

Paläontologische Abhandlungen

Abteilung A: Paläozoologie

Herausgegeben von der
Deutschen Gesellschaft für Geologische Wissenschaften
Mit der Herausgabe beauftragt: Prof. Dr. H. Wehrli

Band III, Heft 1

1968. 191 Seiten — 71 Abbildungen — 44 Tafeln — 44 Tabellen,
davon 20 auf Falttabellen — 4° — 78,50 M

Band III, Heft 2

1968. 174 Seiten — 3 Abbildungen, dav. 1 Falttafel — 26 Tafeln
15 Tabellen — 4° — 60,— M

Band III, Heft 3/4

1969. 422 Seiten — 190 Abbildungen, dav. 1. Falttafel — 66 Tafeln
69 Tabellen, dav. 30 Falttabellen — 4° — 175,— M

Band IV, Heft 1

1969. 162 Seiten — 24 Abbildungen — 28 Tafeln — 2 Tabellen —
4° — 81,50 M

Band IV, Heft 2

1970. Etwa 180 Seiten — 9 Abbildungen — 27 Tafeln — 4° —
etwa 85,50 M

Einzel- bzw. Fortsetzungsbestellungen durch eine Buchhandlung erbeten



AKADEMIE-VERLAG · BERLIN

D.A.W.
Institut für Meereskunde
253 Wehrhahnstr. 15/DDR
DEUTSCHE AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN ZU BERLIN
INSTITUT FÜR MEERESKUNDE

BEITRÄGE ZUR MEERESKUNDE

HERAUSGEGEBEN

VON

ERICH BRUNS

UNTER MITWIRKUNG VON

OTTO KOLP, GÜNTHER SAGER, KLAUS VOIGT

HEFT 27



AKADEMIE-VERLAG · BERLIN

1970

DEUTSCHE AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN ZU BERLIN
INSTITUT FÜR MEERESKUNDE

BEITRÄGE ZUR MEERESKUNDE

HERAUSGEGEBEN

VON

ERICH BRUNS

UNTER MITWIRKUNG VON

OTTO KOLP, GÜNTHER SAGER, KLAUS VOIGT

HEFT 27

mit 23 Abbildungen und 3 Tabellen



AKADEMIE-VERLAG · BERLIN

1970

1970.643

Erschienen im Akademie-Verlag GmbH, 108 Berlin, Leipziger Straße 3-4
Copyright 1970 by Akademie-Verlag GmbH
Lizenznummer: 202 · 100/532/70
Kartengenehmigung: Nr. 1061/69
Gesamtherstellung: VEB Druckerei „Thomas Müntzer“, 582 Bad Langensalza
Bestellnummer: 2105/27 · ES 18 E 4
18,-

INHALT

HANS BERGE, LUTZ BRÜGMANN, Die indirekte polarographische Bestimmung von Sulfationen im Meerwasser	5
WOLFGANG MATTHÄUS, Extreme Durchflußkoeffizienten bei Rohrpegelanlagen. I. Zylindrische Durchflußtuben	15
WOLFGANG MATTHÄUS, Einige Bemerkungen zur regionalen Verteilung der Registrierpegel in der Ostsee und den nordwesteuropäischen Gewässern	23
H. ULRICH LASS, Zur Bestimmung der Filterfunktion eines trägen Thermometers	33
GÜNTHER SAGER, Windwirklängen in der Nordsee	37
MANFRED STURM, Zum Wärmehaushalt der Ostsee im Bereich der südlichen Beltsee (Fehmarnbelt)	47

Die indirekte polarographische Bestimmung von Sulfationen im Meerwasser

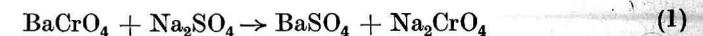
Von HANS BERGE und LUTZ BRÜGMANN

Zusammenfassung: Durch die Reaktion der im Meerwasser gelösten Sulfationen mit einer salz- oder perchlorsauren Bariumchromatlösung wird eine dem Sulfatgehalt äquivalente Menge an Chromationen in Freiheit gesetzt, die in einer Ammoniak/Ammoniumchlorid-Pufferlösung polarographisch bestimmt wird. Die relative Standardabweichung der Methode beträgt bei einer Sulfatkonzentration im Meerwasser von $2,4 \cdot 10^{-2} \text{ m} \pm 0,5\%$.

1. Einleitung

Das Sulfation gehört zu den anionischen Hauptkomponenten des Meersalzes. Seine Konzentration kann im Weltmeer relativ leicht unter Benutzung des weitgehend konstanten Verhältnisses zum Chlorgehalt ($\text{SO}_4/\text{Cl} = 0,1400$, vgl. [1]) berechnet werden. In küstennahen Gebieten mit starkem Süßwasserzufluß treten Abweichungen von dieser Relation auf, die teilweise unter 1% liegen [2]. Um diese verhältnismäßig geringen Anomalieerscheinungen nachweisen zu können, sind genaue Bestimmungsmethoden erforderlich. Da nur eine größere Anzahl von Analyseergebnissen fundierte Aussagen über ein Seegebiet gestatten, muß gleichzeitig ein schnelles Analysieren vieler Proben unter den Bedingungen an Bord eines Schiffes gewährleistet sein.

Beim Arbeiten auf See scheiden gravimetrische Methoden wegen der ständigen Schwankungen und Vibrationen des Schiffskörpers von vornherein aus. Die indirekten maßanalytischen Verfahren auf der Basis ÄDTA-Bariumchlorid sind zwar im Bordbetrieb anwendbar, jedoch wird ihre Anwendung verhältnismäßig umständlich, da die mit ÄDTA titrierbaren Erdalkalitionen entweder vor der Sulfatbestimmung durch einen Kationenaustauscher entfernt oder bei einer Differenztitration ihre Summe ermittelt werden muß [3]. Erfolgversprechend schien dagegen eine indirekte Methode [4] zu sein, die auf dem Austausch



beruht und deren Anwendbarkeit für die Sulfatbestimmung im Meerwasser noch nicht untersucht wurde. Bei dieser Methode wird eine bestimmte Menge eines

sauren Bariumchromatreagenz zur Probenlösung gegeben und nach dem Ausfällen des Bariumsulfats der Überschub an gelöstem Bariumchromat durch Ammoniak gefällt. Das freigesetzte lösliche Chromat kann sowohl kolorimetrisch als auch polarographisch an einer Quecksilbertropfelektrode [5] quantitativ bestimmt werden.

Die polarographischen Techniken zur Chromatbestimmung [6, 7] sind bei der angegebenen Methode etwas abgewandelt worden. Es wird die erste Reduktionsstufe des Chromatons in Pufferlösungen von pH 8–9 verwendet.

2. Experimenteller Teil

2.1. Meßanordnungen und verwendete Lösungen

Zum Registrieren der Strom/Spannungs-Kurven diente ein Gleich- und Wechselstrompolarograph vom Typ GWP 563. Die Tropfzeit wurde mit dem elektronisch gesteuerten mechanischen Tropfzeitgeber TZG 1 stabilisiert. Zur Durchführung der kolorimetrischen Vergleichsanalysen stand ein Zeiss-Spektralphotometer vom Typ VSU 2-G zur Verfügung.

Während die Meßreihen in einer Zelle mit Bodenquecksilber aufgenommen wurden ($R = 300 \Omega$), kam zu Potentialmessungen eine KALOUSEK-Zelle mit einer gesättigten Kalomelektrode (G.K.E.) als Bezugslektrode zur Anwendung ($R = 700 \Omega$). Die als Quecksilbertropfelektrode benutzte silikonisierte Kapillare hatte einen Innendurchmesser von 0,06 mm, die Tropfzeit (t) betrug 0,3 s, die Höhe des Quecksilberniveaus (h) 50,3 cm und die Masse des in einer Sekunde ausfließenden Quecksilbers (m) 1,53 mg. Es wurde eine Potentiometerablaufgeschwindigkeit (v) von 200 mV/min gewählt. Der in den zu messenden Proben gelöste Sauerstoff wurde durch Argon entfernt. Die Temperatur der Lösungen in der polarographischen Zelle betrug $20^\circ\text{C} \pm 0,1$.

Als Fällungsreagenz für die Sulfationen benutzten wir eine saure 0,1-m-Lösung von Bariumchromat. Da käufliches BaCrO_4 häufig zu viele lösliche und damit störend wirkende Chromatbestandteile enthält, empfiehlt es sich, das Salz selbst darzustellen und zu reinigen. Wir bereiteten Bariumchromatlösungen in jeweils 3,2 m Salz- oder Perchlorsäure. Ein Puffergemisch aus 5% Ammoniak und 1 m Ammoniumchlorid diente zum Ausfällen des Bariumchromatüberschusses und gleichzeitig als Grundelektrolyt.

Entsprechend verdünnte Lösungen von 0,1 m Schwefelsäure, 0,1 m Natriumsulfat und von Nordatlantikwasser mit einem Chlorgehalt nach MOHR-KNUDSEN [8] von $\text{Cl} = 17,32\text{‰}$ wurden als Analysenproben verwendet. Eine Standardisierung der Probenlösungen konnte durch die gravimetrische Bestimmung des Sulfatgehalts vorgenommen werden.

Bei der Durchführung der Analysen wurden jeweils nur geeichte Maßkolben und Pipetten benutzt.

2.2. Analysendurchführung

10 ml der Meerwasserprobe mit einem Sulfatgehalt von $2 \cdot 10^{-3}$ bis $2 \cdot 10^{-2}$ m werden in einem 100-ml-Maßkolben vorgelegt und mit 5 ml Bariumchromatlösung versetzt. Man verdünnt auf etwa 50 ml und schwenkt die Probe kurz um. Nach 15 min werden ungefähr 20 ml H_2O und 10 ml Pufferlösung hinzugegeben. Man durchmischt sorgfältig und füllt zur Marke auf. Wenn sich der Bariumsulfat/Bariumchromat-Niederschlag nach einer Dauer von etwa 1–2 h abgesetzt hat, wird eine entsprechende Menge von der überstehenden Lösung abgenommen und in die polarographische Zelle gebracht. Man entlüftet gründlich und nimmt die Reduktionsstufe der Chromationen im Bereich von 0 bis $-0,5$ V (gegen G.K.E.) auf.

Bei den kolorimetrischen Vergleichsmessungen benutzten wir 1-cm-Küvetten. Die Extinktion wurde bei 430 nm ermittelt.

Zur gravimetrischen Sulfatbestimmung kamen zwei Varianten zur Anwendung. Einmal wurde der ausgefällte Bariumsulfatniederschlag auf ein hartes Filter gebracht, getrocknet, verascht und bei $700\text{--}800^\circ\text{C}$ in einem Porzellantiegel geglüht und zum anderen über einem Glasfildertiegel abfiltriert und vor der Wägung bei 120°C 2 h getrocknet.

3. Versuchsergebnisse und Diskussion

Die bei Verwendung von Natriumsulfat und Schwefelsäure als Probenlösungen aufgenommenen Eichkurven verlaufen im Sulfatkonzentrationsbereich von $1 \cdot 10^{-4}$ bis $2,5 \cdot 10^{-3}$ m linear (Tab. 1). Sie stimmen gut mit denen für Meer-

TABELLE I
Beziehung zwischen dem Diffusionsstrom (i_d)
und der Konzentration (c) der Sulfationen in
einem $\text{NH}_3/\text{NH}_4\text{Cl}$ -Puffer
($h = 50,3$ cm; $t = 0,3$ s; $m = 1,53$ mg/s)

Na_2SO_4 (10^{-3} m)	i_d (μA)	I_d/c ($\mu\text{A} \cdot 10^{-3}/\text{m}$)
0,1	0,78	7,80
0,2	1,60	8,00
0,5	3,97	7,94
1	8,05	8,05
2	16,03	8,02
2,5	20,03	8,00

wasserproben mit Salzgehalten von $S = 2\text{--}28\text{‰}$ (entspricht Sulfatkonzentrationen von ungefähr $1,5 \cdot 10^{-4}$ – $2 \cdot 10^{-3}$ m bei der vorliegenden Verdünnung in der polarographischen Zelle) überein. Bei höheren Meersalzkonzentrationen verringert sich der Anstieg der Kurve (Abb. 1). Diese Erscheinung kann nicht

durch die Annahme eines Salzeffekts erklärt werden, da sich der Leitelektrolyt in verhältnismäßig großem Überschuß in der Lösung befindet, sondern ist wahrscheinlich auf die Bildung wenig löslicher Chromate von Meersalzkomponenten (z. B. Calciumchromat) zurückzuführen. Durch eine Verringerung bzw. Erhöhung des Volumens der eingesetzten Meerwasserproben ist es jedoch möglich, auch Wasserproben mit Salzgehalten über 28‰ und mit einer extrem niedrigen Salzkonzentration zu analysieren.

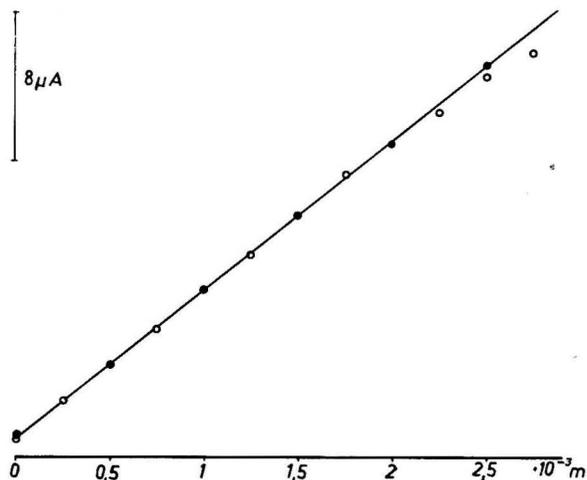


Abb. 1. Eichkurven zur indirekten Sulfatbestimmung mit Meerwasser (○) und Sulfatstandardlösung (●)

Fehlerhafte Ergebnisse bei der indirekten Sulfatbestimmung können durch Ionen hervorgerufen werden, die entweder schwerlösliche Chromate oder wenig lösliche Bariumverbindungen bilden. Im ersten Falle wird die gemessene Chromatkonzentration herabgesetzt und bei der zweiten Möglichkeit ein höherer Sulfatgehalt vorgetäuscht. Zur näheren Untersuchung dieser möglichen Störeinflüsse wurden künstliche Meerwasserproben mit anormal hohen Konzentrationen an Magnesium, Calcium, Bromid, Fluorid und Phosphat hergestellt. Konzentrationen von $8 \cdot 10^{-2}$ m Magnesium, $2 \cdot 10^{-2}$ m Calcium, $4 \cdot 10^{-2}$ m Bromid, $3 \cdot 10^{-3}$ m Fluorid und 10^{-4} m Phosphat riefen keine merkliche Abnahme der Stufenhöhe der Chromatreduktion hervor.

Schwefelwasserstoff und andere reduzierende Stoffe wirken störend. Entsprechend der H_2S -Konzentration, die in Tiefenbecken der Ostsee bis zu 10^{-4} m ansteigen kann, tritt eine Abnahme der meßbaren Chromatkonzentration ein. Beim Auftreten dieser Störquelle wird empfohlen, entweder eine rechnerische Korrektur vorzunehmen oder das Sulfid vorher in Form von Cadmiumsulfid zu entfernen. Beim Vorhandensein anderer Reduktionsmittel in höheren Konzentrationen empfehlen MAYER und Mitarbeiter [5] die vorherige Behandlung

der Probe mit Chlor in alkalischem Milieu oder mit Kaliumbromat in saurer Lösung.

Die relative Standardabweichung der Methode wurde auf mehr als 20 Proben ermittelt und ergab nach einer polarographischen Registrierung der Chromatkonzentrationen einen Wert von $\pm 0,5\%$ bei einer Sulfatkonzentration von $2,4 \cdot 10^{-2}$ m. Durch eine spektralphotometrische Messung der gleichen Proben wurde eine Abweichung von $\pm 1\%$ erreicht.

Der Vorteil des Chromatverfahrens gegenüber maßanalytischen und gravimetrischen Verfahren beruht vor allem auf einer schnelleren Analysendurchführung, die es gestattet, in einer Stunde ungefähr 8–10 Proben zu bewältigen. In Tab. 2 werden die Ergebnisse der Sulfatbestimmung durch die polarographische und durch die gravimetrische Methode in einer Atlantikwasserprobe sowie in vier Flußwasserproben (Warnow) wiedergegeben. Der Chlorgehalt wurde jeweils durch Titration nach MOHR-KNUDSEN [8] bestimmt.

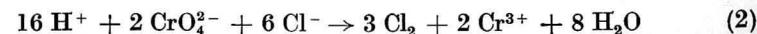
TABELLE 2
Sulfatkonzentrationen und Sulfat/Chlor-Verhältnisse in verschiedenen Wasserproben

Wasserprobe	Cl (‰)	Cl · 0,1400 (10^{-3} m)	polarogr. gefundene Sulfatkonz. (10^{-3} m)	SO ₄ /Cl	gravimetr. gefundene Sulfatkonz. (10^{-3} m)	SO ₄ /Cl
Nordatlantik	17,32	25,2	25,2	0,1400	25,0	0,1389
Warnow I	5,87	8,50	8,49	0,1399	8,46	0,1394
Warnow II	5,83	8,44	8,43	0,1399	8,42	0,1397
Warnow III	5,74	8,31	8,36	0,1409	8,29	0,1397
Warnow IV	5,51	7,98	8,04	0,1411	7,98	0,1400

Man kann feststellen, daß die in Tab. 2 angegebenen gravimetrisch erhaltenen Sulfatkonzentrationen, die nach einem Glühen des Bariumsulfatniederschlags gewonnen wurden, durchweg tiefer waren als die durch die Polarographie erzielten Werte. Bei einer gravimetrischen Sulfatanalyse von mehr als 20 Proben mit einer Sulfatkonzentration von $2,4 \cdot 10^{-2}$ m wurde unter den gleichen Bedingungen zwar eine relative Standardabweichung von nur $\pm 0,15\%$ erreicht, die Absolutwerte lagen jedoch allgemein um 0,5% unter dem wirklich vorhandenen Sulfatgehalt. Bei der Verwendung eines Glasfiltertiegels ergaben sich dagegen um ungefähr 2% zu hohe Werte (vgl. auch [9]).

Die Proben Warnow I–IV wurden fortlaufend von der Warnowmündung flüßaufwärts genommen. Während bei den Proben I und II noch annähernd die ozeanische Relation von 0,1400 festgestellt werden konnte, machte sich bei den Proben III und IV schon der Einfluß der anderen ionalen Zusammensetzung des Süßwassers bemerkbar, der sich in einer relativen Zunahme der Sulfatkonzentration, einer „positiven Sulfatanomalie“, äußerte.

Da nach



die Salzsäure mit den Chromationen reagiert, war es zur Vermeidung eines „nega-

tiven Blindwerts⁽¹⁾ notwendig, immer etwas lösliches Chromat im Überschuß zum Reagens zu geben. Aus diesem Grunde wurde neben dem von CZENSNY [4] vorgeschlagenen Bariumchromatreagens in Salzsäure auch eine Lösung von Bariumchromat in Perchlorsäure verwendet, um eine größere Stabilität des Reagens über längere Zeit zu gewährleisten. Dabei erwies sich die perchlorsaure Lösung als wesentlich stabiler, ohne eine Abnahme der relativ guten Reproduzierbarkeit herbeizuführen (Abb. 2). Es ergab sich ein über mehrere Wochen gleichbleibender Blindwert, der aus dem Löslichkeitsprodukt des Bariumchromats resultierte, das in dem verwendeten Puffergemisch polarographisch zu

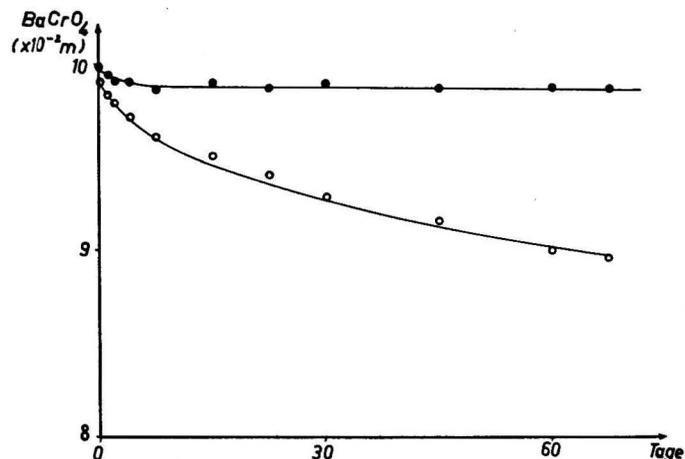


Abb. 2. Abhängigkeit der Stabilität einer salzsäuren (○) und perchlorsauren (●) Bariumchromatlösung von der Aufbewahrungszeit

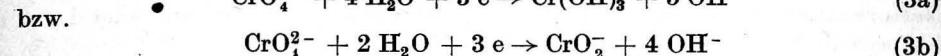
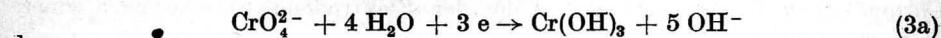
$3 \cdot 10^{-9}$ bei $20^\circ C$ bestimmt wurde. Die jeweiligen Chromatkonzentrationen der Reagenzien ließen sich gravimetrisch nach Ausfällen des Bariumchromats aus einer essigsäuren, acetatgepufferten Lösung bei einem geringen Überschuß an Bariumionen bestimmen.

Bei der Aufnahme von Eich- und Meßreihen war eine Thermostatisierung der Meßzelle auf mindestens $\pm 0,1^\circ C$ unbedingt notwendig. Es wurde festgestellt, daß die Temperaturabhängigkeit der Meßwerte 1,5% vom Gesamtwert pro Grad Celsius betrug. Von $8-32^\circ C$ nahm die Stufenhöhe bei gleicher Chromatkonzentration linear zu.

KOLTHOFF und LINGANE [10], die mit als erste das polarographische Verhalten von Chromationen an einer Quecksilbertropfelektrode untersuchten, stellten in ungepufferten neutralen Lösungen und in Ammoniak/Ammoniumchlorid-Puffern von pH-Werten zwischen 7,5 und 10 ein eigentümlich gerundetes Maxi-

¹⁾ Durch die Reduktion einer bestimmten Menge an Chromat liegen Bariumionen im Überschuß vor und das Reagens spricht erst bei einer höheren Sulfatkonzentration an.

mum auf der ersten Stufe der Chromatreaktion, die gemäß



verläuft, fest. Bei ungenügender Entlüftung der Lösungen beobachteten wir ebenfalls ähnliche Maxima, die sich durch Zugabe von 0,5% Gelatine- bzw. 0,05% Agar-Agar-Lösung nicht unterdrücken ließen. Es war eine starke Abhängigkeit der Form der Polarogramme von der jeweiligen Sauerstoffkonzentration in der Lösung festzustellen (Abb. 3). Mit steigender Entlüftungszeit verringerten sich die Maxima. Gleichzeitig nahm die Differenz zwischen dem Grenz- und dem Grundstrom ab und blieb erst oberhalb einer bestimmten Entlüftungszeit konstant. Es wird angenommen, daß es sich hierbei um Anteile

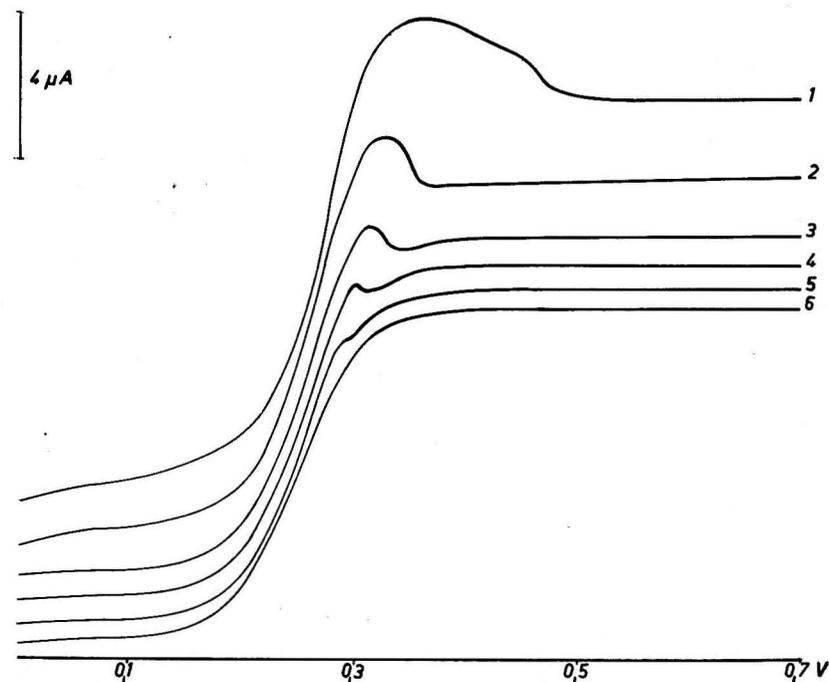
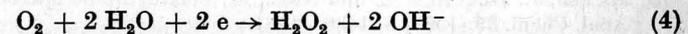


Abb. 3. Veränderung der Maxima bei der Chromatreduktion mit abnehmender Sauerstoffkonzentration ohne (1), nach 0,5 (2), 1,5 (3), 3 (4), 5 (5) und 8 (6) Minuten Entlüftung der Probe mit Argon

eines kinetischen Stroms am Gesamtgrenzstrom handelt, der sich dem Diffusionsstrom überlagert. Das durch die parallel zur Chromatreduktion ablaufende Sauerstoffreduktion gemäß



entstehende Wasserstoffperoxid könnte eine bestimmte Menge der reduzierten Chromationen in unmittelbarer Nähe der Elektrodenoberfläche nach einer Nettoreaktion von etwa



regenerieren und so die Depolarisatorkonzentration erhöhen. Diese Annahme wurde durch die Beobachtung gestützt, daß bei Zugabe von H_2O_2 zur Problelösung gleichfalls eine Zunahme des Grenzstroms eintrat. So erhielten wir z. B. bei einer Lösung, die $4,15 \cdot 10^{-2}$ m an H_2O_2 war und $1,5 \cdot 10^{-3}$ m Kaliumchromat enthielt, bei einem pH-Wert von 8,25 eine Erhöhung des um den Reststrom reduzierten Grenzstroms von fast 10%. Es wurde auch die pH-Abhängigkeit der Maxima in sauerstoffhaltigen Lösungen von pH 8,2–10,8 bei Verwendung eines Ammoniak/Ammoniumchlorid-Puffers überprüft, wobei eine stufenweise Abnahme der Maxima bis zum völligen Verschwinden bei pH 10,8 festgestellt werden konnte. Parallel dazu trat immer deutlicher eine getrennt ausgeprägte Sauerstoffreduktionsstufe hervor, was vermutlich auf die geringen feststellbaren Halbstufenpotentialverschiebungen der Chromat- und der Sauerstoffstufe mit steigendem pH-Wert zurückzuführen war. Es muß erwähnt werden, daß die Angabe des wahren pH-Wertes auf der Elektrodenoberfläche natürlich nicht möglich ist, da nach Gl. (3) eine beträchtliche Menge an Hydroxylionen unmittelbar am Quecksilbertropfen freigesetzt wird.

Allgemein war festzustellen, daß der Grenzstrom bei pH-Werten zwischen 8 und 10,5 unter dem aus der ILKOVIC-Gleichung für $n = 3$ berechneten Wert lag. KOLTHOFF und LINGANE [10] und auch MILLER [11] führten dieses Defizit auf die teilweise Blockierung der Elektrodenoberfläche durch Produkte der Elektrodenreaktion (Chrom III-hydroxid oder basische Chromate) zurück, die eine gleichmäßige Diffusion erschweren.

Wie aus den Untersuchungen über die polarographische Reduktion von Chromat hervorgeht, ist eine sorgfältige Entfernung des in der Meßprobe gelösten Sauerstoffs unbedingt vorzunehmen, um zu reproduzierbaren Meßergebnissen zu gelangen. Die Stufenform der Polarogramme ist dann gut ausgeprägt, und bei Verwendung einer schnell tropfenden Quecksilberelektrode ist auf Grund eines Fehlens von Stromoszillationen eine eindeutige Auswertung möglich.

4. Literatur

- [1] MORRIS, A. W. und RILEY, J. P., The bromide/chlorinity and sulfate/chlorinity ratio in sea water. *Deep-Sea Res.* **13** (1966) S. 699–705.
- [2] KWIECINSKI, B., The sulfate content of Baltic water and its relation to the chlorinity. *Deep-Sea Res.* **12** (1965) S. 797–804.
- [3] PAGE, J. O. und SPURLOCK, W. W., Titrimetric determination of sulfate in sea-water. *Anal. Chim. Acta* **32** (1965) S. 593–595.
- [4] CZENSNY, R., Wasser-, Abwasser- und Fischereichemie. Berlin 1960, S. 232–233.
- [5] MAYER, J., HLUCHAN, E. und ABEL, E., Polarographic microdetermination of sulfate. *Anal. Chem.* **39** (1967) S. 1460–1461.

- [6] KOLTHOFF, I. M. und LINGANE, J. J., *Polarography*. Interscience Publishers, New York/London 1952, S. 455–457.
- [7] KRJUKOWA, T. A., SINJAKOWA, S. I. und AREFJEWA, T. W., *Polarographische Analyse*. Leipzig 1964, S. 318.
- [8] KNUDSEN, M., FORCH, C. und SÖRENSEN, S. P. L., Bericht über die chemische und physikalische Untersuchung des Seewassers und die Aufstellung der neuen Hydrographischen Tabellen. *Wiss. Meeresunters. Kiel, N. F.* **6** (1902) S. 1–62.
- [9] HOELL, K., *Untersuchung, Beurteilung, Aufbereitung von Wasser*. Berlin 1960, S. 47–49.
- [10] LINGANE, J. J. und KOLTHOFF, I. M., Polarographic study of the reduction of chromate ion at the dropping mercury electrode. *J. Am. Chem. Soc.* **63** (1940) S. 852–858.
- [11] MILLER, J. R., Problems in the polarography of chromate. *J. Electroanal. Chem.* **15** (1967) S. 49–60.

Abschluß der Arbeit: 17. 4. 1969

Anschriften der Verfasser:

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

Extreme Durchflußkoeffizienten bei Rohrpegelanlagen

I. Zylindrische Durchflußtuben

Von WOLFGANG MATTHÄUS

Zusammenfassung: Es werden Untersuchungsergebnisse zum Durchflußkoeffizienten von Rohrpegelanlagen mit zylindrischen Durchflußtuben bei vertikaler Durchflußrichtung und horizontalem Pegelrohrboden bei $\vartheta_w = 18^\circ\text{C}$ Wassertemperatur mitgeteilt. Der Durchflußkoeffizient μ wird in Abhängigkeit vom Quotienten aus Tubuslänge l_t und Tubusdurchmesser d_t sowie der Wasserstands-differenz z zwischen Pegelrohr und Gewässer für $0,06 \leq l_t/d_t \leq 30$ graphisch wiedergegeben. Empirische Beziehungen $\mu = f(l_t/d_t)$ für $0,1 < l_t/d_t < 0,9$ und $\mu = f(l_t/d_t, z)$ für $2 \leq l_t/d_t \leq 30$ werden abgeleitet. Extreme Durchflußkoeffizienten von $\mu = 0,6$ ($l_t/d_t \rightarrow 0$) und $\mu = 0,82$ ($l_t/d_t \approx 1,5$) wurden beobachtet. Ein μ unterhalb 0,6 trat nur bei Quotienten $l_t/d_t > 30$ auf.

Aus der Theorie der Flüssigkeitsstrahlen folgt unter der Voraussetzung stationärer Bewegung und Vernachlässigung von Kompressibilität und Viskosität für den Kontraktionskoeffizienten bei Ausfluß in Luft aus einem Schlitz in einer unendlich ausgedehnten ebenen Wand der Wert 0,611. Dieser Wert befindet sich auch in guter Übereinstimmung mit Durchflußkoeffizienten, die bei Experimenten beim Ausfluß von Wasser durch scharfrandige kreisförmige Öffnungen in Luft gefunden wurden [12, 13]. Dabei beeinflußt die Begrenzung des Gefäßes den Durchflußkoeffizienten praktisch erst bei Öffnungsverhältnissen d_t/d_s größer als etwa 0,1 [6, 14].

Bei Ausfluß aus Gefäßen mit zylindrischen Ansatzrohren gewinnt die Länge l_t des Ansatzrohres Einfluß auf den Durchflußkoeffizienten. POLENI hat bereits im Jahre 1718 entdeckt, daß bei Ausfluß in Luft die Ausflußmenge pro Zeiteinheit durch zylindrische Ansatzrohre vergrößert wird und für eine ganz bestimmte Länge ein Maximum erreicht. Häufig werden für Ansatzrohre mit den Dimensionen $l_t = 2,5$ bis $3 d_t$ Werte um $\mu \approx 0,82$ [1] auch bei Ausfluß von Wasser unter Wasser [2] angegeben. Die im folgenden mitgeteilten Ergebnisse sind aus Untersuchungen über das Durchflußverhalten von Rohrpegelanlagen [3, 4] hervorgegangen, die auf Dimensionen des Durchflußtubus von $l_t = 2,5 d_t$ bis $l_t = 0,06 d_t$ erweitert wurden.

Bei idealen Flüssigkeiten gilt für die Durchflußgeschwindigkeit unter dem Einfluß der Schwerkraft das TORRICELLIsche Theorem

$$v = \sqrt{2gz}. \quad (1)$$

Im allgemeinen müssen jedoch Viskosität, Kompressibilität und Wandreibung in Betracht gezogen werden, so daß die mittlere effektive Durchflußgeschwindigkeit kleiner wird. Diese Tatsache wird durch einen Durchflußkoeffizienten μ berücksichtigt.

Den Durchflußkoeffizienten ermittelt man aus der pro Zeiteinheit effektiv ausfließenden Flüssigkeitsmenge

$$Q = \mu f \sqrt{2gz} = \frac{F(z_1 - z_2)}{t},$$

indem man die Durchflußzeit t zwischen zwei Marken z_1 und z_2 bestimmt. Stellt man die mittlere Druckhöhe mit

$$z = \frac{(\sqrt{z_1} + \sqrt{z_2})^2}{4}$$

in Rechnung, so erhält man für den Durchflußkoeffizienten

$$\mu = \frac{1}{t} \frac{F}{f} \sqrt{\frac{2}{g}} (\sqrt{z_1} - \sqrt{z_2}) \quad (2)$$

mit

$$f = \frac{\pi d_t^2}{4} \text{ Querschnitt des Durchflußtubus,}$$

$$F = \frac{\pi d_s^2}{4} \text{ Querschnitt des Pegelrohres,}$$

$$g \text{ Erdbeschleunigung.}$$

Die Durchflußkoeffizienten für Wasser wurden mit Hilfe des in [4] ausführlich beschriebenen Rohrpegelmodells bestimmt. Kontrollmessungen bei den früheren Untersuchungen hatten bereits ergeben, daß die Durchflußkoeffizienten für Tubuslängen $l_t < 2d_t$ wieder kleiner werden. Die Beobachtungen, die zunächst auf Quotienten $2,5 \leq l_t/d_t \leq 30$ beschränkt waren, wurden daher bis $l_t/d_t = 0,06$ ausgedehnt, und es zeigte sich die in Abb. 1 dargestellte Abhängigkeit des Durchflußkoeffizienten von l_t/d_t und z .

Für kleine Quotienten l_t/d_t ist μ im Bereich von $10 \leq z \leq 90$ cm praktisch unabhängig von z . Der Durchflußkoeffizient liegt für $l_t = 0,06 d_t$ bei $\mu = 0,608$, wird mit wachsendem l_t/d_t schnell größer und erreicht bei $l_t = d_t$ rund 0,810, wobei die Abhängigkeit von z mit $\Delta\mu \leq 0,002$ zwischen $10 \leq z \leq 90$ cm gering bleibt.

Etwa ab $l_t = d_t$ wird der Durchflußkoeffizient in stärkerem Maße von z abhängig. Die Durchflußkoeffizienten erreichen maximale Werte bei Tubuslängen, die etwa das 1 1/2fache des Tubusdurchmessers ausmachen. Bei größeren Quotienten wird μ wieder langsam kleiner und geht in die bereits bekannte Darstellung [3] über.

Die Ursache für diesen Kurvenverlauf ist im Durchflußverhalten zylindrischer Ansatzrohre zu suchen. Den Strömungsverlauf im Rohrpegel kann man bei Ausfluß aus dem Pegelrohr durch die Vorgänge an Rohrverengungen deuten. Bei

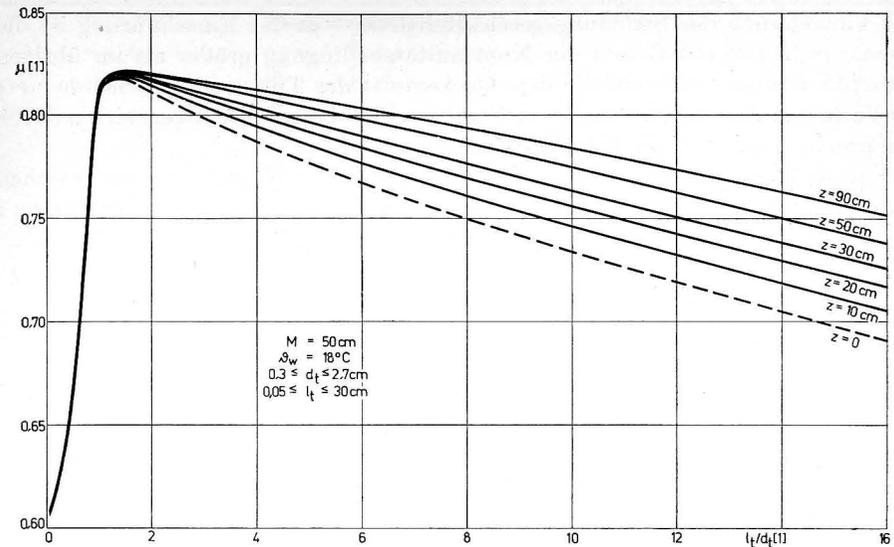


Abb. 1. Durchflußkoeffizient μ als Funktion des Quotienten l_t/d_t mit Parameter z

konzentrischer Anordnung der Durchflußöffnung am Boden treten radial nach innen gerichtete Geschwindigkeitskomponenten der Strömung auf. Die in der Nähe der Wandung fließenden Wasserteilchen gelangen senkrecht zur Durchflußrichtung an die Tubusöffnung, wodurch eine Einschnürung des Durchflußstrahles erfolgt, die bei kreisförmigen Öffnungen ohne Ansatzrohre Durchflußkoeffizienten von $\mu \approx 0,606$ liefert. Der Querschnitt des Durchflußstrahles bleibt stets kleiner als der der Öffnung (vgl. Abb. 2a).

Erfolgt der Ausfluß dagegen durch einen zylindrischen Tubus, so wird die Einschnürung mit größerer Tubuslänge mehr und mehr rückgängig gemacht, d. h., die Durchflußmenge und damit der Durchflußkoeffizient nehmen zu. Vermutlich tritt bei dem Quotienten l_t/d_t das Maximum des Durchflußkoeffizienten auf, bei dem die Tubuslänge gerade so groß ist, daß der Durchflußstrahl wieder den ihm zur Verfügung stehenden Tubusquerschnitt einnehmen kann (vgl. Abb. 2b). Daß der maximale Durchflußkoeffizient nicht 1 ist, liegt daran, daß durch

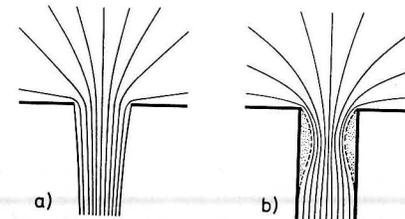


Abb. 2. Schematischer Stromlinienverlauf an der Durchflußöffnung ohne (a) und mit Ansatzrohr (b)

die Verzögerung der Strömungsgeschwindigkeit — in der Einschnürung ist die Geschwindigkeit auf Grund der Kontinuitätsbedingung größer als im übrigen Durchflußtubus — bis auf die dem Querschnitt des Tubus entsprechende stets zu Verlusten führt. Wird die Tubuslänge noch größer, so verringert sich μ durch die proportional zu l_t wachsende Wandreibung.

Für die Darstellung in Abb. 1 kann ein funktionaler Zusammenhang zwischen Durchflußkoeffizient einerseits und Quotient l_t/d_t sowie Wasserstandsdifferenz z andererseits gefunden werden. Es gilt allgemein

$$\left. \begin{aligned} \mu &= f\left(\frac{l_t}{d_t}\right) & \text{bei} & \quad 0 \leq \frac{l_t}{d_t} < 1 \\ \mu &= f\left(\frac{l_t}{d_t}, z\right) & \text{bei} & \quad \frac{l_t}{d_t} > 1. \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

Zwischen $0,1 < l_t/d_t < 0,9$ wird die Kurve gut durch die parabolische Beziehung

$$\mu \approx 0,6063 + 0,0245 \left(\frac{l_t}{d_t}\right) + 0,2013 \left(\frac{l_t}{d_t}\right)^2 \quad (4)$$

beschrieben, wobei die Abhängigkeit von z mit $\Delta\mu \leq 0,002$ zwischen 10 und 90 cm unberücksichtigt bleibt. Im Bereich von $2 \leq l_t/d_t \leq 30$ genügt die empirische Beziehung

$$\left. \begin{aligned} \mu &= a_0(z) + a_1(z) \left(\frac{l_t}{d_t}\right) + a_2(z) \left(\frac{l_t}{d_t}\right)^2 + a_3(z) \left(\frac{l_t}{d_t}\right)^3 \\ \text{mit} & \\ a_0(z) &= 0,83584 - 0,0001757 z + 0,000000593 z^2, \\ a_1(z) &= -0,01264 + 0,0002254 z - 0,000001263 z^2, \\ a_2(z) &= 0,000315 - 0,00001196 z + 0,0000000703 z^2, \\ a_3(z) &= -0,000004436 + 0,000000191 z - 0,00000000116 z^2 \end{aligned} \right\} \quad (5)$$

dem Kurvenverlauf in Abb. 1.

Gl. (4) und (5) gestatten die Berechnung des Durchflußkoeffizienten für beliebige Wasserstandsdifferenzen z zwischen 10 und 90 cm. Eine Extrapolation über diese Grenzen hinaus führt zu experimentell nicht mehr gesicherten Angaben und kann daher nur grobe Richtwerte liefern. Die Extrapolation z. B. auf den Wert $z \rightarrow 0$ kann für Quotienten von 0,1 bis 0,9 durch Gl. (4) und zwischen $2 \leq l_t/d_t \leq 30$ durch die Gleichung

$$\mu_{z=0} \approx 0,83584 - 0,01264 \left(\frac{l_t}{d_t}\right) + 0,000315 \left(\frac{l_t}{d_t}\right)^2 - 0,000004436 \left(\frac{l_t}{d_t}\right)^3 \quad (6)$$

beschrieben werden, denen etwa der Kurvenverlauf für $z = 0$ in Abb. 1 entspricht.

Das Bild in Abb. 3 zeigt die im Koordinatensystem $(\mu, z, l_t/d_t)$ dargestellte Fläche im Raum. Während die Fläche bis in die Nähe des maximalen Durchflußkoeffizienten nahezu eben ist, tritt ab $l_t/d_t = 2,5$ eine zunehmende Krümmung besonders für kleine z auf.

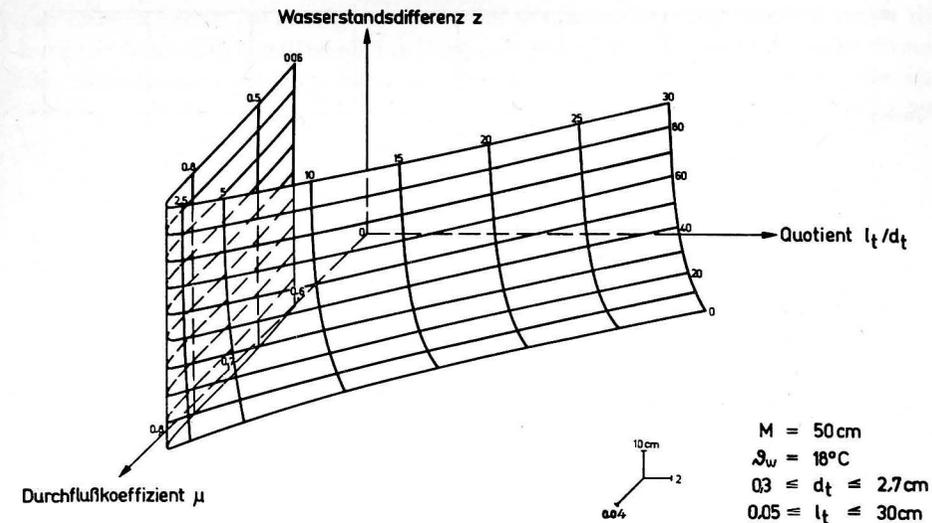


Abb. 3. Räumliche Darstellung des Zusammenhangs von Durchflußkoeffizient μ , Wasserstandsdifferenz z und Quotient l_t/d_t

Berechnet man die effektive Durchflußgeschwindigkeit v im Tubus nach

$$v = \mu \sqrt{2 g z}, \quad (7)$$

so erhält man den in Abb. 4 in Abhängigkeit von l_t/d_t und z dargestellten Geschwindigkeitsverlauf. Für kleine Werte l_t/d_t steigt die Strömungsgeschwindigkeit mit wachsendem z zunächst stark an und erreicht für $z = 90$ cm mit $v = 345$ cm/s ein Maximum. Mit größer werdenden Quotienten nimmt die Strömungsgeschwindigkeit nur langsam wieder ab und liegt z. B. für $l_t/d_t = 30$ und $z = 90$ cm noch bei $v = 280$ cm/s.

Für Ausfluß in Luft beeinflusst die Begrenzung des Ausflußgefäßes den Durchflußkoeffizienten praktisch erst bei Dämpfungsverhältnissen größer 1:100 [14]. Setzt man diese Tatsache auch für Ausfluß von Wasser unter Wasser voraus und wählt den Tubusdurchmesser so groß, daß Kapillareffekte ausgeschieden werden, dann kann man die Ergebnisse der Untersuchungen auf beliebige Pegelrohrdurchmesser größer $10 d_t$ verallgemeinern.

Auch für bedeutend größere Dimensionen des Verbindungsrohres können die Untersuchungen offenbar Richtwerte liefern. WOLFZUN [15] gibt z. B. für einen Flußpegel mit gußeisernem Durchflußtubus von 100 cm Länge und 20 cm Durchmesser einen Durchflußkoeffizienten $\mu = 0,76$ an, der in der Größenordnung mit den hier im Experiment ermittelten Werten übereinstimmt.

Der Einfluß des hydrostatischen Druckes auf den Durchflußkoeffizienten, d. h. die Lage des unteren Tubusendes unter Außenwasserstand, kann zwischen $M = 25$ cm und $M = 120$ cm als vernachlässigbar klein angesehen werden [4].

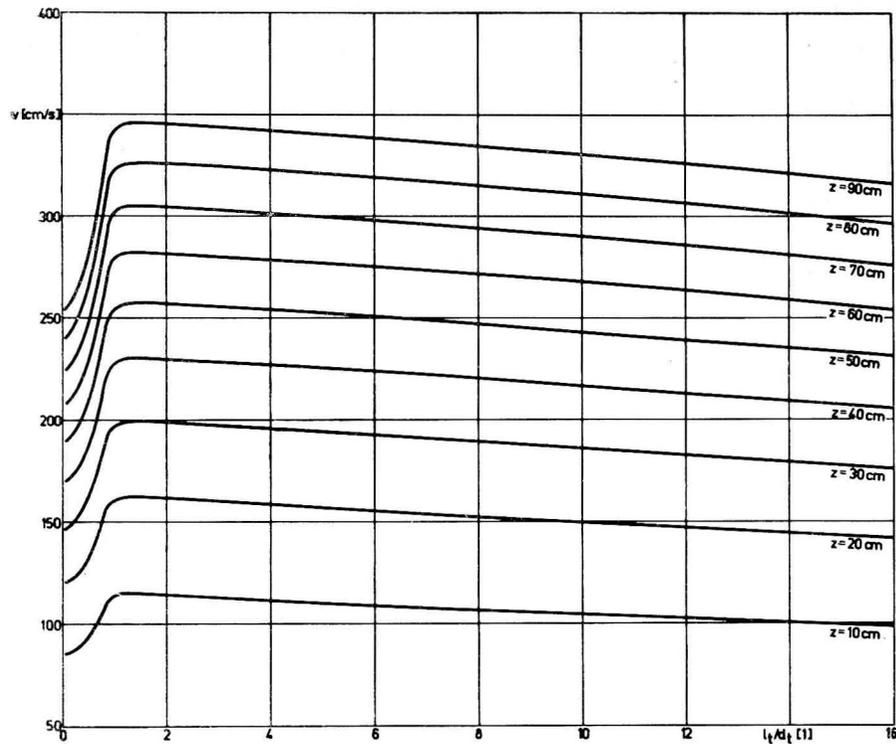


Abb. 4. Effektive Durchflußgeschwindigkeit v in Abhängigkeit vom Quotienten l_t/d_t

Bei Rohrpegelanlagen mit vertikaler Durchflußrichtung und horizontalem Pegelrohrboden treten extreme Durchflußkoeffizienten auf, wenn

1. $\frac{l_t}{d_t} \rightarrow 0$ ($\mu \approx 0,60$);
2. $\frac{l_t}{d_t} \approx 1,5$ ($\mu \approx 0,82$, Maximum);
3. $l_t \gg d_t$.

Da die Tubuslängen bei Rohrpegeln im allgemeinen unter $l_t = 30 d_t$ liegen, ist mit Durchflußkoeffizienten zwischen $0,60 > \mu < 0,82$ zu rechnen. Ein μ unterhalb 0,6 tritt nur bei Quotienten $l_t/d_t > 30$ auf.

Berücksichtigt man nur Quotienten $l_t/d_t < 1$, so kann die Abhängigkeit des Durchflußkoeffizienten von z vernachlässigt werden. Damit bleiben die früheren Berechnungen zur Abbildung von Wasserstandsstörungen in Rohrpegeln [10, 11] in vollem Umfang gültig. Mit $\mu = f(z)$ führt die Berechnung des Ausgleichs von Pegelwasserständen bereits unter der Voraussetzung konstanten bzw. linear ansteigenden Außenwasserstandes zu komplizierten Ansätzen. Es konnte

jedoch von SAGER [9] gezeigt werden, daß ein linear bzw. parabolisch von z abhängiger Durchflußkoeffizient im Vergleich zu einem als konstant angenommenen Mittelwert die Angleichzeit nur geringfügig beeinflusst, so daß die Berechnungen auch in diesem Fall für die meisten Zwecke ihre Gültigkeit behalten dürften.

Literatur

- [1] FORCHHEIMER, P., Hydraulik. 3. Aufl., Leipzig und Berlin 1930, S. 352—354.
- [2] HÜTTE, des Ingenieurs Taschenbuch. Bd. 1: Theoretische Grundlagen. 28. Aufl., Berlin 1955, S. 802.
- [3] MATTHÄUS, W., Die Messung von Durchflußkoeffizienten an Rohrpegelmodellen. Monatsber. Dt. Akad. Wiss. **11** (1969) S. 315—321.
- [4] MATTHÄUS, W., Der Durchflußkoeffizient bei Rohrpegelanlagen. Beitr. Meereskunde, H. 26 (1969) S. 59—95.
- [5] МИХАЙЛОВ, К. А. и А. И. Богомолов, Гидравлика, гидрология и гидрометрия. Часть I, Москва 1950, S. 191—196.
- [6] MISES, R. v., Berechnung von Ausfluß- und Überfallzahlen. Z. Verein Dt. Ing. **61** (1917) S. 447—452, 469—474, 493—498.
- [7] MOSTKOW, M. A., Handbuch der Hydraulik. Berlin 1956, S. 231.
- [8] PRANDTL, L., Strömungslehre. 4. Aufl., Braunschweig 1956, S. 160.
- [9] SAGER, G., Ausgleich von Pegelwasserständen bei variablem Durchflußkoeffizienten. Monatsber. Dt. Akad. Wiss. **11** (1969) S. 495—501.
- [10] SAGER, G. und W. MATTHÄUS, Die Abbildung periodischer Wasserstandsstörungen in Rohrpegeln. Monatsber. Dt. Akad. Wiss. **9** (1967) S. 809—816.
- [11] SAGER, G., W. MATTHÄUS und R. SAMMLER, Die Berechnung von Einschwingvorgängen bei Rohrpegeln. Beitr. Meereskunde, H. 22 (1968) S. 61—101.
- [12] SCHNEIDER, A., Die versuchsmäßige Bestimmung der Ausflußzahlen von Poncelet-öffnungen für Wasser und Kochsalzlösungen und Erörterung des inneren Zusammenhangs dieser Zahlen. Z. Verein Dt. Ing. **61** (1917) S. 533—537.
- [13] SCHNEIDER, A., Ausflußkoeffizienten von Poncelet-Öffnungen. Forschungsarbeiten auf dem Gebiete des Ingenieurwesens, H. 213, Berlin 1919.
- [14] WIEGHARDT, K., Theoretische Strömungslehre. Stuttgart 1965, S. 99—102.
- [15] Вольфцун, И. Б., Расчет площади сечения трубы, соединяющей верхний бьеф водослива с колодцем самопоса. Метеорология и Гидрология, № 1 (1955) S. 41—42.

Abschluß der Arbeit: 1. 8. 1969

Anschrift des Verfassers:

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

Einige Bemerkungen zur regionalen Verteilung der Registrierpegel in der Ostsee und den nordwesteuropäischen Gewässern

Von WOLFGANG MATTHÄUS

Zusammenfassung: Die Erfindung des Registrierpegels zu Anfang des 19. Jahrhunderts leitete die Entwicklung der modernen Wasserstandsmessung ein. Die ersten Geräte waren Konstruktionen der britischen Ingenieure PALMER und MITCHELL aus dem Jahre 1831. Bereits 1834 wurde die erste französische Anlage in Le Havre errichtet, und die erste deutsche Konstruktion stammt von dem Hamburger Ingenieur REITZ aus dem Jahre 1861. Die Deutschen SEIBT und FÜESS haben sich um die Weiterentwicklung der Registrierpegel besonders verdient gemacht.

Im Jahre 1883 gab es bereits 67 Registrierpegel an den Küsten des europäischen Festlandes. Gegenwärtig zählt man an den europäischen Küsten mehr als 300 Anlagen. Davon arbeiten mindestens 163 in den nordwesteuropäischen Gewässern und 75 in der Ostsee. Die mittleren Abstände der Anlagen liegen zwischen 90 und 120 km (nördliche Ostsee) bzw. zwischen 30 und 50 km (westliche Ostsee). In der südlichen Nordsee betragen die Abstände etwa 20 km, während die französischen und norwegischen Küsten im Mittel alle 170 bis 180 km registrierende Anlagen aufweisen.

Die Beobachtung und Registrierung des Wasserstandes ist von großer Bedeutung für viele Zweige der Wirtschaft. Ohne die Kenntnis des mittleren Wasserstandes in tidearmen Meeren bzw. des mittleren Springtidenhubs in Gezeitenmeeren und der Hoch- und Niedrigwasser sind ein fundierter Wasserbau und eine gefahrenarme Schifffahrt unmöglich. Der einfachste Uferschutzbau ist wertlos, wenn er ohne Beachtung der Wasserstandsverhältnisse angelegt ist.

Eine große Zahl von Institutionen und Einrichtungen ist auf Wasserstandsangaben angewiesen, denn die Wasserstände spielen in fast allen Bereichen des Lebens an der Küste eine hervorragende Rolle. Alle Staaten haben deshalb an ihren Flüssen, Seen und Meeresküsten ein umfangreiches Netz von Pegelstationen aufgebaut, die nach ihrer Bedeutung in Pegel I. Ordnung, die hydrologisch und wasserwirtschaftlich von übergeordnetem Interesse sind, sowie in Pegel II. und III. Ordnung geteilt werden.

1. Zur Geschichte des Registrierpegels

Instrumente zur Beobachtung des Wasserstandes gehören zu den ältesten hydrologischen Meßgeräten. Jahrtausende vor der Zeitrechnung wurden die

jährlichen Hochwasser des Nil an seinen Ufern markiert oder an einfachen Skalen abgelesen und auf steinernen Tafeln notiert [14]. Schon vor der Zeitrechnung existierten in Ägypten Schachtpegel. Über die Wasserstandsmessung im frühen Mittelalter haben wir Kunde durch die Angaben in italienischen Portolanen und später in den Segelhandbüchern. Mitte des 17. Jahrhunderts wurden systematische Untersuchungen der Wasserstände in England angestellt und erstmalig anzeigende Schwimmerpegel bekannt, aber erst die Erfindung des Registrierpegels zu Anfang des 19. Jahrhunderts leitete die Entwicklung der modernen Wasserstandsmessung ein.

Als älteste Registrierpegelanlage wird eine Konstruktion des englischen Ingenieurs PALMER [15] aus dem Jahre 1831 angesehen. In einem Pegelschacht, der mit dem Außenwasser in Verbindung steht, befindet sich ein Schwimmer, der durch eine Kette über ein Rad mit einem Gegengewicht verbunden ist. Das Rad setzt die durch Wasserstandsvariationen hervorgerufenen Vertikalbewegungen des Schwimmers in Rotationsbewegungen um, die mit Hilfe von Wellen und Zahnrädern auf eine Zahnstange übertragen werden, die einen stählernen Schreibstift trägt. Dieser zeichnet den Wasserstandsverlauf in verkleinertem Maßstab auf Diagrammpapier, das durch ein Uhrwerk transportiert wird.

Dieses Prinzip — durch Verbesserungen im mechanischen Aufbau der Anlagen und durch Änderung vieler Details exakter und funktions sicherer ausgeführt — wird für Schwimmerregistrierpegel noch heute angewendet. Es bildet die Grundlage der heutigen Standardgeräte für die Beobachtung der Wasserstände und ihrer zeitlichen Variationen [3, 5].

Über die Aufstellung der von PALMER konstruierten Anlage in den London Docks — PALMER war Ingenieur bei der *London Dock Company* — ist nichts bekannt. Im Jahre 1831 wurde aber in der Werft in Sheerness an der Themse unterhalb Londons ein selbstregistrierender Pegel errichtet, der vom Werftingenieur MITCHELL aus einem anzeigenden Rohrpegel entwickelt wurde [1].

Ein weiterer Registrierpegel wurde 1837 am Ostufer des Flusses Avon etwa eine Meile unterhalb von Bristol errichtet [24]. Der Konstrukteur dieser Anlage, BUNT, hat bereits durch zahlreiche Experimente das günstigste Dämpfungsverhältnis — Verhältnis von Querschnitt des Verbindungsrohres Schacht — Gewässer zu Schachtquerschnitt — zu ermitteln versucht, das unregelmäßige Bewegungen des Schwimmers weitgehend eliminieren sollte und bei einer Bodenöffnung von $\frac{1}{200}$ des Querschnitts des Pegelschachtes lag. Neben den genannten Anlagen arbeiteten von 1842 bis 1845 ein Registrierpegel in Harwich, seit 1852 ein Pegel in Hull und seit 1853 zwei Pegel in den Mersey Docks [2].

Auch der berühmte Sir WILLIAM THOMSON, der spätere Lord KELVIN, beschäftigte sich mit der Konstruktion von Pegelanlagen, wobei sein besonderes Augenmerk auf die Verbesserung bestimmter dynamischer und geometrischer Details gerichtet war, die einer besser gesicherten Genauigkeit dienen sollten [22, 23].

Aus der großen Bedeutung, die Großbritannien seiner ehemaligen Kolonie Indien beimaß, resultiert die Tatsache, daß bereits 1846 ein selbstregistrierender

Pegel in Bombay errichtet wurde [16]. Der älteste Registrierpegel auf dem amerikanischen Kontinent dürfte ein 1845 von SAXTON für den *U.S. Coast Survey* konstruierter Dreirollenpegel sein [11]. Die erste Anlage in Frankreich wurde 1834 in Le Havre errichtet, der 1844 Pegel in Toulon und 1846 in Brest folgten.

In Deutschland wurde der Entwicklung der Pegelanlagen zunächst keine derartig große Bedeutung beigemessen. Die Ostsee ist ausgesprochen gezeitenarm und der Tidenhub an der deutschen Nordseeküste liegt größtenteils beträchtlich unter dem der englischen und französischen Küsten.

Selbstanzeigende und -zeichnende Hoch- und Niedrigwasserpegel, wie sie in größerer Zahl aus Holland bekannt sind, haben im 19. Jahrhundert in Deutschland wahrscheinlich keine Verwendung gefunden. Obwohl in der Konstruktion einfacher und in ihrer Herstellung billiger, sind sie natürlich den kontinuierlich registrierenden automatischen Pegeln unterlegen, als deren ältester in Deutschland eine Anlage in Hamburg-St. Pauli angesehen wird, die im Jahre 1861 errichtet wurde [17].

Um sichere Angaben über die mittlere Höhenlage der Europa umgebenden Meere zu bekommen und daraus unter anderem auf Landhebungen und -senkungen schließen zu können, faßte die 2. „Allgemeine Konferenz der Mitteleuropäischen bzw. Europäischen Gradmessung“ im Jahre 1867 in Berlin den Beschluß, „. . . daß die an das Meer grenzenden Staaten . . . dringend ersucht werden, an möglichst vielen Punkten ihrer Küsten, womöglich durch Registrierapparate die mittlere Höhe des Meeres festzustellen“ [19]. Dieser Beschluß veranlaßte das Königlich Geodätische Institut in Potsdam, den Ingenieur VERTMEYER mit der Konstruktion eines selbstregistrierenden Pegels zu beauftragen. In Swinemünde, wo schon lange Zeit vorher Wasserstandsbeobachtungen zu Schifffahrtzwecken angestellt, aber erst seit 1810 systematisch betrieben und amtlich überwacht wurden, wurde dieser Pegel im Jahre 1870 aufgestellt [20].

Bis zum Jahre 1870 gab es auf dem europäischen Festland 15 Registrierpegel — allein in Frankreich 12 Anlagen —, von denen jedoch im oben genannten Jahre nicht mehr alle arbeiteten.

Neben dem Ingenieur REITZ aus Hamburg, auf den auch die erste selbstregistrierende Anlage in Deutschland zurückgeht, haben sich vor allem SEIBT und FUESS um die Weiterentwicklung der Registrierpegel verdient gemacht. Sie haben in den letzten zwei Jahrzehnten des vorigen Jahrhunderts durch neue Konstruktionen und technische Verbesserungen Geräte vorgestellt, die heute zu den Standardpegeln gehören.

Innerhalb weniger Jahre wurde an der deutschen Ost- und Nordseeküste eine größere Zahl neuer Pegel aufgestellt. Im Jahre 1881 wurden von FUESS konstruierte Schwimmerregistrierpegel in Arkona und Marienleuchte errichtet [8]. Ein Pegel mit elektrischer Übertragung wurde 1882 in Kiel in Betrieb genommen, und ein von SEIBT [21] für die Hansestadt Lübeck konstruierter selbstregistrierender Schwimmerpegel wurde 1885 in Travemünde seiner Bestimmung übergeben.

Im Generalbericht der Europäischen Gradmessung für das Jahr 1883 konnte IBAÑEZ [12] mitteilen, daß insgesamt 67 Registrierpegel zur Bestimmung des mittleren Meeresniveaus an den Küsten des europäischen Festlandes arbeiteten und weitere drei Geräte projektiert waren. In der Ostsee befanden sich damals lediglich fünf selbstregistrierende Pegel, und im Bereich der nordwesteuropäischen Gewässer, zu denen die Seegebiete der Nordsee (einschließlich des Skageraks), des Kanals und der Irischen See sowie die Seegebiete südlich und westlich Irlands, westlich und nördlich Schottlands und der Norwegischen See zu zählen sind, arbeiteten insgesamt 32 Anlagen (ohne Großbritannien).

Heute zählt man an den europäischen Küsten über 300 Registrierpegelanlagen, wovon sich etwa $\frac{3}{4}$ im Bereich der nordwesteuropäischen Gewässer und der Ostsee befinden.

2. Die regionale Verteilung der Registrierpegel

Über die regionale Verteilung der Registrierpegel gibt es gegenwärtig keine geschlossenen Darstellungen, weil die Anzahl der Dienststellen, die selbst- oder fernregistrierende Pegel betreiben, sehr groß ist und die Institutionen selbst zum Teil schwierig zu ermitteln sind. Die folgende Darstellung kann also nur Richtwerte liefern, wobei die tatsächliche Anzahl der Pegel in einigen Staaten größer sein kann.

Eine zusammenfassende Darstellung des *Permanent Service for Mean Sea Level* [18], in der nur die Anlagen enthalten sind, die an der offenen See oder auf Inseln installiert sind, gibt etwa 710 Registrierpegel über die Küsten aller Meere verteilt an. Dabei entfallen auf den Atlantischen Ozean etwa 360 Anlagen, ungefähr 70 auf das Mittelmeer, etwa 200 auf den Pazifik und rund 80 Pegel auf den Indischen Ozean.

Soweit keine anderen Unterlagen verfügbar und keine Mitteilungen aus den entsprechenden Staaten zu erhalten waren, ist das Material für die Untersuchungen der obigen Veröffentlichung entnommen. Für die Ostsee und die nordwesteuropäischen Gewässer ist eine Verteilung der Anlagen in bezug auf die generalisierte Küstenlänge ermittelt worden. Dabei soll unter generalisierter Küstenlänge eine Länge verstanden werden, die ohne Berücksichtigung der Fjorde und Buchten unter etwa 10 km Öffnungsbreite und der Schären und kleinen Inseln im Bereich der skandinavischen Küsten und der britischen Inseln ausgemessen wurde. Die generalisierten Küstenlängen sind mit einem Kurviometer aus Goldmanns Weltatlas [10] entnommen. In den Tabellen ist der für die Vermessung benutzte Kartenmaßstab angegeben.

2.1. Die Registrierpegelstationen der Ostsee

Eine Übersicht über die Grundlagen für die ausgemessenen Küstenlängen und die benutzten Quellen für die Standorte der Pegel sind im folgenden nach Staaten zusammengestellt:

- Finnland*: Küstenlänge ohne Åland-Inseln und Schären.
Quelle: Vedenkorkeusarvoja 1966 [13].
- UdSSR*: Küstenlänge einschließlich Hiiumaa, Saaremaa und Rigaer Meerbusen.
Quelle: Index of Permanent Tide Gauge Installations [18].
- VR Polen*: Küstenlänge einschließlich Halbinsel Hel, ohne Bodden und Haffe.
Quelle: Instytut Morski, Gdańsk (Stand 1968).
- DDR*: Küstenlänge ohne Boddengewässer und enge Buchten.
Quelle: Wasserstands- und Eisdienst der WWD Küste-Warnow-Peene (Stand 1968).
- DBR*: Küstenlänge einschließlich Fehmarn.
Quelle: Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch [7].
- Dänemark*: Küstenlänge einschließlich Gebiete am Kattegat.
Quelle: Index Perm. Tide Gauge Inst. [18].
- Schweden*: Küstenlänge ohne Gotland und Öland. Der schwedischen und finnischen Küste sind zahllose Inseln vorgelagert, und Fjorde reichen weit ins Land hinein. Unter Berücksichtigung dieses unruhigen Küstenverlaufs dürfte die Küstenlänge ein Mehrfaches der hier angegebenen Werte betragen.
Quelle: Vattenstånd vid Sveriges kuster [6].

TABELLE I
Registrierpegelstationen der Ostsee

Staat	Anzahl	generalisierte Küstenlänge [km]	Kartenmaßstab	mittlere generalisierte Küstenlänge je Pegel [km]	Pegel pro 100 km
Finnland	13	1200	1:5 000 000	90	1,1
UdSSR	9	1900	1:5 000 000	210	0,5
VR Polen	10	500	1:2 500 000	50	2,0
DDR	13	450 ¹⁾	1:1 000 000	35	2,9
DBR	10	350	1:1 000 000	35	2,9
Dänemark	10	1300	1:5 000 000	130	0,8
Schweden	10	2200	1:5 000 000	220	0,5
Ostsee	75	7900		105	0,9

¹⁾ Die gesamte Außenküste der DDR (einschließlich Greifswalder Bodden und der Küsten der Inseln Vilm, Ruden und Oie) ist zu rund 420 km vermessen worden [9].

Das Ergebnis der Untersuchungen zeigt Tab. 1. Über die gesamte Ostsee einschließlich Kattegat mit einer generalisierten Küstenlänge von rund 7900 km sind 75 Registrierpegel¹⁾ (Abb. 1) verteilt. In der mittleren und nördlichen Ostsee schwanken die mittleren Abstände der Anlagen zwischen 220 km (Schweden) und 90 km (Finnland). In der westlichen Ostsee sind die Registrierpegel im Mittel in kleineren Abständen von 30 bis 50 km (DDR, DBR, VR Polen) an-

¹⁾ 1936 waren es nur 45 Anlagen. Vgl. BONSDORFF, I., Verzeichnis der Mareographen der Ostsee. Verh. 9. Tagung Balt. Geod. Kom. 1936, Helsinki 1937, S. 64–65.

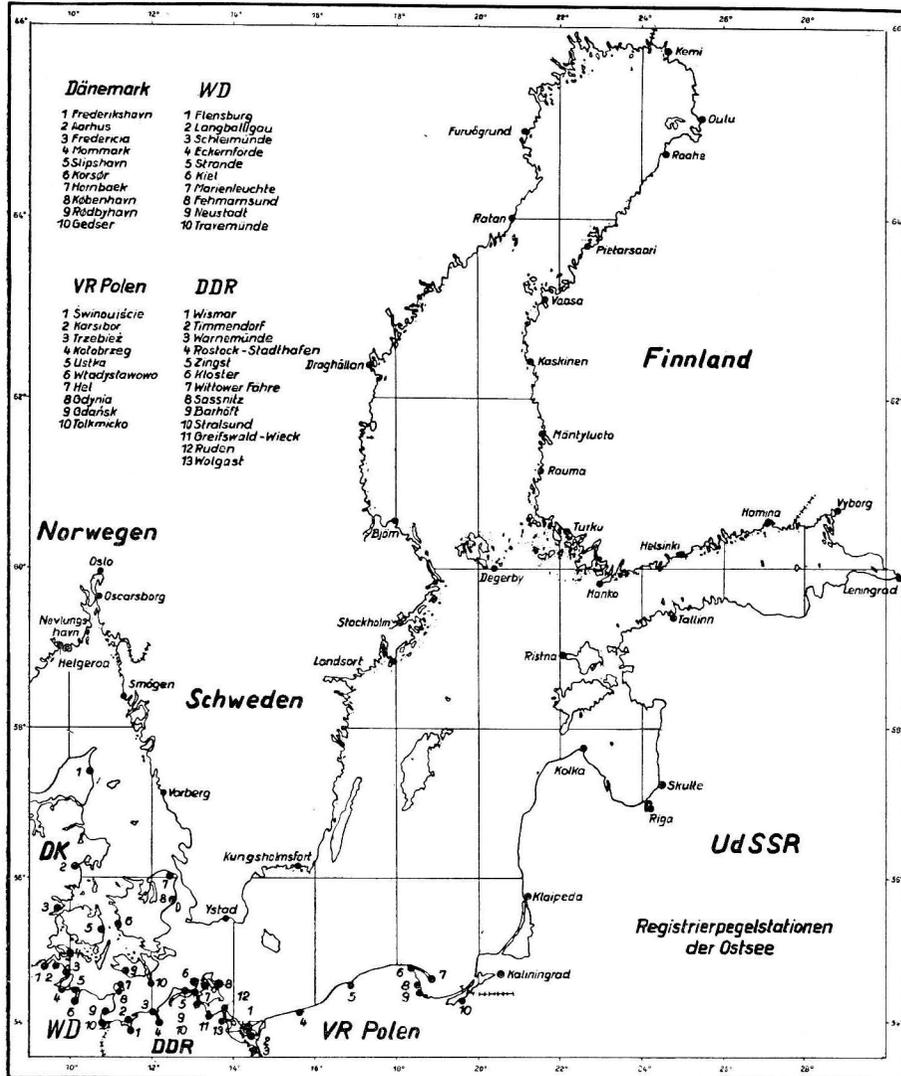


Abb. 1

geordnet. Die größten absoluten Abstände registrierender Anlagen wurden zwischen Tallinn und Leningrad (450 km) sowie zwischen Landsort und Kungsholmsfort (400 km) gemessen.

2.2. Die Registrierpegelstationen der nordwesteuropäischen Gewässer

Die regionale Verteilung der Registrierpegel in diesem Gebiet wurde an Hand der folgenden Unterlagen ermittelt:

- Norwegen:** Küstenlänge ohne Berücksichtigung der kleinen Fjorde und Schären.
Quelle: Norges geografiske oppmåling, Oslo (Stand 1968).
- Dänemark:** Küstenlänge einschließlich Gebiete am Skagerrak.
Quelle: Index Perm. Tide Gauge Inst. [18].
- DBR:** Küstenlänge einschließlich Dollart, Jadebusen und Elbe bis Glückstadt, ohne Nord- und Ostfriesische Inseln.
Quelle: Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch [7].
- Niederlande:** Küstenlänge einschließlich Dollart und Wester-Schelde, ohne Westfriesische Inseln. Für die Küstenlänge im Gebiet des Rhein-, Maas- und Schelde-Deltas wurden die im Delta-Plan bis 1980 abgeschlossenen Abdämmungen zugrunde gelegt.
Quelle: Rijkswaterstaat, 's-Gravenhage und Tienjarig overzicht waterhoogten 1951—1960 [4].
- Belgien:** Küstenlänge ohne innere Wester-Schelde.
Quelle: Tidal Institute and Observatory, Birkenhead.
- Frankreich:** Küstenlänge nur Nordsee- und Kanalküste.
Quelle: Service Hydrographique de la Marine, Paris (Stand 1968).
- Irland:** Küstenlänge ohne Nordirland.
Quelle: Tidal Institute and Observatory, Birkenhead (Stand 1968).
- Großbritannien:** Küstenlänge einschließlich Nordirland, ohne Hebriden, Orkneys, Shetlands und Insel Man.
Quelle: Tidal Institute and Observatory, Birkenhead (Stand 1968).

TABELLE 2
Registrierpegelstationen an den Küsten der nordwesteuropäischen Gewässer

Staat	Anzahl	generalisierte Küstenlänge [km]	Kartenmaßstab	mittlere generalisierte Küstenlänge je Pegel [km]	Pegel pro 100 km
Norwegen	22	3900	1:5 000 000	180	0,6
Dänemark	2	450	1:5 000 000	225	0,4
DBR	33	580	1:1 000 000	18	5,7
Niederlande	29	600	1:1 500 000	21	4,8
Belgien	3	70	1:1 500 000	23	4,3
Frankreich	6	1000	1:2 500 000	170	0,6
Großbritannien	61**)	5250	1:2 500 000	85	1,2
Irland	6	1600	1:2 500 000	270	0,4
Kanal-Inseln	1				
Gesamt	163	13450		83	1,2

***) Die Angaben enthalten auch 8 im Plan vorgesehene Anlagen.

Tab. 2 enthält, soweit zu erfahren war, alle Küstenpegel, die zur Zeit arbeiten oder geplant sind, einschließlich derjenigen, die zeitweilig nicht in Betrieb waren.

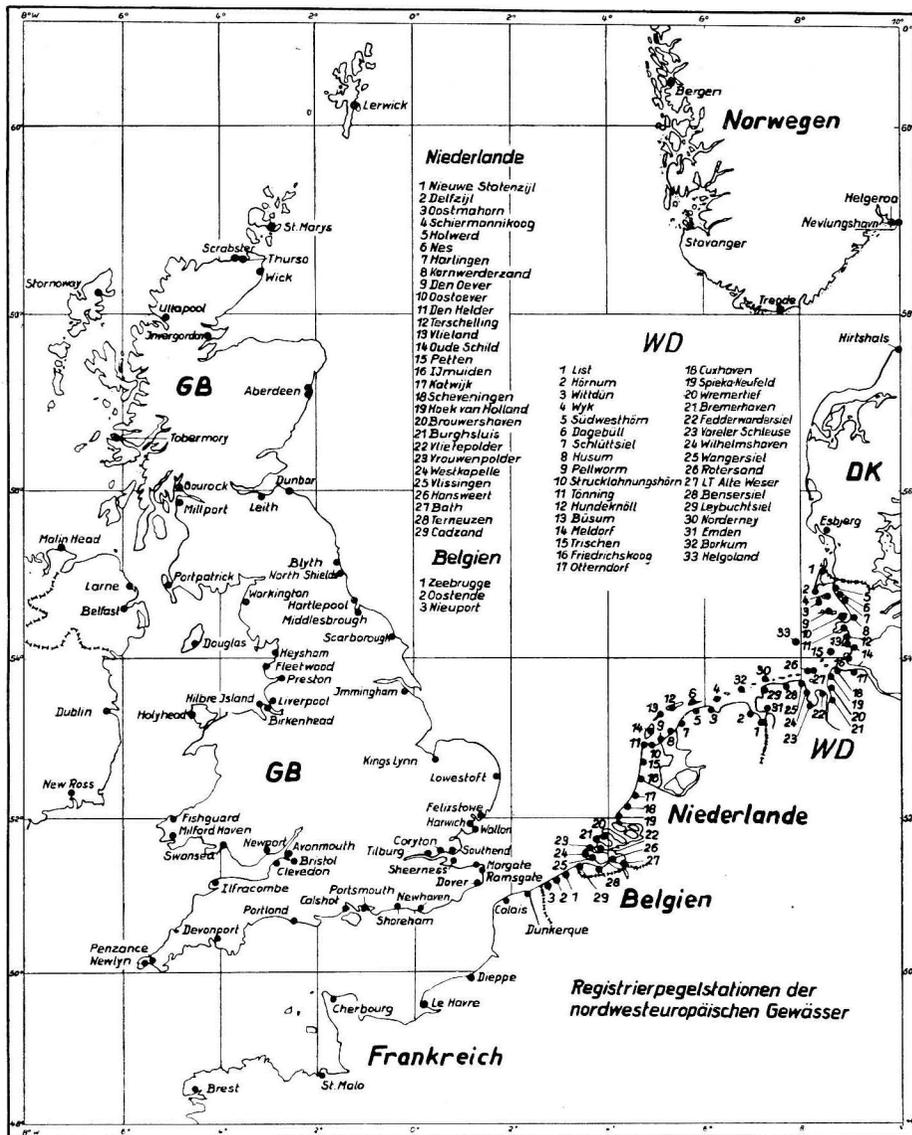


Abb. 2

Auf einer generalisierten Küstenlänge von etwa 13450 km sind gegenwärtig mindestens 163 Registrierpegel stationiert, deren Standorte teilweise Abb. 2 entnommen werden können. Am dichtesten sind die Küsten der Bundesrepublik und der Niederlande mit registrierenden Anlagen in mittleren Abständen von rund 20 km besetzt, weil hier die Kenntnis der Wasserstandsvariationen lebens-

wichtig ist. Nach Abschluß der Bauarbeiten am niederländischen Delta-Projekt bleiben nur noch die Wester-Schelde als Zufahrt nach Antwerpen und der Rotterdamse Waterweg als Zufahrt nach Rotterdam gegen die Nordsee hin offen. Damit verkürzt sich die niederländische Außenküste beträchtlich, und die Anzahl der registrierenden Küstenpegel verringert sich voraussichtlich um 18 auf die in der Tabelle angegebenen 29 Anlagen.

Weniger sturmflutgefährdet sind die norwegische Küste und große Teile der französischen und britischen Küste, zumal man namentlich bei den letzteren schon auf zum Teil beträchtliche Tidenhübe eingestellt ist. Dementsprechend wird an diesen Küsten der Aufstellung von Registrierpegeln nicht die Aufmerksamkeit gewidmet, wie sie an der westdeutschen und niederländischen Küste notwendig ist.

An der norwegischen Küste stehen Registrierpegel in mittleren Abständen von rund 180 km, wobei in die generalisierte Küstenlänge nicht die unzähligen Schären und kleinen Fjorde einbezogen sind, die die Küstenlinie etwa auf das Fünffache des angegebenen Wertes verlängern. An den französischen und britischen Küsten sind registrierende Anlagen im Mittel in etwa 170 bzw. 85 km Abstand installiert.

Die Küsten Europas, insbesondere die hier betrachteten Küstenabschnitte, sind mit einem relativ dichten Netz von Registrierpegelanlagen überzogen. Wenn man bedenkt, daß sich in diesem Bereich etwa $\frac{2}{3}$ der Anlagen aller Meeresküsten und etwa $\frac{3}{4}$ aller europäischen Küstenpegel befinden, dürfte diese günstige regionale Verteilung eine gute Ausgangsbasis zur Untersuchung von Wasserstandsproblemen darstellen.

Für Angaben über die Standorte der Registrierpegelanlagen dankt der Verfasser den Herren Ingénieur Hydrographe Général GROUSSON, Service Hydrographique de la Marine, Paris; Dipl.-Ing. T. KOWALSKI, Instytut Morski, Gdańsk; Dr. R. LAUBER, Wasserwirtschaftsdirektion Küste-Warnow-Peene, Abt. Wasserstands- und Eisdienst, Warnemünde; Dr. J. R. ROSSITER und G. W. LENNON, University of Liverpool, Tidal Institute and Observatory, Birkenhead; T. SÖMOD, Norges geografiske oppmåling, Den geodetiske afdeling, Oslo; und Dipl.-Ing. P. J. WEMELSFELDER, Rijkswaterstaat, Hydrometrische afdeling, Den Haag.

Literatur

- [1] The tide gauge at Sheerness. *Nautical Magazine* 1 (1832) S. 401–404.
- [2] General repertory of tidal authorities and tidal records. *Rev. Hydrogr.* 13 (1936) No. 1, S. 64, 68 und 71.
- [3] Richtlinien für den Bau von Pegeln 1958. Bearbeitet vom Pegelausschuß der deutschen gewässerkundlichen Dienststellen. Potsdam 1958.
- [4] Tienjarig overzicht der waterhoogten en afvoeren 1951–1960. 's-Gravenhage 1964.
- [5] Manual of tide observations. Washington 1965.
- [6] Vattenstanden vid Sveriges kuster 1963. Stockholm 1966.

- [7] Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Küstengebiet der Nord- und Ostsee, Abflußjahr 1967. Kiel 1968.
- [8] ASMUS, J., Der selbstregistrierende Flutmesser von R. FUESS. Z. f. Instrumentenkde. **7** (1887) S. 243–246.
- [9] BRAUCKHOFF, K., Die Küste der DDR — ihre Maße und Küstenschutzbauten. Wasserwirtschaft-Wassertechnik **17** (1967) S. 189–190.
- [10] GOLDMANN'S Großer Weltatlas. München 1955.
- [11] HARRIS, R. A., Manual of tides, Part II, App. No. 9. Washington 1898.
- [12] IBÁÑEZ, C., Rapport sur l'état des travaux faits pour la détermination du niveau moyen des mers de l'Europe continentale. Verh. 7. Allg. Conf. Europ. Gradmessung 1883, Anh. V, Berlin 1884.
- [13] LISITZIN, E., Vedenkorkeusarvoja 1966. Merentutkimuslaitoksen Julkaisu, No. 224, Helsinki 1967.
- [14] MATTHÄUS, W., Water-level measurements of Antiquity. Communications, Prem. Congr. Int. Hist. Océanogr. Monaco 1966, Bull. Inst. Océanogr., No. spéc. 2, 1 (1968) S. 1–6.
- [15] PALMER, H. R., Description of a graphical register of tides and winds. Phil. Trans. Roy. Soc. **121** (1831) S. 209–213.
- [16] PARKES, W., On the tides of Bombay and Kurrachee. Phil. Trans. Roy. Soc. **158** (1869) S. 685.
- [17] PETERS, C. A. F., Anweisung zur Anstellung von Beobachtungen über Ebbe und Fluth und die Gezeitenströmungen. Aus NEUMAYERS „Anleitung zu wissenschaftlichen Beobachtungen auf Reisen“, Berlin 1875, S. 82–106.
- [18] ROSSITER, J. R., A global network of tide gauge stations. Anhang: Index of permanent tide gauge stations existing or awaiting installations. Perm. Serv. Mean Sea Level, Birkenhead 1964.
- [19] SADEBECK, M., Register der Protokolle, Verhandlungen und Generalberichte für die Europäische Gradmessung vom Jahre 1861 bis zum Jahre 1880. Publ. Königl. Preuß. Geod. Inst., Berlin 1883.
- [20] SEIBT, W., Das Mittelwasser der Ostsee bei Swinemünde. Publ. Königl. Preuß. Geod. Inst., Berlin 1881.
- [21] SEIBT, W., Der selbstregistrierende Pegel zu Travemünde. Z. f. Instrumentenkde. **7** (1887) S. 7–14.
- [22] THOMSON, W., The tide gauge, tidal harmonic analyser, and tide predictor. Min. Proc. Inst. Civil Engin. **65** (1881) S. 2–10.
- [23] THOMSON, W., Popular lectures and addresses, Vol. III. London 1891.
- [24] WHEWELL, W., Description of a new tide gauge, constructed by Mr. T. G. Bunt, and erected on the eastern bank of the River Avon in front of the Hotwell House, Bristol 1837. Phil. Trans. Roy. Soc. **128** (1838) S. 249–251.

Anschrift des Verfassers:

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

Zur Bestimmung der Filterfunktion eines trägen Thermometers

Von H. ULRICH LASS

1. Einleitung

Da bekanntlich der Wärmeübergang zwischen einem Thermometer und dem umgebenden Medium in einer endlichen Zeit erfolgt, zeigt das Thermometer im allgemeinen eine von der Umgebung abweichende Temperatur $\vartheta_n(t)$ an. Tritt im Umgebungsmedium ein stochastischer Temperaturverlauf $\vartheta(t)$ auf, so muß das aus $\vartheta_n(t)$ ermittelte Spektrum $f_n(\omega)$ für hohe Frequenzen vom wahren (aus $\vartheta(t)$ ermittelten) Spektrum abweichen, weil das Thermometer den schnellen Schwankungen im allgemeinen nicht zu folgen vermag. Die Zufallsfunktion $\vartheta(t)$ wird durch das Thermometer zu $\vartheta_n(t)$ gefiltert.

2. Ableitung der Filterfunktion

Die Beziehung zwischen $\vartheta_n(t)$ und $\vartheta(t)$ kann z. B. nach K. ROZDZYNSKI (1968 S. 42) durch die Differentialgleichung

$$\tau \frac{d\vartheta_n(t)}{dt} + \vartheta_n(t) = \vartheta(t) \quad (1)$$

beschrieben werden, wobei $\tau = \frac{cM}{Sk}$ die Zeitkonstante des Thermometers ist und

cM — die Wärmekapazität des Thermometers,

S — die Wärmeübergangsfläche und

k — den Wärmeübergangskoeffizienten

bedeuten.

Obwohl τ im weiteren als konstant angesehen wird, hängt diese Größe von der Strömung (kurzzeitige Änderung) und der Änderung der Oberflächenbeschaffenheit des Thermometers (langzeitige Änderung) ab. Für den praktischen Gebrauch ist es zweckmäßig, die kurz- und langzeitigen Änderungen von τ für die verwendeten Thermometer festzustellen.

Eine zeitabhängige Zufallsfunktion kann man durch ein FOURIER-STIELTJES-Integral darstellen (A. M. JAGLOM 1958 S. 47)

$$\left. \begin{aligned} \vartheta_n(t) &= \int_{\omega} e^{i\omega t} \Theta_n [d\Omega_{\omega}] , \\ \vartheta(t) &= \int_{\omega} e^{i\omega t} \Theta [d\Omega_{\omega}] . \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

Dabei ist ω die Kreisfrequenz, und $\Theta [d\Omega_{\omega}]$ sind additive Zufallsfunktionen des Bereiches $\Delta\Omega_{\omega}$ des Frequenzraumes, die den Bedingungen

$$\left. \begin{aligned} \langle \Theta [d\Omega_{\omega}] \Theta^* [d\Omega_{\omega'}] \rangle &= 0 , \\ \langle \Theta [d\Omega_{\omega}] \Theta^* [d\Omega_{\omega}] \rangle &= F [d\Omega_{\omega}] \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

genügen, wobei $\langle \rangle$ die mathematische Erwartung bedeutet und F die Spektralfunktion darstellt.

Setzt man Gl. (2) in Gl. (1) ein, erhält man

$$\int_{\omega} (1 + i\omega\tau) e^{i\omega t} \Theta_n [d\Omega_{\omega}] = \int_{\omega} e^{i\omega t} \Theta [d\Omega_{\omega}] . \quad (4)$$

Wird Gl. (4) multipliziert mit

$$(1 - i\omega'\tau) e^{-i\omega't'} \Theta_n^* [d\Omega'_{\omega'}]$$

und danach integriert, so ergibt es

$$\begin{aligned} & \int_{\omega} \int_{\omega'} \{1 + i\tau(\omega - \omega') + \omega\omega'\tau^2\} e^{i(\omega t - \omega't')} \Theta_n [d\Omega_{\omega}] \Theta_n^* [d\Omega'_{\omega'}] \\ &= \int_{\omega} \int_{\omega'} e^{i(\omega t - \omega't')} \Theta [d\Omega_{\omega}] \Theta^* [d\Omega'_{\omega'}] . \end{aligned}$$

Bilden wir von dieser Beziehung die mathematische Erwartung, so erhält man auf Grund von Gl. (3)

$$\int_{\omega} \{1 + \omega^2\tau^2\} e^{i\omega(t-t')} F_n [d\Omega_{\omega}] = \int_{\omega} e^{i\omega(t-t')} F [d\Omega_{\omega}] . \quad (5)$$

Wir setzen nun voraus, daß die Korrelationsfunktion $B(t^*)$

$$B(t^*) = \langle \vartheta(t) \vartheta(t + t^*) \rangle$$

der Bedingung

$$\int_{-\infty}^{+\infty} |B(t^*)| dt^* < \infty$$

genügt, was durch geeignete Filterung der Meßreihe sicherlich immer zu erreichen ist. Dann können die Spektralfunktionen durch Spektraldichtefunktionen $f(\omega)$ ausgedrückt werden. Damit gehen die FOURIER-STIELTJES-Integrale in die einfachen FOURIER-Integrale

$$\int_{\omega} (1 + \omega^2\tau^2) e^{i\omega t^*} f_n(\omega) d\omega = \int_{\omega} e^{i\omega t^*} f(\omega) d\omega \quad (6)$$

über.

Aus dem Vergleich der Integranden von Gl. (6) erhalten wir als Beziehung zwischen den Spektraldichtefunktionen

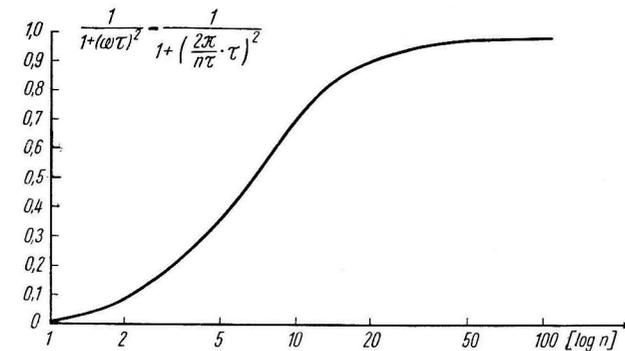
$$(1 + \omega^2\tau^2) f_n(\omega) = f(\omega) , \quad (7)$$

wobei $(1 + \omega^2\tau^2)^{-1}$ die gesuchte Filterfunktion ist.

3. Diskussion

Aus der Kenntnis der Filterfunktion in Gl. (7) ergeben sich folgende Schlußfolgerungen:

a) Bei gegebener Zeitkonstante τ des jeweils verwendeten Thermometers muß der aus der Registrierung erhaltene Wert von $f_n(\omega)$ in einem Übergangsbereich mit $(1 + \omega^2\tau^2)$ multipliziert werden, um die wahre Spektraldichtefunktion innerhalb der gewünschten Genauigkeitsgrenzen zu erhalten. Soll $f_n(\omega)$ im Bereich $0,9 \geq \frac{f_n(\omega)}{f(\omega)} \geq 0,1$ korrigiert werden, so liegt das entsprechende Frequenzintervall zwischen $\frac{2\pi}{20\tau} \leq \omega \leq \frac{2\pi}{2\tau}$ (siehe Abb.).



Schwingungsdauer, ausgedrückt durch das n -fache der Zeitkonstante τ

b) Die Gl. (7) kann bei gegebenen τ verwendet werden, um abzuschätzen, wie stark der hochfrequente Teil des Spektrums gedämpft wird. Der Frequenzbereich, in dem $f(\omega)$ auf weniger als 0,1 seines Wertes gedämpft wird, liegt bei $\omega \geq \frac{2\pi}{2\tau}$, siehe Abb.

c) Wenn man das Spektrum $f(\omega)$ im Frequenzbereich $0 \leq \omega \leq \omega_g$ bis auf einen geringen Fehler aus der registrierten Meßreihe bestimmen will, muß τ entsprechend gewählt werden. Da

$$\frac{f_n(\omega)}{f(\omega)} = \frac{1}{1 + \omega^2\tau^2}$$

ist, muß bei einer geringen Verfälschung $\omega_g^2\tau_g^2 \ll 1$ sein.

Dann gilt

$$\frac{f_n(\omega_g)}{f(\omega_g)} \approx 1 - (\omega_g \tau_g)^2.$$

Die Spektraldichtefunktion f_n soll mindestens so genau bestimmt werden, daß $f_n(\omega_g) \geq f - \Delta f$ ist. Δf ist eine vorgegebene Genauigkeitsgrenze. Dann wird

$$\frac{f_n(\omega_g)}{f(\omega_g)} \approx 1 - (\omega_g \tau_g)^2 \geq 1 - \frac{\Delta f(\omega_g)}{f(\omega_g)}.$$

Zur Bestimmung der oberen Grenze der Zeitkonstante τ_g des Thermometers erhalten wir schließlich

$$\tau_g^2 \leq \frac{1}{\omega_g^2} \frac{\Delta f(\omega_g)}{f(\omega_g)}. \quad (8)$$

Um $\frac{\Delta f(\omega_g)}{f(\omega_g)}$ sinnvoll abschätzen zu können, benötigt man eine gewisse Vorinformation von $f(\omega)$ in der Umgebung von ω_g .

Abschließend kann gesagt werden, daß der hochfrequente Teil eines Temperaturspektrums ohne Kenntnis der Zeitkonstante des verwendeten Thermometers nur eine beschränkte Aussagekraft hat und daß weiterhin die korrekturfreie Bestimmung des hochfrequenten Teiles des Spektrums überraschend trägheitsarme Thermometer erfordert ($\tau_g \leq \frac{T_g}{20}$). T_g — kleinste interessierende oder auftretende Schwingungsdauer.

Literatur

- [1] JAGLOM, A. M., Homogene und isotrope Turbulenz in einer zähen, kompressiblen Flüssigkeit. — In: Statistische Theorie der Turbulenz. Akademie-Verlag, Berlin 1958, S. 47.
 [2] ROZDZYNSKI, K., Über die Bedeutung des dynamischen Fehlers bei ozeanographischen Messungen. Beitr. z. Meereskunde, H. 22 (1968) S. 42.

Anschrift des Verfassers:

Dipl.-Phys. H. ULRICH LASS, Maritimes Observatorium der Karl-Marx-Universität
 DDR-2385 Zingst, Müggenburger Weg 5

Windwirklängen in der Nordsee

Von GÜNTHER SAGER

Zusammenfassung: Zur Ermittlung der Windwirklängen (fetch) werden mathematische Betrachtungen durchgeführt und für das Gebiet der Nordsee die Daten nach 24 Windrichtungen auf 8 Karten gegeben.

Bei der Entwicklung von Meereswellen und der Intensität von Triftströmen spielt der Windwirkweg (fetch) eine Rolle, also die Strecke, entlang welcher der Wind auf die Meeresoberfläche einwirken kann. Diese Windwirklänge wird praktisch durch die Berandung der Meeresbecken begrenzt und kann daher je nach der Windrichtung ganz verschieden ausfallen. Im allgemeinen verlaufen die Windwirke in Abhängigkeit vom Isobarenverlauf als Kurven auf der Erdoberfläche und entziehen sich damit mathematischen Berechnungen ihrer Länge. Im Sonderfall eines etwa richtungskonformen Verlaufes kann man den fetch bestimmen und damit Anhaltspunkte für ein angenähert ähnliches Verhalten gewinnen. Für das Gebiet der Nordsee sollen solche theoretischen Windwirklängen für die Zentren geographischer Eingradfelder in Winkelabständen von jeweils 15° determiniert werden, so daß die Hauptwindrichtungen eingeschlossen sind.

Diese Aufgabe wird sofort problematisch, wenn der Begriff „Windrichtung“ nicht mehr lokal aufgefaßt wird, sondern für Seegebiete auf der gekrümmten Erdoberfläche ausgelegt werden soll. Verlangt man als Richtung einen von der Erdkrümmung abgesehen geradlinigen Verlauf des Windes, so müßte dieser bei kürzester Entfernung zwischen zwei Endpunkten orthodromisch (griech. = in gerader Richtung laufend) wehen. Die Windwege wären dann Orthodromen oder Teile von Großkreisen, deren Zentrum im Erdmittelpunkt zu denken ist.

In diesem Fall werden jedoch alle Meridiane — ausgenommen bei äquatorialer oder meridionaler Richtung — unter verschiedenen Winkeln geschnitten, d. h., ein NW-Wind ist nur an einem Ort ein NW-Wind und wird an weiter entfernten Orten unter anderen Richtungen registriert. Eine eindeutige Auffassung der Windrichtung ist bei orthodromischem Verlauf nicht möglich. Es sind deshalb auch die Formeln der sphärischen Trigonometrie nicht anwendbar, um die Wirklänge von Punkt 1 nach Punkt 2 zu bestimmen, weil kein gemeinsamer Windrichtungswinkel α (rechtweisend) für beide Punkte existiert.

Als Ausweg bleibt nur die Möglichkeit, einen Windweg so zu definieren, daß er bei angenähert geradlinigem Verlauf alle Meridiane unter demselben Winkel α schneidet, also überall als Wind derselben Richtung registriert wird. Sein Weg wäre dann loxodromisch (griech. = in schiefer Richtung laufend), also länger als im orthodromen Fall. Die Loxodrome stellt auf der Erdkugel eine Kurve dar, die sich spiralförmig den beiden Polen nähert, diese aber mit endlich vielen Windungen nicht erreicht, weil sie asymptotische Punkte sind.

Es war der geniale Gedanke von MERCATOR (1512—1594), in Fortsetzung des Entwurfes des Nürnberger Kompaßmachers ETZLAUB (1511) eine Zylinderprojektion mit derart vergrößerten Breiten zu entwerfen, daß die Loxodrome als gerade Linie erscheint. Das ist angesichts der damals noch fehlenden Infinitesimalrechnung eine der großen Taten der Wissenschaft, die für die Nautik von unschätzbarem Wert geworden ist.

Da die Loxodrome als Grundlage für die theoretischen Windwirklängen zugrunde gelegt werden soll, sei ihre Darstellung in der MERCATOR-Projektion vorangestellt. Als Abbildungsgrundlagen dienen die Flächenelemente dF_{Erdkugel} und dF_{Karte} , deren Seitenbezeichnung man der Skizze entnehmen kann.



Es stehen sich als Seitenelemente in der Breite φ gegenüber

$$\text{Erdkugel: } ds_\lambda = R \cos \varphi d\lambda, \quad ds_\varphi = R d\varphi$$

$$\text{Karte: } dx = R d\lambda, \quad dy = ?$$

Während dx durch den entlang des Äquators tangierenden Projektionszylinder gegeben ist, muß dy so bestimmt werden, daß die Abbildung der Flächenelemente winkeltreu erfolgt, was durch

$$\frac{dy}{dx} = \frac{ds_\varphi}{ds_\lambda} = \frac{d\varphi}{\cos \varphi d\lambda}$$

oder (1)

$$dy = R \frac{d\varphi}{\cos \varphi}$$

erreicht wird, eine Bedingung, die MERCATOR durch finite Ausdrücke erfüllen mußte. Die Integration zwischen den Grenzen y_1 und y_2 bzw. φ_1 und φ_2 gelingt nach Umformung des Integranden-Nenners in

$$\cos \varphi = \sin \left(90^\circ + \varphi \right) = 2 \sin \left(45^\circ + \frac{\varphi}{2} \right) \cos \left(45^\circ + \frac{\varphi}{2} \right)$$

als

$$y_2 - y_1 = R \ln \frac{\tan \left(45^\circ + \frac{\varphi_2}{2} \right)}{\tan \left(45^\circ + \frac{\varphi_1}{2} \right)}, \quad (2)$$

wozu als zweite Abbildungsgleichung

$$x_2 - x_1 = R \operatorname{arc} (\lambda_2 - \lambda_1) \quad (3)$$

kommt. Ist die Windrichtung α gegeben, so folgt aus

$$\tan \alpha = \frac{dx}{dy} = \frac{x_2 - x_1}{y_2 - y_1}$$

als allgemeine Gleichung der Loxodrome mit λ, φ statt λ_2, φ_2

$$\operatorname{arc} \lambda = \operatorname{arc} \lambda_1 + \tan \alpha \cdot \ln \frac{\tan (45^\circ + \varphi/2)}{\tan (45^\circ + \varphi_1/2)} \quad (4)$$

bzw. nach Übergang zu BRIGGSchen Logarithmen und Gradmaß durch Multiplikation mit $180/\pi$ und $\ln 10 = 2,302585 \dots$

$$\lambda = \lambda_1 + 131,928 \tan \alpha \cdot \log \frac{\tan (45^\circ + \varphi/2)}{\tan (45^\circ + \varphi_1/2)}. \quad (4a)$$

Durch diese Gleichung ist man in der Lage, bei vorgegebenem Azimut α und bekanntem Anfangspunkt $P_1(\lambda_1, \varphi_1)$, für eine beliebige Breite φ das zur Loxodrome gehörige λ zu errechnen. Über diese Bestimmung sind Vergleiche zur orthodromischen Länge zwischen zwei Punkten $P_1(\lambda_1, \varphi_1)$ und $P_2(\lambda_2, \varphi_2)$ möglich, wenn man die Bogenlänge der Loxodrome kennt, während diejenige der Orthodrome durch

$$e = 6371,2 \arccos [\sin \varphi_1 \sin \varphi_2 + \cos \varphi_1 \cos \varphi_2 \cos (\lambda_1 - \lambda_2)] \quad [\text{km}] \quad (5)$$

gegeben ist. Für die Loxodrome findet man aus der linken Skizze mit

$$\frac{ds_\varphi}{ds} = \cos \alpha, \quad ds_\varphi = R d\varphi$$

sogleich

$$ds = \frac{R}{\cos \alpha} d\varphi$$

und integriert

$$s = \frac{R}{\cos \alpha} \operatorname{arc} (\varphi_2 - \varphi_1) \quad (6)$$

bzw. nach Übergang zum Gradmaß mit dem Mittelwert $R = 6371,2 \text{ km}$

$$s = \frac{111,198}{\cos \alpha} (\varphi_2 - \varphi_1) \quad [\text{km}]. \quad (6a)$$

Für Seegebiete kleinerer Dimensionen bleibt der Unterschied zwischen s und e gering, wie das folgende Beispiel für die Nordsee zeigen wird.

Beispiel: Man bestimme den theoretischen Windweg eines NW-Windes für eine Position südsüdöstlich von Helgoland mit $\varphi_1 = 54^\circ \text{N}$, $\lambda_1 = 8^\circ \text{E}$, wenn man mit der nördlichen Begrenzung bis $\varphi = \varphi_2 = 60^\circ \text{N}$ geht.

Lösung: Aus der Gleichung (4a) errechnet man mit $\alpha = 315^\circ$ für die zu 60°N adjungierte Länge der Loxodrome $\lambda = \lambda_2 = 3^\circ 2,728' \text{W}$, das ist das Seegebiet westlich der Südspitze der Shetlands. Damit kann man aus (5) die Länge der Orthodrome als kürzeste Entfernung zwischen P_1 und P_2 als

$$e = 942,466 \text{ km}$$

bestimmen. Schließlich folgt aus (6a) als Bogenlänge der Loxodrome der Betrag

$$s = 943,546 \text{ km}.$$

Da in den Angaben ohnehin auf jeweils 10 km gerundet wird, spielt der Unterschied zwischen e und s für die Nordsee keine Rolle. Der rechnerische Vorteil liegt natürlich bei der ihrer Struktur nach sehr einfachen Formel (6a), in der überdies λ nicht vorkommt, was die Vorbereitung der Rechnungen vereinfacht. Im Endeffekt kann man die Formel (6a) auf die lapidare Form

$$s = k (\varphi_2 - \varphi_1) \quad [\text{km}] \quad (6b)$$

bringen, wobei $k = k(\alpha)$ durch folgende Zuordnung gegeben ist

α in $^\circ$ rw	0	15	30	45	60	75	90
	180	165	150	135	120	105	270
		195	210	225	240	255	
		345	330	315	300	285	
$\pm k$	111,198	115,121	128,400	157,258	222,396	429,636	∞

Im Falle $\alpha = 90^\circ$ bzw. 270° versagt die Formel (6) resp. (6a) oder (6b), weil die Loxodrome in einen Breitenkreis entartet, für den

$$s_\lambda = 111,324 (\lambda_2 - \lambda_1) \cos \varphi \quad [\text{km}] \quad (6c)$$

gilt. Ebenso wäre für $\alpha = 0^\circ$ bzw. 180° , wenn die Loxodrome in einen Meridian ausartet, der exakte Ausdruck

$$s_\varphi = 111,136 (\varphi_2 - \varphi_1) \quad [\text{km}], \quad (6d)$$

der jedoch praktisch mit (6b) übereinstimmt.

Da diese Betrachtungen in einem späteren Beitrag für die mittlere und südliche Ostsee fortgesetzt werden, wird dann die Gelegenheit genommen werden, etwas über andere Formen von Windwirkwegen zu sagen, die von dem hier behandelten Fall des loxodromischen Verlaufs als speziellem Sonderfall abweichen. Es sei hier für die praktische Durchführung der Bestimmung der Windwirk-längen darauf hingewiesen, daß bei der Frage der Begrenzung des Windweges dann vom Festland abgewichen worden ist, wenn Schären, Inselgruppierungen

und Watten vorgelagert sind, die praktisch den Windeinfluß auf die Meeresoberfläche weitgehend unterbinden. Bei den von Norden bzw. aus nördlichen Sektoren wehenden Winden ist die Packeisgrenze im Februar als Grenze zugrunde gelegt worden, um wenigstens eine grobe Angabe machen zu können.

Literatur

- BALSER, L., Einführung in die Kartenlehre (Kartennetze). Teubner-Leipzig 1951.
 HEISLER, V., Kartographie. Sammlung Götschen, Bd. 30/30a. W. de Gruyter & Co. Berlin 1962.
 The World, compiled from information to 1961 by the U.S. Navy Hydrographic Office (Wandkartenformat).
 Nordsee mit Großbritannien und Irland (Seekarte Nr. 238) Seehydrographischer Dienst der DDR, Rostock 1957.

Abschluß der Arbeit: 27. 8. 1969

Anschrift des Verfassers:

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

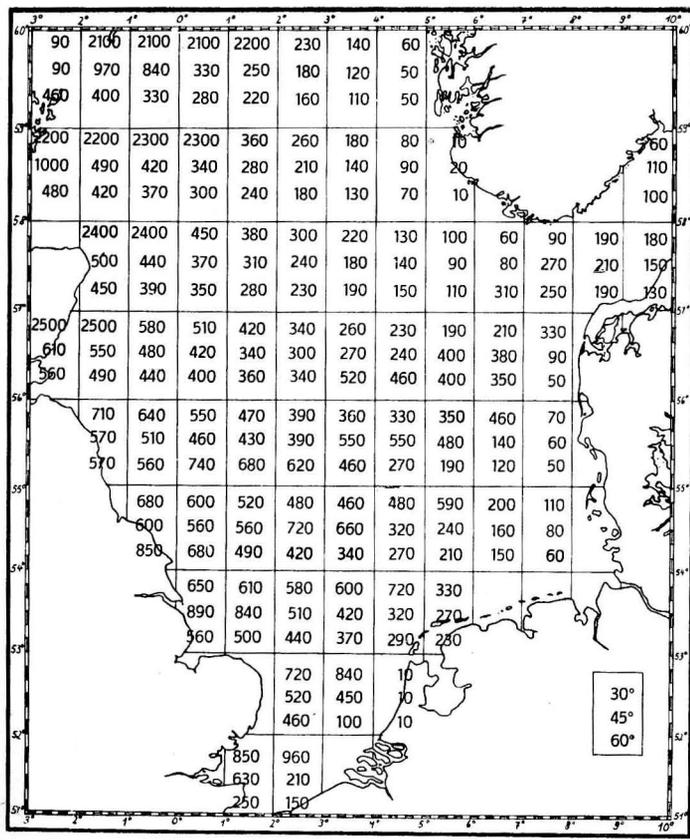


Abb. 1

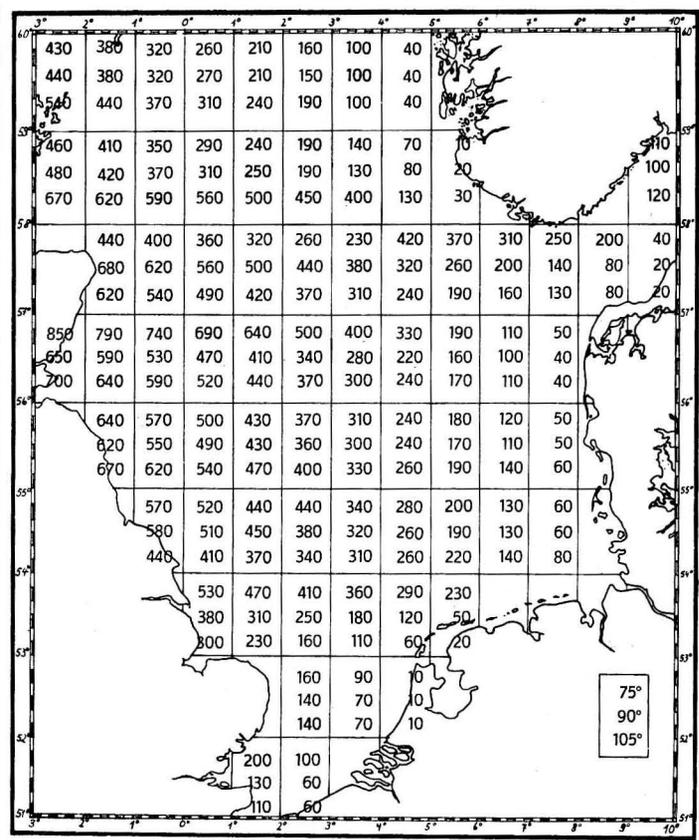


Abb. 2

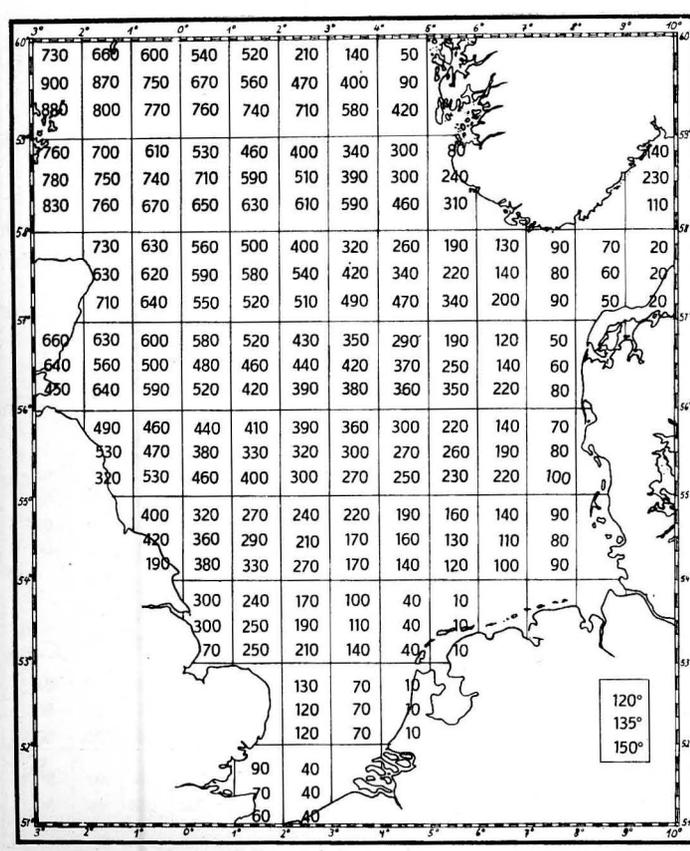


Abb. 3

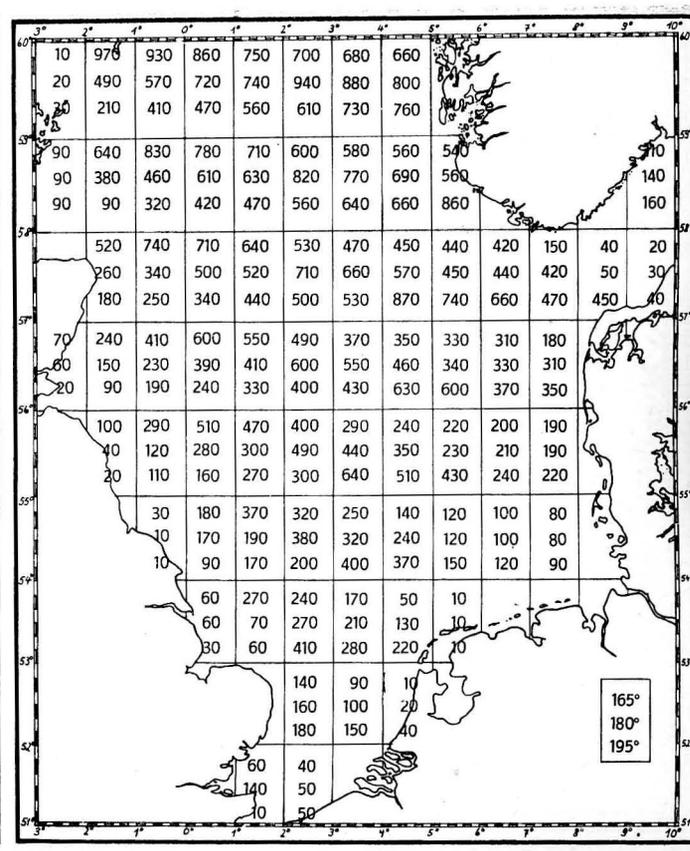


Abb. 4

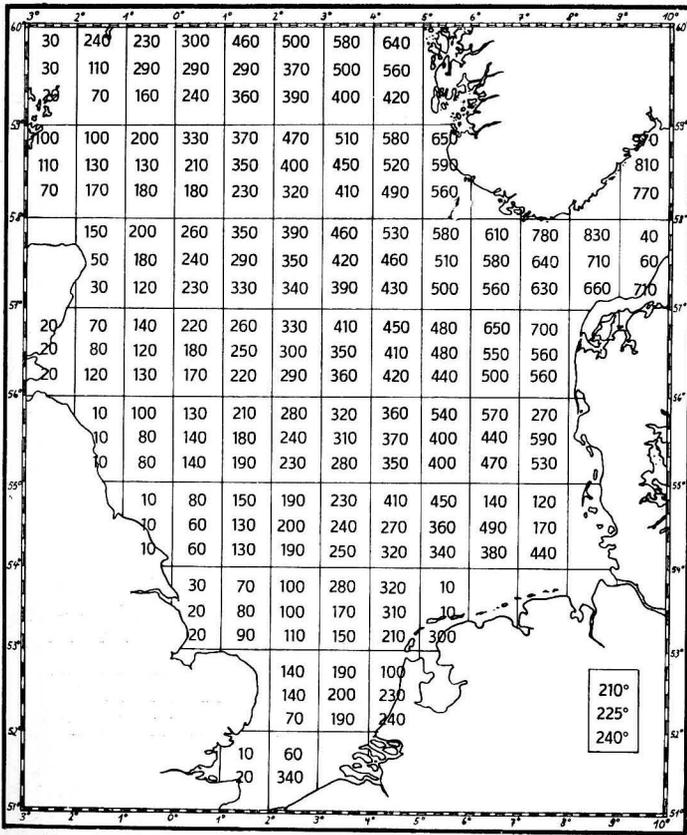


Abb. 5

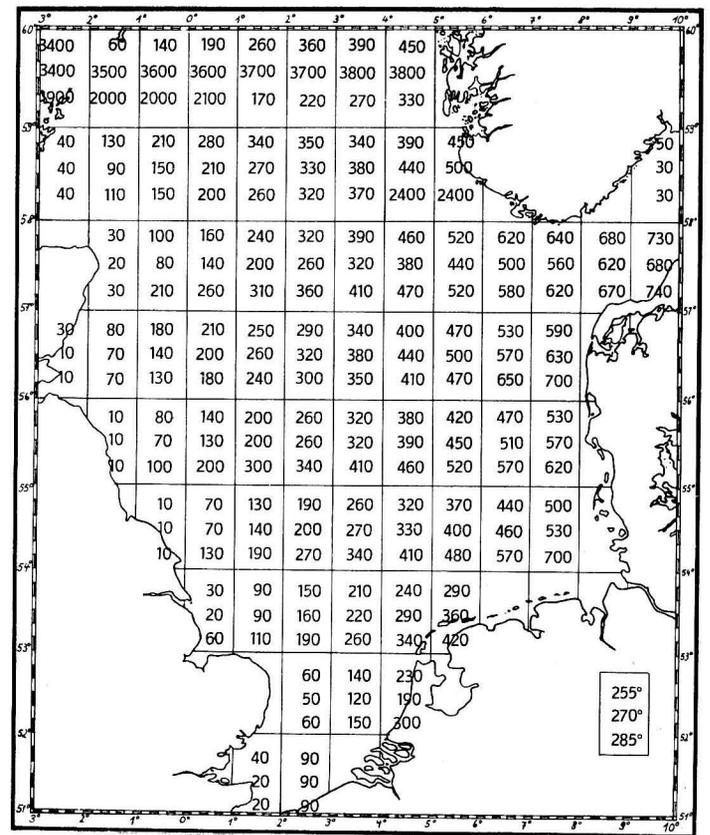


Abb. 6

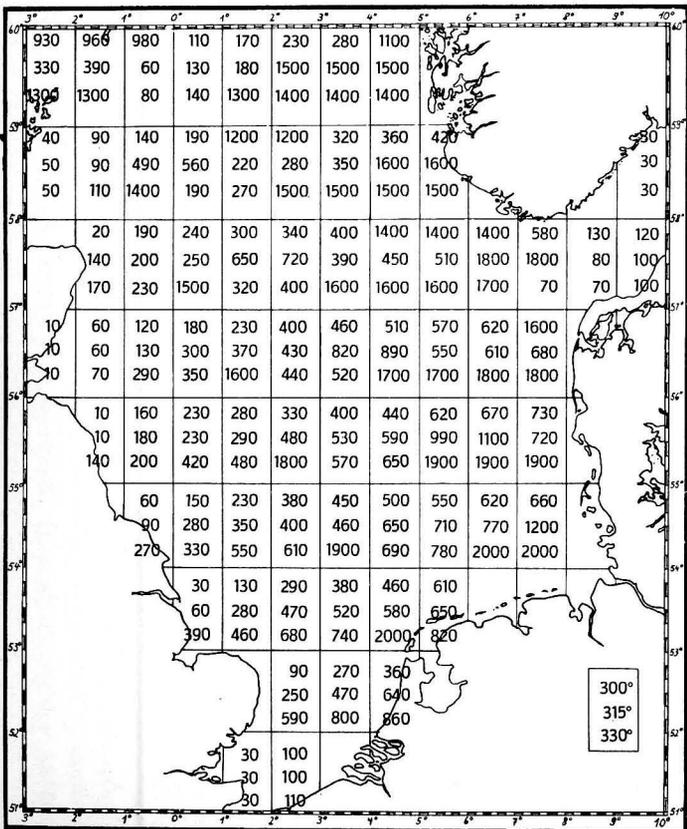


Abb. 7

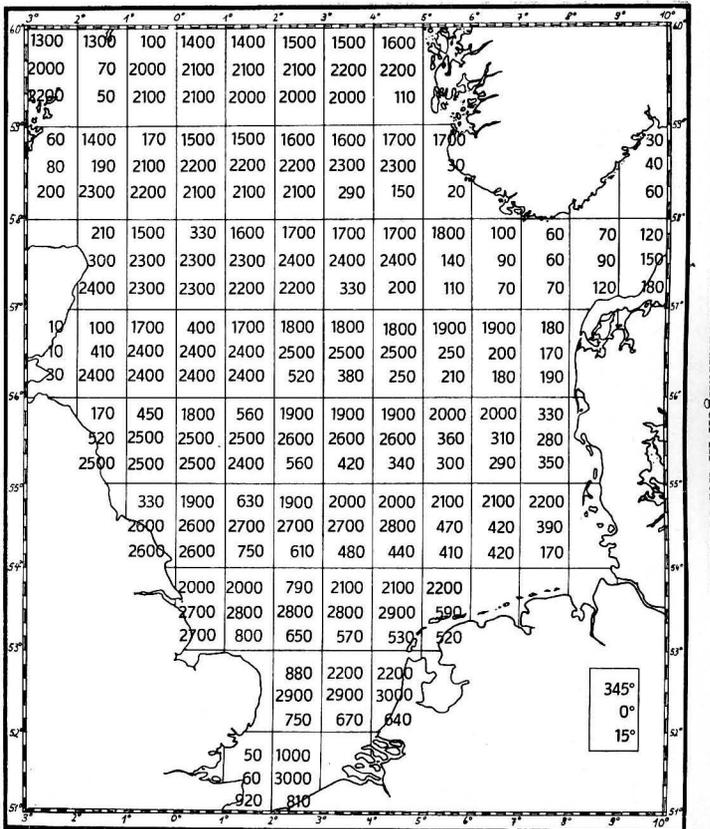


Abb. 8

Zum Wärmehaushalt der Ostsee im Bereich der südlichen Beltsee (Fehmarnbelt)

Von MANFRED STURM

Zusammenfassung: Es werden nach kurzer Erläuterung der berechnungsmethodischen Grundlagen die mittleren Jahrgänge der Hauptkomponenten der Wärmehaushaltsgleichung des Meeres im Übergangsbereich zwischen der Ost- und Nordsee diskutiert. Als Untersuchungsmaterial dienen die hydro-meteorologischen Routinebeobachtungen (Dekadenmittelwerte) des Feuerschiffes „Fehmarnbelt“ (54°36' N, 11°09' E) aus dem Zeitraum 1947 bis 1961. Besonderes Gewicht wird hierbei auf die Kennzeichnung des Untersuchungsgebietes als Übergangsregion zwischen ozeanischen und kontinentalen Wärmehaushaltsverhältnissen gelegt. Die vorgenommenen Abschätzungen charakterisieren das Untersuchungsgebiet als ein Seegebiet mit einem unter mittleren Verhältnissen negativen jährlichen Wärmeumsatz an der Meeresoberfläche. Das nachgewiesene Defizit in der Wärmebilanz der Meeresoberfläche wird auf horizontal-advektive Prozesse in der Wassermasse zurückgeführt.

Einleitung

Unterzieht man die in den zurückliegenden Jahren und Jahrzehnten zusammengetragenen wissenschaftlichen Erkenntnisse zur Ozeanologie der Ostsee einer sorgfältigen Analyse, so wird immer wieder offenkundig, daß die Erforschung der internen physikalischen, chemischen und biologischen Prozesse des Meeres in der Vergangenheit im Ostseeraum mit weit höherer Intensität und weit größerem Aufwand betrieben worden ist als die Untersuchung der physikalischen Vorgänge an seiner der Atmosphäre zugewandten Grenzfläche. Das gilt in besonderem Maße für die südlichen Teile der Ostsee und das Übergangsbereich zur Nordsee, in denen dank der Existenz langjähriger und regional relativ engabständiger ozeanologischer Meßreihen auf den dort stationierten dänischen und deutschen Feuerschiffen außergewöhnlich günstige Voraussetzungen für eine systematische Erforschung der hydrographischen Prozesse im Meer gegeben waren und sind. Wir besitzen daher einen vergleichsweise geschlossenen Überblick über die Hydrographie des Übergangsbereiches zwischen der Ost- und Nordsee.

Demgegenüber blieb die Erforschung der spezifischen Wärmehaushaltsverhältnisse der Ostsee bis in die 1950er Jahre hinein weitgehend sporadisch und lückenhaft (vgl. STURM, 1968); eine merkliche Intensivierung der Anstrengun-

gen um eine umfassende Interpretation der Wärmehaushaltsgleichung des Meeres ist im Ostseeraum erst mit Beginn der 60er Jahre feststellbar (LAEVASTU, 1960; POMERANEC, 1964; HANKIMO, 1964; HUPFER, 1967; STURM, 1968). Besondere Bedeutung muß hierbei den Untersuchungen der lokalen Wärmehaushaltsverhältnisse im Bereich der südlichen Ostsee und des Übergangsgebietes zur Nordsee beigemessen werden. Ihnen verdanken wir erste quantitative Informationen über den zweiseitigen horizontalen Wärmeaustausch durch die Zu-

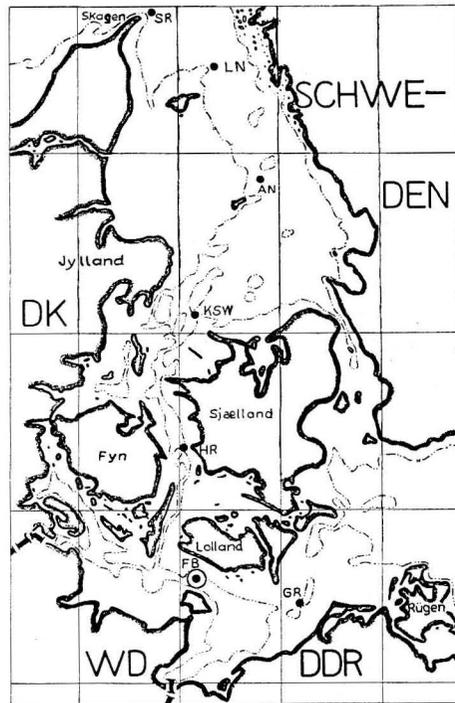


Abb. 1. Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes

gänge zur Ostsee. Auf seine Bedeutung für das thermische und Eisregime der südlichen Ostsee war im einzelnen schon hingewiesen worden (STURM, 1968; 1970 a, b).

Material und Methodik

Die Hauptaufgabe der in der Folge im einzelnen erläuterten Untersuchung ist darin gesehen worden, für das Untersuchungsgebiet des Fehmarnbelt (s. Abb. 1) eine detaillierte Abschätzung und Darstellung der Hauptkomponenten der Wärmehaushaltsgleichung des Meeres und ihrer jahreszeitlichen Änderungen vorzunehmen. Besonderes Gewicht ist dabei auf die Kennzeichnung

des Untersuchungsgebietes als Übergangsregion zwischen ozeanischen und kontinentalen Wärmehaushaltsverhältnissen gelegt worden. Als Ausgangsmaterial dienten die hydro-meteorologischen Routinebeobachtungen (Dekadenmittelwerte) des auf 54°36' N, 11°09' E stationierten Feuerschiffes „Fehmarnbelt“ aus dem Zeitraum 1947–1961.

Nach Elimination der vernachlässigbaren Komponenten der Wärmehaushaltsgleichung des Meeres gilt für die resultierende Wärmebilanz der Gesamtwassermasse Q_{Br} :

$$Q_{Br} = Q_{us} + Q_k + Q_v + Q_t^1).$$

Zur quantitativen Abschätzung der einzelnen Hauptkomponenten der Wärmehaushaltsgleichung ist auf Berechnungsverfahren zurückgegriffen worden, die weitgehend den Besonderheiten und der Meßgenauigkeit von im Routine-dienst gewonnenen hydro-meteorologischen Feuerschiffsbeobachtungen Rechnung tragen.

So liegt den Berechnungen der Dekadensummen des Strahlungsumsatzes Q_{us} für die Globalstrahlung Q_s die modifizierte ALBRECHTSche (1955) Strahlungsformel

$$Q_s = f(\xi_n, t_a, C_T, C_L) = \alpha \xi_n t_a [1 - (1 - \beta) C_T]$$

zugrunde.

$$\beta = f\left(\frac{C_T}{C_L}\right) \varphi(\xi_n)$$

ξ_n Mittagshöhe der Sonne

t_a Astronomische Tageslänge [min.]

C_T, C_L Bedeckungsgrad der Gesamtbewölkung bzw. der tiefen Wolken ($0 \leq C_T, C_L \leq 10$)

Für die Albedo der Meeresoberfläche gilt nach LAEVASTU (1960)

$$Q_r = f(Q_s) = \alpha Q_s - (\beta Q_s)^2.$$

Die getrennt ausgeführten Berechnungen der langwelligen Strahlungsströme Q_a und Q_g stützen sich im Falle der Schwarzstrahlung der Meeresoberfläche auf das STEFAN-BOLTZMANNsche Strahlungsgesetz

$$Q_a = f(T_w) = \alpha \sigma T_w^4$$

und im Falle der Gegenstrahlung der Atmosphäre auf eine von BOLZ und FALCKENBERG (1950) mitgeteilte Beziehung

$$Q_g = f(T_L, e_0, C_K) = \sigma T_L^4 (\alpha - \beta \cdot 10^{-\gamma e_0}) (1 + k C_K^{2,5})$$

α, β, γ, k Koeffizienten

T_L Lufttemperatur [°K]

e_0 Dampfdruck [mm Hg-S.]

C_K Bedeckungsgrad der Gesamtbewölkung

($0 \leq C_K \leq 1$)

¹⁾ Positives Vorzeichen bei Prozessen, die zur Erhöhung des Wärmeinhaltes des Meeres beitragen.

Bei den Berechnungen der turbulenten Wärmeströme Q_k und Q_v ist entsprechend dem Charakter des verwendeten Meßmaterials von der Profilmethode ausgegangen worden. Für den turbulenten Vertikaltransport der Bewegungsgröße (tangentielle Schubspannung τ), der fühlbaren Wärme (K) und des Wasserdampfes (V) gelten die Grundgleichungen

$$\tau = A \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right) = \rho K_\tau \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right)$$

$$K = c_p \rho K_K \left(\frac{\partial \bar{\Theta}}{\partial z} \right)$$

$$V = \rho K_V \left(\frac{\partial \bar{q}}{\partial z} \right)$$

- K_τ, K_K, K_V Turbulente Diffusionskoeffizienten
 \bar{u} Komponente der mittleren Windgeschwindigkeit in x -Richtung
 $\bar{\Theta}$ Mittlere potentielle Lufttemperatur
 \bar{q} Mittlere spezifische Luftfeuchtigkeit
 ρ Luftdichte
 c_p Spezifische Wärme bei konstantem Druck

Demzufolge gilt für den turbulenten Vertikalstrom fühlbarer Wärme

$$K = -k_1 (\bar{\Theta}_0 - \bar{\Theta}_z) \bar{u}_z$$

und für den turbulenten vertikalen Wasserdampfstrom

$$V = -k_2 (\bar{q}_0 - \bar{q}_z) \bar{u}_z$$

bzw. in der Modifikation von ROHWER (1931) und LAEVASTU (1960)

$$Q_k = f(t_w, t_z, u_z) = - [k_3 (\bar{t}_w - \bar{t}_z) \bar{u}_z + k'_3 (\bar{t}_w - \bar{t}_z)],$$

$$Q_v = f(e_0, e_z, u_z) = - [k_4 (0,98 \bar{e}_0 - \bar{e}_z) \bar{u}_z + k'_4 (0,98 \bar{e}_0 - \bar{e}_z)].$$

- Q_k, Q_v Konvektiver bzw. latenter Wärmestrom
 \bar{t}_w, \bar{e}_0 Mittelwerte der Wassertemperatur bzw. des Dampfdruckes an der Meeresoberfläche
 $\bar{t}_z, \bar{e}_z, \bar{u}_z$ Mittelwerte der Lufttemperatur, des Dampfdruckes und der Windgeschwindigkeit im Niveau z über der Meeresoberfläche
 k_3, k'_3, k_4, k'_4 Koeffizienten

Die Abschätzungen der advektiven Komponente der Wärmehaushaltsgleichung Q_t , d. h. der horizontalen Wärmeadvektion durch die Vertikalfläche S in der Form

$$Q_t = \iint_S \rho c_p t v dS,$$

- t Wassertemperatur
 v Strömungskomponente in Normalenrichtung (auf S)

sind in Ermangelung geeigneter und kontinuierlicher Strömungsmessungen am Untersuchungsort anhand der Wärmehaushaltsgleichung des Meeres durch eine einfache Restgliedbestimmung in der Form

$$Q_t = Q_{Br} - Q_B$$

- Q_{Br} Resultierende Wärmebilanz der Gesamtwassermasse
 Q_B Wärmebilanz der Meeresoberfläche

vorgenommen worden. An anderer Stelle (s. STURM, 1970 b) wird darüber Näheres ausgeführt.

Bei der wärmehaushaltsmäßigen Aufarbeitung des Untersuchungsmaterials ist von Dekadenmittelwerten der hydro-meteorologischen Parameter ausgegangen worden. Dieser Schritt — die bislang üblichen Analysen des Wärmehaushaltes eines Seegebietes stützten sich zumeist auf Monatssummen der Hauptkomponenten der Wärmehaushaltsgleichung — erscheint dank der anerkannten Zuverlässigkeit und Kontinuität des Feuerschiffsmaterials gerechtfertigt; er erhöht den Informationsgehalt der vorgenommenen Wärmehaushaltsberechnungen in beträchtlichem Maße.

Der Strahlungsumsatz an der Meeresoberfläche

Die Analyse des Strahlungsumsatzes an der Meeresoberfläche im Bereich des Feuerschiffes „Fehmarnbelt“ beschränkt sich im folgenden auf eine Darstellung des mittleren Jahresganges der effektiven Globalstrahlung und der effektiven Ausstrahlung der Meeresoberfläche. Unter dem Begriff „Effektive Globalstrahlung“ wird hierbei der effektiv im Meer in Gestalt einer Wärmehaushaltszunahme wirksam werdende Anteil der Globalstrahlung verstanden. Die Komponenten der Albedo der Meeresoberfläche (Reflexanteile der direkten Sonnen- und diffusen Himmelsstrahlung, diffuses Unterlicht des Meeres) sind demnach in ihm nicht mehr enthalten.

Die effektive Globalstrahlung erreicht in einem ausgeprägten Jahresgang (s. Abb. 2) im Bereich des Feuerschiffes „Fehmarnbelt“ mit $0,495 \cdot 10^3$ cal/cm² Tag ihren Höchstwert in der mittleren Juni-Dekade (Dek. 17); mit dem geringsten Globalstrahlungsangebot ist im mehrjährigen Mittel demgegenüber in der mittleren und letzten Dezember-Dekade (Dek. 35, 36) zu rechnen ($0,024 \cdot 10^3$ cal/cm² Tag). Die mittlere Jahressumme der effektiven Globalstrahlung beläuft sich auf $78,517 \cdot 10^3$ cal/cm² Jahr (s. Tab. 1).

Abb. 2 kennzeichnet die effektive Ausstrahlung der Meeresoberfläche als die Wärmehaushaltskomponente mit der im Jahresablauf geringsten zeitlichen Veränderlichkeit. Dennoch ist im Zeitraum 1947—1961 ein deutlicher Jahresgang erkennbar, der in Form einer Doppelschwingung in Erscheinung tritt. Der durch übergreifende Mittelbildung geglättete Kurvenverlauf (s. Abb. 2) besitzt mit $-0,122 \cdot 10^3$ bzw. $-0,120 \cdot 10^3$ cal/cm² Tag zwei Maxima in den Monaten Februar (Dek. 5) und September (Dek. 26); die Minima fallen mit $-0,108 \cdot$

TABELLE I

Mittlere dekadenzbezogene Tagessummen [cal/cm² Tag] der Hauptkomponenten des Wärmehaushaltes der Meeresoberfläche beim FS. „Fehmarnbelt“ aus dem Zeitraum 1947–1961

Lfd. Dek.	Q_{es}	Q_{ea}	Q_{us}	Q_v	Q_k	Q_B	R
1	+ 25	-109	- 84	- 71	-49	-204	+0,690
2	+ 35	-123	- 88	- 57	-31	-176	+0,544
3	+ 43	-129	- 86	- 67	-40	-193	+0,597
4	+ 54	-125	- 71	- 44	-36	-151	+0,818
5	+ 63	-105	- 42	- 32	-10	- 84	+0,312
6	+ 91	-120	- 29	- 36	- 3	- 68	+0,083
7	+120	-131	- 11	- 44	-13	- 68	+0,295
8	+143	-115	+ 28	- 32	+ 2	- 2	-0,062
9	+184	-113	+ 71	- 25	+ 5	+ 51	-0,200
10	+223	-108	+115	- 21	+14	+108	-0,667
11	+292	-121	+171	- 30	+14	+155	-0,467
12	+319	-112	+207	- 42	+11	+176	-0,262
13	+380	-110	+270	- 42	+14	+242	-0,333
14	+420	-115	+305	- 49	+11	+267	-0,224
15	+450	-115	+335	- 83	0	+252	0,000
16	+480	-113	+367	- 78	+ 6	+295	-0,077
17	+495	-113	+382	-106	0	+276	0,000
18	+480	-110	+370	-131	- 8	+231	+0,061
19	+476	-107	+369	-120	- 1	+248	+0,008
20	+444	-107	+337	-128	- 8	+201	+0,062
21	+408	-111	+297	-151	-12	+134	+0,080
22	+362	-109	+253	-152	-14	+ 87	+0,092
23	+339	-116	+223	-155	-15	+ 53	+0,097
24	+287	-110	+177	-141	-13	+ 23	+0,092
25	+252	-123	+129	-137	-15	- 23	+0,110
26	+200	-124	+ 76	-165	-28	-117	+0,170
27	+160	-122	+ 38	-160	-32	-154	+0,200
28	+129	-119	+ 10	-140	-31	-161	+0,221
29	+ 98	-109	- 11	-113	-24	-148	+0,212
30	+ 68	-105	- 37	-139	-48	-224	+0,345
31	+ 51	-109	- 58	-123	-60	-241	+0,488
32	+ 42	-106	- 64	-111	-58	-233	+0,522
33	+ 32	-111	- 79	-102	-54	-235	+0,529
34	+ 28	-114	- 86	- 93	-50	-229	+0,538
35	+ 24	-115	- 91	- 80	-60	-231	+0,750
36	+ 24	-108	- 84	- 61	-38	-183	+0,623

Jahr	+78,517	-41,704	+36,813	-33,215	- 6,881	- 3,283	+0,207
------	---------	---------	---------	---------	---------	---------	--------

[10³ cal/cm² Jahr]

10³ bzw. -0,109 · 10³ cal/cm² Tag in die Monate November (Dek. 31) und Juli (Dek. 20). Die mittlere Jahressumme der effektiven Ausstrahlung wurde im Untersuchungszeitraum 1947–1961 zu -41,704 · 10³ cal/cm² Jahr berechnet (s. Tab. 1).

Dem in Abb. 2 gesondert dargestellten mittleren Jahresgang des resultierenden Strahlungsumsatzes an der Meeresoberfläche kann entnommen werden, daß

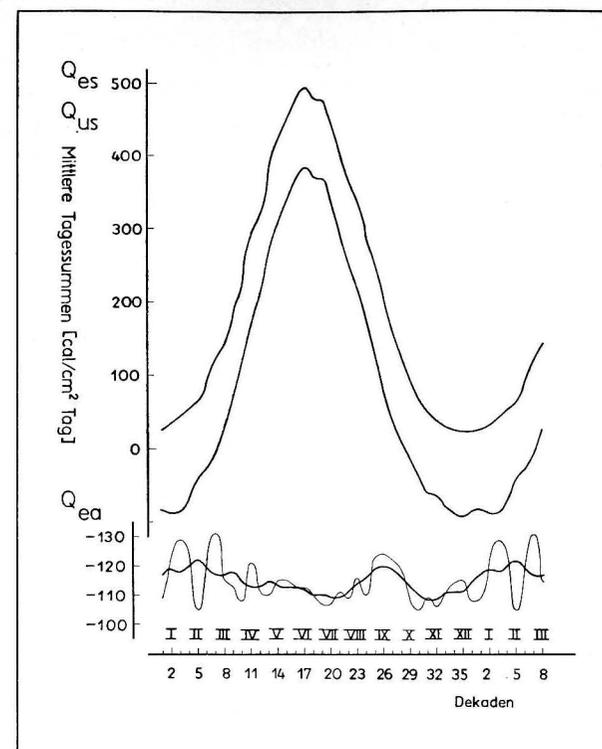


Abb. 2. Mittlere Jahresgänge der effektiven Globalstrahlung Q_{es} , der effektiven Ausstrahlung Q_{ea} und des Strahlungsumsatzes Q_{us} beim FS. „Fehmarnbelt“ im Zeitraum 1947–1961

im mehrjährigen Mittel ab Mitte März (Dek. 8) erstmalig im Jahresablauf mit positiven Strahlungsbilanzwerten gerechnet werden kann; der Übergang zu negativen Wärmesummen des Strahlungsumsatzes vollzieht sich im Fehmarnbelt im Mittel Anfang bis Mitte Oktober (Dek. 29). Die allein aus dem Strahlungsumsatz an der Meeresoberfläche stammende mittlere jährliche Wärmezufuhr umfaßt im Fehmarnbelt nach Tab. 1 etwa $36,813 \cdot 10^3$ cal/cm² Jahr.

Die turbulenten Wärmeströme

Zweifellos ist den beiden turbulenten Wärmeströmen Q_k und Q_v im Ostseeraum von allen Komponenten des Wärmehaushaltes des Meeres bisher die größte Aufmerksamkeit geschenkt worden. Das trifft in ganz besonderem Maße für den latenten Wärmestrom Q_v zu, der in Gestalt der Verdunstungssumme auch für den Wasserhaushalt des Meeres von erheblicher Bedeutung ist. Dementsprechend besitzen wir über die regionale und zeitliche Veränderlich-

keit der turbulenten Wärmeströme in der Ostsee im Vergleich zu anderen Meeresgebieten relativ weitgehende Informationen (vgl. STURM, 1970 c).

Der konvektive Wärmestrom Q_k , häufig auch als fühlbarer Wärmestrom bezeichnet, tritt im Jahresmittel in seiner Bedeutung für den Wärmehaushalt des Meeres erheblich hinter dem latenten Wärmestrom Q_v zurück. Nach den Untersuchungen ALBRECHTS (1961) erreichen unter den Bedingungen des Weltmeeres im langjährigen Mittel die durch den konvektiven Wärmestrom zwischen Meeresoberfläche und Atmosphäre umgesetzten Wärmemengen lediglich rund 15% des durch den latenten Wärmestrom transportierten Wärmebetrages. In der südlichen Ostsee im Bereich des FS. „Fehmarnbelt“ liegt sein Anteil nur wenig höher (rund 21% des latenten Wärmestroms, s. Tab. 1). Größere Bedeutung für den Gesamtwärmehaushalt der Ostsee erlangt der konvektive Wärmeaustausch in der Abkühlungsperiode des Meeres ($Q_B < 0$), in der große Temperaturdifferenzen Wasser/Luft im Zusammenwirken mit häufig hohen Windgeschwindigkeiten und einer labilen Temperaturschichtung einen intensiven konvektiven Wärmeaustausch nach sich ziehen, der insbesondere in den Monaten Dezember und Januar dem latenten Wärmestrom größenordnungsmäßig nahekommen kann.

Der mittlere Jahresgang des konvektiven Wärmestroms wird im Seegebiet des Fehmarnbelt durch zwei ausgeprägte Extrema gekennzeichnet (s. Abb. 3). Der Höchstwert des positiven konvektiven Wärmestroms fällt mit $+0,014 \cdot 10^3$ cal/cm² Tag in die erste und zweite Dekade des Monats April; ein sekundäres positives Maximum wird in gleicher Höhe zu Anfang Mai (Dek. 13) beobachtet. Mitte Juni (Dek. 17) kommt es im Bereich des FS. „Fehmarnbelt“ bereits zur Vorzeichenumkehr, d. h. zum Wirksamwerden von der Meeresoberfläche zur Atmosphäre gerichteter konvektiver Wärmeströme, die ab Mitte Oktober sehr rasch an Intensität zunehmen und Anfang November (Dek. 31) zum Zeitpunkt der größten Temperaturgegensätze Wasser/Luft mit $-0,060 \cdot 10^3$ cal/cm² Tag ihren Höchstwert erreichen. Ihm folgt nach kurzzeitiger Intensitätsabnahme Mitte Dezember (Dek. 35) ein zweites sekundäres Maximum gleicher mittlerer Tagessumme, das sehr bald schon Ende Dezember durch eine in Stufen erfolgende Abnahme des negativen konvektiven Wärmestroms abgelöst wird. Mitte März (Dek. 8) beginnt mit positiven Q_k -Tagessummen die in der südlichen Ostsee relativ kurz bemessene Periode zur Meeresoberfläche gerichteter konvektiver Wärmeströme (vgl. Abb. 3), die jedoch wegen des durch stabile Schichtungsverhältnisse und relativ geringe Windgeschwindigkeiten in den Monaten März bis Juni herabgesetzten turbulenten Austausches in der Grenzschicht Wasser/Luft nur geringe Tagesintensitäten erlangen und — wie oben festgestellt — ab Mitte Juni bereits wieder ihre Richtung umkehren. Der resultierende konvektive Wärmestrom ist daher im Jahresmittel von der Meeresoberfläche zur Atmosphäre gerichtet und erreicht nach den vorliegenden Berechnungen im Bereich der südlichen Ostsee im Untersuchungszeitraum eine mittlere Jahressumme von $-6,881 \cdot 10^3$ cal/cm² Jahr (s. Tab. 1).

Der durch den Verdunstungsprozeß an der Meeresoberfläche verursachte Transport latenter Wärme in der Grenzschicht Wasser/Luft spielt im Wärmehaushalt des Meeres eine hervorragende Rolle. So wird unter den Bedingungen des Weltmeeres im Mittel über die Hälfte der im Meer absorbierten Strahlungsenergie allein durch den latenten Wärmestrom der Wassermasse entzogen und

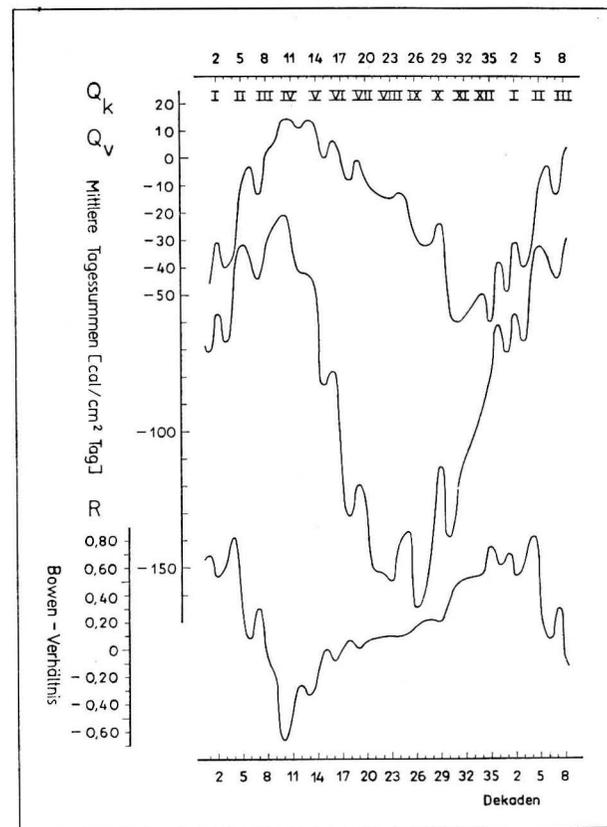


Abb. 3. Mittlere Jahresgänge der turbulenten Wärmeströme Q_k und Q_v beim FS. „Fehmarnbelt“ im Zeitraum 1947–1961

der Atmosphäre zugeführt (BUDYKO, 1956). In Meeresgebieten mit extrem hohen wasseroberflächennahen Dampfdruckgradienten (z. B. in der Golfstromregion im Nordwestatlantik zwischen 30° und 40° N) liegt der Anteil des latenten Wärmestroms am Gesamtwärmeverlust des Meeres noch weit höher (JACOBS, 1951). Demgegenüber erreicht im Untersuchungsgebiet der mittlere latente Wärmestrom mit $-33,215 \cdot 10^3$ cal/cm² Jahr (40,6% des Gesamtwärmeverlustes) nicht ganz die durch die effektive Ausstrahlung der Meeresoberfläche im mehrjährigen Jahresmittel (1947–1961) entzogene Wärmemenge von $-41,704 \cdot 10^3$ cal/cm² Jahr (51,0% des Gesamtwärmeverlustes; vgl. Abb. 4).

Als bemerkenswert muß beim Vergleich der mittleren Jahrgänge der turbulenten Wärmeströme Q_k und Q_v (Abb. 3) eine Reihe charakteristischer Gemeinsamkeiten herausgestellt werden. Beide Jahrgänge zeichnen sich durch einen weitgehenden Synchronismus aus, d. h. durch teilweise Phasengleichheit als auch durch weitgehende Übereinstimmung in einzelnen Details der Jahresmittelkurven. So durchläuft der latente Wärmestrom im mittleren Jahresablauf mit $-0,021 \cdot 10^3 \text{ cal/cm}^2 \text{ Tag}$ sein absolutes Minimum zu Anfang April

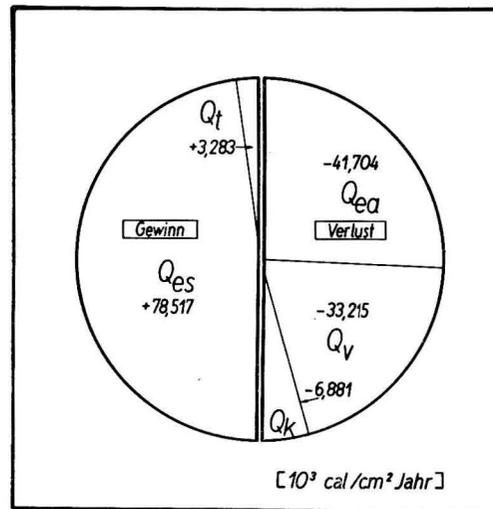


Abb. 4. Mittlere Jahressummen der Gewinn- und Verlustkomponenten der Wärmehaushaltsgleichung des Meeres beim FS. „Fehmarnbelt“ im Zeitraum 1947–1961

(Dek. 10), in einer Zeit also, in der im Bereich der südlichen Beltsee positive, d. h. zur Meeresoberfläche gerichtete konvektive Wärmeströme beobachtet werden (Tab. 1). In der Reihe der auf den turbulenten Energieaustausch in der Grenzschicht Wasser/Luft komplex einwirkenden Faktoren ist in den Frühjahrsmonaten der thermischen Stabilität der wassernahen Luftschichten die größte Rolle beizumessen. Ihr unmittelbarer Einfluß auf den Austauschmechanismus in der maritimen Grenzschicht muß zwangsläufig, da beide Wärmeströme durch turbulente Prozesse gesteuert werden, in den Frühjahrsmonaten den vertikalen Wärmeaustausch zwischen dem Meer und der Atmosphäre sowohl mittels des direkten Transportes fühlbarer Wärme in Richtung Meeresoberfläche als auch mittels des vertikalen Wasserdampftransportes in Richtung Atmosphäre wirksam herabsetzen. Unterstützt wird der Trend zur Wärmeaustauschverminderung in den Frühjahrsmonaten durch das häufigere Auftreten windschwacher Wetterlagen sowie durch das Vorherrschen geringer vertikaler Dampfdruckgradienten, die sich ihrerseits wieder aus den zumeist negativen Temperaturdifferenzen Wasser/Luft ergeben.

Keine zeitliche Übereinstimmung hingegen besteht zwischen den Höchstwerten des negativen konvektiven Wärmestromes und des latenten Wärmestromes in der Abkühlungsperiode. So erreicht der latente Wärmestrom Q_v mit $-0,165 \cdot 10^3 \text{ cal/cm}^2 \text{ Tag}$ seinen Höchstwert in der zweiten September-Dekade (Dek.26). Vorausgegangen war ihm Mitte August (Dek. 23) mit $-0,155 \cdot 10^3 \text{ cal/cm}^2 \text{ Tag}$ ein sekundäres Maximum (Tab. 1). Der absolute Höchstwert von Q_v tritt demnach im Bereich des FS. „Fehmarnbelt“ im Mittel um etwa 5 Dekaden früher auf als der Maximalwert des konvektiven Wärmestromes Q_k . Das Ergebnis steht in Übereinstimmung mit entsprechenden Feststellungen HUPPERS (1967) über den mittleren Jahrgang des konvektiven und latenten Wärmestromes in der ufernahen Zone der südlichen Ostsee. Für diese Diskrepanz in der zeitlichen Anordnung der Maxima beider turbulenten Wärmeströme verantwortlich zu machen sind — wie Analysen der Temperatur- und Dampfdruckverhältnisse in den wasseroberflächennahen Luftschichten im Bereich der südlichen Ostsee ergaben — Abweichungen im Jahrgang der Temperaturdifferenz Wasser/Luft ($t_w - t_z$) und der Dampfdruckdifferenz ($e_w - e_z$). So erreicht die Dampfdruckdifferenz ($e_w - e_z$) bereits im August und September ihr Maximum, während die Temperaturdifferenz Wasser/Luft ($t_w - t_z$) erst im November und Dezember Höchstwerte annimmt. Die Tatsache des relativ frühzeitigen Eintritts der maximalen Dampfdruckdifferenz beim FS. „Fehmarnbelt“ muß auf regional-klimatologische Besonderheiten des Untersuchungsgebietes zurückgeführt werden. Die unmittelbare Nachbarschaft großer Festlandsflächen gewährleistet in den späten Sommer- und frühen Herbstmonaten die Advektion relativ trockener und warmer Luftmassen, die über dem Gebiet der südlichen Ostsee mit seinen relativ hohen Wassertemperaturen große vertikale Dampfdruckgradienten und damit hohe latente Wärmeströme verursachen. Demgegenüber treten die Höchstwerte des konvektiven Wärmestroms im Mittel erst in den späten Herbstmonaten auf, in denen die ersten intensiven Kaltluftereinbrüche über der noch relativ warmen Meeresoberfläche hohe vertikale Temperaturdifferenzen Wasser/Luft nach sich ziehen. Die vergleichsweise hohe relative Luftfeuchtigkeit und die verhältnismäßig geringe Wasserdampfaufnahmefähigkeit der advehierten Kaltluft sorgen in diesen Monaten bereits wieder für eine allmähliche Abnahme des latenten Wärmestroms (Abb. 3). Eine kritiklose Übertragung von Verdunstungswerten, die aus Daten küstennaher Stationen gewonnen wurden, auf die Verhältnisse im offenen Meer ist daher in jedem Falle unzulässig.

Die Wärmebilanz der Meeresoberfläche

Der mittlere Jahrgang der Wärmebilanz der Meeresoberfläche¹⁾ (Abb. 5) wird im Bereich des Feuerschiffes „Fehmarnbelt“ in entscheidendem Maße durch

¹⁾ Unter dem nicht ganz korrekten, aber im internationalen Sprachgebrauch üblichen Terminus „Wärmebilanz der Meeresoberfläche“ wird im folgenden der Saldo aller die Meeresoberfläche in der Vertikalen passierenden Wärmeströme verstanden.

den Jahresgang der effektiven Globalstrahlung bzw. des Strahlungsumsatzes an der Meeresoberfläche geprägt. Die beiden turbulenten Wärmeströme Q_k und Q_v treten vor allem in den Monaten März, April und zu Anfang Mai, in denen es wegen der Vorzeichenumkehr bei Q_k zur annähernden Kompensation beider Wärmeströme kommt (Abb. 3), fast vollkommen hinter der dominierenden Globalstrahlung zurück (Abb. 2), so daß im betreffenden Zeitraum der Wärmeumsatz an der Meeresoberfläche praktisch völlig vom Strahlungshaushalt beherrscht wird.

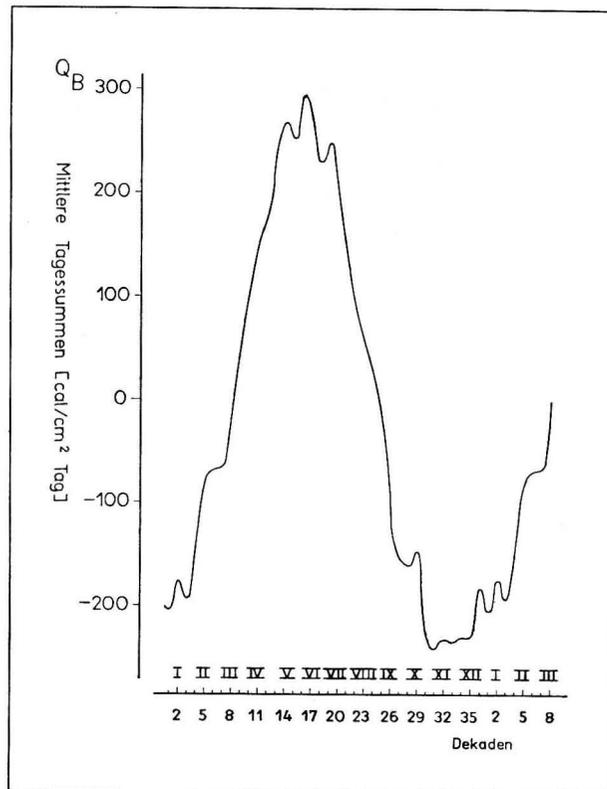


Abb. 5. Mittlerer Jahresgang der Wärmebilanz der Meeresoberfläche Q_B beim FS. „Fehmarnbelt“ im Zeitraum 1947–1961

Q_B durchläuft wie Q_{es} und Q_{us} im Jahresverlauf eine Vollschiwingung mit ausgeprägten Extremwerten (Abb. 5). Positive Wärmeumsatzsummen werden im Untersuchungsgebiet im mehrjährigen Mittel erstmalig Ende März (Dek. 9) beobachtet (Tab. 1). Seinen absoluten Höchstwert durchläuft Q_B mit $+0,295 \cdot 10^3$ cal/cm² Tag Anfang Juni (Dek. 16).

Die zeitliche Diskrepanz zwischen der Dekade mit den astronomisch größtmöglichen Tagessummen der effektiven Globalstrahlung (Dek. 18) und der

Dekade mit dem tatsächlichen Höchstwert des Wärmeumsatzes an der Meeresoberfläche (Dek. 16) ist zum Teil auf die Lage des Maximums des Strahlungsumsatzes an der Meeresoberfläche in Dekade 17, andernteils auf strukturelle Besonderheiten der Jahresgänge der turbulenten Wärmeströme Q_k und Q_v im betreffenden Zeitabschnitt zurückzuführen (Abb. 3); so begünstigen sowohl der konvektive Wärmestrom mit in Dekade 16 noch leicht positiven Tagessummen als auch der latente Wärmestrom mit in Dekade 16 vorübergehend geringeren negativen Tagessummen die Ausbildung des Maximums der Wärmebilanz der Meeresoberfläche in der ersten Juni-Dekade.

Der Übergang zu negativen Tagessummen der Wärmebilanz der Meeresoberfläche erfolgt im mehrjährigen Mittel zwischen der letzten August- und der ersten September-Dekade (Dek. 24/25). Der absolute Höchstwert des negativen Wärmeumsatzes an der Meeresoberfläche fällt mit $-0,241 \cdot 10^3$ cal/cm² Tag in die erste November-Dekade (Dek. 31). Der relativ frühzeitig beobachtete Eintritt des Zeitpunktes mit dem intensivsten Wärmeverlust der Wassermasse durch die Meeresoberfläche wird vor allem durch die Wirkungsweise des latenten Wärmestromes bewirkt, dessen Höchstwerte in der südlichen Ostsee aus schon im einzelnen dargelegten Gründen bereits in den Spätsommer und Frühherbst fallen. Zum anderen erreicht der negative konvektive Wärmestrom in der Dekade 31 seinen ersten Höchstwert, ein Umstand, der im Zusammenwirken mit dem zu Anfang November bereits erheblich negativen Strahlungsumsatz an der Meeresoberfläche sehr wesentlich zur relativ frühzeitigen Placierung des Maximums des zur Atmosphäre gerichteten Gesamtwärmestromes im Jahresablauf beitragen dürfte.

Die während der Aufheizungsperiode (Dek. 9–Dek. 24) beim Feuerschiff „Fehmarnbelt“ durch die Meeresoberfläche umgesetzte mittlere Wärmemenge beläuft sich unter Berücksichtigung der ungleichen, von 10 Tagen abweichenden Dekadenlängen auf $+28,450 \cdot 10^3$ cal/cm² Per. (Tab. 1). Demgegenüber erreicht der während der mittleren Abkühlungsperiode (Dek. 25–Dek. 8) im Bereich des Fehmarnbelt durch die Meeresoberfläche umgesetzte Wärmebetrag rund $-31,733 \cdot 10^3$ cal/cm² Per.

Die Summe beider Teilbilanzen charakterisiert folglich das Untersuchungsgebiet als ein Seegebiet mit einer unter mittleren Verhältnissen negativen Wärmebilanz der Meeresoberfläche. Der im Verlauf der Abkühlungsperiode an die Atmosphäre verabfolgte Wärmeverlust der Wassermasse übersteigt im mehrjährigen Mittel (1947–1961) den während der Aufheizungsperiode von der Wassermasse der südlichen Ostsee durch die Meeresoberfläche vereinnahmten Wärmegewinn um $-3,283 \cdot 10^3$ cal/cm² Jahr (Tab. 1). Setzt man im mehrjährigen Mittel eine ausgeglichene resultierende Wärmebilanz der Gesamtwassermasse voraus und schätzt den Einfluß methodischer und Meßfehler auf die vorgenommenen Wärmehaushaltsberechnungen als vernachlässigbar klein ein, so muß das im Jahresmittel nachgewiesene Defizit in der Wärmebilanz der Meeresoberfläche auf horizontal-advective Prozesse in der Wassermasse zurückgeführt werden. Die advective Komponente Q_t ist folglich unter den getroffenen Vor-

aussetzungen im Jahresmittel mit rund 4,0% am Gesamtwärmetransport in die Wassermasse des Fehmarnbelt in Höhe von $81,8 \cdot 10^3 \text{ cal/cm}^2 \text{ Jahr}$ beteiligt, während die Verlustkomponenten Q_{ea} , Q_v und Q_k in den Proportionen 51,0:40,6:8,4 zueinander in Beziehung stehen (Abb. 4).

Schlußbemerkungen

Die soeben dargelegten Zusammenhänge unterstreichen augenfällig die Notwendigkeit eines systematischen Studiums der lokalen Wärmehaushaltsverhältnisse auch in anderen Seegebieten der Ostsee und des Übergangsbereiches zur Nordsee. Wir verfügen in Gestalt der über Jahrzehnte hinweg kontinuierlich vorgenommenen hydrographischen und hydro-meteorologischen Routinebeobachtungen auf den Feuerschiffen und Leuchttürmen in der Ostsee über ein in seiner Art einmaliges Untersuchungsmaterial, das in der Vergangenheit sehr häufig für ozeanographische Untersuchungen, aber nur selten für Analysen des Wärmehaushaltes des Meeres genutzt worden ist. Zu prüfen wäre dabei von Fall zu Fall, inwieweit die betreffenden Feuerschiffsbeobachtungen den Anforderungen gerecht werden können, die bei laufender Objektivierung der Berechnungsverfahren an ein für Abschätzungen der Wärmehaushaltskomponenten < 1 Monat geeignetes Datenmaterial gestellt werden müssen.

Ähnlich strenge Maßstäbe sind bei der Bewertung der angewandten Berechnungsmethodik anzulegen. So kann festgestellt werden, daß auf der Grundlage der in vorliegender Untersuchung eingesetzten Berechnungsmethoden einzelne Verfahren durchaus noch Möglichkeiten für eine weitere Verbesserung der Qualität der Wärmehaushaltsberechnungen bieten, während andere in Ermangelung der Möglichkeiten einer grundlegenden Verbesserung der Genauigkeit des Ausgangsmaterials die Grenzen ihres Einsatzes bereits erreicht haben. Die letztgenannte Feststellung gilt zu allererst für die Berechnung der turbulenten Wärmeströme Q_k und Q_v mittels der Profilmethode der Form $Q_k = f(\Delta t, u_z)$ bzw. $Q_v = f(\Delta e, u_z)$ einfach deshalb, weil schon aus prinzipiellen Gründen keine grundlegende Verbesserung der Meßgenauigkeit der Wasseroberflächen- bzw. Lufttemperatur in beliebiger Höhe über der Meeresoberfläche und folglich der Temperatur- und Dampfdruckdifferenzen Wasser/Luft zu erwarten sein wird.

Die gleiche Aussage ist bedingt auch für die Berechnung der atmosphärischen Gegenstrahlung, soweit sie das Temperaturmeßmaterial angeht, zu treffen. Eine gewisse Verbesserung der Güte der Q_v -Berechnungen wäre denkbar, sofern es gelänge, die bislang auf Schätzbeobachtungen basierenden Angaben des Bedeckungsgrades durch den Einsatz von Meßgeräten zu objektivieren bzw. durch eine detailliertere Beobachtung der Bewölkungsstruktur zu präzisieren.

Demgegenüber muß eine genauere Erfassung der kurzweiligen Anteile des Strahlungshaushaltes, insbesondere der Globalstrahlung und der Albedo der Meeresoberfläche, als zwingend notwendig angesehen werden. Da in den seltensten Fällen repräsentative und ausreichend umfangreiche Meßreihen der

Globalstrahlung für die Belange der maritimen Wärmehaushaltsforschung zur Verfügung stehen, so wird auch in absehbarer Zeit auf berechnete Wärmesummen der Globalstrahlung zurückgegriffen werden müssen. Bei den bislang üblichen Schätzbeobachtungen des Bedeckungsgrades sind grundlegende Verbesserungen der Genauigkeit nicht zu erwarten. Die vermehrte Nutzbarmachung von Registrierungen der relativen Sonnenscheindauer für Zwecke der Berechnung der Globalstrahlung ist daher ein möglicher Ausweg, dem insbesondere bei der Bearbeitung von Q_s -Wärmesummen pro Dekade und kürzer eine erhöhte Bedeutung zukommt.

Literatur

- ALBRECHT, F., Methods of computing global radiation. *Geofisica pura e applicata* **32** (1955) 131—138.
- ALBRECHT, F., Der jährliche Gang der Komponenten des Wärme- und Wasserhaushaltes der Ozeane. *Ber. Dt. Wetterd.* **11** (1961) H. 79, 24 S.
- BOLZ, H. M., und FALCKENBERG, G., Bestimmung der Konstanten der Angström'schen Strahlungsformel. *Zeitschrift für Meteorologie* **3** (1949) 97—100.
- BUDYKO, M. I., Die Wärmebilanz der Erdoberfläche (russ.). *Gidrometeoizdat Leningrad*, 254 S., 1956.
- HANKIMO, J., Some computations of the energy exchange between the sea and the atmosphere in the Baltic area. *Contrib. Finnish Meteor. Office*, **57** (1964).
- HUPFER, P., Die thermischen Verhältnisse in der ufernahen Zone des Meeres — dargestellt am Beispiel der Ostsee bei Zingst. *Habilitationsschrift*, Leipzig, 1967.
- JACOBS, W. C., The energy exchange between sea and atmosphere and some of its consequences. *Bull. Scripps Inst. Oceanogr.*, **6** (1951) 2, 27—122.
- LAEVASTU, T., Factors affecting the temperature of the surface layer of the sea. *Soc. Sci. Fennica, Comm. Phys.-Math.*, **25** (1960) 1, 1—136.
- POMERANEC, K. S., Die Wärmebilanz der Ostsee (russ.). *Trudy GOIN*, **82** (1964) 87—109.
- ROHWER, C., Evaporation from free water surfaces. *US. Dept. Agriculture Tech. Bull.*, **217** (1931) 96 pp.
- STURM, M., Untersuchungen der Wärmebilanz der südlichen Ostsee im Bereich des Feuerschiffes „Fehmarnbelt“. *Tellus*, Bd. XX (1968) H. 3, 485—494.
- STURM, M., Eine kritische Betrachtung der Wärmehaushaltsforschung in der Ostsee. *Veröff. Geophys. Inst. Karl-Marx-Universität Leipzig*, II. Serie, 1969 (im Druck).
- STURM, M., Zu Fragen des horizontalen Wärmeaustausches zwischen der Nord- und Ostsee im Bereich des Feuerschiffes „Fehmarnbelt“. *Monatsber. d. DAW zu Berlin*, 1970 a. (Im Druck)
- STURM, M., Über die Auswirkungen des horizontalen Wärmetransportes durch den Fehmarnbelt auf die Eisverhältnisse in der südlichen Ostsee. (In Vorbereitung) 1970b.
- STURM, M., Untersuchungen der Hauptkomponenten des Wärmehaushaltes der Ostsee in vergleichender Betrachtung. (In Vorbereitung) 1970c.
- STURM, M., Extremsituationen im Wärmehaushaltsregime der südlichen Ostsee (Fehmarnbelt) in ihrer Beziehung zur Großwetterlage. (In Vorbereitung) 1970d.

Untersuchungsmaterial

- Meteorologische Beobachtungen von deutschen Feuerschiffen der Nord- und Ostsee 1947 bis 1961 (herausgegeben vom Seewetteramt Hamburg).
- Meereskundliche Beobachtungen auf den deutschen Feuerschiffen der Nord- und Ostsee 1947—1961 (herausgegeben vom Deutschen Hydrographischen Institut Hamburg).

Anschrift des Verfassers:

Dr. M. STURM, Institut für Meereskunde der DAW, DDR-253 Warnemünde, Seestr. 15

Fortschritte der Wasserchemie und ihrer Grenzgebiete

Herausgegeben im Auftrage der Chemischen Gesellschaft
in der Deutschen Demokratischen Republik

von Prof. Dr. J. KAEDING und Ing.-Chem. G. SCHULZ

Bisher sind 11 Lieferungen erschienen.
Je Lieferung etwa 25,— bis 30,— M

Urteile der Fachpresse

„... Die z. T. recht interessanten Originalbeiträge sind weitgehend analytischer Natur ... So genannte Fortschrittsberichte, im wesentlichen Literaturarbeiten, behandeln u. a. die Entwicklung der Trinkwasserfluoridierung und natürliche ionenaustauschfähige Stoffe zur Entfernung radioaktiver Substanzen aus dem Wasser ...“

Chemie Neuerscheinungen, Hannover

„... Die vom Akademie-Verlag sehr klar und übersichtlich gedruckten Aufsätze zeichnen sich auch durch ihre prägnante Kürze aus, die jede überflüssige Ausweitung vermeidet. Im Interesse der Förderung der Wasserchemie kann man daher dem von den Herausgebern im Vorwort geäußerten Wunsche, daß diese Reihe in Fachkreisen eine gute Aufnahme finden möge, nur beipflichten.“

Gas- und Wasserfach, München

„... Das Erscheinen der ‚Fortschritte der Wasserchemie‘ wird dazu beitragen, daß dem Wasser als dem wichtigsten Produktionsmittel und nicht ersetzbarem Element für die Volksgesundheit die erforderliche Beachtung und Behandlung zukommt. Die Chemische Gesellschaft in der DDR und die verantwortlich zeichnenden Herausgeber haben eine sehr hoch einzuschätzende Arbeit übernommen ... Es ist zu erkennen, daß mit den ‚Fortschritten der Wasserchemie‘ ein Fachorgan geschaffen wurde, das nicht nur den Fachkollegen neue Erkenntnisse vermittelt, sondern darüber hinaus der Industrie und Projektierung für die Behandlung wasserwirtschaftlicher und verfahrenstechnischer Probleme neue Wege eröffnet.“

Chemische Technik, Leipzig

Fortsetzungsbestellungen durch eine Buchhandlung erbeten



AKADEMIE-VERLAG · BERLIN

Dr. DIETRICH SONNTAG

Hygrometrie

Ein Handbuch der Feuchtigkeitsmessung in Luft und anderen Gasen

1. Lieferung

1966. 117 Seiten - 2 Abbildungen - 27 Tabellen - gr. 8° - 24,- M

2. Lieferung

1967. 296 Seiten - 124 Abbildungen - 74 Tabellen - gr. 8° - 40,- M

3. Lieferung

1967. 140 Seiten - 86 Abbildungen - 74 Tabellen - gr. 8° - 24,- M

4. Lieferung

1967. IV, 161 Seiten - 94 Abbildungen - 10 Tabellen - gr. 8° - 28,- M

5. Lieferung

1968. 170 Seiten - 85 Abbildungen - 34 Tabellen - gr. 8° - 28,- M

6. Lieferung

1968. 216 Seiten - 52 Abbildungen - 12 Tabellen - gr. 8° - 37,- M

Der Autor gibt in diesem Werk einen ausführlichen Überblick über die Entwicklung und den Stand der experimentellen und theoretischen Arbeiten der Feuchtigkeitsmeßmethoden in Luft und anderen Gasen. Er behandelt die Grundlagen der Feuchtigkeitsmessung und macht im Anschluß daran Ausführungen über den Sättigungsdampfdruck über Wasser, Säuren und Salze sowie die einzelnen Meßverfahren und Feuchtigkeitsmeßgeräte. Abschließend werden die Eich- und Prüfmethode und die Auswerteverfahren der Feuchtigkeitsmessung erläutert.

Bestellungen durch eine Buchhandlung erbeten



AKADEMIE-VERLAG · BERLIN

LIMNOLOGICA

Herausgegeben von THEODOR SCHRÄDER
unter Mitwirkung von GOTTFRIED BREITIG, JOST CASPER,
ALFRED RIETH, DIETRICH UHLMANN

Die Schriftenreihe veröffentlicht Originalarbeiten aus allen Gebieten der wissenschaftlichen Erforschung der Binnengewässer und der benachbarten Lebensräume, ferner Sammelberichte, Tagungsberichte und Literaturbesprechungen. Sie dient mit Vorrang der Publikation der Forschungsergebnisse der Forschungsstelle für Limnologie der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin.

Band I

Heft 1 bis 4 - vergriffen

Heft 5 - 1963. 196 S. - 94 Abb., dav. 9 auf 3 Taf. - 32 Tab. - 8 S. Titelei für Bd. I - gr. 8° 37,- M

Band II

Heft 1 - 1964. 143 S. - 21 Abb. - 3 Taf. - 21 Tab. - gr. 8° - 24,50 M

Heft 2 - vergriffen

Heft 3 - 1964. 132 S. - 78 Abb. - 2 Tab. - 1 Titelbild - gr. 8° - 22,30 M

Heft 4 - 1964. VIII S. Bandindex, 154 S. - 26 Abb. - 1 Taf. - 1 Falttaf. - 14 Tab. - gr. 8° 27,20 M

Band III

Heft 1 - 1965. 96 S. - 26 Abb. - 2 mehrfarb. Taf. - 1 Falttab. - 2 Tab. - gr. 8° - 23,50 M

Heft 2 - 1965. 147 S. - 72 Abb., dav. 8 auf 4 Taf. - 2 Taf., dav. 1 Falttaf. - 23 Tab. - gr. 8° 29,60 M

Heft 3 - vergriffen

Band IV

Heft 1 - 1966. 196 S. - 71 Abb., dav. 12 auf 6 Taf. - 24 Tab., dav. 1 Falttab. - gr. 8° - 34,80 M

Heft 2 - Sonderheft: Wege zur Erfassung der Bioaktivität der Gewässer

1966. 253 S. - VIII S. - 56 Abb. - 2 Taf. - 43 Tab. - gr. 8° - 29,- M

Heft 3 - 1966. 144 S. u. VIII S. Titelei zu Bd. 4 - 39 Abb. - 2 Taf. - 14 Tab. - gr. 8° - 24,50 M

Band V

Heft 1 - 1967. 157 S. - 31 Abb., dav. 13 auf 6 Taf. - 2 Falttaf. - gr. 8° - 25,- M

Heft 2 - 1967. 124 S. - 35 Abb., dav. 2 auf 1 Falttaf. - 8 Tab. - gr. 8° - 21,- M

Heft 3 - vergriffen

Band VI

Heft 1 - 1968. 224 S. - 72 Abb. - 4 Taf. - 63 Tab. - gr. 8° - 41,- M

Heft 2 - 1968. VIII, 220 S. - 59 Abb. und 15 auf 8 Taf. - 15 Tab. - gr. 8° - 40,- M

Band VII

Heft 1 - Sonderheft: 1969. 245 Seiten - 60 Abb. - 20 Tab. - gr. 8° - 44,- M

Einzel- bzw. Fortsetzungsbestellungen durch eine Buchhandlung erbeten



AKADEMIE-VERLAG · BERLIN