichzeitig einer Empfehlung der Zwischenstaatlichen Ozeanographischen Kommission Rechnung getragen, bestehende ozeanologische Programme mit langjährigen Datenreihen möglichst nicht zu verändern oder gar abubrechen und damit einen Beitrag zu dem internationalen Programm LEPOR (Long-term and Expanded Programme of Oceanic Exploration and Research) zu leisten.

Neben dieser mehr beratenden Funktion liefern die Observatoriumsprogramme auch für die Grundlagenforschung wirksame Beiträge. Es seien hier die Erforschung der Nahrungskette, Probleme von Austausch und Vermischung oder die komplexe Untersuchung des Ökosystems der Ostsee angeführt, für deren Untersuchung umfangreiches Datenmaterial sowohl zum Auffinden der Gesetzmäßigkeiten als auch für die Überprüfung von Modellvorstellungen erforderlich sind (siehe z. B. NEHRING, FRANCKE, 1981). Wesentliche weitere Fragestellungen ergeben sich auch aus der Klärung des Problems der Wechselwirkungen zwischen Meer und Atmosphäre und Meer und Meeresgrund. Nicht zuletzt erfüllen die Daten auch eine wichtige Funktion als Anschlußmaterial für die Fernerkundung, wie in verschiedenen Publikationen ausgewiesen wird (z. B. SUSTAWOW u. a., 1980).

Natürlich spielen auch die operativen Aufgaben, aus denen einst das Ostsee-Observatoriumsprogramm entstand, eine große Rolle. Ein bedeutender Nutzer des Datenmaterials ist die Fischerei, für deren Beratung die kontinuierlichen Informationen über den ozeanologischen Zustand der Ostsee eine wichtige Voraussetzung bilden. Darüber hinaus benötigen staatliche Institutionen ebenfalls ständige und aktuelle Informationen über die Wasserqualität im Hinblick auf die Nutzung von Ostseewasser. Die Erkennung und Bekämpfung von Havarie-Fällen unterschiedlichster Ursachen setzt die detaillierte Kenntnis entsprechender Meßdaten voraus. Die ständige Überwachung des Zustandes der Ostsee kann als eine der entscheidenden Aufgaben der Langzeitbeobachtungsprogramme angesehen werden; nur dadurch ist es möglich, anthropogenen Veränderungen rechtzeitig und wirksam entgegenzutreten.

Die angeführten Beispiele stellen eine Auswahl der Problemstellungen dar, für die aus den Observatoriumsdaten Schlußfolgerungen gezogen werden können. Eine Analyse dieser

und weiterer Anwendungsgebiete zeigt, daß die Bedeutung des Ostseeobservatoriumsprogramms nicht nur unbestritten ist, sondern ständig wächst. Die zunehmende Belastung der Ostsee infolge der immer stärkeren Besiedlung ihrer Küsten und der ständig wachsenden Industrialisierung in den Anliegerstaaten erfordert konsequente Maßnahmen zur Erhaltung ihrer natürlichen Ressourcen. Diese können nur auf der Basis einer gesicherten Kenntnis des aktuellen Zustandes und der Gesetzmäßigkeiten relevanter Veränderungen wirksam in Angriff genommen werden. Daraus folgt, daß sowohl die Grundlagenforschung als auch die anwendungsorientierten Wissenschaften auf kontinuierliches Datenmaterial angewiesen sind und bleiben werden.

Die in den eigenen Territorialgewässern und der eigenen ökonomischen Zone gewonnenen Informationen erlauben, wenn überhaupt, nur die unvollständige Bearbeitung der aufgeworfenen Probleme. Der Meeresforscher ist auf die umfassende Kenntnis der Vorgänge in der gesamten Ostsee und ihrem Übergangsgebiet zur Nordsee angewiesen. Daraus resultiert die Notwendigkeit der Kooperation zwischen den meereswissenschaftlichen Institutionen an der Ostsee und insbesondere die verstärkte Weiterführung eines international abgestimmten Observatoriumsprogramms. In diese Richtung zielt auch ein Vorschlag der Sowjetunion, ein Programm zur Erforschung der Ostsee als einheitliches geographisches Objekt über einen Zeitraum von 15—20 Jahren durchzuführen (Anonym. 1980).

Es wäre ein großer Erfolg, wenn durch entsprechende Vereinbarungen monatlich ein Schiff unterwegs wäre, wie das während des Internationalen Ostseejahres 1969/70 realisiert werden konnte. Unter der Voraussetzung vergleichbarer Meßmethoden und des schnellstmöglichen und uneigennütigen Austausches der Daten zwischen den beteiligten Staaten würde neben dem optimalen ökonomischen Nutzen ein reicher wissenschaftlicher Gewinn für alle Ostseeländer zu erreichen sein. Die Väter dieses Programms haben uns zu Beginn dieses Jahrhunderts ein Beispiel dafür gegeben!

Die Regelungen des neuen Seerechts bieten alle Möglichkeiten, auch in einem Meer wie der Ostsee die Forschung planmäßig und langfristig weiterzuentwickeln. Die Erkenntnis der Abhängigkeit voneinander und der erklärte Wille, eine friedliche Nutzung der Ostsee zum Vorteil aller Beteiligten zu sichern, werden eine erfolgreiche Fortführung des Ostsee-Observatoriumsprogramms ermöglichen. Eine verbindliche Grundlage dafür bietet die „Schlußakte der Konferenz über Sicherheit und Zusammenarbeit in Europa“ vom 1. August 1975, in der als ein wesentliches Gebiet der Kooperation zwischen den europäischen Staaten der „Schutz der Meeresumwelt“ genannt wird. Als wichtige Fragen sind hier u. a. aufgeführt: „... Probleme der Erhaltung des ökologischen Gleichgewichtes und der Nahrungsketten im Meer, insbesondere Probleme, die durch die Erforschung und Nutzarmachung biologischer und mineralischer Ressourcen der Meere und des Meeresbodens entstehen können; ...“. Diese Aufgabe kann unter Berücksichtigung der Feststellung der Schlußakte, daß die „ozeanographische Forschung einschließlich der Untersuchung der Wechselwirkungen zwischen Luft und Meer“ Möglichkeiten der Verbesserung der Zusammenarbeit bietet, auch durch eine Aktivierung des internationalen Ostsee-Observatoriumsprogramms mit Leben erfüllt werden.

#### Literatur

- BÖRNGEN, M., Salzgehaltsspektren für das Übergangsgebiet zwischen Nord- und Ostsee. Beitr. Meereskunde, H. 40 (1977) 167—171.  
BRUNS, E., Ozeanologie, Bd. I, VEB Dtsch. Verl. der Wissenschaften, Berlin 1958.

- DEMEL, K., Z historii Polskich Badań na Bałtyku. Prace Morskiego Instytutu Rybackiego, Tom Jubileuszowy. (1971), 18—25.  
FRANCKE, E., Ergebnisse langzeitiger Strömungsmessungen in der Deckschicht des Seegebietes der Darßer Schelle. Beitr. Meereskunde, H. 48 (1983) 23—45.  
GHRKE, J., Beiträge zur Hydrographie des Ostseebassins. Publ. Circonst. Cons. perm. int. Explor. Mer, 52 (1910), 191 S.  
GRASSHOF, K., Die Geschichte der internationalen Meeresforschung im Ostseeraum. In: Meereskunde der Ostsee, Hrsgb. MAGAARD, L. und RHEINHEIMER, G., Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, New York 1974, 261—263.  
GUSTAFSSON, T. und KULLENBERG, B., Untersuchungen von Trägheitsströmungen in der Ostsee. Svenska Hydrogr.-Bio. Komm. Skr. Ny Ser. Hydrogr., H. 13 (1936) 1—28.  
HUPFER, P., Meeresklimatische Veränderungen im Gebiet der Beltsee seit 1900. Veröff. Geophys. Inst. der KMU Leipzig, XVII (1962) 4, 335—512.  
HUPFER, P., Marine Climatic Fluctuations in the Baltic Sea Area since 1900. Z. f. Meteorologie, H. 2 (1975) 85—93.  
JACOBSEN, J. P., Beitrag zur Hydrographie der Dänischen Gewässer. Meddeleser fra Kommissionen for Havundersøgelser Serie: Hydrogr., H. 2 (1913) 1—94.  
JACOBSEN, J. P., Die Wasserbewegung in den Verbindungsstraßen zwischen der Ostsee und dem Kattegat. V. Hydrological Conference of the Baltic Countries, Helsinki (1936).  
KRÜMMEL, O., Die Deutschen Meere im Rahmen der internationalen Meeresforschung. Veröff. Inst. Meereskde. u. d. Geogr. Inst. Univ. Berlin, H. 6 (1904) 36 S., 3 K.  
KULLENBERG, G., Physical Oceanography. In: The Baltic Sea (Hrsgb. A. VOIRIO), Elsevier Scientific Publishing Comp., Amsterdam (1981), 135—181.  
MATTHÄUS, W., Mittlere vertikale Wärmeaustauschkoeffizienten in der Ostsee. Acta Hydrophysica, H. 2 (1977) 73—92. (a)  
MATTHÄUS, W., Zur mittleren jahreszeitlichen Veränderlichkeit der Temperatur in der offenen Ostsee. Beitr. Meereskunde, H. 40 (1977) 117—155. (b)  
MATTHÄUS, W., Zur mittleren jahreszeitlichen Veränderlichkeit im Sauerstoffgehalt in der offenen Ostsee. Beitr. Meereskunde, H. 41 (1978) 61—94.  
MATTHÄUS, W., Langzeitvariationen von Temperatur, Salzgehalt und Sauerstoffgehalt im Tiefenwasser der zentralen Ostsee. Beitr. Meereskunde, H. 42 (1979) 41—83.  
MATTHÄUS, W., FRANCKE, E., LASS, H.-U. und SCHWABE, R., Untersuchung der Wasseraustauschprozesse im Bereich der Darßer Schelle. Beitr. Meereskunde, H. 47 (1982) 31—50.  
MELVASALO, T., PAWLAK, J., GRASSHOFF, K., THORELL, L. und TSIBAN, A. (Eds.), Assessment of the effects of pollution on the natural resources of the Baltic Sea, 1980. Baltic Sea Environment Proceedings, H. 5 B (1981) 426.  
MÖCKEL, F., Die ozeanologische Meßkette OM 75, eine universelle Datenerfassungsanlage für Forschungsschiffe. Beitr. Meereskunde, H. 43 (1980) 5—14.  
NEHRING, D. und FRANCKE, E., Ein Meer unter Kontrolle. Forschungsobjekt Ostsee. Jb. d. Schifffahrt. transpress VEB Verlag f. Verkehrswesen, Berlin 1979, 134—138.  
NEHRING, D. und FRANCKE, E., Hydrographisch-chemische Untersuchungen in der Ostsee von 1969—1978. Geod. Geograph. Veröff. R. IV, H. 35 (1981) 220 S.  
SCHLEE, S., Die Erforschung der Weltmeere. Stalling, Oldenburg und Hamburg 1974, 307 S.  
v. SCHUBERT, O., Die Frage des Wasseraustausches zwischen Nord- und Ostsee. VI. Baltische Hydrol. Konf. 1938 Hauptber. 7, Berlin 1938, S. 1—8.  
SCHULZ, B., Hydrographische Untersuchungen in der Ostsee 1925—1938 mit dem Reichsforschungsdampfer „Poseidon“. Dt. hydrogr. Z., 1 (1956) Erg.-H. B 4.  
SMED, J., The Service Hydrographique of the International Council for the Exploration of the Sea. J. Cons. perm. int. Explor. Mer, Kopenhagen, H. 2 (1968) 155—171.  
SUSTANOW, J. W., TSCHERNYSCHewa, E. S. und MICHAJLOW, A. E., Skrytie wichri baltikogo morja. Trudi Gosud. Okeanogr. Inst. Leningrad, Bd. 152 (1980) 17—37.

- WENT, A. E. J., Seventy Years Agrowing. Rapp. P.-v. Réunion. Cons. int. Explor. Mer, ICES Kopenhagen, Bd. 165 (1972), 252 S.
- WITTING, R., Beiträge zur Kenntnis des Ostseegebietes. — Die Hydrographie der Ostsee. Z. Gesellsch. f. Erdkunde zu Berlin, H. 10 (1912) 721—738.
- ANONYMOUS (1903), Bulletin des Résultats acquis pendant les courses périodiques, Le Bureau du Conseil, Andr. Fred. Høst et fils, Kopenhagen. Jg. 1902—1903.
- ANONYMOUS (1914—1961), Merentutkimuslaitoksen Julkaisu, Helsinki.
- ANONYMOUS (1957), ICES Rapp. Proc. Verb. des Réunions, Kopenhagen, H. 1: 145 (1957), S. 47.
- ANONYMOUS (1980), Mitteilung des Staatlichen Komitees der UdSSR für Hydrometeorologie, Meteor. i Gidrol. H. 3 (1980) 122—123.
- ANONYMOUS (1981), Joint IOC/WMO circular letter No. 81-66, IOC/WMO Genf.

Abschluß der Arbeit: 30. 09. 1981

Anschrift der Verfasser:

Dipl.-Met. EBERHARD FRANCKE und  
Dipl.-Met. ULLA REICHEL  
Institut für Meereskunde der AdW der DDR  
DDR-2530 Rostock-Warnemünde

Ergänzung zu Tabelle 1 (nach Abschluß der Arbeit)

Zeitraum	Seegebiet
03. 02.—11. 02. 1982	1—3, 5
23. 03.—06. 04.	1—3, 5
05. 05.—06. 06.	1—8
29. 07.—13. 08.	1—7
20. 10.—12. 11.	1—9

## Der Einsatz von Rechenhilfsmitteln durch das Institut für Meereskunde

Von DIETRICH BÖHL

*Zusammenfassung:* Für die Bearbeitung ozeanologischer Daten werden sowohl Tisch- oder Taschenrechner als auch moderne EDV-Anlagen eingesetzt. Die Arbeit gibt rückblickend eine Übersicht, welche dieser Rechenhilfsmittel den Mitarbeitern des Instituts für Meereskunde in den letzten 25 Jahren zur Verfügung standen und stehen.

*Summary:* Both desk- or pocket calculators and modern computers are used for calculations on oceanologic data. The notice gives a short review, which of this devices have been available at the IfM during the last 25 years.

Zu einem Zeitpunkt, da die Mikroelektronik immer breitere Anwendung findet und der Einsatz der elektronischen Datenverarbeitung in allen Gebieten von Wissenschaft und Wirtschaft eine Selbstverständlichkeit geworden ist, lohnt es sich, rückblickend den Einsatz der Rechenhilfsmittel im Institut für Meereskunde in den 25 Jahren seines Bestehens zu betrachten.

Bei der Institutsgründung im Jahre 1958 waren die wenigen in Suhl und Sömmerda hergestellten elektromechanischen Ziffernrechenmaschinen vom Typ Mercedes und Rheinmetall der Stolz der Bearbeiter. Großes Gewicht sowie langsames und geräuschvolles Arbeiten war für diese Maschinen charakteristisch, und nur bei einigen Typen erfolgten Multiplikation und Division automatisch. Auf See kamen neben Tabellen sogar noch die Triumphator-Handrechenmaschinen zum Einsatz. Erst Jahre später standen vollautomatische Rechenmaschinen in ausreichender Zahl zur Verfügung, so daß auch die Schiffe hiermit bestückt und die Halbautomaten ausgesondert werden konnten.

Seit 1968 sind im Institut für Meereskunde elektronische Tischrechner im Einsatz. Später wurden auch komfortablere Rechner beschafft, die die direkte Berechnung höherer Funktionen erlauben, so daß die zeitaufwendige Benutzung von Wertetafeln entfällt. Die derzeit letzte Entwicklungsstufe verkörpern die programmierbaren Tisch- und Taschenrechner. Die genannten Rechnertypen haben im Institut für Meereskunde die mechanischen Rechenmaschinen völlig abgelöst.

Mit der 1955 in der DDR fertiggestellten Gezeitenrechenmaschine stand dem Institut für Meereskunde bei seiner Gründung auch ein Großrechner für die Lösung einer speziellen Arbeitsaufgabe zur Verfügung. Bedingt durch die stürmische Entwicklung der elektronischen Digitalrechenstechnik besitzt dieser Analogrechner, der 34 Teilschwingungen mechanisch erzeugt und über ein Meßband addiert, heute nur noch historischen Wert.

Ein sehr kleiner, teils elektrisch, teils mechanisch arbeitender Spezial-Analogrechner wurde Anfang der 60er Jahre in einer Seegangs-Meßboje, welche auf dem Prinzip der

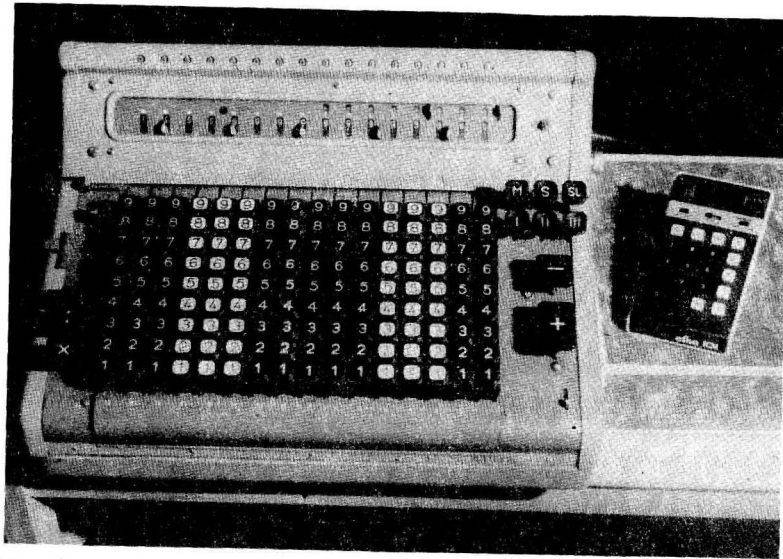


Abb. 1. Elektromechanische Tischrechenmaschine Typ MERCEDES und elektronischer Taschenrechner Typ ELKA 101 für alle 4 Grundrechenarten und mit einem Speicher  
Foto: Schäfer, Warnemünde

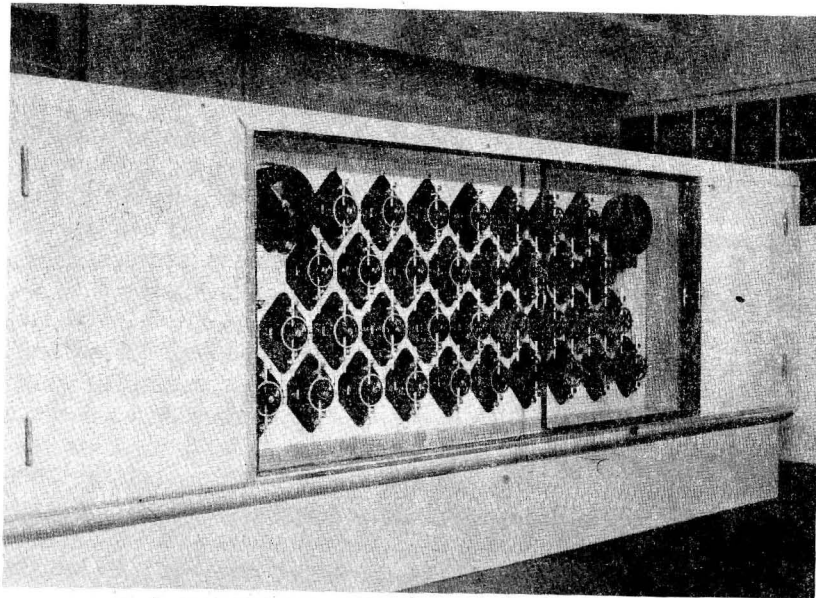


Abb. 2. Gezeitenrechenmaschine des Instituts für Meereskunde für 34 Tiden  
Foto: Eschenburg, Warnemünde

Beschleunigungsmessung mit nachfolgender Integration beruht, zur zweifachen Integration benutzt.

Ab 1959 wurde mit dem ZRA 1 (Hersteller: VEB Carl Zeiss Jena) der erste Digitalrechner der DDR serienmäßig produziert. Das Institut für Meereskunde nutzte die in Rostock im Institut für Schiffbau und in der Wilhelm-Pieck-Universität installierten Anlagen ab 1961. Durch die sehr beschränkten Ein- und Ausgabemöglichkeiten bot sich dieser Rechner jedoch nicht für die Verarbeitung ozeanologischer Daten an. Erst die später im Institut für Schiffbau installierte Anlage vom Typ CDC 1604 (Hersteller Control Data Corporation — USA) bot die Möglichkeit, umfangreichere Auswertungen vorzunehmen. Sie wurde bis 1974 regelmäßig genutzt. Zugleich wurde damit begonnen, ein Lochkartenarchiv aufzubauen, wobei ein eigener Lochkartenschlüssel erarbeitet werden mußte, um alle regelmäßig vom Institut für Meereskunde gemessenen Werte archivieren zu können. Der internationale Schlüssel des ICES ließ sich nicht ohne weiteres erweitern, zumindest nicht ohne langwierige internationale Verhandlungen, die sich über Jahre hingezogen hätten.

Für die Berechnung des Nautischen Jahrbuches wurde ab 1968 der Gamma 10 (Hersteller Bull — Frankreich) eines Datenverarbeitungszentrums eingesetzt. Für die Wahl dieser

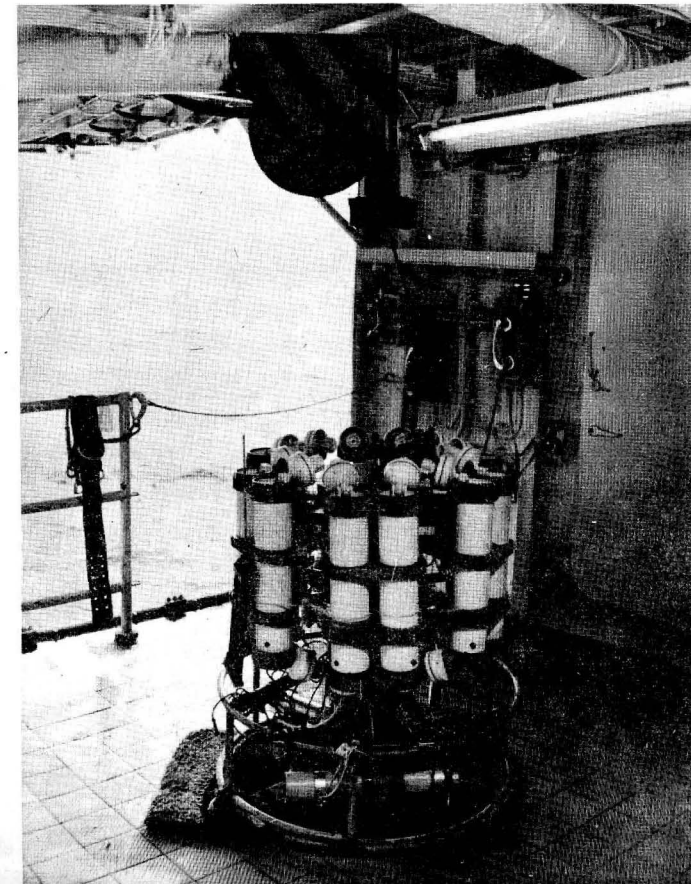


Abb. 3a

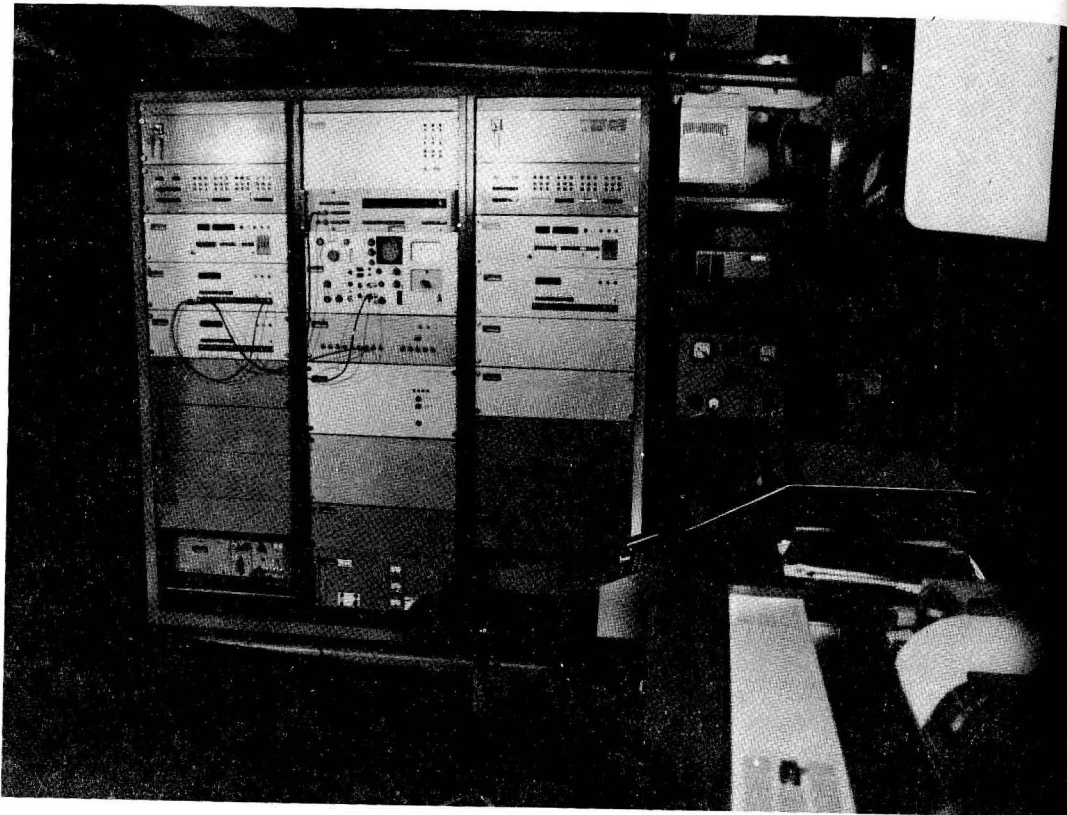


Abb. 3b

Abb. 3. Ozeanologische Meßkette OM75: entwickelt im Institut für Meereskunde zur gleichzeitigen Messung ozeanologischer und meteorologischer Parameter

- a) Unterwassereinheit mit max. 8 Meßfühlern und 12 Wasserschöpfnern
  - b) Unterwassereinheit mit 2 integrierten Kleinrechnern KSR 4100 (linker und rechter Schrank)
- Foto: Kempe, Berlin

Anlage war das gute Druckbild ausschlaggebend, das auch von modernen Schnelldruckern nicht mehr erreicht wird, so daß für die Erstellung druckreifer Vorlagen jetzt andere Wege beschritten werden müssen.

1962 erschien mit dem SER 2 auch ein Kleinrechner auf dem Binnenmarkt. Im Institut für Meereskunde kam dieser nicht zum Einsatz, weil der wenig später als Labormuster vorgestellte D4a günstiger erschien. Leider wurde dieser kleine Rechner erst ab 1969 — unter der Bezeichnung C 8205 — serienmäßig produziert. Das Institut für Meereskunde erhielt im Januar 1970 einen derartigen Rechner, der mit einem Trommelspeicher von 16 kByte, einer Lochbandstation und einer Ausgabeschreibmaschine ausgerüstet war. Durch die Aufstellung dieses Rechners konnte sich eine größere Anzahl von Mitarbeitern mit den Problemen der elektronischen Datenverarbeitung vertraut machen und lernte die Vorteile des Rechnereinsatzes schätzen. Zugleich bildete sich die im Institut für Meereskunde bewährte Methode heraus, daß die Datenerfassung von den auftraggebenden Arbeitsgruppen selbst, zum Teil noch auf See, vorgenommen wird.

Seit 1975 ist auch in die vom Institut für Meereskunde entwickelte Ozeanologische Meßkette OM 75 ein Kleinrechner vom Typ KSR 4100 (Hersteller: Kombinat ROBOTRON) integriert, der die Ausgabe der Meßdaten auf maschinenlesbaren Datenträgern (Lochstreifen, später Magnetbandkassette) organisiert. Mit dem ständigen Einsatz dieses Gerätetyps auf den Forschungsschiffen „Professor Albrecht Penck“ und „A. v. Humboldt“ vergrößerte sich der Datenanfall sprunghaft und erforderte entsprechende Verarbeitungs- und Speichermöglichkeiten. Deshalb wurde 1975 mit dem ES 1010 (Hersteller: Videoton — VR Ungarn) ein leistungsfähiger Kleinrechner im Institut für Meereskunde installiert, der die Bearbeitung aller wesentliche Probleme erlaubt. Er verfügt über eine Hauptspeicherkapazität von 64 kByte. Die Peripherie umfaßt neben Schnelldrucker, Lochstreifenstation und Lochkartenleser auch 9-Spur-Magnetbandgeräte, so daß einerseits die Archivierung des enorm angewachsenen Beobachtungsmaterials möglich ist und andererseits Datenkompatibilität zu Großrechnern besteht, die auch für den Datenaustausch genutzt wird.

Trotz der hohen Kosten ist in einem Institut wie dem Institut für Meereskunde der Betrieb einer eigenen kleinen EDVA unbedingt erforderlich. Die Grundbearbeitung des auf See gewonnenen Meßmaterials erfordert wegen der kaum zu vermeidenden Aufzeichnungsfehler und Sonderfälle zahlreiche manuelle Eingriffe, die nur von entsprechend qualifizierten Bedienern und auf einem institutseigenen Rechner möglich sind. Erst für weitergehende Bearbeitungen des von zufälligen Fehlern bereinigten und nach einheitlichen Gesichtspunkten zusammengestellten Materials ist der Einsatz leistungsfähiger Fremdrechner zu vertreten, wobei die Möglichkeiten der Datenverarbeitung und der vorherigen Datenverdichtung über den Institutsrechner genutzt werden können.

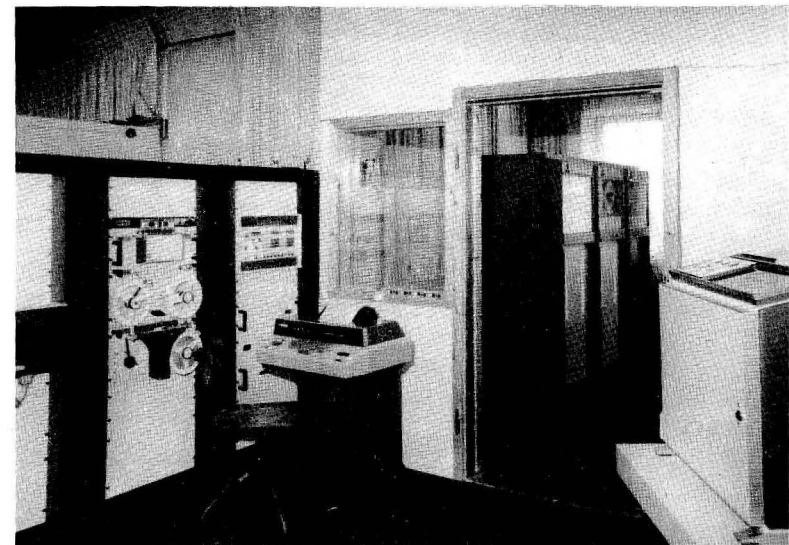


Abb. 4. Elektronenrechner Typ ES 1010 des Instituts für Meereskunde  
Foto: Schäfer, Warnemünde



## Literatur

- ARCHENGELSKI, N. A. und SAIZEW, B. I., Automatische Ziffernrechenmaschinen. Berlin 1960.  
 Autorenkollektiv, ESER-Geräte. Rechentechnik und Datenverarbeitung, 2. Beiheft, Berlin 1974.  
 VEB Carl Zeiss, Kleinststeuerrechner KSR 4100. Allgemeine Technische Beschreibung. Druckschrift  
 36—G 001a—1, Jena 1975.  
 VEB Kombinat Zentronik, Rechenelektronik Meiningen/Zella-Mehlis 1969, Programmierung und Bedienung  
 des digitalen Kleinrechners C 8205.  
 MÖCKEL, F., Die Ozeanologische Meßkette OM75. Beiträge zur Meereskunde, H. 43 (1980) S. 5—14.  
 SAGER, G., Gezeitenvoraussagen und Gezeitenrechenmaschinen. Warnemünde 1955.  
 STRIGGOW, K., Ein neuer automatischer Wellenschreiber des Instituts für Meereskunde, Warnemünde.  
 Beiträge zur Meereskunde, H. 10 (1963) S. 44—49.  
 WILLERS, F. A., Mathematische Maschinen und Instrumente. Berlin 1951.

Anschrift des Verfassers:

DIETRICH BÖHL  
 Institut für Meereskunde der AdW der DDR  
 DDR-2530 Rostock-Warnemünde

## Methoden und Programme zur automatischen Erkennung und Korrektur von Meßfehlern in ozeanologischen Vertikalprofilen

Von H. U. LASS, C. WULFF und R. SCHWABE

*Zusammenfassung:* Die Fehler elektronischer Sonden zur Messung ozeanographischer Vertikalprofile werden analysiert. Ein Programmsystem zur automatischen Fehlererkennung und Fehlerkorrektur wird beschrieben. Die Wirkungsweise dieses Datenvalidationsprogramms wird an Hand von originalen Messungen demonstriert.

*Summary:* Systematic and random errors of measurements of conductivity, temperature, depth (CTD) profiles are discussed. A computer software for CTD data correction and reduction is described. Vertical profiles of different parameters handled by the validation subroutines demonstrate the efficiency of the software.

### 1. Einleitung

Eine der wesentlichsten Arbeitsmethoden der physikalischen Ozeanographie besteht in der Messung vertikaler Profile der Temperatur und des Salzgehaltes. Mit Hilfe dieser Profile können Wassermassen klassifiziert, die Stabilität der Schichtung bestimmt und damit auf die Eigenschaften der internen Wellen geschlossen werden und nicht zuletzt über die Zustandsgleichung des Meerwassers und die hydrostatische Grundgleichung das interne Druckfeld und damit das geostrophische Stromfeld bestimmt werden.

Die Auswirkung von Meßfehlern der Temperatur und des Salzgehaltes bzw. der Leitfähigkeit auf die aus diesen Parametern abgeleiteten Größen wird z. B. von GREGG (1979) diskutiert. Danach sind höchstens Fehler von 0,01 °C für die Temperaturmessung, 0,001 Sm<sup>-1</sup> für die Leitfähigkeitsmessung und 5 · 10<sup>4</sup> Pa (entspricht 5 dbar) für die Druckmessung zulässig.

Die klassische Meßmethodik mit Kippthermometern für die Temperatur und der Leitfähigkeitsmessung von mit Nansenschöpfern gewonnenen Wasserproben erreichten die geforderten Genauigkeiten bei sorgfältiger Arbeitsweise. Die Druckmessung erreichte jedoch nur eine Genauigkeit von ungefähr 10<sup>5</sup> Pa. In der gleichen Größenordnung lag der Meßpunktabstand der Vertikalprofile, so daß bei der klassischen ozeanographischen Station einige zehn Meßwerte pro Parameter zu bearbeiten waren, ein Datenumfang, der manuell bewältigt werden konnte.

Die Entdeckung der vertikalen Fein- und Mikrostruktur der ozeanographischen Parameter erforderte entsprechend dem Abtasttheorem (s. z. B. WUNSCH, 1972) kleinere Meßpunktabstände oder eine Integration kontinuierlicher Messungen über eine gewisse vertikale Distanz, die eine Auflösung der Feinstruktur ermöglicht. Im Zeitraum von 1960 bis 1970 sind eine Reihe von Meßsystemen entstanden, die den obigen Forderungen

entsprechen und auf elektronischer Basis Temperatur, Leitfähigkeit, Druck und andere Parameter messen und auf rechnerkompatiblem Lochstreifen oder Magnetbändern abspeichern. Die erreichbaren Genauigkeiten dieser Systeme entsprechen zwar den obigen Forderungen, sie weisen jedoch eine Anzahl von möglichen Fehlerquellen auf. Die erzeugten Fehler können mehrere Größenordnungen über den zulässigen liegen. Diese Eigenschaften der elektronischen ozeanologischen Sonden (auch Bathysonden, CTD, STD, Ozeanologische Meßketten oder noch anders genannt) erfordern eine entsprechende Fehlererkennung und -korrektur ihrer Meßwerte, die auf Grund der großen Anzahl der in einem Profil enthaltenen Meßwerte nur auf einem elektronischen Großrechner durchgeführt werden kann.

Die Einführung der Ozeanologischen Meßkette OM 75 (Beschreibung s. MOECKEL, 1980) als Standardmeßsystem am Institut für Meereskunde Warnemünde der Akademie der Wissenschaften der DDR machte es notwendig, insbesondere im Zusammenhang mit der Teilnahme an internationalen Großexperimenten wie GATE 1974 und FGGE 1979 und dem damit verbundenen internationalen Datenaustausch entsprechende Algorithmen und Programme zur automatischen Fehlererkennung und -korrektur der Meßwerte dieses Meßsystems zu entwickeln. Bei dieser Aufgabe stützten wir uns auf Erfahrungen, wie sie zum Beispiel von FOFONOFF u. a. (1974), SCARLET (1975) und PETERS (1976) veröffentlicht wurden.

## 2. Meßfehler elektronischer Sonden zur Messung von Vertikalprofilen

Die Unterwassereinheiten ozeanologischer Meßketten sind zylindrische Körper von ungefähr einem Meter Länge und einem Durchmesser von 0,1 bis 0,2 m, der sich auf annähernd 1 m vergrößert, wenn um ihn herum Wasserschöpfer angeordnet sind. Am unteren Ende des Zylinders ragen die Sensoren für Temperatur, Leitfähigkeit, Druck und andere Parameter seitlich ungefähr 0,1 bis 0,2 m aus dem Zylinder heraus. An einem elektrischen Kabel wird die Sonde mit einer konstanten Geschwindigkeit von 0,5 bis 1  $\text{ms}^{-1}$  gefiert, wobei sich dieser konstanten Geschwindigkeit, bedingt durch die Seegangsbewegungen des Schiffes (vor allem das Schlingern), eine oszillierende Komponente überlagert. Der Sondenkörper bewegt sich dabei durch Wasser, welches blätterförmig geschichtet ist und das auf 100 m Tiefe Temperatursprünge bis 20 °C aufweisen kann, so daß die Sonde innerhalb von 1 bis 2 Minuten diesem Temperaturwechsel ausgesetzt ist. Es ist offensichtlich, daß der Sondenkörper sowohl das Medium stört, als daß auch die zeitlichen Temperatur- und Druckänderungen die elektronischen und mechanischen Komponenten des Meßsystems beeinflussen.

### 2.1. Störungen der Schichtung durch den Sondenkörper

Bewegt sich der Sondenkörper durch das Wasser, so hinterläßt er eine Wirbelstraße mit dem Durchmesser der größten Abmessung des Körpers senkrecht zur Bewegungsrichtung. In durchmischten Bereichen der Wassersäule hat das natürlich keinen Einfluß auf die zu messenden Parameter, während in stabil geschichteten Bereichen der Wassersäule durch turbulente Diffusion eine intensive Vermischung der übereinander liegenden Schichten erfolgt. Damit ist das zu messende Medium im Kielwasser der Sonde wesentlich

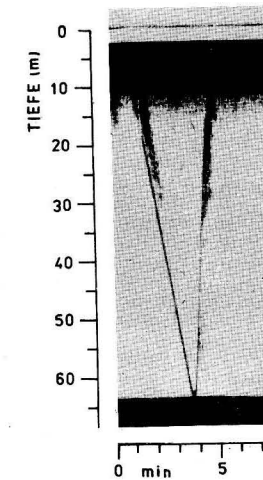


Abb. 1. Echolotaufnahme der Bathysonde OM 75 am 30. 6. 78 in der Bornholmsee während des Fierens (linke Spur) und des Hievens (rechte Spur)

gestört. Dieser Effekt ist in Abb. 1 illustriert, wo die durch die Verwirbelung bedingten kleinskaligen Temperaturinhomogenitäten die Schallwellen des Echolotes streuen und damit die Wirbelstraße der Sonde im Bereich der Sprungschicht sichtbar machen. Da die Sensoren sich am unteren Ende des Sondenkörpers befinden, kann die OM 75 nur während des *Fierens* ein ungestörtes Profil messen. Ein Vergleich zweier unmittelbar aufeinander folgender Profile, die während des *Fierens* und während des *Hievens* gemessen wurden, ist in Abb. 2 gegeben. Es zeigt sich, daß während des *Hievens* die Strukturen des Vertikalprofils bis zu 5 m in Bewegungsrichtung der Sonde verschleppt werden.

Eine weitere Störung des Mediums durch die Sonde wird in Abb. 3 gezeigt. In der Nähe der Minima der Sinkbewegung des Sondenkörpers treten sowohl in der Leitfähigkeit als auch in der Temperatur kurzzeitig positive Abweichungen von einigen  $10^{-2}$  °C und  $10^{-1}$   $\text{Sm}^{-1}$  auf, die zu entsprechenden Spikes im Salzgehaltsprofil führen.

SCARLET (1975) führt diese Abweichungen darauf zurück, daß bei kurzzeitig bewegungsloser Sonde der Spulenkörper des Leitfähigkeitssensors auf Grund seiner thermischen

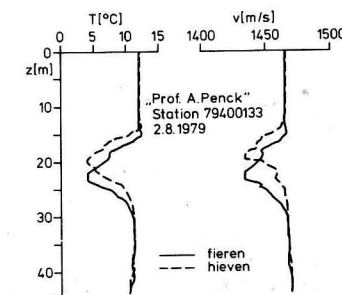


Abb. 2. Im Abstand von 5 Minuten mit der OM 75 gemessene Vertikalprofile am 2. 8. 79 in der Arkonasee

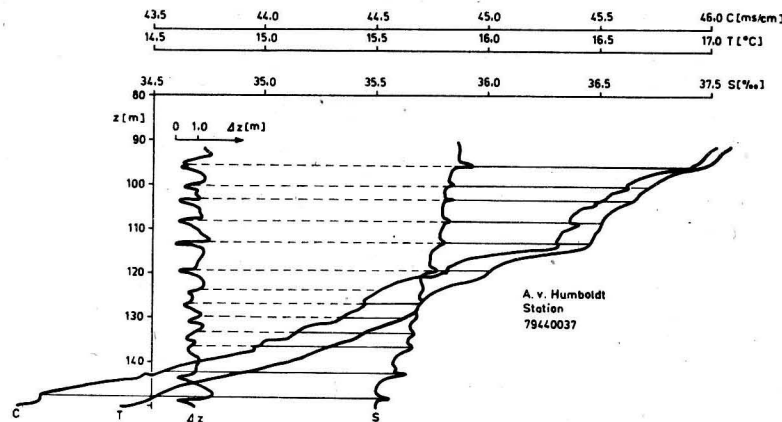


Abb. 3. Durch oszillierende Vertikalbewegungen der Sonde erzeugte Meßfehler in der Leitfähigkeit und dem Salzgehalt

Trägheit das in ihm befindliche Wasser erwärmt und somit eine höhere Leitfähigkeit vortäuscht. Da diese positiven Spikes auch in Temperaturregistrierungen beobachtet wurden und bei einer Elimination aller Meßwerte für die  $\partial P/\partial t = 0$  gilt und eine erhebliche Anzahl Spikes erhalten bleiben, gingen wir von der Arbeitshypothese aus, daß die Spikes auch durch verwirbeltes wärmeres Wasser erzeugt werden können, das beim Abbremsen der Sonde von den Schöpfern zu den Sensoren vordringt. Danach wurden alle Meßwerte gestrichen, für die der Weg  $s$ , der aus der negativen Beschleunigung  $b$  der Sonde berechnet wird

$$s(t) = \int_{t_0}^t dt' \int_{t_0}^{t'} dt'' b(t'') \quad (1)$$

einen vorgegebenen Wert  $L_0$  überschreitet. Mit dem Einsetzen positiver Beschleunigungen wird der Weg  $s$  wieder auf Null gesetzt. Für die OM 75 zeigt sich, daß  $L_0 = 0,5$  m ein sinnvoller Wert ist, der auch ungefähr dem Abstand der Sensoren von den Schöpfern entspricht, mit dem nahezu alle Salzgehaltsspikes und damit auch Dichteinstabilitäten aus den Profilen eliminiert werden konnten.

## 2.2. Zufallsfehler

Unter den Zufallsfehlern sei einmal das Systemrauschen genannt, das vor allem in der gut durchmischten Deckschicht abgeschätzt werden kann. Bei der Ozeanologischen Meßkette OM 75 liegt das Rauschen auf allen Kanälen eine Größenordnung unter den zulässigen Meßfehlern.

Ein weiterer Zufallsfehler ist das Auftreten singulärer Störsignale in den einzelnen Meßkanälen mit einer Amplitude, die sehr viel größer ist als der zulässige Meßfehler. Da das zu messende Signal auch einen stochastischen Charakter hat, wurde zur Fehlersuche ein Abschnitt des gemessenen Signals durch ein Polynom approximiert und jeder

einzelne Meßwert dieses Abschnitts auf sein Verhältnis zur Reststreuung untersucht. Überschreitet dieses Verhältnis einen gewissen, aus der Erfahrung zu gewinnenden Wert, so wird der Meßwert verworfen und durch den Wert des Polynoms an dieser Stelle ersetzt. Dieses Verfahren ist bezüglich der natürlichen Varianz der Parameter untereinander und in verschiedenen Tiefenbereichen adaptiv.

## 2.3. Systematische Fehler

Systematische Fehler des Meßsystems treten in drei Kategorien auf. Betrachten wir erst die Fehler, die sich durch Alterung der elektronischen und mechanischen Bauelemente des Systems ergeben. Dieser Prozeß erfordert eine Wiederholung der Eichung der einzelnen Sensoren der Sonde im Eichlabor in gewissen Abständen, die sich aus den speziellen Alterungseigenschaften des Sensors ergeben. Darüber hinaus macht er es notwendig, während der in-situ-Messungen alle Meßkanäle durch hinreichend genaue klassische Vergleichsmessungen in gewissen Zeitabständen, wenn nötig bei jeder Serie, zu überprüfen. Aus dem Ergebnis der Vergleichsmessungen können Korrekturpolynome für den gesamten Meßbereich ermittelt werden, mit deren Hilfe die Messungen des jeweiligen Parameters statisch korrigiert werden können. Bei Vertikalsondierungen in großen Tiefen können als Vergleichsmessung für Temperatur und Salzgehalt auch historische  $T$ - $S$ -Diagramme konservativer Wassermassen herangezogen werden (s. FOFONOFF u. a., 1974).

Die zweite Kategorie systematischer Fehler hat eine Zeitskala, vergleichbar mit der Dauer einer Vertikalsondierung. Diese Fehler entstehen durch dynamischen Wärmeübergang vom umgebenden Wasser auf die einzelnen mechanischen und elektronischen Baugruppen des Unterwasserteils der Sonde und der Sensoren, die einem Temperatursprung von  $20$  °C in einigen 10 Sekunden ausgesetzt sein können. Durch diese dynamischen Prozesse können bei nur statisch temperaturkompensierten Systemen Fehler auftreten, wie sie in Abb. 4a, b gezeigt sind, mit Trägheitszeiten in der Größenordnung 1–10 Minuten. Die Sprungantworten eines jeden Sensors auf einen  $20$  °C Temperatursprung *müssen bekannt sein*. Ist die Amplitude größer als der zulässige Fehler, muß aus der Sprungantwort die Impulsübergangsfunktion  $g_{xT}(t)$  bestimmt werden und eine entsprechende dynamische Korrektur  $\Delta x(t)$  nach

$$\Delta x(t) = \int_0^t [T(t') - T(0)] g_{xT}(t' - t) dt' \quad (2)$$

vorgenommen werden. Die in Abb. 4b gezeigte Abhängigkeit des Ausgangs des Leitwertensensors von der Umgebungstemperatur ist wahrscheinlich auf temperaturbedingte Änderungen der Spulengeometrie zurückzuführen. Um die Hypothese von SCARLET (1975) zu prüfen, nach dem der Wärmeaustausch zwischen den Spulenkörpern und der Wassersäule die Messung wesentlich beeinflussen kann, wurde der  $19$  °C warme Leitwertensensor plötzlich in ein  $6$  °C warmes leitendes, laufend umgerührtes Wasserbad getaucht. Gegenüber dem asymptotischen Endwert mißt der Sensor zu Beginn des Eintauchvorganges stark schwankende Werte, die im Mittel um einige  $10^{-1}$  m S cm $^{-1}$  zu hoch liegen. Die Schwankungen gehen mit der gleichen Trägheitszeit gegen Null, wie die Mittelwerte gegen den Endwert, wie in Abb. 5 dargestellt. Da bei dieser Messung offensichtlich die gleiche Trägheitszeit wie bei dem in Abb. 4b dargestellten Versuch zu beobachten ist, schließen wir, daß der in Abb. 5 dargestellte Temperatureinfluß auf die Leitwert-

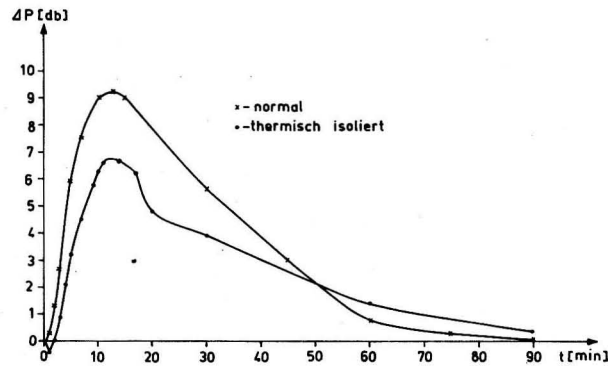


Abb. 4a. Sprungantwort eines Drucksensors auf eine sprunghafte Änderung der Temperatur von 40 °C

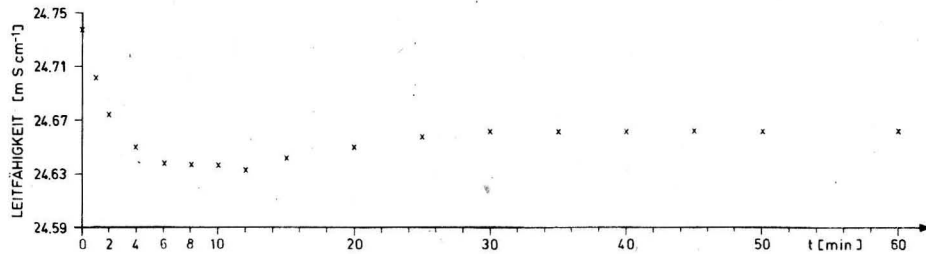


Abb. 4b. Sprungantwort eines mit Leiterschleife kurzgeschlossenen induktiven Leitfähigkeitssensors in destilliertem Wasser auf einen Temperatursprung von 12 °C

messung durch die Wärmeabgabe vom Spulenkörper an das umgebende Wasser verursacht wird. Dieser Effekt ist natürlich stark von der Umströmung des Leitwertensors abhängig, und die Fehler sind um so stärker ausgeprägt, je geringer die Umströmung ist. Einen Eindruck von der Zeitskala der Austauschvorgänge gibt Abb. 6, aus der folgt, daß die turbulenten Austauschprozesse des Sensors mit dem umgebenden Wasser Leitfähigkeitsschwankungen der Ordnung  $0$  ( $10^{-1}$  m S cm $^{-1}$ ) innerhalb von Perioden der  $0$  (1 s) verursachen können. Daraus folgt, daß bei in-situ-Messungen im Falle starker Temperaturschichtung nur Leitfähigkeitsmessungen bei hinreichend guter Durchspülung des Sensors sinnvolle Werte liefern.

Die dritte Art von systematischen Fehlern ergibt sich aus dem dynamischen Verhalten der Sensoren selber, wie zum Beispiel die thermische Trägheit eines Thermometers. Diese Fehler sind von besonderer Bedeutung, da sie unter Umständen gleichzeitige in situ vorhandene Meßwerte zweier verschiedener Parameter in der Registrierung zeitlich gegeneinander verschieben. Wird aus diesen beiden Parametern ein dritter berechnet, zum Beispiel wird der Salzgehalt aus Temperatur, Druck und Leitfähigkeit berechnet, so ergeben sich unter Umständen starke Fehler in der berechneten Größe.

Ziel eines Validationsverfahrens muß es daher sein, die exakte zeitliche Zuordnung verschiedener gemessener Parameter zu gewährleisten. Die Lösung dieses Problems bereitet gewisse Schwierigkeiten, da die charakteristischen Trägheitszeiten des Temperatur- und

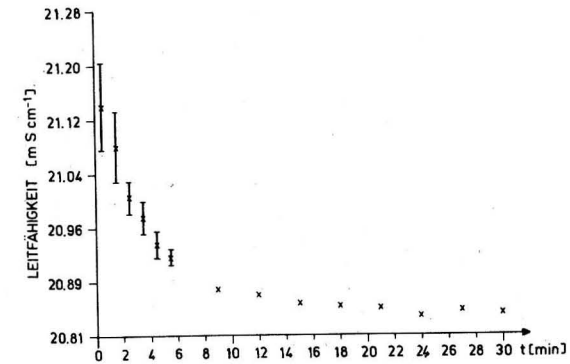


Abb. 5. Mittelwerte (x) und Standardabweichungen der Sprungantwort eines induktiven Leitwertensors auf einen Temperatursprung von 19 °C auf 6 °C. Mittelwerte der Sprungantwort wurden über 60 s gemittelt

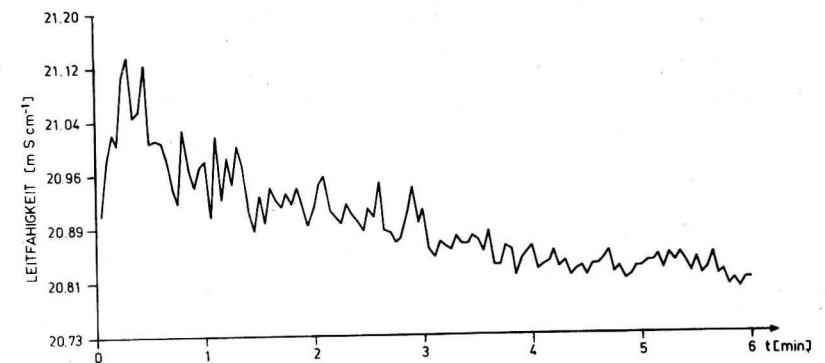


Abb. 6. Sprungantwort des Leitwertensors wie in Abb. 5 mit hoher Zeitauflösung

Drucksensors nahezu unabhängig von der Fiergeschwindigkeit der Sonde bei rund  $10^{-1}$  s liegen, während die Trägheitszeit des Leitwertensors  $\tau_L$ , eine Funktion der zeitabhängigen aktuellen Fiergeschwindigkeit  $v(t)$  nach folgender Beziehung

$$\tau_L(t) = \frac{L}{v(t)} \quad (3)$$

ist, wobei  $L$  eine charakteristische Abmessung des Sensors ist, die beim induktiven Leitwertensor größer ist als die geometrische Abmessung und von der Ordnung  $L = 0$  (10 cm) ist. Variiert die Fiergeschwindigkeit, bedingt durch Seegangsbewegungen, zum Beispiel zwischen  $v \in [0; 2$  m/s), so variiert  $\tau_L$  zwischen  $10^{-1}$  s und unendlich. Eine exakte zeitliche Anpassung der einzelnen Meßkanäle ist daher in allen Fällen praktisch nicht möglich, und man muß Messungen eliminieren, bei denen die Fiergeschwindigkeit einen gewissen Wert unterschreitet. Diese Forderung fällt mit der sich aus der Wärmespeicherung des Leitwertensors ergebenden zusammen.

Bei der ozeanologischen Meßkette OM 75 wird die zeitliche Anpassung der einzelnen Meßkanäle durch eine gleichzeitige interne Integration aller Meßkanäle über ein Zeit-

intervall  $\Delta t = 1$  s durchgeführt. Wenn der Eingang  $X_E(t)$  des Kanals mit der Trägheitszeit  $\tau_x$  sich ab  $t = t_0$  sprunghaft um  $\Delta x$  verkleinert, so beträgt der Ausgangswert  $X_A$  des Kanals für Zeiten  $t - t_0 < \Delta t$

$$X_A(t) = X_E - \Delta x \left[ \frac{t - t_0}{\Delta t} - \frac{\tau_x}{\Delta t} \left\{ 1 - \exp\left(-\frac{t - t_0}{\tau_x}\right) \right\} \right]. \quad (4)$$

Aus (4) folgt, daß bei der OM 75 die zeitliche Anpassung für alle Kanäle gewährleistet ist, bei denen  $\tau_x \ll \Delta t$  ist. Die charakteristischen Trägheitszeiten des Druck- und Temperatursensors liegen bei  $10^{-1}$  Sekunden und liegen damit eine Größenordnung unterhalb der Integrationszeit  $\Delta t = 1$  s. Um für den Leitwertsensor die gleiche Trägheitszeit zu erhalten, müßte die Fiergeschwindigkeit nach (3)  $v = 0$  (1 m/s) betragen.

Bisherige Auswertungen haben gezeigt, daß die Elimination der Meßwerte nach (1) offensichtlich implizit alle Meßwerte eliminiert, die auf Grund zu geringer Fiergeschwindigkeit durch Wärmeübergang oder zu große Trägheitszeit des Leitwertensors verfälscht sein könnten.

Da die OM 75 bezüglich der Meßkanäle erweiterungsfähig ist, wurde jedoch eine dynamische Korrektur für den Fall vorgesehen, daß die Trägheitszeit des Kanals  $\tau_x$  größer als die Integrationszeit ist. Dies wird zum Beispiel beim Sauerstoffsensor erwartet.

### 3. Programmsystem „Bearbeitung der OM 75-Daten“

Die Erfahrungen beim Routinebetrieb der OM 75 und die im Institut für Meereskunde vorhandene Rechentechnik gestatten es, auf der Grundlage der in den vorangegangenen Abschnitten aufgezeigten Eigenschaften des Meßsystems, ein Programmpaket zu erarbeiten, das eine weitgehend automatische und damit einheitliche Verarbeitung der ozeanologischen Meßdaten von der Erfassung bis zur Archivierung gewährleistet. Mit dem Rechner ES 1010 der ungarischen Firma VIDEOTON steht das kleinste Mitglied der ESER-Rechnerfamilie zur Verfügung. Die Konfiguration des Rechners ist der Abb. 7 zu entnehmen. Infolge der begrenzten Hauptspeicherkapazität, der geringen Kapazität des Festkopplattenspeichers sind dem Programmumfang und dem Programmkomfort gewisse Grenzen gesetzt. Sie zwingen außerdem zu einer speziell auf die Rechnerkonfiguration zugeschnittenen Realisierung des Programms. Das gilt insbesondere für das Kernstück des Programmsystems, die Datenvalidation.

Die Grundkomponenten des Programmsystems sind aus dem Blockdiagramm in Abb. 8 ersichtlich. Sie sind nicht beliebig untereinander austauschbar, da die dynamische Korrektur eine von groben statistischen Fehlern befreite, kontinuierliche Zeitreihe des entsprechenden Meßkanals erfordert. Die Primärdaten werden mit Hilfe der OM 75 und dem darin integrierten Kleinststeuerrechner KSR 4100 erfaßt. Sie stehen danach entweder auf Lochstreifen oder MB-Kassetten zur Verfügung. Erste Notwendigkeit ist jetzt das Umsetzen der Primärdaten auf 9-Spur-Magnetbänder in ein vorgegebenes Standardformat, das allen Programmbausteinen als Ein- und Ausgabeinterface gemeinsam ist. Die ständige Weiterentwicklung der bordgebundenen Meßtechnik und die damit erzwungenen Softwaremodifikationen innerhalb des Meßsystems verlangen eine häufige Änderung dieser Umsetzungsprogramme.

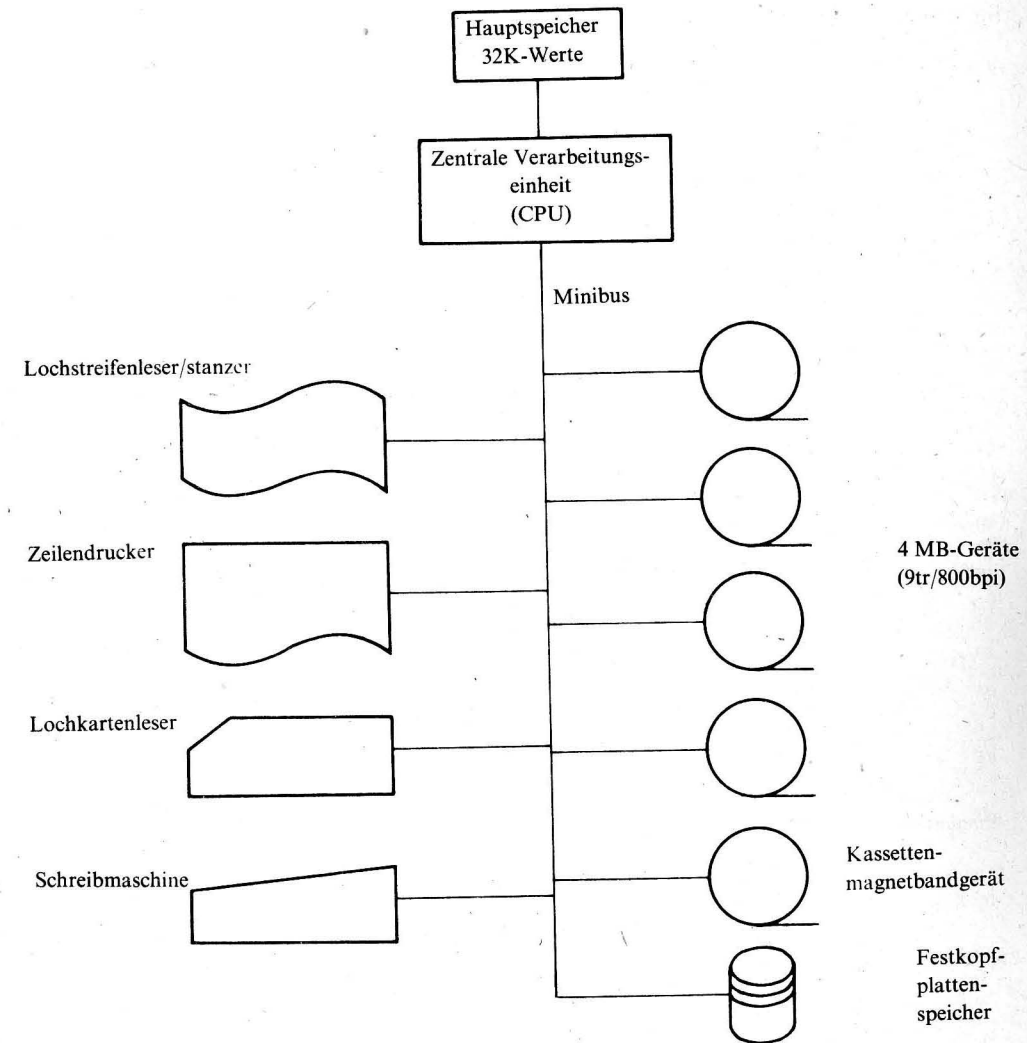


Abb. 7. Schema der Konfiguration der verwendeten EDVA

Anschließend erfolgt eine umfassende Fehlerkontrolle, Fehlerkorrektur und eventuelle Verdichtung des Datenmaterials mit Hilfe des Datenvalidationsprogramms. Es bildet das Kernstück des Programmpaketes und ermöglicht eine weitgehend adaptive und einheitliche Datenbearbeitung, läßt jedoch genügend Freiraum, den speziellen Bedürfnissen des Anwenders zu genügen. Das Programm (ØMDAV) wird im weiteren noch ausführlich beschrieben.

Die folgenden Schritte richten sich nach den Erfordernissen des Anwenders. Die Berechnung der ozeanographischen Standardgrößen schließt sich in der Regel an. Aus den gemessenen Größen wie Druck, Leitfähigkeit (Salzgehalt), Schallgeschwindigkeit, Temperatur, Sauerstoff werden  $\sigma_T$ ,  $\sigma_{STP}$ , dynamische Tiefe, Sauerstoffsättigung, Differenz

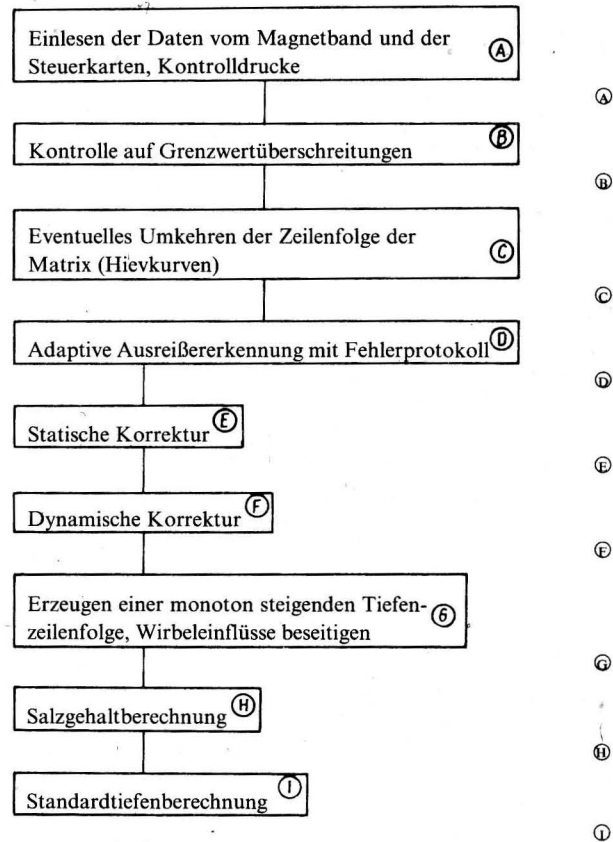


Abb. 8. Blockdiagramm des Programmsystems zur Bearbeitung ozeanologischer Vertikalprofile

zwischen gemessener und berechneter Schallgeschwindigkeit ermittelt. Die Tiefen, bei denen Wassers schöpfer ausgelöst werden, werden angezeigt. Ein Kopfblock dient der Identifikation der Meßstation.

Zur graphischen Darstellung von Vertikalschnitten und T-S-Diagrammen steht das Programm ØMPLØT zur Verfügung. Das Programm führt Maßstabstransformationen und Einpassung der verschiedenen Vertikalschnitte in vorgegebene Zeichnungsgrößen selbständig aus und bietet eine Vielzahl von Darstellungsmöglichkeiten (z. B. mehrere Serien einer Station in eine Zeichnung o. ä.).

Die Programme zur Erzeugung der Archivmagnetbänder, ihre Verwaltung usw. stellen ein eigenes Programmsystem dar und sollen hier nicht näher behandelt werden.

Zur datenadaptiven Validation wurde das Programm ØMDAV erstellt, dessen Blockflußdiagramm Abb. 9 zeigt. Das Datenmaterial wird auf die vorher beschriebenen Fehler untersucht. Fehlerkorrekturverfahren und eine Datenkompression werden vom Programm ausgeführt.

Zunächst wird das Lochkartenpaket zur Steuerung des Rechenablaufes und zur Anpassung des Programms an die Anwenderwünsche eingelesen (A).

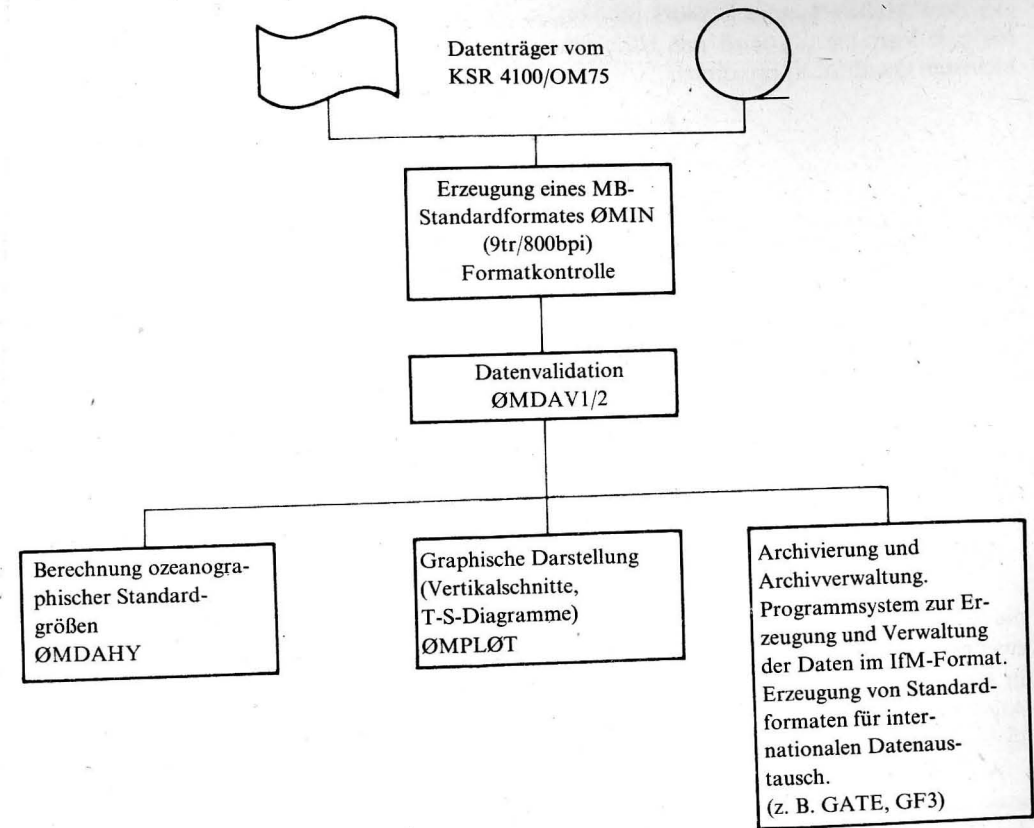


Abb. 9. Flußdiagramm des Programms ØMDAV zur Datenvalidation

Ein wahlweiser Kontrolldruck der Steuerinformation ist vorgesehen. Eingegeben werden nur die Steuerinformationen, die von einer Standardzuweisung abweichen. Die Daten werden in eine zehnspaltige Matrix eingelesen (9 Sensoren + laufende Zeilennummer). Dann wird überprüft, ob die Meßwerte der einzelnen Spalten (Sensoren) bestimmte Ober- bzw. Untergrenzen verletzen (B). Die Grenzwerte ergeben sich aus den physikalischen Randbedingungen (Parameter, Seegebiet etc.) und werden jeweils über Steuerkarten gesetzt. Die Belegung der einzelnen Spalten ist nicht an bestimmte Sensoren gebunden, sondern beim Einlesen der Datenmatrix vorgebar.

Da bei Einsatz der BS 63, eines Vorläufers der OM 75, auch Hievprofile aufgenommen wurden, ist ein Umkehren der Tiefenzeilenfolge möglich (C). Inzwischen werden Profile nur beim Fieren aufgenommen, da Verwirbelungen des Wasserkörpers infolge der geometrischen Anordnung der Sensoren vor den Wassers schöpfern wesentlich geringer sind.

Die adaptive Ausreißerererkennung erfordert den höchsten Rechenzeitaufwand (D). Das wichtigste Unterprogramm stellt UP EDITQM dar (modifiziertes UP EDITQ nach ACHESON, 1975). Für jede einzelne Matrixspalte wird dabei der folgende Algorithmus angewendet. Eine über Steuerkarten vorgebbare Anzahl von Wertepaaren, jeweils bestehend

aus dem Meßwert eines Sensors (abhängige Variable  $Y$ ) und der Zeilennummer (unabhängige Variable  $X$ ), wird mit Hilfe eines Polynoms 2. Grades nach der Methode der kleinsten Quadrate approximiert.

$$(X_1, Y_1), (X_2, Y_2), \dots, (X_N, Y_N),$$

$$\hat{Y}_i = a_0 + a_1 X_i + a_2 X_i^2, \quad i = 1, 2, \dots, N. \quad (5)$$

Für jeden Punkt der Ausgangsfolge wird

$$D = \frac{(Y_i - \hat{Y}_i)^2}{\sigma^2} \quad (6)$$

mit

$$\sigma^2 = \frac{1}{N-3} \sum_{i=1}^N (Y_i - \hat{Y}_i)^2 \quad (7)$$

berechnet.

Falls nun  $D$  größer als ein bestimmter vorgegebener Grenzwert ist, kennzeichnet man diesen Wert  $Y_i$  und wiederholt die gesamte Rechnung ohne ihn. Die gekennzeichneten Werte werden in einer Tabelle vermerkt. Ist die erste Wertepaarfolge untersucht, werden die weiteren Elemente geprüft, jedoch so, daß jeweils die Hälfte der Wertepaarfolge ein zweites Mal herangezogen wird. Die Verschiebungsschrittweite ist vorgebar, jedoch in der Regel  $N/2$ . Im Endeffekt werden nur die Indizes der Werte in der Tabelle der Ausreißer festgehalten, die zweimal moniert werden. Damit erhöht sich die statistische Sicherheit bei starken Gradienten.

Anschließend werden die bemängelten Werte linear interpoliert. Dabei ist die Anzahl der maximal hintereinander zu ersetzenden Werte vorgebar. Die Interpolation ist auch mit Hilfe der approximierten Polynomkoeffizienten möglich, liefert jedoch in der Regel keine besseren Ergebnisse.

Das angewendete Verfahren hat den wesentlichen Vorteil, daß es rekursiv arbeitet, d. h., im Absolutbetrag noch so abweichende Werte verhindern nicht, daß Werte mit viel kleineren Fehlern ausgesondert werden. Das Streuverhältnis  $D$ , das die Entscheidung über Brauchbarkeit des entsprechenden Punktes fällt, ist frei wählbar, so daß man sowohl verrauschtes Datenmaterial als auch sehr „sauberes“ Datenmaterial verarbeiten kann.

Man muß nur darauf achten, daß eine Approximation der Teilkurven durch ein Polynom 2. Grades noch sinnvoll ist. Die entsprechenden Steuerkartenparameter (Anzahl der Werte pro Ausgleichung, Verschiebelänge) sind entsprechend zu wählen. Dieses statistische Verfahren kann natürlich nur statistische Fehler aufdecken. Eine Absicherung gegen physikalische Fehler erfolgt mit Hilfe anderer Tests (z. B. Grenzwertkontrolle).

Der Programmabschnitt endet mit einem Fehlerprotokoll, in dem die Indizes der bemängelten Punkte sowie die interpolierten Werte vermerkt sind (Zeilendrucker). Die Wirkungsweise dieses Programmabschnittes bei der Fehlererkennung und -korrektur ist an Hand einer Druck- und einer Temperaturmessung in Abb. 10 und Abb. 11 demonstriert. Die Anzahl der automatisch erkannten Fehler liegt nach vorliegenden Erfahrungen bei einigen Prozent der Meßwerte eines Kanals. Die Beseitigung der statischen Fehler erfolgt im Block (E). Mit Hilfe der während der Expedition durchgeführten Vergleichsmessungen (z. B. Kippthermometer,  $O_2$ -Titration etc.) werden systematische Fehler erkannt und hier

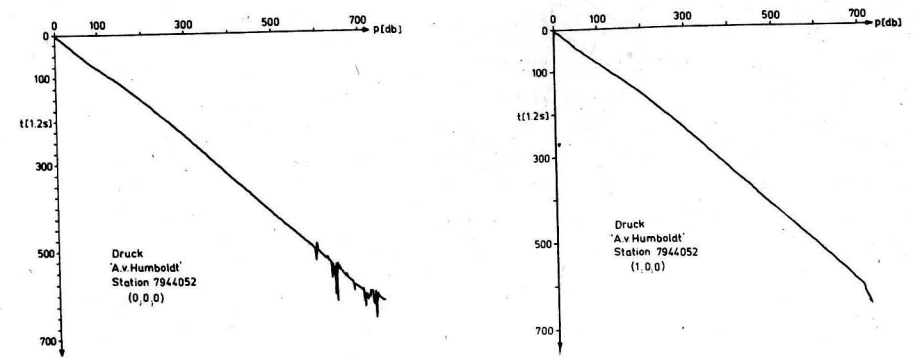


Abb. 10. Registrierung der Rohwerte (links) und der validierten Werte (rechts) des hydrostatischen Drucks

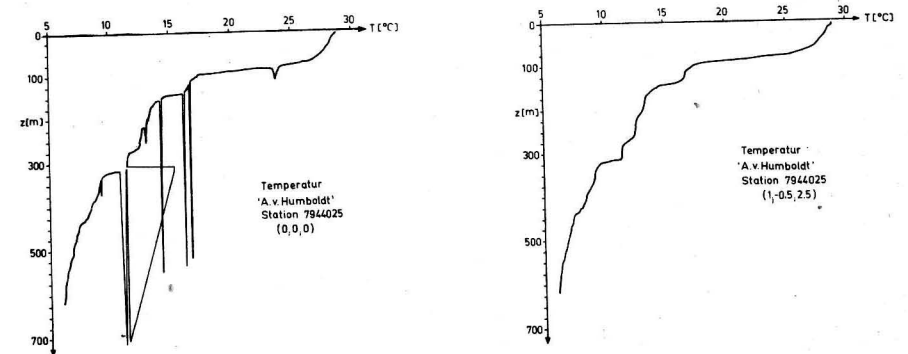


Abb. 11. Vertikalprofil der Rohwerte (links) und der validierten Werte (rechts) der Temperatur

beseitigt. Jeder Meßwert der einzelnen Sensoren ist mit Hilfe eines Polynoms dritten Grades korrigierbar.

$$Y'_i = a_0 + a_1 x_i + a_2 x_i^2 + a_3 y_i^3. \quad (8)$$

Bedingt durch verschiedene Ansprechzeiten der Sensoren können dynamische Fehler auftreten. Die Korrektur ist mit Hilfe der vorher bestimmten Übertragungsfunktion des Sensors möglich ( $F$ ).

$$Y'_i = \sum_{j=0}^k X_{i-j} \cdot g_j. \quad (9)$$

Die Äquidistanz bei fehlenden Sensorenzeilen wird vom Programm hergestellt.

Beim Absenken des Sondenkörpers können, bedingt durch Schiffsbewegungen, bestimmte Tiefenhorizonte mehrfach registriert werden.

Der Wasserkörper ist aber bereits beim ersten Durchgang des Sondenkörpers total verwirbelt. Auch beim plötzlichen Abbremsen der OM 75, bedingt durch schwankende Windgeschwindigkeiten (oder Seegang) dringen Wirbel aus dem Schöpferkranz bis an die Sensorebene vor und verfälschen somit die Messungen.

Durch Berechnung des Wirbelweges (siehe Gl. 1)) und Vergleiche mit einer vorgebbaren Größe werden diese Tiefenzeilen eliminiert (G).

Wurde die Leitfähigkeit gemessen, wird in Block (H) der Salzgehalt nach LEWIS (1980) berechnet. Eine Datenreduktion wird durch Berechnung von Standardtiefenhorizonten erreicht (I). Es wird ein Blockmittel aller Werte gebildet, die zwischen

$$Z_{i1} = i \cdot \Delta Z + \Delta Z/2 \quad (10)$$

und

$$Z_{i2} = i \cdot \Delta Z - \Delta Z/2, \quad i = 1, 2 \dots N$$

liegen. Der Blockmittelwert wird der Tiefe

$$Z = i \cdot \Delta Z \quad (11)$$

zugeordnet.

Die Datenmatrix kann nach jedem Berechnungsschritt (A—I) wahlweise protokolliert und auf Magnetband in Standardformat ausgegeben werden. Das wurde ermöglicht, um bei eventuellen Spezialuntersuchungen die Zwischenergebnisse auf maschinell lesbaren Datenträgern zur Verfügung zu haben.

Für das Programm ØMDAV 1/2 wurden 24 Unterprogramme erstellt. Wegen der begrenzten Speicherkapazität mußten beide Programmversionen in Overlaytechnik realisiert werden. Die Anzahl der Tiefenzeilen ist im Moment auf 1460 begrenzt. Die Hauptspeicherkapazität ist voll ausgelastet. Nach Einbau eines zweiten Festkopplattenspeichers werden jedoch auch größere Matrizen zu bearbeiten sein.

In den Abbildungen 10 bis 13 sind einige Fierkurven, aufgenommen während der FGGE-Expedition des FS „A. v. Humboldt“ im Jahre 1979, zu sehen, die das Ergebnis der Anwendung der Programmgorithmen auf reale Daten veranschaulichen sollen.

Die Parameter in den runden Klammern haben dabei folgende Bedeutung:

1. Parameter — Ausreißerkorrektur ausgeführt 1  
Ausreißerkorrektur nicht ausgeführt 0
2. Parameter — negativer Wirbelweg  
Vergleichsgröße zur Eliminierung von Tiefenzeilen
3. Parameter — Abstand der Standardtiefenhorizonte Z, wenn 0, dann keine Standardtiefenhorizonte berechnet.

Die Abbildungen beinhalten ein Salzgehaltsprofil (Abb. 12) und ein Sauerstoffprofil (Abb. 13), bei denen schrittweise die möglichen Korrekturalgorithmen eingesetzt wurden. Besonders deutlich sind die Auswirkungen an Hand des Sauerstoffprofils zu erkennen, da die Rohdaten infolge lockerer Sensormembran sowohl viele Ausreißer, eine große Variabilität und mehrere „echte“ Gradienten aufweisen. Auch der mittelnde Einfluß der Standardtiefenberechnung ist gut ersichtlich (Abb. 13d, f, g).

#### 4. Resultate

Auf Grund der hohen Datengewinnungsdichte bedürfen moderne elektronische Meßsonden zur Messung ozeanologischer Vertikalprofile automatischer Fehlersuch- und Korrekturverfahren.

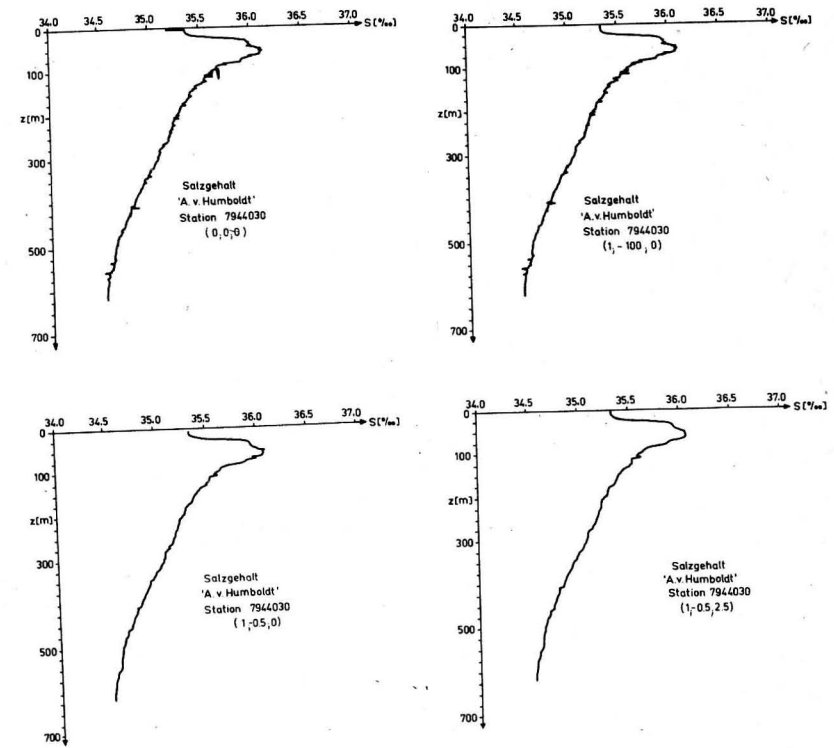


Abb. 12. Vertikales Profil des Salzgehaltes, dargestellt nach verschiedenen Schritten der Datenvalidation

Bedingt durch die unregelmäßige räumliche Struktur der Unterwasserteile dieser Sonden und ihre Bewegung durch das Wasser stört sie dessen Massenaufbau durch Verwirbelung in der hinter ihr liegenden Wirbelstraße. Die einzelnen Sensoren der Meßsonde müssen daher nach Möglichkeit räumlich eng benachbart sein und soweit wie möglich in das ungestörte Wasser hineinragen. Da die Sensoren im allgemeinen am unteren Ende des Sondenkörpers angeordnet sind, sind nur Messungen mit monoton wachsender Wassertiefe verwertbar, alle anderen Meßzeilen sind zu eliminieren, da sie im Wasser mit gestörter Schichtung gemessen wurden. Führt der Sondenkörper beschleunigte Bewegungen aus, so sind ferner alle Messungen zu eliminieren, bei der die Bremsstrecke der Sonde in Richtung zunehmender Tiefe, einen vorgegebenen Wert überschreitet.

Zufallsfehler in den einzelnen Meßkanälen können durch Vergleich der Einzelmessung mit physikalisch sinnvollen Grenzwerten und mit stückweise approximierten Kurvenabschnitten des Parameters adaptiv erkannt und, wenn sie in nicht zu großer Zahl auftreten, durch linear interpolierte Werte ersetzt werden.

Alterung der mechanischen und elektronischen Bauelemente des Meßsystems muß durch wiederholtes Eichen und durch Vergleichsmessungen mit unabhängigen Meßmethoden überprüft werden, und die erhaltenen Meßwerte müssen notfalls statisch korrigiert werden.

Da der Unterwasserteil der elektronischen Meßsonden während einer Vertikalsondierung in der Meßzeit von einigen Minuten Temperatursprüngen bis zu 20 °C ausgesetzt ist,



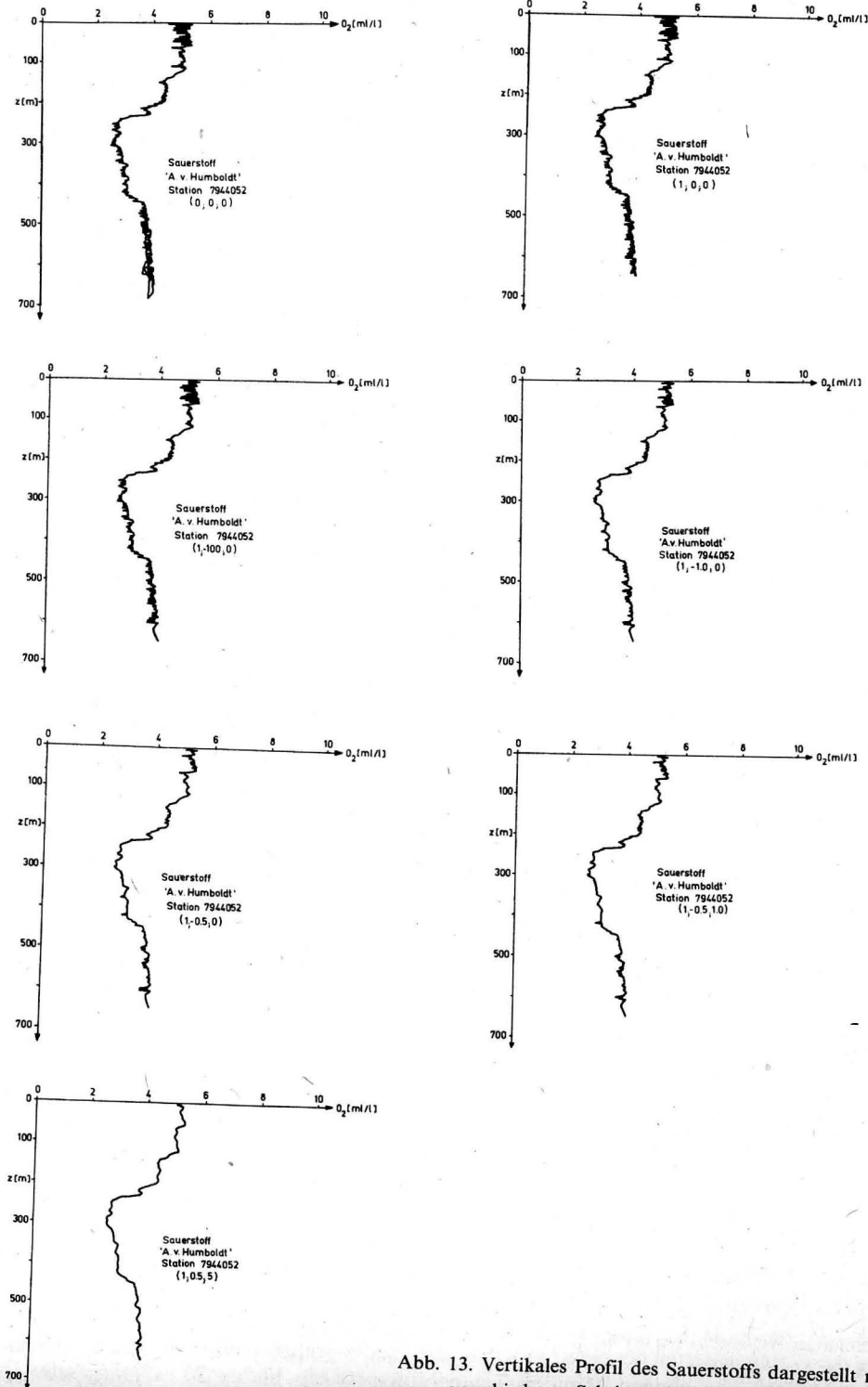


Abb. 13. Vertikales Profil des Sauerstoffs dargestellt nach verschiedenen Schritten der Datenvalidation

müssen die entsprechenden Meßkanäle dynamisch temperaturkompensiert sein. Ist das nicht in hinreichendem Maße der Fall, muß die Impulsübergangsfunktion des entsprechenden Meßkanals bezüglich eines Temperaturimpulses bekannt sein, um eine dynamische Korrektur vornehmen zu können. Ferner müssen die Impulsübergangsfunktionen der einzelnen Meßkanäle bezüglich ihres eigenen Meßkanals bekannt sein, um eine dynamische Korrektur der Meßgröße vornehmen zu können, wenn die Trägheitszeiten der Meßgröße größer sind als ihre Integrationszeiten. Die dynamische Korrektur ist vor allem für Meßgrößen von Bedeutung, die als Eingangsgrößen für die Berechnung abgeleiteter Parameter (wie zum Beispiel Temperatur und Leitfähigkeit für die Berechnung des Salzgehaltes) dienen.

Die Anpassung der Trägheitszeit des Leitwertensensors an die des Temperatursensors sowie die Wärmekapazität des Leitwertensensors erfordern für die OM 75 eine Fiergeschwindigkeit von ungefähr 1 m/s, um weitgehend fehlerfreie Salzgehaltswerte aus den Ausgangsdaten bestimmen zu können.

Die möglichen Fehler eines elektronischen Meßondensystems zur Messung vertikaler Profile ozeanographischer Parameter können mit entsprechenden Algorithmen auf elektronischen Rechenmaschinen mit Hauptspeichern von mehr als 64 k Byte in vertretbarer Zeit (von der Größenordnung der Meßzeit) erkannt und korrigiert werden. Nach Anwendung dieser Validationsalgorithmen stehen die einzelnen Parameter in Standardhorizonten zur Verfügung, mit einer Genauigkeit, die der klassischen Meßmethoden entspricht bzw. diese bei einigen Parametern übertrifft.

## Literatur

- ACHESON, D. T., Data editing subroutine EDITQ. NOAA Technical Memorandum EDS CEDDA-6, Washington 1975.
- FOFONOFF, N. P., HAYES, S. P. and MILLARD, R. C., Gr. W.H.O.I./Brown CTD Microprofiler: Methods of Calibration and Data Handling. Woods Hole Oceanographic Institution Techn. Rep. 74-89 unpublished Manuscript, 1974.
- GREGG, M. C., The effect of bias and system noise on parameters computed from  $C$ ,  $T$ ,  $P$  and  $V$  profiles. *J. Phys. Oceanography* 9 (1979) 1, 199-217.
- MOECKEL, F., Die ozeanologische Meßkette OM 75, eine universelle Datenerfassungsanlage für Forschungsschiffe. *Beitr. z. Meereskunde*, H. 43 (1980) S. 5-14.
- PETERS, H., GATE-CTD Data measured on the FRG ships. Shipboard operations-calibration-editing. *Berichte aus dem Institut für Meereskunde Kiel, Technischer Bericht Nr. 22* (1976).
- SCARLET, R. I., A data processing method for salinity, temperature, depth profiles. *Deep Sea Research* 22 (1975) 7, 509-516.
- WUNSCH, G., Systemanalyse I. VEB Verlag Technik, Berlin 1972.
- LEWIS, E. L., The Practical Salinity Scale 1978 and Its Antecedents. *IEEE Journ. Oceanic Engineering* Vol. OE-5 (1980) 1, 3-8.

Anschrift der Autoren:

Dr. H. U. LASS, Dipl.-Ing. C. WULFF, Dipl.-Met. R. SCHWABE  
Akademie der Wissenschaften der DDR  
Institut für Meereskunde  
2530 Rostock-Warnemünde

WOLFGANG BLEI

## **Erkenntniswege zur Erd- und Lebensgeschichte**

Ein Abriß

(Wissenschaftliche Taschenbücher, Reihe Texte und Studien)

1981, 433 Seiten — kl. 8° — Pappband 25,— M

Best.-Nr. 7624099 (7219)

Für die Herausbildung der geologischen Wissenschaften, aber auch einiger Nachbarwissenschaften, werden wichtige Erkenntnisse, im Altertum beginnend, auf ihrem Weg durch die Jahrhunderte, besonders in der Zeit vom 14. Jahrhundert bis zur Mitte des 19. Jahrhunderts, z. T. aber auch bis in die Gegenwart, verfolgt.

Der Autor geht auf gesellschaftliche Verhältnisse, philosophische Fragen und das Wirken beteiligter Personen in dem Maße ein, wie es zur Verdeutlichung von Zusammenhängen und so zum Erkennen von Triebkräften und Hemmnissen notwendig ist. Wichtiger Bestandteil sind zahlreiche Zitate. Zur näheren Erläuterung einzelner Probleme enthält der Band Anmerkungen. Spezialkenntnisse sind zum Verständnis nicht erforderlich.

*Bestellungen durch eine Buchhandlung erbeten*



**AKADEMIE-VERLAG**

DDR-1086 Berlin, Leipziger Str. 3-4