

Prof. Dr. ERICH BRUNS

## Beiträge zur Meereskunde

Heft 24—25

Meeresgrund- und Küstenforschung im Bereich der Ost- und Nordsee

III. Sediment und Benthos

1969. 192 Seiten — 60 Abbildungen auf 25 einfarbigen und 1 mehrfarbigen Tafel — 3 Falttafeln — 10 Tabellen — 4° — 92,— M  
Bestell-Nr. 761 229 0 (2105/24—25)

Das vorliegende Doppelheft der „Meereskunde“ enthält den Band III der Veröffentlichungen über Meeresgrund- und Küstenforschung im Bereich der Ost- und Nordsee des Instituts für Meereskunde, Warnemünde.

In diesem Band sind die Forschungsergebnisse über die Wechselbeziehungen zwischen der benthonischen Lebewelt und dem Sediment veröffentlicht. Es wird der Einfluß des Benthos auf Struktur und chemische Umwandlung des Sediments in der oberflächennahen Schicht des Meeresgrundes, auf die fischereibiologische Entwicklung und auf die biologische Selbstreinigungskraft einzelner Meeresgebiete bei Einleitung schädlicher Abwässer untersucht. Dabei wurden neue Definitionen der Sedimente und bessere Unterscheidungen der Sedimentzone in der westlichen und südlichen Ostsee benutzt.

*Einzel- oder Fortsetzungsbestellungen durch eine Buchhandlung erbeten*



AKADEMIE-VERLAG · BERLIN

der DDR  
Institut für Meereskunde  
253 Warnemünde, Seestraße 15

AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN DER DDR  
INSTITUT FÜR MEERESKUNDE

## BEITRÄGE ZUR MEERESKUNDE

HERAUSGEGEBEN

VON

ERICH BRUNS

UNTER MITWIRKUNG VON

OTTO KOLP, GÜNTHER SAGER, KLAUS VOIGT

HEFT 29



AKADEMIE-VERLAG · BERLIN

1972

AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN DER DDR  
INSTITUT FÜR MEERESKUNDE

# BEITRÄGE ZUR MEERESKUNDE

HERAUSGEGEBEN

VON

ERICH BRUNS

UNTER MITWIRKUNG VON

OTTO KOLP, GÜNTHER SAGER, KLAUS VOIGT

HEFT 29

mit 39 Abbildungen und 16 Tabellen



---

AKADEMIE-VERLAG · BERLIN

1972

## INHALT

H. J. BRODIN, H. NEUMEISTER, Untersuchungen über die Eisverhältnisse in der Ostsee im Winter 1968/1969 anhand von Satellitenfotos . . . . .	5
HANS-ULRICH LASS, Über die Anwendung der dynamischen Methode bei zeitlich veränderlichem Massenaufbau des Ozeans . . . . .	19
ROLAND HELM, Zur Windabhängigkeit der Strömungsrichtung im Fehmarnbelt . . . . .	29
WOLFGANG MATTHÄUS, Zur Hydrographie der Gotlandsee I Säkulare Variationen von Salzgehalt und Temperatur	35
GÜNTHER SAGER, Windwirklängen in der Ostsee . . . . .	53
G. WOLF, Salzwassereinbrüche im Gebiet der westlichen Ostsee . .	67
JÖRG-A. VON OERTZEN, GÜNTHER SCHLUNGBAUM, Experimentell-ökologische Untersuchungen über O <sub>2</sub> -Mangel- und H <sub>2</sub> S-Resistenz an marinen Evertebraten der westlichen Ostsee . . . . .	79
WOLFGANG MATHÄUS, Die Viskosität des Meerwassers . . . . .	93
U. KREMSER, Zur Genauigkeit der Probenentnahme mit dem Nansen-Wasserschöpfer bei starken Schichtungen . . .	109
HANS BERGE, LUTZ BRÜGMANN, Indirekte Bestimmung von Fluoridionen im Meerwasser durch Wechselstrompolarographie . . . . .	115

7973.76

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

Copyright 1972 by Akademie-Verlag GmbH

Lizenznummer: 202 · 100/457/72

P 501/71

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

Bestellnummer: 761 632 0 (2105/29), ES 18 E 4

32,-

Printed in German Democratic Republic

## Untersuchungen über die Eisverhältnisse in der Ostsee im Winter 1968/1969 anhand von Satellitenfotos

Von H. J. BROSIN und H. NEUMEISTER

*Zusammenfassung:* Nach einer Übersicht über gegenwärtige und zukünftige ozeanologische Anwendungen künstlicher Erdsatelliten wird der Ablauf des Eiswinters 1968/1969 anhand der Aufnahmen meteorologischer Satelliten beschrieben. Es erfolgt ein Vergleich zwischen Satelliten- und Bodenbeobachtungen. Die Vor- und Nachteile einer Eisbeobachtung mit Wettersatelliten werden behandelt.

Neben die herkömmlichen Meßverfahren treten in der Ozeanologie auf einigen Gebieten zunehmend auch kontaktlose Fernmeßverfahren, in der englischsprachigen Literatur auch als remote sensing bezeichnet. Sie gestatten mit entsprechenden Meßfühlern eine Messung und Überwachung interessierender Parameter, ohne daß das Meßgerät mit dem zu untersuchenden Medium in direkte Berührung gebracht werden muß. In diesem Zusammenhang können auch die Beobachtungen und Messungen von bemannten Weltraumschiffen aus oder die von künstlichen Erdsatelliten erhaltenen Informationen große Bedeutung für die Ozeanologie gewinnen. Zwar steht eine „Meereskunde aus dem Weltraum“ noch ganz am Anfang, nicht zuletzt wegen der mit der Entwicklung geeigneter Meßfühler verbundenen Probleme, aber die bereits vorliegenden Ansätze und die zur Zeit laufenden Entwicklungsarbeiten sind sehr vielversprechend.

Auf Grund der hohen Umlaufgeschwindigkeit sowie der Möglichkeiten für eine gleichzeitige Erfassung großer Gebiete und für eine schnelle Wiederholung der Messungen eignen sich Flugkörper im Weltraum besonders für synoptische Aufgaben in der Ozeanologie. Sie können einmal als Relaisstation zur Datenabfragung und -übertragung für Netze von verankerten oder driftenden Bojen dienen und zum anderen mit genügend empfindlichen Fühlern Erscheinungen großer und mittlerer Maßstäbe untersuchen. Nachstehende Tabelle gibt einen Überblick über zukünftige Anwendungen kontaktloser Fernmeßverfahren in der Ozeanologie (zusammengestellt nach GALLERY 1969 und GREENWOOD u. a. 1969).

Solange noch keine speziellen Satelliten für ozeanologische Aufgaben existieren, bieten die vorhandenen Wettersatelliten die Möglichkeit, auch ozeanologisch wichtige Daten zu erhalten. Nachstehend soll daher kurz auf einige bisherige Ergebnisse eingegangen werden.

Die Ausbildung charakteristischer Wolkenformen über bestimmten Gebieten ermöglichte Rückschlüsse auf die Grenzen und die jahreszeitliche Verlagerung einzelner markanter Meeresströmungen, da sie durch die unterschiedlichen Temperaturverhältnisse an der Meeresoberfläche und die daraus resultierenden örtlichen Vertikalzirkulationen hervorgerufen wurden (z. B. WARNECKE u. a. 1969). Messungen mit hochauflösenden Infrarotradiometern erbrachten ebenfalls interessante Einblicke in die Abgrenzung von Strömungssystemen (z. B. Golfstrom oder Falkland- und Brasilstrom, WARNECKE u. a.) oder über die Veränderungen der Wasseroberflächentemperatur in einzelnen Seegebieten

TABELLE I

Zu erwartende ozeanologische Anwendungen kontaktloser Fernmeßverfahren

	Satelliten- kamas	Radar (Altimeter und Scattero- meter)	Laser (Altimeter)	Infrarot (Radiometer und Spektro- meter)	Mikrowellen (Radiometer und Spektro- meter)
Temperatur an der Meeresoberfläche				X	X
Wechselwirkung	X	X	X	X	X
Ozean-Atmosphäre					
Eisüberwachung	X	X	X	X	X
Seegang	X	X	X	X	X
Meeresströmungen	X	X	X	X	X
Meeresniveau und -neigungen		X	X		
Küstenprozesse	X			X	X
Kartierung von Küsten und Untiefen	X	X	X		X
Biologische Vorgänge	X			X	

(z. B. LAVIOLETTE und CHABOT 1969). Auswertungen der Sonnenreflexe auf Wettersatellitenfotos dienen zur Beurteilung der Wind- und Seegangsverhältnisse (z. B. McCLAIN und STRONG 1969, NOBLE 1970, STRONG und RUFF 1970). Auch eine Interpretation von Satellitenfotos auf mögliche Besonderheiten des Meeresbodenreliefs ist bereits erfolgt (HAASE u. a. 1969). In diesem Zusammenhang soll wenigstens erwähnt werden, daß die Auswertung der von bemannten Raumschiffen aus gemachten Farbfotos (Infrarot- und Multispektralfilme) auch für meereskundliche Fragen wertvolle Ergebnisse lieferte (z. B. BODECHTEL und GIERLOFF-EMDEN 1969, STEVENSON 1969). Nachteilig bei den bisherigen Auswertungen ist der Bewölkungseinfluß, der erst durch andere Meßverfahren (z. B. Mikrowellen) verringert werden kann. Daher stammen auch die meisten bisher bekannten ozeanologischen Anwendungen von Satellitendaten aus den wolkenarmen subtropischen Gebieten.

Die Bearbeitung der Eisverhältnisse anhand der von Wettersatelliten gewonnenen Bilder zählt zu den ersten Anwendungen auf ozeanologischem Gebiet (WATANABE 1961). Für die antarktischen Gewässer und für die der sowjetischen Küste vorgelagerten Polarmeere werden seit 1966 Fernsehbilder sowjetischer Wettersatelliten verwendet (BUŠUEV und VOLKOV 1970). Auch in den arktischen

Gewässern vor der nordamerikanischen Küste fanden Satellitenaufnahmen Anwendung bei der Eisberatung (CHABOT und PETERSON 1969).

Die folgende Untersuchung über den Ablauf des Eiswinters 1968/1969 erfolgte mit Hilfe von Bildern, die an der Zentralen Wetterdienststelle des Meteorologischen Dienstes der DDR von Wettersatelliten nach dem Prinzip der Echtzeitübertragung (RTTS) erhalten wurden. Echtzeitübertragungen erfolgen gegenwärtig von Satelliten der Typen ESSA (Flughöhe ca. 1450 km), Nimbus (ca. 1100 km Höhe) und ITOS (Flughöhe ca. 1450 km). Dabei beträgt das Auflösungsvermögen der Satelliten für Aufnahmen im sichtbaren Bereich im Subsatellitenpunkt 3–4 km und bei Infrarotaufnahmen 9–8 km. Der Mittelpunktsmaßstab der Bilder liegt für eine Flughöhe zwischen 1300 und 1500 km bei den verwendeten HELL-Empfängern zwischen 15,8–18,2 km/mm (LINDENBEIN 1970). Eine wesentliche Voraussetzung für die genaue Auswertung von Satellitenbildern ist eine exakte geographische Zuordnung. Die Fehler hängen hierbei im wesentlichen von der Genauigkeit der Kameraorientierung bei einer gegebenen Flughöhe und von der methodisch-zeichnerischen Genauigkeit beim Auftragen der Gradnetze ab. Der erste Fehler ist Null, wenn keine Abweichungen zwischen der optischen Achse der Kamera und der Verbindungslinie zwischen Satellit und Erdmittelpunkt auftreten. Der Stellungsfehler des Satelliten beträgt im allgemeinen nicht mehr als 2° und im Mittel noch wesentlich weniger. Das entspricht bei 1420 km Flughöhe einer Strecke von 50 km auf der Erdoberfläche im Subsatellitenpunkt und an den Bildrandmitten (infolge der Kugelgestalt der Erde) bereits etwa 100 km. Ein Fehler von 10 km in der angenommenen Flughöhe ergibt an den Bildrandmitten einen Fehler von ca. 13 km. Bei der gradnetzmäßigen Auswertung verwendet man speziell berechnete Netze, wobei zweckmäßigerweise Landmarken in die Auswertung einbezogen werden. Der zweite Fehler dürfte nach subjektiven Schätzungen in der Größenordnung von 10–20 km liegen, wenn genaue Landmarken verwendet werden. Da sich die Bilder innerhalb eines Umlaufs und von Umlauf zu Umlauf in hohen Breiten stark überdecken, wird man bei genauen Ausmessungen ohnehin nur die zentralen Bildteile benutzen, so daß die genannten extremen Fehler vermieden werden.

Nach Fernseh Bildern von Wettersatelliten kann die Ostsee südlich von 57° N während des gesamten Winters überwacht werden, während die Gebiete nördlich davon wegen der geringen Sonnenhöhe erst wieder ab Ende Januar erfaßt werden können. Auch Infrarotaufnahmen lassen sich für die Erkundung der Eisbedeckung verwenden, wenn auch auf Grund des geringeren Auflösungsvermögens keine so detaillierten Aussagen möglich sind. Voraussetzung ist allerdings, daß merkliche Temperaturunterschiede (größer 3 Grad) zwischen der Eisoberfläche und der Oberflächentemperatur der Umgebung auftreten. In hohen Breiten sind während der Polarnacht IR-Aufnahmen die einzige Informationsquelle für eine flächenhafte Erfassung der Eisbedeckung.

Die Auswertung des Winters 1968/1969 beschränkt sich aus empfangstechnischen Gründen (geringe Bildqualität der TV-Fotos des Satelliten ESSA 6

vor Umstellung auf den damals neu gestarteten Satelliten ESSA 8) und wegen der geringen Sonnenhöhe auf den Zeitraum vom 19. 1.—13. 6. 1969. Aus dieser Zeit liegen an etwa 60 Tagen (Wolkenbedeckung) verwertbare Bilder vor.

Der Eiswinter 1968/1969 begann mit den ersten Neueisbildungen in der Bottenwiek außerhalb der Schärengewässer Ende Oktober etwa 2–3 Wochen früher als im Mittel. Mitte November traten die ersten Neueisbildungen im Finnischen Meerbusen und in der Bottensee vor der schwedischen und finnischen Küste auf, während zu Beginn der zweiten Dezemberdekade das erste Eis in den Bodden der DDR-Küste, im Oder- und Weichselhaff und im Rigaer Meerbusen auftrat. Bis zum Jahresende blieben allerdings die Schifffahrtsverhältnisse in der Bottenwiek günstiger als üblich. Eine rasche Eiszunahme ab Anfang Januar 1969 führte Mitte Januar zum Schifffahrtsschluß in den ersten Häfen der Bottenwiek und Ende der ersten Februardekade zum Schifffahrtsschluß in der gesamten Bottenwiek (etwa 2 Wochen später als im Mittel).

Die erste TV-Aufnahme der nördlichen Ostsee und des Bottnischen Meerbusens ließ am 19. 1. 1969 nördlich eines ausgedehnten Wolkenfeldes bei 50° N trotz der noch schlechten Bildqualität deutlich die Eisbildungen in der Bottenwiek und im Finnischen Meerbusen erkennen. Allerdings bestand ein Widerspruch zwischen den Eisbeobachtungen von Küstenstationen und Schiffen bzw. Flugzeugen aus und dem Satellitenbild. Während der Rigaer Meerbusen außerhalb der Festeissäume der Pärnu-Bucht und des Muhu väin vollständig mit Neueis bedeckt war, ebenso wie auch der Südteil des Finnischen Meerbusens, zeigte das TV-Bild hier noch dunkle Stellen. Ebenso verhielt es sich in der Bottenwiek, wo zwischen dem Norra Kvarken und etwa 65° N eine ca. 50 km breite Rinne erkennbar war, während hier nach Bodenbeobachtungen eine winderzeugte Rinne bereits wieder mit einer geschlossenen dünnen Decke aus Flacheis bedeckt war. Die folgenden Satellitenbilder, deren Qualität mit wachsender Sonnenhöhe zunahm, zeigten eine bessere Übereinstimmung mit den Bodenbeobachtungen. Zu Beginn der zweiten Februardekade kam es zu einer rasch zunehmenden Vereisung der Bottensee, während in der Bottenwiek schwere Eispressungen auftraten und vor dem Westausgang des Finnischen Meerbusens ausgedehnte Treibeisfelder beobachtet wurden. Die zunehmende Eisbedeckung der Bottensee (geschlossene Eisdecke ab 14. 2. 1969) und auch die Festeissäume vor der schwedischen Ostküste waren auf den Satellitenfotos gut erkennbar. Auch eine windbedingte Rinne im Nordteil der Bottensee von Kaskinen zum Norra Kvarken war mit etwa 10 km Breite auf dem TV-Bild vom 16. 2. 1969 sichtbar (Abb. 1). Die Grautönung der Rinne im Gegensatz zu der dunklen Färbung des offenen Wassers im Kattegat dürfte ein Hinweis auf die Neueisbedeckung in dieser Rinne sein. Ausgezeichnet war die Übereinstimmung zwischen dem Eisbericht und dem Fernsehbild des Wettersatelliten ESSA 8 vom 25. 2. 1969 (Abb. 2). Auf diesem Bild war der Übergang vom Küstenfesteis an der finnischen Küste zum zusammenhängenden Treibeis der Bottensee gut zu erkennen, ebenso ein ca. 35 km breiter dunkler Streifen vor Rauma, dessen Färbung auf offenes Wasser hindeutete. Auch der finnische

Eisbericht wies hier eine eisfreie Rinne aus, während nach den schwedischen Eiskarten die Rinne überwiegend von Neueis überzogen war. Ausgedehnte Felder lockeren Treibeises (Bedeckung bis 5/8) vor dem Ausgang des Finnischen Meerbusens und vor den Inseln Hiiuma und Saaremaa erschienen als 50–60 km breiter grauer Saum. Allerdings war auch in diesen Feldern die Eismächtigkeit örtlich so stark, daß z.B. einige Stationen des Internationalen Ostsee-Jahr-

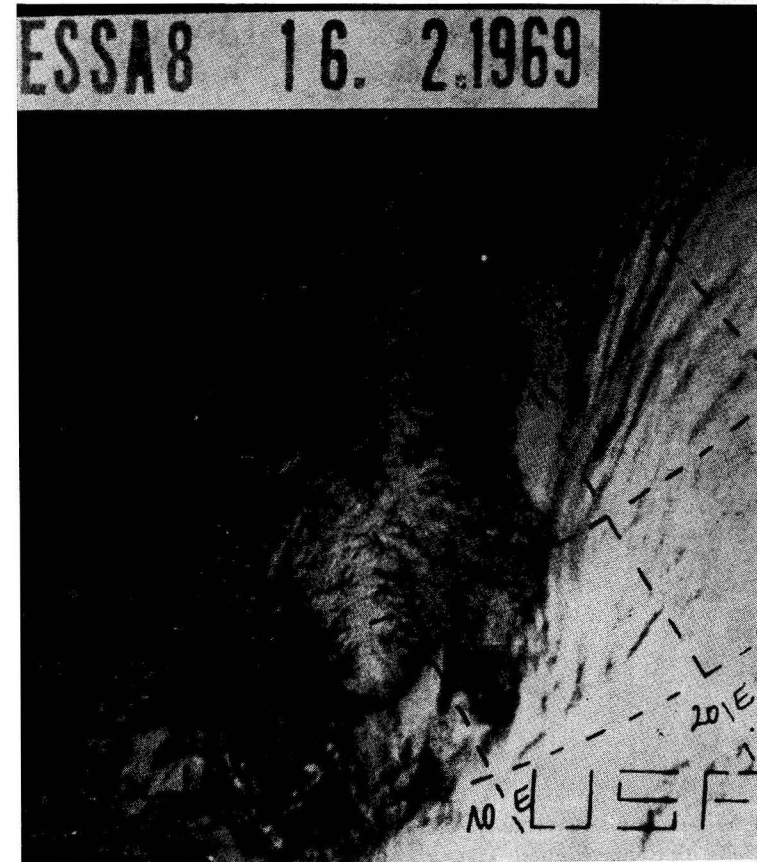


Abb. 1. Satellitenfoto vom 16. 2. 1969

Programms (IBY) nicht untersucht werden konnten. Auf den folgenden Fotos ließ sich allerdings dieser Treibeissaum nur noch undeutlich erkennen, während andererseits dichtes Treibeis (die Schifffahrt benötigte laut Eisbericht im gesamten Finnischen Meerbusen Eisbrecherhilfe) ebenfalls als offene Rinne erschien. Auf diese Problematik wurde auch bereits anderweitig von BUŠUREV bzw. SINJURIN (1969) hingewiesen. Durch stürmische NW-Winde kam es ab 7. 3. 1969 zu einer Änderung der Eisverhältnisse in der Bottensee. Während sich vor der

schwedischen Küste die Schifffahrtsverhältnisse für starkmotorige Schiffe besser und zeitweise eine breite offene Rinne entstand, die später wieder von einer Flacheisdecke überzogen wurde, verschob sich das zusammenhängende schwere Treibeis ostwärts. Dabei traten in der Osthälfte der Bottensee starke Pressungen auf. Diese Umstellung kam in den folgenden Satellitenaufnahmen gut zum

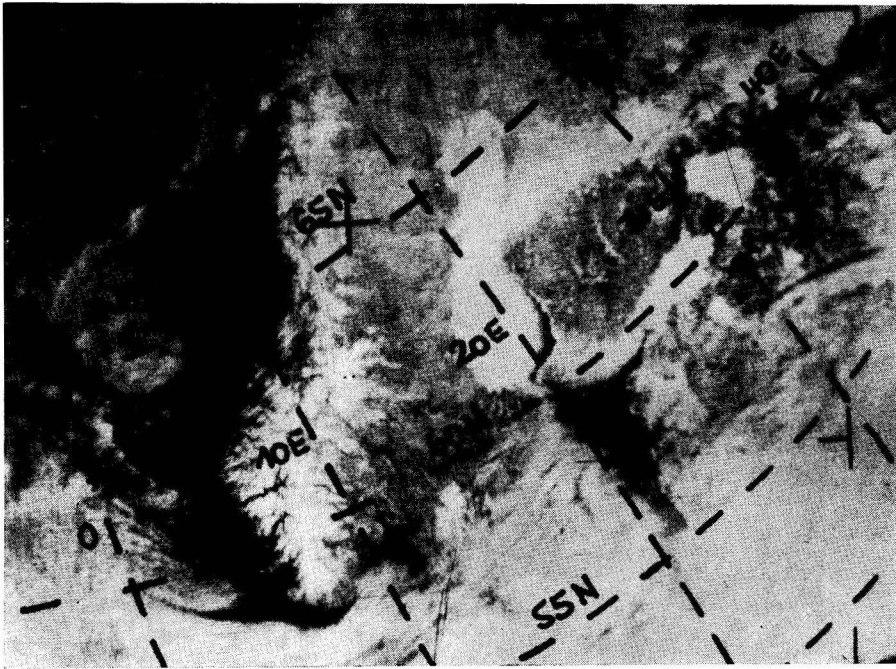


Abb. 2. Satellitenfoto vom 25. 2. 1969

Ausdruck (Abb. 3). Die eisfreie Zone vor dem 10–15 km breiten Festeissaum an der schwedischen Ostküste war in der Bottensee maximal 75 km breit. Eine im Nordosten in den Eiskarten eingetragene Rinne mit Neueis erschien ebenfalls, desgleichen eine breitere Rinne zwischen dem Schärenmeer-Festeis und dem Treibeis der nördlichen Ostsee (unter der lockeren Bewölkung kaum erkennbar), die sich in rund 20 km Abstand vor der finnischen Küste bis etwa vor Helsinki erstreckte. Ein etwa 20 km großes isoliertes Eisfeld im Südwesten der Bottensee, das auch auf den folgenden Aufnahmen seine Lage nicht veränderte, könnte auf der Untiefe des Finngrundes festliegen. Zu sehen war auch der geschlossene Festeissaum im Kalmarsund. Die Verschlechterung der Schifffahrtsverhältnisse auch im Westteil der Bottensee in den Folgetagen kam in den Satellitenaufnahmen durch zunehmende Grautönung zum Ausdruck. Durch nördliche Winde verdriftete nach dem 17. 3. Treibeis aus dem Finnischen Meerbusen in der nördlichen Ostsee nach Süden. Die Mitte März auf den ESSA 8-

Fotos angedeutete Ablösung großer Eisfelder im westlichen Finnischen Meerbusen ließ sich weiter verfolgen. Die Aufnahme vom 19. 3. zeigte 5 größere Eisfelder von jeweils etwa 35–45 km Ausmaß, die dann weiter zerfielen. Im Finnischen Meerbusen sowohl vor der finnischen als auch vor der estnischen Küste angedeutete 10–15 km breite, eher mattgrau als dunkel getönte Rinnen täuschten günstigere Schifffahrtsverhältnisse vor, als sie tatsächlich angetroffen wurden (Verkehr nur mit direkter Eisbrecherunterstützung möglich). Zwischen dem 20. und 25. 3. kam es bei geringen Luftdruckunterschieden über dem Bottnischen Meerbusen und der nördlichen Ostsee zum weitesten Südwardringen des Treibeises in das Seegebiet zwischen der baltischen Küste und



Abb. 3. Satellitenfoto vom 10. 3. 1969

der Südspitze von Gotland (Abb. 4, 5). Westlich von Gotland blieb die Ostsee, von schwedischem Küstenfesteis abgesehen, eisfrei. Östlich Gotlands waren im Foto mehrere von SW nach NE angeordnete etwa 10–15 km große Treibeisfelder erkennbar, denen sich im Norden größere Felder anschlossen. Der Gürtel teilweise zusammenhängenden Treibeises vor der baltischen Küste (Verkehr für starkmotorige Schiffe ohne Eisbrecher) war nur teilweise erkennbar. Die helle Grautönung südlich des Schärenmeer-Festeises wies auf den laut Eisbericht etwa 90 km breiten Streifen dünnen Eises vor Utö hin, dem sich weiter nach Süden ein Gürtel zusammenhängenden schweren Treibeises anschloß. In der

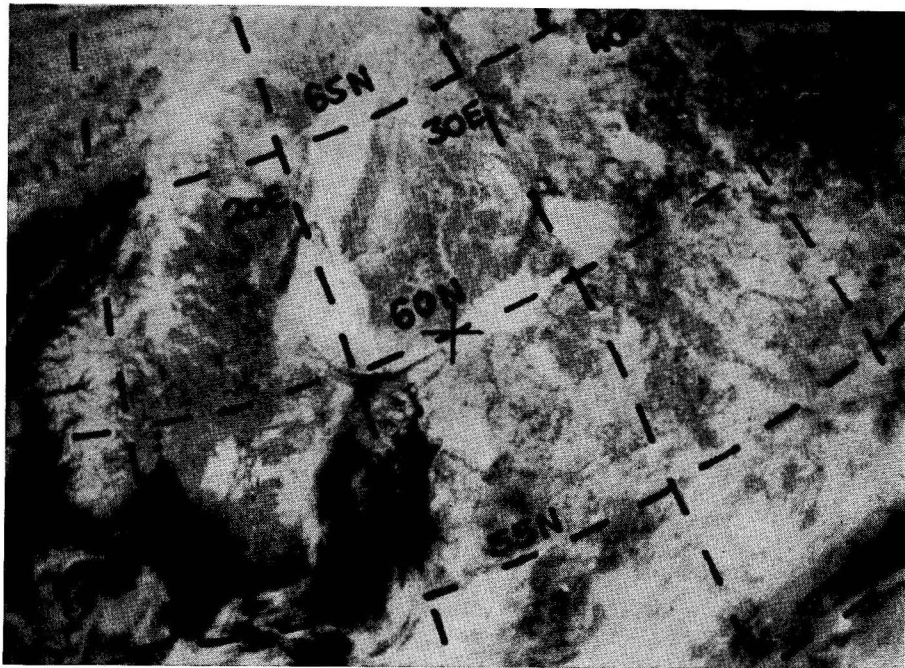


Abb. 4. Satellitenfoto vom 25. 3. 1969

Rinne im Nordteil des Finnischen Meerbusens waren die Bedingungen für die Schifffahrt zwar leichter, aber auch hier traten noch erhebliche Behinderungen auf. Mit stark aufrischenden Winden aus südwestlichen Richtungen vertrieb das Treibeis aus dem Seegebiet östlich von Gotland wieder nordwärts. Allerdings verblieben vor der baltischen Küste zunächst noch Treibeisfelder, deren Eisdicke nach Schiffsmeldungen örtlich 40–50 cm betrug und die es nach wie vor Forschungsschiffen unmöglich machten, zu den IBY-Stationen südwestlich des Finnischen Meerbusens zu gelangen. Gleichzeitig wurde in der Bottensee das zusammenhängende schwere Treibeis vor der finnischen Küste zusammengepreßt, wobei sich nördlich der Åland-Inseln eine maximal 20 km breite nach ENE verlaufende Rinne ausbildete (Abb. 6), die sich dann Anfang April verbreiterte, so daß hier nördlich des zunächst noch mit Festeis bedeckten Schärenmeeres ein allmählich breiter werdendes Gebiet mit Treibeis entstand. Am 7. 4. war schließlich das Seegebiet südlich von 61° N praktisch eisfrei. Auch vor der schwedischen Ostküste entstand eine zunächst schmale Rinne. Sie erweiterte sich bis zum 9. 4. auf maximal 120–130 km Breite und reichte bis etwa 63° N. Die allmähliche Verbesserung der Eisverhältnisse in der nördlichen Ostsee und im Süden der Bottensee kam auch in den Satellitenfotos gut zum Ausdruck (Abb. 7). Allerdings waren die Schifffahrtsverhältnisse im Finnischen Meerbusen trotz der erkennbaren Rinne infolge schweren Treibeises nach wie vor erschwert (noch immer überall Eisbrecherunterstützung notwendig). Während

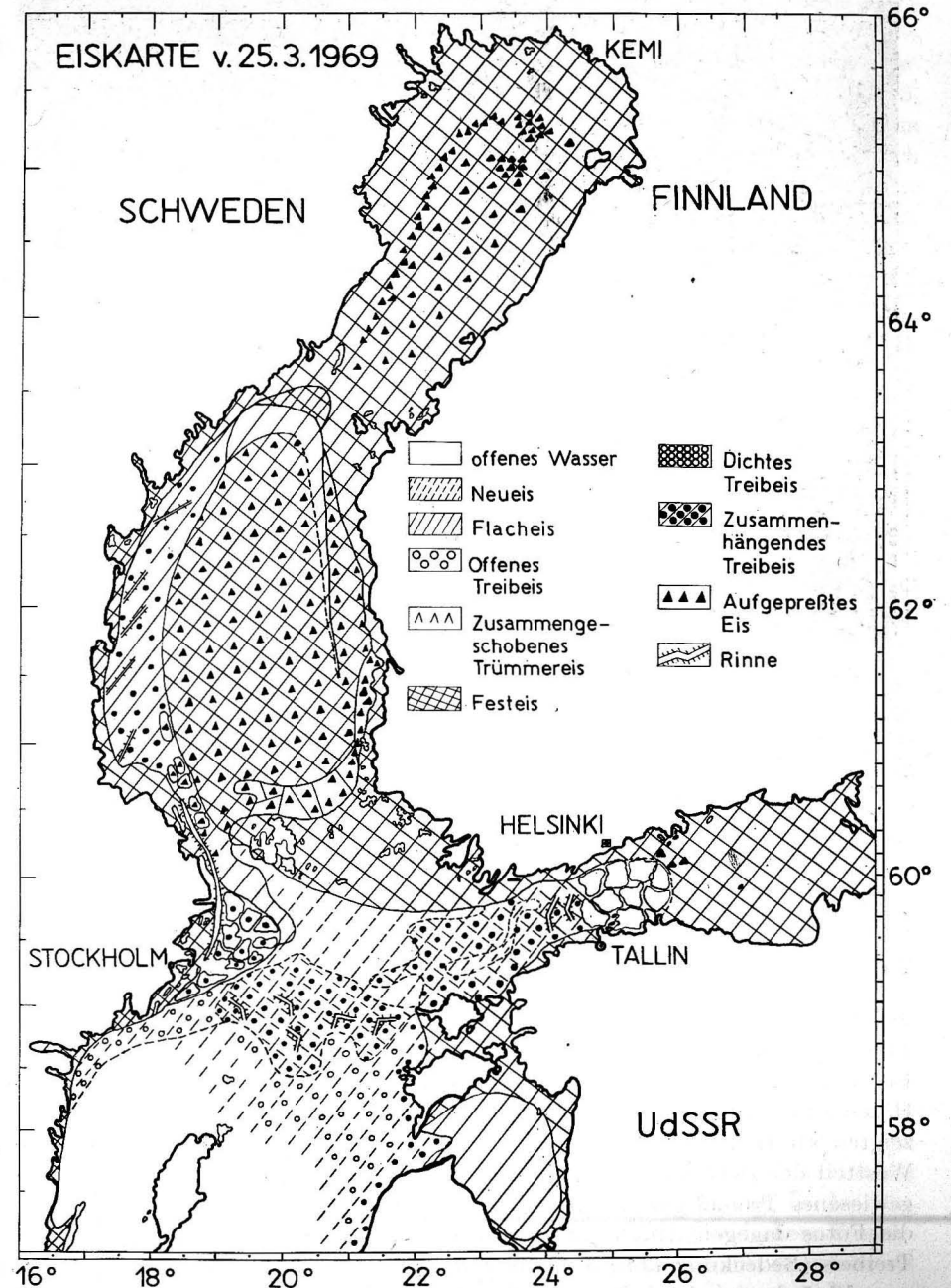


Abb. 5. Eiskarte vom 25. 3. 1969 (Institut für Meeresforschung, Helsinki)



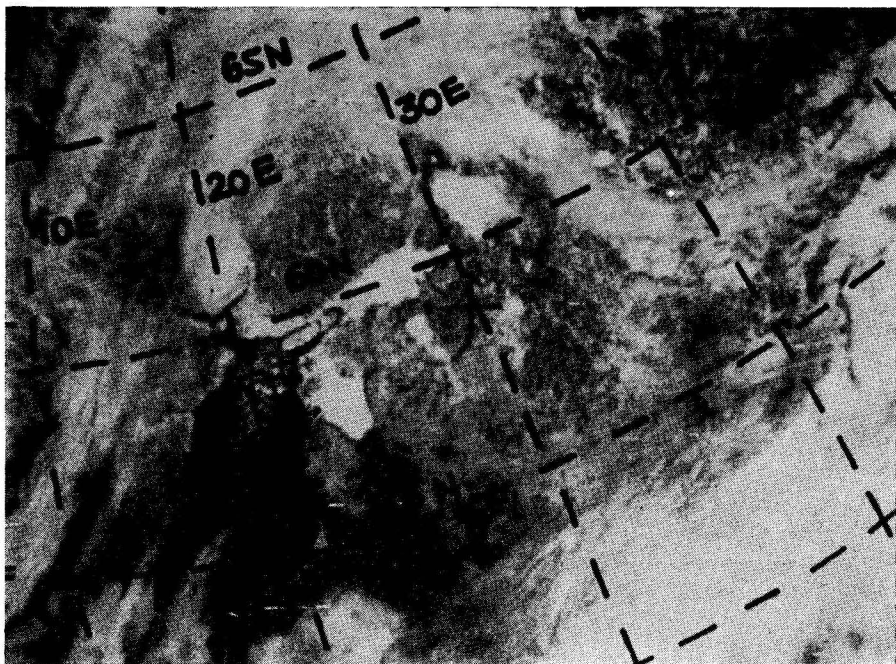


Abb. 6. Satellitenfoto vom 29. 3. 1969

man auf dem TV-Bild vom 9. 4. im Weichselhaff und im Kurischen Haff noch eine geschlossene Festeisdecke erkennen konnte, waren die Boddengewässer der DDR-Küste seit Anfang April praktisch eisfrei. Die zunehmende Grautönung des Eises im westlichen Finnischen Meerbusen, im Schärenmeer und in der Bottensee wies auf beginnenden Eisabbau hin. Allerdings waren die Schiffsverkehrsverhältnisse durch Eispressungen bis Mitte April vor der finnischen Küste und später infolge östlicher Winde vor der schwedischen Küste erschwert, vor der Küste wurden noch Eisbrecher benötigt. Die Verschiebung der Treibeisfelder in der Bottensee war im Satellitenbild gut erkennbar, während die zunehmende Grautönung auf verstärkten Eisabbau hinwies. Nach dem 23. 4. konnte auf den ESSA 8-Fotos im Weichselhaff und Kurischen Haff kein Eis mehr festgestellt werden. Ende April wurde die Schifffahrt zu den ersten Häfen an der finnischen Küste der Bottenwiek wieder eröffnet. Satellitenfotos zeigten ab 2. 5. die ersten eisfreien Flächen in der Bottenwiek, während im Westteil der Bottensee noch ein größeres, auf den Eiskarten nicht mehr ausgewiesenes Treibeisgebiet erkennbar war. Im Finnischen Meerbusen ergaben die Fotos dagegen Anfang Mai offenes Wasser für Gebiete, in denen dichtes Treibeis (Bedeckung über 5/8) die Schifffahrt noch erheblich behinderte. Bis zum 12. 5. konnte auch für fast alle schwedischen Häfen der Bottenwiek, etwa in Übereinstimmung mit den mittleren Verhältnissen, die Schifffahrt wieder

eröffnet werden. Der Rigaer Meerbusen wurde völlig eisfrei. Zum Ende der zweiten Maidekade verschwanden auch die letzten Eisreste im Finnischen Meerbusen, und die Schifffahrt im Ostteil der Bottenwiek verlief fast ohne Behinderung (im Westteil noch immer Eisbrecher notwendig). Das Foto vom 25. 5. (Abb. 8) zeigte in guter Übereinstimmung mit den Eiskarten einen bis zu 30 km breiten Treibeissaum in der Bottensee und im Westteil der Bottenwiek nördlich des Norra Kvarnen sehr dichtes Treibeis. Vom 31. 5.—12. 6. waren infolge Bewölkung keine Aussagen anhand der Satellitenfotos möglich. Das Bild vom 13. 6. 1969 schließlich zeigte auch in der Bottenwiek kein Eis mehr.

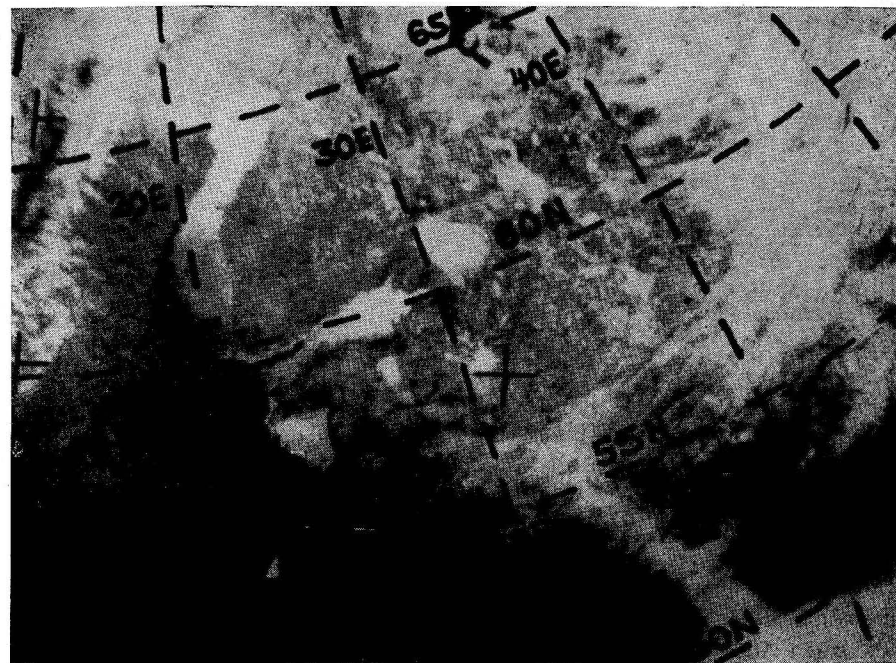


Abb. 7. Satellitenfoto vom 9. 4. 1969

Zusammenfassend sei festgestellt, daß für Seegebiete mit einem gut ausgebauten Eisbeobachtungsdienst, wie z. B. für die Ostsee, die Auswertung von Satellitenfotos eine gute Ergänzung der Eisbeobachtungen von Bodenstationen aus darstellen kann. Die Lage von Eisgrenzen und von ausgedehnten Gebieten mit Festeis oder mit zusammenhängendem Treibeis sowie die Verlagerungen dieser Grenzen können gut verfolgt werden. Ebenso kann man die Verdriftung von großen Eisfeldern gut beobachten. Auch Abschmelzvorgänge in der Eisdecke deuten sich im Satellitenbild an. Eine Abgrenzung zwischen Festeis-säumen an der Küste und vorgelagerten Treibeisfeldern erscheint ebenfalls als möglich. Die Erfassung von Treibeisfeldern unter 5/8 Bedeckung oder von Neueisdecken aus Satellitenfotos ist dagegen mit den gegenwärtigen technischen

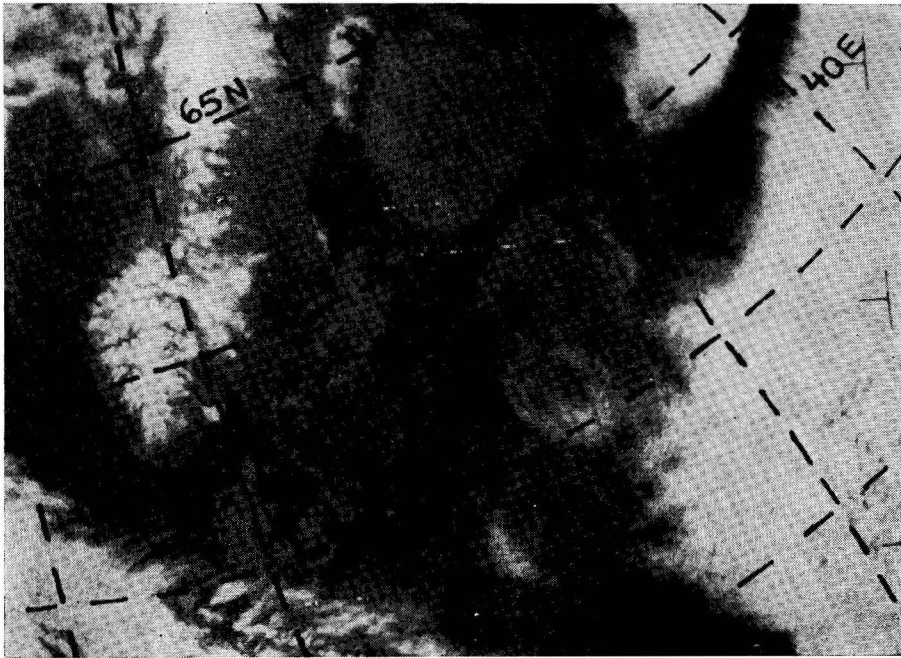


Abb. 8. Satellitenfoto vom 25. 5. 1969

Möglichkeiten schwierig und mehrdeutig. Eine Beurteilung der Schifffahrtsverhältnisse ist zur Zeit nur mit Vorsicht möglich. Hierbei muß berücksichtigt werden, daß selbst das Auftreten von sehr schwachen Grauschleiern auf den Bildern mit starker Behinderung der Schifffahrt in Verbindung gebracht werden kann. Eisbedeckungen zwischen  $3/8$  und  $5/8$  täuschen infolge der dazwischen befindlichen freien Wasserflächen eine geringere Helligkeit vor, wobei die einzelnen Eisfelder bei einer derzeitigen Auflösung von 4 km nicht auszumachen sind. Auch Aussagen über die Oberflächenbeschaffenheit des Eises (z. B. Vorhandensein von Aufpressungen) sind noch nicht möglich. Vorhandene Wolkenfelder erschweren ebenfalls häufig eine Auswertung. Infolge der langsameren Änderung der Eisverhältnisse im Vergleich mit den Veränderungen der Bewölkungsverteilung ist in Zweifelsfällen eine Bestimmung der Eisausdehnung möglich. Der Einsatz verbesserter technischer Mittel (erhöhtes Auflösungsvermögen der vorhandenen Fühler, Mikrowellentechnik, Radarscatterometer) kann zukünftig einige der gegenwärtigen Unvollkommenheiten beseitigen helfen.

#### Literatur

- BODECHTEL, J. und GIERLOFF-Emden, H. G., Weltraumbilder der Erde. List, München 1969.  
 BUŠEV, A. V. und VOLKOV, N. A., Meteorologische Satelliten als Mittel zur Eisbeobachtung. Problemy Arktiki i Antarktiki **33** (1970) S. 5–12 (russ.).

- CHABOT, P. L. and PETERSON, R. A., Choosing the route through the ice. Ocean Industry (1969) 8, p. 29–31.  
 GALLERY, P. D., Studying the ocean from space. Ocean Industry 4 (1969) 9, p. 31–34.  
 GREENWOOD, J. A., NATHAN, A., NEUMANN, G., PIERSON, W. J., JACKSON, F. C. and PEASE, T. E., Oceanographic applications of radar altimetry from a space craft. Remote Sensing of the Environment 1 (1969) 1, p. 71–80.  
 HAASE, E., KAMINSKI, H. und PFANNENSTIEL, M., Versuch einer meeresmorphologischen Deutung von Satelliten-Luftbildern. Deutsche Hydrogr. Zeitschr. **22** (1969) 5, S. 193 bis 204.  
 LAUBER, R., Eisverhältnisse. In: Handbuch der Ostsee, allg. Teil. Rostock 1969, S. 483 bis 494.  
 LA VIOLETTE, P. E. and CHABOT, P. L., A method of eliminating cloud interference in satellite studies of sea surface temperatures. Deep-Sea Research **16** (1969) 5, p. 531–547.  
 LINDENBEIN, B., Beiträge zur quantitativen Auswertung von Satellitenphotographien der ESSA-Serie (APT) mit Anwendungen. Meteorol. Abh., Inst. f. Meteorol. u. Geophysik FU Berlin **99** (1970) H. 2.  
 McCLAIN, E. P. and STRONG, A. E., On anomalous dark patches in satellite viewed sunglint areas. Monthly Weather Review **18** (1969), 12, p. 30–37.  
 Merentutkimuslaitos, Eiskarten Winter 1968/1969. Helsinki 1968–1969.  
 NOBLE, V. E., Ocean swell measurements from satellite photographs. Remote Sensing of the Environment 1 (1970), 3 p. 151–154.  
 Seehydrographischer Dienst der DDR, Eishandbuch für die Seeschifffahrt. Rostock 1965.  
 SINJURIN, JU. N., Zur Frage der Anwendung von Satelliteninformationen über Eis. Meteorologija i Hidrologija 1969, 8, S. 94–96 (russ.).  
 STEVENSON, R. E., Space photos detect changing currents along the Texas coast. Ocean Industry 4 (1969) 10, p. 38–39.  
 STRONG, A. E. and RUFF, I. S., Utilizing satellite-observed solar reflections from the sea surface as an indicator of surface wind speeds. Remote Sensing of the Environment 1 (1970) 3, p. 181–185.  
 Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut, Eiskarten Winter 1968/1969. Stockholm 1968–1969.  
 WARNECKE, G., McMILLIN, L. M. and ALLISON, L. J., Ocean current and sea surface temperature observations from meteorological satellites. NASA Technical Note TN D–5142, Washington 1969.  
 Wasserwirtschaftsdirektion Küste-Warnow-Peene, Eisbericht. Warnemünde 1968–1969.  
 WATANABE, K., On the theory and technique of an easy method of wide range photogrammetry for the observations of sea ice distribution. Oceanogr. Magazine **12** (1961), 2 p. 77–121.

Abschluß der Arbeit: 10. 1. 1971

#### Anschriften der Verfasser:

- Dr. HANS-JÜRGEN BROSI, Institut für Meereskunde, DDR-253 Warnemünde, Seestr. 15  
 Dipl.-Met. HELMUT NEUMEISTER, Zentrale Wetterdienststelle des Meteorologischen Dienstes der DDR, DDR-15 Potsdam, Michendorfer Chaussee 23

Anmerkung bei der Korrektur: Inzwischen erschien in der Deutschen Hydrographischen Zeitschrift **23** (1970) 5, S. 193–213, die Arbeit von K. STRÜBING „Satellitenbild und Meereis erkundung“ zur gleichen Thematik. Sie enthält unter anderem eine tabellarische Übersicht der Erscheinungsform typischer Eisformen in der Ostsee im Satellitenbild.

## Über die Anwendung der dynamischen Methode bei zeitlich veränderlichem Massenaufbau des Ozeans

Von HANS-ULRICH LASS

*Zusammenfassung:* Aus der zeitlichen Änderung der mittleren Zirkulation und der vollständigen Bewegungsgleichung für den Anteil der mittleren Strömung kann eine der von HELLAND-HANSEN gewonnene analoge Gleichung abgeleitet werden, wenn man vier Voraussetzungen macht:

1. Der mittlere Anteil  $\bar{v}$  der Strömung muß stationär oder quasistationär sein.
2. Der mittlere Anteil  $\bar{v}$  der Strömung muß im Gebiet  $L_y \times L_x$  ( $L$  – Abstand der Stationen) in der horizontalen Ebene konstant sein.
3. Die turbulenten Schwankungen  $v'$  müssen im Gebiet  $L_y \times L_x$  in der horizontalen Lage konstant und die turbulente Schubspannung  $\overline{v'_{x,y} v'_z}$  linear oder konstant in Richtung der vertikalen Achse sein.
4. Die vertikale Komponente des mittleren Anteils der Strömung muß identisch Null sein.

In Meeren mit zeitlich veränderlichem Massenaufbau ergibt sich die Forderung, daß die Dichte in einer Zeitreihe gemessen werden muß, deren Länge vom Charakter der zeitlichen Störungen der Dichte abhängt. Um eine möglichst große Genauigkeit zu erhalten, wird vorgeschlagen, Temperatur und Salzgehalt mit einer Bathysonde zu messen, während die Strömung im Bezugsniveau mit einem langregistrierenden Strömungsmesser ermittelt werden sollte.

Unter diesen Gesichtspunkten liefert die dynamische Methode Informationen über die kontinuierliche, senkrechte Verteilung des mittleren Anteils der Strömung. Sie kann damit als modernes ozeanographisches Meßverfahren bezeichnet werden.

### Einleitung

Die dynamische Methode ist ein in der Ozeanographie oft angewandtes Verfahren zur Bestimmung der Strömungsgeschwindigkeit. Trotz vielfacher Erfolge zeigte es sich, daß sie neben den allgemeinen Voraussetzungen einigen einschränkenden Bedingungen unterliegt, die ihre Anwendbarkeit begrenzen. Eine davon besteht darin, daß der Massenaufbau oft zufälligen Schwankungen unterliegt und somit die Anwendung der dynamischen Methode in der bisher üblichen Form fraglich erscheint (NEUMANN, PIERSON, 1966). BROIDA, 1969 kommt durch Vergleich mit direkten Strömungsmessungen in der Floridastraße zu dem Schluß, daß im allgemeinen 3 Bedingungen für eine Übereinstimmung von Messung und Berechnung gegeben sein müssen:

1. Die Stationen müssen nahezu synoptisch sein, um den Effekt, der durch die zeitlichen Schwankungen des Massenfeldes entsteht, so klein wie nur möglich zu halten.
2. Das Bezugsniveau sollte durch einige direkte begleitende Strömungsmessungen gewonnen werden.
3. Die Meßniveaus für Temperatur und Salzgehalt müssen in den oberen 250 m sehr kleinen Abstand haben, um den vertikalen Dichtegradienten genau zu erfassen und um die Interpolationsfehler klein halten zu können.

Die zweite Bedingung stimmt mit den Überlegungen von FOMIN (1964) überein, der zu dem Schluß kommt, daß es zur Zeit keine universelle objektive Methode zur Bestimmung der Nullschicht gibt.

Die von BROIDA geforderten Bedingungen lassen sich mit den modernen ozeanographischen Meßverfahren gut verwirklichen, so daß die dynamische Methode auch in der Zukunft ein Arbeitsmittel zur Bestimmung großräumiger geostrophischer Strömungen bleiben kann.

Es soll hier versucht werden, die Bedingungen für die Anwendbarkeit der dynamischen Methode unter dem Einfluß eines zufälligen schwankenden Massenfeldes abzuleiten.

#### Ableitungen

Wir betrachten die Zirkulation längs einer ortsfesten, geschlossenen Kurve  $\mathcal{C}$  (z. B. LANDAU, LIFSCHITZ 1966)

$$C = \int_{\mathcal{C}} \mathbf{v} \cdot d\mathbf{r}. \quad (1)$$

Da im Ozean  $\mathbf{v}$  eine Zufallsfunktion mit einem sehr großen Frequenzbereich ist, spalten wir sie nach REYNOLDS in einen mittleren und einen turbulent schwankenden Teil auf

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

Dabei ist

$$\bar{\mathbf{v}}(t) = \oint g(\tau) \mathbf{v}(t - \tau) d\tau$$

und

$$\mathbf{v}' = \bar{\mathbf{v}} - \mathbf{v},$$

sowie  $g(\tau)$  die zeitliche Filterfunktion, mit der die Meßwerte zu behandeln sind. Wir erhalten dann, unter der Voraussetzung der Gültigkeit der REYNOLDSSchen Bedingungen für die zeitlich gemittelte Zirkulation

$$\bar{C} = \oint_{\mathcal{C}} \bar{\mathbf{v}} \cdot d\mathbf{r}. \quad (2)$$

In der Ozeanographie wird bei der dynamischen Methode eine relativ zur Erde festliegende Kurve  $\mathcal{C}$  betrachtet. Daher muß man für die zeitliche Änderung der Zirkulation längs dieser Kurve die partielle Ableitung nach der Zeit verwenden. Im Gegensatz dazu muß bei der klassischen Ableitung der

Erhaltung der Zirkulation die totale Ableitung nach der Zeit genommen werden, da man hierbei eine sich bewegende, aus Flüssigkeitsteilchen bestehende Kurve betrachtet (siehe z. B. LANDAU, LIFSCHITZ 1966)

$$\frac{\partial \bar{C}}{\partial t} = \oint_{\mathcal{C}} \frac{\partial \bar{\mathbf{v}}}{\partial t} \cdot d\mathbf{r}, \quad (3)$$

$d\mathbf{r}$  — Änderung des Ortsvektors.

$\frac{\partial \bar{\mathbf{v}}}{\partial t}$  erhalten wir aus der Bewegungsgleichung der mittleren Geschwindigkeit für ein erdfestes Koordinatensystem z. B. nach A. DEFANT (1961) und LANDAU, LIFSCHITZ (1966) in Vektorschreibweise

$$\frac{\partial \bar{\mathbf{v}}}{\partial t} = -\frac{\nabla \bar{v}^2}{2} + \bar{\mathbf{v}} \times \nabla \times \bar{\mathbf{v}} - \alpha \nabla \bar{p} + 2\bar{\mathbf{v}} \times \boldsymbol{\omega} + \bar{\mathfrak{R}} + \nabla \Phi, \quad (4)$$

- $\alpha$  — Spezifisches Volumen,  
 $\boldsymbol{\omega}$  — Rotationsgeschwindigkeit der Erde,  
 $\bar{\mathfrak{R}}$  — Reibungskraft (durch Turbulenz),  
 $\Phi$  — Kräftepotential (Erdbeschleunigung und Gezeitenkräfte).

Setzen wir Gleichung (4) in Gl. (3) ein, so erhalten wir

$$\frac{\partial \bar{C}}{\partial t} = \oint_{\mathcal{C}} \left\{ -\frac{\nabla \bar{v}^2}{2} + \bar{\mathbf{v}} \times \nabla \times \bar{\mathbf{v}} - \alpha \nabla \bar{p} + 2\bar{\mathbf{v}} \times \boldsymbol{\omega} + \bar{\mathfrak{R}} + \nabla \Phi \right\} \cdot d\mathbf{r}. \quad (5)$$

Es müssen jetzt die einzelnen Terme untersucht werden

$$\text{a) } \begin{aligned} \oint \nabla \bar{v}^2 \cdot d\mathbf{r} &= \oint \delta \bar{v}^2 \equiv 0, \\ \oint \nabla \Phi \cdot d\mathbf{r} &= \oint \delta \Phi \equiv 0. \end{aligned} \quad (6)$$

b) Spalten wir den Druck und das spezifische Volumen auf in

$$p = p_0 + p', \quad \alpha = \alpha_{35;0} + \alpha',$$

wobei  $p_0$  der hydrostatische Druck und  $\alpha_{35;0}$ ;  $p_0$  das spezifische Volumen bei 35‰ Salzgehalt, 0 °C und dem hydrostatischen Druck  $p_0$  ist, so erhalten wir wegen  $p' \ll p_0$  und  $\alpha' \ll \alpha_{35;0}$ ;  $p_0$

$$\oint_{\mathfrak{F}} \alpha \nabla p \cdot d\mathbf{r} = \oint_{\mathfrak{F}} \alpha' \nabla p_0 \cdot d\mathbf{r} = \oint_{\mathfrak{F}} \alpha' \delta p_0 \quad (7)$$

bei Vernachlässigung der quadratischen Terme.

c) Der 4. Term der rechten Seite von Gl. (5) wird mittels STOKESSchem Satz in ein Oberflächenintegral umgewandelt

$$\oint_{\mathcal{C}} (\bar{\mathbf{v}} \times \boldsymbol{\omega}) \cdot d\mathbf{r} = \int_{\mathfrak{F}} \text{rot}(\bar{\mathbf{v}} \times \boldsymbol{\omega}) \cdot d\mathbf{f}, \quad (8)$$

wobei  $\mathfrak{F}$  die von  $\mathcal{C}$  eingeschlossene Fläche ist.

Den Ausdruck  $\text{rot}(\bar{v} \times \bar{w})$  kann man nach den Regeln der Feldtheorie umwandeln (z. B. BRONSTEIN-SEMENDJAJEW 1960)

$$\text{rot}(\bar{v} \times \bar{w}) = (\bar{w} \cdot \text{grad}) \bar{v} - (\bar{v} \cdot \text{grad}) \bar{w} + \bar{v} \text{div} \bar{w} - \bar{w} \text{div} \bar{v}. \quad (9)$$

Wegen  $\text{div} \bar{v} = 0$  und  $\bar{w} = \text{const.}$  erhalten wir

$$\text{rot}(\bar{v} \times \bar{w}) = (\bar{w} \cdot \text{grad}) \bar{v}. \quad (10)$$

Gl. (10) in Gl. (8) eingesetzt ergibt

$$\begin{aligned} \int_{\mathfrak{F}} \text{rot}(\bar{v} \times \bar{w}) \cdot d\vec{f} &= \int_{\mathfrak{F}} (\bar{w} \cdot \text{grad}) \bar{v} \cdot d\vec{f} \\ &= \omega \lim_{\varepsilon \rightarrow 0} \frac{1}{\varepsilon} \int [\bar{v}(v + \varepsilon w) - \bar{v}(r)] \cdot d\vec{f}. \end{aligned} \quad (11)$$

Zur weiteren Berechnung von Gl. (11) müssen wir uns ein Koordinatensystem vorgeben. Es soll mit der  $x$ -Achse nach Osten, der  $y$ -Achse nach Norden und der  $z$ -Achse zum Zenit zeigen (Abb. 1). Zur Bestimmung der Zonalkomponente der mittleren Strömung legen wir die Fläche in die  $y$ - $z$  Ebene.

Es ist dann

$$\bar{v} \cdot d\vec{f} = v \cos \varphi (i; v_0) df = \bar{v}_x(r) dy dz.$$

Mit

$$r + \varepsilon w_0 = (y + \varepsilon \cos \varphi) j + (z + \varepsilon \sin \varphi) k$$

erhalten wir aus G. (11) durch Entwicklung des Integranden in eine TAYLOR-Reihe

$$\begin{aligned} \int_{\mathfrak{F}} \text{rot}(\bar{v} + \varepsilon w) \cdot d\vec{f} &= \omega \lim_{\varepsilon \rightarrow 0} \frac{1}{\varepsilon} \int_{z_1}^{z_2} \int_0^{L_y} [\bar{v}_x(y + \varepsilon \cos \varphi; z + \varepsilon \sin \varphi; x) \\ &\quad - \bar{v}_x(x y z)] dy dz = \omega \lim_{\varepsilon \rightarrow 0} \frac{\varepsilon}{\varepsilon} \int_{z_1}^{z_2} \int_0^{L_y} \left[ \cos \varphi \frac{\partial \bar{v}_x}{\partial y} + \sin \varphi \frac{\partial \bar{v}_x}{\partial z} \right] dy dz. \end{aligned} \quad (12)$$

Wir wählen den Stationsabstand  $L_y$  sowie die Filterfunktion  $g(\tau)$  und damit die Mittelungszeit so, daß sich für die daraus resultierende quasistationäre Komponente

$$\frac{\partial \bar{v}_x}{\partial y} \equiv 0 \quad (13)$$

innerhalb  $L_y$  ergibt. Wir erhalten dann aus Gl. (12) mit

$$\omega \sin \varphi L_y \int_{z_1}^{z_2} \frac{\partial \bar{v}_x}{\partial z} dz = \omega \sin \varphi L_y [\bar{v}_x(z_2) - \bar{v}_x(z_1)] \quad (14)$$

einen Ausdruck, der dem in der Formel von HELLAND-HANSEN ähnlich ist.

Bei der Berechnung der Meridional Komponente von Gl. (11) tritt eine gewisse Schwierigkeit auf. Da die Geschwindigkeit in den Punkten  $r$  und  $r + \varepsilon w_0$  gesucht wird und diese Punkte in der aufgespannten Fläche  $d\vec{f}$

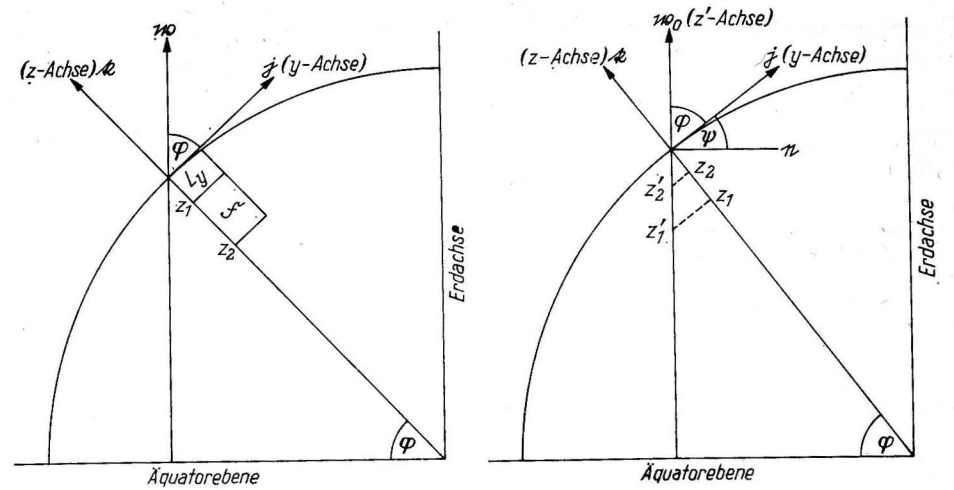


Abb. 1. Koordinatensystem zur Bestimmung der Zonalkomponente

Abb. 2. Koordinatensystem zur Bestimmung der Meridional Komponente

- i — Einheitsvektor der  $x$ -Achse
- j — Einheitsvektor der  $y$ -Achse
- k — Einheitsvektor der  $z$ -Achse
- w — Einheitsvektor der Erdrotation
- n — Flächennormale

liegen sollen, muß die Fläche in diesem Fall durch eine Linie parallel zum Breitenkreis und eine Linie parallel zur Erdachse aufgespannt werden. Die Normale dieser Fläche bildet dadurch einen Winkel  $\psi$  mit der  $y$ -Achse (Tangente am Meridian), wobei  $\psi = 90^\circ - \varphi$  ist, und dieser Winkel wird auch von der  $z'$ -Richtung der Fläche (parallel zur Erdachse) und der  $z$ -Achse des Koordinatensystems gebildet (Abb. 2). Wir erhalten dann mit  $\bar{v}_z \equiv 0$

$$\begin{aligned} \bar{v} \cdot d\vec{f} &= (\bar{v}_y j + \bar{v}_x i) \cdot d\vec{f} \\ &= \bar{v}_y \cos(j; n) dx dz' \\ &= \bar{v}_y \cos(-\psi) dx dz' \\ &= \bar{v}_y \sin \varphi dx dz'. \end{aligned}$$

Setzt man weiterhin diesen Ausdruck in Gl. (11) ein, so erhalten wir

$$\omega \lim_{\varepsilon \rightarrow 0} \frac{1}{\varepsilon} \int_{z_1}^{z_2} \int_0^{L_x} [\bar{v}_y(x; y; z' + \varepsilon) - \bar{v}_y(x y z)] \sin \varphi dx dz' \quad (15)$$

und nach Entwicklung in eine TAYLOR-Reihe, und bei Konstanz von  $\bar{v}_y$  in  $x$ -Richtung für obiges Integral

$$\omega \sin \varphi L_x \int_{z_1}^{z_2} \frac{\partial \bar{v}_y}{\partial z'} dz' = \omega \sin \varphi L_x [\bar{v}_y(z_2) - \bar{v}_y(z_1)].$$

Setzt man weiterhin voraus, daß  $\bar{v}_y$  in  $y$ -Richtung konstant ist, so kann man  $z'$  durch  $z$  ersetzen, und wir erhalten für den obigen Ausdruck

$$\omega \sin \varphi L_x \int_{z_1}^{z_2} \frac{\partial \bar{v}_y}{\partial z'} dz' = \omega \sin \varphi L_x [\bar{v}_y(z_2) - \bar{v}_y(z_1)] \quad (15a)$$

ebenfalls den zu Gl. (14) analogen Ausdruck.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß man

$$\oint_{\mathcal{C}} \bar{v} \times w \cdot \delta r = \begin{cases} \omega \sin \varphi L_x [\bar{v}_y(z_2) - \bar{v}_y(z_1)] \\ \omega \sin \varphi L_y [\bar{v}_x(z_2) - \bar{v}_x(z_1)] \end{cases} \quad (16)$$

erhält, wenn folgende Bedingungen erfüllt sind

$$\frac{\partial \bar{v}_x}{\partial y} \equiv 0, \quad \frac{\partial \bar{v}_y}{\partial x} \equiv 0, \quad \frac{\partial \bar{v}_y}{\partial y} \equiv 0, \quad \bar{v}_z \equiv 0. \quad (17)$$

Über die Kontinuitätsgleichung kommt dann noch hinzu

$$\frac{\partial \bar{v}_x}{\partial x} \equiv 0, \quad (17a)$$

d. h., man erhält als notwendige Bedingung für diesen Anteil der üblichen Formel der dynamischen Methode, daß die mittlere horizontale Geschwindigkeit innerhalb der Fläche  $L_y \times L_x$  räumlich konstant und die mittlere vertikale Komponente vernachlässigbar sein muß. Diese Forderungen können außerhalb der Äquatorebene durch gute Abstimmung von Mittelungszeit und Stationsabstand erfüllt werden. Aus dem Gang der Ableitung der Gl. (16) kann man erkennen, daß es nicht möglich ist, für die nähere Umgebung des Äquator eine ähnlich einfache Gleichung abzuleiten. Dieses Ergebnis stimmt mit dem von W. KRAUSS (1957) und H. P. SCHMITZ (1961) überein.

d) Zur Abschätzung des Terms für die örtliche Beschleunigung wenden wir den STOKESSchen Satz an und erhalten

$$\oint_{\mathcal{C}} (\bar{v} \times r \cdot t \bar{v}) \cdot \delta r = \int_{\mathcal{F}} \text{rot} (\bar{v} \times \text{rot} \bar{v}) \cdot d\vec{f}.$$

Mit den Bedingungen Gl. (17) wird dann

$$\text{rot} \bar{v} = -\frac{\partial \bar{v}_y}{\partial z} \mathbf{i} + \frac{\partial \bar{v}_x}{\partial z} \mathbf{j}$$

und weiter

$$\bar{v} \times \text{rot} \bar{v} = \left( \bar{v}_x \frac{\partial \bar{v}_x}{\partial z} + \bar{v}_y \frac{\partial \bar{v}_y}{\partial z} \right) \mathbf{k}$$

und somit für

$$\text{rot} (\bar{v} \times \text{rot} \bar{v}) = \left( \mathbf{i} \frac{\partial}{\partial y} - \mathbf{j} \frac{\partial}{\partial x} \right) \left( \bar{v}_x \frac{\partial \bar{v}_x}{\partial z} + \bar{v}_y \frac{\partial \bar{v}_y}{\partial z} \right) \equiv 0 \quad (18)$$

wegen der Vertauschbarkeit der Differentiationsoperation. Dieses Ergebnis war zu erwarten, da die Strömung in der Beobachtungsfläche konstant sein soll, und somit keine örtliche Beschleunigung auftreten kann.

e) Als letztes muß der Einfluß der Reibung auf die Gleichungen der dynamischen Methode untersucht werden. Bei der Reibung im ozeanischen Maßstab spielen die Terme der REYNOLDSSchen Spannungen die dominierende Rolle. Die einzelnen Komponenten der Reibungskraft sind daher

$$\begin{aligned} R_x &= \frac{\partial}{\partial x} \overline{v'_x v'_x} + \frac{\partial}{\partial y} \overline{v'_x v'_y} + \frac{\partial}{\partial z} \overline{v'_x v'_z}, \\ R_y &= \frac{\partial}{\partial x} \overline{v'_y v'_x} + \frac{\partial}{\partial y} \overline{v'_y v'_y} + \frac{\partial}{\partial z} \overline{v'_y v'_z}, \\ R_z &= \frac{\partial}{\partial x} \overline{v'_z v'_x} + \frac{\partial}{\partial y} \overline{v'_z v'_y} + \frac{\partial}{\partial z} \overline{v'_z v'_z}. \end{aligned} \quad (19)$$

Setzen wir voraus, daß die Turbulenz innerhalb der Beobachtungsfläche in der horizontalen Erstreckung homogen ist, so erhalten wir für die Rotation der Reibungskraft

$$\text{rot} \bar{R} = -\mathbf{i} \frac{\partial \bar{R}_y}{\partial z} + \mathbf{j} \frac{\partial \bar{R}_x}{\partial z}. \quad (20)$$

Diese verschwindet nur unter der Bedingung, daß die horizontale Komponente  $\bar{R}_y$ ;  $\bar{R}_x$  in der Vertikalen konstant ist. Das ist eine einschneidende Bedingung, die sicher nicht immer erfüllt ist.

Wegen

$$\bar{R}_x = \frac{\partial}{\partial z} \overline{v'_x v'_z}, \quad \bar{R}_y = \frac{\partial}{\partial z} \overline{v'_y v'_z}$$

ist anzunehmen, daß diese Bedingung sicher gilt, wenn die turbulenten Schwankungen in der Vertikalen homogen sind oder linear anwachsen bzw. abnehmen.

Für  $v'_{x,y}$  ist das in hinreichendem Abstand vom Ufer sicher erfüllt, da diese Schwankungen nur vom Maßstab der Turbulenz abhängen. Auf Grund der Dichteschichtung werden dagegen die Schwankungen  $v'_z$  in der Vertikalen im allgemeinen nicht konstant sein.

Fassen wir die Ergebnisse der Punkte a bis e zusammen und setzen in Gleichung (5) stationäre Verhältnisse voraus, so erhalten wir

$$\oint_{\mathcal{C}_x/\mathcal{C}_y} \bar{\alpha}' \delta p_0 = 2 \omega \sin \varphi \begin{cases} L_y [\bar{v}_x(z_2) - \bar{v}_x(z_1)] \\ L_x [\bar{v}_y(z_2) - \bar{v}_y(z_1)] \end{cases} \quad (21)$$

unter den Bedingungen

1. Stationäre bzw. quasistationäre Strömung entlang der Kurve  $\mathcal{C}$ ,
2.  $v_x$ ;  $v_y$  müssen in der Horizontalen mindestens innerhalb einer Fläche der Größenordnung  $L_y \times L_x$  räumlich konstant sein.

3. Die turbulenten Schwankungen der Strömung müssen in der Horizontalen mindestens innerhalb der Fläche  $L_y \times L_x$  räumlich homogen sein, und in der Vertikalen homogen oder linear sein.
4.  $\bar{v}_z \equiv 0$ .

### Schlußfolgerungen aus den abgeleiteten Bedingungen

Es zeigt sich, daß die dynamische Methode in ihrer herkömmlichen Form nur unter *sehr einschränkenden* Bedingungen gilt, die nicht ohne weiteres erfüllt sind. Wenn sie also optimal angewandt werden soll, müssen vom interessierenden Seegebiet Vorinformationen über das zeitliche und räumliche Verhalten der Strömung bzw. des Massenaufbaus vorliegen.

Um die dynamische Methode auf ein Meer mit zeitlich veränderlichem Massenaufbau anwenden zu können, muß geklärt werden, wie die Bedingungen eins bis vier meßtechnisch zu realisieren sind.

#### Zur Bedingung 1

Wir denken uns die Strömung im zu untersuchenden Seegebiet aus Schwingungen aller Frequenzen  $\omega$  mit zufälligen Amplituden, die statistisch stationär sein sollen, zusammengesetzt. Dann können wir sie in folgender Form darstellen:

$$\begin{aligned} v(\mathbf{r}, t) &= \sum_{n=0}^{\infty} e^{i\omega_n t} \Delta v_n(\omega_n; \mathbf{r}) \\ &= \sum_{n=0}^k e^{i\omega_n t} \Delta v_n(\omega_n; \mathbf{r}) + \sum_{n=k+1}^{\infty} e^{i\omega_n t} \Delta v_n(\omega_n; \mathbf{r}). \end{aligned}$$

Setzt man weiterhin voraus, daß in dieser Strömung ein stationärer oder quasistationärer Anteil für  $0 \leq \omega_n \leq K$  existiert, so sagt Bedingung 1 aus, daß mit der dynamischen Methode nur dieser stationäre (oder quasistationäre) Anteil zu erfassen ist. Dieser Anteil kann durch die Anwendung eines entsprechenden Tiefpaßfilters  $g(\tau)$  gewonnen werden. Es ist also notwendig, Informationen über die frequenzmäßige Zusammensetzung der Strömung und des Massenfeldes zu erhalten, damit man die Eigenschaften des Tiefpaßfilters und somit den zeitlichen Meßwertabstand und die gesamte Meßdauer optimal festlegen kann. Diese Informationen erhält man am günstigsten aus den Leistungsspektren an dem Ort mit der größten Veränderlichkeit dieser Größen.

#### Zur Bedingung 2

HOLLAN (1969) konnte für das Gotlandbecken in der Ostsee nachweisen, daß zu einer bestimmten Teilschwingung der Strömung mit der Schwingungsdauer  $T$  eine entsprechende räumliche Ausdehnung verbunden ist. So z. B. für die Schwingungen mit einer Periode in der Nähe von  $T = 0,5$  h eine Ausdehnung von  $(10^{-1} - 10^0)$  km und für die Periode von  $T = 13,5$  h eine Ausdehnung von annähernd 50 km. Es ist anzunehmen, daß diese Ergebnisse vom Prinzip her

allgemein gültigen Charakter haben, und man kann deshalb annehmen, daß der stationäre Anteil der Strömung auf einer Entfernung von einigen  $10^1$  km in der Horizontalen räumlich konstant ist. Es ist natürlich zu erwarten, daß in Küstennähe, an den Rändern von Stromsystemen und in Gebieten starker Richtungsänderung (Mäander) diese Bedingung nicht mehr ohne weiteres erfüllt ist.

#### Zur Bedingung 3

Diese Bedingung ist eine logische Erweiterung der Bedingung 2. Ihre Erfüllung setzt voraus, daß die Dichteschicht, oder allgemein ausgedrückt, die Stabilität im räumlichen Mittel nur eine Funktion der Tiefenkoordinate ist. Diese Bedingung steht natürlich im Widerspruch zu Grundannahme, nach der die Isobarenflächen schiefe Ebenen sein müssen, damit überhaupt eine Strömung auftreten kann. Es entsteht somit bei der Vernachlässigung der Reibung ein prinzipieller Fehler. Dieser dürfte aber, wenigstens außerhalb der Sprungschichten, sehr klein sein, da die räumlich mittlere Neigung der Isobarenflächen sehr gering ist. Folgeschwerer ist die Bedingung, daß die REYNOLDSSchen turbulenten Schubspannungen in Richtung der vertikalen Achse konstant oder linear sein sollen. Auf Grund der Dichteschichtung im Ozean ist das sicher nicht der Fall. In den Dichteschichten werden die realen Verhältnisse sehr stark von den geforderten abweichen.

Da die entsprechenden REYNOLDSSchen Schubspannungen näherungsweise proportional den vertikalen Geschwindigkeitsschwankungen sind, siehe Gl. (19), und diese bei linearer Stabilität ebenfalls in  $z$  linear sein werden, kann man annehmen, daß, bei einer Dichteverteilung, die in der Vertikalen durch

$$\sigma(z) = \sigma_0 (1 + az + bz^2)$$

angenähert werden kann, die Bedingung

$$\frac{\partial \bar{R}_{x,y}}{\partial z} = \frac{\partial^2 v'_{x,y} v'_z}{\partial z^2} \equiv 0$$

erfüllt wird. Aus den obigen Überlegungen geht hervor, daß die Bedingung 3 wahrscheinlich nur in Wasserkörpern erfüllt sein wird, in welchen die Dichte  $\sigma(\mathbf{r})$  in der Vertikalen nicht zu stark variiert. Wenn diese Wasserkörper durch Dichteschichten getrennt sind, muß man wahrscheinlich auf jeden Wasserkörper die dynamische Methode separat anwenden. Das erfordert natürlich die Bestimmung der Strömung in einem Bezugsniveau in jedem Wasserkörper einzeln. Offensichtlich ist der Einfluß der Reibung auf die dynamische Methode komplizierter Natur. Deshalb bedarf dieser Zusammenhang genauer experimenteller und theoretischer Untersuchungen, um diesen Einfluß auf die Genauigkeit der dynamischen Methode sicherer abschätzen zu können.

Faßt man die Schlußfolgerungen aus den Bedingungen 1 bis 4 zusammen, so ergibt sich, daß eine exakte Anwendung der dynamischen Methode in Meeren mit zeitlich veränderlichem Massenaufbau einen relativ hohen Aufwand an Meßtechnik erfordert. Um abschätzen zu können, ob ihr Einsatz überhaupt

noch sinnvoll ist, muß man wissen, welche Information die Methode liefert und ob diese Information auf anderem Wege nicht einfacher gewonnen werden kann. Die dynamische Methode liefert Informationen über den stationären Anteil der Strömung in der gesamten Wassersäule. Diese Information kann man aus diskreten Strömungsmessungen nicht erhalten, da sie nur in bestimmten, diskreten Niveaus durchführbar sind. In Anbetracht der Tatsache, daß man sich in der modernen Ozeanographie immer mehr mit der Veränderlichkeit befassen muß, werden entsprechende Meßverfahren benötigt, die die zu untersuchenden Größen kontinuierlich erfassen können. Diese Aufgabe kann die dynamische Methode bei Verwendung von Bathysonden zur Erfassung des Massenfeldes durchaus erfüllen. Sie wird daher auch in der Zukunft als Meßmethode angewandt werden, wenn es gelingt, sie hinreichend genau zu machen. Deshalb ist es zu empfehlen, die Strömung im Bezugsniveau mit einem über die gesamte Meßdauer registrierenden Strömungsmesser zu ermitteln.

#### Literatur

- BROIDA, S., Geostrophy and direct measurements in the straits of Florida. *J. Marine Research* 27 (1969) No. 3.
- BRONSTEIN, I. N. und SAMENDJAJEW, K. A., Taschenbuch der Mathematik. Teubner, Leipzig 1960.
- DEFANT, A., *Physical Oceanography*. Vol. I, Pergamon Press Oxford, London, New York 1961.
- FOMIN, L. M., Theoretische Grundlagen der dynamischen Methode und ihre Anwendung in der Ozeanologie. Izdatel'stvo Akademii Nauk, Moskau 1961. (russ.).
- FOMIN, L. M., *The dynamic method in Oceanography*. Elsevier, Amsterdam 1964.
- HOLLAN, E., Die Veränderlichkeit der Strömungsverteilung im Gotland-Becken am Beispiel von Strömungsmessungen im Gotland-Tief. *Kieler Meeresforschungen* 25 (1969) H. 1.
- KRAUSS, W., Das Zirkulationstheorem von V. BJERKNES und seine Anwendung in der Ozeanographie. *Deutsche Hydrogr. Zeitschr.* 10 (1957) H. 1.
- LANDAU, L. D. und LIFSCHITZ, E. M., *Theoretische Physik*, Bd. VI (Hydromechanik). Akademie-Verlag Berlin 1966.
- NEUMANN, G. and PIERSON JR., W. J., *Principles of Physical Oceanography*. Prentice Hall, Englewood Cliffs 1966.
- SCHMITZ, P., Existenzbedingungen für stationäre und beschleunigungsfreie Stromfelder auf der rotierenden Erde, insbesondere am Äquator. *Deutsche Hydrogr. Zeitschr.* 14 (1961) H. 3.

Anschrift des Verfassers:

Dr. HANS-ULRICH LASS, Institut für Meereskunde, DDR-253 Warnemünde, Seestraße 15

## Zur Windabhängigkeit der Strömungsrichtung im Fehmarnbelt

Von ROLAND HELM

*Zusammenfassung:* Die charakteristischen Strömungsrichtungen in den Standardhorizonten des Fehmarnbeltes wurden in Abhängigkeit von der 24stündigen Vorsituation des Windes durch Polynome modelliert.

In Fortführung von früheren Untersuchungen des Strömungsmeßmaterials, das in den Jahren 1951 bis 1963 an der Position 54° 33'N und 11° 17'E im Fehmarnbelt gewonnen wurde (HELM 1968), sind für die charakteristischen Strömungsrichtungen in den Standardtiefenstufen 0 bis 1 m, 2,5 m, 5 m, 10 m, 15 m, 20 m und 25 bis 27 m Ausgleichspolynome in Abhängigkeit von 12 Windrichtungssektoren und 2 Windstärkestufen berechnet worden.

Jeder Windrichtungssektor überstreicht einen Bereich von 30°, bei 1° r w. beginnend und umfaßt alle Fälle mit einer mittleren Windrichtung innerhalb des Bereiches über 24 Stunden, vom Strömungsmeßtermin aus rückwirkend gerechnet. Die Windstärkestufen  $v_2$  und  $v_3$  wurden definiert als:

$$v_2 = 0,4 \text{ bis } 3,3 \text{ m/s} \hat{=} 1 \text{ bis } 2 \text{ Bft.}$$

$$v_3 = 3,4 \text{ bis } 7,9 \text{ m/s} \hat{=} 3 \text{ bis } 4 \text{ Bft.}$$

Die in jedem Windbereich gemessenen Strömungswerte streuen erwartungsgemäß relativ stark, da keiner der die winderzeugte Strömung modifizierenden Einflüsse schon aufgrund der geringen Wertezahl in jedem Kollektiv und der darüber hinaus unterschiedlichen Verteilung über das gesamte Jahr (HELM 1968) ausgeschaltet werden konnte. Es sind jedoch eindeutige Konzentrationen nach bestimmten Richtungen feststellbar. Deshalb wurden graphisch Häufungsbereiche mit einem Öffnungswinkel von maximal 90° festgelegt und für diese die mittleren Strömungsvektoren berechnet. Im günstigsten Fall resultiert für jedes Kollektiv ein mittlerer Strömungsvektor, im ungünstigsten Fall ergeben sich, bei sehr großer Streuung der Meßwerte, vier mittlere Vektoren, die durch unterschiedliche Häufigkeiten bzw. Wahrscheinlichkeiten des Auftretens charakterisiert werden. In diesen Fällen wurden die mittleren Vektoren entsprechend ihren Wahrscheinlichkeiten gewichtet.

Die Berechnung der Ausgleichspolynome erfolgte für die entstandenen Mittelwertfolgen in 7 Tiefenstufen und für 2 Windstärken. In jeder Wertefolge wurden die mittleren Strömungsvektoren mit der höchsten Eintrittswahrscheinlichkeit zusammengefaßt. Sie sind charakterisiert durch eine strenge Bindung an die Kanaleigenschaften des Fehmarnbeltes, d. h. durch relativ scharf ausgeprägte



Übergänge von Ein- und Ausstrom und umgekehrt in Abhängigkeit von der Windrichtung. Soweit möglich und sinnvoll wurden Polynome der Teilreihen für die beiden generellen Strömungsrichtungen berechnet, um die Richtungs-

TABELLE 1

Die Konstanten  $a_k$ , ihre Gültigkeitsbereiche und die mittleren quadratischen Fehler der Einzelwerte für alle Standardhorizonte und zwei Windstärkebereiche

$$x = \frac{R_w - z}{30}$$

Tiefe (m)	$a_0$	$a_1$	$a_2$	$a_3$	$a_4$	$z$	Bereich	$m_y$ (Grad)
<b>Windstärkebereich <math>v_2</math></b>								
0-1	329,3	0,75	- 0,830			135	$0^\circ < R_w < 270^\circ$	6
	235,0	-210,00	83,00			285	$270^\circ < R_w < 360^\circ$	0
2,5	320,9	4,99	0,126	-0,2385		465	$300^\circ < R_w \leq 360^\circ$	6
						105	$0^\circ \leq R_w < 270^\circ$	
5	325,4	1,73	- 1,056	-0,1362		495	$330^\circ < R_w \leq 360^\circ$	7
						135	$0^\circ \leq R_w < 300^\circ$	
10	323,6	4,65	- 0,764	-0,273		135	$0^\circ < R_w < 270^\circ$	4
	177,0	- 14,50	-10,50			285	$270^\circ < R_w < 360^\circ$	0
15	315,1	- 1,29	0,50			135	$30^\circ < R_w < 240^\circ$	7
	158,7	- 11,50	-10,36			315	$240^\circ < R_w \leq 360^\circ$	39
20	336,0	- 10,50	- 6,50			-45	$0^\circ \leq R_w < 30^\circ$	0
	152,6	3,77	- 5,769	-0,175	0,2925	75	$30^\circ < R_w < 120^\circ$	0
25-27	316,0	16,00				255	$120^\circ < R_w \leq 360^\circ$	17
	138,8	1,43	- 5,429	0,294	0,3540	-105	$0^\circ \leq R_w < 30^\circ$	0
						75	$30^\circ < R_w < 120^\circ$	0
						255	$120^\circ < R_w \leq 360^\circ$	6
						-105	$0^\circ \leq R_w < 30^\circ$	0
<b>Windstärkebereich <math>v_3</math></b>								
0-1	335,7	3,44	- 3,393			105	$0^\circ < R_w < 240^\circ$	8
	123,0	26,00				255	$240^\circ < R_w < 300^\circ$	0
2,5	322,5	- 4,64	- 1,33			135	$30^\circ < R_w < 240^\circ$	10
	138,0	20,00				255	$240^\circ < R_w < 300^\circ$	0
5	330,8	- 0,77	- 2,298			105	$0^\circ < R_w < 240^\circ$	8
	149,0	- 38,00				255	$240^\circ < R_w < 300^\circ$	0
10	322,4	- 3,77	- 0,726			105	$0^\circ < R_w < 240^\circ$	6
	139,0	- 16,00				255	$240^\circ < R_w < 300^\circ$	0
15	318,0	- 3,50	- 0,90			135	$30^\circ < R_w < 240^\circ$	9
	130,0	14,00				255	$240^\circ < R_w < 300^\circ$	0
20	304,1	- 7,90	3,21			105	$30^\circ < R_w < 180^\circ$	21
	141,0	- 3,05	1,25			195	$180^\circ < R_w < 300^\circ$	22
25-27	304,0	- 36,00				45	$30^\circ < R_w < 90^\circ$	0
	109,9	- 8,68	- 0,82	1,694		195	$90^\circ < R_w < 300^\circ$	6

sprünge nicht durch Ausgleichung zu verwischen. Die Tabelle 1 enthält die Konstanten  $a_k$  der Polynome

$$y = \sum_{k=0}^l a_k x^k$$

für die Windstärken  $v_2$  und  $v_3$ , die Standardhorizonte und die Windrichtungsbereiche, für die die Polynome gelten. Die mittleren quadratischen Fehler der Einzelwerte der Polynome werden durch

$$m_y = \pm \sqrt{\frac{[v v]}{n - (l + 1)}}$$

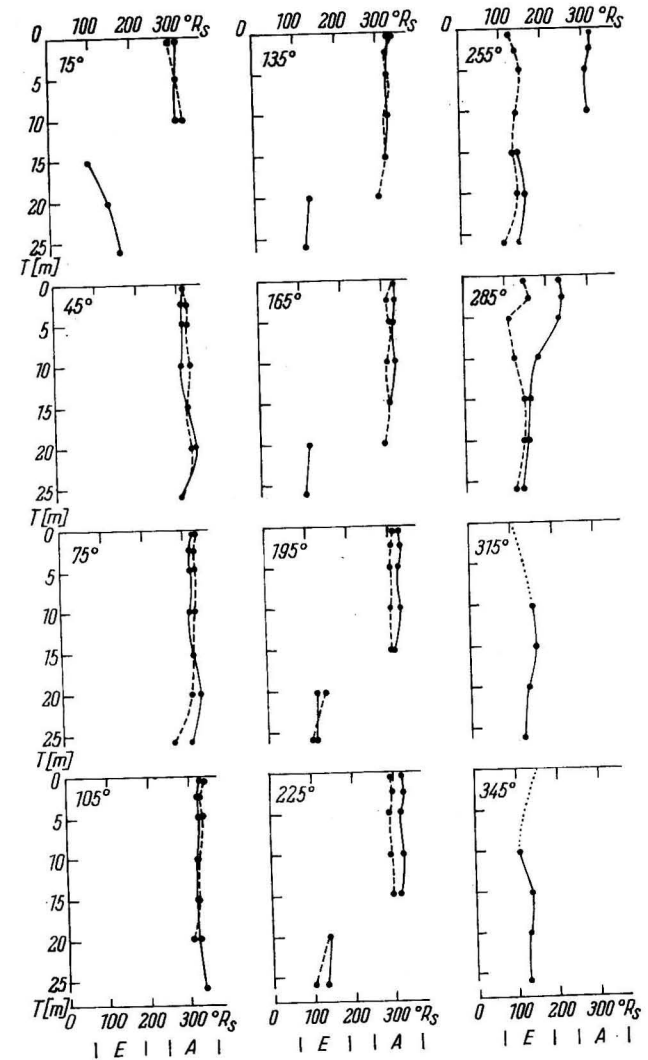


Abb. 1. Resultierende Strömungsrichtung in den Standardhorizonten für 12 Windrichtungssektoren (30°-Sektoren, Kennzeichnung durch Sektormitte) und 2 Windstärkestufen (●—●  $v_2$ , ●- - -●  $v_3$ , ... interpolierte Werte)

TABELLE 2  
Gesamtsumme A, Häufigkeit H der zur Berechnung verwendeten Grundwerte in % und Beständigkeit b der vektoriellen Mittel ( $\times 10^{-2}$ )

Tiefe (m)	R <sub>w</sub>																																								
	15°	45°	75°	105°	135°	165°	195°	225°	255°	285°	315°	345°																													
	A	H	b	A	H	b	A	H	b	A	H	b	A	H	b																										
Windstärke v <sub>2</sub>	14	93	96	23	96	96	10	90	94	16	88	99	11	64	97	7	100	98	26	96	98	37	62	95	31	45	95	66	33	98	16	69	92	26	69	94					
0-1	8	88	98	25	88	94	17	88	96	19	89	99	12	75	93	8	100	96	27	93	97	36	78	95	26	58	94	29	59	96											
2,5	16	94	97	26	88	95	19	89	97	31	90	95	18	78	97	8	100	96	30	90	97	40	72	93	32	56	96	26	46	93											
5	13	54	97	26	69	99	19	84	99	30	90	97	16	75	96	7	100	93	33	94	97	53	47	92	36	44	92	44	61	96	17	47	97	25	64	86					
10	16	81	87	24	67	97	19	63	92	31	87	94	16	63	96	8	100	93	30	80	96	51	45	92	32	44	90	46	61	96	25	48	92	47	38	79					
15	9	67	89	24	42	93	18	39	96	30	60	86	15	60	93	9	44	87	29	52	85	37	38	97	29	41	96	19	84	96	4	50	98	7	57	85					
20	10	80	91	22	55	94	17	29	97	31	32	75	19	42	90	6	88	100	31	48	92	56	54	92	32	28	90	48	40	91	27	41	99	52	35	75					
25-27																																									
Windstärke v <sub>3</sub>																																									
0-1	6	100	98	12	100	96	5	100	95	19	100	96	8	100	96	8	100	96	7	100	91	7	57	93	25	48	92	7	100	98											
2,5	9	100	98	16	94	97	6	83	96	21	100	96	12	100	93	13	62	96	17	53	97	28	39	91	16	81	96														
5	9	100	99	32	94	94	14	83	98	33	100	97	20	100	98	20	80	90	24	38	93	36	50	87	17	71	87														
10	9	100	93	30	97	97	15	87	96	32	100	97	21	76	97	21	86	96	25	40	94	35	40	96	18	56	95														
15	9	100	90	30	67	96	14	86	92	34	100	97	20	65	95	22	91	94	25	36	95	36	95	36	56	96	13	77	87												
20	9	100	92	31	55	95	12	50	96	33	67	81	20	55	94	21	48	96	23	61	90	37	51	96	14	93	88														
25-27	9	89	95	31	29	95	11	55	82	13	69	83	15	40	94	15	33	95	18	56	96	35	51	97	17	77	86														

dargestellt, wobei

$$[vv] = \sum_{i=1}^n (y_i - \sum_{k=0}^l \bar{a}_k x_i^k)^2,$$

n = Anzahl der Grundwerte jeder Folge und  
l = Grad des Polynoms ist.

Zur Vereinfachung der Berechnungen wurden die Kollektivmittelwerte R<sub>w</sub> der einzelnen 30°-Bereiche der Windrichtung durch Einführung von z = R<sub>w</sub> - 30° auf kleine Zahlen zurückgeführt und durch die geeignete Wahl von z die substituierten Werte x<sub>i</sub> für die Geltungsbereiche der Windrichtungen, soweit möglich, ganzzahlig symmetrisch um 0 angeordnet.

Mit  $x = \frac{R_w - z}{30}$  und den tabellierten Konstanten a<sub>k</sub> wurden die in Abb. 1

dargestellten Werte der resultierenden Strömungsrichtung für die Kollektivmittelwerte der Windrichtung berechnet. Die Anzahl der zugrundeliegenden Strömungsmeßwerte (A), die Wahrscheinlichkeit des Auftretens der berechneten Richtung (H) und die Streuung um den mittleren Grundvektor (b) wurden in Tabelle 2 zusammengestellt.

Allgemein kann gesagt werden, daß die Strömungsrichtungen im Fehmarnbelt in ihrer Abhängigkeit von der Vorsituation des Windes durch die mitgeteilten Polynome charakterisiert werden können. Die Wahrscheinlichkeit H des Eintretens der modellierten Fälle nimmt jedoch mit zunehmender Tiefe ab. Im Niveau des Richtungssprunges, der größeren vertikalen Schwankungen unterworfen ist, wird ein Minimum erreicht. In den Grenzbereichen der Windrichtung (W- und N-Wind v<sub>2</sub> und SW-Wind v<sub>3</sub>, der zweite Grenzbereich kann wegen fehlender Werte nicht definiert werden), in denen der Stromrichtungssprung die Oberfläche erreicht, sinkt die Eintrittswahrscheinlichkeit aufgrund der die winderzeugte Strömung modifizierenden Einflüsse und der dadurch hervorgerufenen fließenden Übergänge ebenfalls auf kleinere Werte ab.

Literatur

HELM, Zum Problem der Strömungen im Fehmarnbelt. Beitr. z. Meeresk. H. 22 (1968) S. 25-40.  
JAKOWLEW, Mathematische Auswertung von Meßergebnissen. Verlag Technik, Berlin 1952.  
KOLLER, Graphische Tafeln zur Beurteilung statistischer Zahlen. Dresden-Leipzig 1943.  
STORM, Wahrscheinlichkeitsrechnung, mathematische Statistik und statistische Qualitätskontrolle. VEB Fachbuchverlag, Leipzig 1967.

Anschrift des Verfassers:

Dipl. Met. ROLAND HELM, Institut für Meereskunde  
DDR - 253 Warnemünde, Seestr. 15

## Zur Hydrographie der Gotlandsee I Säkulare Variationen von Salzgehalt und Temperatur

Von WOLFGANG MATTHÄUS

*Zusammenfassung:* Mit Hilfe der Ausgleichsrechnung werden quantitative Untersuchungen zur säkularen Variation des Salzgehaltes in 5 bzw. 9 und der Temperatur in 3 Tiefenhorizonten im Gotlandtief ( $57^{\circ} 20' N$ ,  $19^{\circ} 59' E$ ) und im Landsorttief ( $58^{\circ} 35' N$ ,  $18^{\circ} 14' E$ ) in den Zeiträumen 1900—1970, 1923—1940 und 1952—1970 angestellt. Die in Tabellen und Diagrammen dargestellten, nach dem F-Test statistisch gesicherten Ergebnisse zeigen die qualitativ bereits bekannte Tatsache, daß sowohl der Salzgehalt als auch die Temperatur im Laufe dieses Jahrhunderts im Mittel in allen beobachteten Niveaus zugenommen haben. Die mittlere Salzgehaltserhöhung erreicht im Gotlandtief mit rund  $1,25^{\circ}/_{00}$  maximale Werte zwischen 100 und 200 m; die mittlere Temperaturzunahme weist ein Maximum von  $1,42^{\circ} C$  in 200 m auf, dem tiefsten in die Betrachtungen einbezogenen Horizont. Die mittlere Salzgehaltzunahme hat im Landsorttief mit  $1,14^{\circ}/_{00}$  ein Maximum in 400 m (die Verhältnisse in Bodennähe wurden nicht untersucht). Die mittlere Temperaturerhöhung liegt in Tiefen von 100 bis 400 m relativ einheitlich zwischen  $0,62^{\circ} C$  und  $0,73^{\circ} C$ . Der mittleren Zunahme des Salzgehaltes im Gotland- und Landsorttief im Zeitraum 1900—1970 steht eine in allen untersuchten Tiefen im Mittel abnehmende Tendenz zwischen 1923 und 1940 bzw. 1952 und 1970 gegenüber.

Die Untersuchungen stützen die bereits von FONSELIUS (1962) geäußerte Vermutung, daß spezifisch leichtere Wassermassen ohne merkliche Beeinflussung des Tiefenwassers im Gotlandtief in das Landsorttief gelangen können. Sowohl im Zeitraum 1900—1970 als auch zwischen 1952 und 1970 wurde im Landsorttief in Tiefen von 50 bis 100 m ein intermediäres Minimum der mittleren Salzgehaltzunahme (etwa  $\frac{1}{3}$  des Wertes in 400 m) bzw. Maximum der mittleren Salzgehaltsabnahme (etwa das Zweifache des Wertes in 400 m) beobachtet, das möglicherweise auf einen verstärkten Zufluß salzärmeren Wassers in mittleren Tiefen zurückzuführen ist.

Die Ostsee im engeren Sinne besteht aus vier großen Mulden mit einem Areal von etwa 209 000 km<sup>2</sup>. Die größte dieser Mulden wird von der Gotlandsee mit einer Fläche von 148 000 km<sup>2</sup> eingenommen. Im Süden wird die Gotlandsee durch die Mittelbank und die Stolpebank gegen die Bornholmsee, im Norden durch die Ålandinseln und deren submarine Schwellen gegen den Bottnischen Meerbusen abgegrenzt. Mit dem Finnischen Meerbusen hat sie hingegen ungehinderte Verbindung. Durch die Insel Gotland und ihre untermeerischen Fortsetzungen nach Süden (Hoburgsbank, Mittelbank) und Norden (Sandöbank) wird die Gotlandsee in einen sehr viel größeren östlichen und einen westlichen Teil getrennt. Beide Teilgebiete weisen die markantesten Tiefen der gesamten Ostsee auf, die seit Jahrzehnten häufig in die ozeanographischen Untersuchun-

gen einbezogen wurden. Die größte Tiefe der östlichen Gotlandsee wurde mit 249 m auf  $57^{\circ} 20' N$  und  $19^{\circ} 59' E$  im Gotlandtief gelotet. In der westlichen Gotlandsee liegt auf  $58^{\circ} 35' N$  und  $18^{\circ} 14' E$  mit 459 m die tiefste Stelle des gesamten Seegebietes, das Landsorttief.

Eine Variation der thermohalinen Schichtungsverhältnisse in der Gotlandsee erfolgt im oberflächennahen Bereich in erster Linie durch den strahlungsbedingten und durch die meteorologischen Verhältnisse modifizierten jährlichen Gang der Temperatur und in den tiefen Schichten vorwiegend durch Einstrom salzreicherer Wassermassen aus der südlichen Ostsee. Die mittlere Jahreschwankung der Temperatur an der Oberfläche weist einen periodischen Charakter auf, der durch Konvektion und Turbulenz in abgeschwächter Form auch auf die tieferen Schichten übergreift. Die jährliche Schwankung an der Oberfläche kann den Temperaturbereich zwischen  $0^{\circ} C$  und  $20^{\circ} C$  umfassen. Durch die meteorologischen Gegebenheiten der einzelnen Jahre können sich Abweichungen bis über  $\pm 3^{\circ} C$  vom mittleren Jahresgang ergeben. Die halinen Verhältnisse in Oberflächennähe sind dagegen im Laufe eines Jahres mit etwa  $\pm 0,5\text{‰}$  und in den vergangenen 70 Jahren mit weniger als  $\pm 0,9\text{‰}$  nur relativ geringen Schwankungen unterworfen, die vorwiegend durch den Süßwasserabfluß vom Festland, die Verdunstung und den Niederschlag geprägt werden.

In der Tiefe ist die Variation des Salzgehaltes verbunden mit der durch einen Salzeinbruch verursachten Temperaturänderung der dominierende Faktor. Der von Zeit zu Zeit unter günstigen meteorologischen Bedingungen auftretende Einschub salzreichen Tiefenwassers durch die Belte kann nur durch die Stolper Rinne in die Gotlandsee eindringen und von dort aus das Gdańsker Tief (118 m), das Gotlandtief und über das Färötief (205 m) das Landsorttief erreichen. Die durch den Einstrom salzreichen Tiefenwassers verursachten Variationen der Schichtungsverhältnisse sind in der südlichen Ostsee am größten und nehmen in der Gotlandsee von Süden nach Norden immer mehr ab. Der größte bisher beobachtete Einstrom salzreichen Wassers brachte Ende 1951 im Bornholmtief in 80 m eine Erhöhung des Salzgehaltes um etwa  $4\text{‰}$ , im Gotlandtief Mitte 1952 in 200 m noch eine Erhöhung von rund  $1\text{‰}$  und im Landsorttief Mitte 1952 in 400 m nur noch ein Ansteigen um etwa  $0,5\text{‰}$ .

Veränderungen im Wasserkörper sind teilweise auch an Temperaturvariationen im Tiefenwasser zu erkennen. Mit dem Einstrom salzreichen Wassers im Jahre 1951 war gleichzeitig eine Temperaturerhöhung des Tiefenwassers der Bornholmsee in 80 m um etwa  $2,5^{\circ} C$  verbunden, die im Gotlandtief in 200 m nur noch knapp  $1^{\circ} C$  betrug und im Landsorttief in 400 m nur wenige Dezigrad ausmachte.

Während das Tiefenwasser des Gotlandtiefs nur durch Zufuhr salzreichen Wassers aus der Bornholmsee beeinflußt wird, hält man es für wahrscheinlich, daß das Tiefenwasser des Landsorttiefs darüber hinaus unabhängig vom Gotlandtief langsam durch Wasser aus der nördlichen Ostsee erneuert wird (FONSELIUS 1962).

Die hauptsächlich von den meteorologischen Bedingungen abhängigen thermischen Schichtungsverhältnisse der oberflächennahen Zone der Gotlandsee und die insgesamt doch relativ geringen Änderungen im thermohalinen Aufbau des Tiefenwassers erlauben eine Untersuchung der säkularen und mittleren jahreszeitlichen Schwankungen des Salzgehaltes und der Temperatur mit den Methoden der Ausgleichsrechnung. In erster Linie erscheinen die häufig von den Forschungsschiffen der Ostseeanliegerstaaten frequentierten Stationen im Gotlandtief (F 81) und im Landsorttief (F 78) geeignet, für die insbesondere seit dem 2. Weltkrieg zahlreiche Messungen vorliegen. Die Ergebnisse dürften für ein größeres Areal repräsentativ sein. Zur Untersuchung wurde Material aus den im Literaturverzeichnis angegebenen Veröffentlichungen herangezogen.

### 1. Gotlandtief ( $57^{\circ} 20' N$ , $19^{\circ} 59' N$ )

Salzgehalt und Temperatur haben seit Anfang des 20. Jahrhunderts in der gesamten Ostsee zugenommen. Dieser Anstieg setzte in den zentralen Teilen früher ein als in den durch submarine Schwellen abgetrennten nördlichen Teilgebieten der Ostsee und erfaßte die gesamte Wassermasse. Die Erhöhung von Salzgehalt und Temperatur erfolgte nicht gleichmäßig, sondern wurde von längeren Perioden mit abfallender Tendenz der beiden Zustandsgrößen unterbrochen.

Viele Autoren haben sich mit diesem Problem beschäftigt (u. a. SEGERSTRÅLE 1951, 1953; GRANQVIST 1952; WYRTKI 1954; HUPFER 1962; FONSELIUS 1962, 1969; SOSKIN 1963; HELA 1966) und nach den Ursachen für diese Variationen gesucht. Es stellte sich eine enge Wechselwirkung zwischen den langzeitigen Veränderungen des Salzgehaltes einerseits und dem Wasseraustausch durch die dänischen Meerengen, den langjährigen Schwankungen der Festlandsabflüsse zur Ostsee, der Tiefenströmung und den Zuflüssen salzreicheren Kattegatwassers andererseits heraus (SOSKIN 1963), die wiederum insgesamt auf Schwankungen der atmosphärischen Zirkulation zurückgeführt werden können.

Für das Gotlandtief wurden 111 hydrographische Serien des Salzgehaltes in den Niveaus 0 m, 50 m, 100 m, 150 m und 200 m sowie der Temperatur in Tiefen von 100 m, 150 m und 200 m einer linearen Ausgleichung unterzogen, um einen mittleren Anstieg für die Jahre 1900 bis 1970 ermitteln zu können. Die Ergebnisse werden in der Form

$$y = a_0 + a_1 x \quad (1)$$

gegeben, wobei die Koeffizienten  $a_0$  und  $a_1$  aus den Fehlergleichungen

$$a_0 + a_1 x_i - y_i = v_i$$

mit Hilfe der GAUSSSchen Ausgleichsbedingung

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

nach den Gleichungen

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

ermittelt wurden. Darüber hinaus sind die mittleren Fehler (Standardabweichungen) der Ausgleichung

$$m = \pm \sqrt{\frac{[v v]}{n - 2}} \quad (3)$$

mit

$$[v v] = [y_i y_i] - a_0 [y_i] - a_1 [x_i y_i]$$

und die Mittelwerte für die einzelnen Tiefenniveaus in den Tabellen 1 und 2 zusammengestellt. Die Mittelwerte  $\bar{y}$  wurden aus den Ausgleichsgeraden mit  $t = 35$  für den Zeitraum 1900–1970,  $t = 31,5$  für 1923–1940 und  $t = 61$  für 1952–1970 errechnet. Für  $t$  in Jahren gilt: 1 Tag  $\hat{=}$   $\frac{1}{30}$  Monat  $\hat{=}$   $\frac{1}{360}$  Jahr;  $t = 0$  entspricht dem 1. Januar 1900. Die Werte  $\Delta y = y(t_n) - y(t_m)$  mit  $n > m$  geben die mittlere Zunahme bzw. Abnahme der betreffenden Größe im Zeitraum  $t_m$  bis  $t_n$  an.

Neben den Untersuchungen für den Gesamtzeitraum wurden auch Ausgleichsgeraden für die Perioden 1923–1940 und 1952–1970 ermittelt. Diese Zeiträume wurden ausgewählt, um einerseits die Gesamttendenz der thermohalinen Änderungen in den ersten sieben Dezennien des 20. Jahrhunderts zu erhalten und andererseits die mittlere thermohaline Entwicklung zwischen den beiden Weltkriegen und seit dem großen Salzeinbruch Anfang 1952 in die Gotlandsee beurteilen zu können.

Die direkten Temperaturwerte in Oberflächennähe erweisen sich für Aussagen über die säkularen Änderungen als ungeeignet, da den säkularen Effekten an der Oberfläche vorwiegend der jahreszeitliche Temperaturlauf überlagert ist. Auch wenn der Jahresgang eliminiert wird, indem alle Meßwerte als Differenzen zum mittleren jahreszeitlichen Verlauf der Temperatur ausgedrückt und zum langjährigen Mittelwert der Temperatur addiert werden, sind keine befriedigenden Aussagen möglich. Die klimatisch bedingten Unterschiede im Temperaturgang der einzelnen Jahre können nicht eliminiert werden, da für das Einzeljahr nur wenige Werte zur Verfügung stehen.

Um festzustellen, ob überhaupt eine signifikante stochastische Beziehung zwischen dem Salzgehalt bzw. der Temperatur und der Zeit besteht, wurde ein

Test für den Korrelationskoeffizienten  $r$

$$r = \frac{[x_i y_i] - \frac{1}{n} [x_i] [y_i]}{\sqrt{\left([x_i^2] - \frac{1}{n} [x_i]^2\right) \left([y_i^2] - \frac{1}{n} [y_i]^2\right)}} \quad (4)$$

TABELLE 1. Daten zur mittleren Variation des Salzgehalts in mehreren Tiefenhorizonten des Gotlandtiefs ( $S$  in ‰,  $t$  in Jahren)

Tiefe		1900–1970	1923–1940	1952–1970
0 m	$S_0$	6,84 + 0,0064 t	7,92 – 0,0314 t	8,11 – 0,0133 t
	$m$	± 0,29 ‰	± 0,17 ‰	± 0,27 ‰
	$\Delta S_0$	0,45 ‰	– 0,53 ‰	– 0,24 ‰
	$\bar{S}_0$	7,06 ‰	6,93 ‰	7,30 ‰
20 m	$S_{20}$		8,15 – 0,0367 t	
	$m$		± 0,15 ‰	
	$\Delta S_{20}$		– 0,62 ‰	
	$\bar{S}_{20}$		6,99 ‰	
40 m	$S_{40}$		8,16 – 0,0319 t	
	$m$		± 0,19 ‰	
	$\Delta S_{40}$		– 0,54 ‰	
	$\bar{S}_{40}$		7,16 ‰	
50 m	$S_{50}$	7,10 + 0,0081 t	7,70 – 0,0148 t	8,53 – 0,0146 t
	$m$	± 0,19 ‰	± 0,11 ‰	± 0,14 ‰
	$\Delta S_{50}$	0,57 ‰	– 0,25 ‰	– 0,26 ‰
	$\bar{S}_{50}$	7,38 ‰	7,23 ‰	7,64 ‰
80 m	$S_{80}$		10,45 – 0,0380 t*	
	$m$		± 0,78 ‰	
	$\Delta S_{80}$		– 0,65 ‰	
	$\bar{S}_{80}$		9,12 ‰	
100 m	$S_{100}$	9,90 + 0,0179 t	11,75 – 0,0426 t*	12,06 – 0,0157 t*
	$m$	± 0,55 ‰	± 0,70 ‰	± 0,36 ‰
	$\Delta S_{100}$	1,25 ‰	– 0,72 ‰	– 0,28 ‰
	$\bar{S}_{100}$	10,53 ‰	10,41 ‰	11,10 ‰
125 m	$S_{125}$		12,09 – 0,0298 t*	
	$m$		± 0,39 ‰	
	$\Delta S_{125}$		– 0,51 ‰	
	$\bar{S}_{125}$		11,15 ‰	
150 m	$S_{150}$	11,27 + 0,0176 t	12,80 – 0,0361 t	14,89 – 0,0393 t
	$m$	± 0,45 ‰	± 0,39 ‰	± 0,30 ‰
	$\Delta S_{150}$	1,23 ‰	– 0,61 ‰	– 0,71 ‰
	$\bar{S}_{150}$	11,89 ‰	11,66 ‰	12,49 ‰
200 m	$S_{200}$	11,69 + 0,0177 t	12,47 – 0,0146 t*	16,37 – 0,0558 t
	$m$	± 0,47 ‰	± 0,43 ‰	± 0,22 ‰
	$\Delta S_{200}$	1,24 ‰	– 0,25 ‰	– 1,00 ‰
	$\bar{S}_{200}$	12,31 ‰	12,01 ‰	12,97 ‰

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

TABELLE 2

Daten zur mittleren Variation der Temperatur in drei Tiefenhorizonten des Gotlandtiefs  
( $T$  in  $^{\circ}\text{C}$ ,  $t$  in Jahren)

Tiefe		1900—1970	1923—1940	1952—1970
100 m	$T_{100}$	$4,33 + 0,0099 t$	$4,71 + 0,0011 t$ *)	$6,18 - 0,0202 t$
	$m$	$\pm 0,44$ $^{\circ}\text{C}$	$\pm 0,49$ $^{\circ}\text{C}$	$\pm 0,37$ $^{\circ}\text{C}$
	$\Delta T_{100}$	$0,69$ $^{\circ}\text{C}$	$0,02$ $^{\circ}\text{C}$	$-0,36$ $^{\circ}\text{C}$
	$\bar{T}_{100}$	$4,68$ $^{\circ}\text{C}$	$4,74$ $^{\circ}\text{C}$	$4,95$ $^{\circ}\text{C}$
150 m	$T_{150}$	$4,45 + 0,0169 t$	$3,81 + 0,0368 t$	$6,84 - 0,0214 t$
	$m$	$\pm 0,33$ $^{\circ}\text{C}$	$\pm 0,24$ $^{\circ}\text{C}$	$\pm 0,23$ $^{\circ}\text{C}$
	$\Delta T_{150}$	$1,18$ $^{\circ}\text{C}$	$0,63$ $^{\circ}\text{C}$	$-0,39$ $^{\circ}\text{C}$
	$\bar{T}_{150}$	$5,04$ $^{\circ}\text{C}$	$4,97$ $^{\circ}\text{C}$	$5,53$ $^{\circ}\text{C}$
200 m	$T_{200}$	$4,43 + 0,0203 t$	$2,87 + 0,0657 t$	$7,36 - 0,0265 t$
	$m$	$\pm 0,37$ $^{\circ}\text{C}$	$\pm 0,28$ $^{\circ}\text{C}$	$\pm 0,20$ $^{\circ}\text{C}$
	$\Delta T_{200}$	$1,42$ $^{\circ}\text{C}$	$1,12$ $^{\circ}\text{C}$	$-0,48$ $^{\circ}\text{C}$
	$\bar{T}_{200}$	$5,14$ $^{\circ}\text{C}$	$4,94$ $^{\circ}\text{C}$	$5,74$ $^{\circ}\text{C}$

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

durchgeführt. Für beliebigen Stichprobenumfang kann der  $F$ -Test

$$F = \frac{r^2}{1 - r^2} (n - 2) \quad (5)$$

angewendet werden, für den die Signifikanzschwellen des Korrelationskoeffizienten in Abhängigkeit von der Anzahl der Wertepaare bei TAUBENHEIM (1969) tabelliert vorliegen. Danach kann ein Zusammenhang zu 99% bzw. 95% als statistisch gesichert angesehen werden, wenn die Korrelationskoeffizienten bei 122 Wertepaaren beispielsweise 0,232 bzw. 0,179, bei 62 Wertepaaren 0,325 bzw. 0,250 oder bei 20 Wertepaaren 0,561 bzw. 0,444 überschreiten. Dieser Test zeigte, daß die Korrelation von  $S$  bzw.  $T$  mit der Zeit für die Periode 1900—1970 mit 99% und für die Perioden 1923—1940 sowie 1952—1970 in den meisten Fällen mit 99% bzw. 95% statistisch gesichert ist. Lediglich für neun Ausgleichungen reichte die Anzahl der Meßwerte nicht aus, um eindeutige Zusammenhänge zu bestimmen. Diese im Sinne des  $F$ -Testes statistisch nicht gesicherten Angaben sind in den Tabellen mit einem \*) versehen.

Die Ergebnisse der Untersuchungen zeigen, daß sowohl der Salzgehalt als auch die Temperatur im bisherigen Verlauf dieses Jahrhunderts in allen beobachteten Niveaus zugenommen haben. Die mittlere Salzgehaltszunahme ist mit  $\Delta S_0 = 0,45\text{‰}$  an der Oberfläche am geringsten, steigt zwischen 50 und 100 m stark an und erreicht in Tiefen über 100 m Werte von etwa  $\Delta S = 1,25\text{‰}$ . Die Temperaturzunahme liegt bei  $\Delta T_{100} = 0,69$   $^{\circ}\text{C}$  in 100 m und steigt auf  $\Delta T_{200} = 1,42$   $^{\circ}\text{C}$  in 200 m Tiefe an (vgl. auch Abb. 1 a). Untersuchungen der Temperaturvariationen in Oberflächennähe nach der oben angedeuteten Methode zeigten eine mittlere Abnahme von  $\Delta T_0 = -0,38$   $^{\circ}\text{C}$  an der Oberfläche bzw.  $\Delta T_{50} = -0,83$   $^{\circ}\text{C}$  in 50 m Tiefe. Der Oberflächenwert ist jedoch statistisch nicht genügend gesichert.

Die Unterschiede in der Änderung von Salzgehalt und Temperatur zwischen oberflächennahen und tiefen Schichten erklären sich in erster Linie aus dem Einfließen salzreichen, spezifisch schwereren Kattgatwassers durch Belte und Sund in die Ostsee, das im Mittel alle vier bis fünf Jahre zu beobachten ist (SOSKIN 1963) und in der Tiefe in die Gotlandsee vordringt.

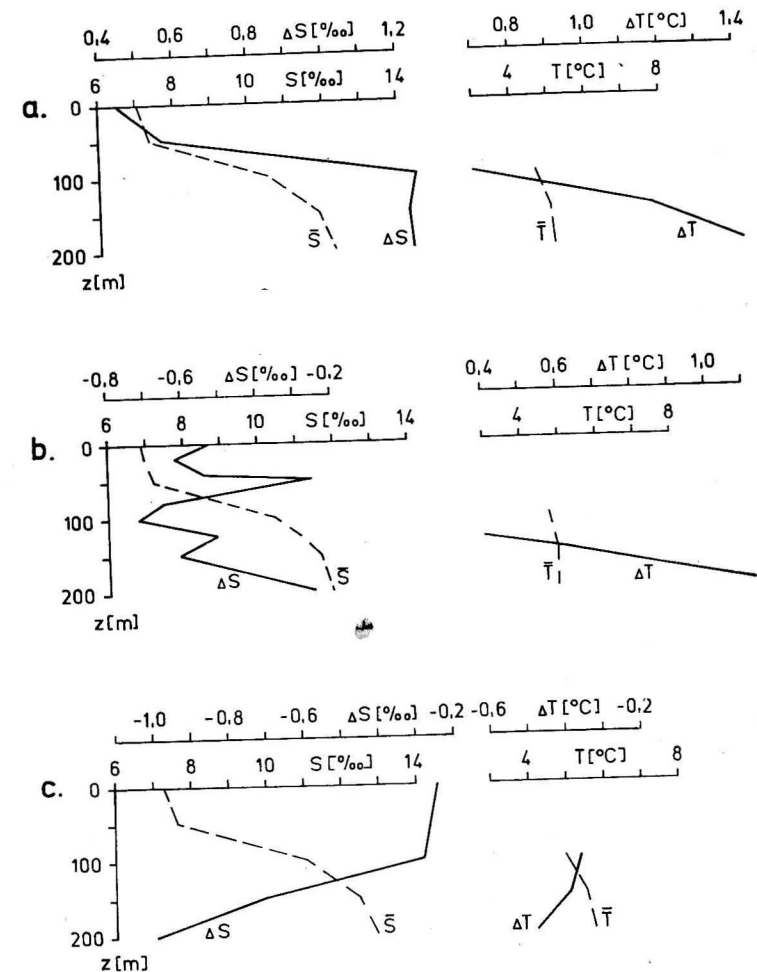


Abb. 1. Langjährige Mittelwerte des Salzgehaltes und der Temperatur sowie mittlere Änderungen dieser Parameter im Gotlandtief in den Zeiträumen 1900—1970 (a), 1923 bis 1940 (b) und 1952—1970 (c)

Größere Einströme salzreichen Wassers in die Gotlandsee, die im allgemeinen nicht so ausgeprägt sind wie in der Bornholmsee und über diese manchmal gar nicht hinausreichen dürften, wurden in den Jahren 1907, 1926, 1934, 1937–39, (von 1940 bis 1949 liegen keine Messungen vor; da aber aus der Bornholmsee in diesem Zeitraum keine größeren Variationen bekannt sind, dürfen auch für die Gotlandsee nur geringe Veränderungen angenommen werden), 1952, 1961 (FONSELIUS 1962), 1965 (FONSELIUS 1969) und 1969 (FRANCKE, NEHRING 1971; NEHRING, FRANCKE, BROSIEN 1971) festgestellt. Detaillierte Untersuchungen von FONSELIUS und RATTANASEN (1970) über die Wassererneuerungen im Gotlandtief nach dem 2. Weltkrieg zeigen, daß seit Anfang der fünfziger Jahre insgesamt 13 größere und kleinere Einströme sauerstoffreichen Wassers in Bodennähe zu beobachten sind. Der im November 1959 erfolgte Einstrom salzreicheren Wassers in die Bornholmsee erreichte Mitte 1960 das Landsorttief, konnte in den tieferen Schichten des Gotlandtiefs jedoch nicht eindeutig nachgewiesen werden. Das in Abb. 2 bzw. 3 in 50 und 100 m Tiefe im Jahre 1960 deutlich zu beobachtende Ansteigen des Salzgehaltes und der Temperatur (nur 100 m) dürfte die Vermutung von FONSELIUS (1962) unterstützen, daß dieser Wasserkörper über das schwerere Bodenwasser des Gotlandtiefs hinweg in das Landsorttief gelangt ist. Ein Vergleich der Dichten im Gotlandtief zwischen 50 und 100 m im November 1960 und im Landsorttief zwischen 100 und 400 m im Juli 1961 schließt die Möglichkeit derartiger Vorgänge nicht aus.

Bei der Betrachtung der langzeitigen Veränderungen ist festzustellen, daß der mittleren Erhöhung des Salzgehaltes im Gotlandtief im Zeitraum 1900–1970 eine in allen untersuchten Tiefen im Mittel abnehmende Tendenz des Salzgehaltes in den Perioden 1923–1940 und 1952–1970 gegenübersteht (vgl. Abb. 1 b und c). Aus Abb. 1 a kann man schließen, daß im Gotlandtief das Anwachsen des Salzgehaltes in allen Tiefenhorizonten primär auf den Einstrom salzreicherer Wassermassen durch die dänischen Meerengen zurückzuführen ist, denn die mittlere Salzgehaltszunahme in den letzten 70 Jahren wird von der Oberfläche zum Boden ständig größer. Bemerkenswert ist die Tatsache, daß im Zeitraum 1952–1970 (Abb. 1 c) die mittlere Salzgehaltsabnahme in Bodennähe mit  $\Delta S_{200} = -1,00\text{‰}$  — das entspricht dem Vierfachen des Oberflächenwertes — die größten Werte erreicht. Offenbar findet in diesen Tiefen neben dem Einstrom salzreicheren Wassers auch ein relativ beträchtlicher Wasseraustausch statt, der die Salzgehaltsabnahme bewirkt.

Die Verhältnisse im Zeitraum 1923–1940 sind verwickelter. Deshalb wurden für diesen Fall über die bereits genannten Tiefen hinaus das 20-m-, 40-m-, 80-m- und 125-m-Niveau in die Berechnungen einbezogen. Bei insgesamt abnehmender Tendenz in allen Tiefen sind in 50 und 200 m Minima der mittleren Salzgehaltsabnahme zu beobachten, deren Werte nur etwa  $\frac{1}{3}$  derjenigen im Maximum in 100 m ausmachen. Der Verlauf könnte auf die meteorologischen Bedingungen in diesem Zeitraum zurückzuführen sein (SOSKIN 1963).

In den Tiefenschichten ist in der Periode 1923–1940 eine Temperaturerhöhung zu beobachten, die ab 100 m mit der Tiefe zunimmt und maximal

$\Delta T_{200} = 1,12^\circ \text{C}$  erreicht. Von 1952 bis 1970 haben sich die tieferen Schichten um maximal  $\Delta T_{200} = -0,48^\circ \text{C}$  abgekühlt.

Abb. 2 und 3 zeigen die Salzgehalts- bzw. Temperaturwerte in den betrachteten Beobachtungsniveaus im Gotlandtief sowie die mittleren Änderungen dieser Parameter in den Zeiträumen 1900–1970, 1923–1940 und 1952–1970. Beide Darstellungen zeigen, daß die Änderungen sowohl des Salzgehaltes als

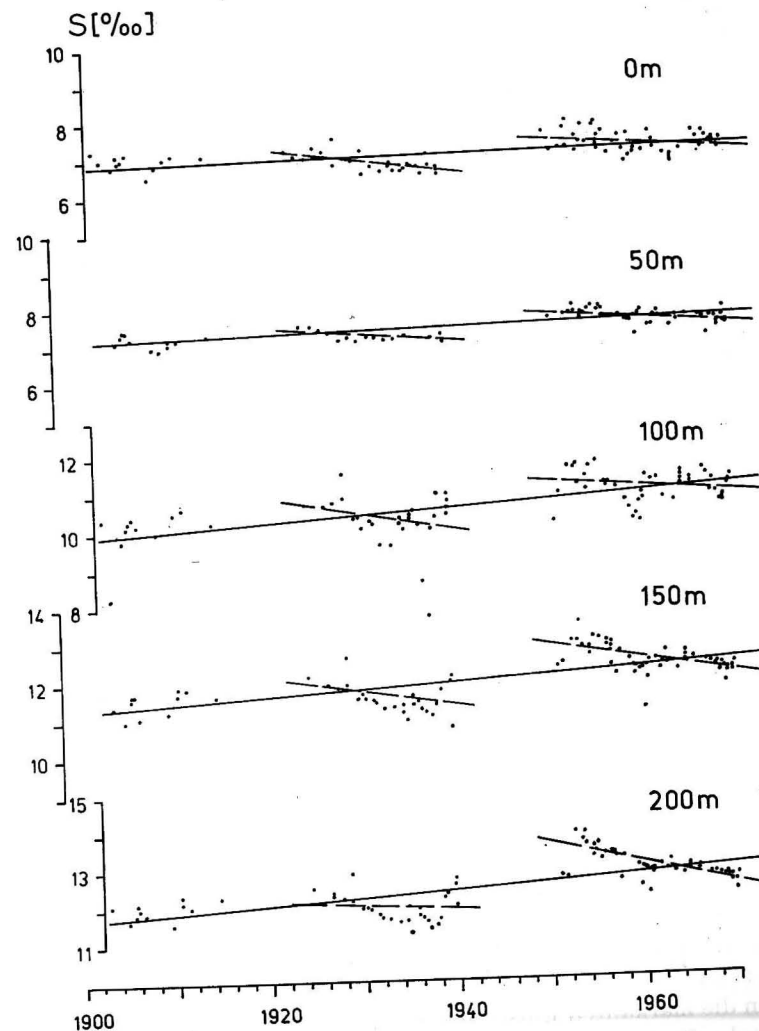


Abb. 2. Salzgehaltswerte und deren mittlere Änderungen in fünf Tiefenhorizonten des Gotlandtiefs in den Zeiträumen 1900–1970, 1923–1940 und 1952–1970

auch der Temperatur im Zeitraum von einem bis zu wenigen Jahren in 200 m und bezüglich des Salzgehaltes auch an der Oberfläche und in 50 m eine größere Gleichmäßigkeit aufweisen als in 100 bzw. 150 m Tiefe. Das erkennt man auch deutlich an den mittleren Fehlern  $m$  der Regressionsgeraden (vgl. Tab. 1 und 2),

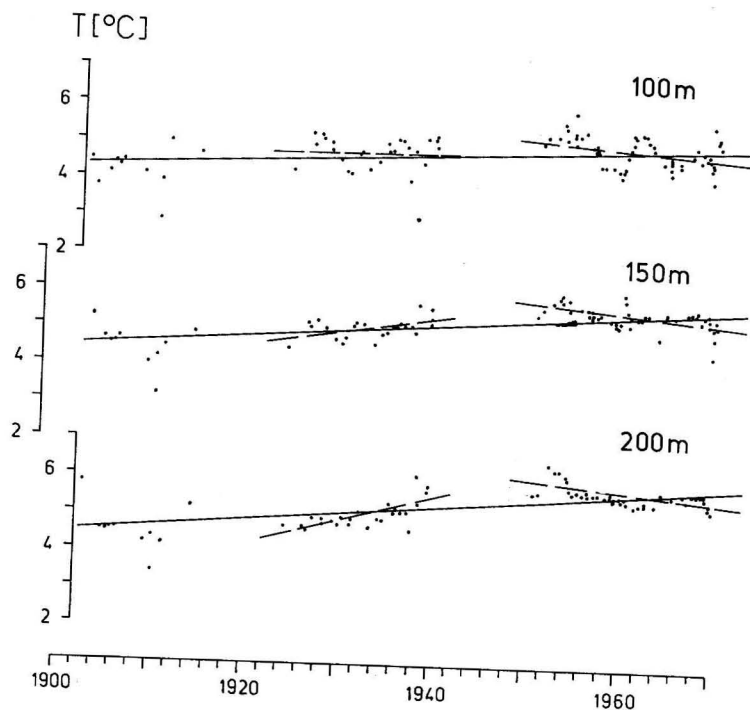


Abb. 3. Temperaturwerte und deren mittlere Änderungen in drei Tiefenhorizonten des Gotlandtiefs in den Zeiträumen 1900–1970, 1923–1940 und 1952–1970

die durchweg in 100 m Tiefe größer sind als in 200 m und an der Oberfläche. Die Ursachen dürften in einem häufigeren Wechsel der Wasserkörper in den Tiefen unterhalb der Salzgehaltssprungschicht zu suchen sein. Der Salzeinbruch im Oktober 1969 stützt diese Annahme. Es wurde beobachtet, daß das einströmende Wasser zunächst das spezifisch schwerere Bodenwasser im Gotlandtief nicht verdrängen konnte und sich in mittlere Wassertiefen (90–140 m) einschichtete (FRANCKE, NEHRING 1971; NEHRING, FRANCKE, BROSIN 1971). Vergleicht man die markanten Einströme salzreicherer Wassers in die Bornholmsee seit Beginn der fünfziger Jahre mit dem Verhalten von Salzgehalt und Temperatur im 100 m-Niveau im Gotlandtief, so zeichnet sich der Zufluß salzreicherer und wärmerer Wassermassen in den Jahren 1952, 1960, 1965 und 1969 ab.

Einen ähnlich zyklischen Verlauf des Salzgehaltes (weniger der Temperatur) wie im Gotlandtief in 100 m kann man in 200 und 400 m im Landsorttief beobachten (vgl. Abb. 5 und 6). Auch hier zeichnet sich der Einfluß salzreicherer Wassers in den Jahren 1952, 1960 und 1965 ab. Der bereits 1969 im Gotlandtief beobachtete salzreichere Wasserkörper konnte im Mai 1970 im Landsorttief nachgewiesen werden. Auch diese Beobachtungen scheinen die Vermutung von FONSELIUS zu untermauern, daß spezifisch leichtere Wassermassen in das Landsorttief gelangen können, ohne das Tiefenwasser des Gotlandtiefs merklich zu beeinflussen.

Maximale Salzgehalte und Temperaturen in allen untersuchten Niveaus treten durchweg nach dem bisher stärksten beobachteten Einbruch salzreichen Kattegatwassers in die Ostsee im November/Dezember 1951 auf, der 1952 das Gotlandtief erreichte (vgl. Abb. 2 und 3). Extrem niedrige Salzgehalte wurden vorwiegend in den dreißiger Jahren beobachtet, in denen der Wasseraustausch durch die dänischen Meerengen und der Festlandsabfluß in die Ostsee zurückgingen (SOSKIN 1963), — in den oberen 100 m teils auch im ersten Dezennium. Minimale Temperaturen wurden in den tieferen Schichten vor allem zu Beginn unseres Jahrhunderts gemessen.

## 2. Landsorttief (58° 35'N, 18° 14'E)

Obwohl im Gebiet des Landsorttiefs bereits gegen Ende des 19. Jahrhunderts Beobachtungen durchgeführt wurden, liegen insgesamt weniger Messungen vor als für das Gotlandtief. Aus dem Zeitraum 1900–1970 wurden 69 hydrographische Serien des Salzgehaltes in den Horizonten 0 m, 20 m, 40 m, 50 m, 80 m, 100 m, 150 m, 200 m und 400 m sowie der Temperatur in Tiefen von 100 m, 200 m und 400 m zur Auswertung herangezogen. Die Meßwerte in den einzelnen Tiefenhorizonten wurden einer linearen Ausgleichung unterzogen und wiederum die Standardabweichung, der Mittelwert und die mittlere Zu- bzw. Abnahme in den Zeiträumen 1900–1970 und Mitte 1952–1970 nach den angegebenen Methoden berechnet. Angaben zur mittleren Variation des Salzgehaltes und der Temperatur in den einzelnen Tiefenhorizonten enthalten die Tabellen 3 und 4.

Sowohl Abb. 4a als auch die Tabellen 3 und 4 zeigen, daß Salzgehalt und Temperatur in allen betrachteten Horizonten in den letzten 70 Jahren im Mittel angestiegen sind. Die mittlere Salzgehaltserhöhung, die an der Oberfläche bei  $\Delta S_0 = 0,68\text{‰}$  liegt, wird in 20 bis 50 m durch ein intermediäres Minimum mit  $\Delta S \approx 0,45\text{‰}$  unterbrochen, dann mit der Tiefe wieder größer und erreicht in 400 m einen maximalen Wert von  $\Delta S_{400} = 1,14\text{‰}$ . Die mittlere Temperaturerhöhung liegt in Tiefen zwischen 100 und 400 m relativ einheitlich zwischen  $0,62\text{°C} \leq \Delta T \leq 0,73\text{°C}$ .

Da die maximale Salzgehaltzunahme auch im Landsorttief in den tiefsten Schichten zu beobachten ist, kommt als Ursache in erster Linie das Einfließen salzreicherer Tiefenwassers aus dem Kattegat in Frage. Allerdings weisen die



Auswirkungen von Salzeinbrüchen in die Ostsee, soweit sie überhaupt das Landsorttief erreichen, neben zeitlichen Verschiebungen in der Größenordnung von einigen Monaten bis über einem Jahr (z. B. 6 Monate für den Salzeinbruch

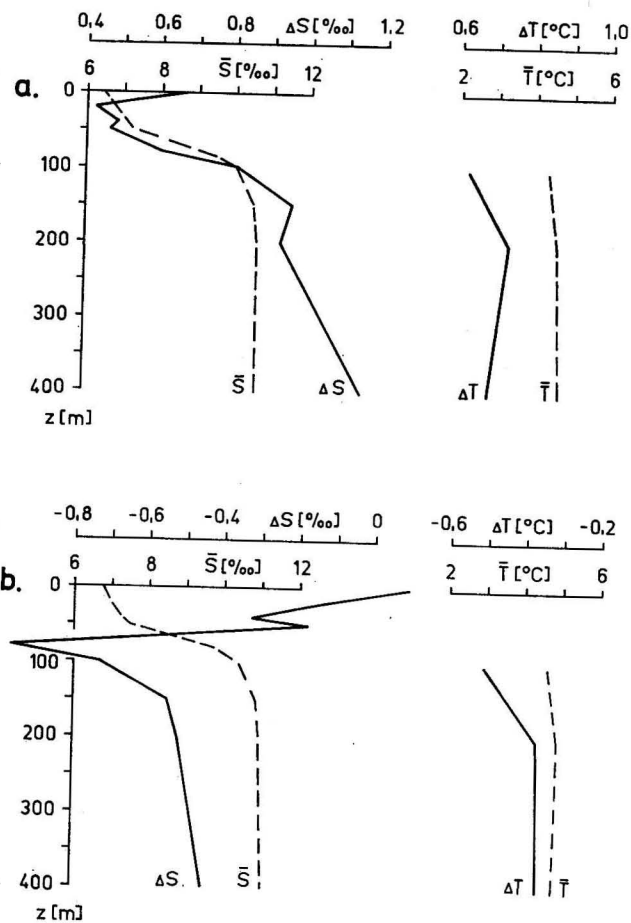


Abb. 4. Langjährige Mittelwerte des Salzgehaltes und der Temperatur sowie mittlere Änderungen dieser Parameter im Landsorttief in den Zeiträumen 1900-1970 (a) und 1952-1970 (b)

November/Dezember 1951; 1,5 Jahre für den Salzeinbruch Februar/März 1959 in die Bornholmsee; FONSELIUS 1962) eine deutliche Abschwächung in der Intensität auf.

TABELLE 3

Daten zur mittleren Variation des Salzgehaltes in mehreren Tiefenhorizonten des Landsorttiefs ( $S$  in ‰,  $t$  in Jahren)

Tiefe		1900-1970	1952-1970
0 m	$S_0$	$6,11 + 0,0097 t$	$6,44 + 0,0048 t *$
	$m$	$\pm 0,35 \text{ ‰}$	$\pm 0,34 \text{ ‰}$
	$\Delta S_0$	$0,68 \text{ ‰}$	$0,09 \text{ ‰}$
	$\bar{S}_0$	$6,45 \text{ ‰}$	$6,73 \text{ ‰}$
20 m	$S_{20}$	$6,55 + 0,0060 t$	$7,42 - 0,0077 t *$
	$m$	$\pm 0,25 \text{ ‰}$	$\pm 0,24 \text{ ‰}$
	$\Delta S_{20}$	$0,42 \text{ ‰}$	$-0,14 \text{ ‰}$
	$\bar{S}_{20}$	$6,76 \text{ ‰}$	$6,95 \text{ ‰}$
40 m	$S_{40}$	$6,81 + 0,0068 t$	$8,38 - 0,0185 t$
	$m$	$\pm 0,22 \text{ ‰}$	$\pm 0,18 \text{ ‰}$
	$\Delta S_{40}$	$0,48 \text{ ‰}$	$-0,33 \text{ ‰}$
	$\bar{S}_{40}$	$7,05 \text{ ‰}$	$7,25 \text{ ‰}$
50 m	$S_{50}$	$7,04 + 0,0066 t$	$8,09 - 0,0100 t *$
	$m$	$\pm 0,31 \text{ ‰}$	$\pm 0,26 \text{ ‰}$
	$\Delta S_{50}$	$0,46 \text{ ‰}$	$-0,18 \text{ ‰}$
	$\bar{S}_{50}$	$7,27 \text{ ‰}$	$7,48 \text{ ‰}$
80 m	$S_{80}$	$9,17 + 0,0086 t$	$13,02 - 0,0537 t$
	$m$	$\pm 0,60 \text{ ‰}$	$\pm 0,60 \text{ ‰}$
	$\Delta S_{80}$	$0,60 \text{ ‰}$	$-0,97 \text{ ‰}$
	$\bar{S}_{80}$	$9,47 \text{ ‰}$	$9,74 \text{ ‰}$
100 m	$S_{100}$	$9,65 + 0,0115 t$	$12,85 - 0,0405 t$
	$m$	$\pm 0,43 \text{ ‰}$	$\pm 0,40 \text{ ‰}$
	$\Delta S_{100}$	$0,80 \text{ ‰}$	$-0,73 \text{ ‰}$
	$\bar{S}_{100}$	$10,05 \text{ ‰}$	$10,38 \text{ ‰}$
150 m	$S_{150}$	$10,00 + 0,0136 t$	$12,71 - 0,0303 t$
	$m$	$\pm 0,40 \text{ ‰}$	$\pm 0,35 \text{ ‰}$
	$\Delta S_{150}$	$0,95 \text{ ‰}$	$-0,55 \text{ ‰}$
	$\bar{S}_{150}$	$10,48 \text{ ‰}$	$10,86 \text{ ‰}$
200 m	$S_{200}$	$10,12 + 0,0131 t$	$12,73 - 0,0291 t$
	$m$	$\pm 0,39 \text{ ‰}$	$\pm 0,36 \text{ ‰}$
	$\Delta S_{200}$	$0,92 \text{ ‰}$	$-0,52 \text{ ‰}$
	$\bar{S}_{200}$	$10,58 \text{ ‰}$	$10,95 \text{ ‰}$
400 m	$S_{400}$	$10,04 + 0,0163 t$	$12,60 - 0,0248 t$
	$m$	$\pm 0,40 \text{ ‰}$	$\pm 0,35 \text{ ‰}$
	$\Delta S_{400}$	$1,14 \text{ ‰}$	$-0,45 \text{ ‰}$
	$\bar{S}_{400}$	$10,61 \text{ ‰}$	$11,09 \text{ ‰}$

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

TABELLE 4

Daten zur mittleren Variation der Temperatur in drei Tiefenhorizonten des Landsorttiefs ( $T$  in  $^{\circ}\text{C}$ ,  $t$  in Jahren)

Tiefe		1900–1970	1952–1970
100 m	$T_{100}$	$4,01 + 0,0089 t$	$6,28 - 0,0282 t$
	$m$	$\pm 0,30^{\circ}\text{C}$	$\pm 0,27^{\circ}\text{C}$
	$\Delta T_{100}$	$0,62^{\circ}\text{C}$	$- 0,51^{\circ}\text{C}$
	$\bar{T}_{100}$	$4,32^{\circ}\text{C}$	$4,56^{\circ}\text{C}$
200 m	$T_{200}$	$4,20 + 0,0104 t$	$6,09 - 0,0204 t$
	$m$	$\pm 0,28^{\circ}\text{C}$	$\pm 0,26^{\circ}\text{C}$
	$\Delta T_{200}$	$0,73^{\circ}\text{C}$	$- 0,37^{\circ}\text{C}$
	$\bar{T}_{200}$	$4,56^{\circ}\text{C}$	$4,85^{\circ}\text{C}$
400 m	$T_{400}$	$4,31 + 0,0097 t$	$6,11 - 0,0196 t$
	$m$	$\pm 0,27^{\circ}\text{C}$	$\pm 0,24^{\circ}\text{C}$
	$\Delta T_{400}$	$0,68^{\circ}\text{C}$	$- 0,35^{\circ}\text{C}$
	$\bar{T}_{400}$	$4,65^{\circ}\text{C}$	$4,91^{\circ}\text{C}$

Das Minimum der mittleren Salzgehaltszunahme in den Jahren 1900–1970 ist möglicherweise auf einen verstärkten Zufluß salzärmeren Wassers in mittleren Tiefenhorizonten zurückzuführen. Wenn das so ist, muß auch bei einer über einen größeren Zeitraum abnehmenden Tendenz des Salzgehaltes in diesen Tiefen eine besonders große mittlere Salzgehaltsabnahme auftreten. Wie Abb. 4b für den Zeitraum 1952–1970 zeigt, liegt dieses Niveau in 70 bis 100 m. Die mittlere Salzgehaltsabnahme erreicht in diesen Tiefen etwa das Doppelte ( $\Delta S_{80} = -0,97\text{‰}$ ) der Werte in Bodennähe ( $\Delta S_{400} = -0,45\text{‰}$ ) und rund das Zehnfache der Werte im Oberflächenbereich. Eine ähnliche Tendenz zeigt die Temperaturabnahme, deren maximale Werte nicht in Bodennähe, sondern offenbar ebenfalls in Tiefen  $< 100$  m zu suchen sind ( $\Delta T_{100} = -0,51^{\circ}\text{C}$ ).

Abb. 5 und 6 zeigen Salzgehalts- bzw. Temperaturwerte in ausgewählten Tiefenhorizonten im Landsorttief sowie die mittleren Änderungen dieser Parameter in den Zeiträumen 1900–1970 und 1952–1970. In Tiefen von 100 m, 200 m und 400 m sind sowohl beim Salzgehalt als auch bei der Temperatur zyklische Variationen erkennbar, die im Gotlandtief nur in 100 m deutlich ausgeprägt sind. Auch im Landsorttief sind Salzgehalt und Temperatur in Tiefen von 80 bis 100 m größeren langzeitigen Änderungen unterworfen als an der Oberfläche und in Bodennähe. Die geringsten mittleren Abweichungen von der Ausgleichsgeraden des Salzgehaltes sind in Oberflächennähe zwischen 20 und 50 m zu beobachten (vgl. Tab. 3).

Maximale Salzgehalte und Temperaturen wurden in den betrachteten Horizonten fast durchweg nach dem Einbruch salzreichen Wassers Ende 1951 in die Bornholmsee, der im Sommer 1952 auch das Landsorttief erreichte, festgestellt. Minimale Werte des Salzgehaltes traten vorwiegend in den dreißiger Jahren und zu Beginn, minimale Tiefentemperaturen in den zwanziger Jahren und dem ersten Dezennium unseres Jahrhunderts auf.

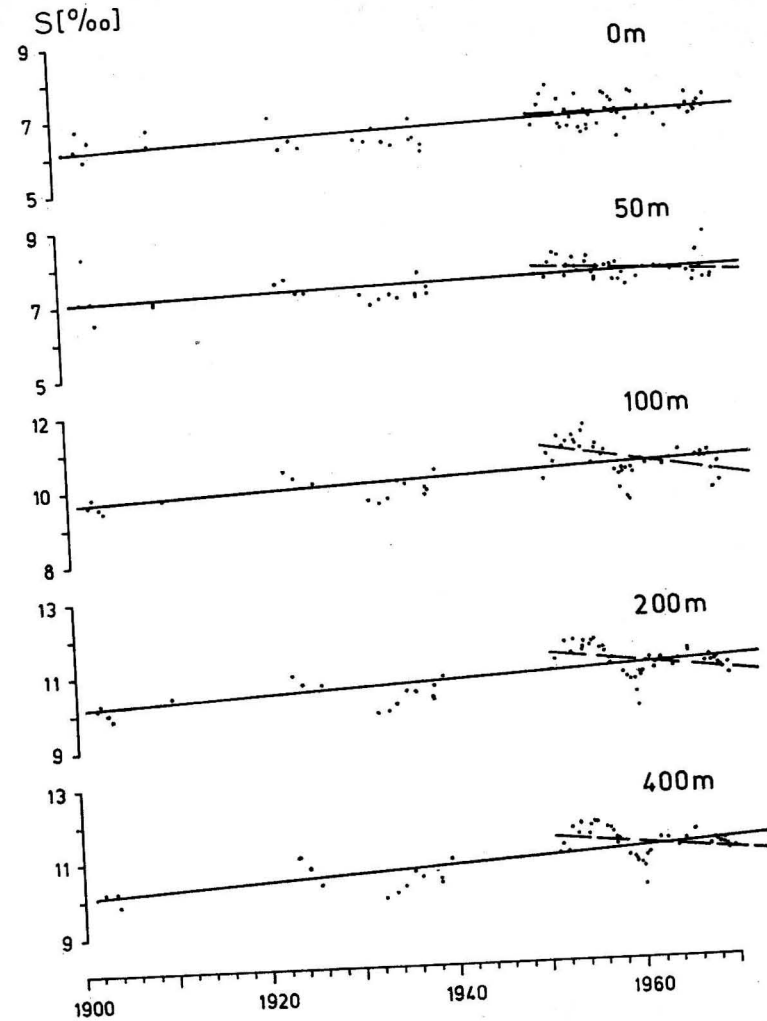


Abb. 5. Salzgehaltswerte und deren mittlere Änderungen in fünf Tiefenhorizonten des Landsorttiefs in den Zeiträumen 1900–1970 und 1952–1970

Bei einem Vergleich der Verhältnisse in den beiden betrachteten Gebieten ist festzustellen, daß der mittlere Anstieg des Salzgehaltes von 1900–1970 im Landsorttief in Oberflächennähe größer war als im Gotlandtief. Erst ab 50 m Tiefe fällt dieser Vergleich sowohl beim Salzgehalt als auch bei der Temperatur (ab 100 m) zugunsten des Gotlandtiefs aus. Im Zeitraum 1952–1970 überwiegen außer im 100 m-Horizont bei der Temperatur und beim Salzgehalt die

mittleren Variationen im Gotlandtief. Diese Tatsache könnte wiederum auf einen verstärkten Zustrom kälteren salzärmeren Wassers in mittleren Tiefen des Landsorttiefs hinweisen.

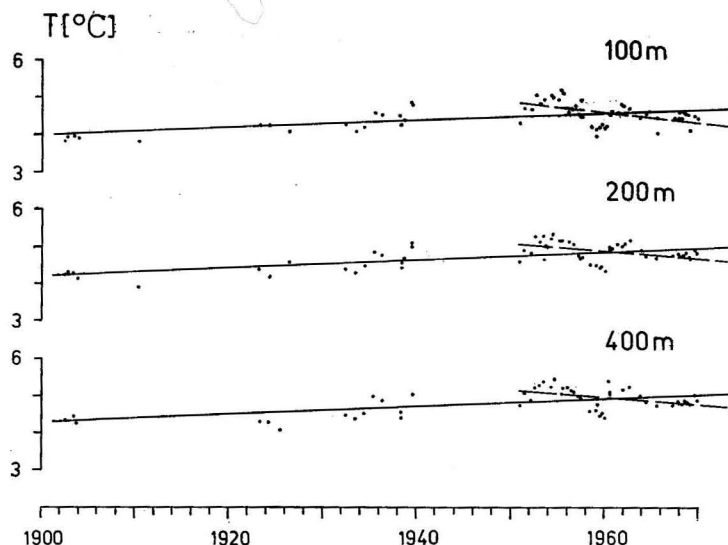


Abb. 6. Temperaturwerte und deren mittlere Änderungen in drei Tiefenhorizonten des Landsorttiefs in den Zeiträumen 1900–1970 und 1952–1970

### Literatur

- FONSELIUS, S. H., Hydrography of the Baltic deep basins. Fishery Board of Sweden, Ser. Hydrogr. No. 13 (1962) S. 1–41.
- FONSELIUS, S. H., Hydrography of the Baltic deep basins III. Fishery Board of Sweden, Ser. Hydrogr. No. 23 (1969) S. 1–97.
- FONSELIUS, S. H. and RATTANASEN, C., On the water renewals in the eastern Gotland basin after world war II. Meddelande från Havsfiskelaboratoriet Lysekil, Hydrogr. avdeln. No. 90 (1970) S. 1–6.
- FRANCKE, E. und NEHRING, D., Erste Beobachtungen über einen erneuten Salzwassereintritt in die Ostsee im Februar 1969. Beitr. Meereskunde H. 28 (1971) S. 33–47.
- GRANQVIST, G., Harmonic analysis of temperature and salinity in the sea off Finland and changes in salinity. Merentutk. Julk. No. 152 (1952) S. 1–29.
- Seehydrographischer Dienst der DDR, Handbuch der Ostsee, Allgemeiner Teil. Rostock 1969.
- HELA, I., Secular changes in the salinity of the upper waters of the Northern Baltic Sea. Comm. Phys.-Mat. Soc. Scient. Fennia 31 (1966) S. 1–21.
- HULTZSCH, E., Ausgleichsrechnung. Leipzig 1966.
- HUPFER, P., Meeresklimatische Veränderungen im Gebiet der Beltsee seit 1900. Veröff. Geophys. Inst. Univ. Leipzig 17 (1962) 4, S. 355–512.
- NEHRING, D., FRANCKE, E. und BROSN, H.-J., Beobachtungen über die ozeanologischen Veränderungen im Gotlandtief während der Wasserumschichtung im Oktober 1969. Beitr. Meereskunde H. 28 (1971) S. 75–82.

- SEGERSTRÅLE, S., The recent increase in salinity off the coasts of Finland and its influence upon the fauna. J. Conseil 17 (1951) S. 103–110.
- SEGERSTRÅLE, S., Further notes on the increase in salinity of the inner Baltic and its influence on the fauna. Comm. Biol. Soc. Scient. Fennia 13 (1953) S. 1–7.
- СОСКИН, И. М., Многолетние изменения гидрологических характеристик Балтийского моря. Ленинград 1963.
- ТАУБЕНHEIM, J., Statistische Auswertung geophysikalischer und meteorologischer Daten. Leipzig 1969.
- WYRTKI, K., Der große Salzeinbruch in die Ostsee im November und Dezember 1951. Kieler Meeresforsch. 10 (1954) S. 19–25.
- Untersuchungsmaterial  
Conseil Permanent International pour l'Exploration de la Mer:  
(a) Bulletin des Résultats acquis pendant les Courses périodiques, Année 1902–1905, Copenhague.  
(b) Bulletin Trimestriel des Résultats acquis pendant les Croisières périodiques et dans les Périodes intermédiaires, Année 1905–1907, Copenhague.  
(c) Bulletin Hydrographique, 1908–1956, Copenhague.  
(d) ICES Oceanographic Data Lists, 1957–1964, Copenhague.
- Merentutkimuslaitoksen Julkaisu No. 27, 32, 39, 46, 78, 124, 127, 128, 193, 197, 204, 214, Helsinki 1924–1964.
- Meddelande från Havsfiskelaboratoriet Lysekil, Hydrografiska avdelningen No. 38, 52, 63, 70, Göteborg 1967–1969.
- HUPFER, P., Ein ozeanologischer Längsschnitt durch die Ostsee vom 10.–13. Juli 1957. Beitr. Meereskunde H. 2/3 (1961) S. 60–86.
- International Baltic Year Data. Schweden, DDR 1969.

Abschluß der Arbeit: 30. 8. 1970.

Anschrift des Verfassers:

Dr. W. MATTHÄUS, Institut für Meereskunde, DDR-253 Warnemünde, Seestr. 15

## Windwirklängen in der Ostsee

Von GÜNTHER SAGER

*Zusammenfassung:* Die Windwirklängen (fetch) werden für die Ostsee (ohne Finnischen und Bottnischen Meerbusen) unter der Annahme eines loxodromischen Verlaufs der Luftbahnen nach 24 Windrichtungen auf 8 Karten gegeben. Betrachtungen über die theoretischen Windwirklängen bei stationären Zyklonen schließen sich an.

## Methode und Ergebnisse

In Heft 27 der „Beiträge zur Meereskunde“ hat der Verfasser theoretische Windwirklängen für das Gebiet der Nordsee behandelt. Um eine überall einheitliche Windrichtung zu definieren, mußte ein loxodromischer Verlauf der Luftbahnen angenommen werden, der durch die Gleichung

$$\text{arc } \lambda = \text{arc } \lambda_1 + \tan \alpha \cdot \ln \frac{\tan (45^\circ + \varphi/2)}{\tan (45^\circ + \varphi_1/2)}$$

bzw.

$$\lambda = \lambda_1 + 131,928 \tan \alpha \cdot \log \frac{\tan (45^\circ + \varphi/2)}{\tan (45^\circ + \varphi_1/2)} \quad (1)$$

fixiert ist. Darin sind  $\lambda$ ,  $\varphi$  die geographischen Koordinaten eines Punktes  $P$  der Luftbahn und  $\lambda_1$ ,  $\varphi_1$  des Anfangspunktes  $P_1$ . Der Winkel  $\alpha$  bedeutet die Richtung rechtweisend, aus der der Wind weht. Die Bogenlänge ist durch den einfachen Ausdruck

$$s = \frac{111,198}{\cos \alpha} (\varphi_2 - \varphi_1) \text{ [km]} \quad (2)$$

gegeben.

Bei Verlauf der Windrichtung auf einem Breitenkreis hat man

$$s_\lambda = 111,324 (\lambda_2 - \lambda_1) \cos \lambda \text{ [km]} \quad (2a)$$

und bei meridionaler Richtung

$$s_\varphi = 111,136 (\varphi_2 - \varphi_1) \text{ [km]}. \quad (2b)$$

Im einzelnen ergeben sich die in den Abbildungen 2a bis h enthaltenen Werte des fetch unter der oben gemachten Voraussetzung. Als fast abgeschlossenes Meeresgebiet hat man recht begrenzte Werte der Windwirklänge, die als ein entscheidender Parameter in die Charakteristik der Windwellen eingehen.

Lediglich im nördlichen Kattegat treten durch die Verbindung zur Nordsee größere Beträge auf. Zur nördlichen Ostsee mit der Bottensee und Bottenwiek hin wirken die Ålandsinseln und die von dort bis zur finnischen Küste reichenden zahlreichen Schären für die meisten Windrichtungen als Sperre.

Als bemerkenswert für die einzelnen Richtungen des maximalen fetch sind folgende Werte zu nennen:

aus N bis NNE die größten Streichlängen mit 600 km in der Gdańsker Bucht, die von den Ålandsinseln kommen und frontal auf die Küste treffen;

aus NNE bis NE 650 km fetch vor der westlichen Hälfte der polnischen Küste, der aus Richtung Ålandsinseln bis Eingang Rigaer Meerbusen stammt und schräg auftritt;

aus ENE bis E mit 500 km vor der schwedischen Küste zwischen Norrtälje und Stockholm bei sehr schrägem Anlauf vom inneren Finnischen Meerbusen her sowie an der Südküste von Schonen mit küstenparallelem Verlauf von der südlettischen Küste her;

aus SE bis SSE 300 km — etwa das kleinste Maximum aller Richtungen — zwischen Öland und Gotland aus dem Gebiet der polnisch/sowjetischen Haffküsten sowie um das Landsort-Tief von der südlettischen Küste her;

aus S bis SSW mit über 600 km im Seegebiet zwischen den Ålandsinseln und Chiama (Dagö) aus Richtung Gdańsker Bucht;

aus SSW bis SW südlich der Ålandsinseln mit 750 km und vor Hango, Chiama und Sarema (Ösel) mit 650 bis 700 km aus dem Gebiet der Odra-Bucht bzw. der östlich anschließenden polnischen Küste;

aus SW im nördlichen Kattegat (und Skagerrak) mit 800 (900) km von der mittelostenglischen Küste her mit fast rechtwinkligem Auftreffen auf die schwedische Südwestküste;

aus WSW bis W über 800 km im nördlichen Kattegat von den Küsten Schottlands her mit fast orthogonalem Auftreffen auf die schwedische Küste und 550 km vor der südlettischen Küste aus Richtung Mecklenburger Bucht mit nahezu frontalem Auftreffen;

aus WSW bis W für den in der Karte nicht mehr enthaltenen inneren Finnischen Meerbusen mit 500 km von der schwedischen Küste her mit hoher Windstaugefahr wegen des frontalen Auflaufens ohne Ausweichmöglichkeit;

aus NNW über 350 km in der Gdańsker Bucht aus dem Seegebiet vor Oxelösund bei frontalem Auftreffen als zweitkleinste Maxima des fetch.

Bei allen Einschätzungen über den Windstau ist jedoch zu bedenken, daß der Wassermassentransport wegen der ablenkenden Kraft der Erdrotation nicht in der Windrichtung, sondern cum sole dagegen gedreht erfolgt. In den durchschnittlich ziemlich flachen Gewässern der Ostsee wird diese Abweichung — der sog. EKMAN-Winkel — meistens unter 10 Grad bleiben.

#### Zur Bogenlänge stationärer Zyklonen

Die Beschränkung auf einen loxodromischen Verlauf mußte gemacht werden, um überhaupt zu Aussagen zu gelangen. In der Natur wird ein solcher Verlauf

der Luftbahnen nur bei großräumigen Zyklonen oder Antizyklonen genähert auftreten. Will man andere Fälle betrachten, so ist man wiederum auf theoretische Einschränkungen angewiesen, von denen ein Sonderfall anschließend verfolgt werden soll.

In der klassischen Auffassung kann man die Luftbahnen bei stationären Zyklonen zumindest in deren mittleren Bereichen als logarithmische Spiralen ansehen. In der Theorie sind diese Spiralen als ebene Gebilde entwickelt, während sich die Verhältnisse in Wirklichkeit auf der gekrümmten Erdoberfläche abspielen. Es mag daher von Interesse sein, den Vergleich zwischen räumlichen und ebenen logarithmischen Spiralen zu ziehen und mit einem Beispiel zu belegen.

Zu diesem Zweck wird die logarithmische Spirale  $r = a e^{-m\vartheta}$  als Zylinderfläche aufgefaßt, die in einer sphärischen Kurve die Kugel  $x^2 + y^2 + z^2 = R^2$  durchstößt. Die Parameterdarstellung der Schnittkurve lautet

$$\left. \begin{aligned} x &= r \cos \vartheta = a e^{-m\vartheta} \cos \vartheta, \\ y &= r \sin \vartheta = a e^{-m\vartheta} \sin \vartheta, \\ z &= \sqrt{R^2 - a^2 e^{-2m\vartheta}}. \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

Zur Bestimmung der Bogenlänge

$$s = \int \sqrt{\left(\frac{dx}{d\vartheta}\right)^2 + \left(\frac{dy}{d\vartheta}\right)^2 + \left(\frac{dz}{d\vartheta}\right)^2} d\vartheta$$

benötigt man die Ableitungen

$$\frac{dx}{d\vartheta} = -a e^{-m\vartheta} (m \cos \vartheta + \sin \vartheta), \quad \frac{dy}{d\vartheta} = a e^{-m\vartheta} (-m \sin \vartheta + \cos \vartheta),$$

$$\frac{dz}{d\vartheta} = \frac{m a^2 e^{-2m\vartheta}}{\sqrt{R^2 - a^2 e^{-2m\vartheta}}}$$

und hat für die Bogenlänge

$$ds = a \int_{\vartheta_1}^{\vartheta_2} e^{-m\vartheta} \sqrt{\frac{R^2 (1 + m^2) - a^2 e^{-2m\vartheta}}{R^2 - a^2 e^{-2m\vartheta}}} d\vartheta.$$

Mit der Substitution

$$a e^{-m\vartheta} = R \sin \psi, \quad d\vartheta = -\frac{1 \cos \psi}{m \sin \psi} d\psi$$

folgt

$$s_2 - s_1 = -\frac{R}{m} \int_{\psi_1}^{\psi_2} \sqrt{(1 + m^2) - \sin^2 \psi} d\psi$$

bzw.

$$s_2 - s_1 = \frac{R}{m} \sqrt{1 + m^2} \int_{\psi_1}^{\psi_2} \sqrt{1 - k^2 \sin^2 \psi} d\psi,$$

wobei

$$k = \frac{1}{\sqrt{1 + m^2}} = \sin \alpha \text{ ist.}$$

Das ist das elliptische Integral zweiter Gattung mit der Lösung

$$s_2 - s_1 = \frac{R}{m} \sqrt{1 + m^2} [E(\psi_1, k) - E(\psi_2, k)], \quad (4)$$

wobei

$$\psi_1 = \arcsin \frac{a}{R} e^{-m\vartheta_1} \quad \text{und} \quad \psi_2 = \arcsin \frac{a}{R} e^{-m\vartheta_2}$$

ist.

Im Vergleich dazu erhält man die Bogenlänge der logarithmischen Spirale in der Ebene aus

$$s = \int \sqrt{(dr)^2 + (r d\vartheta)^2} = \int \sqrt{r^2 + \left(\frac{dr}{d\vartheta}\right)^2} d\vartheta$$

über

$$s_2 - s_1 = a \sqrt{1 + m^2} \int_{\vartheta_1}^{\vartheta_2} e^{-m\vartheta} d\vartheta$$

zu

$$s_2 - s_1 = -\frac{a}{m} \sqrt{1 + m^2} (e^{-m\vartheta_2} - e^{-m\vartheta_1}) = \frac{\sqrt{1 + m^2}}{m} (r_1 - r_2). \quad (5)$$

Der Ausdruck für die Bogenlänge der ebenen logarithmischen Spirale folgt auf andere Weise aus demjenigen der sphärischen logarithmischen Spirale mit  $R \rightarrow \infty$ , weil dann das Bogenelement

$$ds = a \sqrt{1 + m^2} \int_{\vartheta_1}^{\vartheta_2} e^{-m\vartheta}$$

wird. Als Spezialfall für  $m = 0$  hat man im Raum den sphärischen Kreis

$$x = a \cos \vartheta, \quad y = a \sin \vartheta, \quad z = \sqrt{R^2 - a^2} \quad (3a)$$

und in der Ebene den Kreis  $r = a$ . Für kleine  $m$  tritt räumlich der Sonderfall der sphärischen archimedischen Spirale

$$x = a(1 - m\vartheta) \cos \vartheta, \quad y = a(1 - m\vartheta) \sin \vartheta, \quad (3b)$$

$$z = \sqrt{R^2 - a^2} (1 - 2m\vartheta)$$

und in der Ebene die einfache archimedische Spirale  $r = a(1 - m\vartheta)$  auf.

Es soll nun an einem Beispiel der Unterschied der Bogenlänge für die räumliche und ebene logarithmische Spirale gezeigt werden, wozu

$$r_1 = 1200 \text{ [km]}, \quad r_2 = 800 \text{ [km]}, \quad \vartheta_1 = 0^\circ \text{ und } \vartheta_2 = 90^\circ$$

gewählt sei. Das Bild der Spirale zeigt die Abb. 1. In beiden Fällen hat man relativ einfach aus  $r_1 = a e^{-m\vartheta_1}$  und  $r_2 = a e^{-m\vartheta_2}$  als Quotienten  $r_1/r_2 = e^{-m(\vartheta_1 - \vartheta_2)}$  und daraus

$$m = \frac{1}{\vartheta_2 - \vartheta_1} \ln \frac{r_1}{r_2} = \frac{2,302585}{\vartheta_2 - \vartheta_1} \log \frac{r_1}{r_2}. \quad (6)$$

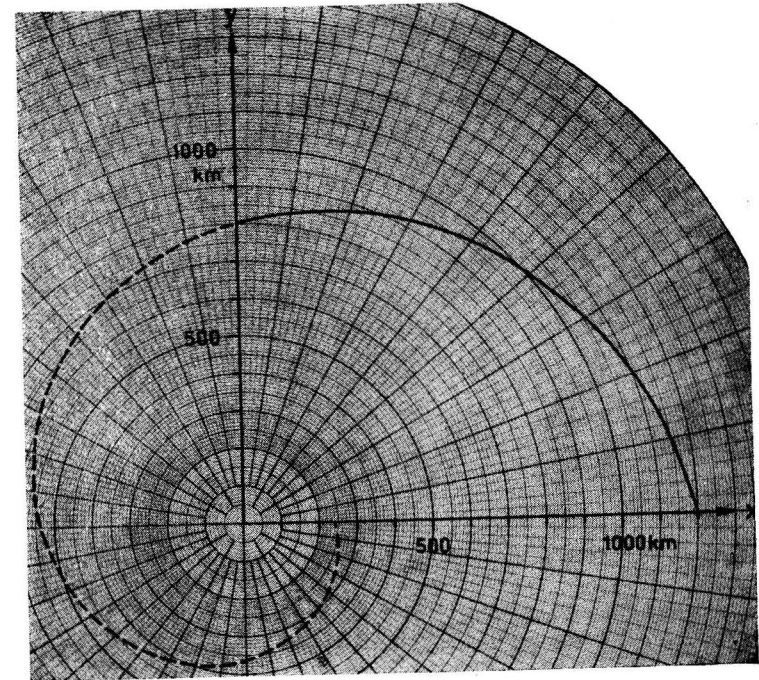


Abb. 1. Bild der logarithmischen Spirale für das gegebene Beispiel

Mit den obigen Werten liefert das

$$m = 0,00450517 \text{ [grad}^{-1}] \text{ bzw. } 0,258127 \text{ [in Bogenmaß].}$$

Im ebenen Fall kommt damit

$$s_2 - s_1 = \frac{\sqrt{0,0666295 + 1}}{0,258127} (1200 - 800) = \underline{1600,42 \text{ [km]}}.$$

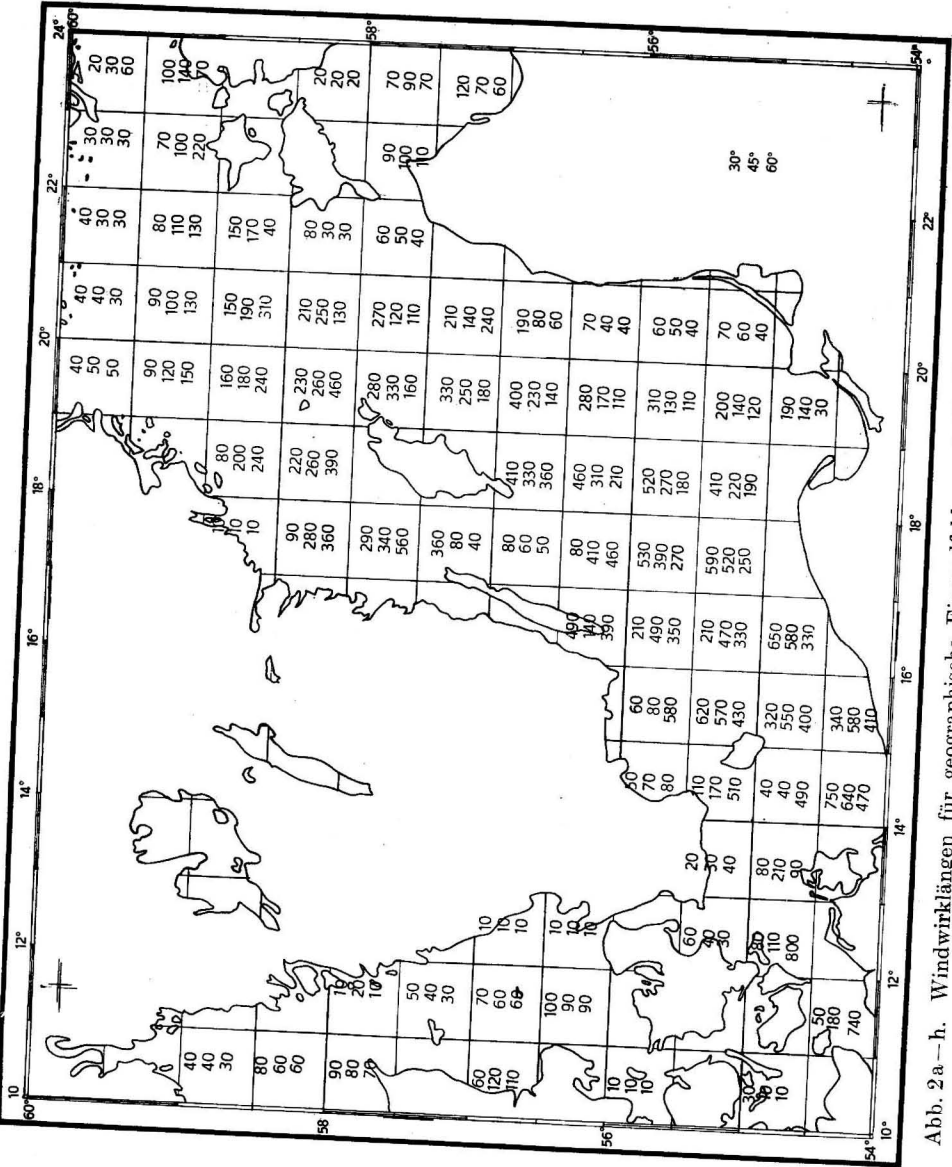


Abb. 2a-h. Windwirkklängen für geographische Eingradfelder und die Haupthimmelsrichtungen in km

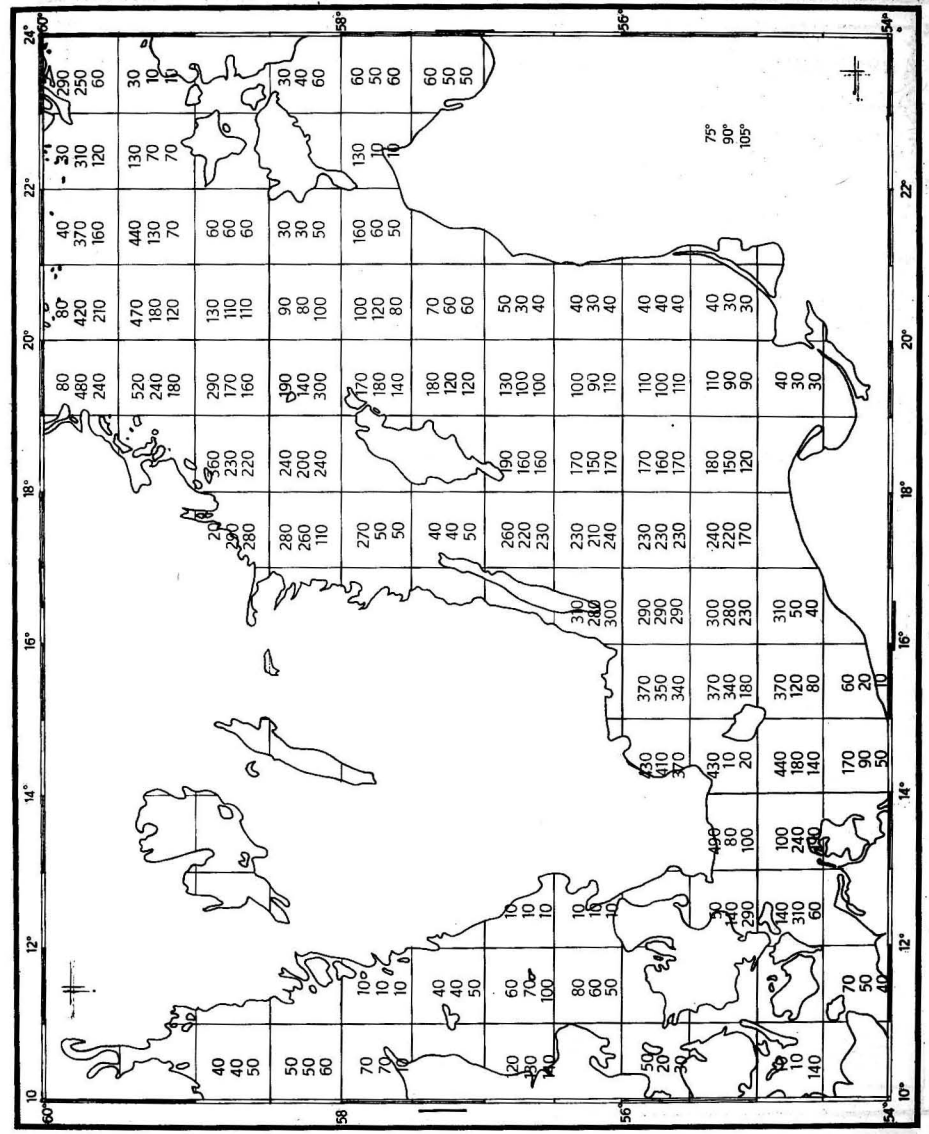


Abb. 2b

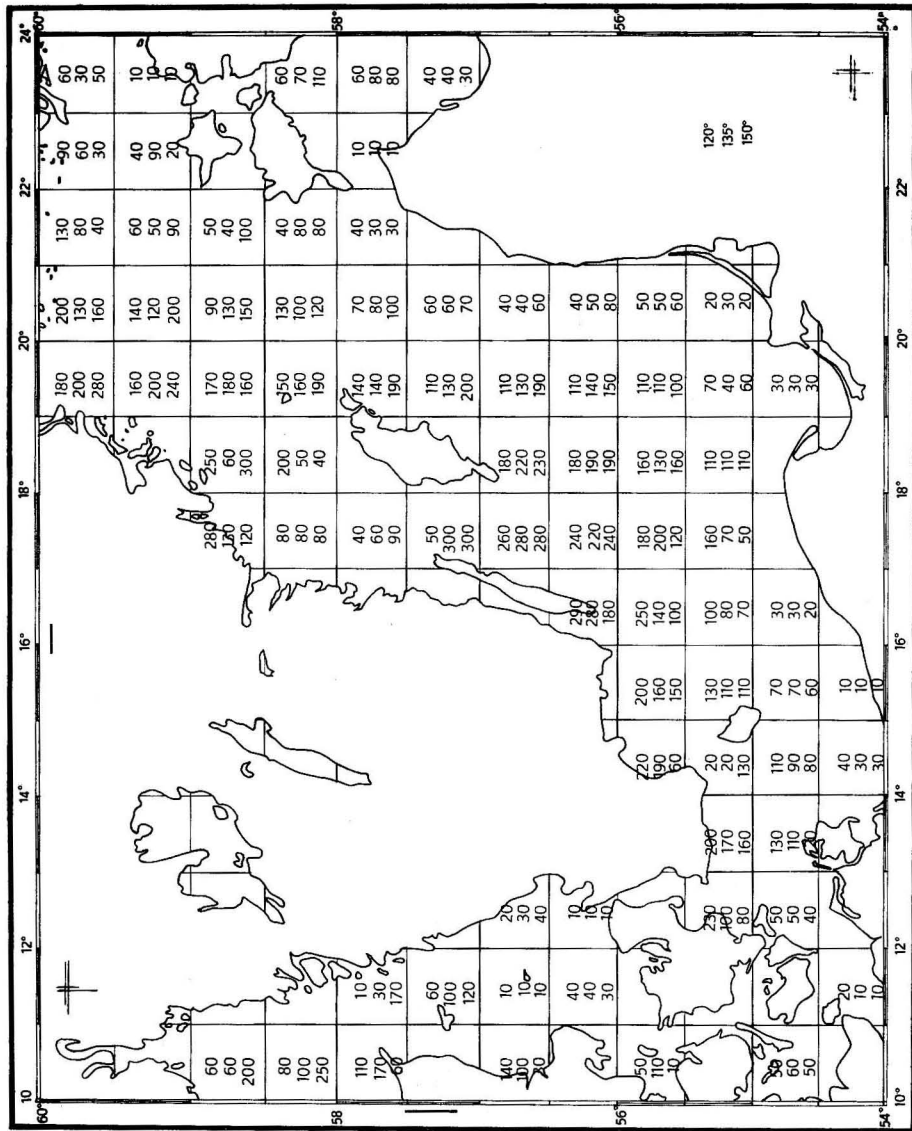


Abb. 2c

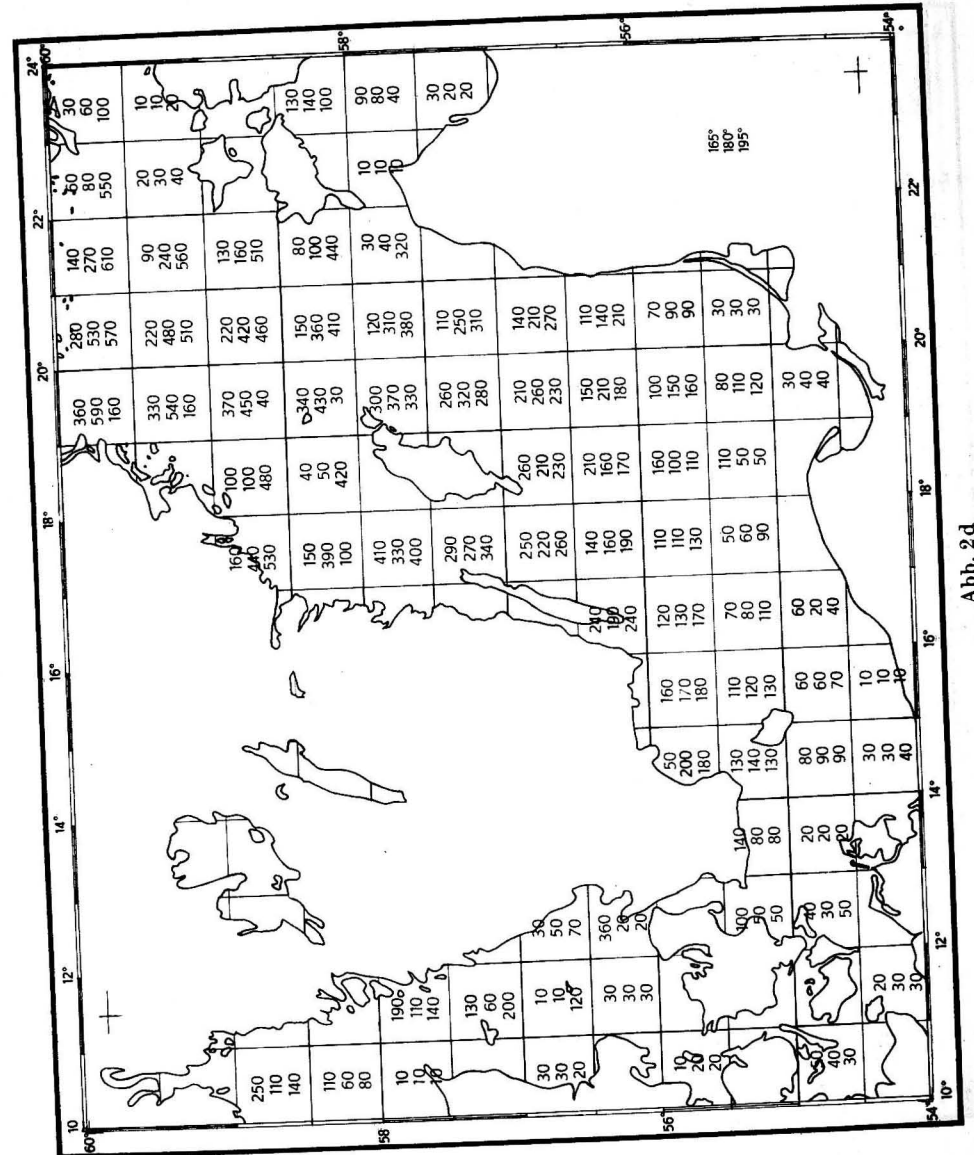


Abb. 2d



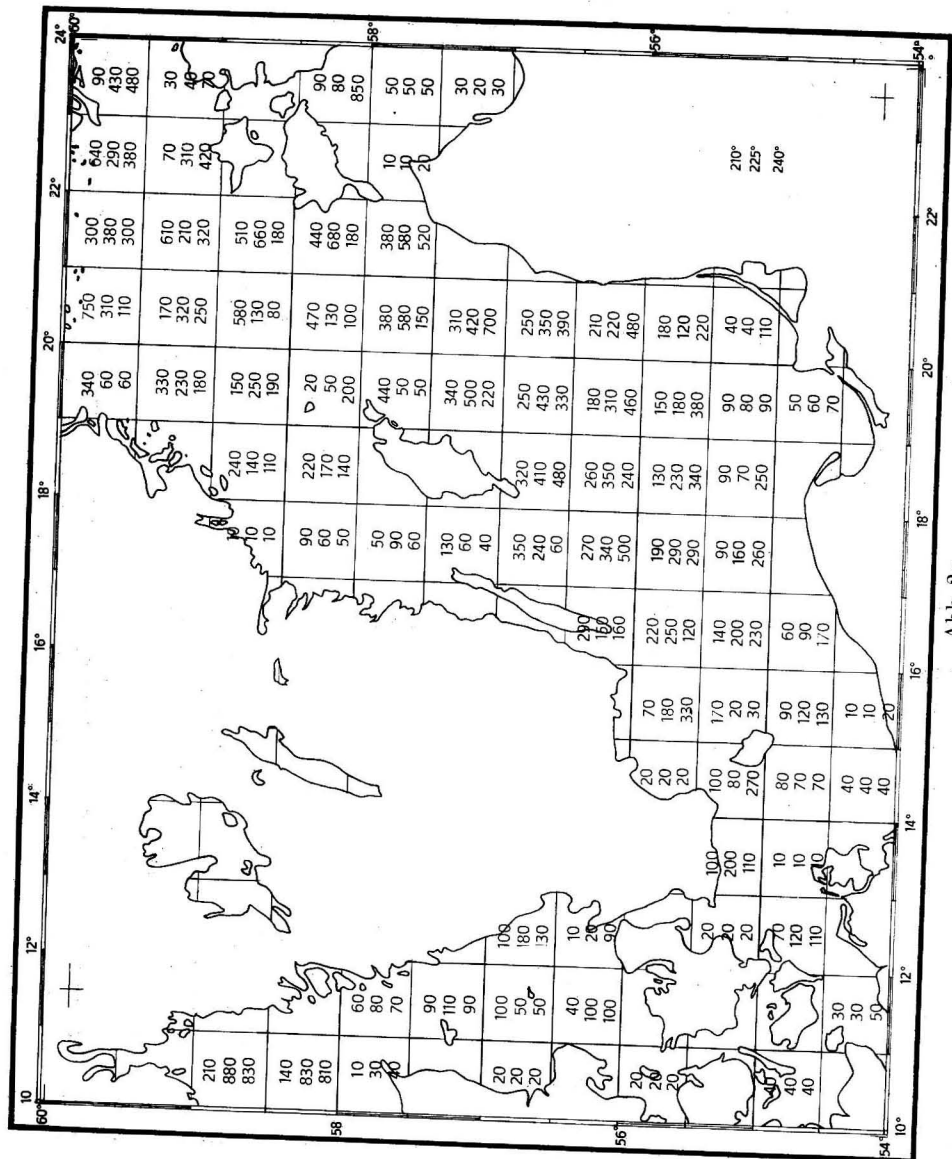


Abb. 2e

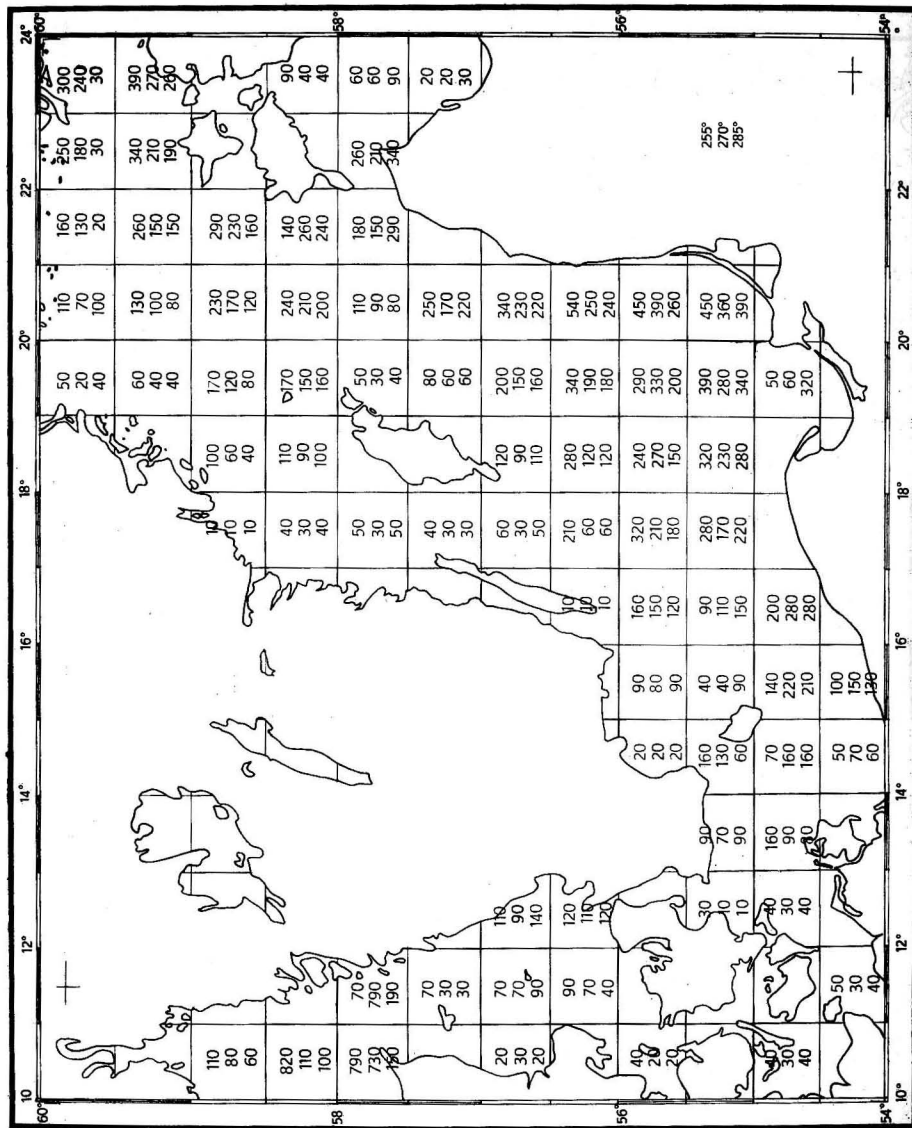


Abb. 2f



Bei dem räumlichen Fall sei  $R = 6371,2$  [km]. Es folgt dann für

$$k = \frac{1}{\sqrt{1+m^2}} = 0,984004, \alpha = 79,738 [^\circ], a = 1200 \text{ [km]},$$

$$\psi_1 = \arcsin \frac{1200}{6371,2} = \arcsin 0,188348 = 0,189480 \text{ [Bogenmaß]},$$

$$\psi_2 = \arcsin \frac{1200}{6371,2} \cdot \frac{2}{3} = \arcsin 0,125565 = 0,125897 \text{ [Bogenmaß]}.$$

Insgesamt hat man

$$s_2 - s_1 = \frac{6371,2}{0,258127} \sqrt{0,0666295 + 1} [0,188381 - 0,125572]$$

oder

$$s_2 - s_1 = 1601,09 \text{ [km]}.$$

Der Unterschied beider Bogenlängen ist bei den vorgegebenen Ausgangsgrößen als sehr gering zu bezeichnen.

Dieses Beispiel entspricht in der Sprachweise der klassischen Theorie einer „stationären Zyklone“ in deren mittleren Bereich. Nach dem Zentrum hin versagt die logarithmische Spirale nach dieser Theorie wegen  $r(0) = \infty$ . Überdies ist das Feld einer Zyklone wegen der auftretenden Vertikalbewegungen dreidimensional. Für die „stationäre Zyklone“ auf der Südhalbkugel lautet die Ausgangsgleichung  $r = a e^{m\theta}$ , womit man das Beispiel sogleich übertragen denken kann.

Ungleich umständlicher gestaltet sich die Entwicklung bei geradlinig unbeschleunigt wandernden Zyklonen, weil dann die Bahngleichungen komplizierter werden. Eine Berechnung des Integrals der Bogenlänge ist im Gültigkeitsbereich der klassischen Theorie über eine Reihenentwicklung auch dann noch möglich und führt auf eine Anzahl von geschlossen lösbarer Teilintegralen. Der Gang dieser Entwicklung wird Gegenstand einer gesonderten Betrachtung sein, die für die „Monatsberichte der DAW“ vorgesehen ist.

#### Literatur

- KOSCHMIEDER, H., Physik der Atmosphäre, Bd. 2: Dynamische Meteorologie. Leipzig 1951.  
 SAGER, G., Windwirklängen in der Nordsee. Beiträge zur Meereskunde H. 27. Berlin 1970.  
 BELYAKOV, V. M., KRAVTSOVA, R. I. and RAPPOFORT, M. G., Tables of elliptical integrals, part 1. Mathematical tables series, Vol. 37. Pergamon Press 1965.

Abschluß der Arbeit: 14. 11. 1970

Anschrift des Verfassers:

Dr. habil. GÜNTHER SAGER, Institut für Meereskunde, DDR-253 Warnemünde, Seestr. 15

## Salzwassereinbrüche im Gebiet der westlichen Ostsee

Von G. WOLF

*Zusammenfassung:* Der ständige Wechsel zwischen Ein- und Ausstrom ist für das Übergangsgebiet zwischen Nord- und Ostsee charakteristisch. Extreme Einstromlagen werden als Salzwassereinbrüche bezeichnet, wenn das durch das Ausmaß der eingetretenen ozeanologischen Veränderungen gerechtfertigt erscheint.

Es wurde daher versucht, Unterscheidungsmerkmale festzulegen, die eine Abgrenzung der Salzwassereinbrüche von den Einstromlagen ermöglichen. Dabei zeigt es sich, daß für einen wirksamen Salzwassereinbruch sowohl meteorologische als auch ozeanologische Voraussetzungen erfüllt sein müssen, die einander gewöhnlich ausschließen.

Die Beobachtungen vom Feuerschiff Gjedser Rev wurden dazu verwendet, um die Häufigkeit von Salzwassereinbrüchen im Zeitraum 1950 bis 1968 zu ermitteln. Es konnten 20 Salzwassereinbrüche festgestellt werden, von denen aber nur sechs eine relative Bewertung zwischen 25% und 80% aufweisen.

### 1. Einleitung

Nach BROGMUS (1952) besitzt die Süßwasserzufuhr einen hohen Anteil am gesamten Wasserhaushalt der Ostsee. WYRTKI (1954a) ermittelte, daß die Änderung des jährlichen Ganges dieser Komponente etwa den Bereich zwischen 10 und 100 km<sup>3</sup>/Mon. umfaßt. Daraus resultiert im Mittel in den oberflächennahen Schichten ein Ausstrom von salzarmem Wasser aus der Ostsee, während in den tieferen Schichten salzreiches Wasser einfließt. Außerdem weist dadurch die ganzjährig bestehende Salzgehaltsschichtung im Übergangsgebiet einen periodisch veränderlichen Bestandteil auf. Dem Einfluß der Süßwasserzufuhr auf den Salzgehalt sind die wechselnden, kurzzeitigen, aber tiefgreifenden Wirkungen des äußeren Kraftfeldes überlagert. Da gerade in den sturmreichen Jahreszeiten die haline Schichtung meist nur wenig ausgeprägt ist, können Einstromlagen die Schichtung im Übergangsgebiet völlig auflösen und in besonderen Fällen zu sog. Salzwassereinbrüchen führen.

In verschiedenen Arbeiten, z. B. von KALLE (1943), HELA (1944), MANKOWSKI (1951), NIKOLAJEW (1956), SCHEMAINDA (1956), FONSELIUS (1962, 1967 und 1969) sowie FRANCKE und NEHRING (1970), wird auf die Ursachen, den Ablauf oder die Auswirkungen von Salzwassereinbrüchen eingegangen. Eine umfassende Darstellung des letzten großen Salzwassereinbruches von 1951 enthält die Arbeit von WYRTKI (1954b). Die Bindung der Salzwassereinbrüche an

extreme Wetterlagen ist stets so offensichtlich, daß man das Ausmaß der Veränderungen nur diesen zuzuschreiben geneigt ist. Man findet aber auch Hinweise, z. B. bei WYRTKI (1954 b) und KÄNDLER (1951), die auf besondere ozeanologische Merkmale schließen lassen. So weisen beide auf eine ungewöhnliche Menge Nordseewasser hin, die zu Beginn des Salzwassereintruches im Übergangsbereich zur Verfügung stand.

Diese Feststellung zeigt, daß die meteorologischen Bedingungen bei einem Salzwassereintruch im wesentlichen die in die Ostsee einfließende Wassermenge beeinflussen, während das Ausmaß der ozeanologischen Veränderungen vom Salzgehalt dieser Wassermassen abhängig ist. Obwohl man zwischen Einstromlagen und Salzwassereintrüchen unterscheidet, wurde bisher eine Abgrenzung nicht vorgenommen.

## 2. Die ozeanologischen Verhältnisse im Übergangsbereich

Das Seegebiet westlich der Darßer Schwelle wird in bezug auf die haline Schichtung durch zwei Sprungschichten charakterisiert. Nachdem WATTENBERG (1941) nachgewiesen hat, daß sich der Übergang vom Nordseewasser zum Ostseewasser sprunghaft an der Skagerrakfront bzw. der Beltseefront vollzieht, forderte WYRTKI (1953), daß nicht beide Grenzflächen am Boden vor der Darßer Schwelle enden können, sondern daß die Beltseegrenzfläche aus Kontinuitätsgründen über die Schwelle hinwegreichen muß.

Der Einfluß der Süßwasserzufuhr auf den Oberflächen- und Bodensalzgehalt ist bereits aus der Verlagerung der Isohalinen im Jahresablauf erkennbar, wenn man Monatskarten des Salzgehaltes betrachtet.

Im Winter, bei niedrigen Werten der Süßwasserzufuhr, ist der Salzgehalt am Boden westlich der Darßer Schwelle gering, und die Beltseefront pendelt in der Nähe der Darßer Schwelle unter dem Einfluß der Wetterlage hin und her. Die Salzgehaltsunterschiede zwischen dem Ostseewasser und dem Kattegat-Mischwasser an der Beltseegrenzfläche sind klein. Ein Unterstrom an der Grenzfläche, der der Ostsee Kattegat-Mischwasser zuführt, ist nur sehr schwach ausgebildet. Die Skagerrakgrenzfläche, deren Front sich an der Oberfläche aus bekannten Gründen nur wenig verlagert, endet am Boden im südlichen Kattegat. Die meteorologischen Voraussetzungen für einen Salzwassereintruch sind, ebenso wie im Herbst, günstig. Häufig auftretende stürmische westliche Winde lösen die Schichtung zeitweise auf, aber der Salzgehalt der Wassermassen, die mit dem Einstrom in die Ostsee gelangen, ist im allgemeinen niedrig.

Im Frühjahr/Sommer, bei zunehmender Süßwasserzufuhr, bewegt sich die Beltseefront in Richtung Kattegat. Bedingt durch den horizontalen Salzgehaltsgradienten im Übergangsbereich, werden immer salzreichere Wassermassen in den Bereich der Grenzfläche einbezogen, deren Dichteunterschiede durch die zunehmende Erwärmung noch verstärkt werden. Dabei fließt in steigendem Maße Kattegat-Mischwasser über die Darßer Schwelle, und die Skagerrakgrenzfläche schiebt sich am Boden in Richtung Darßer Schwelle vor.

Mit dem Vordringen des salzreichen Nordseewassers bestehen günstige ozeanologische Voraussetzungen für einen Salzwassereintruch, aber die meist wind-schwachen Wetterlagen können die stabile Schichtung kaum noch tiefgreifend beeinflussen. Im Herbst und im Winter wird dann allmählich die Ausgangssituation wieder erreicht.

Der Vorstoß der Skagerrakgrenzfläche am Boden läßt sich anhand der Salzgehaltsbeobachtungen des Feuerschiffes Fehmarnbelt gut verfolgen (Abb. 1). Als Beispiel wurde der Frontdurchgang im Jahre 1952 gewählt.

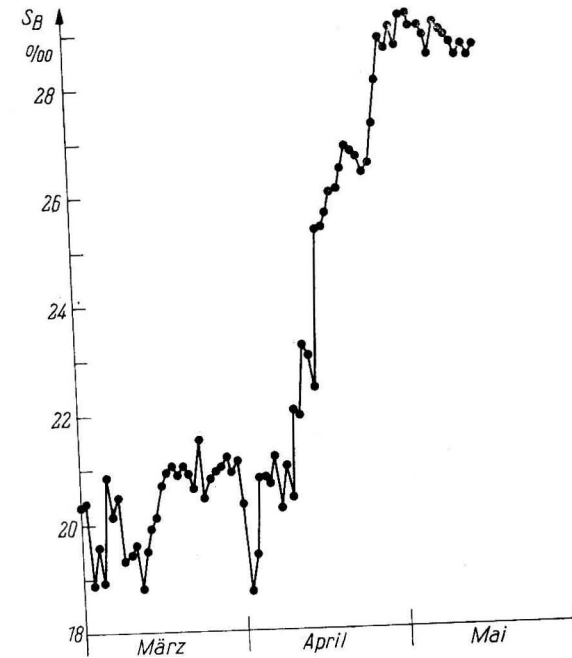


Abb. 1. Durchgang der Skagerrakfront am Boden im Fehmarnbelt 1952

Anfang April steigt der Bodensalzgehalt bei Feuerschiff Fehmarnbelt von ca. 20 ‰ im Verlaufe eines Monats auf 29 ‰ an. Dieser Wassermassenwechsel westlich der Darßer Schwelle macht deutlich, daß die ozeanologische Ausgangssituation für eine Einstromlage recht unterschiedlich sein kann.

Das von der Süßwasserzufuhr beeinflusste Angebot an salzreichem Nordseewasser ist in den sturmreichen Jahreszeiten für einen Salzwassereintruch meist ungünstig, während die windschwachen Monate gute Voraussetzungen dafür bieten. Nehmen wir jedoch an, daß durch einen „anomalen“ Jahresgang salzreiches Nordseewasser bereits am Jahresanfang oder in den sturmreichen Herbst-

monaten noch immer zur Verfügung steht, so könnte eine langanhaltende Weststurm- lage einen intensiven Salzwassereinbruch hervorrufen.

Es dürfte nicht sehr oft vorkommen, daß die ozeanologischen und meteorologischen Voraussetzungen so erfüllt sind, wie bei dem Salzwassereinbruch im Dez. 1951.

In Abb. 2 ist der Jahresgang des Bodensalzgehaltes bei Feuerschiff Fehmarnbelt für das Jahr 1951 und 1956 im Vergleich zu den Mittelwerten 1952/56 dargestellt.

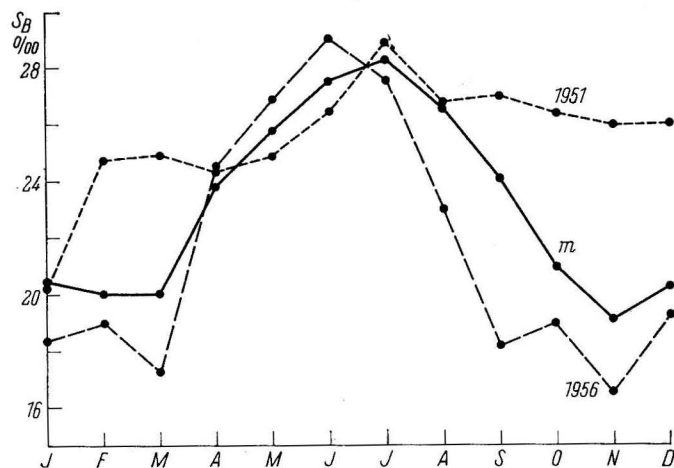


Abb. 2. Jahresgang des Bodensalzgehaltes im Fehmarnbelt für das Jahr 1951 und 1956 im Vergleich zu den Mittelwerten 1952/56

Es ergibt sich, daß Ende des Jahres 1951 der Salzgehalt bis zu  $7\text{‰}$  höher war als der mittlere Salzgehalt und daß dieses Angebot an salzreichem Nordseewasser seit August 1951 fast unverändert zur Verfügung stand, bis schließlich im Nov./Dez. auch die meteorologischen Voraussetzungen erfüllt waren.

Interessant ist der Vorgang der Schichtungsauflösung im Übergangsgebiet, wie ihn WYRTKI (1954 b) dargestellt hat und der hier als allgemeines Schema für Salzwassereinbrüche beschrieben wird. Die stark ausgezogenen Isohalinen kennzeichnen die Lage der Grenzflächen und ihre Veränderung unter dem Einfluß starker westlicher Winde. Ein Gesichtspunkt für die Abgrenzung von Einstromlagen und Salzwassereinbrüchen wird jedoch erst deutlich, wenn man den Auflösungsvorgang der Schichtung im Zusammenhang mit den beteiligten Wasserarten sieht. Das Vorhandensein zweier Grenzflächen setzt drei Wasserarten voraus.

WEIDEMANN (1950) hat im Fehmarnbelt diese Wasserkörper im  $T-S$ -Diagramm analysiert und folgende Tabelle aufgestellt: (s. S. 71 oben) Die Unterscheidung der Wasserarten 1 und 4 können wir außer Betracht lassen, da sie temperaturbedingt ist.

Wasserart	mittl. Temp.	mittl. Salzgehalt	mittl. Tiefe im FB
1	19–21°	10 ‰	5–0 m
2	10–11°	28 ‰	28 m
3	19–20°	15–17 ‰	5–10 m
4	11–13°	9–10 ‰	3–6 m

Die Berücksichtigung der Wasserkörper und der Vorgang der Schichtungsauflösung läßt dann folgende Stadien erkennen (Abb. 3):

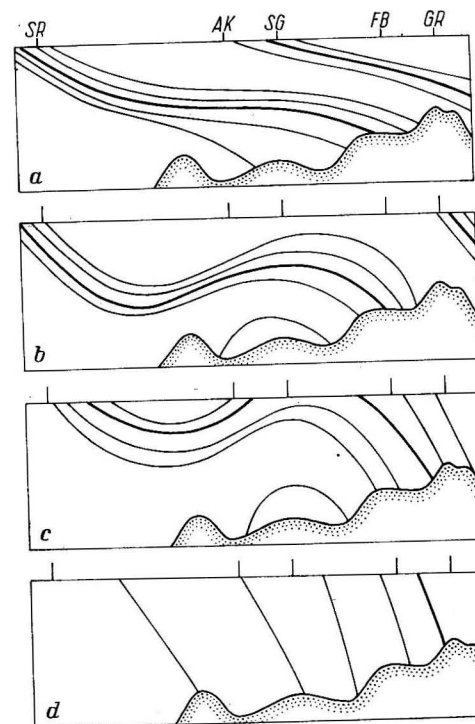


Abb. 3. Schematische Darstellung der Schichtungsauflösung im Übergangsgebiet. (Die Abkürzungen kennzeichnen die Lage der Feuerschiffe Skagens Rev, Anholt Knob, Schulz Grund, Fehmarnbelt und Gjedser Rev.)

- Die Ausgangssituation bildet eine Ausstromlage mit großen vertikalen Salzgehaltsunterschieden. Die Beltseegrenzfläche reicht über die Darßer Schwelle hinweg und die Skagerrakgrenzfläche endet am Boden vor der Darßer Schwelle.
- Unter dem Einfluß starker Westwinde wurde während einer Einstromlage die Beltseefront (Wasserart 1 und 4) bis an den Ostrand der Darßer Schwelle zurückgedrängt. Über der Darßer Schwelle besteht keine Schichtung mehr und Kattegat-Mischwasser (Wasserart 3) fließt in das Arkonabecken. Die

Skagerrakgrenzfläche deformiert sich in der angegebenen Weise. Die höchste Entwicklungsphase einer Einstromlage ist erreicht, wenn der mittlere Salzgehalt der Wasserart 3 (17‰) überschritten wird.

- c) Hier zeigt die Skagerrakgrenzfläche deutliche Auflösungserscheinungen. Der Salzwassereinbruch ist im vollen Gange und Wassermassen mit einem mittleren Salzgehalt zwischen 17‰ und 28‰ (Wasserart 2) fließen über die Darßer Schwelle.
- d) Die Schichtung im gesamten Übergangsgebiet hat sich völlig aufgelöst. Das ursprünglich salzreichste Bodenwasser vor der Darßer Schwelle nimmt die gesamte Schicht oberhalb der Schwelle ein. Im Übergangsgebiet besteht nur noch ein schwacher horizontaler Salzgehaltsgradient.

Da der Salzgehalt im Übergangsgebiet von der Oberfläche zum Boden hin zunimmt, läßt sich der Schichtungsgrad nach dem Verhältnis  $G = \frac{S}{S_B} 100$  beurteilen. Eine Häufigkeitsverteilung der täglichen Werte bei Feuerschiff Gjedser Rev für den Zeitraum 1950 bis 1959 ergibt eine deutliche Grenze für Werte von  $G \geq 85\%$ .

Einen ähnlichen Schwellenwert findet man auch für den Zeitraum des Salzwassereinbruches vom Nov./Dez. 1951, wo an allen Tagen der Schichtungsgrad  $G \geq 80\%$  war. Daher wurde dieser Wert verwendet, um die Dauer eines Salzwassereinbruches zu bestimmen.

Die Darßer Schwelle bildet eine natürliche ozeanologische Grenze zwischen dem Übergangsgebiet und der eigentlichen Ostsee. Es ist daher zweckmäßig, sich auf die Beobachtungen von Feuerschiff Gjedser Rev zu stützen und die Festlegungen für einen Salzwassereinbruch entsprechend zu formulieren.

### 3. Einstromlagen und Salzwassereinbrüche

Damit nach den getroffenen Unterscheidungen ein Salzwassereinbruch vorliegt, müssen im Gebiet der Darßer Schwelle (Feuerschiff Gjedser Rev) folgende Voraussetzungen bestehen:

- a) Eine langanhaltende stürmische Westwindlage muß die haline Schichtung auflösen, so daß mindestens an fünf aufeinanderfolgenden Tagen der Schichtungsgrad  $G \geq 80\%$  ist.
- b) Der Bodensalzgehalt westlich der Darßer Schwelle soll möglichst hohe Werte (bis 30‰) aufweisen und der Bodensalzgehalt bei Feuerschiff Gjedser Rev muß  $S_B \geq 17‰$  sein.

Obwohl jede dieser Festlegungen häufig erfüllt wird, schließen beide einander aus den genannten Ursachen meist aus.

Bei einer intensiven Ausstromlage dürfte  $G = 25\%$  kaum unterschritten werden. Daher schwankt der Bereich für Einstromlagen zwischen 25 und 80%, im allgemeinen jedoch etwa zwischen 45 und 80%. Bei der Abgrenzung der

Salzwassereinbrüche blieb also die Dauer der vorangegangenen Einstromperiode unberücksichtigt, da die ozeanologischen Auswirkungen nicht betrachtet werden. Um festzustellen, wie häufig nach der getroffenen Einteilung Salzwassereinbrüche vorkommen, wurden die Beobachtungen von Feuerschiff Gjedser Rev für den Zeitraum 1950 bis 1968 verwendet. In der folgenden Tabelle 1 ist die Dauer des Salzwassereinbruches  $t$ , der mittlere Salzgehalt  $\bar{S}$  der Wasserschicht Oberfläche/Boden in dieser Zeit und der mittlere Schichtungsgrad  $\bar{G}$  in dieser Periode angegeben.

Damit eine gewisse Einschätzung vorgenommen werden kann, wurde unter Berücksichtigung von  $t$  und  $\bar{S}$  eine Ordnungszahl  $r$  % angegeben. Nach dieser Einordnung besitzt ein Salzwassereinbruch mit  $t = 5$  Tg. und  $\bar{S} = 17‰$  die Ordnungszahl  $r = 0\%$ , ein solcher mit  $t = 30$  Tg. und  $\bar{S} = 24,0‰$  die Ordnungszahl  $r = 100\%$  (der große Salzwassereinbruch vom Nov./Dez. 1951 weist in diesem Rahmen mit  $t = 26$  Tg. und  $\bar{S} = 22,2‰$  die Ordnungszahl  $r = 80\%$  auf).

TABELLE 1

Häufigkeit von Salzwassereinbrüchen in die Ostsee während der Jahre 1950—1968

Zeitraum	Zahl der Tage $t$ [Tg.]	Mittl. Salzgehalt Oberfl./Boden $\bar{S}$ [‰]	Mittl. Schicht.-Grad $\bar{G}$ %	Ordnungszahl $r$ [%]	$t \cdot S$
18. 2. bis 27. 2. 50	10	17,3	91,8	12,6	173
22. 9. bis 15. 10. 50	24	18,2	93,3	47,6	432
3. 12. bis 9. 12. 50	7	17,5	97,9	7,8	122
24. 11. bis 19. 12. 51	26	22,2	93,1	80,0	577
10. 1. bis 20. 1. 52	11	19,2	92,4	27,9	271
19. 11. bis 8. 12. 53	10	17,6	92,9	14,6	176
18. 1. bis 23. 1. 54	6	18,2	95,2	10,1	109
22. 9. bis 26. 9. 54	5	17,8	98,1	5,6	89
23. 12. bis 30. 12. 54	8	17,4	88,9	9,1	139
4. 12. bis 13. 12. 55	10	17,8	95,9	16,0	178
1. 1. bis 8. 1. 60	8	19,0	90,1	20,0	152
2. 12. bis 10. 12. 60	9	17,0	90,7	8,4	154
26. 3. bis 2. 4. 61	8	19,2	93,0	21,8	153
2. 12. bis 11. 12. 61	10	24,1	95,4	60,0	241
20. 1. bis 25. 1. 62	6	20,2	95,5	24,6	129
4. 10. bis 18. 10. 63	15	18,9	87,4	34,4	284
18. 11. bis 28. 11. 63	11	17,3	92,6	14,9	190
5. 2. bis 9. 2. 64	5	17,5	86,7	1,8	88
15. 11. bis 30. 11. 64	16	18,7	91,5	34,9	299
30. 10. bis 5. 11. 65	7	18,3	92,5	13,2	128
		19,6	88,9	25,3	103

Im Zeitraum 1950 bis 1968 wurden 20 Salzwassereinbrüche unterschiedlicher Intensität festgestellt. Aber nur in zwei Fällen erreichten sie in der Wertung mehr als  $r = 50\%$  oder in sechs Fällen mehr als  $r = 25\%$ . Das bedeutet, daß durchschnittlich etwa alle drei Jahre ein Salzwassereinbruch dieser Größenordnung vorkommt. Allerdings ergibt die tatsächliche zeitliche Verteilung ein

völlig anderes Bild. Salzwassereinbrüche konnten nur in den Jahren 1950 bis 1955 und 1960 bis 1965 festgestellt werden.

Beurteilt man diese Gruppen nach den Ordnungszahlen, so ist die Verteilung bemerkenswert ausgeglichen, obwohl im Hinblick auf die ozeanologischen Auswirkungen die tatsächlich eingeflossenen Wassermengen ungewiß bleiben.

Daß in einigen Jahren, vor allem im Winter, Beobachtungslücken vorhanden sind, dürfte das Gesamtbild nicht wesentlich beeinträchtigen.

Leider ist es recht schwierig, ozeanologische Beobachtungen aus den tiefen Becken der Ostsee den Auswirkungen bestimmter Salzwassereinbrüche zuzuordnen.

Zwei Meßserien aus dem Bornholmbecken, die jeweils einen Monat nach dem Salzwassereinbruch vom Sept./Okt. 1950 und Nov./Dez. 1951 gewonnen wurden, bieten sich zu einem Vergleich an. Sie sind der Arbeit von GLOWINSKA (1959) entnommen, die auf die Vorgänge im Jahre 1951 hinweist. Aus der folgenden Abb. 4 ist zu ersehen, welche Veränderungen jeweils einen Monat nach den Salzwassereinbrüchen im Vergleich zu den Mittelwerten von RUPPIN (1912) eingetreten sind.

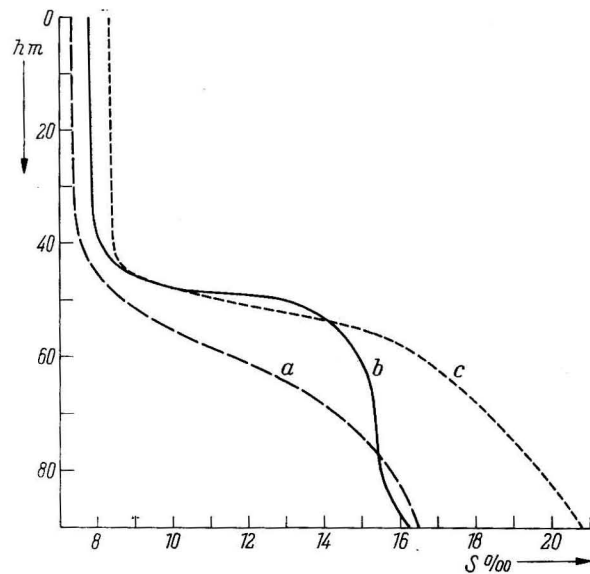


Abb. 4. Vertikale Salzgehaltsverteilung im Bornholmbecken  
(a) Jahresmittelwerte nach RUPPIN (1912), (b) Salzgehaltsverteilung vom 17. 11. 1950 und  
(c) Salzgehaltsverteilung vom 25. 1. 1952

Im Januar 1952 läßt die gesamte Wassermasse, vor allem aber die Schicht unterhalb 45 m Tiefe, große Auswirkungen erkennen. Das im Mittel  $\bar{S} = 4\text{‰}$  salzreichere Wasser, das über die Darßer Schwelle eingeflossen ist, hat zu einer durchgreifenden Erneuerung des Bodenwassers im Bornholmbecken geführt.

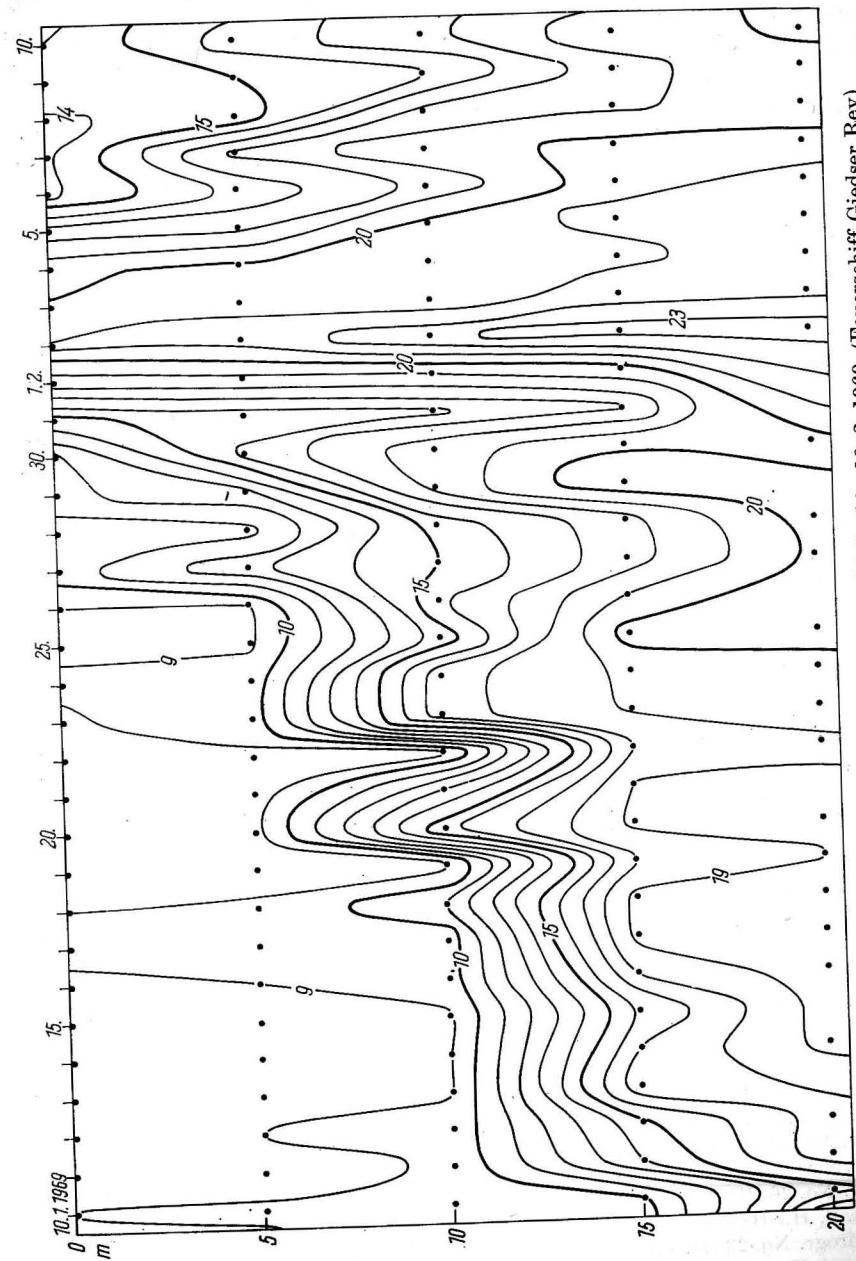


Abb. 5. Isolethendarstellung des Salzgehaltes vom 10. 1. bis 10. 2. 1969 (Feuerschiff Gjedser Rev)

Im November 1950 wurde dagegen nur die Schicht zwischen 40 und 80 m besonders beeinflusst. Das Bodenwasser konnte aufgrund seiner größeren Dichte offensichtlich nicht verdrängt werden. Die Ordnungszahlen  $r = 80,0\%$  und  $r = 47,6\%$  erscheinen auch in bezug auf die ozeanologischen Veränderungen gerechtfertigt.

Zu Beginn des Jahres 1969 ist ein weiterer Salzwassereinbruch in die Ostsee erfolgt. FRANCKE und NEHRING (1970) haben Umfang und Ausmaß der ozeanologischen Veränderungen ausführlich behandelt. Als Merkmale im Sinne einer Abgrenzung zwischen Einstromlage und Salzwassereinbruch ergeben sich  $t = 5 \text{ Tg.}$ ,  $\bar{S} = 20,6\text{‰}$  und  $\bar{G} = 88,9\%$ . Die Ordnungszahl beträgt  $r = 25,3\%$  (der letzte Salzwassereinbruch dieser Größenordnung wurde im November 1964 festgestellt).

Die folgende Abb. 5 ist eine Isoplethendarstellung des Salzgehaltes bei Feuerschiff Gjedser Rev, die freundlicherweise vom Dänischen Meteorologischen Institut zur Verfügung gestellt wurde. Aus dieser Darstellung ersieht man, wie nach dem 10. 1. 1969 allmählich salzreiches Wasser über die Darßer Schwelle vorstößt, die Mächtigkeit dieser Schicht zunimmt und die Schichtung schließlich aufgelöst wird. Obwohl dieser Vorgang keineswegs kontinuierlich verläuft, wie die Isohalinen (und die Schwankungen des Oberflächenstromes) erkennen lassen, so ergibt sich doch das Gesamtbild einer Einstromlage, die nach etwa zwei Dekaden die Merkmale eines Salzwassereinbruches aufweist.

Bemerkenswert ist der hohe mittlere Salzgehalt der Wassermassen, die während der letzten Phase des Salzwassereinbruches in die Ostsee eingeflossen sind. Dieser Wert wurde im betrachteten Zeitraum nur 1951 und 1961 übertroffen. Wenn bereits nach kurzer Dauer hohe mittlere Salzgehaltswerte erreicht werden, so kann man folgern, daß in diesen Fällen die ozeanologischen Bedingungen für Salzwassereinbrüche günstig waren. Niedrige Mittelwerte bei langer Dauer weisen auf gute meteorologische Voraussetzungen hin. Die Auswirkungen solcher Salzwassereinbrüche sind meist nicht sehr augenfällig, da sich die Wassermassen, entsprechend ihrer Dichte, in einer Zwischenschicht in der Ostsee ausbreiten.

Es bleibt abzuwarten, ob mit dem Salzwassereinbruch vom Januar/Februar 1969 bereits nach drei Jahren eine weitere Periode eingeleitet wurde.

#### Literatur

- BROGMUS, W., Eine Revision des Wasserhaushaltes der Ostsee. Kieler Meeresforschung 8 (1952).
- FONSELIUS, S. H., Hydrography of the Baltic deep basins. Fishery Board of Sweden, Ser. Hydrogr. No. 13 (1962).
- FONSELIUS, S. H., Hydrography of the Baltic deep basins II. Fishery Board of Sweden, Ser. Hydrogr. No. 20 (1967).
- FONSELIUS, S. H., Hydrography of the Baltic deep basins III. Fishery Board of Sweden, Ser. Hydrogr. No. 23 (1969).
- FRANCKE und NEHRING, D., Vorläufige Beobachtungen über einen erneuten Salzwassereinbruch in die Ostsee im Februar 1969. Beiträge Meeresk. H. 28 (1971).

- GLOWINSKA, A., Hydrologische Untersuchungen in der südlichen Ostsee im Jahre 1951. Prace MIR, Warszawa 7 (1959). (poln.).
- HELA, I., Über die Schwankungen des Wasserstandes in der Ostsee. Ann. Acad. Sci. Fenn. A. I, Nr. 28 (1944).
- KALIE, K., Die große Wasserumschichtung im Gotlandtief vom Jahre 1933–34. Ann. Hydrogr. H. 71 (1943).
- KÄNDLER, R., Einfluß der Wetterlage auf die Salzgehaltsschichtung im Übergangsgebiet zwischen Nord- und Ostsee. DHZ 4 (1951) H. 4.
- MANKOWSKI, W., Biologische Schwankungen in der Ostsee während der letzten 50 Jahre. Adbitka z Prace Morskiego Instytutu Rybackiego w Gdyni Nr. 6 (1951). (poln.)
- NIKOLAJEW, I. I., Die Ursachen für die Schwankungen des Salzgehaltes in der Ostsee. Trudy Baltiro Kaliningrad 2 (1956). (russ.).
- RUPPIN, E., Beitrag zur Hydrographie der Belt- und Ostsee. Wiss. Meeresunters. N.F., Abt. Kiel 14 (1912) H. 10.
- SCHEMAINDA, R., Die ozeanographischen Veränderungen im Bornholmtief in den Jahren 1951–1955. Ann. Hydrogr. 8 (1956).
- WYRTKI, K., Schwankungen im Wasserhaushalt der Ostsee. DHZ 7 (1954a).
- WYRTKI, K., Der große Salzeinbruch in die Ostsee im November und Dezember 1951. Kieler Meeresforsch. 10 (1954b).
- WYRTKI, K., Die Dynamik der Wasserbewegungen im Fehmarnbelt. Kieler Meeresforsch. 9 (1953).
- WATTENBERG, H., Über die Grenzen zwischen Nord- und Ostseewasser. Ann. Hydrogr. IX (1941).
- WEIDEMANN, H., Untersuchungen über periodische und unperiodische hydrographische Vorgänge in der Beltsee. Kieler Meeresforsch. 7 (1950) H. 2.
- Anschrift des Verfassers:  
G. WOLF, Institut für Meereskunde, DDR-253 Warnemünde, Seestr. 15



## Experimentell-ökologische Untersuchungen über O<sub>2</sub>-Mangel- und H<sub>2</sub>S-Resistenz an marinen Evertebraten der westlichen Ostsee<sup>1)</sup>

Von JÖRG-A. VON OERTZEN und GÜNTER SCHLUNGBAUM

Vergleicht man Benthosbonitierungen der letzten zwanzig Jahre (DEMEL u. MULICKI (1954), LÖWE (1963), KÜHLMORGEN-HILLE (1963)) mit Untersuchungen allerneuesten Datums (TULKKI (1965), SCHULZ (1966), v. OERTZEN (1969) und LEPPÄKOSKI (1969)) aus der mittleren und westlichen Ostsee, so kann man einen deutlichen Rückgang zahlreicher Faunenelemente beobachten. Bei Betrachtung der Dynamik der chemisch-hydrographischen Faktoren im gleichen Zeitraum und gleichen Gebiet (KRUG, I (1963) und FONSELIUS (1969)) sind Veränderungen in den Thermo- und Haloclinen, ein rapider Anstieg des Phosphatgehaltes sowie eine O<sub>2</sub>-Abnahme in den tieferen Becken von besonderer Bedeutung. Im Gotlandbecken und in der Bornholm-Mulde sowie im Landsorttief haben diese Veränderungen bereits zu extremen Bedingungen geführt. Unterhalb 100 m Tiefe ist der O<sub>2</sub>-Gehalt in vielen Fällen sehr niedrig, und ab 150 m Tiefe ist in den letzten 2 Jahren in einigen Senken bereits ein Auftreten von H<sub>2</sub>S zu verzeichnen. Diese Erscheinungen und die damit verbundenen Fluktuationen in den Benthoslebensgemeinschaften sind nicht auf die Tiefenbecken beschränkt, ähnliche Beobachtungen (extreme O<sub>2</sub>-Abnahme in Stagnationsperioden und H<sub>2</sub>S-Auftreten in den bodennahen Schichten) liegen auch aus der relativ flachen Kieler und Mecklenburger Bucht (20 m) vor (KÜHLMORGEN-HILLE (1963), SCHULZ (1966), v. OERTZEN (unpubl.)). Die möglichen Ursachen für diesen „Schwarzmeer-Trend“ der Ostsee werden ausführlich im ICES Paper „Report of the Working Group on Pollution of the Baltic“ (1969) diskutiert.

Da bei den genannten Bestandsschwankungen im Benthos der untersuchten Gebiete zum Teil große Unterschiede im Verhalten der einzelnen Arten zu beachten waren, lag es sehr nahe, Untersuchungen über den Resistenzgrad der Charakterarten gegen O<sub>2</sub>-Mangel und H<sub>2</sub>S vorzunehmen. Arbeiten mit dieser Fragestellung sind bisher kaum durchgeführt worden. Aus dem marinen Bereich sind lediglich die Untersuchungen von COLLIP (1921), BERKELEY (1921), HECHT (1932), THAMDRUP (1935) und WIESER und KANWISHER (1959), aus dem Brack-

<sup>1)</sup> Überarbeitetes Manuskript eines Vortrages, gehalten auf dem Internationalen Symposium „Wasserinhaltsstoffe: Ihre Analyse und ihre Wirkung auf Wasserorganismen“, Reinhardbrunn, April 1970.

wasserbereich von JACUBOWA und MALM (1931) (Schwarzes Meer) und von THEEDE et al. (1969) zu erwähnen.

An dieser Stelle sei es uns erlaubt, Herrn Prof. Dr. E. A. ARNDT für die großzügige Förderung dieser Arbeit zu danken. Wir möchten nicht versäumen, Fr. S. BERTRAM für die Mithilfe bei der Durchführung der Experimente und Frau I. DUTY für die Anfertigung aller Zeichnungen unseren Dank auszusprechen.

## Material und Methoden

### 1. Material

Das Tiermaterial wurde im Küstenbereich der Mecklenburger Bucht gedredgt. Die Hälterung erfolgt bei 5 bis 8 °C. Der Adaptionssalzgehalt betrug 15‰. Untersucht wurden 7 Bivalvierarten aus zwei verschiedenen „Biocoenosen“ mit unterschiedlicher Verbreitung. Aus der *Macoma-calcareo*-Coenose — einer Kaltwassergemeinschaft, die sich zum Teil aus Postglazialrelikten rekrutiert — wurden *Macoma calcarea* und *Astarte borealis*, zusätzlich die euryökere *Cyprina islandica* untersucht. Aus der *Macoma-baltica*-Coenose, der borealen Charaktercoenose der Ostsee, wurden *Macoma baltica*, *Mya arenaria* und *Cardium lamarcki* (*Cerastoderma glaucum*) untersucht. Weitere Experimente sind mit *Scrobicularia plana*, einer Bewohnerin eutrophierter Buchten, durchgeführt worden. Auf eine biologisch-ökologische Charakteristik der einzelnen Arten muß in diesem Rahmen leider verzichtet werden. Kurzgefaßte Übersichts-darstellungen sind FORSMAN (1954), ARNDT (1964) und MUUS (1967) zu entnehmen.

### 2. Methoden

#### 2.1. Chemische Methoden

Das „O<sub>2</sub>-freie“ Versuchswasser wurde durch Einleiten von reinem Stickstoff in durch eine G 4-Fritte filtriertes Seewasser erhalten. Der Sauerstoffgehalt konnte in so behandeltem Wasser bis auf 0,1–0,15 ml O<sub>2</sub>/l herabgesetzt werden.

Das Ansetzen der H<sub>2</sub>S-Stammlösung (ca. 400 bis 600 mg H<sub>2</sub>S/l) erfolgte nicht wie bei THEEDE et al. (1969) durch Zugabe von Na<sub>2</sub>S · 9 H<sub>2</sub>O, sondern durch Einleiten von gereinigtem H<sub>2</sub>S in O<sub>2</sub>-freies Seewasser. Mit der Verwendung von H<sub>2</sub>S-Wasser statt Natriumsulfid sollte eine Veränderung der Natriumkonzentration im Versuchswasser vermieden werden. Die Zugabe von H<sub>2</sub>S zum Versuchswasser ist aber von einer pH-Wert-Verschiebung begleitet, da H<sub>2</sub>S bekanntlich als schwache Säure wirkt. Das Ausmaß der pH-Wert-Änderung wird bei den Untersuchungsergebnissen noch ausführlicher diskutiert. In der Abb. 1A ist die Versuchsanlage dargestellt. Sie zeigt den Weg des H<sub>2</sub>S-Gases von der Entwicklung im Kippchen Apparat über die Reinigungsreaktionen bis zur Dosierbürette für konzentriertes H<sub>2</sub>S-Wasser. Die Ver-

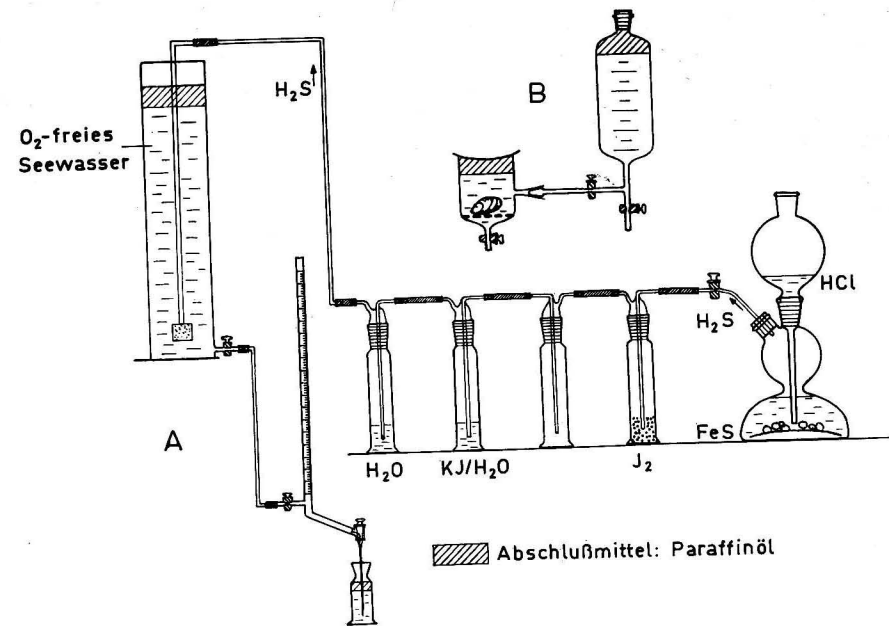
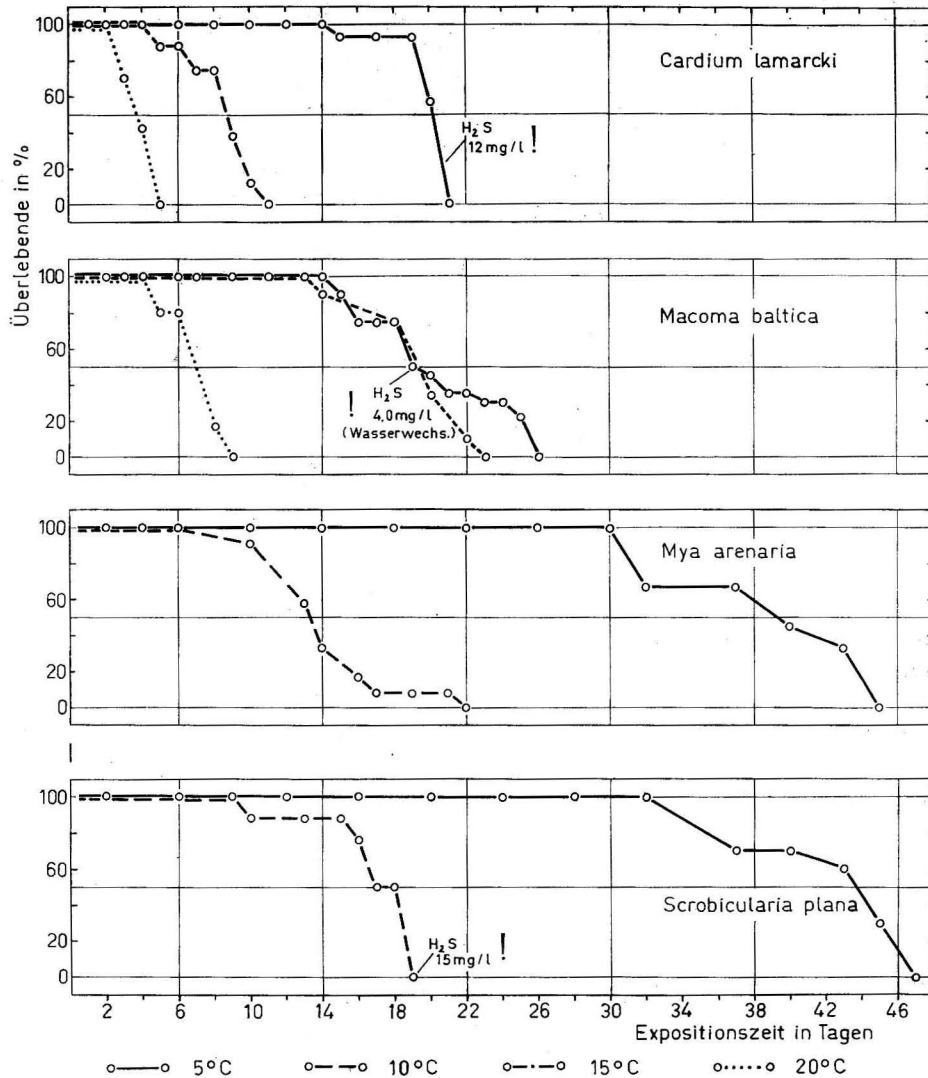


Abb. 1. (A) H<sub>2</sub>S-Erzeugungs-, Reinigungs- und Dosierungsanlage, (B) O<sub>2</sub>-Mangel- bzw. H<sub>2</sub>S-Resistenzgefäß

suchskonzentrationen von 2–4 mg, 6–8 mg und 12–14 mg H<sub>2</sub>S/l wurden durch dosierte Zugabe konzentrierter H<sub>2</sub>S-Lösung in O<sub>2</sub>-freies Seewasser erhalten. Die quantitative Bestimmung der H<sub>2</sub>S-Konzentrationen in dem H<sub>2</sub>S-Wasser erfolgte durch Fällung des H<sub>2</sub>S in einer Cadmiumacetatlösung mit anschließender jodometrischer Aufarbeitung in Anlehnung an den Arbeitsgang der Deutschen Einheitsverfahren zur Wasser-, Abwasser- und Schlammuntersuchung (1958) sowie nach TAMBS-LYCHE (1954), der das Verfahren für Meerwasser anwendete.

#### 2.2. Experimentelle Methoden

Die Tiere wurden anfänglich in mit Paraffinöl überschichtete geschlossene Weithalsflaschen und später in besondere Glasgefäße mit O<sub>2</sub>-freiem bzw. H<sub>2</sub>S-haltigem Seewasser (15‰ S) gesetzt und bei annähernd konstanter Temperatur (ca. ± 1 °C) in abgedunkelten Räumen bzw. Kühlschränken gehalten. In Abb. 1B ist die benutzte Glasapparatur dargestellt. Hiermit war es möglich, in bestimmten Zeitabständen einen Wasserwechsel unter Luftabschluß vorzunehmen und damit in gewissen Grenzen ein Auftreten bzw. einen Anstieg von H<sub>2</sub>S zu vermeiden. In den geschlossenen Flaschen kam es stets im letzten Versuchsritzel — obwohl die Tiere noch lebten — zu einem Auftreten von H<sub>2</sub>S. Je nach Tierart und Versuchsdauer kamen 16 bis 40 Tiere in mehreren Gefäßen in den Versuch. Der Lebenszustand der Tiere wurde in regelmäßigen Ab-

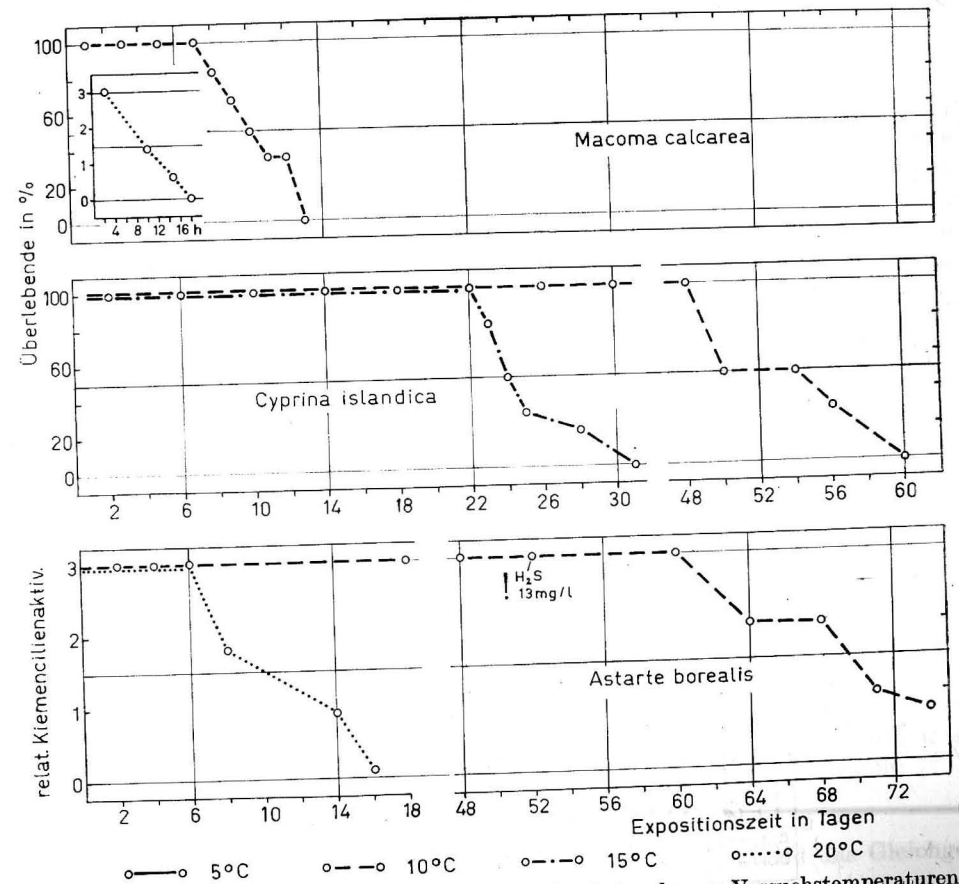
O<sub>2</sub>-MangelresistenzAbb. 2. O<sub>2</sub>-Mangelresistenz von vier borealen Arten bei mehreren Versuchstemperaturen

ständen kontrolliert. Als Todeskriterium galten fehlende Siphon- und Schließreaktion oder Stillstand der terminalen Kiemencilien. Die Kontrolle der Kiemenziliaktivität erfolgte nach einer 10- bis 12-stündigen Rücksetzzeit (recovery-time) der Tiere in normal belüftetes Seewasser.

## Ergebnisse

1. O<sub>2</sub>-Mangelresistenz

Die Resultate aus den O<sub>2</sub>-Mangelresistenzversuchen an Vertretern der *Macoma baltica*-Coenose zeigt die Abb. 2. Auf der Abszisse ist die Expositionszeit in Tagen und auf der Ordinate sind die überlebenden Individuen in Prozenten aufgetragen. Obwohl, wie bereits erwähnt, ein Auftreten von H<sub>2</sub>S nicht in jedem Falle zu vermeiden war, und so die Ergebnisse bei *Scrobicularia* (10°C), *Macoma*

O<sub>2</sub>-MangelresistenzAbb. 3. O<sub>2</sub>-Mangelresistenz von drei arktischen Arten bei mehreren Versuchstemperaturen

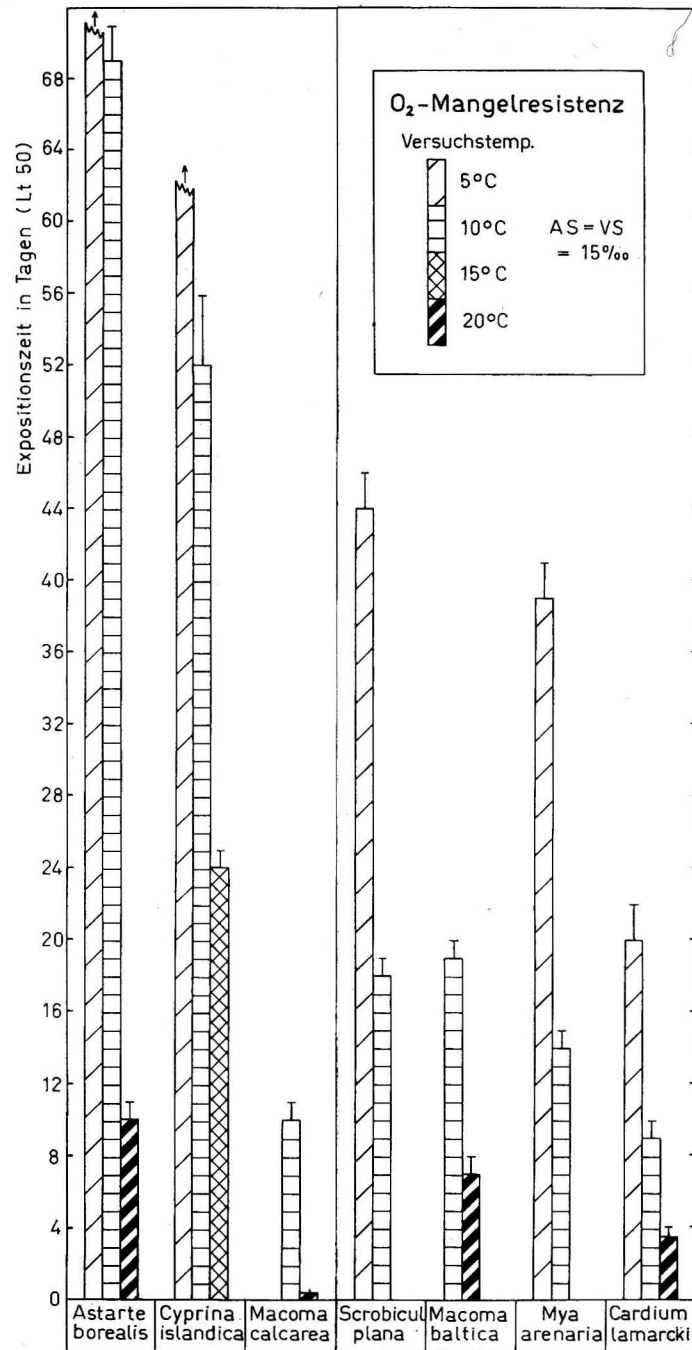


Abb. 4. Zusammenstellung der O<sub>2</sub>-Mangelresistenz aller untersuchten Arten (Expositionszeit bis zum Tode — L<sub>t</sub> 50)

(5° C) und *Cardium* (5° C) etwas beeinflusst wurden, ist ein deutlicher Trend des Resistenzanstieges von *Cardium* → *Macoma* → *Mya* → *Scrobicularia* zu beobachten. Hierin zeigt sich eine deutliche Beziehung zur Ökologie der einzelnen Arten.

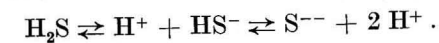
In Abb. 3 ist ebenfalls die O<sub>2</sub>-Mangel-Resistenz, diesmal aber der Bivalvier aus der *Macoma-calcarea*-Coenose, dargestellt. Die Charakterart der Coenose, *Macoma calcarea*, weist die geringste Resistenzbreite auf. Diese niedrige O<sub>2</sub>-Mangelresistenz läßt sich damit erklären, daß die Versuchstemperatur von 20 °C und vermutlich auch 10 °C bereits eine Belastung dieser extrem stenothermen Art darstellt. (Zur Hitzeresistenz s. auch v. OERTZEN (1969)). Die anderen beiden Tiefwasserarten, *Astarte borealis* und *Cyprina islandica*, weisen die höchsten uns von Bivalviern überhaupt bekannten Überlebenszeiten auf.

Um einen Vergleich und eine Gegenüberstellung aller sieben untersuchten Arten zu ermöglichen, sind in Abb. 4 die L<sub>t</sub> 50-Werte (Zeit in Tagen, in der 50% aller Tiere tot bzw. stark geschädigt sind) für alle Versuchstemperaturen zusammengestellt worden. Aus der Darstellung geht deutlich hervor, daß die O<sub>2</sub>-Mangelresistenz direkt von der Temperatur beeinflusst wird. Die 5°-Versuche bei den drei Tiefwasserformen mußten aus methodischen Gründen (bei *Macoma calcarea* konnten sie aus Tiermangel nicht durchgeführt werden) nach über zwei Monaten Laufzeit leider abgebrochen werden. Die Tendenz ist aber deutlich ersichtlich. Aus stoffwechselphysiologischen Gründen nimmt mit steigender Temperatur die Resistenz ab. Weiterhin ist ersichtlich, daß die arktisch verbreiteten Tiefwasserformen mit Ausnahme von *Macoma calcarea* (orientierende Versuche an *Astarte elliptica* zeigten ebenfalls eine extrem hohe O<sub>2</sub>-Mangelresistenz) bedeutend resistenter gegen O<sub>2</sub>-Mangel als die boreal verbreiteten Flachwasserbewohner sind. *Scrobicularia plana* als Bewohnerin etwas tieferer eutrophierter Stillwasserbuchten nimmt hier eine Zwischenstellung zwischen den reinen Tiefwasser- und Flachwasserbewohnern ein.

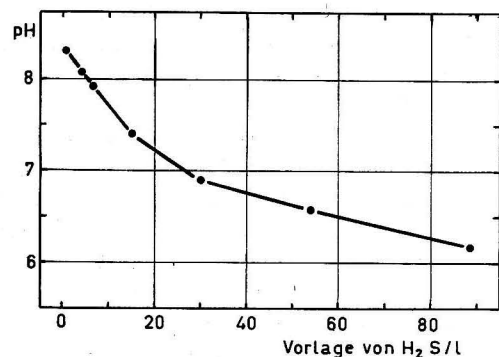
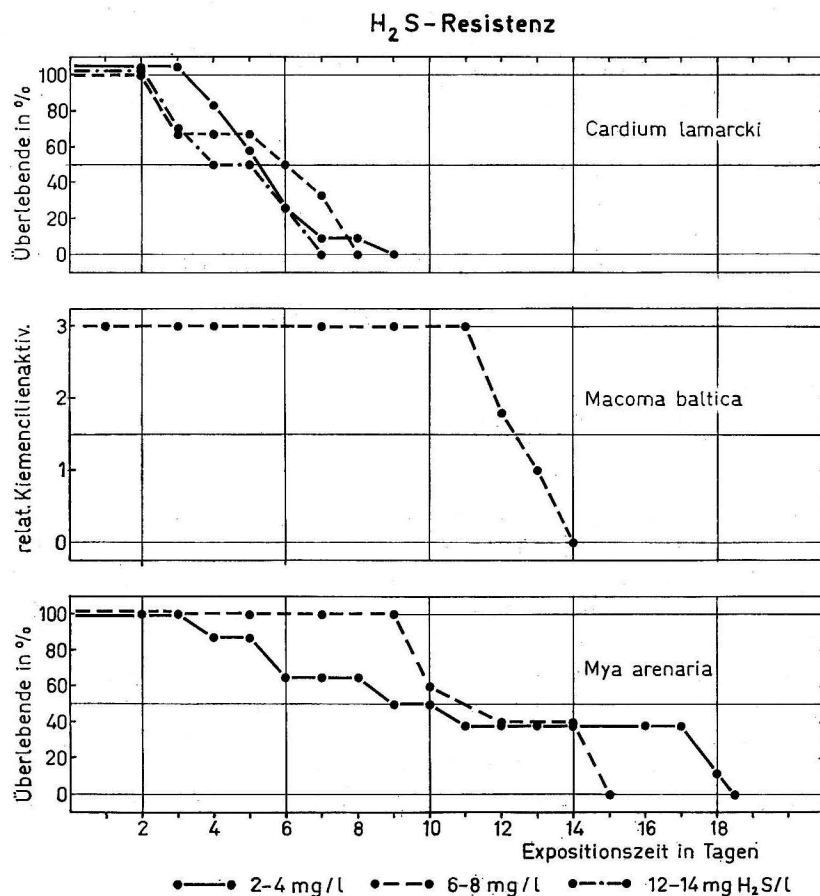
## 2. H<sub>2</sub>S-Resistenz

Zu Beginn der eigentlichen H<sub>2</sub>S-Resistenzversuche ist die Abhängigkeit des pH-Wertes vom H<sub>2</sub>S-Gehalt im Seewasser (15‰) überprüft worden (Abb. 5).

Die Resistenzversuche sind mit Konzentrationen 2–4, 6–8 und 12–14 mg H<sub>2</sub>S/l durchgeführt worden. Diese Konzentrationen verändern den pH-Wert auf Grund des relativ guten Pufferungsvermögens von Meer- und Brackwasser nur innerhalb kleiner Grenzen, die die Organismen nur wenig beeinflussen dürften. Die Versuchstemperatur für alle H<sub>2</sub>S-Resistenzversuche betrug 10 ± 1 °C. Alle Angaben der H<sub>2</sub>S-Konzentrationen bei den Resistenzversuchen beziehen sich auf den Gesamtgehalt an H<sub>2</sub>S, Hydrogensulfid und Sulfid. Bekanntlich ist H<sub>2</sub>S eine schwache Säure und dissoziiert bei Lösung in Wasser in 2 Stufen:



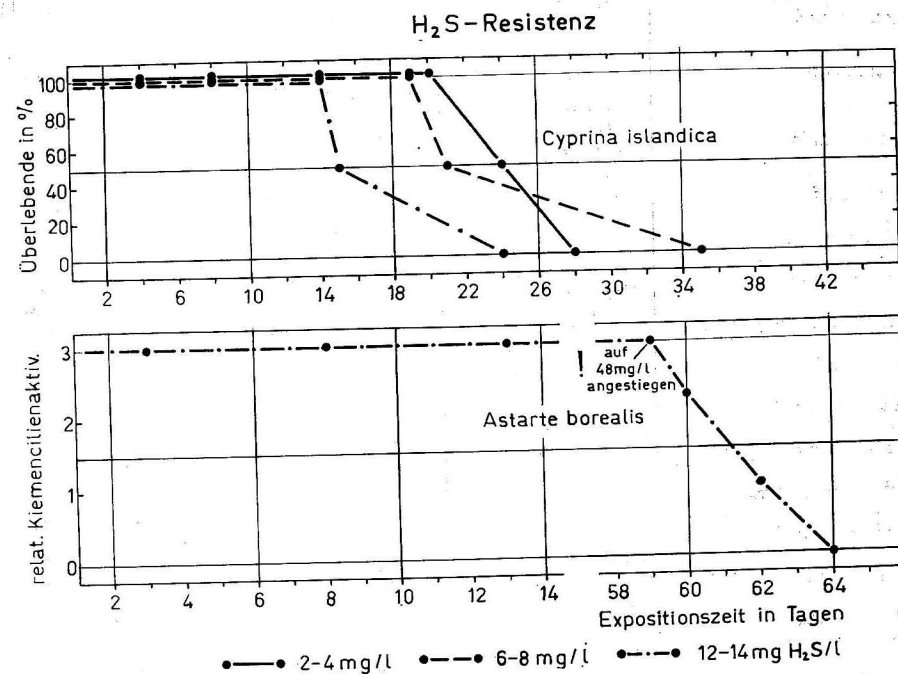
Je alkalischer das Versuchswasser reagiert, um so mehr wird das Gleichgewicht in der obigen Reaktionsgleichung nach rechts verschoben.

Abb. 5. Abhängigkeit des pH-Wertes von der H<sub>2</sub>S-Vorgabe in Brackwasser von 15‰Abb. 6. H<sub>2</sub>S-Resistenz von drei borealen Arten bei drei H<sub>2</sub>S-Konzentrationen

Bei den hier angewendeten H<sub>2</sub>S-Konzentrationen sind pH-Werte im Versuchswasser zwischen 7,3 und 8,3 gemessen worden. Innerhalb dieses Bereiches liegen die drei genannten Formen in unterschiedlichem Verhältnis vor.

Die Ergebnisse der H<sub>2</sub>S-Resistenzuntersuchungen für 3 Vertreter aus der *Macoma-baltica*-Coenose demonstrieren eine ähnliche Tendenz in der Abstufung der Empfindlichkeit gegenüber H<sub>2</sub>S wie gegenüber O<sub>2</sub>-Mangel (Abb. 6). Bemerkenswert ist, daß die drei gewählten H<sub>2</sub>S-Konzentrationen bei *Cardium lamarcki* keinen abgestuften Resistenzgrad erkennen lassen. Auch bei *Cyprina islandica* ist die Überlebenszeit erst bei ca. 12 mg H<sub>2</sub>S/l etwas verringert, ein Phänomen, das auch bei den noch laufenden anderen Experimenten beobachtet werden konnte.

Abb. 7 zeigt das Resistenzverhalten von zwei Bivalviern der *Macoma-calcareo*-Coenose gegenüber H<sub>2</sub>S. Auch bei diesen Arten ist der Resistenzbereich

Abb. 7. H<sub>2</sub>S-Resistenz von *Cyprina islandica* und *Astarte borealis* bei drei H<sub>2</sub>S-Konzentrationen

für H<sub>2</sub>S ähnlich dem für O<sub>2</sub>-Mangel. Außerdem kommt hier ebenfalls wieder deutlich zum Ausdruck, daß die Resistenz der arktischen Arten fast doppelt so hoch ist wie die der borealen Vertreter.

## Diskussion

Die Ergebnisse anderer Autoren zu dieser Thematik sind in Tab. 1 zusammenfassend dargestellt. Hinzuzufügen wären noch die orientierenden Experimente zur O<sub>2</sub>-Mangelresistenz von THAMDRUP (1935) an Bivalviern der Nordseewatten. Weitere zusammenfassende Darstellungen über „Das Leben ohne Sauerstoff“

TABELLE 1

Zusammenstellung der aus der Literatur bekannten O<sub>2</sub>-Mangel- und H<sub>2</sub>S-Resistenzuntersuchungen an marinen Bivalviern

Arten	Verbreitungsgebiet	VT °C	Überlebenszeit in Tagen bei O <sub>2</sub> -Mangel	mg H <sub>2</sub> S/l	Überlebenszeit in Tagen	Autor
<i>Syndosmya alba</i>	Clyde sea	?	3,5	—	—	MOORE (1931)
<i>Nucula tenuis</i>		?	5—17	—	—	
<i>Mytilus edulis</i>	?	?	mehrere Wochen	—	—	DODGSON (1928)
<i>Mya arenaria</i>	Nord-Atlantik	31 14	1 8	— —	— —	COLLIP (1921)
<i>Cardium edule</i>	Schwarzes Meer	12	1—5	0—9,3	6,1—7,6	JACUBOWA und MALM (1931)
<i>Pecten ponticus</i>			0	—	0	
<i>Tapes rugatus</i>			4—5	0—8,5	7,6	
<i>Mytilus galloprovincialis</i>			5	0—8,5	7,6	
<i>Ostrea taurica</i>			5	0—8,5	7,6	
<i>Syndosmya ovata</i>			4—7	0—12,5	9,1	
<i>Mya arenaria</i>	Ostsee	10	21	—	17	THEEDE et al (1969) (LD <sub>50</sub> )
<i>Scrobicularia plana</i>			21—25	50 mg Na <sub>2</sub> S · 9 H <sub>2</sub> O/l	17—19	
<i>Cyprina islandica</i>			55	33—42		
<i>Cardium edule</i>	Nordsee		4,2	—	4	
<i>Mytilus edulis</i>			35	—	25	
<i>Mytilus edulis</i>	Ostsee	14,5 21,5	21 6—8	—	—	ROTHAUWE (1952)

sind u. a. bei von BRAND (1946), MOORE (1958), WIESER and KANWISHER (1959), HARNISCH (1951) und THEEDE et al. (1969) zu finden. Da fast alle Experimente mit einer anderen Methodik durchgeführt wurden, ist ein Vergleich der eigenen Befunde mit den Werten in Tab. 1 nur mit großer Vorsicht möglich. In großen Zügen ist aber eine Übereinstimmung mit den Ergebnissen von COLLIP (1921)

und THEEDE et al. (1969) festzustellen. Dagegen liegen die Werte von JACUBOWA u. MALM (1931), wahrscheinlich aus den genannten methodischen Gründen, zu niedrig. Auch ein Vergleich mit den Befunden von THAMDRUP (1935) an Nordseetieren, der wie wir eine Abstufung der O<sub>2</sub>-Mangelresistenz von *Mya arenaria* > *Macoma baltica* > *Cardium edule* fand, weist darauf hin, daß die unterschiedliche Biotopsalinität keine Bedeutung für die O<sub>2</sub>-Mangelresistenz von adaptierten Tieren hat. THEEDE et al. (1969) kam an isoliertem Kiemengewebe der gleichen Bivalvier ebenfalls zu der Feststellung, daß der Salzgehalt für die O<sub>2</sub>-Mangelresistenz euryhaliner Arten nur eine untergeordnete Rolle spielt.

Die von SCHLIEFER (1952) geäußerte Vermutung, daß Stenothermie mit geringer Giftresistenz im allgemeinsten Sinne konform geht, hat sich bei unseren Untersuchungen nicht in jedem Falle bestätigen lassen. Die arktischen Formen sind die bei weitem hitzeempfindlichsten Arten und weisen trotzdem mit Ausnahme von *Macoma calcarea* die höchste O<sub>2</sub>-Mangel- bzw. H<sub>2</sub>S-Resistenz auf.

Unbeantwortet muß im Rahmen der experimentellen Ökologie die sehr interessante Frage bleiben, welche Besonderheiten im Stoffwechsel der resistenten Arten solch lange Überlebenszeiten bei Anwesenheit des normalerweise extrem giftigen H<sub>2</sub>S ermöglichen. Individuen der resistenteren Formen, die wenige Stunden vor dem Tode (erkenntlich an dem fast völligen Fehlen der Siphonreaktion bzw. an der Unfähigkeit zum Schließen der Schalen) in normal belüftetes Seewasser zurückgesetzt werden, erholen sich innerhalb von 24 Stunden wieder völlig und überleben bei Zusatz von Nahrung die gleiche Zeit wie die Kontrolltiere.

Die Frage nach den Leistungsmechanismen bzw. Stoffwechselbesonderheiten für das extrem lange Überleben unter O<sub>2</sub>-Abschluß ist ebenfalls rein physiologischer Natur und soll im Rahmen dieser Arbeit nicht diskutiert werden. Laufende Untersuchungen über die Bedeutung der Reservestoffe bei den einzelnen Arten sowie die Arbeiten von BERKELEY (1921), COLLIP (1921) u. HARNISCH (1951) weisen auf die Bedeutung des Glykogens als wichtigsten Energiespender unter anaeroben Bedingungen hin.

Über diese Untersuchungen soll an anderer Stelle berichtet werden.

Unsere Ergebnisse zeigen deutlich, daß die untersuchten Bivalvier in Abhängigkeit von ihrer Ökologie eine sehr unterschiedliche Resistenzbreite gegenüber O<sub>2</sub>-Mangel und H<sub>2</sub>S aufweisen. Zusammenfassend und etwas vereinfachend kann gesagt werden, daß die Flachwasserbewohner — meist auf Sandböden lebend — eine niedrigere Resistenzbreite aufweisen als die in schlickigen Böden lebenden Tiefwasserformen. Abstufungen innerhalb dieser beiden Gruppen sind auf die unterschiedliche Lebensweise, Aktivität und den Stoffwechsel der einzelnen Arten zurückzuführen. Diese individuellen Resistenzbereiche der verschiedenen Arten gegenüber O<sub>2</sub>-Mangel und H<sub>2</sub>S könnten also eine wichtige Ursache für die anfangs genannten Fluktuationen darstellen. Weiterhin ist die Aussage möglich, daß zumindest die Adulti der Tiefenformen kurzfristige Stagnationsperioden (2—3 Wochen) mit extremer Verschlechterung des O<sub>2</sub>-Klimas,

solange sie nicht gleichzeitig mit einem starken Temperaturanstieg gekoppelt sind, überleben können.

Obwohl die gefundenen Resistenzbereiche mit großer Wahrscheinlichkeit genotypische Artcharakteristika darstellen, ist eine allgemeingültige Aussage erst nach Untersuchung des gesamten Reproduktionszyklus möglich. Dabei muß die Frage offenbleiben, ob die hohe Resistenz der arktischen Arten eine Anpassung an den durch die Submergenz erzwungenen Biotopwechsel darstellt oder in der extrem niedrigen Stoffwechselaktivität begründet liegt.

Bekanntlicherweise besiedeln die genannten Arten in den oligotrophen arktischen Küstengewässern grobsandige Böden von 4–10 m Tiefe (THORSON (1936)) und sind normalerweise niemals O<sub>2</sub>-Mangelserscheinungen ausgesetzt. Eine Antwort auf diese Frage wäre erst nach Untersuchung der arktischen Stammformen möglich.

### Literatur

- ARNDT, E. A., Die Tiere der Ostsee. Neue Brehm-Bücherei 328, Wittenberg Lutherstadt 1964.
- BERKELEY, C., Anaerobic Respiration in some pelecypod Mollusks. J. biol. Chem. 44 (1921).
- BRÄND, T. VON, Anaerobiosis in invertebrates. Biodynamica No. 4, Normandy 21. Missouri: Biodynamica (1946) 328 pp.
- COLLIP, J. B., A further study of the respiratory processes in *Mya arenaria* and other marine mollusca. J. biol. Chem. 49 (1921) S. 297–310.
- DEMEL, K. and MULICKI, Z., Studia ilosciowe nad wydajnoscia dna poludniowego Baltyku. (Quantitative investigations on the biological bottom productivity of the south Baltic.) Pr. morsk Inst. ryb. Gdyni 7 (1954) S. 75–126.
- FONSELIUS, S. H., Hydrography of the Baltic deep basins III. Fishery Bd. Sweden, Ser. Hydrography No. 23 (1969), S. 1–97.
- FORSMAN, B., Notes of the invertebrate fauna of the Baltic. Ark. Zool. n. S. 9 (1956) 17, S. 389–419.
- HARNISCH, O., Hydrophysiologie der Tiere. Band XIX „Die Binnengewässer“. Stuttgart 1951.
- HECHT, F., Der chemische Einfluß organischer Zersetzungsstoffe auf das Benthos, dargelegt an Untersuchungen mit marinen Polychaeten, insbesondere *Arenicola marina* L. Senckenbergiana 14 (1932) S. 199–220.
- JACUBOWA, L. und MALM, E., Die Beziehungen einiger Benthosformen des Schwarzen Meeres zum Medium. Biol. Zbl. 51 (1931) S. 105–116.
- KRUG, J., Erneuerung des Wassers der Kieler Bucht im Verlaufe eines Jahres am Beispiel 1960/61. Kiel. Meeresforsch. 19 (1963) 2, S. 158–175.
- KÜHLMORGEN-HILLE, G., Die jahreszeitlichen Veränderungen in der Bodenfauna der Kieler Bucht. Kiel. Meeresforsch. 19 (1963) 1, S. 42–67.
- LEPPÄKOSKI, E., Transitory return of the benthic fauna of the Bornholm Basin, after extermination by oxygen insufficiency. Cah. Biol. mar. 10 (1969) S. 163–172.
- LÖWE, F.-K., Quantitative Benthosuntersuchungen in der Arkonasee. Mitt. zool. Mus. Berlin 39 (1963) 2, S. 247–349.
- MOORE, H. B., Marine Ecology. New York 1958.
- MUUS, B. J., The fauna of Danish estuaries and Lagoons. Medd. fra Danmarks Fiskeri- og Havundersøgelser. VS. 5 (1967).
- OERTZEN, J.-A. VON, Erste Ergebnisse zur experimentellen Ökologie von postglazialen Relikten (Bivalvia) der Ostsee. Limnologica (Berlin) 7 (1969) 1, S. 129–137.

- ROTHAUWE, H. W., Die Sauerstoffbestimmung im Meerwasser mit Hilfe der Quecksilbertropfelektrode und ihre Anwendung bei physiologischen Untersuchungen an *Mytilus edulis* (Lamellibranchiata). Dissertation, Kiel 1952.
- SCHULZ, S., Faunistisch-ökologische Untersuchungen des Benthos in der Mecklenburger Bucht (Westliche Ostsee). Dissertation, Greifswald 1966.
- SCHULZ, S., Benthos und Sediment in der Mecklenburger Bucht. Beiträge zur Meereskunde H. 24/25 (1969).
- TAMBS-LYCHE, H., A simple method for quantitative determinations of H<sub>2</sub>S in sea water. Universitetet i Bergen Arbok, Naturvitenskapelig rekke (1956) Nr. 12.
- THAMDRUP, H. M., Beiträge zur Ökologie der Wattenfauna auf experimenteller Grundlage. Meddr. Kommn. Danm. Fisk.-og Havunders., Serie Fiskeri 10 (2), (1935) S. 1–125.
- THEDE, H. et al., Studies on the resistance of marine bottom invertebrates to oxygen-deficiency and hydrogen sulphide. Marine Biology 2 (1969) 4, S. 325–337.
- THORSON, G., The larval development, growth and metabolism of Arctic marine bottom invertebrates. Medd. Grøland 100 (1936) S. 1–155.
- TULKKI, P., Disappearance of the benthic fauna from the Basin of Bornholm (Southern Baltic), due to oxygen deficiency. Cah. Biol. mar. 6 (1965) S. 445–463.
- WIESER, W. and KANWISHER, J., Respiration and anaerobic survival in some seaweed-inhabiting invertebrates. Biol. Bull. mar. biol. Lab., Woods Hole 117 (1959) S. 594–600.

Anschrift der Verfasser:

Dipl. Biol. J. A. v. OERTZEN und Dr. G. SCHLUNGBAUM, Sektion Biologie der Universität Rostock, DDR-25 Rostock, Freiligrathstr. 7/8

## Die Viskosität des Meerwassers

Von WOLFGANG MATTHÄUS

*Zusammenfassung:* Es wird eine verbesserte empirische Gleichung zur Berechnung der dynamischen Viskosität des Meerwassers in situ aus Temperatur  $T$ , Salzgehalt  $S$  und Druck  $P$  im Bereich von  $0\text{ °C} \leq T \leq 30\text{ °C}$ ,  $0\text{‰} \leq S \leq 36\text{‰}$  und  $1 < P < 1000$  [ $\text{kg cm}^{-2}$ ] mit einer Standardabweichung gegenüber den Meßwerten von etwa  $\pm 0,003$  [cP] mitgeteilt. Die Übereinstimmung ist insgesamt besser als  $\pm 0,011$  [cP] bei einer extremen prozentualen Abweichung von etwa  $\pm 0,7\%$ . Im Anhang sind Tabellen zur Bestimmung der dynamischen Viskosität des Meerwassers in situ gegeben.

Die Scherungviskosität (innere Reibung, Zähigkeit) ist eine physikalische Größe des Meerwassers. Als Maßzahl wird der Viskositätskoeffizient (Koeffizient der inneren Reibung, Zähigkeitskoeffizient), eine in der Literatur im allgemeinen als dynamische Viskosität bezeichnete Größe, verwendet. Sie ist von der Temperatur  $T$ , dem Salzgehalt  $S$  und dem hydrostatischen Druck  $P$  abhängig und nimmt bei den im Meer vorkommenden Werten um 0,06 bis 0,02 [cP] pro Grad Temperaturerhöhung zwischen  $0\text{ °C}$  und  $30\text{ °C}$  ab, steigt mit zunehmendem Salzgehalt aber nur um 0,002 bis 0,003 [cP] je Promille zwischen  $0\text{‰}$  und  $36\text{‰}$  an. Der Druckeinfluß bleibt mit einer Viskositätsabnahme von kleiner oder gleich 0,002 [cP] bei  $10$  [ $\text{kg cm}^{-2}$ ] Druckzunahme zwischen  $1$  und  $1000$  [ $\text{kg cm}^{-2}$ ] nur gering.

Im Jahre 1905 wurden die ersten Messungen der Viskosität des Meerwassers von KRÜMMEL und RUPPIN (1906) ausgeführt, die bereits beachtliche Genauigkeiten erreichten. Die in Relativwerten — bezogen auf die Viskosität von destilliertem Wasser bei  $0\text{ °C}$  — publizierten Ergebnisse werden auch noch in neueren Tabellenwerken mitgeteilt (D'ANS-LAX 1967), obwohl von den Japanern MIYAKE und KOIZUMI (1948) neue und bessere Viskositätsmessungen an Meerwasserproben in Abhängigkeit von Temperatur und Chlorgehalt vorliegen.

Die einzigen Untersuchungen der Viskosität des Meerwassers unter Druck sind von HORNE und JOHNSON (1966a) sowie von STANLEY und BATTEN (1969a) bekannt. In beiden Fällen wurde Standard-Meerwasser von  $35\text{‰}$  Salzgehalt in Abhängigkeit von Druck und Temperatur in einem Kugelfallviskosimeter untersucht. Eine Betrachtung der Ergebnisse — vergleichbare Untersuchungen wurden im Bereich von etwa  $0\text{ °C}$ ,  $6\text{ °C}$ ,  $10\text{ °C}$ ,  $15\text{ °C}$  und  $20\text{ °C}$  durchgeführt — zeigt, daß nur für  $15\text{ °C}$  und  $20\text{ °C}$  eine Übereinstimmung festzustellen ist. Bei



0 °C, 6 °C und 10 °C treten größere Abweichungen auf. Die von HORNE und JOHNSON (1966b) sowie von STANLEY und BATTEN (1969b) auch an reinem Wasser unter verschiedenen Drücken ermittelten Viskositätskoeffizienten zeigen ebenfalls zum Teil beträchtliche Abweichungen. Die Daten von STANLEY und BATTEN stimmen dagegen gut mit experimentellen Ergebnissen anderer Autoren überein. Ihre Untersuchungen an Meerwasser können somit als die zur Zeit besten Messungen der Viskosität dieses Mediums unter Druck gelten.

Die bereits früher vom Verfasser aus den Meßwerten von STANLEY und BATTEN (1969a) entwickelte empirische Gleichung für den Druckeinfluß auf die Viskosität des Meerwassers (MATTHÄUS 1970b) zeigte eine mittlere Abweichung zwischen berechnetem und Meßwert von  $\pm 0,009$  [cP] bzw.  $\pm 0,7\%$  und eine Standardabweichung von  $\pm 0,010$  [cP] bzw.  $\pm 0,9\%$ . Die Übereinstimmung war insgesamt besser als  $\pm 0,020$  [cP] bei extremen prozentualen Abweichungen von  $+1,2\%$  und  $-2,2\%$ .

Die relativ großen Abweichungen ließen eine Erhöhung der Genauigkeit durch Einbeziehung weiterer Meßwerte angezeigt erscheinen. Zu diesem Zweck wurden neben den Werten von STANLEY und BATTEN (1969a) aus der bei HORNE und JOHNSON (1966a) in Fig. 1 gegebenen Darstellung die relativen Viskositäten für Temperaturen von 15,04 °C und 20,14 °C entnommen. Darüber hinaus wurden sowohl der Druck als auch die Temperatur in Polynome 2. Grades entwickelt.

Die *in situ*-Viskosität des Meerwassers  $\eta(T, S, P)$  wurde in zwei Anteile zerlegt, in die Viskosität bei Atmosphärendruck  $\eta_1(T, S)$  und in einen den Druckeinfluß berücksichtigenden additiven Ausdruck  $\Delta\eta_P$ :

$$\eta(T, S, P) = \eta_1(T, S) + \Delta\eta_P \quad (1)$$

Für die Viskosität bei Atmosphärendruck stand bereits eine aus Meßwerten von MIYAKE und KOIZUMI (1948) entwickelte empirische Beziehung zur Verfügung (MATTHÄUS 1970a), die eine mittlere Genauigkeit von  $\pm 0,2\%$  liefert:

$$\eta_1(T, S) = \left. \begin{aligned} &1,7917 \\ &- 6,1469 \cdot 10^{-2} T + 1,4510 \cdot 10^{-3} T^2 - 1,6826 \cdot 10^{-5} T^3 \\ &+ 2,4727 \cdot 10^{-3} S \\ &+ S(4,8429 \cdot 10^{-5} T - 4,7172 \cdot 10^{-6} T^2 + 7,5986 \cdot 10^{-8} T^3) \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

Die Übereinstimmung der nach dieser Gleichung berechneten Werte mit den Meßwerten von MIYAKE und KOIZUMI ist besser als  $\pm 0,009$  [cP] bei einer extremen prozentualen Abweichung von etwa  $\pm 0,6\%$ .

Insgesamt wurden im Bereich von  $1 < P < 1055$  [kg cm<sup>-2</sup>] 127 Meßwerte und 9 aus Gleichung (2) für Atmosphärendruck berechnete Werte zur Entwicklung einer Gleichung für den Einfluß des hydrostatischen Drucks auf die Viskosität herangezogen. Die in Abhängigkeit von  $T$  und  $P$  gegebenen und auf die Viskosität bei 1 atm bezogenen relativen Viskositätskoeffizienten wurden mit Hilfe der Gleichung (2) in absolute Werte umgerechnet. Aus den Differenzen  $\eta_P - \eta_1$  der insgesamt 136 Viskositätskoeffizienten in Abhängigkeit von Druck

und Temperatur wurde die folgende Gleichung für den Druckeinfluß aufgebaut:

$$\Delta\eta_P = \left. \begin{aligned} &- 1,7085 \cdot 10^{-3} + 1,7034 \cdot 10^{-4} T - 4,3295 \cdot 10^{-6} T^2 \\ &- 1,7913 \cdot 10^{-4} P + 9,5182 \cdot 10^{-8} P^2 \\ &+ P(1,3550 \cdot 10^{-5} T - 2,5853 \cdot 10^{-7} T^2) \\ &- P^2(6,0833 \cdot 10^{-9} T - 1,1652 \cdot 10^{-10} T^2) \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

Diese Gleichung gilt bei Salzgehalten um 35‰, die nur im offenen Ozean und seinen Randmeeren angetroffen werden. Da jedoch geringe Salzgehalte im allgemeinen in den Nebenmeeren mit weitaus geringeren Tiefen als die des Ozeans auftreten, der Druckeinfluß also ohnehin klein bleibt, dürfte Gleichung (3) auch in diesen Fällen anwendbar sein.

Aus Gleichung (2) und (3) ergibt sich für die dynamische Viskosität des Meerwassers in Abhängigkeit von Temperatur, Salzgehalt und Druck im Bereich von  $0 \text{ °C} \leq T \leq 30 \text{ °C}$ ,  $0\text{‰} \leq S \leq 36\text{‰}$  und  $1 < P < 1000$  [kg cm<sup>-2</sup>] die folgende empirische Beziehung:

$$\eta(T, S, P) = \left. \begin{aligned} &1,7900 \\ &- 6,1299 \cdot 10^{-2} T + 1,4467 \cdot 10^{-3} T^2 - 1,6826 \cdot 10^{-5} T^3 \\ &- 1,7913 \cdot 10^{-4} P + 9,5182 \cdot 10^{-8} P^2 \\ &+ 2,4727 \cdot 10^{-3} S \\ &+ S(4,8429 \cdot 10^{-5} T - 4,7172 \cdot 10^{-6} T^2 + 7,5986 \cdot 10^{-8} T^3) \\ &+ P(1,3550 \cdot 10^{-5} T - 2,5853 \cdot 10^{-7} T^2) \\ &- P^2(6,0833 \cdot 10^{-9} T - 1,1652 \cdot 10^{-10} T^2) \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

Der Einfluß des hydrostatischen Drucks auf die Viskosität wird durch die Relation

$$\Delta\eta_P = \left. \begin{aligned} &- 1,7913 \cdot 10^{-4} P + 9,5182 \cdot 10^{-8} P^2 \\ &+ P(1,3550 \cdot 10^{-5} T - 2,5853 \cdot 10^{-7} T^2) \\ &- P^2(6,0833 \cdot 10^{-9} T - 1,1652 \cdot 10^{-10} T^2) \end{aligned} \right\} \quad (5)$$

berücksichtigt. Man erhält  $\eta$  bzw.  $\Delta\eta_P$  in [cP] oder  $10^{-2}$  [cm<sup>-1</sup> g s<sup>-1</sup>], wenn  $T$  in [°C],  $S$  in [‰] und  $P$  in [kg cm<sup>-2</sup>] eingegeben werden.

Die Standardabweichung  $s$  der  $n$  Meßwerte  $\eta_m$  von MIYAKE und KOIZUMI von den aus Gleichung (4) für Atmosphärendruck  $P = 1,0332$  [kg cm<sup>-2</sup>] berechneten Werten  $\eta_r$  wurde nach der Beziehung

$$s = \pm \sqrt{\frac{\sum (\eta_m - \eta_r)^2}{n - k}}$$

—  $k$  = Anzahl der Koeffizienten in der betreffenden Gleichung — zu  $s = \pm 0,003$  [cP] bzw.  $< \pm 0,3\%$  ermittelt. Die Übereinstimmung ist insgesamt besser als  $\pm 0,011$  [cP] bei einer extremen prozentualen Abweichung von  $\pm 0,7\%$ . Die Standardabweichung zwischen den aus den Meßwerten von STANLEY und BATTEN bzw. HORNE und JOHNSON berechneten absoluten Viskositätskoeffi-

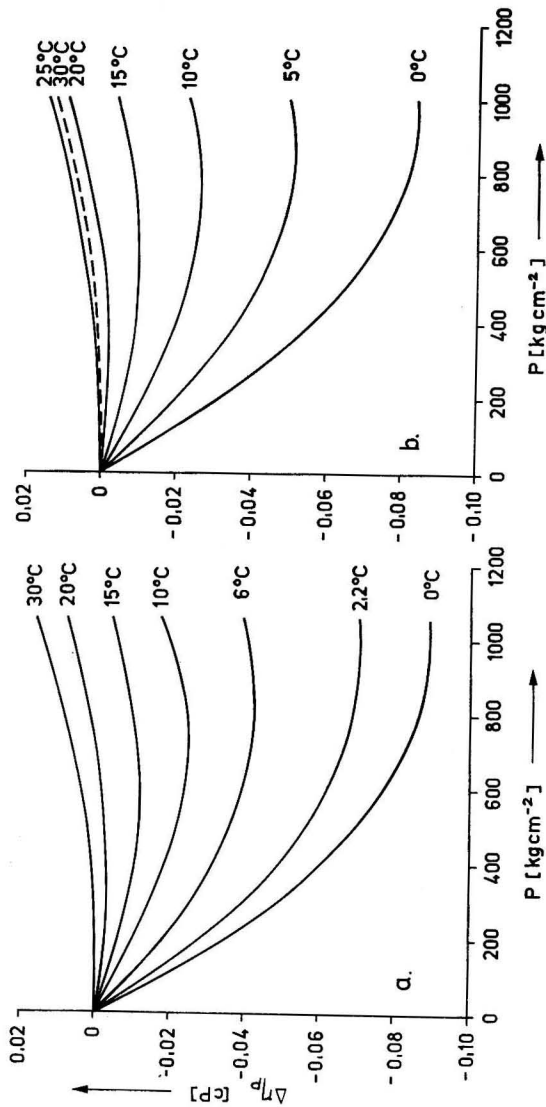


Abb. 1. Einfluß des hydrostatischen Drucks auf die Viskosität des Meerwassers nach Messungen von STANLEY und BATTEN (a) und nach Gleichung (5) (b)

zienten und den nach Gleichung (4) berechneten Werten beträgt  $s = \pm 0,002$  [cP] bzw.  $\pm 0,2\%$ . Die extremen Abweichungen sind kleiner als  $\pm 0,006$  [cP] bzw.  $\pm 0,5\%$ .

In Abb. 1 ist der Einfluß des hydrostatischen Drucks auf die Viskosität des Meerwassers nach Messungen von STANLEY und BATTEN und nach Gleichung (5) gegenübergestellt. Im Temperaturbereich zwischen 20 °C und 30 °C weist Gleichung (5) Unregelmäßigkeiten auf. In der Darstellung  $\Delta\eta_P = f(P, T)$  liegt die Kurve für  $T = 25$  °C über der für  $T = 30$  °C (vgl. Abb. 1 b), was aus den zu-

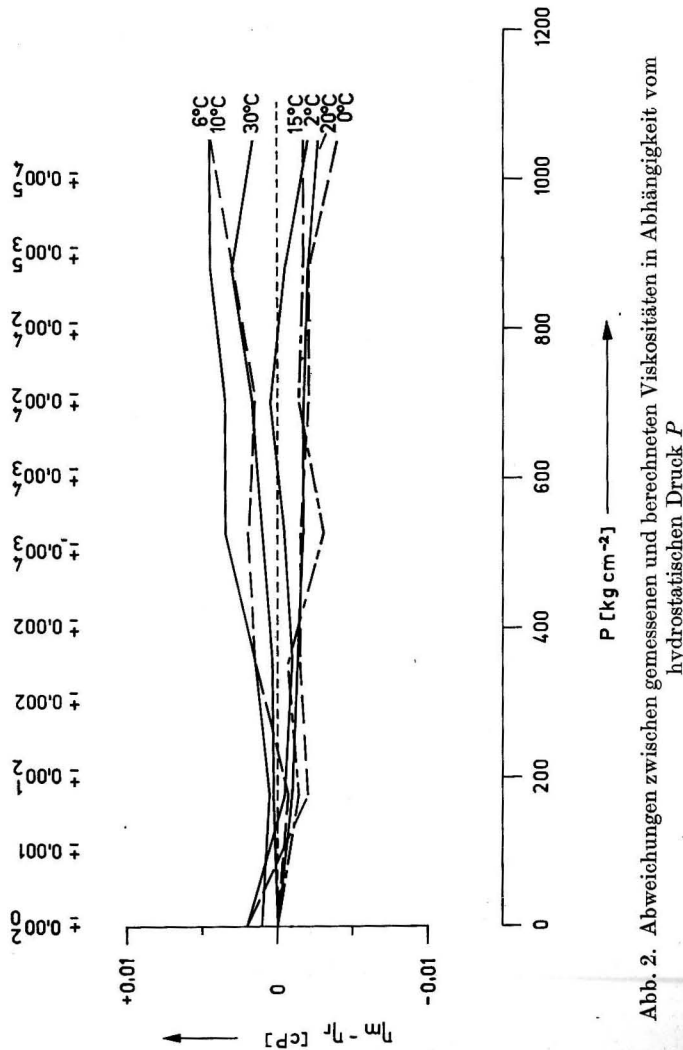


Abb. 2. Abweichungen zwischen gemessenen und berechneten Viskositäten in Abhängigkeit vom hydrostatischen Druck  $P$

grunde liegenden Meßwerten nicht erkennbar ist (Abb. 1a). Da derartige Temperaturen in den tieferen Regionen des Weltmeeres im allgemeinen nicht auftreten und der Druckeinfluß in diesem Temperaturbereich auch relativ gering bleibt, kann diese Abweichung unberücksichtigt bleiben. Abb. 2 gibt die Absolutwerte der Abweichung  $\eta_m - \eta_r$  in Abhängigkeit vom Druck  $P$ .

In den Tabellen im Anhang, die mit Hilfe der Gleichung (4) berechnet wurden, ist die Viskosität des Meerwassers von 0,2 zu 0,2 °C, von 2 zu 20/00 Salzgehalt und die Druckkorrektur für die im Weltmeer im allgemeinen auftretenden Temperaturwerte von 10 zu 10 [kg cm<sup>-2</sup>] bis  $P = 50$  [kg cm<sup>-2</sup>] und von 100 zu 100 [kg cm<sup>-2</sup>] bis  $P = 1000$  [kg cm<sup>-2</sup>] angegeben.

Der Verfasser dankt Herrn Dipl.-Math. D. BÖHL für die Unterstützung bei der Anwendung des elektronischen Rechenautomaten Cellatron C 8205 des Instituts für Meereskunde und dem Mathematisch-technischen Assistenten, Herrn R. SAMMLER, der das Computerprogramm bearbeitete.

#### Literatur

- D'ANS, J. und LAX, E., Taschenbuch für Chemiker und Physiker. Bd. 1, 3. Aufl., Berlin-Heidelberg-New York 1967.
- HORNE, R. A. and JOHNSON, D. S., The viscosity of compressed seawater. J. Geophys. Res. **71** (1966a) S. 5275–5277.
- HORNE, R. A. and JOHNSON, D. S., The viscosity of water under pressure. J. Phys. Chem. **70** (1966b) S. 2182–2190.
- KRÜMMEL, O. und RUPPIN, E., Über die innere Reibung des Seewassers. Wiss. Meeresuntersuchungen N. F. **9** (1906) S. 28–36.
- MATTHÄUS, W., Eine empirische Gleichung zur Berechnung der Viskosität des Meerwassers aus japanischen Basiswerten. Mber. Dt. Akad. Wiss. **12** (1970a) S. 691–694.
- MATTHÄUS, W., Die Viskosität des Meerwassers als Funktion von Temperatur, Salzgehalt und Druck. Mber. Dt. Akad. Wiss. **12** (1970b) S. 850–855.
- MIYAKE, Y. and KOIZUMI, M., The measurement of the viscosity coefficient of sea water. J. Mar. Res. **7** (1948) S. 63–66.
- STANLEY, E. M. and BATTEN, R. C., Viscosity of sea water at moderate temperatures and pressures. J. Geophys. Res. **74** (1969a) S. 3415–3420.
- STANLEY, E. M. and BATTEN, R. C., Viscosity of water at high pressures and moderate temperatures. J. Phys. Chem. **73** (1969b) S. 1187–1191.

Abschluß der Arbeit: 5. 11. 1970

Anschrift des Verfassers

Dr. W. MATTHÄUS, Institut für Meereskunde, DDR-253 Warnemünde, Seestr. 15

## Anhang

### Tabellen zur Bestimmung der dynamischen Viskosität des Meerwassers *in situ*

In Tabelle 1 ist die nach Gleichung (4) berechnete dynamische Viskosität  $\eta_1(T, S)$  in [cP] bei Atmosphärendruck in 0,2°-Abständen zwischen 0 °C  $\leq T \leq 30$  °C für Salzgehaltswerte von 2 zu 20/00 im Bereich von 0/00  $\leq S \leq 36$ /00 gegeben. Tabelle 2 enthält den Einfluß des hydrostatischen Drucks auf die Viskosität in [cP] und wurde unter Vernachlässigung der druckunabhängigen Glieder aus Gleichung (4) berechnet. Die Viskosität *in situ* ergibt sich aus der Addition des mit Hilfe der Temperatur und des Salzgehalts ermittelten Zahlenwertes aus Tabelle 1 und des aus Temperatur und Druck *in situ* gefundenen Korrekturglieds  $\Delta\eta_P$  in Tabelle 2:

$$\eta(T, S, P) = \eta_1(T, S) + \Delta\eta_P.$$

Die Tabellen wurden auf der Rechenanlage Cellatron C 8205 des Instituts für Meereskunde Warnemünde berechnet.

TABELLE 1

Dynamische Viskosität  $\eta_1(T, S)$  des Meerwassers in [cP]

T [°C]	S [‰]								
	0	2	4	6	8	10	12	14	16
0,0	1,790	1,795	1,800	1,805	1,810	1,815	1,819	1,824	1,829
0,2	1,778	1,783	1,788	1,793	1,797	1,802	1,807	1,812	1,817
0,4	1,766	1,771	1,775	1,780	1,785	1,790	1,795	1,800	1,805
0,6	1,754	1,759	1,764	1,769	1,774	1,779	1,784	1,789	1,794
0,8	1,742	1,747	1,752	1,757	1,762	1,767	1,772	1,777	1,782
1,0	1,730	1,735	1,740	1,745	1,750	1,755	1,760	1,765	1,770
1,2	1,718	1,723	1,728	1,733	1,739	1,744	1,749	1,754	1,759
1,4	1,707	1,712	1,717	1,722	1,727	1,732	1,737	1,742	1,747
1,6	1,695	1,700	1,706	1,711	1,716	1,721	1,726	1,731	1,736
1,8	1,684	1,689	1,694	1,699	1,704	1,710	1,715	1,720	1,725
2,0	1,673	1,678	1,683	1,688	1,693	1,698	1,704	1,709	1,714
2,2	1,662	1,667	1,672	1,677	1,682	1,687	1,692	1,698	1,703
2,4	1,651	1,656	1,661	1,666	1,671	1,676	1,682	1,687	1,692
2,6	1,640	1,645	1,650	1,655	1,661	1,666	1,671	1,676	1,681
2,8	1,629	1,634	1,639	1,645	1,650	1,655	1,660	1,665	1,670
3,0	1,619	1,624	1,629	1,634	1,639	1,644	1,649	1,655	1,660
3,2	1,608	1,613	1,618	1,623	1,629	1,634	1,639	1,644	1,649
3,4	1,598	1,603	1,608	1,613	1,618	1,623	1,629	1,634	1,639
3,6	1,587	1,592	1,598	1,603	1,608	1,613	1,618	1,623	1,629
3,8	1,577	1,582	1,587	1,592	1,598	1,603	1,608	1,613	1,618
4,0	1,567	1,572	1,577	1,582	1,588	1,593	1,598	1,603	1,608
4,2	1,557	1,562	1,567	1,572	1,577	1,583	1,588	1,593	1,598
4,4	1,547	1,552	1,557	1,562	1,568	1,573	1,578	1,583	1,588
4,6	1,537	1,542	1,547	1,552	1,558	1,563	1,568	1,573	1,579
4,8	1,527	1,532	1,538	1,543	1,548	1,553	1,558	1,564	1,569
5,0	1,517	1,523	1,528	1,533	1,538	1,544	1,549	1,554	1,559
5,2	1,508	1,513	1,518	1,524	1,529	1,534	1,539	1,544	1,550
5,4	1,498	1,504	1,509	1,514	1,519	1,524	1,530	1,535	1,540
5,6	1,489	1,494	1,499	1,505	1,510	1,515	1,520	1,526	1,531
5,8	1,480	1,485	1,490	1,495	1,501	1,506	1,511	1,516	1,521
6,0	1,471	1,476	1,481	1,486	1,491	1,497	1,502	1,507	1,512
6,2	1,461	1,467	1,472	1,477	1,482	1,488	1,493	1,498	1,503
6,4	1,452	1,458	1,463	1,468	1,473	1,479	1,484	1,489	1,494
6,6	1,444	1,449	1,454	1,459	1,464	1,470	1,475	1,480	1,485
6,8	1,435	1,440	1,445	1,450	1,456	1,461	1,466	1,471	1,476
7,0	1,426	1,431	1,436	1,442	1,447	1,452	1,457	1,462	1,468
7,2	1,417	1,422	1,428	1,433	1,438	1,443	1,449	1,454	1,459
7,4	1,409	1,414	1,419	1,424	1,430	1,435	1,440	1,445	1,450
7,6	1,400	1,405	1,411	1,416	1,421	1,426	1,431	1,437	1,442
7,8	1,392	1,397	1,402	1,407	1,413	1,418	1,423	1,428	1,433
8,0	1,383	1,389	1,394	1,399	1,404	1,409	1,415	1,420	1,425
8,2	1,375	1,380	1,386	1,391	1,396	1,401	1,406	1,412	1,417
8,4	1,367	1,372	1,377	1,383	1,388	1,393	1,398	1,403	1,409
8,6	1,359	1,364	1,369	1,375	1,380	1,385	1,390	1,395	1,400
8,8	1,351	1,356	1,361	1,367	1,372	1,377	1,382	1,387	1,392
9,0	1,343	1,348	1,353	1,359	1,364	1,369	1,374	1,379	1,384
9,2	1,335	1,340	1,346	1,351	1,356	1,361	1,366	1,371	1,377
9,4	1,328	1,333	1,338	1,343	1,348	1,353	1,358	1,364	1,369
9,6	1,320	1,325	1,330	1,335	1,340	1,346	1,351	1,356	1,361
9,8	1,312	1,317	1,323	1,328	1,333	1,338	1,343	1,348	1,353

TABELLE 1 (Fortsetzung)

in Abhängigkeit von Temperatur und Salzgehalt

T [°C]	S [‰]									
	18	20	22	24	26	28	30	32	34	36
0,0	1,834	1,839	1,844	1,849	1,854	1,859	1,864	1,869	1,874	1,879
0,2	1,822	1,827	1,832	1,837	1,842	1,847	1,852	1,857	1,862	1,867
0,4	1,810	1,815	1,820	1,825	1,830	1,835	1,840	1,845	1,850	1,855
0,6	1,799	1,804	1,809	1,814	1,819	1,824	1,829	1,834	1,839	1,844
0,8	1,787	1,792	1,797	1,802	1,807	1,812	1,817	1,822	1,827	1,832
1,0	1,775	1,780	1,785	1,790	1,795	1,800	1,805	1,810	1,816	1,821
1,2	1,764	1,769	1,774	1,779	1,784	1,789	1,794	1,799	1,804	1,809
1,4	1,752	1,757	1,762	1,768	1,773	1,778	1,783	1,788	1,793	1,798
1,6	1,741	1,746	1,751	1,756	1,761	1,766	1,772	1,777	1,782	1,787
1,8	1,730	1,735	1,740	1,745	1,750	1,755	1,760	1,766	1,771	1,776
2,0	1,719	1,724	1,729	1,734	1,739	1,744	1,749	1,755	1,760	1,765
2,2	1,708	1,713	1,718	1,723	1,728	1,733	1,739	1,744	1,749	1,754
2,4	1,697	1,702	1,707	1,712	1,717	1,723	1,728	1,733	1,738	1,743
2,6	1,686	1,691	1,696	1,702	1,707	1,712	1,717	1,722	1,727	1,732
2,8	1,676	1,681	1,686	1,691	1,696	1,701	1,706	1,712	1,717	1,722
3,0	1,665	1,670	1,675	1,680	1,686	1,691	1,696	1,701	1,706	1,711
3,2	1,654	1,660	1,665	1,670	1,675	1,680	1,685	1,691	1,696	1,701
3,4	1,644	1,649	1,654	1,660	1,665	1,670	1,675	1,680	1,685	1,691
3,6	1,634	1,639	1,644	1,649	1,654	1,660	1,665	1,670	1,675	1,680
3,8	1,624	1,629	1,634	1,639	1,644	1,649	1,655	1,660	1,665	1,670
4,0	1,613	1,619	1,624	1,629	1,634	1,639	1,645	1,650	1,655	1,660
4,2	1,603	1,609	1,614	1,619	1,624	1,629	1,635	1,640	1,645	1,650
4,4	1,594	1,599	1,604	1,609	1,614	1,620	1,625	1,630	1,635	1,640
4,6	1,584	1,589	1,594	1,599	1,605	1,610	1,615	1,620	1,625	1,631
4,8	1,574	1,579	1,584	1,590	1,595	1,600	1,605	1,610	1,616	1,621
5,0	1,564	1,570	1,575	1,580	1,585	1,590	1,596	1,601	1,606	1,611
5,2	1,555	1,560	1,565	1,570	1,576	1,581	1,586	1,591	1,597	1,602
5,4	1,545	1,551	1,556	1,561	1,566	1,571	1,577	1,582	1,587	1,592
5,6	1,536	1,541	1,546	1,552	1,557	1,562	1,567	1,573	1,578	1,583
5,8	1,527	1,532	1,537	1,542	1,548	1,553	1,558	1,563	1,568	1,574
6,0	1,518	1,523	1,528	1,533	1,538	1,544	1,549	1,554	1,559	1,564
6,2	1,508	1,514	1,519	1,524	1,529	1,535	1,540	1,545	1,550	1,555
6,4	1,499	1,505	1,510	1,515	1,520	1,525	1,531	1,536	1,541	1,546
6,6	1,490	1,496	1,501	1,506	1,511	1,517	1,522	1,527	1,532	1,537
6,8	1,482	1,487	1,492	1,497	1,502	1,508	1,513	1,518	1,523	1,529
7,0	1,473	1,478	1,483	1,488	1,494	1,499	1,504	1,509	1,515	1,520
7,2	1,464	1,469	1,475	1,480	1,485	1,490	1,495	1,501	1,506	1,511
7,4	1,456	1,461	1,466	1,471	1,476	1,482	1,487	1,492	1,497	1,502
7,6	1,447	1,452	1,457	1,463	1,468	1,473	1,478	1,483	1,489	1,494
7,8	1,439	1,444	1,449	1,454	1,459	1,465	1,470	1,475	1,480	1,485
8,0	1,430	1,435	1,441	1,446	1,451	1,456	1,461	1,467	1,472	1,477
8,2	1,422	1,427	1,432	1,438	1,443	1,448	1,453	1,458	1,463	1,469
8,4	1,414	1,419	1,424	1,429	1,434	1,440	1,445	1,450	1,455	1,460
8,6	1,406	1,411	1,416	1,421	1,426	1,432	1,437	1,442	1,447	1,452
8,8	1,398	1,403	1,408	1,413	1,418	1,423	1,429	1,434	1,439	1,444
9,0	1,390	1,395	1,400	1,405	1,410	1,415	1,421	1,426	1,431	1,436
9,2	1,382	1,387	1,392	1,397	1,402	1,408	1,413	1,418	1,423	1,428
9,4	1,374	1,379	1,384	1,389	1,394	1,400	1,405	1,410	1,415	1,420
9,6	1,366	1,371	1,376	1,382	1,387	1,392	1,397	1,402	1,407	1,412
9,8	1,358	1,364	1,369	1,374	1,379	1,384	1,389	1,394	1,400	1,405

TABELLE I (Fortsetzung)

T [°C]	S [‰]								
	0	2	4	6	8	10	12	14	16
10,0	1,305	1,310	1,315	1,320	1,325	1,330	1,336	1,341	1,346
10,2	1,297	1,302	1,308	1,313	1,318	1,323	1,328	1,333	1,338
10,4	1,290	1,295	1,300	1,305	1,310	1,315	1,321	1,326	1,331
10,6	1,283	1,288	1,293	1,298	1,303	1,308	1,313	1,318	1,323
10,8	1,275	1,281	1,286	1,291	1,296	1,301	1,306	1,311	1,316
11,0	1,268	1,273	1,278	1,284	1,289	1,294	1,299	1,304	1,309
11,2	1,261	1,266	1,271	1,276	1,281	1,287	1,292	1,297	1,302
11,4	1,254	1,259	1,264	1,269	1,274	1,279	1,285	1,290	1,295
11,6	1,247	1,252	1,257	1,262	1,267	1,272	1,277	1,283	1,288
11,8	1,240	1,245	1,250	1,255	1,261	1,266	1,271	1,276	1,281
12,0	1,234	1,239	1,244	1,249	1,254	1,259	1,264	1,269	1,274
12,2	1,227	1,232	1,237	1,242	1,247	1,252	1,257	1,262	1,267
12,4	1,220	1,225	1,230	1,235	1,240	1,245	1,250	1,255	1,260
12,6	1,214	1,219	1,224	1,229	1,233	1,238	1,243	1,248	1,253
12,8	1,207	1,212	1,217	1,222	1,227	1,232	1,237	1,242	1,247
13,0	1,201	1,206	1,210	1,215	1,220	1,225	1,230	1,235	1,240
13,2	1,194	1,199	1,204	1,209	1,214	1,219	1,224	1,229	1,234
13,4	1,188	1,193	1,198	1,203	1,207	1,212	1,217	1,222	1,227
13,6	1,182	1,186	1,191	1,196	1,201	1,206	1,211	1,216	1,221
13,8	1,175	1,180	1,185	1,190	1,195	1,200	1,205	1,210	1,214
14,0	1,169	1,174	1,179	1,184	1,189	1,194	1,198	1,203	1,208
14,2	1,163	1,168	1,173	1,178	1,182	1,187	1,192	1,197	1,202
14,4	1,157	1,162	1,167	1,172	1,176	1,181	1,186	1,191	1,196
14,6	1,151	1,156	1,161	1,165	1,170	1,175	1,180	1,185	1,190
14,8	1,145	1,150	1,155	1,159	1,164	1,169	1,174	1,179	1,184
15,0	1,139	1,144	1,149	1,154	1,158	1,163	1,168	1,173	1,178
15,2	1,133	1,138	1,143	1,148	1,152	1,157	1,162	1,167	1,172
15,4	1,128	1,132	1,137	1,142	1,147	1,151	1,156	1,161	1,166
15,6	1,122	1,127	1,131	1,136	1,141	1,146	1,150	1,155	1,160
15,8	1,116	1,121	1,126	1,130	1,135	1,140	1,145	1,149	1,154
16,0	1,111	1,115	1,120	1,125	1,129	1,134	1,139	1,144	1,148
16,2	1,105	1,110	1,114	1,119	1,124	1,128	1,133	1,138	1,143
16,4	1,100	1,104	1,109	1,114	1,118	1,123	1,128	1,132	1,137
16,6	1,094	1,099	1,103	1,108	1,113	1,117	1,122	1,127	1,131
16,8	1,089	1,093	1,098	1,103	1,107	1,112	1,116	1,121	1,126
17,0	1,083	1,088	1,093	1,097	1,102	1,106	1,111	1,116	1,120
17,2	1,078	1,083	1,087	1,092	1,096	1,101	1,106	1,110	1,115
17,4	1,073	1,077	1,082	1,086	1,091	1,096	1,100	1,105	1,109
17,6	1,068	1,072	1,077	1,081	1,086	1,090	1,095	1,099	1,104
17,8	1,062	1,067	1,071	1,076	1,080	1,085	1,090	1,094	1,099
18,0	1,057	1,062	1,066	1,071	1,075	1,080	1,084	1,089	1,093
18,2	1,052	1,057	1,061	1,066	1,070	1,075	1,079	1,084	1,088
18,4	1,047	1,052	1,056	1,060	1,065	1,069	1,074	1,078	1,083
18,6	1,042	1,047	1,051	1,055	1,060	1,064	1,069	1,073	1,078
18,8	1,037	1,042	1,046	1,050	1,055	1,059	1,064	1,068	1,073
19,0	1,032	1,037	1,041	1,045	1,050	1,054	1,059	1,063	1,068
19,2	1,027	1,032	1,036	1,040	1,045	1,049	1,054	1,058	1,062
19,4	1,022	1,027	1,031	1,036	1,040	1,044	1,049	1,053	1,057
19,6	1,018	1,022	1,026	1,031	1,035	1,039	1,044	1,048	1,053
19,8	1,013	1,017	1,022	1,026	1,030	1,035	1,039	1,043	1,048

TABELLE I (Fortsetzung)

T [°C]	S [‰]									
	18	20	22	24	26	28	30	32	34	36
10,0	1,351	1,356	1,361	1,366	1,371	1,376	1,382	1,387	1,392	1,397
10,2	1,343	1,348	1,354	1,359	1,364	1,369	1,374	1,379	1,384	1,389
10,4	1,336	1,341	1,346	1,351	1,356	1,361	1,367	1,372	1,377	1,382
10,6	1,329	1,334	1,339	1,344	1,349	1,354	1,359	1,364	1,369	1,374
10,8	1,321	1,326	1,331	1,336	1,342	1,347	1,352	1,357	1,362	1,367
11,0	1,314	1,319	1,324	1,329	1,334	1,339	1,344	1,449	1,355	1,360
11,2	1,307	1,312	1,317	1,322	1,327	1,332	1,337	1,342	1,347	1,352
11,4	1,300	1,305	1,310	1,315	1,320	1,325	1,330	1,335	1,340	1,345
11,6	1,293	1,298	1,303	1,308	1,313	1,318	1,323	1,328	1,333	1,338
11,8	1,286	1,291	1,296	1,301	1,306	1,311	1,316	1,321	1,326	1,331
12,0	1,279	1,284	1,289	1,294	1,299	1,304	1,309	1,314	1,319	1,324
12,2	1,272	1,277	1,282	1,287	1,292	1,297	1,302	1,307	1,312	1,317
12,4	1,265	1,270	1,275	1,280	1,285	1,290	1,295	1,300	1,305	1,310
12,6	1,258	1,263	1,268	1,273	1,278	1,283	1,288	1,293	1,298	1,303
12,8	1,252	1,257	1,262	1,267	1,272	1,276	1,281	1,286	1,291	1,296
13,0	1,245	1,250	1,255	1,260	1,265	1,270	1,275	1,280	1,285	1,290
13,2	1,239	1,243	1,248	1,253	1,258	1,263	1,268	1,273	1,278	1,283
13,4	1,232	1,237	1,242	1,247	1,252	1,257	1,262	1,267	1,271	1,276
13,6	1,226	1,231	1,235	1,240	1,245	1,250	1,255	1,260	1,265	1,270
13,8	1,219	1,224	1,229	1,234	1,239	1,244	1,249	1,253	1,258	1,263
14,0	1,213	1,218	1,223	1,228	1,232	1,237	1,242	1,247	1,252	1,257
14,2	1,207	1,212	1,216	1,221	1,226	1,231	1,236	1,241	1,246	1,250
14,4	1,201	1,205	1,210	1,215	1,220	1,225	1,230	1,234	1,239	1,244
14,6	1,194	1,199	1,204	1,209	1,214	1,219	1,223	1,228	1,233	1,238
14,8	1,188	1,193	1,198	1,203	1,208	1,212	1,217	1,222	1,227	1,232
15,0	1,182	1,187	1,192	1,197	1,201	1,206	1,211	1,216	1,221	1,225
15,2	1,176	1,181	1,186	1,191	1,195	1,200	1,205	1,210	1,214	1,219
15,4	1,170	1,175	1,180	1,185	1,189	1,194	1,199	1,204	1,208	1,213
15,6	1,165	1,169	1,174	1,179	1,183	1,188	1,193	1,198	1,202	1,207
15,8	1,159	1,163	1,168	1,173	1,178	1,182	1,187	1,192	1,196	1,201
16,0	1,153	1,158	1,162	1,167	1,172	1,176	1,181	1,186	1,191	1,195
16,2	1,147	1,152	1,157	1,161	1,166	1,171	1,175	1,180	1,185	1,189
16,4	1,142	1,146	1,151	1,156	1,160	1,165	1,170	1,174	1,179	1,184
16,6	1,136	1,141	1,145	1,150	1,155	1,159	1,164	1,168	1,173	1,178
16,8	1,130	1,135	1,140	1,144	1,149	1,154	1,158	1,163	1,167	1,172
17,0	1,125	1,129	1,134	1,139	1,143	1,148	1,153	1,157	1,162	1,166
17,2	1,119	1,124	1,129	1,133	1,138	1,142	1,147	1,152	1,156	1,161
17,4	1,114	1,118	1,123	1,128	1,132	1,137	1,141	1,146	1,151	1,155
17,6	1,109	1,113	1,118	1,122	1,127	1,131	1,136	1,140	1,145	1,150
17,8	1,103	1,108	1,112	1,117	1,121	1,126	1,130	1,135	1,139	1,144
18,0	1,098	1,102	1,107	1,111	1,116	1,120	1,125	1,129	1,134	1,139
18,2	1,093	1,097	1,102	1,106	1,111	1,115	1,120	1,124	1,129	1,133
18,4	1,087	1,092	1,096	1,101	1,105	1,110	1,114	1,119	1,123	1,128
18,6	1,082	1,087	1,091	1,096	1,100	1,105	1,109	1,113	1,118	1,122
18,8	1,077	1,081	1,086	1,090	1,095	1,099	1,104	1,108	1,113	1,117
19,0	1,072	1,076	1,081	1,085	1,090	1,094	1,099	1,103	1,107	1,112
19,2	1,067	1,071	1,076	1,080	1,085	1,089	1,093	1,098	1,102	1,107
19,4	1,062	1,066	1,071	1,075	1,079	1,084	1,088	1,093	1,097	1,101
19,6	1,057	1,061	1,066	1,070	1,074	1,079	1,083	1,087	1,092	1,096
19,8	1,052	1,056	1,061	1,065	1,069	1,074	1,078	1,082	1,087	1,091

TABELLE 1 (Fortsetzung)

T [°C]	S [‰]								
	0	2	4	6	8	10	12	14	16
20,0	1,008	1,012	1,017	1,021	1,025	1,030	1,034	1,038	1,043
20,2	1,003	1,008	1,012	1,016	1,021	1,025	1,029	1,034	1,038
20,4	0,999	1,003	1,007	1,012	1,016	1,020	1,024	1,029	1,033
20,6	0,994	0,998	1,003	1,007	1,011	1,015	1,020	1,024	1,028
20,8	0,989	0,994	0,998	1,002	1,006	1,011	1,015	1,019	1,023
21,0	0,985	0,989	0,993	0,998	1,002	1,006	1,010	1,014	1,019
21,2	0,980	0,985	0,989	0,993	0,997	1,001	1,006	1,010	1,014
21,4	0,976	0,980	0,984	0,988	0,993	0,997	1,001	1,005	1,009
21,6	0,971	0,976	0,980	0,984	0,988	0,992	0,996	1,001	1,005
21,8	0,967	0,971	0,975	0,979	0,983	0,988	0,992	0,996	1,000
22,0	0,962	0,967	0,971	0,975	0,979	0,983	0,987	0,991	0,995
22,2	0,958	0,962	0,966	0,970	0,974	0,979	0,983	0,987	0,991
22,4	0,954	0,958	0,962	0,966	0,970	0,974	0,978	0,982	0,986
22,6	0,949	0,953	0,957	0,962	0,966	0,970	0,974	0,978	0,982
22,8	0,945	0,949	0,953	0,957	0,961	0,965	0,969	0,973	0,977
23,0	0,941	0,945	0,949	0,953	0,957	0,961	0,965	0,969	0,973
23,2	0,936	0,940	0,944	0,948	0,952	0,956	0,960	0,965	0,969
23,4	0,932	0,936	0,940	0,944	0,948	0,952	0,956	0,960	0,964
23,6	0,928	0,932	0,936	0,940	0,944	0,948	0,952	0,956	0,960
23,8	0,924	0,928	0,932	0,936	0,940	0,944	0,947	0,951	0,955
24,0	0,920	0,923	0,927	0,931	0,935	0,939	0,943	0,947	0,951
24,2	0,915	0,919	0,923	0,927	0,931	0,935	0,939	0,943	0,947
24,4	0,911	0,915	0,919	0,923	0,927	0,931	0,935	0,938	0,942
24,6	0,907	0,911	0,915	0,919	0,923	0,926	0,930	0,934	0,938
24,8	0,903	0,907	0,911	0,915	0,918	0,922	0,926	0,930	0,934
25,0	0,899	0,903	0,906	0,910	0,914	0,918	0,922	0,926	0,930
25,2	0,895	0,899	0,902	0,906	0,910	0,914	0,918	0,921	0,925
25,4	0,891	0,894	0,898	0,902	0,906	0,910	0,913	0,917	0,921
25,6	0,887	0,890	0,894	0,898	0,902	0,906	0,909	0,913	0,917
25,8	0,883	0,886	0,890	0,894	0,898	0,901	0,905	0,909	0,913
26,0	0,878	0,882	0,886	0,890	0,893	0,897	0,901	0,905	0,909
26,2	0,874	0,878	0,882	0,886	0,889	0,893	0,897	0,901	0,904
26,4	0,870	0,874	0,878	0,882	0,885	0,889	0,893	0,896	0,900
26,6	0,866	0,870	0,874	0,878	0,881	0,885	0,889	0,892	0,896
26,8	0,862	0,866	0,870	0,873	0,877	0,881	0,885	0,888	0,892
27,0	0,858	0,862	0,866	0,869	0,873	0,877	0,880	0,884	0,888
27,2	0,854	0,858	0,862	0,865	0,869	0,873	0,876	0,880	0,884
27,4	0,850	0,854	0,858	0,861	0,865	0,869	0,872	0,876	0,880
27,6	0,846	0,850	0,854	0,857	0,861	0,865	0,868	0,872	0,875
27,8	0,842	0,846	0,850	0,853	0,857	0,861	0,864	0,868	0,871
28,0	0,838	0,842	0,846	0,849	0,853	0,856	0,860	0,864	0,867
28,2	0,835	0,838	0,842	0,845	0,849	0,852	0,856	0,860	0,863
28,4	0,831	0,834	0,838	0,841	0,845	0,848	0,852	0,856	0,859
28,6	0,827	0,830	0,834	0,837	0,841	0,844	0,848	0,851	0,855
28,8	0,823	0,826	0,830	0,833	0,837	0,840	0,844	0,847	0,851
29,0	0,819	0,822	0,826	0,829	0,833	0,836	0,840	0,843	0,847
29,2	0,815	0,818	0,822	0,825	0,829	0,832	0,836	0,839	0,843
29,4	0,811	0,814	0,818	0,821	0,825	0,828	0,832	0,835	0,839
29,6	0,807	0,810	0,814	0,817	0,821	0,824	0,828	0,831	0,835
29,8	0,803	0,806	0,810	0,813	0,817	0,820	0,824	0,827	0,831
30,0	0,799	0,802	0,806	0,809	0,813	0,816	0,820	0,823	0,826

TABELLE 1 (Fortsetzung)

T [°C]	S [‰]									
	18	20	22	24	26	28	30	32	34	36
20,0	1,047	1,051	1,056	1,060	1,064	1,069	1,073	1,077	1,082	1,086
20,2	1,042	1,046	1,051	1,055	1,059	1,064	1,068	1,072	1,077	1,081
20,4	1,037	1,042	1,046	1,050	1,054	1,059	1,063	1,067	1,072	1,076
20,6	1,032	1,037	1,041	1,045	1,050	1,054	1,058	1,062	1,067	1,071
20,8	1,028	1,032	1,036	1,040	1,045	1,049	1,053	1,057	1,062	1,066
21,0	1,023	1,027	1,031	1,036	1,040	1,044	1,048	1,053	1,057	1,061
21,2	1,018	1,022	1,027	1,031	1,035	1,039	1,043	1,048	1,052	1,056
21,4	1,014	1,018	1,022	1,026	1,030	1,034	1,039	1,043	1,047	1,051
21,6	1,009	1,013	1,017	1,021	1,026	1,030	1,034	1,038	1,042	1,046
21,8	1,004	1,008	1,013	1,017	1,021	1,025	1,029	1,033	1,037	1,042
22,0	1,000	1,004	1,008	1,012	1,016	1,020	1,024	1,029	1,033	1,037
22,2	0,995	0,999	1,003	1,007	1,011	1,016	1,020	1,024	1,028	1,032
22,4	0,990	0,995	0,999	1,003	1,007	1,011	1,015	1,019	1,023	1,027
22,6	0,986	0,990	0,994	0,998	1,002	1,006	1,010	1,014	1,019	1,023
22,8	0,981	0,986	0,990	0,994	0,998	1,002	1,006	1,010	1,014	1,018
23,0	0,977	0,981	0,985	0,989	0,993	0,997	1,001	1,005	1,009	1,013
23,2	0,973	0,977	0,981	0,985	0,989	0,993	0,997	1,001	1,005	1,009
23,4	0,968	0,972	0,976	0,980	0,984	0,988	0,992	0,996	1,000	1,004
23,6	0,964	0,968	0,972	0,976	0,980	0,984	0,988	0,992	0,995	0,999
23,8	0,959	0,963	0,967	0,971	0,975	0,979	0,983	0,987	0,991	0,995
24,0	0,955	0,959	0,963	0,967	0,971	0,975	0,979	0,983	0,986	0,990
24,2	0,951	0,955	0,958	0,962	0,966	0,970	0,974	0,978	0,982	0,986
24,4	0,946	0,950	0,954	0,958	0,962	0,966	0,970	0,974	0,977	0,981
24,6	0,942	0,946	0,950	0,954	0,957	0,961	0,965	0,969	0,973	0,977
24,8	0,938	0,942	0,945	0,949	0,953	0,957	0,961	0,965	0,969	0,972
25,0	0,933	0,937	0,941	0,945	0,949	0,953	0,956	0,960	0,964	0,968
25,2	0,929	0,933	0,937	0,941	0,944	0,948	0,952	0,956	0,960	0,964
25,4	0,925	0,929	0,933	0,936	0,940	0,944	0,948	0,952	0,955	0,959
25,6	0,921	0,924	0,928	0,932	0,936	0,940	0,943	0,947	0,951	0,955
25,8	0,916	0,920	0,924	0,928	0,932	0,935	0,939	0,943	0,947	0,950
26,0	0,912	0,916	0,920	0,924	0,927	0,931	0,935	0,939	0,942	0,946
26,2	0,908	0,912	0,916	0,919	0,923	0,927	0,931	0,934	0,938	0,942
26,4	0,904	0,908	0,911	0,915	0,919	0,923	0,926	0,930	0,934	0,937
26,6	0,900	0,903	0,907	0,911	0,915	0,918	0,922	0,926	0,929	0,933
26,8	0,896	0,899	0,903	0,907	0,910	0,914	0,918	0,921	0,925	0,929
27,0	0,891	0,895	0,899	0,902	0,906	0,910	0,913	0,917	0,921	0,925
27,2	0,887	0,891	0,895	0,898	0,902	0,906	0,909	0,913	0,917	0,920
27,4	0,883	0,887	0,890	0,894	0,898	0,901	0,905	0,909	0,912	0,916
27,6	0,879	0,883	0,886	0,890	0,894	0,897	0,901	0,904	0,908	0,912
27,8	0,875	0,879	0,882	0,886	0,889	0,893	0,897	0,900	0,904	0,907
28,0	0,871	0,874	0,878	0,882	0,885	0,889	0,892	0,896	0,900	0,903
28,2	0,867	0,870	0,874	0,877	0,881	0,885	0,888	0,892	0,895	0,899
28,4	0,863	0,866	0,870	0,873	0,877	0,880	0,884	0,888	0,891	0,895
28,6	0,859	0,862	0,866	0,869	0,873	0,876	0,880	0,883	0,887	0,891
28,8	0,854	0,858	0,862	0,865	0,869	0,872	0,876	0,879	0,883	0,886
29,0	0,850	0,854	0,857	0,861	0,864	0,868	0,872	0,875	0,879	0,882
29,2	0,846	0,850	0,853	0,857	0,860	0,864	0,867	0,871	0,874	0,878
29,4	0,842	0,846	0,849	0,853	0,856	0,860	0,863	0,867	0,870	0,874
29,6	0,838	0,842	0,845	0,849	0,852	0,856	0,859	0,863	0,866	0,869
29,8	0,834	0,837	0,841	0,844	0,848	0,851	0,855	0,858	0,862	0,865
30,0	0,830	0,833	0,837	0,840	0,844	0,847	0,851	0,854	0,858	0,861

TABELLE 2

Druckkorrektur  $\Delta\eta_P$  [cP] der dynamischen Viskosität des

$T$ [°C]	$P$ [kg cm <sup>-2</sup> ]							
	1,0332	10	20	30	40	50	100	200
0	0,000	-0,002	-0,003	-0,005	-0,007	-0,009	-0,017	-0,032
1	0,000	-0,001	-0,003	-0,005	-0,006	-0,008	-0,016	-0,029
2	0,000	-0,001	-0,003	-0,004	-0,006	-0,007	-0,014	-0,027
3	0,000	-0,001	-0,003	-0,004	-0,005	-0,007	-0,013	-0,025
4	0,000	-0,001	-0,002	-0,004	-0,005	-0,006	-0,012	-0,023
5	0,000	-0,001	-0,002	-0,003	-0,004	-0,006	-0,011	-0,021
6	0,000	-0,001	-0,002	-0,003	-0,004	-0,005	-0,010	-0,019
7	0,000	-0,001	-0,002	-0,003	-0,004	-0,005	-0,009	-0,017
8	0,000	-0,001	-0,002	-0,002	-0,003	-0,004	-0,008	-0,015
9	0,000	-0,001	-0,001	-0,002	-0,003	-0,004	-0,007	-0,014
10	0,000	-0,001	-0,001	-0,002	-0,003	-0,003	-0,006	-0,012
11	0,000	-0,001	-0,001	-0,002	-0,002	-0,003	-0,006	-0,011
12	0,000	0,000	-0,001	-0,002	-0,002	-0,003	-0,005	-0,009
13	0,000		-0,001	-0,001	-0,002	-0,002	-0,004	-0,008
14	0,000		-0,001	-0,001	-0,002	-0,002	-0,004	-0,007
15	0,000		-0,001	-0,001	-0,001	-0,002	-0,003	-0,006
16	0,000		-0,001	-0,001	-0,001	-0,001	-0,003	-0,005
17	0,000		0,000	-0,001	-0,001	-0,001	-0,002	-0,004
18	0,000			-0,001	-0,001	-0,001	-0,002	-0,003
19	0,000			0,000	-0,001	-0,001	-0,001	-0,002
20	0,000				0,000	-0,001	-0,001	-0,001
21	0,000					0,000	-0,001	-0,001
22	0,000						0,000	-0,001
23	0,000							0,000
24	0,000			0,000				0,000
25	0,000							0,000
26	0,000							0,000
27	0,000							0,000
28	0,000							0,000
29	0,000							0,000
30	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000

TABELLE 2 (Fortsetzung)

Meerwassers bei Atmosphärendruck

$T$ [°C]	$P$ [kg cm <sup>-2</sup> ]							
	300	400	500	600	700	800	900	1000
0	-0,045	-0,056	-0,066	-0,073	-0,079	-0,082	-0,084	-0,084
1	-0,042	-0,052	-0,060	-0,067	-0,072	-0,075	-0,077	-0,076
2	-0,038	-0,048	-0,056	-0,062	-0,066	-0,069	-0,070	-0,069
3	-0,035	-0,044	-0,051	-0,056	-0,060	-0,063	-0,063	-0,063
4	-0,032	-0,040	-0,046	-0,051	-0,055	-0,057	-0,057	-0,056
5	-0,029	-0,036	-0,042	-0,046	-0,049	-0,051	-0,051	-0,050
6	-0,026	-0,033	-0,038	-0,042	-0,044	-0,045	-0,045	-0,044
7	-0,024	-0,029	-0,034	-0,037	-0,039	-0,040	-0,040	-0,039
8	-0,021	-0,026	-0,030	-0,033	-0,035	-0,035	-0,035	-0,033
9	-0,019	-0,023	-0,027	-0,029	-0,030	-0,030	-0,030	-0,028
10	-0,017	-0,020	-0,023	-0,025	-0,026	-0,026	-0,025	-0,023

## Zur Genauigkeit der Probenentnahme mit dem Nansen-Wasserschöpfer bei starken Schichtungen

Von U. KREMSER

### 1. Einführung

Während eines Experimentes mit Rhodamin-S im September 1968 in der Ostsee wurde der Versuch unternommen, die Tracerkonzentration im Fleck mit Hilfe von NANSEN-Wasserschöpfern des Typs DAE 1,1 l in verschiedenen Tiefen zu bestimmen. Zu diesem Zweck wurde der Wasserschöpfer unter den Fleck gefiert, bis zur Meßtiefe gehievt und dann gleich gekippt. Ein Vergleich mit den durch das sowjetische Fluoreszenzmeßgerät (G. S. KARABASCHEV, 1966) erhaltenen Daten zeigte beträchtliche Unterschiede für die gleiche Tiefe an. Da die Fluorometerwerte mit wesentlich höherer Wahrscheinlichkeit dem wirklichen Zustand entsprechen, wurde angenommen, daß sich das Wasser im Schöpfer nicht schnell genug austauscht. Mit anderen Worten: Es besteht ein Unterschied zwischen den Eigenschaften des Wassers im Schöpfer und dem seiner unmittelbaren Umgebung, wenn die Eigenschaft nicht homogen verteilt ist und einen Gradienten aufweist. Das bedeutet, daß die Eigenschaft der Probe nicht ohne weiteres der Umgebung (dem Meßpunkt !) zugeordnet werden kann. Damit würden die aus den Daten gewonnenen Ergebnisse fragwürdig werden.

Als Gründe für den schlechten Austausch können Form und Bauweise des Schöpfers angesehen werden. Durch einen größeren Rohrdurchmesser könnte die Länge des Schöpfers verkürzt werden, auch stehen die Ein- und Austrittsöffnungen des Gerätes im ungünstigen Verhältnis zum Querschnitt des Rohres. Bei Probeentnahmegeräten z. B. der Fa. Hydrobios Kiel ist das Problem in dieser Hinsicht besser gelöst.

Da der Wasserschöpfer ein oft benutztes Gerät zur Probenentnahme darstellt, wird hier kurz untersucht, wie stark die Eigenschaft des Wassers im Schöpfer von der des umgebenden Wassers abweicht und unter welchen Bedingungen die erforderliche Genauigkeit erreicht wird.

### 2. Versuch zur Bestimmung des Austausches im Wasserschöpfer

#### 2.1. Methodik

Die Untersuchungen wurden vom Schiff aus geführt. Ein mit Rhodaminlösung bekannter Konzentration gefüllter 250-l-Behälter stand an Deck deselben. Ein offener Wasserschöpfer wurde vollständig in die Lösung getaucht,



dort geschlossen, aus dem Faß herausgenommen, außen mit Hilfe eines Wasserstrahls abgespült, an das Windenseil geklemmt und bis kurz unter die Wasseroberfläche gefiert. Dort wurde mit Hilfe eines dünnen Seiles die Öffnungssicherung weggezogen, so daß sich der Schöpfer durch sein Eigengewicht öffnete. Sofort wurde er auf die entsprechende Tiefe gefiert, wo das Fallgewicht für das Kippen und schließen sorgte. Aus dem anschließend an Deck gehieften Schöpfer wurde eine Probe abgefüllt, die dann auf ihre Rhodaminkonzentration hin untersucht wurde.

## 2.2. Versuchsdurchführung und Ergebnisse

Beim ersten Versuch betrug die Ausgangskonzentration im Behälter  $Q_0 = 6 \times 10^{-4} \text{ g/cm}^3$ . Wie sich herausstellte, war diese Konzentration zu hoch. Selbst nach einem Fierweg von 19 m (geöffneter Wasserschöpfer) konnte die Rotfärbung des Probenwassers noch mit bloßem Auge festgestellt werden. Das lag auch daran, daß sich der Farbstoff am Schöpfer absetzte und diesen verschmutzte. Letzterer Effekt kam natürlich bei geringer Farbkonzentration im Wasserschöpfer prozentual sehr stark zur Wirkung. Daraus erklärte sich auch die langsamere Konzentrationsabnahme bei mehr als 5 m Fierweg (Abb. 1a).

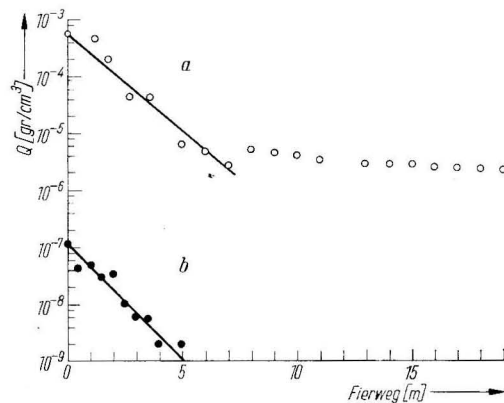


Abb. 1. Die Abnahme der Rhodaminkonzentration im Wasserschöpfer mit dem Fierweg  
(a) Ausgangskonzentration  $Q_0 = 6 \cdot 10^{-4} \text{ g/cm}^3$ ,  
(b) Ausgangskonzentration  $Q_0 = 1,2 \cdot 10^{-7} \text{ g/cm}^3$

Deshalb wurde der Versuch mit einer geringeren Ausgangskonzentration von  $Q_0 = 1,2 \cdot 10^{-7} \text{ g/cm}^3$  wiederholt. Jetzt traten keine sichtbaren Anlagerungserscheinungen mehr auf. Nach 5 m Fierweg ging die Konzentration bis auf ca.  $10^{-9}$  zurück. In Tabelle 1 sind Fierweg, Konzentration und Austausch nebeneinandergestellt.

In Abb. 1 ist die Konzentration  $Q$  über den Fierweg aufgetragen. Durch die einzelnen Meßpunkte kann eine Ausgleichsgerade gezogen werden, die der Gleichung

$$Q = Q_0 \cdot 10^{-0,4 \cdot m}$$

TABELLE 1

Fierweg (m)	$Q$ (g/cm <sup>3</sup> )	$Q$ (nach Abb. 1)	$Q/Q_0$	Austausch (%)
0	$1,2 \cdot 10^{-7}$	$1,2 \cdot 10^{-7}$	1	0
0,5	$4,1 \cdot 10^{-8}$	$8,0 \cdot 10^{-8}$	0,67	33
1,0	$4,5 \cdot 10^{-8}$	$4,8 \cdot 10^{-8}$	0,40	60
1,5	$3,0 \cdot 10^{-8}$	$3,0 \cdot 10^{-8}$	0,25	75
2,0	$3,4 \cdot 10^{-8}$	$1,8 \cdot 10^{-8}$	0,15	85
2,5	$1,0 \cdot 10^{-8}$	$1,1 \cdot 10^{-8}$	0,09	91
3,0	$6,0 \cdot 10^{-9}$	$7,0 \cdot 10^{-9}$	0,058	94
3,5	$5,5 \cdot 10^{-9}$	$4,2 \cdot 10^{-9}$	0,035	96
4,0	$2 \cdot 10^{-9}$	$2,5 \cdot 10^{-9}$	0,021	98
4,5	0	$1,6 \cdot 10^{-9}$	0,013	98,7
5,0	$2 \cdot 10^{-9}$	$1 \cdot 10^{-9}$	0,0083	99,17
6,0	0	0	0	100
7,0	0	0	0	100

genügt. Dabei ist  $m$  der Fierweg in Metern. Man sieht, daß nach je 2,5 Metern die Konzentration auf ein Zehntel fällt, nach 5 Metern also 99% des Schöpferinhaltes ausgetauscht sind.

Der Austausch hängt sicherlich nicht nur von der Länge des Fierweges ab, sondern auch von der Fiergeschwindigkeit und der Zeit vom Erreichen des Meßpunktes bis zum Kippen. Die Abhängigkeit des Austausches von Fierweg und Wartezeit bei konstanter Geschwindigkeit zeigt folgende Tabelle:

TABELLE 2

Fierweg (m)	Wartezeit (min.)	Konzentration (g/cm <sup>3</sup> )
0	0	$1,2 \cdot 10^{-7}$
0	1	$4,7 \cdot 10^{-8}$
0	2	$1,8 \cdot 10^{-8}$
0	5	$4 \cdot 10^{-9}$
0	10	0
2	0	$3,4 \cdot 10^{-8}$
2	2	$4 \cdot 10^{-9}$
2	5	$10^{-9}$
2	10	0
4	0	$2 \cdot 10^{-9}$
4	2	0
4	5	0
4	10	0

$Q = 0$  bedeutet nur, daß die Konzentration kleiner als  $10^{-9}$  ist.

Man sieht, daß der Austausch im Wasserschöpfer nach 10 Minuten Wartezeit größer als 99,9% ist. Das bedeutet, daß dann höchstens ein Tausendstel des Schöpferinhalts nicht aus der unmittelbaren Umgebung des Meßpunktes stammt.

Ein Einfluß der Fiergeschwindigkeit auf den Austausch ließ sich nicht mit Sicherheit feststellen.

### 3. Auswertung der Ergebnisse und Schlußfolgerungen

#### 3.1. Auswertung

In der letzten Spalte der Tabelle 1 ist der Austausch des Wasserschöpferinhalts in Prozent angegeben. Etwas vereinfacht kann man annehmen, daß alle 5 m Fierweg das Wasser im Schöpfer vollständig ausgetauscht wird. Wird der Schöpfer nun mehr als 5 m bis in eine Tiefe  $z = 0$  gefiert, dann hat sein Inhalt folgende Zusammensetzung:

33 %	Wasser des Niveaus zwischen $z = 0$	und $z = 0,5$
27 %	„ „ „ „	$z = 0,5$ „ $z = 1,0$
15 %	„ „ „ „	$z = 1,0$ „ $z = 1,5$
10 %	„ „ „ „	$z = 1,5$ „ $z = 2,0$
6 %	„ „ „ „	$z = 2,0$ „ $z = 2,5$
3 %	„ „ „ „	$z = 2,5$ „ $z = 3,0$
2 %	„ „ „ „	$z = 3,0$ „ $z = 3,5$
2 %	„ „ „ „	$z = 3,5$ „ $z = 4,0$
2 %	„ „ „ „	$z = 4,0$ „ $z = 5,0$

wobei  $z$  in Metern vom Meßpunkt aus vertikal nach oben gemessen wird. Die Eigenschaften des Wassers setzen sich demnach aus den Eigenschaften des Wassers der letzten 5 m Fierweg zusammen. Die relative Häufigkeit einer bestimmten Eigenschaft  $E$  des Schöpferinhalts ließe sich nach

$$E = \frac{1}{100} [33 E_{0;0,5} + 27 E_{0,5;1,0} + 10 E_{1,5;2} + 6 E_{2;2,5} + 2 E_{2,5;3} + 2 E_{3,5;4} + 2 E_{4;5}] \quad (1)$$

bestimmen, wobei mit  $E_{i,k}$  der prozentuale Anteil der Eigenschaft im Niveau zwischen  $z = i$  und  $z = k$  Metern vom Meßpunkt entfernt verstanden werden soll.

Die Ungenauigkeit selbst hängt natürlich von der Größe der Eigenschaftsgradienten auf den letzten 5 m Fierweg ab.

#### 3.2. Schlußfolgerungen

Aus den vorliegenden Ergebnissen können folgende Schlußfolgerungen gezogen werden:

- Genügt der Mittelwert einer bestimmten Eigenschaft über die letzten 5 m Fierweg nicht den Anforderungen, muß eine Wartezeit eingehalten werden. 10 Minuten sind ausreichend.
- Aus Punkt a folgt sofort, daß der NANSSEN-Wasserschöpfer nicht für die Messung der vertikalen Konzentrationsverteilung bei Versuchen mit Rhodamin oder anderen Farbstoffen geeignet ist.

### 4. Die Konsequenzen in bezug auf die Probenentnahme zur Salzgehaltsbestimmung

Die Salzgehaltsproben werden allgemein mit dem NANSSEN-Schöpfer aus der entsprechenden Tiefe geholt. Der Salzgehalt wird anschließend durch Titration oder elektrolytisch auf  $0,01\%$  genau bestimmt. Salzgehaltsgradienten von  $1\%$  pro Meter sind keine Seltenheit.

Es seien an der Wasseroberfläche ein Salzgehalt von  $6\%$  und ein vertikaler Gradient von  $1\%$  pro Meter vorhanden, dann folgt für das Probenwasser im Schöpfer, wenn dieser in 5 m Tiefe gefiert und ohne Wartezeit geschlossen wurde, ein Salzgehalt von

$$S = \frac{1}{100} (33 \cdot 10,75 + 27 \cdot 10,25 + 15 \cdot 9,75 + 10 \cdot 9,25 + 6 \cdot 8,75 + 3 \cdot 8,25 + 2 \cdot 7,75 + 2 \cdot 7,25 + 2 \cdot 6,5) = 9,905\%$$

In Wirklichkeit herrscht dort ein Salzgehalt von  $11\%$ . Daraus ergibt sich sofort, daß Salzgehaltsbestimmungen zu ungenau werden, wenn der Schöpfer sofort nach Erreichen des Meßpunktes gekippt wird. Nach 2.2 ergibt sich ein Austausch von mindestens  $99,9\%$  bei einer Wartezeit von 10 Minuten. Das heißt, daß danach der Fehler etwa  $0,001\%$  sein würde.

Man kann also feststellen, daß auch dann, wenn nicht gleichzeitig die Temperatur gemessen wird, eine Angleichungszeit von 10 Minuten notwendig ist, damit die erforderliche Genauigkeit erreicht wird.

Am 16. 11. und 17. 11. 1970 wurden im Arkona-Becken Arbeiten mit NANSSEN-Wasserschöpfern durchgeführt, um eine Übereinstimmung der Eigenschaft der Schöpferprobe mit dem gemäß (1) erwarteten Eigenschaftsgehalt zu demonstrieren. Als Eigenschaft wurde der Salzgehalt verwandt.

Wie sich bei der Auswertung der Meßwerte herausstellte, sind die realen Salzgehaltsschwankungen stärker als die bei Nichtbeachtung der zehnmütigen Angleichungszeit auftretenden. In der Zeit zwischen der Probenentnahme mit Wartezeit und der Probenentnahme mit dem präparierten Schöpfer (ca 10 min.) änderte sich der Salzgehalt bei einem Gradienten von ca.  $0,4-0,6\%$ /m derart, daß der Salzgehalt im Schöpfer, der ohne Wartezeit geschlossen wurde, größer war als bei der normalen Probenentnahme, obwohl der Salzgehaltsgradient überall eindeutig nach unten gerichtet war. Das weist auf die Fragwürdigkeit der Salzgehaltsmessungen mit dem NANSSEN-Wasserschöpfer hauptsächlich in stark geschichteten Gewässern hin. Die nachher bei der Titration erreichte Genauigkeit von  $0,01\%$  täuscht darüber hinweg, daß der Wert nur einen Mittelwert über die Änderungen einer ca.  $\frac{1}{2}$  m dicken Schicht in 10 Minuten darstellt. Auf die starke Veränderlichkeit der Schichtungsverhältnisse im Arkona-Becken haben schon I. HELA und W. KRAUSS (1959) hingewiesen.

## Literatur

- KARABASCHEV, G. S., Ein neues Gerät zur Untersuchung der Diffusion von Beimengungen im Meer. *Izv. An SSSR, Fizika atmosfery i okeana* 2 (1966) H. 5 (russ.).
- HELA, I. und KRAUSS, W., Zum Problem der starken Veränderlichkeit der Schichtungsverhältnisse im Arkona-Becken. *Kieler Meeresf.* 15 (1959) 2, S. 125–144.

Anschrift des Verfassers:

Dr. U. KREMSER, Institut für Meereskunde, DDR-253 Warnemünde, Seestr. 15

## Indirekte Bestimmung von Fluoridionen im Meerwasser durch Wechselstrompolarographie

Von HANS BERGE und LUTZ BRÜGMANN

*Zusammenfassung:* Die im Meerwasser vorhandenen Fluoridionen setzen aus einem Zirkonium-Alizarin S-Komplex die organische Komponente frei, die unter Verwendung der Wechselstrompolarographie quantitativ mit hoher Empfindlichkeit bestimmt werden kann. Die geringen Sulfatstörungen finden rechnerische Berücksichtigung. Bei 1,25 mg F/l beträgt die relative Standardabweichung der Methode  $\pm 0,6\%$ .

### 1. Einleitung

Das Fluoridion gehört zu den anionischen Bestandteilen des Meersalzes. Auf Grund seiner geringen Konzentration, die zumeist 1,5 mg/l nicht übersteigt, nimmt es eine Sonderstellung ein. Man kann es daher nicht zu den konservativen Hauptkomponenten zählen, deren Gewichtsverhältnisse zum Chlorgehalt in küstenfernen ozeanischen Gebieten im wesentlichen konstant sind. Es treten beträchtliche Unterschiede in Abhängigkeit von dem Seegebiet und der Wassertiefe auf, wobei teilweise das F/Cl-Verhältnis zwischen  $6,7 \cdot 10^{-5}$  und  $9,0 \cdot 10^{-5}$  schwanken kann [1]. In Gebieten, die unter dem Einfluß von fluoridhaltigem Abwasser oder von Süßwasser stehen, sind noch größere Abweichungen der Fluoridwerte verschiedener Stationen voneinander festzustellen [2]. Diese unterschiedlichen F/Cl-Verhältnisse in den einzelnen Wassermassen bieten prinzipiell die Möglichkeit, eine Charakterisierung von Wasserkörpern vorzunehmen und beispielsweise den Verlauf von Meeresströmungen zu verfolgen. Hierzu bedarf es leistungsfähiger Methoden zur genauen Fluoridbestimmung.

Gravimetrie und Volumetrie scheiden aus, da sie zu unempfindlich sind, um die im Meerwasser vorkommenden geringen Fluoridmengen neben einer relativ großen Menge an störenden Ionen genau erfassen zu können. Es werden hauptsächlich kolorimetrische Verfahren verwendet, die fast alle nach einem ähnlichen Prinzip arbeiten.

Fluorid zerstört dabei die Komplexe von Metallen, wie z. B. Aluminium, Eisen, Zirkonium, Titan und Thorium mit organischen Liganden wie Alizarin S, Hämatoxylin und Oxin. Es entstehen die stabileren Metall-Fluorid-Komplexe, und die Abnahme der Farbigkeit der Lösung ist dann ein Maß für den Fluoridgehalt [3–9]. Es existieren auch direkte Verfahren, die entweder auf der Herausbildung eines ternären Komplexes aus Metallion, Farbstoff und Fluorid [10–13]

oder auf der katalytischen Wirkung von Fluoridionen bei der Herausbildung von Komplexen beruhen [14]. Daneben finden auch ionselektive Elektroden, beispielsweise auf Lanthanfluoridbasis, Anwendung, bei denen die über einen bestimmten Konzentrationsbereich lineare Abhängigkeit des Potentials einer Meßkette von der Fluoridmenge in der Lösung zur Messung ausgenutzt wird [15]. Neben dieser potentiometrischen Arbeitsweise wurde auch ein amperometrisches Verfahren vorgeschlagen [16], bei dem eine Elektrolyse der fluoridhaltigen Probenlösung an einer Aluminiumelektrode durchgeführt wird. Der bei einem eingestellten Potential registrierte Strom steht in direkter Beziehung zur Fluoridkonzentration. Auf Grund der im Meerwasser gelösten großen Salzmengen, die störend wirken und die Empfindlichkeit herabsetzen, läßt sich dieses Meßverfahren nicht auf die Ozeanographie übertragen.

Auch die polarographische Methode wird zur Fluoridbestimmung eingesetzt [17–20]. Für Meerwasseranalysen erweist sich jedoch keine dieser Methoden als brauchbar, da die im Vergleich zum Fluoridgehalt relativ großen Sulfatmengen störend wirken. Abhilfe könnte zwar hier eine vorherige Abtrennung des Fluoridions durch geeignete Destillationsverfahren [21, 22] bieten, aber es treten dann zusätzliche Quellen für ein Verfälschen der Proben auf [23] und außerdem würden die Analysen sehr zeitaufwendig werden.

Um zu einem in der Meerwasserchemie brauchbaren Analysenverfahren für Fluoridionen zu gelangen, wurde nach einem Metall-Farbstoff-Komplex gesucht, der folgende Bedingungen erfüllt:

1. Vorhandensein von polarographisch aktiven Gruppen an der organischen Komponente, die in einem an Quecksilberelektroden erreichbaren Potentialbereich oxidiert bzw. reduziert werden können.
2. Ausbildung eines stabilen Komplexes zwischen dem Farbstoff und einem Metallion, das selbst keine polarographische Stufe in dem entsprechenden Bereich liefert und einen starken Fluoridkomplex eingeht.
3. Die Halbstufenpotentiale des freien und des im Komplex gebundenen Farbstoffs müssen entweder genügend weit auseinander liegen, oder es darf nur eine der beiden Verbindungen polarographisch erfaßbar sein.
4. Schnelle Einstellung des Gleichgewichts bei der Ligandenaustauschreaktion am Metallion.

Es wurden folgende Verbindungen untersucht:

Hämatoxylin, SPADNS (Na-2-(p-sulfophenylazo)-1,8-dihydroxy-3,6-naphthalindisulfonat), Xylenorange, Eriochromcyanin, Alizarinkomplexon ([N-(3,4-Dihydroxy-2-anthrachinonylmethyl)]-iminodiessigsäure) und Alizarin S. Der Aluminium-Hämatoxylin-Komplex erwies sich zwar für die Fluoridbestimmung als geeignet, jedoch zeichnete sich der Farbstoff durch eine starke Unbeständigkeit aus, wodurch seine Handhabung erschwert wurde. SPADNS konnte ebenfalls nicht verwendet werden, da nur verhältnismäßig geringe Diffusionsströme pro Millimol/l registriert wurden. Im Komplex mit Zirkonium zeigte sich bei der Zugabe von Fluorid kaum eine Änderung der Stufenhöhe. Ähnliche Verhältnisse

wurden bei Xylenorange und Eriochromcyanin angetroffen, bei denen die Halbstufenpotentiale des freien und des komplex gebundenen Farbstoffes fast zusammenfielen. Auf Fluoridionen reagierte das System zu unempfindlich.

Bessere Ergebnisse brachten dagegen die Anthrachinonderivate Alizarinkomplexon und Alizarin S, welche die oben gestellten Forderungen im wesentlichen erfüllten. Daraufhin wurde der Versuch unternommen, auf dieser Grundlage eine indirekte polarographische Bestimmung von Fluoridionen aufzubauen. Wir entschieden uns für das Alizarin S, da es sich bei Verwendung der Wechselstrompolarographie empfindlicher als Alizarinkomplexen registrieren ließ und den Anteil an Fluoridionen in der Probenlösung durch eine sich ändernde Peakhöhe empfindlicher anzeigte.

## 2. Experimenteller Teil

### 2.1. Meßanordnung und verwendete Lösungen

Zur Aufnahme der Polarogramme standen ein Gleich- und Wechselstrompolarograph vom Typ GWP 5 63 und der Tropfzeitgeber TZG 1 zur Verfügung.

Als Kathode diente eine Quecksilbertropfelektrode mit folgenden Werten: Kapillarinne Durchmesser 0,06 mm; Tropfzeit ( $t$ ) 1,0 s; Höhe des Quecksilber-niveaus ( $h$ ) 55 cm und die Masse des ausfließenden Quecksilbers ( $m$ ) 1,72 mg/s. Bei den Serienmessungen bildete Bodenquecksilber die Anode (Zellwiderstand  $R = 250 \Omega$ ), während bei genaueren Potentialmessungen eine gesättigte Kalomel-elektrode (G. K. E.) als Gegenelektrode zur Anwendung kam ( $R = 480 \Omega$ ). Die Spannungssteigerungsrate betrug bei gleichstrompolarographischen Arbeiten 200 mV/min und bei der Aufnahme von Wechselstrompolarogrammen 100 mV pro min. Die Amplitude der Wechselspannung lag bei 20 mV und ihre Frequenz bei 78 Hz. Zum Entlüften der Lösungen wurde Argon in die Zelle geleitet. Die Temperatur der Proben während der Messung betrug  $25 \text{ }^\circ\text{C} \pm 0,1$ .

#### Zirkonium-Alizarin S-Reagenz:

300 mg  $\text{ZrOCl}_2 \cdot 8 \text{ H}_2\text{O}$  wurden in 100 ml Wasser gelöst und zu 400 ml eines Gemisches gegeben, das 28 ml Schwefelsäure (36 n) und 83,3 ml Salzsäure (12 n) enthielt. Anschließend wurden 350 mg Alizarin S in etwa 100 ml Wasser gelöst, filtriert und der Zirkoniumoxychloridlösung hinzugefügt. Nach dem Auffüllen zur Marke und einer Standzeit von 4 Tagen wurde das Reagenz noch einmal filtriert und in einer dunklen verschlossenen Flasche aufbewahrt.

#### Fluoridstandardlösung:

222 mg bei  $105 \text{ }^\circ\text{C}$  2 h getrocknetes Natriumfluorid wurden in Wasser gelöst und auf einen Liter gebracht. 1 ml dieser Lösung enthielt 0,1 mg F. Je nach Bedarf wurde weiter verdünnt.

Als Analysenproben dienten natürliches Meerwasser und Fluoridproben, die unter Verwendung von künstlichem Meerwasser nach LYMAN und FLEMING [24] und bei Zusatz von Fluoridstandardlösung bereitet wurden. Zur Untersuchung

des polarographischen Verhaltens von Alizarin S an Quecksilber bei verschiedenen pH-Werten wurde Pufferlösung nach BRITTON und ROBINSON (BRP) bereitet. In einigen Fällen kam Natriumperchlorat (0,2 m) als Leitelektrolyt zur Anwendung.

### 2.2. Analysendurchführung

5 ml der Reagenzlösung werden in einen 100 ml-Maßkolben gegeben und mit Probenlösung bis zur Marke aufgefüllt. Man bringt die Kolben für 2 h in ein Wasserbad von  $25\text{ }^{\circ}\text{C} \pm 0,1$  und gibt dann ungefähr 10 ml der Probe in die polarographische Zelle. Die Strom-Spannungs-Kurve wird anschließend von  $-0,05\text{ V}$  bis  $-0,40\text{ V}$  registriert.

Bei der Aufnahme von Gleichstrompolarogrammen wird vor der Registrierung 10 Minuten intensiv entlüftet. Bei Wechselstrompolarographischen Arbeiten ist dieses jedoch nicht notwendig, da der Sauerstoff irreversibel reduziert wird und deshalb im verwendeten Empfindlichkeitsbereich keinen merklichen Peak erzeugt.

### 3. Versuchsergebnisse und Diskussion

Die größte Schwierigkeit der Arbeit bestand darin, eine optimale Reagenzzusammensetzung zu finden. Tabelle 1 gibt einen Überblick über verschiedene Reagenzvarianten. Das Reagenz mußte eine bestimmte Säurestärke besitzen,

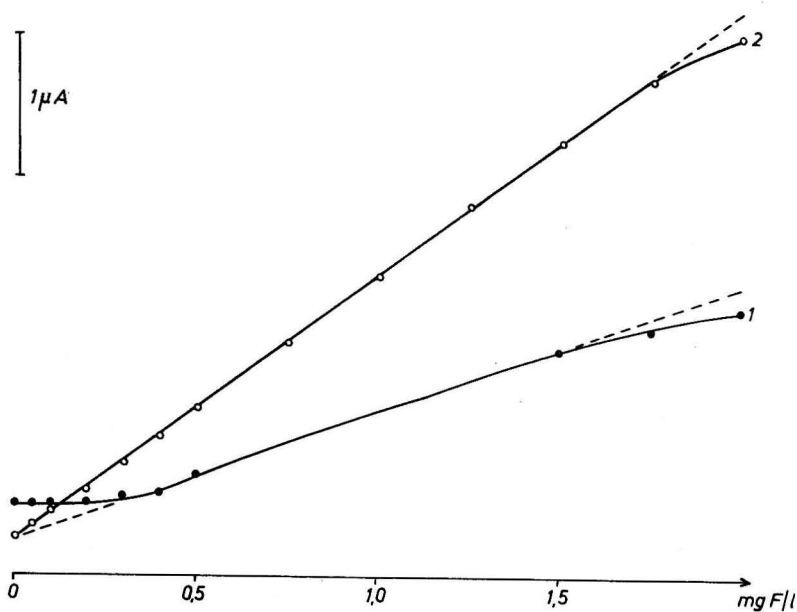


Abb. 1. Eichkurven zur Fluoridbestimmung unter Verwendung von Fluoridstandardlösung Zirkonium-Alizarin-S-Verhältnis: (1) 6,75:1; (2) 0,95:1

die den Ligandenaustausch beschleunigte und eine eindeutige polarographische Messung ermöglichte, jedoch die Ausbildung des Komplexes zwischen Metallion und organischer Komponente nicht verhinderte. Ein großer Zirkoniumüberschuß war undiskutabel, da dadurch der Indikator zu unempfindlich wurde. Als besser erwies sich ein geringer Alizarinüberschuß, der den Blindwert stabil hielt und gleichzeitig auch die Bestimmung geringer Fluoridmengen ermöglichte (Abb. 1). Am günstigsten war eine Säurestärke von etwa 0,1 n in der Probenlösung. Allerdings durfte nur maximal die Hälfte davon durch Schwefelsäure

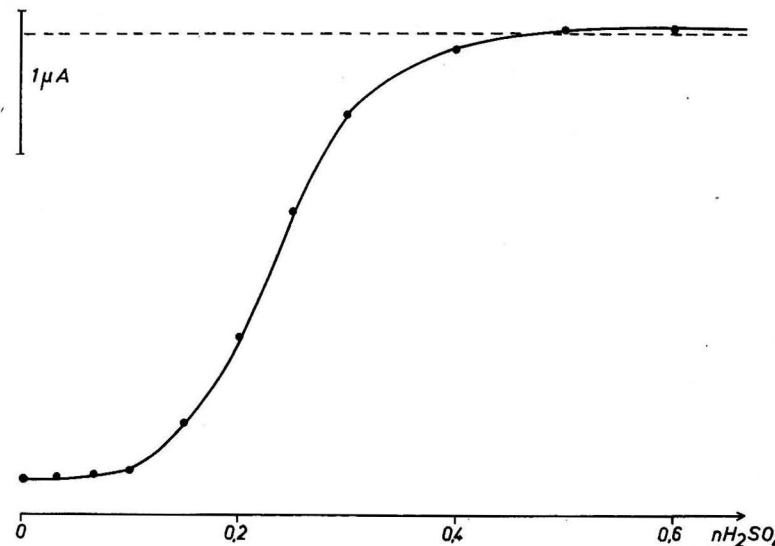


Abb. 2. Stabilität des Zirkonium-Alizarin-S-Komplexes in Gegenwart von Schwefelsäure Gestrichelte Linie: Reagenz ohne Zirkonium, 0,1 n  $\text{H}_2\text{SO}_4$

repräsentiert werden. Es wurden dann einerseits durch den Sulfatüberschuß die durch die im Meerwasser schon vorhandenen Sulfationen bedingten Störungen stark verringert und andererseits war die Sulfatmenge noch nicht so hoch, um als Komplexligand mit dem Fluoridion konkurrieren zu können. Es zeigte sich aber, daß bei Schwefelsäurekonzentrationen über 0,1 n auch ohne die Gegenwart von Fluorid ein starker Peakanstieg zu verzeichnen war (Abb. 2). Bei optimaler Reagenzzusammensetzung konnte dann völlige Linearität der Eichkurve (Abb. 1,2) zwischen 0 und 1,75 mg F/l festgestellt werden.

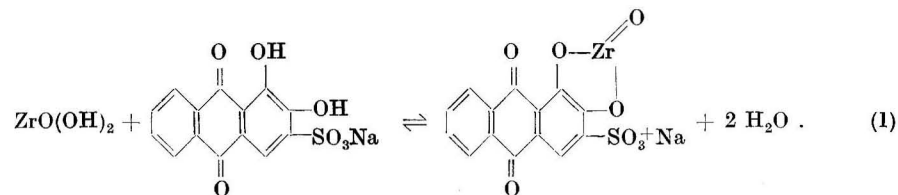
Aus Abb. 2 geht hervor, daß sich im Reagenz bei einer Schwefelsäurekonzentration von mehr als 1 n der Metall-Farbstoff-Komplex noch nicht gebildet hatte. Dieses war auch aus der gelben Farbe der Lösung ersichtlich. Bei der Zugabe von 5 ml Reagenz zu 95 ml Probenlösung wurde eine Verdünnung im

TABELLE I  
Zusammensetzung von Reagenzien zur Fluoridbestimmung

Literatur	[Alizarin S]		[Zr <sup>4+</sup> ]		[Zr]/ [Aliz. S]	[H <sup>+</sup> ]	
	Reagenz (10 <sup>-4</sup> m)	Probe (10 <sup>-5</sup> m)	Reagenz (10 <sup>-4</sup> m)	Probe (10 <sup>-5</sup> m)		HCl (n)	H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> (n)
[6]	3,5	0,7	15,2	3,0	4,3	0,12	0
[7]	0,9	0,9	6,25	6,26	6,75	0	0,10
[25]	4,7	0,9	20,3	4,0	4,44	0,06	0,06
[26]	9,7	4,85	9,3	4,65	0,95	0,07	0,07
[27]*)	—	4,1	—	5,1	1,25	0	0,04

\*) Es wurde ein festes Reagenz in Tablettenform verwendet.

Verhältnis 1:20 erzielt und dadurch die Bildung des rotviolettten Zirkonium-Alizarin S-Komplexes etwa nach folgender Gleichung ermöglicht:



Wir untersuchten die Bildungsdauer dieses Prozesses und fanden, daß die Komplexbildung bei 25 °C nach 2 h zu 98% abgeschlossen war (Abb. 3,1). Bei 30 °C trat das Gleichgewicht etwa 10 Minuten eher ein und bei weiterer Er-

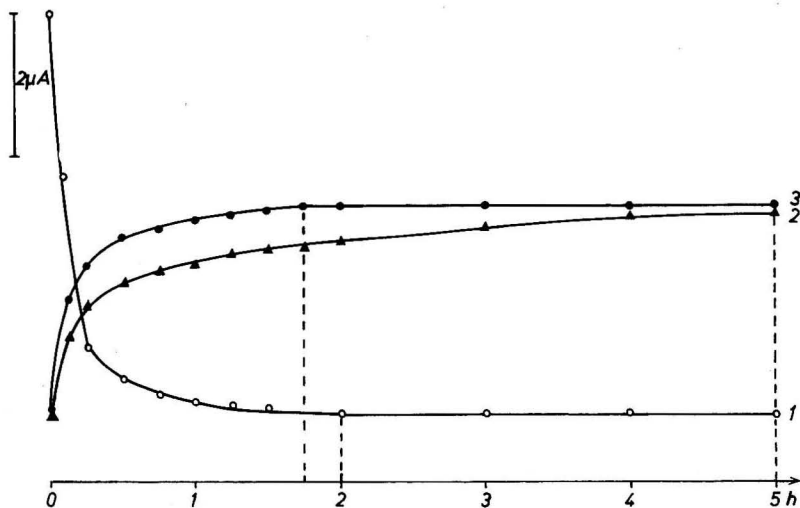


Abb. 3. Abhängigkeit der Komplexbildung von der Standzeit der Proben

- (1) [Aliz. S]  $4,85 \cdot 10^{-5}$  m; [Zr<sup>4+</sup>]  $4,65 \cdot 10^{-5}$  m; [H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>] 0,06 n; [HCl] 0,06 n
- (2) wie (1); 1,25 mgF/l
- (3) wie (2); Fluoridzugabe erst nach 2 h

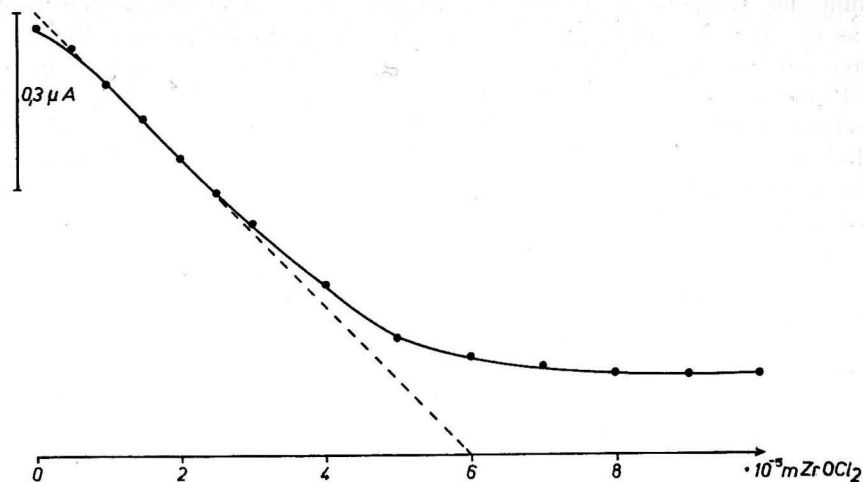


Abb. 4. Zusammensetzung von Zirkonium-Alizarin-S-Komplexen  
[Aliz. S]  $6 \cdot 10^{-5}$  m; [NaCl] 0,4 m; [H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>] 0,1 n; Standzeit der Proben: 10 h

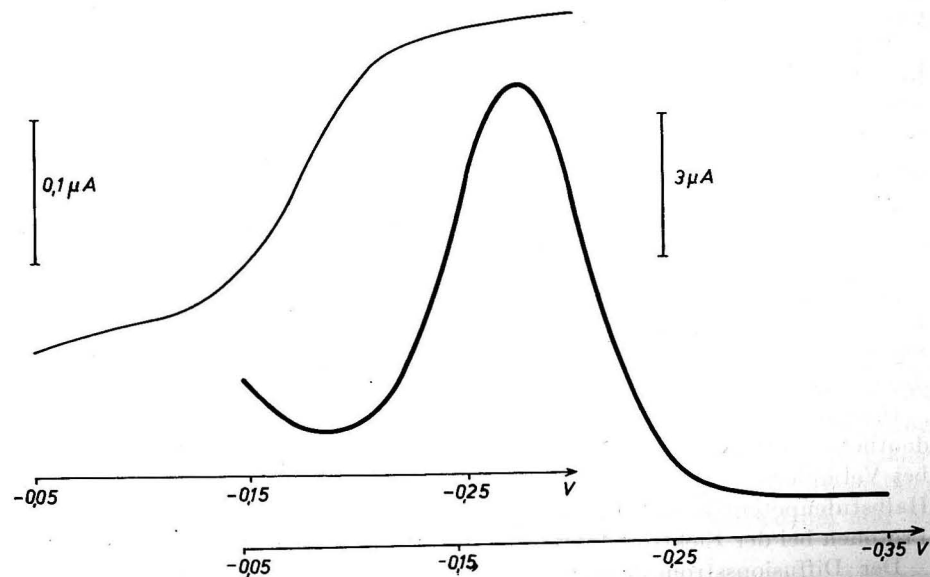
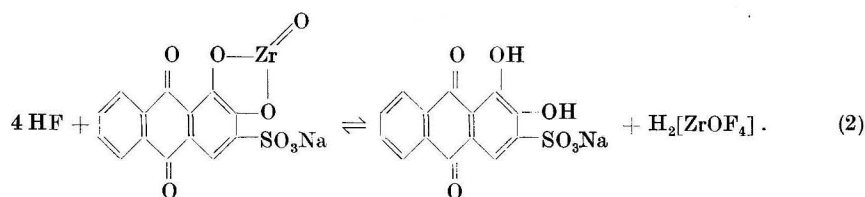


Abb. 5. Gleich- und Wechselstrompolarogramm des Alizarin S  
[Aliz. S]  $4 \cdot 10^{-5}$  m; [H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>] 0,1 n; [NaCl] 0,4 m

höhung der Temperatur auf 50 °C nahm die erforderliche Zeit jedoch wieder etwas zu. Der Anteil der ungebunden in der Lösung vorliegenden Alizarin S-Menge war vom Alizarinüberschuß im Reagenz, vom Fluorid- und Sulfatgehalt der Probe sowie von der Stabilitätskonstanten des Komplexes bei dem entsprechenden pH-Wert abhängig. Wir ließen Fluoridionen bei 25 °C auf einen vorher gebildeten Komplex einwirken und stellten fest, daß sich erst nach 5 Stunden ein Gleichgewicht eingestellt hatte (Abb. 3,2). Diese Zeit, die zu einem vollständigen Ligandenaustausch notwendig war, verringerte sich beim gleichzeitigen Einwirken der beiden freien Liganden auf das Zirkonium jedoch auf etwa 1<sup>3</sup>/<sub>4</sub> h (Abb. 3,3). Ein Erhitzen der Proben, um eine schnellere Gleichgewichtseinstellung zu erreichen, brachte meistens zu niedrige Ergebnisse und war unvorteilhaft. Die Ursachen dafür waren wahrscheinlich in einem teilweisen Verdampfen von Fluorwasserstoff und in Veränderungen am Alizarin S zu suchen, die Einfluß auf die polarographische Bestimmung hatten.

Der Ligandenaustausch am Zirkoniumzentration verlief unter den angegebenen Versuchsbedingungen etwa nach:



Den Beweis dafür, daß im Zirkonium-Alizarin-S-Komplex Zentralatom und Ligand in gleicher Anzahl vorlagen, erbrachten wir, indem mehreren Proben mit einem gleichen Gehalt an Alizarin S steigende Mengen Zirkoniumoxychlorid-Lösung zugesetzt wurden. Nach einer Standzeit von 16 h wurden die Proben gemessen und durch Interpolation ergab sich die gesuchte Zirkonylkonzentration (Abb. 4). Damit konnten die Untersuchungen von FLAGG, LIEBHAFSKY und WINSLOW [28] auf polarographischem Wege bestätigt werden.

Daraus ergab sich dann die Möglichkeit, auf die Zusammensetzung des Zirkoniumoxyfluoridkomplexes zu schließen. Bei den Messungen zeigte sich, daß 4 Fluoridionen 1 Molekül Alizarin S freisetzen. Da die organische Komponente und das Metallion, wie oben bewiesen, im Verhältnis 1:1 vorlagen, sprachen diese Ergebnisse für das Entstehen von  $[\text{ZrOF}_4]^{2-}$ -Komplexen gemäß (2).

Das Gleichstrompolarogramm des Alizarin S in 0,1 n Schwefelsäure zeigte eine deutliche Stufe bei  $-0,18 \text{ V}$  (Abb. 5). Während der angezeigte Diffusionsstrom bei Veränderungen des pH-Wertes nahezu konstant blieb, verschob sich das Halbstufenpotential zu positiveren Werten. Das ließ auf die Beteiligung von Protonen bei der Elektroreduktion am Quecksilber schließen (Tab. 2).

Der Diffusionsstrom betrug für  $1 \cdot 10^{-3} \text{ m}$  Alizarin S/l  $3,8 \mu\text{A}$ . Eine nach TOMES [29] durchgeführte Kurvenanalyse ergab ein Halbstufenpotential von genau  $-0,175 \text{ V}$ . Bei der Bestimmung von  $n$ , den an der Reaktion beteiligten

TABELLE 2

Veränderungen des Halbstufenpotentials  $E_{1/2}$  bei Veränderungen der Schwefelsäurekonzentration [Aliz. S]  $1,2 \cdot 10^{-4} \text{ m}$ ;  $0,4 \text{ n KCl}$

$[\text{H}_2\text{SO}_4]$ ( $10^{-3} \text{ n}$ )	$E_{1/2}$ (V)	$[\text{H}_2\text{SO}_4]$ ( $10^{-1} \text{ n}$ )	$E_{1/2}$ (V)
2	-0,28	0,6	-0,19
4	-0,26	1,0	-0,18
8	-0,24	2,4	-0,16
20	-0,22	6,0	-0,15
40	-0,20	12,0	-0,13

Elektronen, wurde ein Wert von 1,62 ermittelt. Wir setzen diese Zahl in die ILKOVIČ-Gleichung der Form

$$i_d = 0,627 \cdot n \cdot F \cdot c \cdot D^{1/2} \cdot m^{2/3} \cdot t^{1/6} \quad (3)$$

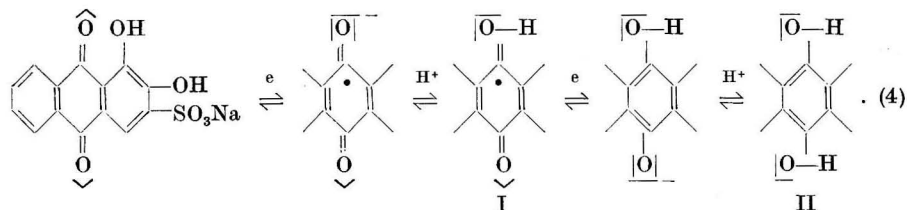
ein und verwendeten dabei einen Diffusionskoeffizienten  $D$  von  $3,5 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^2/\text{s}$ , der von FURMAN und STONE [30] in verschiedenen Puffergemischen bestimmt wurde. Es ergab sich eine gute Übereinstimmung zwischen dem errechneten und dem experimentell ermittelten Diffusionsstrom.

Die Alizarinlösung wurde dann mit einem Überschuß an Zirkoniumchlorid versetzt und bei erhöhter Empfindlichkeit des Verstärkers wurde erneut ein Polarogramm aufgezeichnet. Der Diffusionsstrom sank auf 1/10 des ursprünglichen Wertes. Gleichzeitig trat neben der bei  $-0,18 \text{ V}$  eine neue Stufe mit einem Halbstufenpotential von  $-0,26 \text{ V}$  auf. Da hier jeweils ein  $n$ -Wert von 1 ermittelt wurde, lag die Vermutung nahe, daß bei Gegenwart eines Komplexbildners eine semichinoide Zwischenstruktur in einem bestimmten Bereich stabilisiert wurde.

Bei der Zugabe von Fluoridstandardlösung zu dem Zirkonium-Alizarin S-Komplex trat zwar eine Stufenerhöhung auf, jedoch nur in geringem und analytisch nicht verwendbarem Maße. Bessere Ergebnisse brachte dagegen die Verwendung von Wechselstrom zur Indikation der Fluoridkonzentration. Bei der Wechselstrompolarographie nach BREYER wird einer sich stetig ändernden Gleichspannung eine Wechselspannung mit bestimmter Amplitude überlagert und damit die Arbeitselektrode polarisiert. Der bei Anwesenheit reduzierbarer, oxydierbarer oder oberflächenaktiver Substanzen resultierende Wechselstrom wird durch einen Kondensator abgetrennt, verstärkt, gleichgerichtet und gelangt zur Anzeige. Beim Halbstufenpotential liegen bei reversiblen Reaktionen an der Elektrode die oxydierte und reduzierte Form des Depolarisators vor, und es findet, bedingt durch die positiven und negativen Äste der Wechselspannung, ein Pendeln der Verbindungen zwischen beiden Ladungsformen statt. Normalerweise liegt die Empfindlichkeit der Wechselstrompolarographie bei reversiblen Vorgängen in der Größenordnung der Polarographie mit Gleichstrom und bei irreversiblen Prozessen darunter.

Bei einer Spannungsamplitude von 25 mV wurden  $12,4 \mu\text{A}$  für eine Alizarinkonzentration von  $6 \cdot 10^{-5} \text{ m}$  registriert. Das entsprach etwa  $207 \mu\text{A}$  für milli-

molare Mengen und einer ungefähr um den Faktor 50 erhöhten Empfindlichkeit der Messung gegenüber der Gleichstrompolarographie (Abb. 5). Allerdings war diese hohe Empfindlichkeit auch nur im Bereich von  $5 \cdot 10^{-6}$  m bis  $1 \cdot 10^{-4}$  m anzutreffen, in dem eine wechselstrompolarographisch aufgenommene Alizarin S-Eichreihe linear verlief. Bei höheren Konzentrationen verflachte der Anstieg sehr rasch und lag schon ab  $1,7 \cdot 10^{-4}$  m in der Größenordnung der Gleichstrompolarographie. Für die Bestimmung des Fluoridgehalts im Meerwasser, der zumeist  $8 \cdot 10^{-5}$  m nicht überstieg, reichte der lineare Anteil der Kurve jedoch aus. Die Elektrodenreaktion verlief etwa nach diesem Schema:



ZYCHIEWICZ-ZAJDEL [31] untersuchte die Reduktion von Chinonen in ammoniakalischem Lithiumnitrat durch zyklische Voltamperometrie und Gleichstrompolarographie und stellte eine einstufige reversible Reaktion ohne Isolierung von Semichinon fest. In 0,1 n Schwefelsäure konnten auch wir keine Anzeichen einer semichinoiden Struktur ähnlich (I) feststellen. Wir untersuchten die polarographische Reduktion von Alizarin S daneben noch in BRP (Tab. 3). Es zeigten sich 2 deutliche Peaks, von denen der erste bei Gelatinezugabe verschwand und demzufolge anscheinend auf Adsorption zurückzuführen war. Etwa ab pH 5,02 trat vor dem zweiten Peak, welcher vermutlich der Chinonreduktion zukam, eine deutliche Vorstufe auf, die Hinweise auf eine mehrstufige Reduktion lieferte. Allgemein nahmen die Peakhöhen mit steigendem pH-Wert ab. Das ließ auf schwächere Adsorption und geringere Protonisierung des Chinoidsauerstoffs schließen [32]. In zunehmendem Maße erschien dann im alkalischen Bereich ein anderer Reduktionsmechanismus vorzuherrschen als in der Gleichung (4) dargestellt.

Die relativ hohe Empfindlichkeit bei der wechselstrompolarographischen Registrierung von Alizarin S in Schwefelsäure ließ sich durch die völlige Reversibilität des Prozesses nicht ausreichend erklären. Bei anorganischen Redoxsystemen wie z. B.  $U(VI) \rightleftharpoons U(V)$ , das nach KRITSCHEVSKY und HINDMAN [33] auch reversibel ist, lag der gemessene Strom bei Gleich- und Wechselstrompolarographie in einer Größenordnung. Es kamen anscheinend adsorptive Kräfte hinzu, die eine erhöhte Depolarisatorkonzentration an der Quecksilberoberfläche verursachten. Es war jedoch kein Adsorptionspeak festzustellen, was darauf schließen ließ, daß die organische Komponente schon bei positiveren Potentialen adsorbiert wurde. Für eine Adsorption sprach auch, daß eine merkliche Erniedrigung des Reststroms nach dem Durchlaufen des Peaks gegenüber dem Blindwert eintrat. Der Spitzenstrom selbst wurde von der Konzentration oberflächenaktiver Stoffe in der Lösung merklich beeinflusst. Bis zu 0,04%

TABELLE 3

Peakpotentiale ( $E_p$ ) und Peakströme ( $i_p$ ) von Alizarin S in BRP [Aliz. S]  $10^{-4}$  m; 0,1 m  $NaClO_4$ ; 0,05 m BRP

pH-Wert	Peak I		Peak II		Peak III	
	$E_p$ (mV)	$i_p$ ( $\mu A$ )	$E_p$ (mV)	$i_p$ ( $\mu A$ )	$E_p$ (mV)	$i_p$ ( $\mu A$ )
1,81	+0,062	7,38	-0,496	7,98	—	—
2,09	+0,050	6,36	-0,517	6,84	—	—
2,56	+0,023	5,95	-0,522	6,30	—	—
3,29	-0,026	5,04	-0,547	5,58	—	—
4,10	-0,064	4,56	-0,607	5,28	—	—
5,02	-0,094	3,28	-0,644	3,64	-0,586	1,08
5,72	-0,121	2,48	-0,686	2,50	-0,586	1,08
6,37	-0,131	2,16	-0,707	2,33	-0,596	1,03
7,00	-0,167	1,77	-0,750	2,69	-0,636	0,77
7,96	-0,154	1,54	-0,770	3,46	-0,643	0,65
8,95	-0,161	1,37	-0,780	4,01	-0,643	0,65
9,62	-0,171	1,68	-0,780	4,44	-0,657	0,62
10,38	-0,171	2,14	-0,780	4,34	—	—
11,20	-0,147	2,21	-0,780	3,43	—	—
11,58	-0,114	2,30	-0,760	2,88	—	—

Gelatine trat eine Peakabnahme auf ca. 65% ein. Bei weiterer Erhöhung der Gelatinekonzentration auf 0,2% war nur noch eine geringe Beeinflussung festzustellen.

Die Temperaturabhängigkeit der Peakhöhe lag bei einem in der Polarographie mit Wechselstrom „normalen“ Wert von 1,5%/grad. Das erforderte mindestens eine Thermostatisierung der Proben in den Grenzen von  $\pm 0,2\%$ .

Wir untersuchten ebenfalls die Abhängigkeit der Höhe des Alizarinpeaks von der Konzentration an Natriumchlorid in der Lösung, indem wir zu Proben von künstlichem Meerwasser zusätzlich Kochsalz gaben und die Analysen wie oben durchführten. Bei einer Erhöhung der Ausgangskonzentration von 0,4 m auf das Doppelte nahm die Peakhöhe um 4% zu. Es war deshalb unerlässlich, für stark voneinander abweichende Meerwasserproben, wie z. B. aus der Ost- und Nordsee, getrennte Eichkurven entsprechend dem Salzgehalt aufzustellen.

Aus 42 Proben künstlichen Meerwassers mit 1,25 mg F/l berechneten wir die relative Standardabweichung und erhielten einen Wert von  $\pm 0,6\%$ , der gleichzeitig ungefähr die Grenzen der Leistungsfähigkeit so einer polarographischen Meßanordnung widerspiegelte. Bei 40 Wasserproben aus dem Nordatlantik ( $S = 32,35\%$ ) ergab sich eine Standardabweichung von  $\pm 0,7\%$ .

Es wurde der Einfluß anderer Meersalzkomponenten auf die Bestimmung untersucht und dabei nur beim Sulfation eine merkliche Abweichung registriert. Bei künstlichem Meerwasser, das 0,5 mg F/l enthielt, kamen wir bei einer Erhöhung der Sulfatkonzentration von  $1 \cdot 10^{-3}$  m auf den doppelten Wert zu einem Alizarinpeak, der um 5% zugenommen hatte. Es wurde jedoch eine lineare Abhängigkeit zwischen der zugesetzten Sulfatmenge und der Zunahme des Alizarin-



peaks im Konzentrationsbereich von  $5 \cdot 10^{-4}$  m bis  $2,5 \cdot 10^{-2}$  m Sulfationen festgestellt, die eine Korrektur auf rechnerischem Wege erlaubte. Dazu mußte allerdings der Chlorgehalt der Probenlösung bekannt sein, um über das  $\text{SO}_4/\text{Cl}$ -Verhältnis (ca. 0,14 für ozeanische Verhältnisse) die Sulfatmenge zu berechnen.

Die Dauer einer Einzelbestimmung lag bei etwas über 2 Stunden. Wurden laufend Proben analysiert, verringerte sich der Zeitbedarf entsprechend der Probenanzahl, da die „Leerlaufzeit“ von 2 h während des Stehens der Proben zur Vorbereitung anderer zu analysierender Lösungen auf die Messung verwendet wurde. So konnten beispielsweise 50 Proben in 4 h von einem Analytiker bestimmt werden.

Auf Grund der Empfindlichkeit, mit der das vom Fluoridion freigesetzte Alizarin S wechselstrompolarographisch erfaßt werden konnte, wäre es emlenenswert, daraus eine Spurenbestimmung zu entwickeln. Das Reagenz müßte entsprechend verdünnter vorliegen und die Schwefelsäure darin durch Salzsäure ersetzt werden, um den Blindwert auf ein Minimum zu senken. Das Analyseergebnis würde dann allerdings auf Sulfationen in der Probenlösung empfindlicher als im obigen Falle reagieren.

#### Literatur

- [1] GREENHALGH, R. and RILEY, J. P., Occurance of abnormally high fluoride concentrations at depth in the oceans. *Nature* **197** (1963) S. 171–172.
- [2] KREMLING, K., Untersuchungen über die chemische Zusammensetzung des Meerwassers der Ostsee. I Frühjahr 1966. *Kieler Meeresf.* **25** (1969) S. 81–104.
- [3] MATIDA, Y., On the source and fate of fluorine in water of Tokyo Bay. *J. Oceanogr. Soc. Japan* **10** (1956) S. 71–75.
- [4] MIYAKE, Y., Chemical studies of the Western Pacific Ocean. VI. The vertical variation of minor constituents of the "Kuroshio" region Part 2. *Bull. Chem. Soc. Japan* **14** (1939) S. 467–471.
- [5] BEVERIDGE, J. S., HUNTER, G. J. and MACNULTY, A. B., The determination of microgram quantities of fluoride. II. The determination of fluoride in waters and sewage effluent using the aluminium-haematoxylin complex. *Anal. Chim. Acta* **9** (1953) S. 330–337.
- [6] THOMPSON, T. G. and TAYLOR, H. J., Determination and occurrence of fluorides in sea water. *Ind. Eng. Chem. (Anal. Ed.)* **5** (1933) S. 87–89.
- [7] ANSELM, C. D. and ROBINSON, R. J., The spectrophotometric determination of fluoride in sea water. *J. Mar. Res.* **10** (1951) S. 203–214.
- [8] CROSBY, N. T., DENNIS, A. L. and STEVENS, J. G., An evaluation of some methods for the determination of fluoride in potable waters and other aqueous solutions. *Analyst* **93** (1968) S. 643–652.
- [9] LAMAR, W. L., Determination of fluoride in water. *Ind. Eng. Chem. (Anal. Ed.)* **17** (1945) S. 148–149.
- [10] BELCHER, R., LEONHARD, M. A. and WEST, T. S., Submicro-methods for the analysis of organic compounds. Part X. Determination of fluorine. *J. Chem. Soc.* (1959) S. 3577–3579.
- [11] LEONHARD, M. A. and WEST, T. S., Chelating reactions of 1,2-Dihydroxyanthraquinon-3-ylmethylamine-N,N-diacetic acid with metal cations in aqueous media. *J. Chem. Soc.* (1960) S. 4477–4486.
- [12] GREENHALGH, R. and RILEY, J. P., The determination of fluorides in natural waters, with particular reference to sea water. *Anal. Chim. Acta* **25** (1961) S. 179–188.

- [13] CHAN, K. M. and RILEY, J. P., The automatic determination of fluoride in sea water and other natural waters. *Anal. Chim. Acta* **35** (1966) S. 365–369.
- [14] MACEJUNAS, A. G., Spectrophotometric determination of fluoride using zirconium-xyleneorange. *J. Am. Water Works Ass.* **61** (1969) S. 311–313.
- [15] WARNER, T. B., Fluoride in seawater: Measurement with lanthanum fluoride electrode. *Science* **165** (1969) S. 178–180.
- [16] MORROW, J. J. and HENRY, J. L., Continuous amperometry for determination of fluorides in water. *J. Am. Water Works Ass.* **59** (1967) S. 245–254.
- [17] MACNULTY, B. J., REYNOLDS, G. F. and TERRY, E. A., The polarographic determination of fluoride. Part I. Basic principles of the method: Application to the cathode-ray polarograph. *Analyst* **79** (1954) S. 190–198.
- [18] ZITTEL, H. E. and FLORENCE, T. M., A voltammetric method for fluoride. *Anal. Chim. Acta* **40** (1968) S. 27–32.
- [19] WALLIS, C. P., A polarographic method for fluoride. *Talanta* **5** (1960) S. 61–62.
- [20] BOND, A. M. and O'DONNELL, T. A., Polarographic microdetermination of fluoride. *Anal. Chem.* **40** (1968) S. 1405–1407.
- [21] MARCZENKO, Z. and CHOLUJ-LENARCZYK, L., Destylacyjne oddzielenie i spektrofotometryczne oznaczenie fluorkow metoda cyrkonowo-eriochromocyjaninowa. *Chem. Anal.* **13** (1968) S. 405–412.
- [22] TUSL, J., Destilacni a difuzni metody deleni fluoru. *Chem. Listy* **63** (1969) S. 777–784.
- [23] OELSCHLÄGER, W., Errors in fluoride analysis. *Fluoride, Quarterly Reports* **1** (1968) S. 2–8.
- [24] LYMAN, J. and FLEMING, R. H., Composition of sea water. *J. Mar. Res.* **3** (1950) S. 134–146.
- [25] SANCHIS, J. M., Determination of fluorides in natural waters. *Ind. Eng. Chem. (Anal. Ed.)* **6** (1934) S. 134–135.
- [26] ASHLEY, R. P., Zirconyl-alizarin chelate in spectrophotometric determination of trace amounts of fluorine. *Anal. Chem.* **32** (1960) S. 834–836.
- [27] PALIN, A. T., Improvements in methods for colorimetric determination of fluoride in water. *J. Am. Water Works Ass.* **59** (1967) S. 255–258.
- [28] FLAGG, J. F., LEBHAFSKY, H. A. and WINSLOW, E. H., A spectrophotometric study of three zirconium lakes. *J. Am. Chem. Soc.* **71** (1949) S. 3630–3632.
- [29] TOMES, J., zit. n. HEYROVSKY, J. und KUTA, J., Grundlagen der Polarographie. Akademie-Verlag, Berlin 1965, S. 106.
- [30] FURMAN, N. H. and STONE, K. G., A polarographic study of certain anthraquinones. *J. Am. Chem. Soc.* **70** (1948) S. 3055–3061.
- [31] ZYCHIEWICZ-ZAJDEL, Z., Woltamperometria cykliczna chinonow w cieklym amoniakacie azotanu litu. *Ann. Univ. Mariae Curie-Sklodowska Lublin* **17** (1962) S. 83–91.
- [32] ZITTEL, H. E. and FLORENCE, T. M., Voltammetric and spectrophotometric study of the zirconium-alizarin red S complex. *Anal. Chem.* **39** (1967) S. 320–326.
- [33] KRITSCHESVSKY, E. S. and HINDMAN, J. C., The potentials of the uranium three-four and five-six couples in perchloric and hydrochloric acids. *J. Am. Chem. Soc.* **71** (1949) S. 2096–2102.

Abschluß der Arbeit: 8. 1. 1971

Anschriften der Verfasser:

Prof. Dr. H. BERGE, Sektion Chemie der Universität Rostock  
Dipl.-Chem. L. BRÜGMANN, Institut für Meereskunde, DDR-253 Rostock-Warnemünde, Seestr. 15

# Acta Hydrophysica

Herausgegeben von Prof. Dr. H. ERTEL

unter Mitwirkung

von O. CZEPA, H. HARTKE, P. MAUERSBERGER und  
G. SCHELLENBERGER

**Band XVI, Heft 2**

1971. 72 Seiten — 20 Abbildungen — 11 Tabellen — 8° — 18,— M  
Bestell-Nr. 761 672 6 (2050/XVI/2)

Es handelt sich um zwei ozeanologische Arbeiten für den Bereich der Ostsee und um eine theoretische Untersuchung eines mathematischen Problems.

In der ersten Arbeit werten S. Hoeg und Dr. Schellenberger synchrone Untersuchungen von Sinkstoffkonzentrationen und Wellenlänge im küstennahen Bereich der Ostsee aus und entwickeln daraus eine Abschätzung der Werte für Sedimentationswahrscheinlichkeit. H. von Petersson untersucht den Einfluß der winterlichen Salzgehaltsschwankungen in der westlichen Ostsee auf die Eisbildung der Darßküste und gelangt dabei zu dem Begriff Vereisungsreife, mit deren Berechnung eine Verbesserung der kurzfristigen Eisprognosen erreicht werden könnte.

Dr. M. Olberg gibt eine mathematische Abschätzung der Zufallswahrscheinlichkeit von Periodizitäten in geophysikalischen Beobachtungsreihen.

*Bestellungen durch eine Buchhandlung erbeten*



AKADEMIE-VERLAG · BERLIN