MERENTUTKIMUSLAITOKSEN JULKAISU
HAVSFORSKNINGSINSTITUTETS SKRIFT N:o 134

ÜBER DIE SCHWANKUNGEN DES WASSERSTANDES IN DER OSTSEE

mit besonderer Berücksichtigung des Wasseraustausches durch die dänischen Gewässer

VON

ILMO HELA

HELSINKI 1944 HELSINGFORS

SUOMALAISEN TIEDEAKATEMIAN TOIMITUKSIA
ANNALES ACADEMIÆ SCIENTIARUM FENNICÆ

SARJA
SERIES A

I. MATHEMATICA—PHYSICA

28

ÜBER DIE SCHWANKUNGEN DES WASSERSTANDES IN DER OSTSEE

mit besonderer Berücksichtigung des Wasseraustausches durch die dänischen Gewässer

VON

ILMO HELA

HELSINKI 1944
SUOMALAINEN TIEDEAKATEMIA

HELSINKI, 1944.
KIRJAPAINO O.Y. SANA.

Vorwort.

Diese Veröffentlichung über die Schwankungen des Ostsee-Wasserstandes ist im Zusammenhang mit meiner Tätigkeit im Institut für Meeresforschung entstanden. Ich spreche meine tiefe Dankbarkeit dem Direktor des Institutes, Herrn Prof. ERIK PALMÉN, für seine unablässige Unterstützung und für seine zahlreichen anregenden Ratschläge während der Arbeit aus.

Mit Dankbarkeit erwähne ich auch die wertvollen Anweisungen seitens Herrn Dr. RISTO JURVAS.

Die Durchführung der vorliegenden Untersuchung ist durch die finanzielle Unterstützung ermöglicht worden, die ich von der EMIL AALTONEN-STIFTUNG und von der FINNLÄNDISCHEN GESELLSCHAFT DER WISSENSCHAFTEN erhalten habe.

Ein besonderes Wort des Dankes gebührt auch Frl. TYYNE KÄÄRIÄINEN für ihre wertvolle Hilfe bei der Ausführung verschiedener Tabellierungs- und Berechnungsarbeiten und Herrn SVEN LANDÉN, der die Reinzeichnenarbeiten ausgeführt hat.

Schliesslich gilt mein aufrichtiger Dank Herrn Lektor A. KETOLA für die sprachliche Gestaltung meiner Arbeit.

DER VERFASSER.

Inhaltsverzeichnis.

		Seite
I.	Einleitung	7
II.	Das Material und seine Bearbeitung	13
	a. Wahl des Wasserstandsmaterials	13
	b. Wahl der Bezugsfläche	24
III.	Allgemeiner Charakter der Schwankungen des Ostsee-Wasserstandes	29
IV.	Die Strömungen in den dänischen Gewässern	36
	a. Strombeobachtungen	36
	b. Maximum des Ostsee-Wasserstandes am 17. November 1930	38
	c. Korrelation zwischen den 1-tägigen Wasserstandsänderungen und den Oberflächenströmungen	44
	d. Das Steigen des Ostsee-Wasserstandes vom 9. — 15. November 1930	45
	e. Das Sinken des Ostsee-Wasserstandes vom 25. November — 3. Dezember 1930	57
V.	Zusammenhang zwischen den Schwankungen des Ostsee-Wasserstandes und den meteorologischen Vorgängen	64
	a. Wetterabhängigkeit der Strömungen in den dänischen Gewässern	64
	b. Wetterlage beim Maximum des Wasserstandes am 17. November 1930	66
	c. Bemerkungen zu den Überschwemmungen an den Ostseeküsten	69
	d. Kritische Betrachtung der Einzelheiten in den Wasserstandskurven. Die 1-tägigen Änderungen	72
	e. Der Zusammenhang der Jahresmittel mit den Windschwankungen über dem Gebiet der dänischen Gewässer und mit anderen Faktoren	85
	f. Jährlicher Gang des Ostsee-Wasserstandes nach den Monatsmitteln und seine meteorologische Erklärung	88
VI.	Bemerkungen über den Zusammenhang der Wasserstandsschwankungen mit dem Salzgehalt der Ostsee	94
	a. Bewegung der hydrographischen Fronten in den dänischen Gewässern	94
	b. Grösse des Wasseraustausches zwischen der Ostsee und dem Kattegat	97
VII.	Zusammenfassung	104
Literaturverzeichnis		106

I. Einleitung.

Für die quantitative Behandlung verschiedener ozeanographischer Probleme ist das Meeresbecken der Ostsee besonders geeignet. Dies hängt vor allem damit zusammen, dass das Baltische Meer genügend klein ist, um eine verhältnismässig detaillierte Behandlung verschiedener Einzelerscheinungen zu erlauben (gewissermassen im Sinne von Laboratoriumsversuchen), aber jedoch nicht so klein, dass verschiedene immer unvermeidliche Fehler in den Beobachtungen von grösserer Bedeutung wären. Dazu kommt noch der Umstand, dass die engen Verbindungen mit dem Ozean der Ostsee zwar den Charakter eines Meeres geben, ohne dass jedoch die Gezeiten in höherem Grade die quantitative Untersuchung der Wasserstandsschwankungen und der Strömungen erschweren. Durch diese Umstände ist das Gebiet der Ostsee für Untersuchungen der Beziehungen zwischen meteorologischen und ozeanographischen Vorgängen ganz besonders geeignet.

Sowohl diese für die Meeresforschung in verschiedener Hinsicht besonders günstigen Eigenschaften der Ostsee als auch die Notwendigkeit, die spezifischen, lokalen Ostsee-Probleme zu untersuchen, können gewissermassen als eine Erklärung der wichtigen Beiträge zu der allgemeinen Ozeanographie betrachtet werden, die die Ostseeforschung geleistet hat. Im folgenden Texte werden verschiedene Arbeiten erwähnt, die unsere Kenntnisse auf dem Gebiet der Ozeanographie und besonders bezüglich der speziellen Ostsee-Probleme wesentlich erweitert haben. Vor allem sind dabei die grundlegenden Untersuchungen von WITTING zu nennen und von ihnen in erster Linie das umfangreiche Werk »Havsytan, geoidytan och landhöjningen utmed Baltiska hafvet och vid Nordsjön» (63), worauf die vorliegende Untersuchung sich immer wieder stützt.

Ein ozeanographisches Problem, das unter besonders günstigen Verhältnissen im Gebiet der Ostsee untersucht werden kann, ist die Frage der Schwankungen des Wasserstandes, und zwar besonders unter Berücksichtigung der atmosphärischen Ursachen dieser Schwankungen. Die verhältnismässig geringe Ausdehnung der Ostsee und die zahlreichen, ziemlich dicht verteilten Wasserstandsstationen an den Küsten ermöglichen ein ziemlich genaues Studium dieser meteorologisch bedingten Wasserstands-

schwankungen, woraus man dann auch verschiedene Schlüsse bezüglich ganz allgemeiner ozeanographischer Probleme ziehen kann.

Um die Wasserstandsschwankungen im Gebiet der Ostsee überblicken zu können, ist es notwendig, diejenigen Ursachen näher zu betrachten, die in verschiedener Weise auf die Lage der Wasseroberfläche einwirken können. Dabei können wir zwischen folgenden Faktoren unterscheiden:

A. Innere dynamische Faktoren:
   a. ungleichmässige Verteilung des Salzgehaltes und
   b. ungleichmässige Verteilung der Temperatur.

B. Äussere Kräfte oder Einflüsse:
   1. Meteorologisch bedingte Wasserstandsschwankungen:
      a. Vom Luftdruck und Wind verursachte Wasserstandsschwankungen in der Ostsee,
      b. Seiches und andere ähnliche ursprünglich von meteorologischen Faktoren verursachte Schwingungsbewegungen,
      c. Schwankungen infolge des Niederschlags und der Verdunstung an der Oberfläche der Ostsee,
      d. Schwankungen im Süsswasserzufluss der Ostsee und
      e. Schwankungen im Zu- oder Abfluss durch die Pforten der Ostsee, Schwankungen, die zum grössten Teil meteorologisch bedingt sind.
   2. Die Gezeiten.

Die inneren dynamischen Faktoren, also in erster Linie die unregelmässige Verteilung des Salzgehaltes und auch die unregelmässige Verteilung der Temperatur verursachen als primäre Wirkung eine Neigung des Meeresspiegels im Verhältnis zur Geoidfläche. Diese Neigung, die unter Berücksichtigung der verhältnismässig langsamen Veränderung in der Dichteverteilung als beinahe konstant zu betrachten ist, hat WITTING (65) die »dynamische Störung» genannt. Mit dieser normalen Dichteverteilung der Ostsee, die besonders in der Umgebung der dänischen Gewässer sehr ausgeprägt ist, hängen bestimmte quasistationäre Strömungen zusammen, die den Wasseraustausch innerhalb der Ostsee und zwischen der Ostsee und der Nordsee befördern. Diese für die Ostsee typische Dichteverteilung wird durch den Zufluss vom Süsswasser der Flüsse und vom salzreichen Wasser der Nordsee und weiter durch Niederschlag und Verdunstung über der Ostsee unterhalten. Gegen dieses Dichtefeld korrespondiert ein quasistationäres Strömungssystem, das besonders in der Nähe der dänischen Gewässer sehr ausgeprägt ist. Infolge der Einwirkung der Erdrotation (Corioliskraft) bildet sich weiter eine zyklonisch-horizontale Zirkulation

aus [WITTING (61) und PALMÉN (33)], die ihrerseits eine geringe Anhäufung der Wassermassen nach rechts gegen die Küste verursacht.

Da sowohl das Dichtefeld als die damit zusammenhängenden Strömungen (vertikale und horizontale Zirkulation) geringen Schwankungen unterworfen sind, so variiert auch die dynamische Störung. Diese Schwankungen sind jedoch gering und können im Zusammenhang mit den anderen meteorologisch bedingten Schwankungen des Wasserstandes behandelt werden. Man kann also die WITTINGsche dynamische Störung als eine stationäre Schiefstellung des Wasserspiegels betrachten, wozu noch die von der Corioliskraft verursachte Anhäufung des Wassers gegen die Küsten kommt. Weil in der vorliegenden Untersuchung beim Berechnen des aktuellen Ostsee-Wasserstandes hauptsächlich Beobachtungen von Küstenstationen vorliegen, entsteht durch den Effekt der coriolischen Beschleunigung ein Fehler. Der Effekt ist aber gering, und ausserdem bleibt seine Wirkung ohne nennenswerten Einfluss auf die Abweichungen der aktuellen Ostsee-Wasserstände, die wir im folgenden hauptsächlich betrachten werden. Zusammenfassend kann also über die inneren dynamischen Faktoren gesagt werden, dass sie in der vorliegenden Untersuchung nur insofern zu berücksichtigen sind, als sie in dem Meeresspiegel der Ostsee eine konstante Neigung, die »dynamische Störung», verursachen.

Um die Lage der Geoidfläche im baltischen Gebiet feststellen zu können, hatte WITTING in seiner oben besprochenen grundlegenden Arbeit (63) nicht nur die »dynamische Störung» sondern auch die »anemobarische Störung» der Meeresoberfläche festgestellt. Dabei wurde als anemobarische Störung diejenige Abweichung der Meeresoberfläche von der Geoidfläche definiert, die von der mittleren Luftdruck- und Windverteilung über dem betrachteten Gebiet verursacht wird. Die anemobarische Störung ist natürlich davon abhängig, für welche Zeit die Luftdruck- und Windverteilung betrachtet wird. Im folgenden bedienen wir uns der anemobarischen Störung, um den Einfluss der mittleren jährlichen Luftdruck- und Windverteilung auf die Lage der Meeresoberfläche eliminieren zu können und dadurch eine Bezugsfläche unserer Wasserstandsbeobachtungen zu erhalten, die von dem störenden Einfluss des Windes und der Luftdruckverteilung völlig befreit ist. Die anemobarische Störung in dem WITTINGschen Sinne ist also nur ein geringer Teil derjenigen meteorologisch bedingten Störungen der Wasseroberfläche der Ostsee, die wir im folgenden untersuchen wollen. So gedeutet kann die anemobarische Störung ebenso wie die dynamische Störung als eine konstante Neigung der Meeresoberfläche ausgelegt werden; die anemobarische Störung hängt mit der normalen jährlichen Luftdruck- und Windverteilung, die dynamische Störung mit der normalen jährlichen Dichteverteilung zusammen. Beide können ein für allemal aus den aktuellen Wasserstandsbeobachtungen eliminiert werden.

Diejenigen örtlichen Wasserstandsschwankungen, die keine Änderungen in der Gesamtwassermenge der Ostsee verursachen, sind meistens weit grösser als diejenigen, die mit den Änderungen der Gesamtwassermenge zusammenhängen. Die Luftdruckschwankungen und besonders der Wind verursachen in der Ostsee aperiodische, oft sehr kräftige örtliche Änderungen im Wasserstand, wogegen die Änderungen in der Gesamtwassermenge der Ostsee viel langsamer vor sich gehen. Ausser WITTING haben viele Forscher, unter anderem COLDING (9), EKMAN (u. a. 13, 14), PALMÉN (31, 32), HELLSTRÖM (16, 17) und STENIJ (53) die erwähnten örtlichen Wasserstandsschwankungen und ihre hydrographischen Folgeerscheinungen eingehend studiert, wodurch diese in der Hauptsache als geklärt betrachtet werden können.

In jeder ganz (oder teilweise) abgeschlossenen Wassermasse treten Schwingungen mit bestimmter Periode auf, die Seiches oder auch freie Schwingungen oder Eigenschwingungen genannt werden. Sie werden durch einen einmaligen Impuls erregt und würden unabhängig von der Einwirkung äusserer Kräfte weiterbestehen, wenn nicht durch dissipative Kräfte die Bewegung allmählich erlösche. Die Bewegung der Wassermasse entspricht der einer stehenden Welle: an den Enden des schwingenden Beckens sind die vertikalen Wasserverschiebungen am grössten, die horizontalen dagegen gleich Null.

Über die Seiches der Ostsee hatten schon früher u. a. STENIJ (54, 56) und russische Forscher geschrieben. Jüngst hat NEUMANN (30) das Problem der Eigenschwingungen der Ostsee sehr eingehend behandelt. Die Lösung dieses Problems ist nicht leicht gewesen, da erzwungene Schwingungen und überlagerte Teilschwingungen kleinerer und grösserer Teile der Ostsee zusammen mit den lokalen aperiodischen Störungen der Meeresoberfläche (vor allem Windstau) und den Eigenschwingungen ein sehr kompliziertes Bewegungssystem ergeben, das in den meisten Fällen nicht leicht zu durchblicken ist. Diese Schwierigkeit hat NEUMANN überwunden. Als Beispiel für die keineswegs geringe praktische Bedeutung der Eigenschwingungen der Ostsee soll hier nur kurz erwähnt werden, dass die Hubhöhe einer gut ausgebildeten Schwingung am 11.—12. Dezember 1932 in Koivisto im Finnischen Meerbusen —104 cm und in Gjedser Rev +54 cm betrug. Vom Eingang des Finnischen Meerbusens bis zu seinem Ende wachsen die Hubhöhen infolge der fortschreitenden Beckenverengung sehr stark an und erreichen also schliesslich schon bei Koivisto etwa doppelt so grosse Beträge wie in der westlichen Ostsee bei Gjedser. Die Seiches gehören trotz ihrer beträchtlichen praktischen Bedeutung nicht in den Bereich dieser Untersuchung. Sie werden im folgenden eigentlich nur im Zusammenhang mit den Überschwemmungen in Leningrad erwähnt.

Der letzte der Faktoren, die in verschiedener Weise auf die Lage der

Wasseroberfläche einwirken können, die Gezeiten, ist in der Ostsee eine verhältnismässig schwache Erscheinung, wie unter anderem WITTING (66) und LISITZIN (26) gezeigt haben. In der vorliegenden Untersuchung werden in einem späteren Zusammenhang die ein- und die halbjährige Periode behandelt. Sonst haben die Gezeiten keine nennenswerte direkte Wirkung auf die Schwankungen des Ostsee-Wasserstandes, da die Amplituden klein und die Phasen der Wellenbewegungen in den gleichzeitigen Beobachtungen an den verschiedenen Stationen des von uns benutzten Wasserstandsstationsnetzes verschieden sind, wodurch ihr Einfluss grösstenteils eliminiert wird.

In der vorliegenden Arbeit werden weder die Seiches und andere ähnliche Wellenbewegungen noch die vom Winde und vom Luftdruck verursachten lokalen Wasserstandsschwankungen behandelt, soweit sie keine Änderungen in der Gesamtwassermenge der Ostsee verursachen. Bei der Wahl des Wasserstandsstationsnetzes müssen die vom Winde und vom Luftdruck verursachten Wasserstandsschwankungen jedoch berücksichtigt werden.

Es ist der Hauptzweck der vorliegenden Untersuchung, die Grenzen und den Charakter der Schwankungen des Ostsee-Wasserstandes und dadurch der Schwankungen in der totalen Wassermenge der Ostsee zu bestimmen. Es wird sich zeigen, dass von den oben erwähnten Faktoren, die Variationen in der Wassermenge der Ostsee herbeiführen, nur der Wasseraustausch mit dem Ozean grossen Schwankungen unterworfen ist. Um diesen Austausch zu untersuchen, könnte man zwei Wege wählen: entweder bestimmt man an Hand der Strömungen in den dänischen Gewässern diejenigen Wassermengen, die durch die Pforten der Ostsee transportiert werden, oder man berechnet für bestimmte Zeitpunkte die mittleren momentanen Wasserstände der ganzen Ostsee und zieht die nötigen Schlüsse an Hand der Änderungen in diesem Ostsee-Wasserstand. Beide Wege sind mit Schwierigkeiten verbunden, das Berechnen der Strömungen vor allem, weil nicht genügend Beobachtungen der Tiefenströmung vorliegen.

Das Berechnen der Ostsee-Wasserstände ist prinzipiell ganz einfach. Es zeigt sich aber, dass die einfachen Mittelwerte der gleichzeitigen Wasserstandsregistrierungen keineswegs immer über die momentane Wassermenge der Ostsee ein richtiges Bild geben, was auf die durch den Windstau und durch die periodischen Schwankungen entstandenen Fehlerhaftigkeiten zurückzuführen ist. Die Schwankungen der Wassermenge der Ostsee können jedenfalls mittels der Ostsee-Wasserstände genauer als an Hand der Strömungen bestimmt werden. Dafür wird ein Wasserstandsstationsnetz gewählt, das sich möglichst gleichmässig über das Gebiet der Ostsee verteilt, und die täglichen gleichzeitigen Wasserstandsregistrierungen werden mit geeigneten Bezugsflächen verglichen. Um die Schwankungen in

der Wassermenge der Ostsee zu erklären, müssen ausser den Schwankungen des Ostsee-Wasserstandes und ausser den Strömungen in den dänischen Gewässern auch die Einflüsse vom Süsswasserzufluss in die Ostsee, von der Verdunstung an der Meeresoberfläche und von dem auf die Meeresoberfläche fallenden Niederschlag herangezogen werden.

Es zeigt sich, dass der Ostsee-Wasserstand grossen und auch oft verhältnismässig schnell vor sich gehenden Änderungen unterworfen ist, was auch aus der Praxis bekannt sein dürfte. Schon WITTING (63) hat einige »momentane» Wassermengen der Ostsee bestimmt, nämlich um die Wenden der Jahre 1898—1913. Aus seinen Angaben berechnet, schwankte der Ostsee-Wasserstand um die erwähnten Jahreswenden zwischen +42 cm und —25 cm. In »Suomen Kartasto» [Atlas of Finland (57)] wird erwähnt, dass die Wassermenge der Ostsee Schwankungen unterworfen ist, die jährlich im Ostsee-Wasserstand einer Schwankung von etwa 50 cm entsprechen. Später hat noch STENIJ (53) die »momentane» Wassermenge berechnet, und zwar für die Tage vom 21. bis 25. September 1924, wobei er Ostsee-Wasserstände zwischen +18 und +25 cm festgestellt hat.

In der vorliegenden Untersuchung wird also ein Versuch gemacht, die Grenzen und den Charakter der Schwankungen des Ostsee-Wasserstandes und dadurch auch die Schwankungen in der Ostsee-Wassermenge festzustellen. Danach wird an Hand der Strömungen in den dänischen Gewässern zu zeigen versucht, wie die Änderungen der totalen Wassermenge der Ostsee in erster Linie durch den Wasseraustausch durch die dänischen Gewässer entstehen. Die Zusammenhänge erstens zwischen den Strömungen in den dänischen Gewässern und den meteorologischen Vorgängen und zweitens zwischen den Schwankungen im Ostsee-Wasserstand und den meteorologischen Vorgängen werden untersucht. Schliesslich werden noch einige Bemerkungen über den Zusammenhang zwischen den Strömungen in den dänischen Gewässern und den Schwankungen in der totalen Wassermenge der Ostsee einerseits und dem Salzgehalt des Ostseewassers andererseits gemacht, wobei auch versucht wird, die Grösse des Wasseraustausches zwischen der Ostsee und dem Kattegat zu bestimmen.

II. Das Material und seine Bearbeitung.

a. Wahl des Wasserstandsmaterials.

Um die Schwankungen des Ostsee-Wasserstandes zu untersuchen, brauchen wir zuerst ein Netz von Wasserstandsstationen, das sich möglichst gleichmässig über den Bereich der Ostsee verteilt. Es ist aber keine einfache Aufgabe, das Netz so zu wählen, dass man durch einfache Mittelbildung einen einigermassen richtigen Wert für den Ostsee-Wasserstand und dadurch die tatsächlich existierende »momentane» Wassermenge der Ostsee berechnen kann. Wirklich zuverlässige und brauchbare Wasserstandsregistrierungen werden vorläufig an den Ostseeküsten nicht zahlreich genug ausgeführt. Ausserdem werden z. B. alle Mareographenregistrierungen nicht regelmässig veröffentlicht, ein Umstand, der weitere Schwierigkeiten mitbringt, weil es ganz besonders jetzt während des Krieges schwer ist, vorhandenes, aber nicht veröffentlichtes Beobachtungsmaterial zusammenzubringen.

Schliesslich ist jedoch die Unvollständigkeit des Beobachtungsmaterials nicht die wichtigste Ursache der Schwierigkeiten. Die verwickelte Form der Ostsee, die vielgestaltige Topographie des Meeresbeckens, die langgestreckten, zum Teil seichten Meerbusen und vor allem die ungleichmässige Tiefe der Küstengewässer verursachen in den Mitteln der gleichzeitigen Wasserstandsregistrierungen und auch schon in der Wahl des Wasserstandsstationsnetzes derart wesentliche Schwierigkeiten, dass es geradezu unmöglich ist, die Wahl der Stationen so durchzuführen, dass die täglichen Schwankungen des auf schematische Weise berechneten Ostsee-Wasserstandes in allen Fällen den tatsächlichen Änderungen in der Wassermenge der Ostsee entsprechen würden. Wenn wir uns nämlich zuerst vorstellen, dass unser Meeresbecken der Form nach möglichst einfach (zum Beispiel rundlich) und seine Tiefe überall, also auch in unmittelbarer Nähe der Küsten, konstant sei, so erhalten wir auch in diesem äusserst vereinfachten Meeresbecken nicht in allen Fällen die momentanen Wassermengen des Meeresbeckens als Mittel der Wasserstandsregistrierungen, da die meisten Beobachtungsstationen an den Küsten liegen. Denken wir uns nur eine Wetterlage mit dem Zentrum einer kräftigen Zyklone in der Mitte des Meeresbeckens, so verursachen sowohl die Druckverteilung als auch die Winde eine Anhäufung der Wassermassen in der Mitte des Meeres-

beckens, wobei an allen Küsten ein niedriger Wasserstand beobachtet wird. In einem solchen Falle ergeben die Wasserstandsbeobachtungen der Küstenstationen einen zu niedrigen Wert für die mittlere Höhe des Meeresspiegels. Durch dieses einfache Beispiel sehen wir übrigens ein, wie wichtig es für unsere Aufgabe ist, auf den Inseln liegende Wasserstandsstationen in unser Stationsnetz aufzunehmen. Es fehlen aber leider solche Stationen fast vollständig; die einzige zuverlässige und brauchbare Inselstation ist die am südlichen Rand der Ålandsinseln liegende Station Degerby.

Die Fälle mit einem Zyklonenzentrum über der Ostsee kommen wegen des verhältnismässig geringen Umfanges der Ostsee nicht besonders oft vor. Es bilden aber auch die ziemlich üblichen Fälle mit einer Windkonvergenzlinie über der Ostsee eine einigermassen ähnliche Fehlerquelle, indem die Druckverteilung und die Winde in diesen Fällen besonders an den Küsten und auch auf offener See derartige Anhäufungen der Wassermassen durch den Winddruck und durch fortschreitende Wasserwellen hervorrufen, die nicht immer gleich grosse positive und negative, sich gegenseitig aufhebende Änderungen in den Registrierungen der verhältnismässig spärlich vorhandenen Wasserstandsstationen hervorrufen.

In unserem Beispiel mit dem bis zum äussersten vereinfachten Meeresbecken, dessen Tiefe überall konstant ist, können wir noch eine andere Fehlerquelle feststellen. Wir denken uns, dass die Luftdruckverteilung über den Bereich des Meeresbeckens einen sowohl der Stärke als der Richtung nach gleichmässigen Gradienten hat. Wenn der Wind zum Beispiel von Westen weht, so ist infolge der verschiedenen Wirkung der Reibung über dem Lande und über dem Meere der Wind an der Westküste an der Meeresoberfläche bedeutend schwächer als an der Ostküste. Die Mittel der gleichzeitigen Wasserstandsregistrierungen von der Ost- und Westküste, auch wenn also beide zur Verfügung stehen, können infolge der ungleichen Stärke des Windes zu hohe Werte haben, weil die Zunahme des Wasserstandes an der Ostküste durch den Windstau grösser als die entsprechende Abnahme an der Westküste ist.

Ausser den obengenannten Fehlerquellen muss noch vor allem die Frage des Windstaus in aller Kürze behandelt werden. In einem geschlossenen Meeresbecken mit homogenem Wasser verursacht ein konstanter Wind eine Wasseranstauung, die nur von der Windstärke und der Tiefe des Wassers abhängt. Bei konstanter Tiefe erhält man in erster Annäherung als Staueffekt

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{\lambda \tau}{g \varrho Z_0},$$

wo α den Neigungswinkel der Meeresoberfläche, τ den Tangentialdruck des Windes, g die Schwerebeschleunigung, ϱ die Dichte des Wassers und Z_0

die konstante Tiefe des Meeres bedeutet. [Vgl. vor allem EKMAN (13, 14, 15) und PALMÉN (31, 32, 35).] In der Gleichung ist der Koeffizient λ von der sog. Reibungstiefe abhängig. Der Koeffizient ist kleiner als $^3/_2$ und grösser als 1; er nähert sich dem letzteren Wert, wenn die Meerestiefe zunimmt. Demgemäss ist er zum Beispiel in Kemi und in Koivisto nahezu $^3/_2$, in der eigentlichen Ostsee dagegen nur etwas über 1.

Unter obengenannter Bedingung kann man mit Hilfe der Formel des Windstaus die Topographie der Meeresoberfläche als eine Funktion des Windes und der Bodentopographie darstellen, und zwar unter bestimmten Annahmen bezüglich der Schichtung des Wassers. Bei geschichtetem Wasser ist das Problem des Windstaus viel komplizierter. Nach SANDSTRÖM (45) wird hierbei im stationären Falle die Neigung der Oberfläche in erster Linie nur von der Tiefe des leichteren Oberflächenwassers bestimmt. Gleitet dieses reibungslos über das untere, schwere Wasser, so ist die Neigung der Oberfläche in erster Annäherung dem Winddruck direkt und der mittleren Tiefe des Oberflächenwassers umgekehrt proportional. Wenn man die Reibung nicht vernachlässigen kann, so entsteht übrigens auch in dem unteren Wasser eine Vertikalzirkulation mit einer Strömung gegen den Wind in den oberen Schichten und mit dem Wind in den unteren Schichten. Auch die Neigung der Grenzfläche ist dem Winddruck proportional und der Tiefe des Oberflächenwassers umgekehrt proportional, die Neigung ist aber immer viel grösser als die der Meeresoberfläche. — Durch die Untersuchungen von HELLSTRÖM (17) werden die oben erwähnten Ergebnisse noch erweitert oder bestätigt.

In einer Reihe von Arbeiten hat PALMÉN (31, 32, 35) den Windstau in dem Bottnischen und Finnischen Meerbusen besonders eingehend untersucht. In dem verhältnismässig reichlichen Material von verschiedenen Fällen mit starkem Wind konnte er jedoch keine deutliche Beziehung zwischen der Stauwirkung des Windes und der Wasserschichtung beobachten. Dieser Widerspruch wird beseitigt, wenn man die Zeit schätzt, die nötig ist, um eine stationäre Lage der Meeresoberfläche und der internen Grenzfläche hervorzurufen. Nach Einsatz eines konstanten Windes wird das Wasser in der Oberschicht in der Richtung des Windes transportiert, während in der unteren Schicht allmählich eine Strömung in entgegengesetzter Richtung entsteht. Bei einer mittleren Stromgeschwindigkeit (noch immer nach PALMÉN) von 10 cm/sek, einer Länge des Meeresbeckens von 650 km, einer mittleren Tiefe der Sprungschicht von 20 m und einer Hebung bzw. Senkung von etwa 10 cm an den Ufern des Meeres dauert es wenigstens 10 Tage, bis sich die endgültige Neigung der Sprungschicht einstellt. Dagegen genügt eine Zeit von nur einigen Stunden zur Hervorrufung eines Windstaus, der dem für homogenes Wasser annähernd entspricht. Auch bei der Untersuchung der Wasserstandsschwan-

kungen infolge des Windes und des Luftdruckes ist es von entscheidender Bedeutung zu wissen, wie schnell sich ein stationärer Zustand einstellen kann.

In dem Ostseegebiet stellt sich also unter gewissen Bedingungen die stationäre Neigung der Meeresoberfläche im allgemeinen ziemlich schnell ein, aber in dem Übergangsgebiet zwischen Kattegat und Ostsee sind die Verhältnisse ganz anders, weil man es hier mit einer engen Verbindung zweier grossen Meeresgebiete zu tun hat.

Die Sonderlage der dänischen Gewässer geht auch aus folgender Tatsache deutlich hervor: Im allgemeinen strömt das Oberflächenwasser im Meere »bergauf», nämlich in der Richtung des Windes mit einer gewissen Ablenkung nach rechts im Sinne Ekmans; in den dänischen Gewässern strömt das Wasser aber im allgemeinen »bergab», da die Hauptursache der Strömung die Wasserstandsdifferenz zwischen Kattegat und Ostsee ist.

Wenn wir jetzt annehmen, der Querschnitt unseres Meeresbeckens wäre nach Abb. 1 so vereinfacht, dass die Tiefe des Meeres auf offener See konstant und andererseits auch an den Küsten konstant, aber beträchtlich niedriger wäre, so wird die ursprünglich horizontale Lage des Meeresspiegels, AB, ziemlich schnell bei stationärem Wind zu einer neuen Lage CDEF umgeformt, die jetzt dem neuen Gleichgewichtszustand entspricht. Über den seichteren Küstenzonen ist also die Neigung des Meeresspiegels gross, auf offener See dagegen viel kleiner. Wenn die Tiefenverhältnisse der Ostsee so einfach wären, wie Abb. 1 zeigt, so würden wir an der Luvseite eine Abnahme des Wasserstandes, AC, feststellen, die der Zunahme des Wasserstandes an der Leeseite, BF, gleich wäre. Insofern würden wir durch den Windstau keine Fehlerhaftigkeiten in den Mitteln der gleichzeitigen Wasserstandsregistrierungen haben, soweit wir nur an beiden Küsten über Wasserstandsstationen verfügten. Allerdings könnte auch in diesem Falle die Zunahme der Windgeschwindigkeit über dem Meeresbecken in Form verstärkten Einflusses des Windstaus an der Leeseite einen positiven Fehler verursachen.

In Wirklichkeit besteht die Ostsee aus mehreren Teilbecken, in denen überall wenigstens zum Teil dieselben Verhältnisse herrschen wie in einem abgesonderten Meeresbecken. Wir würden also von allen Küsten jedes Teilbeckens so viele Wasserstandsstationen brauchen, dass in jedem Falle die Wirkung des Windstaus in den Mitteln aufgehoben würde, sogar unabhängig davon, aus welcher Richtung der Wind weht. Diese strenge Forderung wird wohl niemals erfüllt werden. Insofern müssen wir die Wasserstandsstationen einfach so wählen, dass sie einerseits möglichst gleichmässig über den Bereich der ganzen Ostsee verteilt sind. Andererseits sind die dem Windstau besonders günstig liegenden Stationen zu vermeiden. Die seichten Gebiete, die den Staueffekt begünstigen, sind im Verhält-

nis zu dem ganzen Ostseebereich ziemlich gering. Auch die gestauten Wassermengen sind nicht so gross, wie man nach der Wasserstandsmessung an der Küste und meist gerade an der Stelle, wo der Stau am grössten ist, glauben könnte. Wenn wir über 30—50 Stationen verfügen würden, könnten wir ohne jegliche Gefahr auch die dem Windstau günstig liegenden Stationen in unser Wasserstandsstationsnetz aufnehmen, da die angestauten Wassermengen sich in den Registrierungen der anderen Stationen als Defizit geltend machen müssten. Weil die Zahl der brauchbaren Stationen jedoch beschränkt ist, sind z. B. die Stationen Leningrad, Kronstadt und Koivisto im Finnischen Meerbusen und Kemi und Toppila im Bottnischen Meerbusen für unseren Zweck unbrauchbar. Auch wegen der periodischen Schwingungen der Ostsee sind die erwähnten Stationen ungüstig, weil die Hubhöhen besonders vom Eingang des Finnischen Meer-

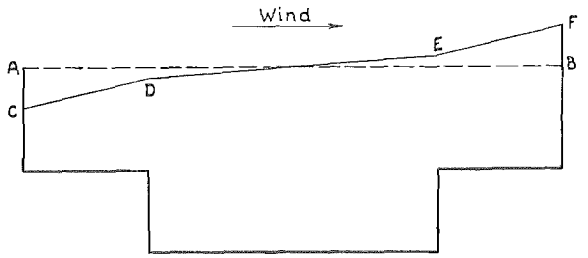

Abb. 1. Neigung der Meeresoberfläche beim Wind.

busens bis zu seinem Ende infolge der fortschreitenden Beckenverengung sehr stark anwachsen.

Weil es offenbar in Zukunft möglich sein wird, mehrere und vollständigere Wasserstandsregistrierungen zur Verfügung zu haben, weil andererseits neue Wasserstandsstationen begründet werden und weil die Zuverlässigkeit und Genauigkeit der Beobachtungen im allgemeinen grösser wird, ist es selbstverständlich, dass die Berechnungen der vorliegenden Untersuchung dann erweitert und mit einer grösseren Genauigkeit wiederholt werden können. Insofern muss die vorliegende Untersuchung nur als ein Versuch betrachtet werden. Später, besonders im Abschnitt V d, wird die Genauigkeit der von uns berechneten Ostsee-Wasserstände geprüft. Im grossen und ganzen kann jedoch schon jetzt gesagt werden, dass der allgemeine Charakter der von uns berechneten Schwankungen des Ostsee-Wasserstandes den tatsächlichen Schwankungen der totalen Wassermenge der Ostsee entsprechen dürfte.

Die Wasserstandsbeobachtungen, die uns zur Verfügung gestanden, haben die vorliegende Untersuchung auf die Jahre 1926—35 beschränkt. Aus den Ostseeländern haben uns regelmässig durchgeführte Wasser-

standsregistrierungen in folgenden Veröffentlichungsserien[1]) zur Verfügung gestanden:

Finnland, Tägliche Wasserstandsangaben (in den Schriften des Instituts für Meeresforschung).

Schweden, Vattenständen vid Rikets kuster (in Årsbok av Statens Meteorologisk-Hydrografiska Anstalt),

Deutschland, Jahrbuch für die Gewässerkunde Norddeutschlands und

Lettland, Observations hydrométriques en Lettonie jusqu'au 31. X. 1929 und Sea Current and Sediment Movement Observations at the Coasts of Latvia 1929—33.

Falls wir über zahlreiche zuverlässige Wasserstandsregistrierungen von allen Küsten und dazu vielleicht noch von einigen Inseln der Ostsee verfügten, könnten wir sie alle auswerten. Wir brauchten bloss die Areale jedes Meeresteiles zu nehmen und den Wasserstandsstationsgruppen jedes Meeresteiles ihr eigenes Gewicht zu geben. Soweit die Stationen einer Gruppe nicht gleichmässig über den Meeresteil verteilt sein sollten, oder wenn vielleicht die Zuverlässigkeit der Registrierungen an den verschiedenen Stationen nicht gleich gross wäre, müssten wir auch jeder Wasserstandsstation ihr eigenes Gewicht geben. Es zeigt sich aber, dass die Zahl der Stationen aus mehreren Ursachen schliesslich ziemlich gering bleibt, wodurch es unnötig wird, so kompliziert fortzufahren. Es genügt ganz einfach, von jedem Meeresteile der Ostsee die zuverlässigsten und geeignetsten Wasserstandsstationen in dem Verhältnis zu nehmen, wie die Areale der Meeresteile zueinander stehen.

Tabelle 1.

Areale der Meeresteile der Ostsee und Zahl der benutzten Wasserstandsstationen.

Meeresgebiet	Areal		Zahl der Wasserstandsstationen	
	in km²	in %		in %
Bottenwiek	37 000	9.6	1	9.1
Bottensee, Ålandsee und Schärenmeer	80 100	20.8	2	18.3
Finnischer Meerbusen	29 500	7.7 (9.8)	1	9.1
Rigascher Meerbusen	16 700	4.3 (0.0)	0	0.0
Eigentliche Ostsee und Beltsee	221 400	57.6 (59.8)	7	63.5
Insgesamt	384 700	100.0	11	100.0

[1]) Auch in diesem Zusammenhang kann es am Platze sein zu betonen, wie wichtig es für ähnliche Untersuchungen ist, dass die ausgeführten Wasserstandsbeobachtungen in allen Ostseeländern regelmässig veröffentlicht werden, so dass sie dann in leicht zugänglicher Form zur Verfügung stehen.

Tab. 1 zeigt die Areale der Meeresteile der Ostsee nach WITTING (63) und daneben ihren prozentuellen Anteil an der ganzen Ostseefläche. Andererseits stehen in der Tabelle rechts ganze Zahlen, die möglichst genau den Verhältnissen der Areale der Meeresteile entsprechen, die also als Gewicht der Wasserstandsstationsgruppen oder ganz einfach als Zahl der Stationen betrachtet werden können. Dazu muss aber folgendes gesagt werden: Der Rigasche Meerbusen beträgt dem Areal nach nur etwa $^1/_{23}$ der ganzen Ostseefläche, und insofern sind die Wasserstandsbeobachtungen vom Rigaschen Meerbusen erst in dem Falle unbedingt notwendig, wenn wir auch sonst etwa 15 oder mehr Stationen anwenden können. Weil andererseits der Rigasche Meerbusen in bezug auf die Wasserstandsschwankungen einigermassen den Verhältnissen des Finnischen Meerbusens, einigermassen den Verhältnissen der Ostküste der eigentlichen Ostsee entspricht, haben wir in unseren Berechnungen gewöhnlich den Anteil des Rigaschen Meerbusens zwischen dem Finnischen Meerbusen und der eigentlichen Ostsee geteilt. (Vgl. die angeklammerten Zahlen in der zweiten Kolumne.)

Nach den vorangegangenen Überlegungen haben wir schliesslich Beobachtungen von 12 Stationen benutzt, deren Lage in Abb. 2 und auch aus Tab. 2 zu ersehen ist. Im folgenden wird versucht zu erklären, warum die Stationen so gewählt sind.

Tabelle 2.

Lage der Stationen des benutzten Wasserstandsstationsnetzes.

Meeresgebiet	Station	Lage
Bottenwiek	Raahe (Hornankallio) ..	64°42′ N.Br. 24°30′ Ö.L.
Bottensee	Draghällan	62°20′ N.Br. 17°28′ Ö.L.
„	Mäntyluoto	61°36′ N.Br. 21°29′ Ö.L.
Finn. Meerbusen ..	Helsinki	60°09′ N.Br. 24°58′ Ö.L.
Ostsee	Degerby	60°02′ N.Br. 20°23′ Ö.L.
„	Hanko	59°49′ N.Br. 22°58′ Ö.L.
„	Landsort	58°45′ N.Br. 17°52′ Ö.L.
„	Kungholmsfort	56°06′ N.Br. 15°35′ Ö.L.
„	Arkona	54°41′ N.Br. 13°26′ Ö.L.
„	Pillau	54°39′ N.Br. 19°53′ Ö.L.
„	Memel	55°42′ N.Br. 21°09′ Ö.L.
„	Kolkasrags (Domesnäs) ..	57°47′ N.Br. 22°37′ Ö.L.
„	$^1/_2$ (Memel + Hanko)	57°46′ N.Br. 22°04′ Ö.L.

Im Bereich der Bottenwiek stehen uns zur Verfügung insgesamt vier Mareographenstationen: Raahe (Hornankallio), Toppila, Kemi und Furuögrund. Kemi kommt nicht in Frage wegen seiner dem Windstau günstigen Lage. Die Lage der Wasserstandsstation in Toppila ist ungünstig, da

ihre Registrierungen im Winter durch Anhäufung vom Breieis des Oulufluss es oft auffällig stark gedämpft werden. Die Wasserstandsregistrierungen von Furuögrund waren während der Zeitperiode meistens stark gedämpft und unbrauchbar. Sowohl Leppäluoto (Alholmen) als Ratan liegen im Kvark und sind deswegen nicht repräsentativ für Bottenwiek und Bottensee, so dass schliesslich nur eine einzige Station, Raahe (Hornankallio) übrigbleibt.

Im Bereich der Bottensee stehen fünf Stationen, Vaskiluoto, Kaskinen, Mäntyluoto, Draghällan und Björn zur Verfügung. Weil Vaskiluoto dicht am nördlichen und Björn am südlichen Rand der Bottensee liegt, ist es besser beide ausser acht zu lassen. Die Lage der an der schwedischen Küste liegenden Station Draghällan ist günstig. Gleichfalls liegen sowohl Kaskinen als Mäntyluoto günstig; wegen der gleichmässigen Verteilung der Stationen ist es aber zweckmässig, Mäntyluoto zu bevorzugen, so dass schliesslich nur Draghällan und Mäntyluoto berücksichtigt werden. Die Mareographenstation in Rauma ist erst seit 1933 in Tätigkeit.

An den Küsten des Finnischen Meerbusens sind Mareographenstationen in Helsinki, Hamina, Viipuri und Koivisto; in Hamina aber erst seit 1928, so dass wir sie lieber weglassen. Viipuri und Koivisto kommen nicht in Frage wegen ihrer dem Windstau günstigen Lage. Die Wasserstandsregistrierungen von Reval stehen uns nicht genügend regelmässig zur Verfügung, was auch für die von Leningrad und Kronstadt gilt. Für unser Wasserstandsstationsnetz bleibt also nur Helsinki übrig.

Im Bereich der eigentlichen Ostsee haben wir noch insgesamt sieben Wasserstandsstationen zu wählen, weil es nicht angebracht ist, von diesem Gebiet verhältnismässig mehr Stationen zu benutzen als von den anderen Gebieten. Ausserdem ist es fast unmöglich, von diesem Gebiet mehr als sieben Stationen so zu wählen, dass sie noch einigermassen gleichmässig verteilt wären, weil wir besonders von der baltischen Küste nur spärlich Wasserstandsregistrierungen zur Verfügung haben. Weil es für den Zweck der vorliegenden Untersuchung vorteilhaft ist, zuverlässige Wasserstandsangaben von den Inseln zu gebrauchen, ist das Vorhandensein der Station Degerby sehr günstig, und sie erhält selbstverständlich ihren Platz in dem Wasserstandsstationsnetz. Dadurch muss das im Schärenmeer liegende Ruissalo ausfallen. Ausserdem haben wir von dem westlichen Teil der Ostsee drei und ebenfalls von der Ostküste drei Stationen so zu wählen, dass wir dabei die möglichst gleichmässige Verteilung der Stationen in der N — S-Richtung berücksichtigen. Von der westlichen Seite der Ostsee werden die schwedischen Stationen Landsort und Kungholmsfort sowie die deutsche Station Arkona gewählt. (Hierbei muss erwähnt werden, dass von den finnischen und schwedischen Küsten nur die Mareographenregistrierungen angewendet worden sind. Die zahlreichen Wasserstands-

angaben, die im Jahrbuch für die Gewässerkunde Norddeutschlands veröffentlicht werden, dienen offenbar in erster Linie dem Zweck des Studierens der Abflussmengen. Trotzdem werden auch an den Flussmündungen der deutschen Ostseeküste insgesamt an 22 Stationen, wovon 5 Schreibpegel sind, Wasserstandsregistrierungen regelmässig durchgeführt, die im erwähnten Jahrbuch veröffentlicht werden.)

Schwieriger ist die Wahl der Stationen für die Ostküste der eigentlichen Ostsee. Für die lettische Küste ist das Wasserstandsmaterial bis zum Jahre 1933 veröffentlicht und also für eine Bearbeitung zugänglich. Es lie-



Abb. 2. Lage der Stationen des benutzten Wasserstandsstationsnetzes.

gen folgende Mareographen- oder Limnigraphenregistrierungen aus einigen Jahren vor: Ainažu, Daugavgriva, Kolkasrags (Domesnäs) und Libau, von denen die zwei erstgenannten in dem Rigaschen Meerbusen liegen. Libau liegt nicht weit genug von Memel entfernt, das wir neben Pillau von der deutschen Küste gebraucht haben, aber Kolkasrags wäre für unseren Zweck sehr geeignet. Von Kolkasrags liegen Pegelbeobachtungen aus den Jahren 1926—31 und Mareographenregistrierungen vom Februar 1932 bis 1933 vor; die Jahre 1934—35 fehlen aber gänzlich. Die interpolierte Station ½ (Hanko + Memel) ersetzt gewissermassen diese Station Kolkasrags.

Um einen Vergleich der Ergebnisse zu erzielen, haben wir u. a. für jeden Tag des Jahres 1930, wo die kräftigsten und schnellsten Schwankungen in der Ostsee-Wassermenge stattfanden, die Ostsee-Wasserstände berechnet, und zwar unter Benutzung einerseits von Kolkasrags und andererseits von der fiktiven Station $^1/_2$ (Hanko + Memel). Die durchschnittliche Abweichung zwischen den auf verschiedene Weisen berechneten täglichen Ostsee-Wasserständen betrug im Jahre 1930 0.5 cm, was von einer unbedeutenden Grössenordnung im Vergleich mit den Schwankungen des Wasserstandes ist. Von den grössten Abweichungen, deren es während eines Jahres eine von etwa 3 cm, drei von etwa 2 cm und 45 von etwa 1 cm gab, sind 26 positiv und 23 negativ, so dass der Gebrauch der fiktiven Station offenbar keinen nennenswerten systematischen Fehler in den Mitteln verursachen kann. Wenn man an die verhältnismässig enge Mündung des Rigaschen Meerbusens, an das seichte Küstengewässer vor und in dem Meerbusen und an die Lage von Kolkasrags denkt, kann man sich sogar vorstellen, dass wenigstens in einigen Fällen der Gebrauch der fiktiven Station für den Ostsee-Wasserstand zuverlässigere Werte als der Gebrauch von Kolkasrags ergeben kann. Die folgenden Diskussionen sind, um ein einheitliches Material für die ganze Periode 1926—35 zu erhalten, vorwiegend unter Benutzung der mit Hilfe der Beobachtungen in Hanko und Memel berechneten Mittelwerte durchgeführt worden. Wenn es sich aber zum Beispiel um die Topographie der Meeresoberfläche handelt, darf die fiktive Station nicht angewendet werden. (Als Beispiel dafür, dass es schliesslich von geringer Bedeutung ist, ob Kolkasrags oder die fiktive Station angewendet wird, sind auf S. 74 in Tab. 10, wo einige extreme Änderungen nach den von uns berechneten Ostsee-Wasserständen dargestellt sind, zuerst die 1-tägigen Änderungen unter Anwendung der fiktiven Station und dann in Klammern unter Anwendung von Kolkasrags angegeben.)

Auch wenn wir oben versucht haben, die Einzelheiten in der Wahl der Stationen zu begründen, haben wir doch damit nicht behaupten wollen, dass ein anders gewähltes Wasserstandsstationsnetz nicht gleich zuverlässige oder sogar bessere Resultate geben könnte. Es ist aber leicht zu zeigen, dass vermittels eines anderen und vielleicht besser aus dem jetzt zur Verfügung stehenden Material gewählten Wasserstandsstationsnetzes keine wesentlichen Vorteile erreicht würden, d. h. der Charakter und auch die Grenzen der Schwankungen im Ostsee-Wasserstand würden ungefähr gleich bleiben. In Abb. 7 auf S. 39 zeigt die ausgezogene Linie die Schwankungen des Ostsee-Wasserstandes vom 23. Oktober bis 20. Dezember 1930, und zwar nach dem in Abb. 2 dargestellten Wasserstandsstationsnetz. Die gestrichelte Linie stellt dieselben Schwankungen nach einem anderen Wasserstandsstationsnetz dar, das insgesamt 13 Stationen enthält, von denen 8 aus dem erstgenannten Netze und 5 neue Stationen waren.

In einzelnen Werten gibt es ansehnliche Abweichugen, aber der Charakter der Schwankungen ist zweifellos derselbe.

Es wurde schon erwähnt, dass beim Vorhandensein einiger Inselstationen eine Fehlerquelle beseitigt werden könnte. Degerby kann nicht allein alle, vor allem die in geeigneten Wetterlagen entstehenden Fehler beseitigen, und von anderen Inseln auf offener See stehen keine brauchbaren Wasserstandsregistrierungen zur Verfügung. Deswegen haben wir ergänzende Berechnungen ausgeführt, indem wir die in Visby[1]) registrierten Wasserstandsbeobachtungen in Betracht ziehen, die leider nur mit einer Genauigkeit von 5 cm ausgeführt sind. Deswegen können wir an Hand der ausgeführten Kontrollberechnungen nur sagen, dass durch das Hinzufügen der Wasserstandsstation Visby in unser Stationsnetz nur dermassen geringe Änderungen in den Mittelwerten entstehen, dass sie ebenso leicht als eine Fehlerhaftigkeit, die durch die groben Registrierungen von Visby entstanden ist, wie als wirkliche Verbesserungen betrachtet werden können.

Die zur Verfügung stehenden Wasserstandsregistrierungen von der deutschen Ostseeküste werden einmal täglich gemacht und zwar in Memel und Pillau »mittags» und in Arkona um 12 Uhr, was auch bei den Pegelbeobachtungen von Kolkasrags der Fall ist. Von den an den Küsten Finnlands, Schwedens und Lettlands ausgeführten Mareographenregistrierungen werden sechs tägliche Werte veröffentlicht. Um möglichst genau gleichzeitige Wasserstandsangaben zu erhalten, nehmen wir von den finnischen und lettischen Veröffentlichungen die 14-Uhr-Beobachtungen, die der Zeit um 12 Uhr nach westeuropäischer Zeit entsprechen. Von den schwedischen Veröffentlichungen werden die nach westeuropäischer Zeit um 12 Uhr ausgeführten Beobachtungen genommen. Die deutschen Registrierungen sind um 12 Uhr mitteleuropäischer Zeit, also um 11 Uhr westeuropäischer Zeit ausgeführt. Die Beobachtungen an der deutschen Ostseeküste werden also eine Stunde früher ausgeführt als an den anderen Küsten. Der dadurch entstehende Fehler in den täglichen Ostsee-Wasserständen ist aber im allgemeinen von einer kleineren Grössenordnung als zum Beispiel die Abweichungen, die durch eine andere Wahl des Wasserstandsstationsnetzes entstanden wären.

Unter Anwendung von Tagesmitteln würden in einigen Fällen die Schwankungen des berechneten Ostsee-Wasserstandes besser den tatsächlichen Schwankungen der totalen Wassermenge der Ostsee entsprechen. In Abb. 7 auf S. 39 zeigt die ausgezogene Linie die Schwankungen des Ostsee-

[1]) Einige nicht veröffentlichte Beobachtungen von Visby sind mir von Statens Met.-Hydr. Anstalt, Stockholm zur Verfügung gestellt worden. Es wäre für die Zukunft sehr wünschenswert, genaue Registrierungen für Gottland zu erhalten.

Wasserstandes nach den Beobachtungen mittags an. Die punkt-gestrichelte Kurve stellt dieselben Schwankungen auf der Grundlage der Tagesmittelwerte der finnischen und schwedischen und der Mittagsbeobachtungen der deutschen und lettischen Wasserstandsregistrierungen dar. Die Kurven haben im grossen und ganzen denselben Verlauf. Insbesondere beim Steigen der Wasserhöhe werden jedoch beträchtliche Abweichungen in den Tagen beobachtet, wo eine besonders lebhafte Zyklonentätigkeit grosse Neigungen in dem Meeresspiegel der Ostsee verursacht hat. Die Abweichungen sind jedoch gering im Vergleich mit den Amplituden der mehrtägigen Schwankungen des Ostsee-Wasserstandes. Wir haben zur Grundlage der weiteren Berechnungen die Wasserstandsregistrierungen von mittags gesetzt, weil wir dadurch ein homogeneres Material erhalten können, da wir auf jeden Fall von der deutschen und lettischen Ostseeküste hauptsächlich nur Mittagsbeobachtungen hätten anwenden müssen.

b. Wahl der Bezugsfläche.

Um die täglichen Schwankungen des Ostsee-Wasserstandes untersuchen zu können, brauchen wir eine Bezugsfläche, die der mittleren Höhe des Ostsee-Wasserstandes entspricht und deren Neigung derartig ist, dass sie eine wirkliche Grundfläche in bezug auf die von den meteorologischen Vorgängen hervorgerufenen Wasserstandsschwankungen bildet. Die zweite Forderung ist deswegen wichtig, weil gerade die von den meteorologischen Vorgängen verursachten Schwankungen offenbar die wichtigsten sind. Bei der Wahl der Bezugsfläche können wir von den grundlegenden Arbeiten von WITTING (62, 63, 65) Gebrauch machen. Auch die Gedankengänge von MODEL (28) in einer neulich von ihm erschienenen Arbeit können dabei von Nutzen sein. Auch PALMÉN und LAURILA (36) sind in einer Untersuchung in derselben Weise vorgegangen.

Abb. 3 zeigt die Flächen, die wir in folgenden Überlegungen brauchen. GOG′ stellt eine Fläche dar, die sich in dem Punkt 57° N.Br., 03° Ö.L. an die mittlere Oberfläche der Nordsee anschliesst und die der Geoidfläche parallel ist. Im erwähnten Punkt ist der Salzgehalt des Wassers im Mittel 35 ‰. Dadurch ist aber noch nicht bestimmt, dass die Geoidfläche durch den Punkt definiert werden könnte, da man nicht annehmen kann, dass das Wasser sich in dem Bereich in Ruhe befände und dass der Luftdruckmittelwert in dem Bereich des Punktes an der Meeresoberfläche gleich dem Luftdruckmittelwert über den gesamten Weltmeeren wäre. Die Abweichung von der Geoidfläche ist jedenfalls gering.

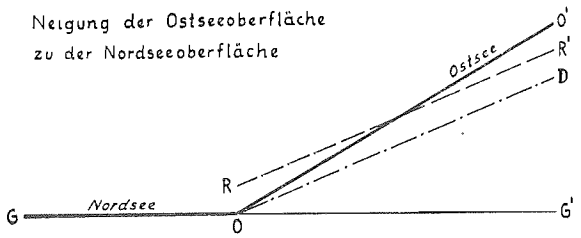

Abb. 3. Die erwähnten Wasserstandsbezugsflächen.

Die Fläche OO′ stellt die mittlere Oberfläche der Ostsee dar, da die Neigung G′OD durch die dynamische und die Neigung DOO′ durch die anemobarische Störung entstanden ist, wobei die Wirkung der ersteren am grössten in den innersten Teilen des Finnischen und Bottnischen Meerbusens, und zwar etwa 30 cm, und die Wirkung der letzteren etwa 8 cm ausmacht. Wenn die anemobarische Störung nicht berücksichtigt wird, also in der Fläche OD, haben wir also eine Bezugsfläche, deren Neigung derartig ist, dass sie eine Grundfläche in bezug auf die von den meteorologischen Vorgängen hervorgerufenen Wasserstandsschwankungen bildet. Diese Fläche OD entspricht aber nicht der mittleren Höhe des Ostsee-Wasserstandes. Deswegen benutzen wir schliesslich die der OD-Fläche parallelle Fläche RR′, die durch den Mittelpunkt der Fläche OO′ geht.

Um die an verschiedenen Stationen ausgeführten Wasserstandsregistrierungen auf die endgültige Bezugsfläche zu reduzieren, wird folgenderweise fortgefahren: Für jede Station wird der Mittelwert der Beobachtungen in den Jahren 1926—35 berechnet, wodurch die Fläche OO′ zu dem Zeitpunkt 1931.0 erzielt wird. Daraus wird die anemobarische Störung eliminiert, deren Grösse nach WITTING (63) an verschiedenen Stationen in Tab. 3 wiedergegeben ist. (Die zwei kursiv gedruckten Werte sind durch

Tabelle 3.

Die Grösse der anemobarischen Störung an verschiedenen Stationen der Ostsee, in cm.

Raahe (Hornankallio)	7.5	Mäntyluoto	7.2
Degerby	*6.6*	Hanko	7.2
Helsinki	7.4	Kolkasrags	7.0
Memel	4.6	Pillau	3.0
Arkona	0.7	Draghällan	6.3
Landsort	5.3	Kungholmsfort	2.6

Interpolation, die anderen direkt WITTING entnommen. Die grössten Werte erhält die anemobarische Störung in Raahe und in Helsinki, den kleinsten in Arkona, wie auch zu erwarten war.) Danach wird noch von der Fläche

OD zu der parallellen Fläche RR′ übergegangen, indem die Fläche OD mit einem Betrag von 5.2 cm erhöht wird, der als Mittel der anemobarischen Störung erhalten worden ist.

Die Oberfläche der Ostsee OO′ und die daraus berechnete Fläche RR′ halten ihre Stellung zu der Nordseeoberfläche GO wenigstens in der Genauigkeit, mit der es im allgemeinen möglich ist, auf dem Gebiet der Geophysik zu arbeiten. Die fennoskandische Landhebung übt jedoch eine Wirkung auf die Bezugsfläche der vorliegenden Untersuchung aus, indem mit der Hebung des Landes auch die Fixpunkte der Wasserstandsstationen gehoben werden. Deswegen ist unsere Bezugsfläche im Verhältnis zu den Angaben der verschiedenen Wasserstandsstationen erst für den Zeitpunkt 1931.0 definiert. Unter Berücksichtigung der Landhebung werden dann Ablesungen an verschiedenen Wasserstandsstationen bestimmt, die unserer Bezugsfläche für jedes Jahr unseres Zeitabschnittes entsprechen. Es zeigt sich, dass der Mittelwert der Ablesungen, die der Bezugsfläche entsprechen, sich im Mittel 0.4 cm von Jahr zu Jahr verändert. Wir können also sagen, dass wir einen Fehler von nur 0.2 cm um die Jahreswenden dadurch machen, dass wir die Ablesungen nur für jedes Jahr berechnet haben. Andererseits können wir sagen, dass die Berücksichtigung der Landhebung durchaus am Platze gewesen ist, weil wir am Anfang und am Ende unseres 10 Jahre umfassenden Materials einen Fehler von etwa 2 cm gemacht hätten, wenn die Landhebung nicht berücksichtigt worden wäre.

Die Grösse der fennoskandischen Landhebung haben WITTING (63) und BERGSTEN (4) unter Anwendung der Schwankungen der Wasserstands-Jahresmittel bestimmt. In einer jüngst erschienenen Arbeit hat WITTING (64) noch seine früheren Ergebnisse erweitert. Durch diese Arbeiten kennen wir die Landhebung mit der Genauigkeit, die für unsere Bezugsflächenkorrektionen nötig ist. Wenn man aber die Jahresmittel der Ostsee-Wassermenge im Zusammenhang mit der Landhebung genauer untersuchen wollte, so kommt man leicht zu der Vorstellung, dass die Landhebung bis jetzt nur in grossen Zügen bekannt ist. Schon WITTING (63) hat darauf hingewiesen, dass die Landhebung in erster Annäherung kontinuierlich und mit einer konstanten Geschwindigkeit vor sich geht, dass aber Diskontinuitäten von Dauer etwa eines Jahres vorkommen können. (Andererseits müsste man eigentlich annehmen, dass die Landhebung nicht regelmässig linear, sondern bald schneller, bald langsamer vor sich geht, indem die Periode vielleicht mehrere Dezennien beträgt.) Auch die einzelnen Jahresmittel des Ostsee-Wasserstandes zeigen beträchtliche Abweichungen von dem linearen Gang, welcher Umstand nicht auf die Landhebung, sondern wenigstens zum grössten Teil auf die von den meteorologischen Vorgängen hervorgerufenen Schwankungen des Was-

serstandes zurückzuführen ist. Weil es sich um sehr kleine Beträge handelt und weil die exakte Feststellung der von den meteorologischen Vorgängen hervorgerufenen Schwankungen mit Schwierigkeiten verbunden ist, bleibt auch die exakte jährliche Wirkung der Landhebung vorläufig unbekannt. Es wird vielleicht erst nach mehreren Dezennien möglich sein, etwas Genaues über die Feinstruktur der Landhebung zu sagen, und auch später wird die Behandlung dieser Probleme mit grossen Schwierigkeiten verbunden sein, denn auch in dem Falle, dass wir die Wirkungen der meteorologischen Vorgänge exakt berechnen könnten, wird es schwer sein, einen Unterschied zwischen den Schwankungen der Landhebung und den Variationen in der totalen Wassermenge der Weltmeere zu ziehen, weil die letzteren unter anderem von der Zu- und Abnahme des Polareises besonders über Grönland und der Antarktis abhängig sind.

Als früher berechnete Werte für die Landhebung stehen uns zur Verfügung erstens die von WITTING (63) an Hand der Wasserstandsregistrierungen der Jahre 1898—1912 berechneten Werte für den ganzen Ostsee-Bereich, die wir dem erwähnten Werke auf der Karte S. 274 entnommen haben. (Auch die jüngst von WITTING (64) veröffentlichten Landhebungswerte sind angegeben.) Ausserdem haben wir die von BERGSTEN (4) für die schwedischen Küsten berechneten Landhebungswerte, die auf sehr umfangreichen Berechnungen der Jahre 1825—1927 beruhen. In Tab. 4 sind die Landhebungswerte von WITTING und diejenigen von BERGSTEN wiedergegeben, die noch mit einigen an Hand der Abb. 11 in dem Werke BERGSTENs extrapolierten Werte für die finnische Seite des Bottnischen Meerbusens ergänzt sind.

Die erwähnten Angaben zeigen in Einzelheiten Abweichungen voneinander, was darauf deutet, dass wir einigermassen voneinander abweichende Landhebungswerte erhalten, wenn wir dieselben Berechnungen unter Anwendung verschiedener Zeitabschnitte ausführen. Weil keine der erwähnten Berechnungen zeitlich mit dem Zeitabschnitt unserer Untersuchung zusammenfällt, haben wir nach einer Vergleichskontrolle gestrebt und die Landhebung für die Stationen der finnischen und schwedischen Küste von dem Wasserstandsmaterial der Jahre 1922—37 berechnet. Die Ergebnisse dieser Berechnung finden wir in Tab. 4 in der vierten Kolumne. Nach diesen vier Berechnungen wird die Grösse der Landhebung ungefähr gleich, in Einzelheiten werden aber Abweichungen festgestellt. Es ist schwer, in jedem Falle zu sagen, welche von den Zahlen die richtigste und für unseren Zweck am besten geeignete sei. In den verschiedenen Fällen haben wir versucht, die vorzuziehen, die offenbar auf den zuverlässigsten Berechnungen beruht. Die benutzten Landhebungswerte sind in unserer Tabelle in der letzten Kolumne angeführt.

Tabelle 4.

Landhebung an den Küsten der Ostsee in cm/100 Jahr.

	Nach Witting 1898-1912	Nach Witting 1898-1927	Nach Bergsten	1922-1937	Der benutzte Wert
Raahe (Hornankallio) ...	96	100	86	92	95
Mäntyluoto	74	66	74	88	80
Degerby	58	48	58	68	60
Hanko	40	40	—	62	40
Helsinki	36	28	—	41	35
Kolkasrags	8	10	—	—	10
Memel	15	—5	—	—	15
Pillau	0	—13	—	—	0
Arkona	—2	—10	—	—	—5
Draghällan	98	82	83	91	85
Landsort	39	36	28	51	30
Kungholmsfort	0	10	3	—6	5

III. Allgemeiner Charakter der Schwankungen des Ostsee-Wasserstandes.

Auf die im obigen angeführten Grundlagen uns stützend, haben wir für jeden Tag der Jahre 1926—35 den mittleren Wasserstand der Ostsee berechnet, und zwar für die Zeitepoche etwa 12^h G.M.Z. Für die weiteren Überlegungen verfügen wir also über ein zehn Jahre umfassendes Material tägliche Werte des Ostsee-Wasserstandes. Das gesamte Ergebnismaterial ist als Zeit-Wasserstand-Diagramm im Anhang dieses Heftes dargestellt. Zehn übereinander gestellte Kurven zeigen je die Wasserstandsschwankungen eines Jahres. Als Abszisse ist in der Darstellung die Zeit, als Ordinate die mittlere Höhe der Wasseroberfläche des ganzen Ostseegebietes gegeben.

Schon beim ersten Anblick wird festgestellt, dass der Ostsee-Wasserstand und dadurch auch die Wassermenge der Ostsee grossen und oft ziemlich schnell vor sich gehenden Schwankungen unterworfen ist. Der Wasserstand steigt und sinkt, bald längere, bald kürzere Zeit. Eine gewisse regelmässige Periodizität kann man sich dabei kaum vorstellen, welcher Umstand noch deutlicher durch Abb. 4 wird, wo wir als Abszisse

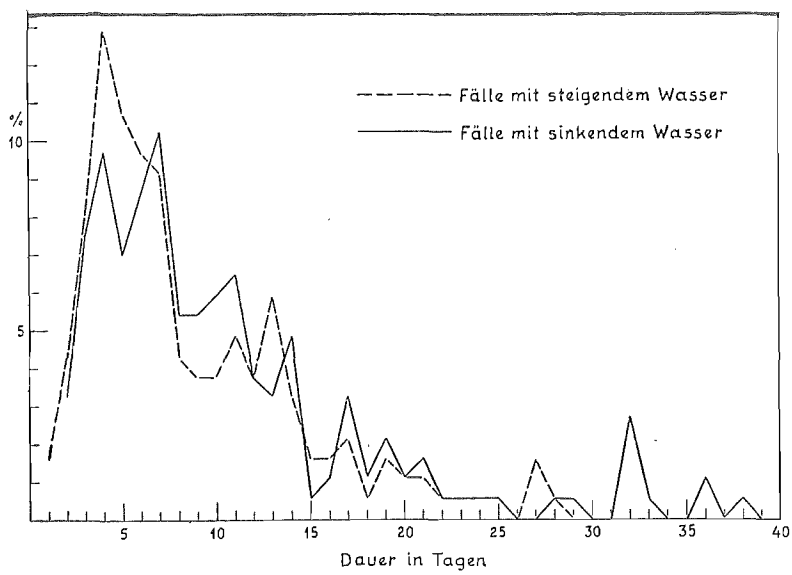

Abb. 4. Die Längen der in derselben Richtung stattfindenden Wasserstandsänderungen.

die Längen der in derselben Richtung vor sich gehenden Wasserstandsänderungen in Tagen und als Ordinate die Zahl dieser Änderungen in % ausgedrückt haben. Die gestrichelte Linie stellt die Perioden mit steigendem Wasserstand dar. Am häufigsten kommt eine Periode von vier Tagen vor (13 % von allen Perioden). Die längste Periode mit steigendem Wasser hat 28 Tage angedauert. Etwas flacher als die Verteilungskurve der steigenden Wasserstände ist diejenige der sinkenden Wasserstände, die in der Abbildung mit einer ausgezogenen Linie dargestellt ist. Am häufigsten sind hier die Perioden von 4 und 7 Tagen vorgekommen. (Je etwa 10 % von allen Perioden.) Die längste Periode mit einem sinkenden Wasserstand hat sogar 38 Tage angedauert, also bedeutend länger als die längste Periode mit steigendem Wasserstand.

Im Mittel kommen jährlich etwa 19 »Wellen» vor, deren durchschnittliche Länge etwa 19 Tage beträgt, indem die steigende Periode im Mittel 8.7 Tage und die sinkende Periode etwas länger, nämlich 10.4 Tage dauert. Es sei bemerkt, dass gemäss dieser Feststellung der Ostsee-Wasserstand im Mittel jährlich 166 Tage steigt und 199 Tage sinkt, indem das Sinken entsprechend langsamer vor sich geht. In diesem Zusammenhang soll noch betont werden, dass es natürlich mit gewissen Schwierigkeiten verbunden ist, die Längen der Perioden zu bestimmen, wenn zum Beispiel eine längere Periode mit kräftig steigendem Wasserstand durch eine nur ganz kurz andauernde Periode mit sinkendem Wasserstand unterbrochen wird. Wir haben versucht, den allgemeinen Verlauf den kleineren, mehr zufälligen oder sogar fehlerhaften Schwankungen vorzuziehen. Dadurch haben wir einen Begriff von der Länge der Perioden in den Wasserstandsschwankungen bekommen können.

Im Kapitel V wird gezeigt, dass ein Zusammenhang zwischen den meteorologischen Vorgängen und den Schwankungen des Ostsee-Wasserstandes deutlich vorhanden ist. Insofern müssten wir auch in den Witterungserscheinungen Periodizität finden. Darauf haben schon DEFANT und OBST (10) hingewiesen: »Die genaue Verfolgung des Wetters in mittleren Breiten der Erde an Hand der synoptischen Wetterkarten erweckt oft den Eindruck periodischer Wiederkehr derselben Wetterlage und desselben Wetters. Die Perioden, die scheinbar vorhanden sind, sind der Länge nach sehr verschieden, zwischen 3 und 30 Tagen; oft folgen einander eine ganze Reihe regelmässiger Wellen, brechen dann mehr oder minder unvermittelt ab, um später wieder einzusetzen.» In den Witterungserscheinungen und in den Schwankungen der Ostsee-Oberfläche ist also eine wenigstens einigermassen ähnliche Periodizität zu finden, worauf wir noch später in mehreren Zusammenhängen zurückkommen.

Wenn wir weiter die Wasserstandskurven im Anhang der vorliegenden Untersuchung betrachten, so können wir bemerken, dass der Wasserstand

im Frühjahr niedrig und im Herbst und Winter hoch ist. Während des Sommers ist der Verlauf der Wasserstandskurven bedeutend flacher als im Herbst und im Winter. Alle höchsten Wasserstände werden im Herbst oder am Anfang des Winters beobachtet, die niedrigen Wasserstände im Frühjahr. Der höchste Wasserstand während der Epoche 1926—35, +59 cm, trat am 17. November 1930 ein, der niedrigste, —52 cm, am 23. März 1928. Der Abstand zwischen dem grössten positiven und dem niedrigsten negativen Ostsee-Wasserstand betrug also während unseres Zeitabschnittes etwa 111 cm. Es gibt keinen Grund anzunehmen, dass beim Betrachten eines längeren Zeitabschnittes nicht noch grössere Abweichungen von der mittleren Höhe der Meeresoberfläche der Ostsee gefunden werden

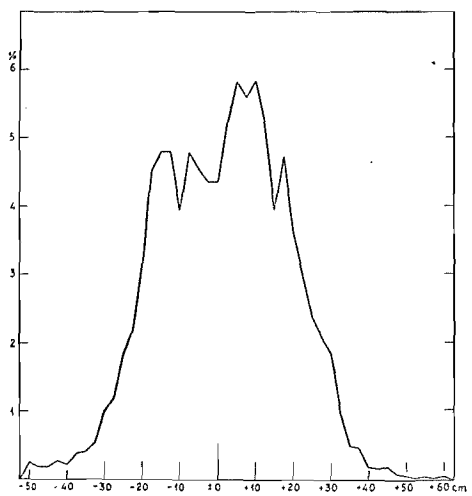

Abb. 5. Verteilung der täglichen Ostsee-Wasserstände.

könnten. Für diesen Zweck können wir einigermassen künstlich unser 10 Jahre umfassendes Material erweitern und dadurch einige noch grössere Abweichungen finden.

Vorher müssen wir jedoch Abb. 5 betrachten, die die Verteilung der täglichen Ostsee-Wasserstände darstellt, wobei der Wasserstand in cm als Abszisse eingetragen ist [1]). Dieselbe legt auch Tab. 5 in einer etwas anderen

[1]) In der Darstellung sind die Wasserstände derart in Gruppen geteilt worden, dass sie Intervalle von 2.5 cm bilden und dass z. B. dem Wert der Abszisse 0.0 cm das Intervall $-1.2 \leqq h \leqq +1.2$ entspricht.

Tabelle 5.

Verteilung der täglichen Ostsee-Wasserstände, in % ausgedrückt.

Max.	= 59.0 cm				
1 %	> 37.8 cm	25 %	> 13.5 cm	80 %	> −14.5 cm
2 %	> 33.2 cm	30 %	> 11.0 cm	90 %	> −20.2 cm
3 %	> 30.8 cm	40 %	> 6.8 cm	95 %	> −25.8 cm
4 %	> 29.5 cm	50 %	> 2.2 cm	96 %	> −27.8 cm
5 %	> 28.2 cm	60 %	> −3.2 cm	97 %	> −30.0 cm
10 %	> 23.0 cm	70 %	> −8.8 cm	98 %	> −33.2 cm
20 %	> 16.5 cm	75 %	> −11.8 cm	99 %	> −40.0 cm
				Min.	= −52.0 cm

Form dar. Aus der Verteilungskurve kann verschiedenes festgestellt werden. Der Wert des absolut höchsten Wasserstandes ist grösser als der absolute Wert des niedrigsten Wasserstandes. Dies dürfte nicht als Zufall betrachtet werden, da das benutzte Material doch ziemlich umfangreich ist. Als sonderbar kann auch die breite Form des mittleren Teiles der Verteilungskurve betrachtet werden; eigentlich ist die Verteilungskurve deutlich aus zwei Maxima zusammengesetzt, und zwar aus einem niedrigeren Maximum bei etwa −10 bis −15 cm und einem höheren Maximum bei etwa +5 bis +10 cm. Dies entspricht dem Umstand, dass die jährliche Wasserstandskurve ein ziemlich scharfes Minimum, etwa −13 cm, im Frühjahr und ein undeutlicheres Maximum im Spätsommer und Herbst aufweist. Die Verteilungskurve ist also gewissermassen aus zwei verschiedenen einfachen Verteilungskurven zusammengesetzt mit Frequenzmaxima bei etwa −13 und +10 cm.

Nach Tab. 5 beträgt, wie schon erwähnt, der Abstand zwischen den extremen Werten 111 cm. Wenn wir 10 % von den extremen Werten weglassen, so können wir an Hand unserer Tabelle feststellen, dass die übrigen 90 % sich über ein Intervall von 54 cm verteilen. Wenn wir nur 50 % von den häufigsten Wasserständen nehmen, so verteilen diese sich über einen Abstand von 25 cm.

Tab. 6 zeigt die Monats- und Jahresmittel des Wasserstandes in den Jahren 1926—35, in cm ausgedrückt. Das grösste positive Monatsmittel, +38.2 cm, zeigt November 1930, wo wir auch das absolut höchste Tagesmittel des Wasserstandes, +59.0 cm, hatten. Das niedrigste Monatsmittel, −39.7 cm, zeigt Februar 1929, wo auch das zweitniedrigste Tagesmittel, −51.0 cm, beobachtet wurde. Weil die Monatsmittel in verschiedenen Jahren beträchtliche Abweichungen voneinander zeigen, haben wir Mittel der ganzen Periode 1926—35 gebildet, die in Tab. 6 unten mitgeteilt sind. Nach denselben ist auch die ausgezogene Kurve in Abb. 16 gezeichnet, die

Tabelle 6.

Die Monats- und Jahresmittel des Ostsee-Wasserstandes in den Jahren 1926—35, in cm ausgedrückt.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Jahr
1926	— 2.9	—21.6	4.9	—11.1	—17.0	— 9.0	— 4.7	10.5	18.9	7.3	0.2	6.1	—1.5
1927	9.8	— 4.8	—13.7	1.8	8.1	12.8	3.3	4.4	7.9	18.9	13.4	—20.8	3.4
1928	— 8.0	2.6	—38.0	—24.5	—20.9	7.8	24.9	20.2	10.8	7.2	7.2	11.5	0.1
1929	—12.2	—39.7	—19.9	— 9.1	— 8.4	3.1	11.7	6.7	11.6	21.8	11.9	10.3	—1.0
1930	12.6	—15.0	—13.7	—25.9	—22.1	—14.2	3.1	12.5	—13.0	2.0	38.2	0.9	—2.9
1931	1.6	—20.4	—13.6	—15.2	—15.3	— 2.1	11.7	5.5	7.3	18.0	2.3	5.6	—1.2
1932	28.0	12.0	—14.7	— 4.9	—13.6	— 5.0	1.1	8.0	15.4	19.8	2.3	8.3	4.7
1933	— 7.9	2.3	—20.7	4.6	—12.9	—17.6	4.3	19.4	— 3.5	— 9.1	—9.0	—18.1	—5.7
1934	— 1.9	17.3	— 0.6	—34.9	— 8.5	0.7	1.2	9.9	— 3.1	22.6	15.7	— 4.5	1.2
1935	—13.5	14.9	— 6.5	— 0.4	—18.6	— 6.6	14.2	10.8	6.4	27.4	5.8	8.0	3.5
M.	0.6	— 5.2	—13.6	—12.0	—12.9	— 3.0	7.1	10.8	5.9	13.6	8.8	0.7	0.0

also den jährlichen Gang des Ostsee-Wasserstandes darstellt. (Vgl. Abschnitt V f.)

In den Jahresmitteln sind die Schwankungen natürlich viel geringer, wie aus Tab. 6 zu ersehen ist. Das höchste Jahresmittel in den Jahren 1926—35, +4.7 cm, trat 1932 ein, das niedrigste, —5.7 cm, im Jahre 1933. Sowohl die Jahresmittel als der jährliche Gang werden genauer im Kapitel V untersucht.

Im Kapitel V e wird gezeigt, dass schon ein Monat ein genügend langer Zeitabschnitt ist, so dass das Monatsmittel einer einzigen Wasserstandsstation im Bereich der Ostsee nicht erheblich von dem Monatsmittel abweicht, das an Hand unseres über die ganze Ostsee verteilten Wasserstandsstationsnetzes berechnet ist. Dies ist besonders dann der Fall, wenn die betreffende Station in der Nähe des »Schwerpunktes» der Ostsee liegt, der sich zwischen Degerby und Gotska Sandö befindet. Helsinki ist eine Wasserstandsstation, die diese Forderung noch ziemlich gut erfüllt, und Helsinki ist für unseren Zweck ganz besonders dadurch geeignet, dass wir über regelmässige und genaue Wasserstandsregistrierungen dieser Station während der Zeit 1904—42 verfügen.

Unter Berücksichtigung des oben Gesagten können wir unsere Auffassung von den extremen Wasserstandswerten über unser 10 Jahre umfassendes Material folgenderweise erweitern. Das Monatsmittel des Wasserstandes im November 1930 war über der ganzen Ostsee +38.2 cm und in Helsinki +41.2 cm. Im Dezember 1913 war das Monatsmittel in Helsinki +51.0 cm, woraus wir ohne grossen Fehler schliessen können, dass auch das Monatsmittel des Ostsee-Wasserstandes im Dezember 1913 viel höher

als im November 1930 und wahrscheinlich etwa +47 cm gewesen ist[1]). Aus den Wasserstandskurven im Anhang ist zu ersehen, dass der Verlauf des Wasserstandes in den extremen Fällen ungefähr die gleiche Form hat, woraus man ohne allzu grossen Fehler schliessen kann, dass das Verhältnis des Monatsmittels des Ostsee-Wasserstandes zu dem während desselben Monats beobachteten extremen Ostsee-Tageswasserstand ungefähr gleich ist. Wir können also annehmen, dass der maximale Wert des Ostsee-Wasserstandes im Dezember 1913 vielleicht etwa

$$\frac{59.0}{38.2}\ 47\ \text{cm} \sim 70\ \text{cm}$$

war.

Entsprechend können wir schliessen, dass im März 1923 der Ostsee-Wasserstand so niedrig wie

$$-\frac{38.0}{36.8}\ \frac{52.0}{38.0}\ 41.9\ \text{cm} \sim -60\ \text{cm}$$

gewesen sein muss, wobei —38.0 cm das Monatsmittel des Ostsee-Wasserstandes im März 1928, —36.8 cm das Monatsmittel des Wasserstandes in Helsinki im März 1928, —52.0 cm der absolut niedrigste Wert des Ostsee-Wasserstandes im März 1928 und —41.9 cm das Monatsmittel des Wasserstandes in Helsinki im März 1923 ist. Eine nähere Betrachtung der Wasserstandskurven von Helsinki zeigt deutlich, dass der Wasserstand in Helsinki im Dezember 1913 eine längere Zeit etwa 70 cm und im März 1923 etwa —60 cm gewesen ist. Durch das oben Gesagte muss auch der Ostsee-Wasserstand ungefähr dieselbe Höhe gehabt haben. Der Abstand zwischen diesen extremen Werten ist etwa 130 cm, was in der Wassermenge der Ostsee einer Schwankung von etwa 500 km³ entspricht. Weil die mittlere Tiefe der ganzen Ostsee etwa 60 m ist, beträgt ihre mittlere Wassermenge etwa 23 000 km³. Der Abstand zwischen den während 39 Jahren beobachteten extremen Wasserstandswerten entspricht also in der Gesamtwassermenge des Ostseegebietes einer Schwankung von 2.2 %. Obgleich die innerhalb eines Jahres auftretenden ziemlich kurzperiodischen Schwankungen der totalen Wassermenge der Ostsee meistens bedeutend kleiner sind, so entsprechen sie jedoch oft einer Wassermenge von der Grössenordnung von etwa 1 % der Gesamtwassermenge der Ostsee. So grosse ziemlich kurzperiodische Schwankungen haben unter anderem für

[1]) Noch geeigneter wären die Registrierungen in Hanko, die leider nicht veröffentlicht sind. Nach den Originalregistrierungen wurde das Mittel in Hanko für Dezember 1913 zu fast demselben Wert wie in Helsinki bestimmt.

die chemischen Eigenschaften des Ostseewassers eine grundlegende Bedeutung.

Weil es möglich war, durch die Erweiterung unseres 10 Jahre umfassenden Wasserstandsmaterials zu einem Zeitabschnitt von 39 Jahren den grössten positiven Wert etwa 20 % und den niedrigsten negativen Wert über 10 % zu steigern, so müssen wir annehmen, dass aus einem noch umfangreicheren Material noch ein wenig, aber offenbar nicht viel grössere Abweichungen in dem Ostsee-Wasserstand gefunden werden könnten. Auf jeden Fall ist festgestellt worden, dass der Betrag der Schwankungen in dem Ostsee-Wasserstand grösser ist, als man wohl früher im allgemeinen für wahrscheinlich gehalten hat.

IV. Die Strömungen in den dänischen Gewässern.

a. Strombeobachtungen.

In der Einleitung der vorliegenden Untersuchung wurde erwähnt, welche Faktoren eine Änderung der Wassermenge des Ostseegebietes verursachen können. Von diesen Schwankungen verursachen zwar die Schwankungen im Niederschlag und in der Verdunstung über der Ostsee und die Variationen im Süsswasserzufluss der Ostsee verschiedenartige unregelmässige Wasserstandsschwankungen. Es ist jedoch ziemlich klar, dass die Niederschlags- und Verdunstungsschwankungen auf keinen Fall imstande sind, so grosse Änderungen in der totalen Wassermenge der Ostsee herbeizuführen, wie wir sie in unseren Wasserstandskurven sehen. Über den Süsswasserzufluss hat BERGSTEN (6) gezeigt, dass sogar beim grössten Zufluss von allen in die Ostsee mündenden Gewässern der Ostsee-Wasserstand nur 2—3 cm während 7—14 Tagen steigen kann, welche Änderung im Wasserstand von einer bedeutend kleineren Grössenordnung ist als die Schwankungen unserer Wasserstandskurven. In dem Falle, dass die Süsswasserausfuhr durch die dänischen Gewässer unmöglich wäre, würde die Zunahme im Ostsee-Wasserstand im Mittel etwa 0.3 cm pro Tag betragen. (Vgl. Seite 58.) Die grossen täglichen Schwankungen in dem Ostsee-Wasserstand können also nur durch entsprechend starke Strömungen durch die dänischen Gewässer erklärt werden. Deswegen müssen wir jetzt die Strömungen der dänischen Gewässer untersuchen. Wir müssen nachzuweisen versuchen, dass die durch die beobachteten Strömungen verfrachteten Wassermengen den Änderungen in der Wassermenge der Ostsee entsprechen, die wir nach unseren Berechnungen festgestellt haben.

In den dänischen Gewässern ist schon lange eine regelmässige hydrographische Arbeit seitens dänischer und schwedischer wie auch deutscher Forscher durchgeführt worden [1]). An Bord der Feuerschiffe regelmässig ausgeführte hydrographische Beobachtungen stehen uns zur Verfügung in folgenden Veröffentlichungen:

---

[1]) In diesem Zusammenhang sollen auch die grundlegenden Strömungsforschungen von KNUDSEN (21, 22, 23) und JACOBSEN (18, 19, 20) erwähnt werden.

Dänemark, Nautisk-Meteorologisk Aarbog,

Schweden, Svenska Hydrografisk-Biologiska Kommissionens fyrskeppsundersökning und

Deutschland, Meereskundliche Beobachtungen auf deutschen Feuerschiffen der Nord- und Ostsee.

Von diesen Veröffentlichungen können wir für unseren Zweck neben den Wind- und Strombeobachtungen auch die Salzgehaltbeobachtungen benutzen, indem wir im Kapitel VI die Bewegungen der Isohalinen mit den Strömungen untersuchen. Leider scheinen in den dänischen Gewässern nur im Sund an Bord von schwedischen Feuerschiffen einmal täglich regelmässige Strombeobachtungen in der Tiefe durchgeführt worden zu sein, und es wird deshalb mit grossen Schwierigkeiten verbunden sein, sich ein einigermassen vollständiges Bild davon zu machen, wie die Tiefenströmungen in den Belten tatsächlich vor sich gehen. Weitere Schwierigkeiten bringen die nicht sehr grosse Genauigkeit der Strombeobachtungen und der Umstand mit, dass die orographischen Faktoren in den engen und vielgestaltigen Meerengen einen grossen Einfluss auf die Strömungen ausüben. Durch Benutzung mehrerer Methoden, die durch die dänischen Gewässer verfrachteten Wassermengen zu bestimmen, und durch Vergleich

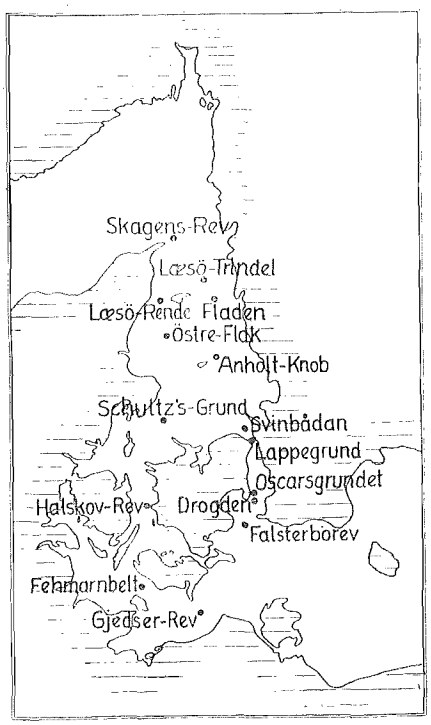

Abb. 6. Lage der Feuerschiffe in den dänischen Gewässern.

der verschiedenen Resultate gelang es uns jedoch, eine ziemlich befriedigende Gewissheit über die Grösse der Wassermengen zu erzielen. Nach allem zu urteilen, werden die grössten Fehlerhaftigkeiten dabei durch das Fehlen der gleichzeitigen Tiefenstrombeobachtungen verursacht, so dass es für weitere Untersuchungen als äusserst wünschenswert zu betrachten ist, dass wenigstens an Bord einiger Feuerschiffe auch im Grossen Belt regelmässig Tiefenstrombeobachtungen ausgeführt werden könnten.

Die Lage der Feuerschiffe, deren Strom-, Wind- und Salzgehaltbeobachtungen wir im folgenden gebrauchen werden, zeigt Abb. 6 und ebenfalls Tab. 7.

Tabelle 7.

Lage der Feuerschiffe in den dänischen Gewässern.

	Feuerschiff	Lage	Salzgehalt wird gemessen
dän.	Skagens-Rev	57°46′,0 N.Br. 10°43′,3 Ö.L.	täglich
„	Laesø-Trindel	57°28′,4 N.Br. 11°20′,1 Ö.L.	„
schw.	Fladen	57°13′,0 N.Br. 11°51′,5 Ö.L.	„
dän.	Anholt-Knob	56°46′,0 N.Br. 11°51′,8 Ö.L.	„
schw.	Svinbådan	56°10′,4 N.Br. 12°30′,8 Ö.L.	„
dän.	Lappe-Grund	56°03′,7 N.Br. 12°38′,0 Ö.L.	„
schw.	Oscarsgrundet	55°35′,5 N.Br. 12°50′,8 Ö.L.	10-täglich
dän.	Drogden	55°33′,0 N.Br. 12°43′,0 Ö.L.	täglich
schw.	Falsterborev	55°17′,5 N.Br. 12°47′,0 Ö.L.	10-täglich
deutsch.	Adlergrund	54°50′, N.Br. 14°23′, Ö.L.	5-täglich
dän.	Laesø-Rende	57°12′,8 N.Br. 10°41′,6 Ö.L.	täglich
„	Østre-Flak	56°58′,4 N.Br. 10°53′,7 Ö.L.	„
„	Schultz's Grund	56°08′,9 N.Br. 11°11′,2 Ö.L.	„
„	Halskov-Rev	55°20′,3 N.Br. 11°02′,7 Ö.L.	„
deutsch.	Fehmarnbelt	54°36′, N.Br. 11°09′, Ö.L.	5-täglich
dän.	Gjedser-Rev	54°27′,2 N.Br. 12°11′,0 Ö.L.	täglich

b. Maximum des Ostsee-Wasserstandes am 17. November 1930.

Um auf die bestmögliche Weise die Schwankungen in der Wassermenge der Ostsee und die Strömungen der dänischen Gewässer vergleichen zu können, nehmen wir als Beispiel für eine nähere Untersuchung das absolute Maximum des Ostsee-Wasserstandes während der Zeit 1926—35.

Abb. 7 zeigt in vergrösserter Form die Schwankungen des Ostsee-Wasserstandes vom 23. Oktober bis 20. Dezember 1930. Die ausgezogene Kurve stellt die Schwankungen des Wasserstandes nach den mittägigen Beobachtungen vor, also gestützt auf die Grundlage, worauf unser ganzes

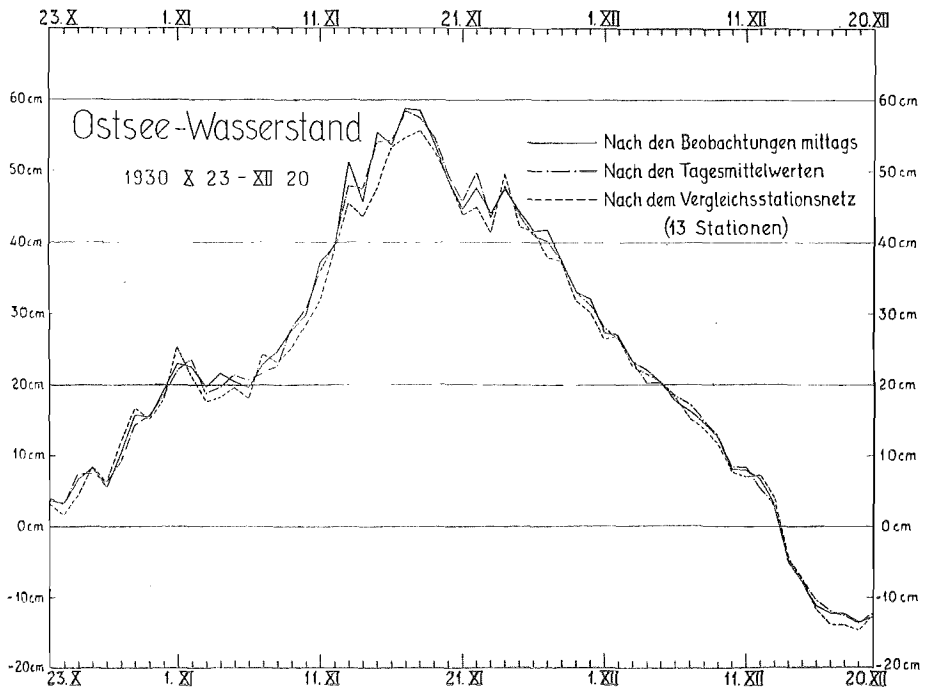

Abb. 7. Schwankungen des Ostsee-Wasserstandes vom 23. Oktober bis 20. Dezember 1930.

10 Jahre umfassendes Material beruht. Die Strich-Punkt-Kurve zeigt die täglichen Schwankungen des Wasserstandes nach den finnischen und schwedischen Tagesmitteln und den deutschen Mittagsregistrierungen. Die Kurven zeigen keine wesentlichen Abweichungen voneinander, aber an einigen Tagen, zum Beispiel einige Tage vor dem Erreichen des maximalen Wertes weichen die Kurven voneinander ab; die nach den Tagesmitteln berechnete Kurve zeigt nicht solche aufwärts- und abwärtsgerichteten Schwankungen wie die nach den Mittagsbeobachtungen berechnete Kurve. Später werden die 1-tägigen Änderungen in unseren Wasserstandskurven kritisch betrachtet. Jetzt genügt es, feststellen zu können, dass die Kurven einander ziemlich gleich sind, so dass wir nach allem zu urteilen mittels der Schwankungen des Ostsee-Wasserstandes mit ziemlich befriedigender Genauigkeit diejenigen Wassermengen berechnen können, die in die oder aus der Ostsee zum Beispiel während einer Woche strömen.

Nach Abb. 7 steigt der Ostsee-Wasserstand vom 23. Oktober bis 1. November von +3 cm auf +23 cm. Danach bleibt der Wasserstand ungefähr unverändert bis zum 7. November und steigt dann steil an bis zum 17. November, wo das Maximum des Wasserstandes, etwa +59 cm, erreicht wird. Danach sinkt der Wasserstand ziemlich gleichmässig bis zum 19. Dezem-

ber, wo er —14 cm beträgt. Das regelmässige Sinken wird jedoch durch zwei Steigperioden von kurzer Dauer unterbrochen, nämlich am 22. und am 24. November.

Weil die Strömungen in den dänischen Gewässern die einzige Erklärung der zu solchen Extremen anwachsenden Wasserstandsschwankungen sind, müssen wir jetzt die Strömungen desselben Zeitabschnittes untersuchen. Von dem sehr reichlich zur Verfügung stehenden Oberflächenstrommaterial wählen wir vom Sund (Öresund) die Beobachtungen an Bord von Oscarsgrundet und vom Grossen Belt die von Halskov-Rev. Im Kleinen Belt werden offenbar keine regelmässigen Strombeobachtungen ausgeführt.

In diesem Zusammenhang müssen wir die wichtigsten orographischen Eigenschaften der dänischen Gewässer erwähnen. Der nördliche Teil des Sundes ist bis zur Höhe von Middelgrund, wie schon JACOBSEN (19) gezeigt hat, tief genug, so dass in der Tiefe, von der Richtung der Oberflächenströmung abgesehen, im allgemeinen eine einwärtsgerichtete Strömung herrscht. Nur die am stärksten vor sich gehenden auswärtsgerichteten Oberflächenströmungen sind imstande, auch im nördlichen Teil des Sundes ihre Wirkung bis zum Boden auszudehnen. Der südliche Teil des Sundes ist dagegen seichter. An Bord von Drogden, Oscarsgrundet und Kalkgrundet wird so gut wie immer von der Oberfläche bis zum Meeresboden dieselbe Stromrichtung beobachtet. Der Unterschied in der Stromgeschwindigkeit an der Oberfläche und in der Tiefe nahe dem Grunde ist oft nicht gross.

Indem die Breite des Sundes etwa 4000 m und die mittlere Tiefe an der schmälsten Stelle etwa 20 m beträgt, ist der Grosse Belt bedeutend breiter, nämlich rund 17 000 m, aber seine mittlere Tiefe macht nur etwa 15 m aus. Im Grossen Belt gibt es aber nicht so seichte Schwellen wie im Sund, worauf zurückzuführen ist, dass in der Tiefe im Grossen Belt ungefähr ebenso regelmässig wie im nördlichen Teil des Sundes eine einwärtsgerichtete Strömung vorherrscht.

Der Querschnitt des Kleinen Beltes ist wesentlich geringer, da seine Breite nur etwa 800 m beträgt. Weil die mittlere Tiefe doch 20 m ist, wäre wohl in der Tiefe fast regelmässig eine einwärtsgerichtete Strömung zu beobachten. Weil wir unter Anwendung der oben angegebenen Grössenverhältnisse der dänischen Gewässer, die von BERGSTEN (6) übernommen sind, für die Querschnitte drei Areale erhalten, die sich wie die Zahlen 5, 16 und 1 zueinander verhalten, merken wir deutlich die verschiedene Wichtigkeit jeder der drei Meerengen im hydrographischen Sinne. Die Flächeninhalte der Querschnitte sind folgende:

Sund ..... $80 \cdot 10^3$ m^2
Grosser Belt .. $255 \cdot 10^3$ m^2
Kleiner Belt .. $16 \cdot 10^3$ m^2

Weil der Querschnitt des Sundes und vor allem der des Grossen Beltes so grosse Abweichungen an verschiedenen Stellen zeigen, ist es nicht leicht, sich eine genaue Vorstellung von den durch die dänischen Gewässer verfrachteten Wassermengen zu machen. Jedenfalls haben wir zuerst die Strombeobachtungen gewählt, die an Bord der zwei erwähnten Feuerschiffe an der Oberfläche ausgeführt worden sind, um die erste Erklärung für die grossen Wasserstandsschwankungen der Ostsee zu geben. Es soll in diesem Zusammenhang erwähnt werden, dass an Bord der meisten Feuerschiffe hauptsächlich nur zwei Stromrichtungen beobachtet werden, die wir im folgenden ungeachtet deren wirklicher Richtung als einwärtsgerichtete und auswärtsgerichtete Strömung betrachten. Im grossen und ganzen entspricht natürlich der Ausstrom einer Strömung nach Norden und der Einstrom einer Strömung nach Süden. Im folgenden wird nur über Strömungen auswärts oder einwärts gesprochen, wobei die einwärtsgerichtete Strömung im allgemeinen als positiv betrachtet wird, weil sie eine Vermehrung der Wassermenge der Ostsee verursacht.

In Abb. 8 zeigt die ausgezogene Kurve die an Bord von Oscarsgrundet im Sund und die gestrichelte Linie die an Bord von Halskov-Rev im Gros-

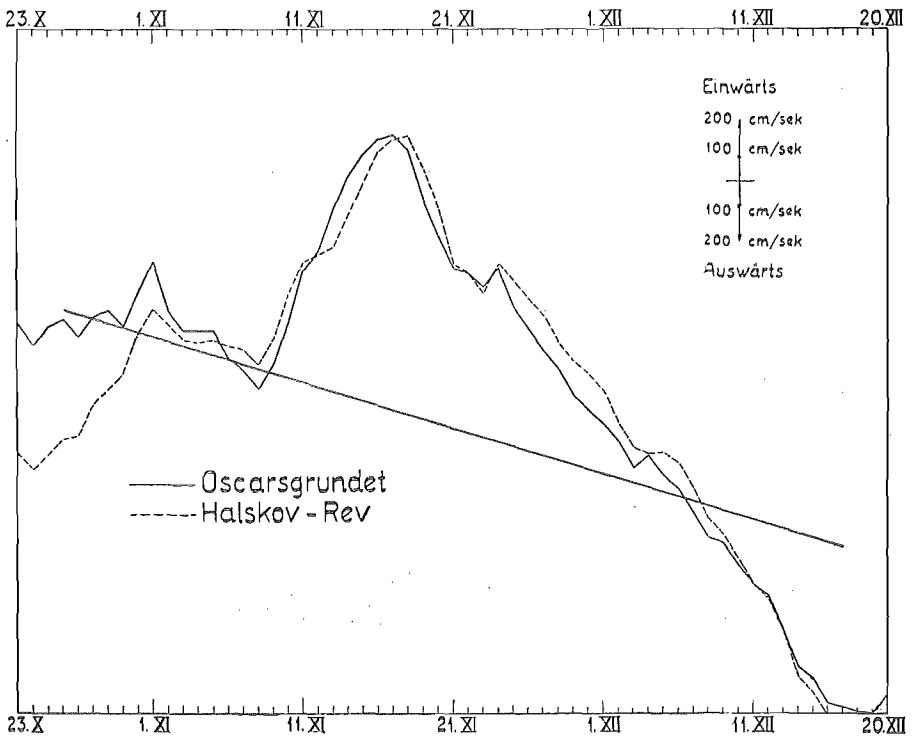

Abb. 8. Oberflächenströmungen in den dänischen Gewässern vom 23. Oktober bis 20. Dezember 1930.

sen Belt beobachteten Oberflächenströmungen während des Zeitabschnittes der Abb. 7. Das Zeichnen wurde auf folgende Weise ausgeführt: wenn der Tagespunkt der Strömungskurve in der Abbildung eines Tages höher als am vorigen Tage liegt, so ist damit gemeint, dass die Strömung gemäss der Beobachtung um 8 Uhr morgens einwärts gelaufen ist, und umgekehrt. Dabei wurde die Stromgeschwindigkeit nach dem Massstab gemessen, der in der Abbildung auf der rechten Seite oben dargestellt ist. Für die Abbildung ist keine Nullinie berechnet worden, so dass die ungefähr ähnliche Höhe der Maxima der Strömungskurven nur scheinbar ist.

Die Oberflächenströmungen, von beiden Schiffen gemessen, sind ungefähr gleich stark, ein Umstand, der aus der gleich grossen Steilheit der Kurven zu ersehen ist. Darum kann aber nicht behauptet werden, dass die Oberflächenströmungen im Sund und im Grossen Belt im allgemeinen dieselben Stärken haben sollten, weil gerade da die Breite der Meerengen und andere orographische Faktoren eine wesentliche Rolle spielen.

Vom 23. Oktober bis 1. November 1930, also während der Periode des steigenden Wasserstandes, herrschte im Grossen Belt eine starke einwärtsgerichtete Oberflächenströmung. Die entsprechende Strömung im Sund war bedeutend schwächer und nicht so regelmässig. Von diesem Unterschied, der übrigens während des betrachteten Zeitabschnittes nicht wiederholt wird, können wir folgendes auf die Ursache der Oberflächenströmung schliessen. An der Oberfläche kann eine einwärtsgerichtete Strömung folgenderweise entstehen: a) Entweder durch die von der Windverteilung oder vom Luftdruckunterschied abhängende Neigung des Meeresspiegels zwischen dem Kattegat und der Ostsee oder b) durch den Winddruck gegen die Oberfläche. Während des betreffenden Zeitabschnittes schwankt der Niveauunterschied zwischen Varberg im Kattegat und Ystad in der Ostsee zwischen +38 cm und −25 cm, und der Mittelwert beträgt +4 cm. Dieser Niveauunterschied verursacht eine schwache einwärtsgerichtete Strömung, die aber ungefähr gemäss den Veränderungen des Niveauunterschiedes schwankt. An Bord von Oscarsgrundet im Sund werden an der Oberfläche Strömungen beobachtet, die sehr gut mittels der Schwankungen der Niveauunterschiede zu erklären sind. (Weiter unten in diesem Kapitel wird die Methode mit dem Niveauunterschied in anderem Zusammenhang genauer behandelt.) Die Oberflächenströmung beim Halskov-Rev im Grossen Belt ist nicht allein durch den Niveauunterschied zwischen Varberg und Ystad zu erklären. Vor allem muss dabei berücksichtigt werden, dass die Niveauunterschiede zwischen Varberg und Ystad nicht immer den Strömungen im Grossen Belt entsprechen können, was in erster Linie darauf beruht, dass die südliche Öffnung des Grossen Beltes weit westlicher als die südliche Öffnung des Sundes liegt. Dadurch kann zwischen den Öffnungsgebieten über dem seichten Boden

ein erheblicher Wasserstandsunterschied entstehen, und zwar besonders bei starkem Wind, der zu einer ausgeprägten Neigung der Meeresoberfläche im Gebiet der westlichen Ostsee Anlass geben kann.

Während der Zeit vom 1. bis 8. November wird eine schwache auswärtsgerichtete Oberflächenströmung beobachtet. Dabei bleibt der mittlere Wasserstand in der Ostsee fast unverändert. Danach beobachten wir eine regelmässige einwärtsgerichtete Strömung, bis das Maximum in dem Ostsee-Wasserstand nach den Beobachtungen an Bord von Oscarsgrundet am 17., nach den Beobachtungen an Bord von Halskov-Rev am 18. November erreicht wird. Der Wasserstand dagegen fängt schon am 7. November an zu steigen, und das Maximum wird nach den Wasserstandsmessungen am 17. November erreicht. Der Wasserstand war aber noch am 18. November fast ebenso hoch wie am 17. Wir können also feststellen, dass das Maximum der Ostsee-Wassermenge sowohl nach den Strömungen als nach den Wasserstandsbeobachtungen zu urteilen in gleicher Zeit erreicht wurde. Es sei übrigens bemerkt, dass in den Strömungskurven nur eine Abnahme in der Geschwindigkeit den Schwankungen entspricht, die nach der Wasserstandskurve am 13. und am 15. November stattgefunden haben sollen. Dabei ist auch zu beachten, dass die Strombeobachtungen nur einmal täglich gemacht werden.

Nach den Strombeobachtungen verläuft somit die auswärtsgerichtete Strömung ziemlich regelmässig bis zum 19. Dezember. Während der Zeit vom 23. bis 24. November wird jedoch eine kleine Periode mit einwärtsgerichteter Strömung beobachtet, welcher Umstand den Schwankungen am 22. und am 24. November in der Wasserstandskurve entspricht. Auch 3.—4. Dezember wird in der Strömungskurve eine flache Stelle beobachtet, die aber in der Wasserstandskurve nur eine undeutliche Gegenseitigkeit findet.

Schon nach diesem Beispiel scheint es berechtigt zu behaupten, dass die Schwankungen des Ostsee-Wasserstandes in der Hauptsache durch die Strömungen der dänischen Gewässer zu erklären sind. Im obigen wurde der Zusammenhang zwischen Strömung und Wasserstand jedoch nur qualitativ behandelt; die quantitative Bestimmung der verfrachteten Wassermassen fehlt noch. Ausserdem muss betont werden, dass wir im obigen nur die Oberflächenströmungen betrachtet haben. Über die Strömungsverhältnisse in der Tiefe wissen wir noch nichts.

Vor dem Behandeln der vertikalen Verteilung der Strömungen können wir das eben gewonnene Bild von dem Zusammenhang zwischen den Schwankungen des Ostsee-Wasserstandes und den Oberflächenströmungen der dänischen Gewässer noch etwas verbessern. In unseren Strömungskurven wurde der Umstand ausser acht gelassen, dass im Mittel in den dänischen Gewässern eine auswärtsgerichtete Strömung an der Oberfläche

beobachtet wird. Die Vermehrung der Ostsee-Wassermenge infolge des Süsswasserzuflusses und des Niederschlages ist bedeutend grösser als die durch die Verdunstung verursachte Verminderung. Weil die Wassermenge der Ostsee im grossen und ganzen von Jahr zu Jahr unverändert bleibt, muss das überschüssige Süsswasser, nach einer Vermischung, durch die dänischen Gewässer abtransportiert werden. Diese Süsswasserausfuhr muss in den dänischen Gewässern in erster Linie an der Oberfläche stattfinden, weil das Ostseewasser viel salzärmer und also leichter als das Kattegatwasser ist. Wir haben deswegen den Mittelwert der an Bord von Oscarsgrundet in den Jahren 1926—35 beobachteten Oberflächenströmungen berechnet. Die Jahresmittel schwanken zwischen 12.2 und 16.7 cm/sek, und das Mittel für die ganze 10-Jahresperiode beträgt 14.0 cm/sek. Im Jahre 1930 war die mittlere auswärtsgerichtete Oberflächenströmung 15.0 cm/sek, welche Strömung durch die gerade Linie in Abb. 8 dargestellt ist. Durch die Beziehung der Oberflächenströmung auf diese geneigte Gerade als Grundlinie kann man die Zunahme bzw. Abnahme des Ostsee-Wasserstandes besser beurteilen. Wir finden tatsächlich bei Berücksichtigung dieser normalen Auswärtsströmung eine gute Übereinstimmung mit der Wasserstandskurve der Abb. 7.

c. Korrelation zwischen den 1-tägigen Wasserstandsänderungen und den Oberflächenströmungen.

Um ein mathematisches Mass für den oben dargestellten Zusammenhang zu erzielen, haben wir die Korrelation zwischen den 1-tägigen Änderungen des Ostsee-Wasserstandes, Δh, und den Oberflächenströmungen an Bord von Oscarsgrundet, v, berechnet, und zwar vermittels der Beobachtungen während des Jahres 1930, nach folgender Formel:

$$r = \frac{\Sigma \Delta h\, v}{\sqrt{\Sigma (\Delta h)^2 \Sigma v^2}} = 0.54.$$

Die Beobachtungen an Bord von Oscarsgrundet wurden vor dem Gebrauch so verändert, dass von jeder Beobachtung die mittlere auswärtsgerichtete Strömung eliminiert wurde, die im Jahre 1930 15.0 cm/sek betrug.

Die Korrelation ist also stark positiv und der Zusammenhang ist unbestreitbar. Sie ist aber nicht so gross, wie man eigentlich hätte erwarten können. Mehrere Umstände vermindern offensichtlich den Korrelationskoeffizienten, und zwar folgende: Δh bezeichnet bei der Korrelationsberechnung die Änderung des Ostsee-Wasserstandes in 24 Stunden, während dagegen v nur eine momentane Ablesung der Stromgeschwindigkeit bedeutet. Die Beobachtungen der Stromgeschwindigkeit sind bei schwachem Strom

sogar der Richtung nach nicht ganz zuverlässig und bei starkem Wind der Stärke nach wohl oft ziemlich fehlerhaft [1]). An Bord von Oscarsgrundet, also im Sund, werden an der Oberfläche und in der Tiefe immer gleichgerichtete Ströme beobachtet. Das ist aber im Grossen und im Kleinen Belt nicht der Fall. Besonders auf diese Frage müssen wir zurückkommen, wenn wir im folgenden die Grösse der Wassermassen berechnen, die durch die dänischen Gewässer strömen. Wie später gezeigt wird, sind die von uns berechneten 1-tägigen Schwankungen des Ostsee-Wasserstandes keineswegs in allen Fällen zuverlässige Zahlen, sondern können in ungünstigen Situationen mit grossen Fehlerhaftigkeiten verbunden sein. Schliesslich können noch Fälle mit starkem und ausgedehntem Niederschlag eine schwache Fehlerquelle bilden.

Trotz dieser vielen Fehlerquellen betrug also die Korrelation zwischen den Wasserstandsschwankungen der Ostsee und den Oberflächenströmungen im Sund 0.54, eine Zahl, die durch eine vorsichtige Auslese zu 0.60 verbessert werden konnte. Die erwartete Abhängigkeit der Wasserstandsschwankungen von den Strömungen ist also nachgewiesen worden.

d. Das Steigen des Ostsee-Wasserstandes vom 9.—15. November 1930.

1. Unsere nächste Aufgabe ist, in einem Einzelfall den Zusammenhang zwischen den Änderungen des Ostsee-Wasserstandes und den Strömungen der dänischen Gewässer festzustellen. Weil die Einzelheiten der von uns berechneten Wasserstandswerte mit gewissen Fehlern behaftet sein können und daher nicht ganz repräsentativ für die tatsächliche Höhe des Ostsee-Wasserspiegels sind, wollen wir eine mehrere Tage umfassende Periode mit andauernd zunehmendem Wasserstand näher betrachten. Nach Abb. 7 wächst der Ostsee-Wasserstand vom 9. November 12^h bis 15. November 12^h ziemlich steil an. Nach der Wasserstandskurve zu urteilen, steigt der Wasserstand nicht besonders gleichmässig, ein Umstand, der nicht in jeder Hinsicht eine Realität ist, sondern zum Teil auch auf Fehlerhaftigkeit bei der Berechnung der Wasserstandskurve zurückzuführen ist. Jedenfalls können wir annehmen, dass der allgemeine Verlauf der Wasserstandskurve ungefähr den tatsächlichen Verhältnissen entspricht, so dass der Ostsee-Wasserstand tatsächlich während der betreffenden 6 Tage insgesamt etwa 26.0 cm gestiegen ist. Unter Berücksichtigung des von WITTING angegebenen Flächeninhaltes der ganzen Ostsee, 385 000 km^2, entspricht

[1]) Wenn wir von den Fällen, wo der Sinn der Wasserstandsänderung und der Strömung entgegengesetzt war, die mit einem schwachen Strom ($v \leqq 30$ cm/sek) und die mit einer sehr kleinen Änderung des Wasserstandes ($\Delta h \leqq 1$ cm) weglassen, so wird die Korrelation schon höher, und zwar 0.60.

einer Zunahme von 26 cm in dem Ostsee-Wasserstand während 6 Tagen eine Zunahmegeschwindigkeit von

$$\frac{0.26 \times 385 \times 10^9}{6 \times 24 \times 60 \times 60} \text{ m}^3/\text{sek} \sim 193\,000 \text{ m}^3/\text{sek}$$

in der Wassermenge der Ostsee.

Nach Abb. 7 sinkt der Ostsee-Wasserstand steil und regelmässig vom 25. November 12^h bis 3. Dezember 12^h. Die Abnahme des Wasserstandes beträgt während 9 Tagen insgesamt 20.7 cm nach der Wasserstandskurve, ein Betrag, der in der Wassermenge der Ostsee einer Abnahmegeschwindigkeit von 115 300 m^3/sek entspricht. Im folgenden werden wir versuchen die Grössen derselben Wassermengen vermittels der Strombeobachtungen in den dänischen Gewässern zu berechnen. Wir beginnen mit dem Steigen des Ostsee-Wasserstandes vom 9. — 15. November 1930.

2. Jacobsen (19) hat die Strömungen der dänischen Gewässer ganz besonders eingehend untersucht und dabei über die Stromverhältnisse für unsere weiteren Untersuchungen brauchbare Ergebnisse erzielt. Deswegen werden wir von seinen Regeln zuerst eine benutzen, die uns die Grösse der Wassermenge gibt, die durch die dänischen Gewässer geströmt ist: »Die Wassermenge, in km^3 ausgedrückt, die pro $^1/_{12}$ Jahr die Ostsee durch die dänischen Gewässer verlässt, lässt sich annäherungsweise finden, indem man für den betreffenden Zeitraum den mittleren Wert des in Nautisk-Meteorologisk Aarbog angegebenen Oberflächenstromes bei Drogden, in cm/sek ausgedrückt, mit 5 multipliziert.» Diese Regel ist für den Fall berechnet, dass die Strömung in den dänischen Gewässern auswärtsgerichtet ist. Sie gilt auch für die einwärtsgerichtete Strömung. Es sind nämlich folgende Faktoren, die, gewöhnlich miteinander verbunden, Strömungen durch die dänischen Gewässer verursachen:

a) der durch die Windverteilung und durch den Luftdruckunterschied verursachte Niveauunterschied [1]) im Meeresspiegel zwischen dem Kattegat und der Ostsee,

b) das durch die Verteilung des spezifischen Gewichtes erzeugte Solenoidfeld,

c) die durch die Gesamtzufuhr des Süsswassers bedingte Zunahme der Ostsee-Wassermenge und

d) der Winddruck gegen die Meeresoberfläche.

Die durch Faktor a) bedingte Strömung kann sowohl einwärts- als auswärtsgerichtet sein und dehnt ihren Einfluss in den Fällen mit einem gros-

[1]) Mit diesem Niveauunterschied ist durchgehend die Abweichung von der normalen Neigung der Meeresoberfläche gemeint, wobei die normale Neigung vor allem den Effekt der dynamischen Störung enthält.

sen Niveauunterschied in allen Strassen der dänischen Gewässer bis zum Boden aus. Die durch Faktor b) bedingte Strömung verläuft in den Belten in der oberen Schicht auswärts und in der unteren Schicht einwärts, da die durch die beiden Strömungen verfrachteten Wassermengen gleich gross sind. Die durch Faktor c) bedingte Strömung geht immer in der oberen Schicht vor sich, und zwar immer nur auswärts. Die durch Faktor d) bedingte Strömung umfasst in erster Linie nur die Schicht in der Nähe der Oberfläche.

Der Niveauunterschied ist in extremen Fällen, wie in dem jetzt behandelten Fall, der wichtigste Faktor, da auch die durch die Süsswasserzufuhr bedingte Strömung nur etwa $^1/_{10}$ der ganzen Stromgeschwindigkeit betragen kann und die durch den direkten Winddruck verursachte Oberflächenströmung meistens von geringer Bedeutung ist. Deswegen können wir ohne grossen Fehler die Regel von JACOBSEN auch im Falle einer einwärtsgerichteten Strömung anwenden.

Während des steilen Steigens des Ostsee-Wasserstandes vom 9.—15. November 1930 wurde an Bord von Drogden eine regelmässig einwärtsgerichtete Strömung beobachtet, deren Stärke zwischen 0.2 und 2.5 sm/h schwankte, und der Mittelwert 76 cm/sek betrug. Nach der erwähnten Regel von JACOBSEN wurde das Wasser durch die dänischen Gewässer in die Ostsee mit einer Transportgeschwindigkeit von 145 600 m^3/sek verfrachtet.

JACOBSEN gibt auch andere praktische Regeln, die für die Berechnung der Wassermengen angewendet werden:

$$\text{a)}\quad Q_o = 2.3\ s_1 + 37,$$
$$\text{b)}\quad Q_u = 1.2\ s_1 - 37,$$

Gleichungen, die in folgender Weise ausgedrückt werden können: a) Die Wassermenge, in km^3 ausgedrückt, die im Mittel pro $^1/_{12}$ Jahr mit der *Oberschicht* durch den Grossen und Kleinen Belt die Ostsee verlässt, macht 2.3mal den mittleren Wert des Oberflächenstroms bei Drogden $+37$ km^3 aus. b) Die Wassermenge, in km^3 ausgedrückt, die pro $^1/_{12}$ Jahr der Ostsee mit der *Unterschicht* durch den Grossen und Kleinen Belt zugeführt wird, macht 37 km^3 — 1.2mal den mittleren Wert des Oberflächenstroms bei Drogden aus. Es ist zweckmässig, auch diese, in erster Linie auf statistischen Berechnungen beruhenden Regeln anzuwenden, indem wir dadurch leicht eine Kontrolle erzielen, weil die Wassermengen, die durch den Sund strömen, jedenfalls auch auf anderen Wegen zu berechnen sind.

Nach den obigen Gleichungen bringt die Strömung in der oberen Schicht in den Belten während des von uns betrachteten Zeitabschnittes von 6 Tagen in die Ostsee so viel Wasser, dass es einem Betrag von 139 km^3

pro $^1/_{12}$ Jahr entsprechen würde. Die Strömung in der unteren Schicht bringt ihrerseits so viel Wasser in die Ostsee während der betreffenden 6 Tage, dass es einem Betrag von 129 km³ pro $^1/_{12}$ Jahr entsprechen würde. Die Transportgeschwindigkeit der beiden erwähnten Strömungen beträgt insgesamt 102 000 m³/sek. Dazu muss also noch die Wassermenge zugeführt werden, die durch den Sund geströmt ist.

3. Nach BERGSTEN (6) erhalten wir die Wassermenge, die durch den Sund geströmt ist, wenn wir die Stromgeschwindigkeit, die in der Mitte des Sundes an der Oberfläche gemessen ist, ausser dem Flächeninhalt des Querschnittes mit einer Konstante 0.75 multiplizieren. Die eben erwähnte Konstante muss als Wirkung der Bodenreibung betrachtet werden. Weil der Querschnitt vom Sund $80 \cdot 10^3$ m² beträgt, erzielen wir, dass die Zunahme der Ostsee-Wassermenge durch den Sund einer Transportgeschwindigkeit von 45 900 m³/sek entspricht.

Nach der Methode von JACOBSEN hatte der Strom durch den Sund eine Transportgeschwindigkeit von 43 600 m³/sek [1]), nach der Methode von BERGSTEN 45 900 m³/sek. Die Übereinstimmung ist also sehr gut. Nach JACOBSEN ergab sich weiter, dass die Transportgeschwindigkeit durch die Belte während derselben Epoche 102 000 m³/sek betrug. Auch nach BERGSTEN können wir die Stromstärke in den Belten berechnen, wenngleich wir nach seinem Verfahren nicht so genaue Resultate erwarten können, besonders weil die Strandformen des Grossen Beltes vielgestaltig sind. Die nötigen Strombeobachtungen erhalten wir von den an Bord von Halskov-Rev ausgeführten, wo während der Zeit vom 9. November 12^h bis 15. November 12^h nur einmal eine auswärtsgerichtete Strömung gemessen wurde, deren Stärke 0.4 sm/h betrug, während alle anderen 6mal täglich ausgeführten Beobachtungen einwärtsgerichtete Strömung zeigten. Ihre Stärke wuchs bis 3.5 sm/h, und der Mittelwert betrug 83 cm/sek. Der Querschnitt des Grossen Beltes ist $255 \cdot 10^3$ m², woraus analog dem obigen Verfahren die Geschwindigkeit des Wassertransports einwärts durch den Grossen Belt 159 000 m³/sek betrug. Wenn wir dazu noch die Wassermenge hinzufügen, die durch den Kleinen Belt geströmt ist, und zwar unter der Annahme, dass die Wassermengen sich zueinander wie die Querschnitte der Meerengen verhalten, erhalten wir, dass die Transportgeschwindigkeit durch die Belte nach BERGSTENS Methode insgesamt 169 500 m³/sek betrug. Wir erhalten also, dass der Gesamttransport von Wasser durch die dänischen Gewässer nach BERGSTEN 205 400 m³/sek und nach JACOBSEN 145 600 m³/sek betrug.

4. Bevor wir jetzt weiter gehen, müssen wir die Wasserbilanz der Ost-

[1]) (145 600 — 102 000) m³/sek.

see etwas eingehender behandeln. Für die Wasserbilanz gilt folgende Gleichung:

$$S + N - V = A_a - A_e$$

wobei die Glieder folgende Bedeutung haben:

S = Süsswasserzufluss in die Ostsee,

N = auf die Seeoberfläche fallender Niederschlag,

V = Verdunstung an der Seeoberfläche,

A_a = der auswärtsströmende Teil des Wasseraustausches der Ostsee mit dem Ozean und

A_e = der einwärtsströmende Teil des Wasseraustausches.

Diese Gleichung gilt schon für ein Jahr oder noch besser für längere Zeitabschnitte, weil man bei längerer Periode mit grosser Genauigkeit eine konstante Wassermenge annehmen kann. Für kürzere Zeitabschnitte kann die Gleichung nicht im allgemeinen angewendet werden, da die Glieder erheblichen Schwankungen unterworfen sind. In diesem Zusammenhang brauchen wir die Werte für die Glieder der linken Seite.

Schon KRÜMMEL (24) hat einen Versuch gemacht, den Süsswasserzufluss, den Niederschlag und die Verdunstung zu bestimmen. Seine Ergebnisse zeigen grosse Abweichungen von den später ausgeführten Berechnungen, aber sie sollen hier doch kurz erwähnt werden: Der Süsswasserzufluss in die Ostsee jährlich 333 km³, der Niederschlag auf die Oberfläche der Ostsee 600 mm jährlich, oder anders ausgedrückt 231 km³ und schliesslich die Verdunstung 192 mm oder anders ausgedrückt 74 km³. Diese Angaben ergeben insgesamt für die Gesamtzufuhr des Süsswassers in die Ostsee eine jährliche Wassermenge von 490 km³. Das Endresultat stimmt sehr gut mit den späteren Berechnungen überein, was aber einigermassen als Zufall zu betrachten ist, da die späteren Untersuchungen übereinstimmend zeigen, dass der Süsswasserzufluss in die Ostsee und auch die Verdunstung viel grösser sein müssen.

Später haben mehrere andere Forscher die Faktoren bestimmt. Für den Süsswasserzufluss in die Ostsee hat WITTING (63) einen Wert von 467 km³ berechnet, der einer Zunahme der Wassermenge der Ostsee von 14 000 m³/sek entsprechen würde. RUNDO (44) hat einen Wert von 463 — 476 km³ und SOKOLOWSKI (48) einen Wert von 440 km³ erhalten.

Für den auf die Oberfläche der Ostsee fallenden Niederschlag hat WITTING einen Wert von 536 mm (= 206 km³) und RUDOWITZ (43) und SOKOLOWSKI einen Wert von 550 mm (= 212 km³) berechnet.

Für die an der Ostseeoberfläche stattfindende Verdunstung stehen folgende Angaben zur Verfügung: nach WITTING 473 mm (= 182 km³), nach BRÜCKNER (7) 450 mm (= 173 km³) und nach SOKOLOWSKI 500 mm (= 192 km³).

Nach WITTING würden wir also genau denselben Wert, 490 km³, wie

nach KRÜMMEL für die jährliche Gesamtzufuhr des Süsswassers erhalten. Nach SOKOLOWSKI erhalten wir einen etwas kleineren Wert, nämlich 459 km³. Der erstere Wert entspricht einer Zunahmegeschwindigkeit der Ostsee-Wassermenge von 15 500 m³/sek, der letztere einer Geschwindigkeit von 14 500 m³/sek. Im folgenden werden wir für die Süsswasserzufuhr die Werte von WITTING anwenden.

WITTING (63) hat auch die mittlere jährliche Verteilung des Süsswasserzuflusses in die Ostsee berechnet, wobei er für den Monat November einen Wert erzielt, der der Zunahme der Ostsee-Wassermenge von 11 000 m³/sek entspricht. Wenn wir diese Zunahme berücksichtigen, so erhalten wir, dass die Zunahme der Ostsee-Wassermenge während des von uns behandelten Zeitabschnittes nach dem Verfahren von BERGSTEN mit einer Geschwindigkeit von 216 400 m³/sek und nach dem Verfahren von JACOBSEN mit einer Geschwindigkeit von 156 600 m³/sek vor sich gegangen ist.

Während des von uns behandelten Zeitabschnittes betrug der Mittelwert des Niederschlages, der einfach als Mittel der Niederschlagsbeobachtungen einiger an den Küsten der Ostsee gelegenen Beobachtungsstationen erzielt wurde, über dem Gebiet der Ostsee 1.6 mm pro Tag, was einer Zunahmegeschwindigkeit der Ostsee-Wassermenge von 7 100 m³/sek entspricht. Dieser Betrag ist klein, weniger als 4 % von der gleichzeitigen vermittels der Wasserstandsschwankungen berechneten Vermehrung der Ostsee-Wassermenge. Weiter müssen wir den Einfluss der Verdunstung betrachten, was aber prinzipiell mit grossen Schwierigkeiten verbunden ist, da auf hoher See keine regelmässigen Verdunstungsbeobachtungen ausgeführt werden. An Hand der an den Küsten ausgeführten Feuchtigkeits- u. a. Beobachtungen kann man kaum etwas Genaues über die Verhältnisse in der unmittelbaren Nähe der Wasseroberfläche schliessen. Nach WITTING ist jedoch die mittlere jährliche Verdunstung 12 % kleiner als die Niederschlagsmenge, nach SOKOLOWSKI 9 % kleiner. Der jährliche Verlauf der Verdunstung und des Niederschlags ist von WITTING (63) bestimmt worden, und für den Monat November gibt er folgende Werte an: die mittlere Niederschlagsmenge 20.1 km³, die mittlere Verdunstung so gross wie 25.8 km³. An Hand dieser Angaben, und wenn wir besonders noch bemerken, dass auch die durch den Niederschlag bedingte Vermehrung der Ostsee-Wassermenge nur gering war, können wir als berechtigt ansehen, dass wir in den folgenden Berechnungen im allgemeinen den Einfluss des Niederschlags und der Verdunstung ausser acht lassen. In den Fällen, wo die Änderungen in der Ostsee-Wassermenge langsamer vor sich gehen, darf man dies nicht tun, aber bei Behandlung der grossen und schnell vor sich gehenden Änderungen ist die dadurch verursachte Fehlerhaftigkeit belanglos.

Es erwies sich im obigen, dass es mit grossen Schwierigkeiten verbun-

den ist, an Hand der Oberflächenströmungen die durch die betreffende Meerenge geströmte Wassermenge zu berechnen, wenn die Meerenge so tief ist, dass in der Tiefe im allgemeinen einwärtsgerichtete Strömung beobachtet wird. Wir werden deswegen die Strombeobachtungen anwenden, die im nördlichen Teil des Sundes an Bord von Lappe-Grund ausgeführt worden sind. Wir hatten allerdings schon mit einer befriedigenden Genauigkeit die durch den Sund geströmte Wassermenge bestimmt. Mittels der Beobachtungen an der Oberfläche und in der Tiefe an Bord von Lappe-Grund können wir uns aber ein gutes Bild von der vertikalen Verteilung der Strömungen in solchen Verhältnissen machen, die auch im Grossen Belt herrschen, weil Lappe-Grund in dem tieferen nördlichen Teil und andererseits an der schmälsten Stelle des Sundes liegt.

Nach den Beobachtungen, die an Bord von Lappe-Grund während der Zeit vom 9.—15. November 1930 ausgeführt wurden, schwankte die Geschwindigkeit des einwärtsgerichteten Oberflächenstromes zwischen 0.1 und 3.3 sm/h, und der Mittelwert betrug 81 cm/sek. Andererseits machen wir Gebrauch von den von JACOBSEN (20) veröffentlichten an Bord von Lappe-Grund und Schultz's Grund in den Jahren 1910—12 ausgeführten Strommessungen, die in mehreren Tiefen ausgeführt worden sind. Wir teilen die Beobachtungen in zwei Gruppen, je nachdem der Strom in unmittel-

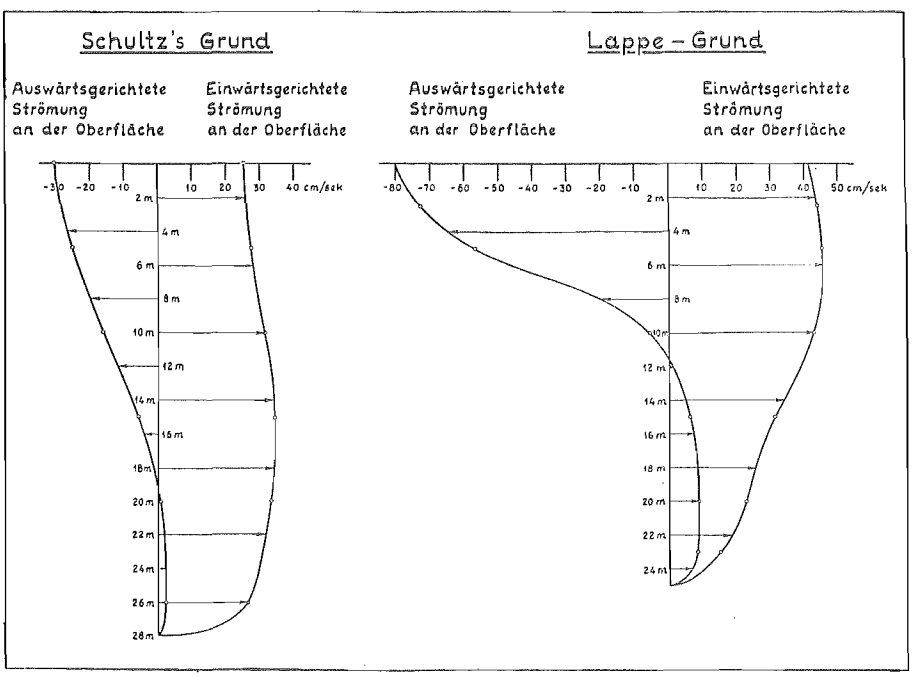

Abb. 9. Vertikale Verteilung der Strömungen nach den Beobachtungen an Bord von Lappe-Grund im Sund und an Bord von Schultz's Grund im Grossen Belt.

barer Nähe der Oberfläche einwärts- oder auswärtsgerichtet gewesen ist. Für jede Tiefe bestimmen wir danach in beiden Gruppen die mittlere Stromgeschwindigkeit. Aus Abb. 9 sind die Ergebnisse dieser Berechnungen zu ersehen. Schon beim ersten Anblick merkt man, dass bei einer einwärtsgerichteten Strömung an der Oberfläche oder in ihrer unmittelbaren Nähe im Mittel eine einwärtsgerichtete Strömung bis zum Boden herrscht. Dabei nimmt die Stärke der Strömung mit der Tiefe nur langsam ab oder kann sogar etwas zunehmen, wie es nach den Beobachtungen an Bord von Schultz's Grund der Fall gewesen ist. Bei einer auswärtsgerichteten Strömung an der Oberfläche oder in ihrer unmittelbaren Nähe herrscht im Mittel in der Tiefe eine schwache einwärtsgerichtete Strömung, und die Grenze der beiden Strömungen liegt im Mittel nach den Beobachtungen von Lappe-Grund in einer Tiefe von 11.5 m und nach den Beobachtungen von Schultz's Grund in einer Tiefe von 19 m.

Während des von uns betrachteten Zeitabschnittes herrschte an der Oberfläche eine einwärtsgerichtete Strömung, die in erster Linie durch die Neigung entstanden ist, die die Wasseroberfläche im Verhältnis zu der mittleren Neigung im Gebiet der dänischen Gewässer durch den Wind und zum Teil auch durch den Luftdruckunterschied angenommen hat. In der Tiefe herrscht in diesem Falle auch eine einwärtsgerichtete Strömung, die durch den einwärtsgerichteten Teil des Solenoidstroms verstärkt wird. Entsprechend wird die Strömung der oberen Schicht durch den Solenoidstrom mit einem geringen Betrag geschwächt. Die Strömung in der unmittelbaren Nähe der Oberfläche muss durch den direkten Einfluss des Windes zugenommen haben, da die Windstärke zeitweise sogar bis 9 Beauf. gestiegen war.

Vor dem behandelten Zeitabschnitt hatte schon ziemlich lange eine einwärtsgerichtete Strömung geherrscht, die während des Zeitabschnittes weiter vor sich ging. Im Anschluss an die Bewegungen der »hydrographischen Fronten» können wir feststellen, dass in solch einer Strömungssituation vor dem Ende einer langen Strömungsperiode die Unterschiede im spezifischen Gewicht des Wassers besonders im Sund, aber auch in den Belten kleiner als im Mittel sind, wodurch der Solenoidstrom entsprechend schwächer im eigentlichen Gebiet der dänischen Meerengen wird. Durch diese Wahrnehmung wird es klar, dass die einwärtsgerichtete Oberflächenströmung etwas stärker ist, als die durchschnittliche Verteilung der Strömungen voraussetzt. Dadurch ist auch die einwärtsgerichtete Strömung der unteren Schicht etwas schwächer, als die durchschnittliche Verteilung der Strömungen in der Tiefe voraussetzt.

Zusammenfassend können wir sagen, dass in diesem Falle zwei Faktoren gleichgerichtete Abweichungen von der mittleren vertikalen Strömungsverteilung verursachen. Erstens ist die Strömung in der unmittelbaren

Nähe der Oberfläche »zu stark» infolge des direkten Einflusses des Winddruckes gegen die Meeresoberfläche. Zweitens ist die Strömung der oberen Schicht »zu stark» infolge des kleinen Unterschiedes in dem spezifischen Gewicht des Wassers.

In der Höhe von Lappe-Grund beträgt die grösste Meerestiefe 35 m, das Feuerschiff liegt aber über einer Tiefe von nur 25 m. Tab. 8 zeigt, wie wir

Tabelle 8.

Die Berechnung der durch den Sund geströmten Wassermenge.

	Strom (cm/sek)		Querschnitt (km^2)	Wassertransport (m^3/sek)
	Mittlerer Strom	1930 November 9 — 15		
Oberfläche	41	81.2		
0 — 5 m	44	(87)	25 400	22 100
5 — 10 m	45	(89)	18 000	16 000
10 — 15 m	38	(75)	13 900	10 400
15 — 20 m	27	(53)	12 800	6 800
20 — 25 m	(22)	(44)	9 800	4 300
25 — 30 m	(18)	(36)	5 200	1 900
30 — 35 m	(14)	(14)	2 400	700
				62 200

an Hand der Verteilungskurve der Strömungen an Bord von Lappe-Grund versucht haben, die durch den Sund während der Zeit vom 9. — 15. November 1930 in die Ostsee geströmte Wassermenge zu bestimmen. Der Querschnitt des Sundes bei Lappe-Grund wurde in 5 m dicke Schichten eingeteilt. Für jede Schicht wurde mittels Abb. 9 die mittlere Stromgeschwindigkeit berechnet, die aus der zweiten Kolumne der Tabelle zu ersehen ist. Dabei wurden die drei untersten Geschwindigkeiten durch eine einfache Extrapolation gewonnen. Mit dem Verhältnis der mittleren Oberflächenströmung während des von uns betrachteten Zeitabschnittes zu der mittleren einwärtsgerichteten Oberflächenströmung wurden die mittleren Stromgeschwindigkeiten multipliziert, wodurch wir eine Annäherung für die Stromgeschwindigkeiten während des von uns betrachteten Zeitabschnittes erzielten. Diese Zahlen sind in der dritten Kolumne der Tabelle enthalten. Mittels der Flächeninhalte der Querschnittschichten wurde dann berechnet, dass die Strömung in die Ostsee durch den Sund während des betrachteten Zeitabschnittes einem Wassertransport von 62 200 m^3/sek entsprach.

In der Nähe der Küsten muss der Strom in jeder Schicht schwächer als in der Mitte des Sundes sein. Um dies zu berücksichtigen, multiplizieren wir das Ergebnis vorschlagsweise mit einer Konstante 0.9. Die Konstante

muss nämlich kleiner als 1.0 sein; andererseits muss sie grösser als die von BERGSTEN angegebene Konstante der Bodenreibung, 0.75, sein. Man kann jedenfalls ohne grossen Fehler annehmen, dass die mittlere Stromgeschwindigkeit in einer Wasserschicht erhalten wird, wenn die Stromgeschwindigkeit der betreffenden Schicht in der Mitte der Strasse mit 0.9, also mit der »Konstante der Strandreibung», multipliziert wird. Der übrige Einfluss der Bodenreibung von BERGSTEN wird schon beim Berechnen der mittleren Schichtströmungen berücksichtigt, und diese »eigentliche Bodenreibung» entspricht also einer Konstante von etwa 0.83.

Die Geschwindigkeit, mit der das Wasser durch den Sund in die Ostsee während des betrachteten Zeitabschnittes transportiert wird, beträgt also 56 000 m^3/sek. Dieser Wert ist aber noch immer viel grösser als der Mittelwert nach den Methoden von JACOBSEN und BERGSTEN, 44 800 m^3/sek, den wir als den zuverlässigsten Wert betrachten müssen. Die von uns erzielte Geschwindigkeit müsste noch mit einer Konstante 0.8 multipliziert werden, um zu demselben Ergebnis zu gelangen. Vielleicht können wir tatsächlich annehmen, dass wir in diesem Falle an der Oberfläche eine um soviel stärkere Strömung erhalten haben, wie sie die normale vertikale Strömungsverteilung voraussetzt, dass der Gebrauch der Konstante 0.8 durch physikalische Realitäten und nicht durch Fehlerhaftigkeiten zu erklären ist. Jedenfalls zeigt es sich schon jetzt, wie schwierig es ist, durch die Mittelwerte erzielte Regeln in Einzelfällen zu gebrauchen. In den Berechnungen können dazu noch in den an und für sich schweren Strombeobachtungen systematische Fehler eine Rolle spielen, die aber nicht so grosse Werte erreichen können, wie die Konstante 0.8 voraussetzt.

Um die Geschwindigkeit zu erhalten, mit der die Strömung durch den Grossen Belt in die Ostsee Wasser transportiert, könnte man einfach so fortfahren, dass man die Transportgeschwindigkeit durch den Sund mit dem Verhältnis der Querschnitte des Grossen Beltes und des Sundes und mit dem Verhältnis der Oberflächenströmung bei Halskov-Rev und Lappe-Grund multipliziert. Weil die Strömungsprofile von Lappe-Grund und Schultz's Grund doch einigermassen voneinander abweichen, wurde ein anderes Verfahren verwendet. Die Oberflächenströmung an Bord von Halskov-Rev in der Zeit vom 9. — 15. November 1930 betrug im Mittel 83 cm/sek. An Bord des ausserhalb des Grossen Beltes, aber doch in der Nähe seiner Mündung liegenden Feuerschiffes Schultz's Grund wurden Strommessungen ebenfalls in den Jahren 1910 — 12 in mehreren Tiefen ausgeführt, und Abb. 9 zeigt deren mittlere Verteilung. Bei einer einwärtsgerichteten Strömung an der Oberfläche wird in jeder Tiefe im Mittel eine einwärtsgerichtete Strömung ungefähr von derselben Stärke beobachtet. In Anbetracht dieser Verteilung und unter Anwendung der Konstante der »Strandreibung», 0.9, und der oben erklärten Konstante 0.8 erhalten wir für die Geschwin-

digkeit, mit der das Wasser durch den Grossen Belt in die Ostsee transportiert wird, einen Wert von 152 000 m³/sek. Die Transportkapazität des Kleinen Beltes ist mit befriedigender Genauigkeit auf etwa $^1/_{16}$ der Transportkapazität des Grossen Beltes zu schätzen.

Die durch die drei Strassen der dänischen Gewässer transportierte Wassermenge muss also insgesamt etwa 206 000 m³/sek betragen. Dazu muss noch die durch die Süsswasserzufuhr verursachte Vermehrung der Ostsee-Wassermenge zugeführt werden, wodurch schliesslich der Wert 217 000 m³/sek für die Zunahmegeschwindigkeit der Ostsee-Wassermenge erzielt wird. Das Ergebnis stimmt mit dem Resultat nach dem Verfahren von BERGSTEN (216 400 m³/sek) gut, zufälligerweise sogar sehr gut überein. Nach dem Verfahren von JACOBSEN hätte man an und für sich bessere Ergebnisse erwarten können, da es auf viel gründlicheren Überlegungen beruht. Es scheint aber für extreme Einzelfälle nicht geeignet zu sein, weil es an Hand der Mittelwerte berechnet ist.

5. Es steht aber noch ein brauchbares Verfahren zur Verfügung, die Geschwindigkeit zu bestimmen, mit der das Wasser durch die dänischen Gewässer transportiert wird. BERGSTEN (6) hat empirisch eine Abflussmengenkurve oder mit anderen Worten eine Kurve der abrinnenden Wassermenge bestimmt, die einem gewissen Fallverlust im Ablauf entspricht. Aus theoretischen Gründen muss diese Kurve der Gleichung

$$Q^2 = 2py$$

folgen, wo Q = die abrinnende Wassermenge,
y = der Fallverlust im Ablauf und
p = eine Konstante ist.

BERGSTEN hat eigentlich diese Kurve bestimmt, um den Einfluss des Niederschlages auf die Wasserstände im Gebiet der Ostsee richtig zu beurteilen. Insofern gilt sein Wert für $2p = 16.667 \cdot 10^{10}$ in erster Linie nur in Fällen mit einem kleinen Fallverlust im Ablauf. In unserem Falle muss der Wert der Konstante schon wegen der Reibung kleiner sein. Im folgenden wird für die Konstante $2p$ ein neuer Wert für die grossen Niveauunterschiede berechnet, der dann später in weiteren Berechnungen angewendet wird.

Mittels der an der schwedischen Südwestküste in Varberg und Ystad liegenden Registrierpegel wird die Grösse von y dadurch bestimmt, dass der Fallverlust einfach als Abweichung von der normalen Neigung bestimmt wird, wobei die normale Neigung den Effekt der dynamischen Störung und auch einen fast unbedeutenden Effekt der anemobarischen Störung [Vgl. WITTING (63)] enthält. Während der Zeit vom 9.—15. November 1930 schwankte der Unterschied im Wasserstand zwischen Varberg und Ystad

von der normalen Neigung zwischen —10 und +81 cm, und der Mittelwert betrug +39 cm. An all den Tagen, wo der Wasserstand in Varberg höher als in Ystad lag, wehte der Wind aus der Richtung WSW—WNW, und seine Stärke schwankte zwischen 4—8 Beauf. Als der Wasserstand eines Tages in Ystad höher als in Varberg lag, war der Wind nur ganz schwach. Unter Anwendung des durchschnittlichen Wasserstandsunterschiedes, +39 cm, und der Gleichung BERGSTENS mit der Konstante $16.667 \cdot 10^{10}$ wird für die Transportgeschwindigkeit des einströmenden Wassers ein Wert von 255 000 m³/sek erhalten, der um die durch die Süsswasserzufuhr verursachte Zunahme der Ostsee-Wassermenge vergrössert, 266 000 m³/sek wird. Diese Zahl ist zu gross, wie auch zu erwarten war. Für die Konstante $2p$ scheint nach diesem Falle eine etwas kleinere Zahl, nämlich $2p = 9 \cdot 10^{10}$ besser geeignet zu sein, wenn es sich also um grosse Niveauunterschiede handelt. Unter Anwendung dieses neuen Wertes wird für die Transportgeschwindigkeit in den dänischen Gewässern ein Wert von 187 000 m³/sek und für die gesamte Zunahme der Ostsee-Wassermenge ein Wert von 198 000 m³/sek erhalten.

In diesem Zusammenhang kann noch eine Schwäche erwähnt werden, mit der die von BERGSTEN bestimmte Gleichung behaftet zu sein scheint: alle Schwankungen in dem Wasserstandsunterschied von der normalen Neigung zwischen Kattegat und Ostsee verursachen nicht Strömungen, sondern beruhen auf den Schwankungen in der dynamischen Neigung oder genauer auf der Bewegung der hydrographischen Fronten, wobei der ganze Solenoidstrom verschoben werden kann. Wenn nämlich nach einer lange andauernden Periode mit auswärtsgerichteter Strömung das salzarme und leichte Ostseewasser bis Varberg vorgedrängt ist, was im Zusammenhang mit den stärksten Schwankungen in dem Ostsee-Wasserstand nicht selten geschehen kann, steigt der Wasserstand in Varberg, ohne dass dadurch die auswärtsgerichtete Strömung in den Meerengen gebremst oder verhindert wird.

Im obigen wurde berechnet, dass die Zunahme der Wassermenge der Ostsee nach verschiedenen Methoden in der Zeit vom 9.—15. November 1930 mit folgender Geschwindigkeit vor sich ging:

1.	Nach dem Steigen des Ostsee-Wasserstandes	193 000 m³/sek
2.	Nach dem Verfahren von JACOBSEN	156 600 „
3.	Nach dem Verfahren von BERGSTEN	216 400 „
	Mittelwert nach den Methoden von JACOBSEN und BERGSTEN	186 500 „
4.	Nach den vom Verfasser durchgeführten Berechnungen	217 000 „
5.	Nach der Gleichung $Q^2 = 16.667 \cdot 10^{10} y$	266 000 „
	Nach der Gleichung $Q^2 = 9 \cdot 10^{10} y$	198 000 „

Es war in erster Linie der Zweck der vorangegangenen Berechnungen einen Beweis dafür zu erbringen, dass die nach der Veränderung des Ostsee-Wasserstandes berechnete Vermehrung der Ostsee-Wassermenge quantitativ gesehen eine Realität ist; d. h. sie ist den Wassermengen ungefähr gleich, die einerseits durch die dänischen Gewässer und andererseits durch die Süsswasserzufuhr in die Ostsee geströmt sind. Den Zweck haben wir nicht vollständig erreicht, da z. B. das Ergebnis nach dem Verfahren von JACOBSEN 19 % kleiner und nach dem Verfahren von BERGSTEN 12 % grösser ist, als nach dem Steigen des Ostsee-Wasserstandes zu erwarten war. Dabei muss aber berücksichtigt werden, dass auch im Verlauf des Ostsee-Wasserstandes erhebliche Unregelmässigkeiten festgestellt wurden, die Fehlerhaftigkeiten verursachen können. Im grossen und ganzen wurde jedenfalls festgestellt, dass während der Zeit vom 9. — 15. November 1930 die Wassermenge der Ostsee mit einem Betrag von etwa 200 000 m^3/sek zunahm. Etwa 11 000 m^3/sek ist auf die Süsswasserzufuhr in die Ostsee zurückzuführen, und der Rest, der Wassertransport durch die dänischen Gewässer, betrug 189 000 m^3/sek. Durch den Sund strömte etwa 45 000 m^3/sek, durch den Grossen Belt etwa 135 500 m^3/sek und durch den Kleinen Belt vielleicht etwa 8 500 m^3/sek. Die Änderungen in der Gesamtwassermenge der Ostsee, die einerseits durch das Steigen des Wasserstandes und andererseits durch die Strömungen in den dänischen Gewässern und durch die Süsswasserzufuhr in die Ostsee berechnet wurden, stimmen wenigstens in diesem Falle mit durchaus befriedigender Genauigkeit überein.

e. Das Sinken des Ostsee-Wasserstandes vom 25. November—3. Dezember 1930.

1. Analog mit den vorangegangenen Berechnungen wird das Sinken des Ostsee-Wasserstandes behandelt. Während der Zeit vom 25. November 12^h bis 3. Dezember 12^h 1930 sank der Ostsee-Wasserstand insgesamt 20.7 cm, was einer Abnahme der totalen Wassermenge von 115 300 m^3/sek entspricht. (Vgl. S. 46.)

2. Während derselben Zeit wurde an Bord des Feuerschiffes Drogden an der Oberfläche eine auswärtsgerichtete Strömung beobachtet, deren Stärke zwischen 0.2 und 2.0 sm/h schwankte, und der Mittelwert betrug 35 cm/sek. Wird diese Stromgeschwindigkeit nach JACOBSEN mit 5 multipliziert, so erhält man die Wassermenge, in km^3 ausgedrückt, die pro $^1/_{12}$ Jahr die Ostsee verlässt. Sie beträgt 177 km^3, einer Transportgeschwindigkeit von 67 300 m^3/sek entsprechend, wovon durch den Sund 20 300 m^3/sek und durch die Belte 47 000 m^3/sek strömten. Nach den Gleichungen auf S. 47 ergibt sich nämlich, dass erstens die Wassermenge, in

km^3 ausgedrückt, die im Mittel pro $^1/_{12}$ Jahr mit der *Oberschicht* durch die Belte die Ostsee verlässt, 2.3mal den mittleren Oberflächenstrom bei Drogden $+37$ km^3 ausmacht, also in diesem Falle 118 km^3 pro $^1/_{12}$ Jahr, und zweitens die Wassermenge, ebenfalls in km^3 ausgedrückt, die pro $^1/_{12}$ Jahr der Ostsee mit der *Unterschicht* durch die Belte zugeführt wird, 37 km^3 — 1.2mal den mittleren Wert des Oberflächenstromes ausmacht, die in diesem Falle einer auswärtsgerichteten Strömung von 5 km^3 pro $^1/_{12}$ Jahr entspricht. Daraus wird für den Gesamttransport durch die Belte ein Betrag von 47 000 m^3/sek erzielt.

Die Transportgeschwindigkeit von 67 300 m^3/sek ist zu klein, und sie wird durch Berücksichtigung anderer Umstände noch etwas geringer. Nach WITTING beträgt der Süsswasserzufluss in die Ostsee 467 km^3 jährlich. Nach den Beobachtungen von Oscarsgrundet ist die Oberflächenströmung im südlichen, seichten Teil des Sundes in 198 Tagen jährlich auswärts- und in 123 Tagen einwärtsgerichtet. In 46 Tagen wird jährlich Stromstille beobachtet. (In diesem Zusammenhang kann wiederholt werden, dass der Ostsee-Wasserstand jährlich während 166 Tagen steigt und während 199 Tagen sinkt, was gut mit den Strömungszahlen übereinstimmt.) Ungefähr gleich muss die Verteilung der Strömungsrichtungen auch in den Belten sein, allerdings mit der Ausnahme, dass einer Stromstille in dem südlichen seichten Teil des Sundes in den tieferen Belten eine durch das Solenoidfeld bedingte schwache auswärtsgerichtete Strömung in der oberen Schicht und eine der Grösse nach gleiche einwärtsgerichtete Strömung in der unteren Schicht entsprechen muss. Durch das Gesagte wird es klar, dass das durch die Süsswasserzufuhr in die Ostsee gebrachte überschüssige Wasser nicht während 365 Tagen, sondern nur während etwa 200 Tagen durch die dänischen Gewässer ausströmt. Diese Strömung entspricht einer Wassermenge von 27 000 m^3/sek. Davon ist 12 200 m^3/sek dadurch entstanden, dass in der Ostsee in den Einströmungsperioden der dänischen Gewässer Süsswasser gespeichert wird, das in den Ausströmungsperioden abtransportiert werden muss. Diese Wassermenge verursacht in dem Ostsee-Wasserstand eine Änderung von -0.27 cm pro Tag.

Von der nach dem Verfahren von JACOBSEN berechneten Transportgeschwindigkeit muss der Betrag abgezogen werden, durch den der Ostsee-Wasserstand nicht herabgesetzt wird, nämlich 14 800 m^3/sek [1]), wonach schliesslich die Geschwindigkeit, mit der die Wassermenge der Ostsee kleiner geworden ist, nach der Methode von JACOBSEN auf 52 500 m^3/sek geschätzt werden kann. Das so erzielte Ergebnis beträgt nur 46 % von dem, was nach der Änderung des Ostsee-Wasserstandes zu erwarten war.

3. Nach dem Verfahren von BERGSTEN wird zuerst die Strömung durch

[1]) (27 000 — 12 200) m^3/sek.

den Sund auf die Weise berechnet, dass die mittlere Stromgeschwindigkeit nach den Beobachtungen an Bord von Drogden an der Oberfläche mit der Konstante 0.75 und mit dem Flächeninhalt des Sund-Querschnittes multipliziert wird. Für die Transportgeschwindigkeit wird ein Wert von 21 200 m^3/sek erhalten, der wieder gut mit dem Wert von JACOBSEN, 20 300 m^3/sek, übereinstimmt.

Für die Strömung im Grossen Belt werden wieder die Strombeobachtungen an Bord von Halskov-Rev herangezogen. Während des von uns betrachteten Zeitabschnittes wurde an der Oberfläche bei Halskov-Rev eine auswärtsgerichtete Strömung beobachtet, die zwischen 0.7 und 3.0 sm/h schwankte, und der Mittelwert betrug 79 cm/sek. Analog mit den Berechnungen der Strömung im Sund wird die Transportgeschwindigkeit durch den Grossen Belt 151 200 m^3/sek und durch alle drei Strassen der dänischen Gewässer 181 800 m^3/sek. Von diesem Betrag muss noch diejenige Menge, 14 800 m^3/sek, abgezogen werden, die in dem Ostsee-Wasserstand keine Veränderung mit sich bringt, wonach die endgültige Transportgeschwindigkeit den Wert 167 000 m^3/sek erhält. Nach dem Verfahren von BERGSTEN wurde also eine Strömung erzielt, die etwa 45 % grösser war als diejenige, die nach der Änderung des Ostsee-Wasserstandes zu erwarten war. Dieser Umstand ist wahrscheinlich in erster Linie darauf zurückzuführen, dass die Oberflächenströmung nach den Messungen an Bord von Halskov-Rev durch den Solenoidstrom dermassen vergrössert war, dass das Multiplizieren mit der Konstante 0.75 beim Berechnen der Strömung durch den Grossen Belt nicht hinreicht, um die mittlere Strömung zu bestimmen.

Während der Zeit vom 25. November bis 3. Dezember 1930 war die durchschnittliche Niederschlagsmenge über dem Gebiet der Ostsee 2.1 mm pro Tag, die wieder einfach als Mittel der Niederschlagsbeobachtungen einiger an den Küsten der Ostsee gelegenen Beobachtungsstationen erzielt ist und die in der Wassermenge der Ostsee einer Vermehrung von 9 400 m^3/sek entspricht, also etwa 8 % von der gleichzeitigen, nach den Ostsee-Wasserständen berechneten Abnahme der Wassermenge. Die Niederschlagsmenge ist schon so gross, dass sie eigentlich berücksichtigt werden sollte, wenn es auch in diesem Falle nicht möglich wäre anzunehmen, dass durch die entgegengesetzt wirkende Verdunstung auch der Einfluss des Niederschlags mit hinreichend grosser Genauigkeit eliminiert würde. WITTING (63) hat nämlich für die mittlere Verdunstung an der Oberfläche der Ostsee für die Monate November und Dezember einen Wert von 23.9 km^3 pro Monat berechnet, was einer Abnahme von 9 100 m^3/sek in der Ostsee-Wassermenge entspricht.

4. Besonders weil die nach den Methoden von JACOBSEN und BERGSTEN berechneten Transportgeschwindigkeiten so sehr voneinander und von

den aus den Wasserstandsänderungen bestimmten abweichen, wird jetzt ein neuer Versuch gemacht, die Transportgeschwindigkeit mittels der Strombeobachtungen an Bord von Lappe-Grund und von Schultz's Grund zu berechnen.

Nach den Strombeobachtungen an der Oberfläche an Bord von Lappe-Grund schwankte die Stromgeschwindigkeit zwischen 1.5 und 3.5 sm/h, und der Mittelwert betrug 130 cm/sek. Mittels der auf S. 51 in Abb. 9 dargestellten vertikalen mittleren Strömungsverteilung wird analog mit den in Tab. 8 auf S. 53 ausgeführten Berechnungen für die Strömung durch den Sund ein Transportbetrag von 38 200 m^3/sek erzielt. Dieser Betrag muss noch mit der Konstante 0.9 multipliziert werden, wodurch also unter Berücksichtigung der »Strandreibung» ein Wert von 34 400 m^3/sek erhalten wird.

Dieser Wert ist viel grösser als die Werte nach den Verfahren von BERGSTEN und JACOBSEN, die ungefähr 20 800 m^3/sek betrugen. Im Falle der Einwärtsströmung war die analog berechnete Strömung zu stark vor allem infolge des Winddruckes gegen die Meeresoberfläche, wobei Windstärken bis 9 Beauf. beobachtet wurden. Während der jetzt behandelten auswärtsgerichteten Strömung erreichten die Winde im allgemeinen nur höchstens eine Stärke von 3 Beauf., mit der einzigen Ausnahme eines SSE-Windes von 5 Beauf. Dadurch muss jetzt angenommen werden, dass der Wind nur einen verhältnismässig geringen direkten Einfluss auf die Oberflächenströmung ausüben konnte. Die Wirkung des mittleren Solenoidstroms wird natürlich schon durch die Anwendung der Verteilungskurve berücksichtigt. Wie aus der Bewegung der »hydrographischen Fronten» klar wird, war die Beltseefront, also die Front zwischen dem Kattegat- und dem Ostseewasser, in dem von uns betrachteten Zeitabschnitt schon weiter nördlich von Lappe-Grund vorgedrungen, so dass der Solenoidstrom nicht mehr »zu stark» sein kann, wie beim Vorbeiziehen der Front. In dem Falle einer Einwärtsströmung wurde noch eine Konstante 0.8 angewendet; in dem Falle einer Auswärtsströmung scheint es also nicht berechtigt zu sein, weil der direkte Einfluss des Windes auf die Seeoberfläche ganz gering gewesen ist und weil der Solenoidstrom nicht als stärker betrachtet werden kann, als der mittleren vertikalen Strömungsverteilung entspricht.

Der Übergang zu den Strömungen im Grossen Belt ist jetzt mit grossen Schwierigkeiten verbunden, weil das Strömungsprofil nach den Beobachtungen an Bord von Schultz's Grund im Falle einer Einwärtsströmung an der Oberfläche, wie Abb. 9 auf S. 51 zeigt, kompliziert ist und weil wir dabei keinen Grund haben zu der Annahme, dass das Strömungsprofil z. B. bei Halskov-Rev genau gleich ist. Die einzige Möglichkeit fortzufahren besteht darin, die Strömungsgeschwindigkeit des Sundes mit dem Verhält-

nis der Querschnitte des Grossen Beltes und des Sundes und mit dem Verhältnis der Oberflächenströmungen bei dem Schiff Halskov-Rev und Lappe-Grund zu multiplizieren. Dieses Verfahren scheint auch deswegen einigermassen berechtigt zu sein, weil im Falle einer einwärtsgerichteten Strömung das Verhältnis der endgültigen Transportgeschwindigkeiten durch den Grossen Belt und durch den Sund 3.0 betrug, indem das Verhältnis der Querschnitte 3.2 ist. Dadurch wird für die Transportgeschwindigkeit durch die beiden Belte

$$\frac{79}{130} \cdot \frac{271}{80} \cdot 34\,400 \text{ m}^3/\text{sek} = 70\,500 \text{ m}^3/\text{sek}$$

erzielt, indem 79 cm/sek die mittlere Stromgeschwindigkeit an der Oberfläche bei dem Schiff Halskov-Rev in dem von uns betrachteten Zeitabschnitt war. Die Strömung durch die drei Strassen der dänischen Gewässer wird also 104 900 m³/sek, wovon aber noch die Strömung abzuziehen ist, die in dem Ostsee-Wasserstand keine Änderung verursacht, nämlich 14 800 m³/sek, wonach die endgültige Transportgeschwindigkeit 90 100 m³/sek wird.

5. Die Transportgeschwindigkeit der Auswärtsströmung kann auch mittels der Gleichung

$$Q^2 = 9 \cdot 10^{10} y$$

berechnet werden. Während der Zeit vom 25. November bis 3. Dezember schwankte der Wasserstandsunterschied zwischen Varberg und Ystad zwischen —10 und —56 cm, und der Mittelwert betrug —25 cm. Nach der Gleichung wird der Betrag 158 000 m³/sek erzielt.

Es ist also nach verschiedenen Methoden berechnet worden, dass die Abnahme der Ostsee-Wassermenge mit folgender Geschwindigkeit vor sich ging:

1.	Nach dem Sinken des Ostsee-Wasserstandes	115 300 m³/sek
2.	Nach dem Verfahren von JACOBSEN	52 500 „
3.	Nach dem Verfahren von BERGSTEN	167 000 „
	Mittelwert nach den Methoden von JACOBSEN und BERGSTEN	109 800 „
4.	Nach den vom Verfasser durchgeführten Berechnungen	90 100 „
5.	Nach der Gleichung $Q^2 = 9 \cdot 10^{10} y$	158 000 „

Die Ergebnisse auf S. 56 und auf S. 61 zusammenfassend, kann man vor allem über die auswärtsgerichteten Strömungen der dänischen Gewässer feststellen, dass es mit grossen Schwierigkeiten verbunden ist, an Hand der Strombeobachtungen die durch die dänischen Gewässer verfrachteten

Wassermengen zu berechnen. In dem Falle einer Einwärtsströmung scheint die Genauigkeit der Ergebnisse doch befriedigend zu sein, was natürlich darauf zurückzuführen ist, dass in dem Falle der Einwärtsströmung die vertikale Verteilung der Strömung einfacher ist. In dem Falle einer Auswärtsströmung weichen die nach den verschiedenen Methoden erzielten Ergebnisse wesentlich voneinander ab. Sie scheinen aber ziemlich gleichmässig auf beiden Seiten des nach dem Sinken des Ostsee-Wasserstandes berechneten Wertes verteilt zu sein. Insofern ist es doch möglich zu behaupten, dass wir an Hand der Strombeobachtungen nachgewiesen haben, dass sowohl in dem Falle einer einwärtsgerichteten als in dem Falle einer auswärtsgerichteten Strömung die mehrtägigen Änderungen in dem Ostsee-Wasserstand Realitäten und in erster Linie durch die in den dänischen Gewässern verfrachteten Wassermengen bedingt sind.

Weil einerseits die mittels der Strombeobachtungen nach den verschiedenen Methoden berechneten Änderungen in der Ostsee-Wassermenge verhältnismässig grosse und weil andererseits die mittels der Schwankungen in dem Ostsee-Wasserstand nach verschiedenen Wasserstandsstationsnetzen berechneten Änderungen in der Wassermenge nur unwesentliche Abweichungen voneinander zeigen, haben wir in der Bestimmung der Ostsee-Wasserstände ein neues Verfahren, womit die durch die dänischen Gewässer verfrachteten Wassermengen mit einer grösseren Genauigkeit berechnet werden können, als mittels der Strombeobachtungen möglich ist.

Weil in dem Fall einer auswärtsgerichteten Strömung die nach verschiedenen Verfahren berechneten Ergebnisse so grosse Abweichungen voneinander zeigten, wollen wir an Hand eines anderen Beispiels noch einige Schlüsse über die Verfahren ziehen. Während der Zeit vom 21. Februar bis 3. März 1928 sank der Ostsee-Wasserstand insgesamt 35 cm, was einer Geschwindigkeit in der Abnahme der Ostsee-Wassermenge von 142 000 m^3/sek entspricht. Die gleichzeitig an Bord von Drogden an der Oberfläche ausgeführten Strommessungen zeigen eine auswärtsgerichtete Strömung, deren Stärke zwischen 1.2 und 0.1 sm/h schwankte, und der Mittelwert betrug 31 cm/sek. Nach der Regel von JACOBSEN wird daraus für die Auswärtsströmung durch die dänischen Gewässer eine Transportgeschwindigkeit von 58 700 m^3/sek berechnet, wovon noch die durch den Süsswasserzufluss verursachte Auswärtsströmung von 14 800 m^3/ abzuziehen ist. Die endgültige Geschwindigkeit in der Abnahme der Ostsee-Wassermenge wäre also nach JACOBSEN 43 900 m^3/sek.

Zwischen Varberg und Ystad schwankte während derselben Zeit der Wasserstandsunterschied zwischen —42 und 0 cm, und der Mittelwert betrug —22 cm. Nach der Gleichung $Q^2 = 9 \cdot 10^{10}$ wird für die Abnahme der Ostsee-Wassermenge ein Betrag von 140 000 m^3/sek erzielt.

In dem letzten Beispiel erhielten wir nach dem Verfahren von JACOBSEN für die Transportgeschwindigkeit der Auswärtsströmung einen Wert, der nur 31 % von demjenigen Wert betrug, der nach der Änderung des Ostsee-Wasserstandes zu erwarten war. In dem ersten Beispiel war die Prozentzahl in dem Fall einer Einwärtsströmung 81 % und in dem Fall einer Auswärtsströmung 46 %. Insofern kann behauptet werden, dass das Verfahren von JACOBSEN, das sich auf die Mittelwertberechnungen gründet, im allgemeinen und besonders in den Fällen mit den am stärksten vor sich gehenden auswärtsgerichteten Strömungen ganz zu kleine Werte für die Transportgeschwindigkeit gibt.

Nach der Gleichung $Q^2 = 2py$ von BERGSTEN erzielten wir unter Anwendung des Wertes $2p = 9 \cdot 10^{10}$ in drei Fällen zweimal Werte, die mit den nach den Änderungen des Ostsee-Wasserstandes fast völlig übereinstimmten. In dem dritten Falle war der erzielte Wert 30 % grösser, als nach den Wasserstandsänderungen zu erwarten war. Danach scheint es berechtigt zu behaupten, dass der neue Wert $2p = 9 \cdot 10^{10}$ für die Konstante oder vielleicht ein noch etwas kleinerer für die am stärksten vor sich gehenden Strömungen anwendbar ist.

V. Zusammenhang zwischen den Schwankungen des Ostsee-Wasserstandes und den meteorologischen Vorgängen.

a. Wetterabhängigkeit der Strömungen in den dänischen Gewässern.

MANEGOLD (27) hat wichtige Ergebnisse erzielt, indem er die Wetterlagen einerseits an Hand der von VAN BEBBER (1) aufgestellten Regeln über die Zugstrassen der barometrischen Minima und andererseits mittels der Lagen der barometrischen Maxima klassifiziert hat, je nachdem sie auswärts- oder einwärtsgerichteten Strömungen in den dänischen Gewässern entsprechen. Weil seine Ergebnisse gut an die Resultate der vorliegenden Untersuchung anzuschliessen sind, soll im folgenden in aller Kürze das Wichtigste über seine Arbeit wiederholt werden:

»Für die Hauptrichtung des Oberflächenstromes ist in erster Linie das Wetter verantwortlich. So mannigfaltig das Wetter, so mannigfaltig ist auch sein Zusammenhang mit dem Strom. Der rein hydrographisch bedingte Baltische Strom kann sich nur entwickeln, wenn die Wetterlage es zulässt. Ist sie nicht kräftig ausgebildet, und ihre Wirkung infolgedessen gering, so ist auch der Strom nicht stark.«

»*Einstrom* wird hervorgerufen, wenn ein Tief sich nach Osten nördlich der deutschen Ostseeküste zieht, sobald es die Linie skandinavische Westküste—Jütland überschritten hat. Die Lage des Hochs ist dabei fast bedeutungslos.« Dabei betont auch MANEGOLD, dass beim Wind die doppelte Wirkungsmöglichkeit besteht: einerseits treibt er in Skagen das Wasser in die Ostsee hinein (Druckwirkung), und andererseits saugt er in der südlichen und mittleren Ostsee das Wasser an (Saugwirkung). Es sei auch in diesem Zusammenhang erwähnt, dass diese Doppelwirkung die Berechnungen des Zusammenhanges zwischen den meteorologischen Vorgängen und den durch die dänischen Gewässer verfrachteten Wassermassen wesentlich erschweren kann, indem die Druck- und Saugwirkung bei verschiedenen Isobarenrichtungen verschieden stark sein können.

»Starker *Ausstrom* wird bei einem Hoch über Nordosteuropa beobachtet. Das Tief muss dabei südlich der Linie Jan Mayen—Bergen—Kopenhagen—Lemberg—Odessa liegen und bewegt sich meist äusserst langsam. Es ist für den Ausstrom nicht unwesentlich.«

MANEGOLD hat nur Fälle mit einer Stromgeschwindigkeit von mehr als

2.0 sm/h nach den Beobachtungen an Bord von Schultz's Grund untersucht. Diese Einschränkung bedeutet, dass er nur Fälle behandelt hat, wo die Strömungen so stark gewesen sind, dass ihre wichtigste Ursache der vor allem durch die Windverteilung verursachte Niveauunterschied im Meeresspiegel zwischen Kattegat und Ostsee gewesen ist. Seine Regeln gelten aber auch in den Fällen mit einem schwächeren Strom, besonders wenn man die Strömungsrichtung nach den Beobachtungen im südlichen Teil des Sundes bestimmt, wo der Solenoidstrom sich nicht geltend macht, und wenn man die mittlere Süsswasserausfuhr aus der Ostsee berücksichtigt. In den Fällen mit den schwächsten Strömen wird es natürlich schwer sein, die Kraft der Wetterart festzustellen, für deren Einfluss der Strom gerade noch empfindlich ist.

Das Schlusswort von MANEGOLD: »Nur der Wetterverlauf lässt auf den Stromverlauf schliessen», das nach ihm also in erster Linie nur in den Fällen mit einer Stromgeschwindigkeit von mehr als 2.0 sm/h oder im allgemeinen in den Fällen gilt, wo die Wetterart kräftig genug ist, um den Einfluss des Solenoidstroms und der Süsswasserausfuhr der Ostsee zu beseitigen, führt zum folgenden Schluss: Weil es im vorigen Kapitel mit befriedigender Genauigkeit erwiesen wurde, dass die Schwankungen in der totalen Wassermenge der Ostsee in erster Linie von den Strömungen der dänischen Gewässer abhängig sind, und weil also nach MANEGOLD der Stromverlauf vom Wetterverlauf abhängig ist, muss auch zwischen den Schwankungen der Wassermenge und dem Wetterverlauf eine direkte Beziehung vorhanden sein. Darauf wird man im Kapitel V d zurückkommen.

Die von MANEGOLD aufgestellten Regeln können in einer etwas allgemeineren Form geschrieben werden, die freilich ungenauer, aber für unsere Behandlungen brauchbarer ist:

1) Die einwärtsgerichtete Strömung in den dänischen Gewässern wird in dem Falle beobachtet, dass über Nordeuropa Zyklonentätigkeit vor sich geht. Die deutlichen Maxima in der Wassermenge der Ostsee werden nach einer langen Einstromperiode erreicht, also in solchem Falle, wo die Zyklonentätigkeit lange angehalten hat, so dass inzwischen antizyklonale Wetterlagen nur für ganz kurze Zeiten den Einstrom unterbrochen haben.

2) Die auswärtsgerichtete Strömung in den dänischen Gewässern wird bei einem Hoch über Nordosteuropa beobachtet.

Mittels dieser einfachen Regeln können einige Bemerkungen ohne weiteres geklärt werden. Zum Beispiel wird dadurch verständlich, warum die mittlere Periode mit steigendem Ostsee-Wasserstand nur 8.7 und die Periode mit sinkendem Wasserstand 10.4 Tage dauert: bei einer Zyklonentätigkeit sind natürlich die Winde im allgemeinen kräftiger und des-

wegen imstande, in kürzerer Zeit dieselbe positive Änderung im Wasserstand hervorzurufen als bei einem dauernden Hoch eine negative. Nach den aufgestellten Regeln wird es auch verständlich, warum die Abweichung des Maximums des Ostsee-Wasserstandes etwas grösser als die des Minimums sein muss, weil jenes durch die Zyklonentätigkeit hervorgerufen wird. Gleichfalls wird es jetzt klar, dass beim Sinken des Wasserstandes, also bei einer antizyklonalen Lage, die Ostsee-Wasserstände besser den tatsächlichen Schwankungen der Ostsee-Wassermenge entsprechen als bei Zyklonentätigkeit, weil die Winde bei einer antizyklonalen Lage im allgemeinen schwächer sind und seltener infolge heftigen Windstaus grössere Fehlerhaftigkeiten in den Mittelwerten verursachen.

b. Wetterlage beim Maximum des Wasserstandes am 17. November 1930.

An Hand unseres früheren Beispiels vom November 1930 werden wir jetzt prüfen, wie die obigen Regeln mit den tatsächlich vorhandenen Verhältnissen übereinstimmen. Auf S. 39 stellt Abb. 7 die Schwankungen des Ostsee-Wasserstandes dar. Abb. 8 auf S. 41 gibt die Oberflächenströmungen während desselben Zeitabschnittes an Bord von Oscarsgrundet im Sund und von Halskov-Rev im Grossen Belt an.

Die Wasserstandskurven im Anhang zeigen, dass der Wasserstand während einiger Tage vor dem 24. Oktober sank und an diesem Tage zu steigen anfing. Die Wetterkarten zeigen, dass in den Tagen vor dem 24. Oktober über Westrussland ein ausgedehntes Hoch herrschte. Im Gebiet der dänischen Gewässer herrschten schwache oder zeitweise mässige Winde von Süden und Osten vor. Durch diese Winde wurden im allgemeinen schwache und fast regelmässig auswärtsgerichtete Strömungen verursacht, worauf das langsame Sinken des Ostsee-Wasserstandes zurückzuführen ist.

Die ununterbrochene Zyklonentätigkeit fängt am 24. Oktober an. Die Warmfront einer östlich von Island sich nach Osten bewegenden Zyklone überschreitet am Nachmittag des 24. Oktober das Gebiet der dänischen Gewässer, und der Wind dreht sich nach Westen. Ungefähr in derselben Zeit fängt auch die Strömung an, einwärts zu laufen. Die lebhafte Zyklonentätigkeit dauert ungefähr gleichmässig bis zum Nachmittag des 1. November, wobei die Zyklonen sich über das nördlichste Europa von Westen nach Osten ziehen. Vom 1. bis zum 8. November werden Zyklonen beobachtet, die im allgemeinen von der Richtung Schottland langsam nach Nordosten ziehen. Die Winde sind schwächer und kommen meist aus südlicher Richtung. Dadurch entsteht eine ziemlich regelmässige auswärtsgerichtete Strömung infolge der Saugwirkung ausserhalb und der Druckwirkung innerhalb der dänischen Gewässer. In einigen kurz andauernden

Phasen der Zyklonentätigkeit wird auch einwärtsgerichtete Strömung beobachtet, wobei die Zyklonen Nordosteuropa erreicht haben und der Einfluss der nächsten Zyklone noch nicht angefangen hat.

Am 8. November fängt wieder der Einfluss der Zyklonen an, welche die nördliche Bahn über Nordeuropa wandern. Die Zyklonen, welche die Winde im Gebiet der dänischen Gewässer bestimmen, sind fast regelmässig über Nordeuropa östlich der Linie skandinavische Westküste — Jütland, so dass die einwärtsgerichtete Strömung ununterbrochen vor sich gehen kann. Die Winde wehen im Gebiet der dänischen Gewässer regelmässig von der westlichen Seite, und ihre Stärke erreicht in den nächsten Tagen sogar 10 Beauf. Für diese Zyklonentätigkeit gibt Abb. 10 ein gutes Beispiel vom 13. November 1930.

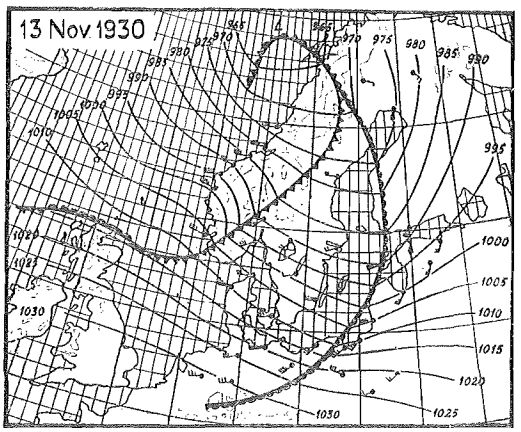

Abb. 10. Wetterlage am 13. November 1930 08h.

Am 18. November befindet sich die letzte Zyklone der lang anhaltenden Zyklonentätigkeit über der Halbinsel Kola und füllt sich langsam aus. Diese Zyklone zusammen mit einem in der Richtung Alpen — Island wachsenden Hochdruckkeil bestimmt die Winde im Gebiet der dänischen Gewässer. Die Achse des Keiles ist noch westlich von Dänemark und die Windrichtung insofern westlich, aber die Windstärke ist am 17. November nur 4 Beauf. und wird allmählich noch schwächer. Aus Abb. 8 ist auch zu ersehen, dass der Wind während der Zeit 17. — 18. November eine einwärtsgerichtete Strömung nur im Grossen Belt hat verursachen können. In dem schmäleren Sund geht die Strömung schon auswärts, auch wenn der Sund östlicher liegt und auch wenn im Grossen Belt der Strom infolge des Solenoidfeldes zuerst an der Oberfläche auswärts gehen sollte. Diesen Umstand könnte man vielleicht als Beispiel für die Bedeutung des direkten Winddruckes gegen die Meeresoberfläche betrachten, wodurch in den dänischen

Gewässern ein Windstau entsteht. Man kann also annehmen, dass im Grossen Belt die Strömungen in diesem Falle in drei Schichten geteilt waren:

1) in unmittelbarer Nähe der Oberfläche infolge des Winddruckes einwärts,

2) in der oberen Schicht ausser der unmittelbaren Nähe der Oberfläche auswärts. Diese Strömung ist infolge des sich im Entstehen begriffenen positiven Wasserstandsunterschiedes zwischen der Ostsee und dem Kattegat bedingt. Diese Strömung wird im Sund schon an der Oberfläche beobachtet. Im Grossen Belt wird sie durch den Solenoidstrom noch verstärkt.

3) In der untersten Schicht infolge des Solenoidfeldes einwärts.

In der Nacht gegen den 19. November bewegt sich die Achse des Hochdruckkeiles über die dänischen Gewässer nach Osten, und die Winde wehen danach von Süden und Südosten. Die Strömung läuft auswärts, und der Wasserstand fängt an zu sinken. Das Sinken des Wasserstandes wird jedoch unterbrochen. Am 21. November kommt nämlich die Okklusionsfront einer Zyklone, die sich wieder über Nordeuropa bewegt, von Westen über die dänischen Gewässer, wobei der Wind sich wieder nach Westen dreht. Im Zusammenhang mit einem Teiltief am 23. November erreicht der Westwind eine Stärke von 7 Beauf. Dadurch sind die Schwankungen in der Wasserstandskurve vom 22.—24. November zu erklären. In diesem Zusammenhang sei noch erwähnt, dass die Schwankungen in unserer Wasserstandskurve vom 13.—16. November nicht ohne weiteres als Realitäten zu betrachten sind. Sie sind offenbar zum grossen Teil als Folge der Mangelhaftigkeiten unserer Methode für die Berechnung des Ostsee-Wasserstandes zu betrachten.

Vom 25. November ab sinkt der Ostsee-Wasserstand regelmässig infolge

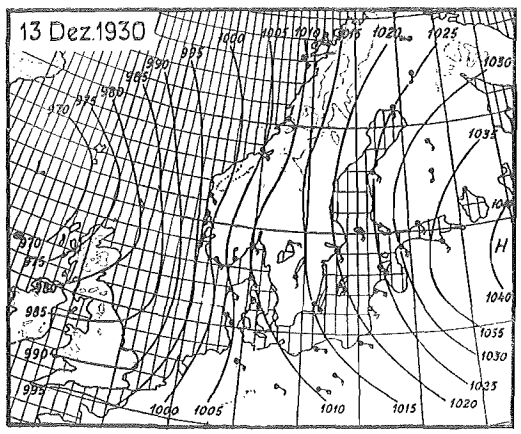

Abb. 11. Wetterlage am 13. Dezember 1930 08h.

der antizyklonalen Lage über Nordosteuropa, wobei die Winde meistens eine Stärke von 1—4 Beauf. haben. Während der ersten 10 Tage des Dezember sinkt der Wasserstand etwas langsamer, da der Wind im allgemeinen nur ganz schwach war. Dieses Sinken scheint einigermassen »passiv» vor sich gegangen sein. Dagegen beginnt sich am 11. Dezember eine Situation zu entwickeln, die in Abb. 11 als Wetterlage vom 13. Dezember dargestellt ist, wobei die Saugwirkung ausserhalb der dänischen Gewässer und die Druckwirkung innerhalb derselben deutlich zu erkennen ist. Dadurch ist auch das rasche Sinken des Ostsee-Wasserstandes, das im Mittel etwa 4.5 cm pro Tag betrug, zu erklären.

Am 19. Dezember fängt die Zyklonentätigkeit wieder an, und ihr Einfluss ist in dem Wasserstand am nächsten Tage deutlich zu erkennen.

c. Bemerkungen zu den Überschwemmungen[1]) an den Ostseeküsten.

Das Problem der Schwankungen der Ostsee-Wassermenge ist also, wie das oben dargestellte Beispiel zeigt, zum grossen Teil ein meteorologisches Problem geworden. Dadurch ist seine schnelle Lösung auch möglich geworden, weil die Meteorologie für ihre mannigfaltigen Zwecke regelmässig und möglichst schnell ein reiches Beobachtungsmaterial sammeln muss. Schon an Hand der täglichen Wetterkarten und einiger täglich ausgeführten Strombeobachtungen, zum Beispiel von Drogden und Halskov-Rev, könnte man mit verhältnismässig grosser Genauigkeit den Schwankungen des Ostsee-Wasserstandes folgen. Dabei wäre natürlich vom grossen Wert, regelmässig Beobachtungen auch bezüglich der Tiefenströmungen zu erhalten. Wichtig ist das schnelle Lösen des Problems der momentanen Wassermenge der Ostsee für die Vorhersage der Überschwemmungen an bestimmten Küstengebieten, die in diesem Zusammenhang in aller Kürze behandelt werden können.

Regelrechte Überschwemmungen werden an den Küsten der Ostsee vor allem in der Newamündung und auch an der norddeutschen Küste beobachtet. Besonders die erstgenannten und ihre Ursachen haben ein reges Interesse auf dem Gebiet der Meeresforschung erwecken müssen, weil ihre Wirkungen verwüstend werden können. Seit 1652 ist das Wasser in der Newamündung nach SOWETOW (49) höher als 150 cm über dem Mittelwasser mehr als 300 mal gestiegen. Nach BRUNS (8) stieg das Wasser während der letzten 229 Jahre 225 mal über 150 cm. Im Mittel ist einmal im Jahrhundert eine verwüstende Überschwemmung vorgekommen: Im Jahre 1619 fand eine heftige Überschwemmung statt. Am 20.—21. Septem-

[1]) Weil die Überschwemmungen nicht in den eigentlichen Bereich dieser Untersuchung gehören, werden sie hier nur kurz behandelt.

ber 1777 stieg das Wasser etwa bis 320 cm. Am 19. November 1824 betrug der Wasserstand 414 cm. Am 23. September 1924 war die grösste Wasserhöhe 369 cm. Auch am 15. Oktober 1929 stieg der Wasserstand bis 247 cm über das Mittelwasser. Das Übermass der Verwüstungen kann man daran sehen, dass beim bis 4 m gestiegenen Wasserstand nach SOWETOW (49) das Stadtgebiet von Leningrad im Umfange von 62 km² überflutet wird. Die jährliche Verteilung der Überschwemmungen nach BRUNS (8) ist in Tab. 9 dargestellt.

Tabelle 9.

Die jährliche Verteilung der Überschwemmungen in der Newamündung, in % ausgedrückt.

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
5.8	1.3	1.8	0.9	2.2	2.3	0.9	7.2	12.6	22.5	26.0	16.5

Der jährliche Gang des Ostsee-Wasserstandes, der z. B. nach Abb. 16 auf S. 88 deutlich zu ersehen ist, und andererseits die oben dargestellte jährliche Verteilung der Überschwemmungen haben einen einigermassen ähnlichen Verlauf, woraus die meteorologische Bedingtheit beider ersichtlich ist.

Die Ursachen der Überschwemmungen in der Newamündung haben ausser BRUNS und SOWETOW unter anderen RYKATSCHEW, GRIBOJEDOW, MALTSCHENKO, KAMINSKY, WIESE, MAKKAWEJEW und BERG (3) untersucht. Die meisten von den erwähnten Forschern haben in einem Faktor die Hauptursache der Überschwemmungen sehen wollen. Nach unserer Auffassung ist es erst STENIJ (53) gelungen, die Ursachen der aussergewöhnlichen Höhe des Hochwassers am Ende des Finnischen Meerbusens am 23. September 1924 zu erklären, und zwar »durch das Zusammentreffen von verschiedenen Umständen:

1) Die Bahn des erzeugenden Tiefdrucks ist der Längsrichtung des Finnischen Meerbusens nahezu parallel und liegt so, dass sich das Gebiet der stärksten W-Winde dem Meerbusen entlang bewegt.

2) Die Bewegungsgeschwindigkeit des Tiefs ist annähernd gleich der Geschwindigkeit der freien Welle. Hieraus und aus der speziellen Windverteilung folgt, dass die von der Ostsee eindringende Welle und die Wirkung der meteorologischen Störungen im innersten Teil des Meerbusens zur selben Zeit eintreffen.

3) Das Hochwasser der Eigenschwingung trifft mit den obengenannten Einflüssen ungefähr gleichzeitig ein.

4) Die Wassermenge der Ostsee ist grösser als im Mittel.«

STENIJ hat den Einfluss der verschiedenen Faktoren folgenderweise berechnet oder geschätzt:

	Helsinki	Koivisto	Leningrad
Überschuss der Wassermenge	20 cm	20 cm	20 cm
Eindringende fortschreitende Welle	55 „	125 „	125 „
Vom Luftdruck im Finnischen Meerbusen erzeugte fortschreitende Welle	5 „	25 „	25 „
Eigenschwingung	15 „	30 „	30 „
Windstau[1])	—	40 „	150 „
	95 cm	240 cm	350 cm

Die wichtigsten Ursachen zu der Überschwemmung in Leningrad sind also in diesem Falle nach STENIJ der Windstau und die eindringende fortschreitende Welle. Dies ist aber nur ein Spezialfall, wo verschiedene Umstände zu einer verheerenden Überschwemmung führten. Nach den Berechnungen von HELLSTRÖM (16) erzielen wir ein ganz anderes Bild über die Ursachen der Überschwemmungen: Wenn über dem ganzen Gebiet der Ostsee ein W-Wind von 22.5 m/sek weht, so verursacht der Windstau schon in Reval eine Zunahme des Wasserstandes von etwa 100 cm und in Leningrad etwa 300 cm, wenn die stationäre Lage der Meeresoberfläche erreicht worden ist. Ein so starker Wind über dem ganzen Ostseegebiet wird kaum möglich sein, aber schon ein Wind von 17 m/sek verursacht in Reval eine Wassererhöhung von etwa 50 cm und in Leningrad etwa 175 cm.

STENIJ erklärt die Überschwemmungen also durch das Zusammentreffen von verschiedenen Umständen. HELLSTRÖM dagegen betont den Anteil des Windstaus mehr als STENIJ. Den entstandenen Widerspruch kann man vielleicht dadurch beseitigen, dass nur für die grossen Überschwemmungskatastrophen ein Zusammentreffen von verschiedenen Umständen nötig ist, während die meisten Überschwemmungen von mehr als 150 cm schon durch Windstau entstehen können.

Der aktuelle Ostsee-Wasserstand kann aber auch einen grossen Einfluss auf die Möglichkeit der Überschwemmungen ausüben. Auch durch ein günstiges Zusammentreffen der anderen Einflüsse kann kaum eine verwüstende Überschwemmung eintreten, wenn der Ostsee-Wasserstand z. B. —50 cm beträgt. Andererseits ist natürlich die Wahrscheinlichkeit der Überschwemmungen bedeutend grösser, wenn der Ostsee-Wasserstand z. B. +50 cm beträgt. Solch ein hoher Wasserstand von +50 cm hat zusammen mit einer gut ausgebildeten Eigenschwingung, deren Hubhöhe im Finnischen Meerbusen nach NEUMANN (30) etwa 100 cm betragen kann, die Überschwem-

[1]) Sowohl im allgemeinen als auch hier muss jedoch der Windstau sich offenbar schon in Helsinki mit einem geringen Betrag geltend machen.

mung im Jahre 1764 verursachen können, die bei völliger Windstille in der Newamündung geschah. Bei der verwüstenden Überschwemmung des Jahres 1924 betrug der Ostsee-Wasserstand etwa +20 cm. Bei der Überschwemmung des Jahres 1929 belief sich der Ostsee-Wasserstand auf +32 cm.

Im Dezember 1913 war der Ostsee-Wasserstand besonders hoch, indem sogar das Monatsmittel wahrscheinlich etwa +45 cm betragen hat. (Vgl. S. 34.) Vom 28. bis 30. Dezember stieg das Wasser infolge eines heftigen Sturmes in Kiel von —16 cm auf +156 cm (nach den Mittagsbeobachtungen) und in Travemünde von 0 cm auf +152 cm, wogegen es in Helsinki etwa 70 cm sank. So hohe Wasserstände an der norddeutschen Küste sind nur unter der Voraussetzung möglich, dass auch der Ostsee-Wasserstand ausserordentlich hoch gewesen ist.

Die Vorhersage der Wasserstandsschwankungen muss auf Grund einer getrennt durchgeführten Analyse aller Komponenten geschehen. Weil diese Komponenten in erster Linie von den meteorologischen Vorgängen abhängig sind, ist das Problem der Wasserstandsvorhersage zum grossen Teil eine meteorologische Aufgabe geworden, was günstig für seine praktische Lösung ist. Mit geringsten Schwierigkeiten verbunden ist die Vorhersage der Schwankungen in der Ostsee-Wassermenge, indem alle anderen Komponenten durch verschiedene lokale Einflüsse verstärkt oder vermindert werden.

d. Kritische Betrachtung der Einzelheiten in den Wasserstandskurven. Die 1-tägigen Änderungen.

Es unterliegt keinem Zweifel mehr, dass die im Anhang dieser Veröffentlichung dargestellten Wasserstandskurven im grossen und ganzen den Änderungen entsprechen, die in dem Meeresspiegel des ganzen Ostseegebietes stattfinden. Ausserdem ist festgestellt worden, dass wenigstens in grossen Zügen den Änderungen des Ostsee-Wasserstandes Strömungen in den dänischen Gewässern entsprechen, indem der Korrelationskoeffizient 0.54 (oder 0.60) betrug. Eine Anzahl von Eigenschaften, die in den Wasserstandskurven oder im Zusammenhang mit ihnen festgestellt sind, hat sich leicht erklären lassen, was auch beweist, dass die Kurven den Realitäten entsprechen. Andererseits haben wir doch in mehreren Zusammenhängen und vor allem im Zusammenhang mit den bei einer lebhaften Zyklonentätigkeit durch den Windstau hervorgerufenen Fehlerhaftigkeiten die Zuverlässigkeit unserer Wasserstandskurven bezweifeln müssen.

Im folgenden wird an einem einfachen Beispiel gezeigt, wie gross die durch den Windstau verursachte Fehlerhaftigkeit werden kann: (Wir

nehmen an, dass das richtige Mittel in dem gedachten Falle 0 cm betrage.) In einem Wasserstandsstationsnetz von zehn Stationen denken wir uns, dass gleichzeitig folgende Beobachtungen gemacht werden: 2 Stationen ±0 cm, 2 Stationen +20 cm, 2 Stationen —20 cm, 2 besonders für den Windstau günstig gelegene Stationen +100 cm und die letzten 2 Stationen an der gegenüberliegenden Küste —50 cm. Als Mittelwert der gleichzeitigen Wasserstände wird +10 cm erzielt, auch wenn dieser Betrag, wie die Praxis zeigt, nur wegen der zwei besonders für den Windstau günstig gelegenen Stationen entstehen kann, ohne dass dasselbe etwas mit der Wassermenge des betreffenden Meeresgebietes zu tun hat.

Deswegen wurden auch bei der Wahl des Wasserstandsstationsnetzes solche Stationen vermieden, wie zum Beispiel Kronstadt und Kemi, wo die Meerestiefe gering ist. Dadurch wurden aber nur die gröbsten Fehlerhaftigkeiten vermieden. Auch ohne diese kommen deutlich Änderungen in dem berechneten Ostsee-Wasserstand vor, die hauptsächlich auf den Einfluss des Windstaus zurückzuführen sind. Wie schon betont worden ist, reicht das jetzt zur Verfügung stehende Material nicht aus, das Wasserstandsstationsnetz so zu wählen, dass der Windstau nicht einmal bei der heftigsten Zyklonentätigkeit Fehler verursachen könnte.

Um eine Auffassung von der Grössenordnung der 1-tägigen Änderungen in den von uns berechneten Ostsee-Wasserständen zu erzielen, ist in Abb. 12 die Verteilungskurve dargestellt, die also auf dem von uns benutz-

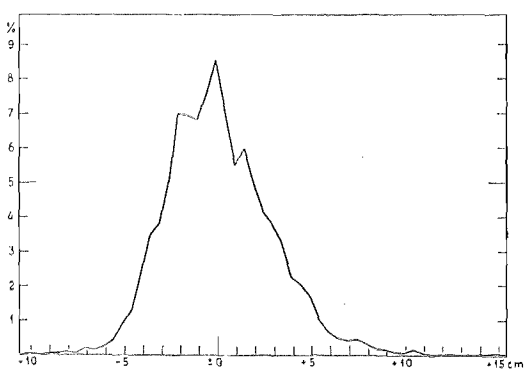

Abb. 12. Verteilung der 1-tägigen Änderungen in den von uns berechneten Ostsee-Wasserständen.

ten Material beruht. Als Abszisse dient in der Abbildung die Grösse der Änderung [1]), als Ordinate die Zahl der Fälle von bestimmter Grösse. Die allge-

[1]) In der Darstellung sind die Änderungen derart in Gruppen geteilt, dass sie Intervalle von 1.0 cm bilden und dass z. B. dem Wert der Abszisse 0.0 cm das Intervall $-0.4 \leqq \Delta h \leqq +0.5$ entspricht.

meine Form der Verteilungskurve ist normal. Das mittlere 1-tägige Steigen des Ostsee-Wasserstandes beträgt 2.4 cm, das mittlere 1-tägige Sinken 2.0 cm. (Das Verhältnis des mittleren Sinkens zu dem mittleren Steigen ist 0.83. In diesem Zusammenhang kann erwähnt werden, dass in den Strombeobachtungen in dem seichten Südteil des Sundes das Verhältnis der Stromstärken zwischen den auswärtsgerichteten und einwärtsgerichteten gleich 0.83 ist. Die gute Übereinstimmung dieser Zahlen zeigt, dass grössere prinzipielle Fehlerhaftigkeiten in den Wasserstandskurven kaum besonders oft vorkommen können.)

Aus der Verteilungskurve kann man feststellen, dass die grössten positiven Änderungen grösser als die grössten negativen sind. An über 5 cm grossen 1-tägigen Änderungen gibt es jährlich etwa 15 positive und 8 negative. Über 10 cm grosse Schwankungen wurden im Mittel 1 positive jährlich beobachtet und nur 1 negative in dem ganzen 10 Jahre umfassenden Material. Die grösste positive Änderung betrug +14.7 cm, die grösste negative —10.3 cm. Im folgenden wird versucht, an Hand eines Beispiels zu zeigen, dass die grössten 1-tägigen Änderungen in unseren Wasserstandskurven durch Fehlerhaftigkeiten in der Berechnungsmethode stark beeinflusst sind, und zwar in erster Linie als Folge des Windstaus.

In Tab. 10 sind einige von den extremen 1-tägigen Änderungen nach

Tabelle 10.

1-tägige extreme Änderungen nach den von uns berechneten Wasserständen (in cm). [Die Angaben in den Klammern sind unter Anwendung der Registrierungen in Kolkasrags erzielt, die anderen unter Anwendung der fiktiven Station, ½ (Hanko + Memel).]

1933	X	28			
			—2.8	(—3.7)	
		29			
			14.7	(14.5)	
		30			
			10.5	(10.2)	
		31			
			—8.8	(—8.8)	
	XI	1			
1931	VII	7			
			—1.9	(—2.3)	
		8			
			14.4	(12.6)	
		9			
			—2.4	(0.0)	
		10			
1935	I	23			
			—1.4		
		24			
			12.4		
		25			
			—0.6		
		26			
1932	I	1			
			1.3	(1.9)	
		2			
			—10.3	(—10.2)	
		3			
			0.5	(0.7)	
		4			

den von uns berechneten täglichen Wasserstandswerten dargestellt. Schon durch das Hinzufügen der Änderungen vor und nach den extremen Schwankungen wird es deutlich, dass die grössten Schwankungen fehlerhaft sein können, weil die Änderungen vorher und nachher regelmässig entgegengesetzt der extremen gewirkt haben. Nach den Wetterkarten könnte man nämlich an dem vorhergehenden Tage vielleicht eine entgegengesetzte Änderung erwarten, aber am folgenden Tage meistens nicht.

Es wäre eine sehr dankbare Aufgabe, jetzt von den erwähnten extremen Schwankungen die Fehler zu eliminieren. Es besteht nämlich die Möglichkeit, dass gerade unter diesen Fällen auch die grössten tatsächlich eingetretenen Wasserstandsänderungen während der Jahre 1926—35 zu finden sind. Das genaue Bestimmen der Wassermenge, die binnen 24 Stunden in die oder aus der Ostsee strömen kann, kann wohl bis jetzt nicht als ein endgültig gelöstes Problem betrachtet werden. HELLSTRÖM (16) erwähnt, dass während des bekannten Sturmes vom 12.—14. November 1872 binnen 24 Stunden aus der Ostsee 400 000 m^3 Wasser pro Sekunde strömte, was einer Abnahme von 9 cm pro Tag in dem Ostsee-Wasserstand entspräche. In der Arbeit von HELLSTRÖM wird auf den Sturm nur ziemlich kurz hingewiesen, so dass es nicht einzusehen ist, nach welchem Verfahren die Strömungsgeschwindigkeit bestimmt wurde. Die Strömungen der dänischen Gewässer während des erwähnten Sturmes hat aber COLDING (9) eingehend behandelt. Nach seinen Berechnungen kann die durch die dänischen Gewässer geströmte Wassermenge ungefähr in derselben Weise berechnet werden wie in der Arbeit von JACOBSEN (19) oder von BERGSTEN (6). Auf solchen Berechnungen beruht offenbar auch das Ergebnis von HELLSTRÖM. Die Genauigkeit dieser Berechnungen ist vielleicht nicht sehr gross, weil die Schwierigkeiten dabei beträchtlich sind. Die Berechnungen in Kapitel IV zeigen jedoch, dass das Ergebnis von HELLSTRÖM jedenfalls von der richtigen Grössenordnung sein muss. Weitere Möglichkeiten haben wir nicht, seine Genauigkeit irgendwie zu verbessern.

Nach HELLSTRÖM ist also die 1-tägige Änderung von 9 cm im Ostsee-Wasserstand als äusserst extrem zu betrachten, was also einer Abnahme in der Wassermenge der Ostsee von 35 km^3 pro Tag entsprechen würde. (Vergleichshalber kann hier wiederholt werden, dass nach WITTING (63) die Wassermenge, die im Mittel die Ostsee pro $^1/_{12}$ Jahr verlässt, 40.8 km^3 beträgt. In diesem Falle hat schon binnen etwa 28 Stunden eine gleich grosse Wassermenge die Ostsee verlassen.)

Einen Vergleichspunkt für die Fehlerhaftigkeit unserer Wasserstandskurven erzielen wir einfach dadurch, dass in den unkorrigierten mittleren Wasserstandskurven zweimal in 10 Jahren eine 1-tägige Wasserstandsabnahme in einer Grösse von über 9 cm vorkam. Wenigstens diese und dazu natürlich noch mehrere kleinere 1-tägige Änderungen müssen wahr-

scheinlich zu gross sein, da sich schon an Hand der Wetterkarten feststellen lässt, dass der Sturm von 1872 effektiver gewesen ist als die Stürme während der von uns betrachteten grossen negativen Schwankungen [1]).

Für die 1-tägige positive Änderung eine Obergrenze zu bestimmen, ist noch schwerer. Man könnte natürlich annehmen, dass die grösstmögliche Änderung etwas grösser als 9 cm sein müsse, weil das Steigen des Wasserstandes im allgemeinen etwas schneller als das Sinken vor sich geht. In derselben Richtung wirken mit einem kleineren Effekt auch der Süsswasserzufluss und der Niederschlag, weil die dadurch der Ostsee zugeführten Wassermengen während des Einströmens in der Ostsee bleiben müssen. Bei einer 1-tägigen Änderung kann auch der Einfluss eines kräftigen Niederschlags erheblich sein, und andererseits kann während einer so kurzen Zeit wie eines Tages die Verdunstung ausnahmsweise nur sehr gering sein, so dass die Einflüsse des Niederschlags und der Verdunstung nicht von der gleichen Grössenordnung sind. Trotz dessen, dass durch die einwärtsgerichtete Strömung vielleicht 1-tägige Änderungen in dem Ostsee-Wasserstand stattfinden, die grösser als 9 cm sind, muss angenommen werden, dass gerade die grössten positiven 1-tägigen Änderungen nach unseren Berechnungen fehlerhaft sind, weil sie infolge der lebhaften Zyklonentätigkeit zu hohe Werte erreichen.

Der Sturm vom 12. — 14. November 1872 verursachte einen sehr starken Ausstrom in den dänischen Gewässern ungefähr in folgender Weise: Ein Sturmtief bewegte sich langsam von der nördlichen Seite der Alpen auf die Nordsee zu. Über Nordeuropa herrschte ein Hochdruck. Der Luftdruckgradient war die ganze Zeit sehr gross. Die langsame Bewegung des Tiefs drehte die Windrichtung im Gebiet der dänischen Gewässer und der eigentlichen Ostsee langsam von NE nach E. Die Windstärke war während der ganzen Zeit sehr gross; die grössten Beobachtungswerte betrugen 12 Beauf. Der Wind verursachte innerhalb der dänischen Gewässer eine sehr effektive Druckwirkung. Gleichfalls durch den Wind entstand ausserhalb der dänischen Gewässer eine Saugwirkung, die aber nicht so effektiv werden konnte, indem die Wassermassen sich im Kattegat wegen der östlichen Winde zum Teil an der Küste von Jütland stauten. Diese Wassermassen strömten natürlich »passiv» längs der Küste nach Norden, nach dem Skagerrak. [Vgl. des näheren die Darstellung von COLDING (9) und HELLSTRÖM (16).]

Nach BERGSTEN (6) ist es möglich, die durch die dänischen Gewässer

[1]) Der Betrag der Wasserstandsabnahme beruht jedoch nicht nur auf der zufälligen Wetterlage sondern auch auf der ursprünglichen Höhe des Ostsee- bzw. Nordsee-Wasserstandes.

geströmten Wassermengen zu bestimmen, wenn der Wasserstandsunterschied zwischen Varberg und Ystad bekannt ist. Es wurde schon betont, dass bei extremen Strömungen die Genauigkeit jedoch nicht gross sein wird. Eine weitere grosse Fehlerhaftigkeit ist damit verbunden, dass der Wasserstand im Kattegat und andererseits zum Beispiel zwischen Kiel und Ystad bei den extremen Fällen sogar sehr grossen Schwankungen unterworfen ist und dass es dabei sehr schwer zu beurteilen ist, welche Wasserstandsangaben für die Bestimmung des Wasserstandsunterschiedes zwischen Kattegat und Ostsee die geeignetsten seien. Jedenfalls können an Hand des Wasserstandsunterschiedes zwischen Varberg und Ystad Vergleichsberechnungen durchgeführt werden. Nach den Topographiekarten der Meeresoberfläche von COLDING (9) schwankte der Wasserstandsunterschied zwischen Varberg und Ystad vom 13. November 0^h bis 14. November 0^h nach den sechs angegebenen Wasserstandswerten zwischen —57 und —87 cm, und der Mittelwert betrug —72 cm. Nach der Gleichung von BERGSTEN in ihrer ursprünglichen Form ist die Transportgeschwindigkeit 346 000 m^3/sek. Dieses Ergebnis ist nur 13 % kleiner als der Wert von HELLSTRÖM. Es wurde aber in einem früheren Zusammenhang angenommen, dass die Konstante in der Gleichung von BERGSTEN für grosse Wasserstandsunterschiede zu gross ist. Dadurch würde der erzielte Wert noch kleiner, auch wenn es schon jetzt kleiner war als der Wert von HELLSTRÖM.

Weil diese Gedankengänge mit zu vielen Unbekannten verbunden sind, müssen wir verzichten auf das Bestimmen einer neuen Obergrenze derjenigen Wassermenge, die in 24 Stunden durch die dänischen Gewässer strömen kann. Der von HELLSTRÖM angegebene Wert bildet also noch immer eine Obergrenze, die nach allem zu urteilen jedoch den tatsächlichen Verhältnissen gut entsprechen dürfte. Im folgenden wird dagegen an Hand eines typischen Beispiels eingehend gezeigt, wie die grössten Fehlerhaftigkeiten in den von uns berechneten Ostsee-Wasserständen entstanden sind.

Nach Tab. 10 stieg der Ostsee-Wasserstand im Jahre 1933 während zwei aufeinanderfolgenden Tagen sehr viel, nämlich 29/30 Oktober 1933 etwa 15 cm und 30/31 Oktober etwa 10 cm. Während des nächsten Tages sank der Wasserstand nach unserem Material etwa 9 cm. Diese Schwankungen sind nach allem zu urteilen zu gross. In Abb. 13 ist der Verlauf einiger in diesem Zusammenhang gebrauchten Grössen dargestellt. Die gestrichelte Kurve zeigt den Verlauf der Wasserstandsdifferenz zwischen Varberg und Ystad. Wenn die Punkte der Kurve oberhalb der Nullinie liegen, ist bei Varberg der Wasserstand höher als bei Ystad und die Strömung also im allgemeinen einwärtsgerichtet. Die Rechtecke zeigen die Änderungen, die der Ostsee-Wasserstand nach dem von uns benutzten Material gezeigt hat. Die mit Kreuzchen versehenen Säulen zeigen die Stromgeschwindigkeiten nach den Beobachtungen an der Oberfläche an Bord

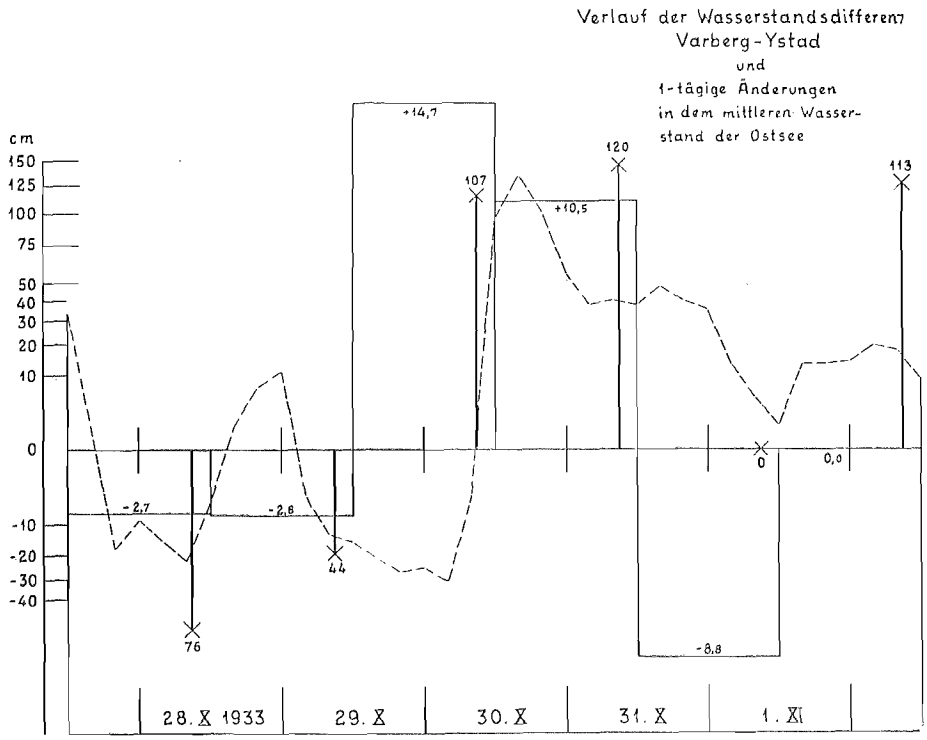

Abb. 13. Verlauf der Wasserstandsdifferenz zwischen Varberg und Ystad. 1-tägige Änderungen in dem Ostsee-Wasserstand. Die Strombeobachtungen an Bord von Oscarsgrundet.

von Oscarsgrundet in dem seichten südlichen Teil des Sundes. Wenn die Säulen von der Nullinie nach oben gezeichnet sind, geht die Strömung einwärts. Die 1-tägigen Änderungen sind in cm und die Stromgeschwindigkeiten in cm/sek ausgedrückt. (Entsprechende Zahlenangaben stehen in den Rechtecken und neben den Säulen.) Die Ordinate in dem Verlauf der Wasserstandsdifferenz ist in cm und derart dargestellt, dass der Abstand der Kurve von der Nullinie den durch die dänischen Gewässer nach der Gleichung von BERGSTEN verfrachteten Wassermassen proportional ist.

Die Änderungen des Ostsee-Wasserstandes 27/28 und 28/29 Oktober stimmen gut mit den mittelmässig starken Strömungen an denselben Tagen und auch mit dem Verlauf des Wasserstandsunterschiedes überein. In der Zeit 29/30 stieg der Ostsee-Wasserstand nach unseren Wasserstandsmitteln insgesamt 14.7 cm. Das ist aber nicht möglich nach dem Verlauf der Wasserstandsdifferenz, wie es auch zu erwarten war, selbst wenn man den Einfluss des ausserordentlich heftigen Niederschlags berücksichtigt, der in

derselben Zeit bestand und der im Mittel[1]) 12.3 mm im Bereich der Ostsee in 24 Stunden ausmachte. Die Wasserstandsdifferenz zwischen Varberg und Ystad müsste während der Zeit vom 29. 12^h bis 30. 12^h positiv und möglichst gross sein, aber in Wirklichkeit ist sie bis zum 30. 04^h im Mittel —24 cm, so dass ein Einströmen offenbar nicht möglich ist. Noch 08^h ist die Differenz negativ, —4 cm. Danach steigt sie sehr rasch, so dass sie schon 12^h + 96 cm, 16^h + 128 cm und 20^h + 101 cm ist. (Die grosse Wasserstandsdifferenz von 16^h entspricht einer Neigung der Meeresoberfläche von 70 cm/100 km.)

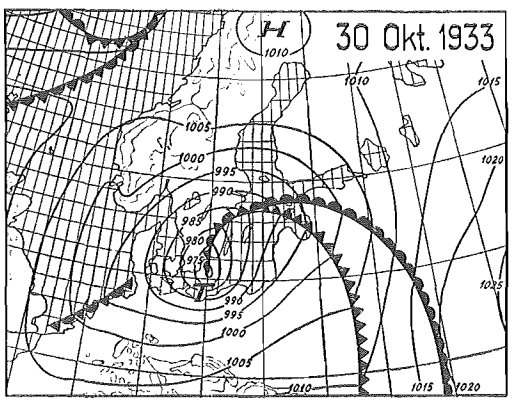

Abb. 14. Wetterlage am 30. Oktober 1933 08^h.

Abb. 14 stellt die Wetterlage am 30. Oktober 1933 08^h dar. Das starke, von Südwesten heranziehende Tief hat eben die MANEGOLDsche Linie Skandinavische Westküste — Jütland überschritten. Vor dem Tief hatte nördlich der dänischen Gewässer Ostwind und südlich der dänischen Gewässer Südwind vorgeherrscht. Besonders durch die Saugwirkung des Ostwindes ist der Wasserstand in Varberg niedriger als in Ystad und die Strömung auswärtsgerichtet. Sie ist durch den direkten Einfluss des Südwindes gegen die Meeresoberfläche verstärkt worden. In der Lage der Abbildung verursacht der Nordwind nördlich der dänischen Gewässer eine Druckwirkung und südlich der Gewässer der Westwind eine kräftige Saugwirkung, wodurch die mächtige einwärtsgerichtete Strömung entsteht. Beim Vorbeiziehen des Tiefs oder, genauer gesagt, beim Übergehen von der früheren Druck-Saug-Situation zu der anderen verändert sich die Topographie der Meeresoberfläche sehr rasch, wie aus dem sehr steilen Steigen der Wasserstandsdifferenz zu ersehen ist.

[1]) Es sei erwähnt, dass die Mittel der Niederschlagsmengen im Bereich der Ostsee im allgemeinen als Mittel der Messungen folgender Beobachtungsstationen angegeben sind: Oulu, Mariehamn, Viipuri, Königsberg, Göteborg und Visby.

In der Zeit 29/30 Oktober, wo also nach unseren Wasserstandswerten das Steigen des Wasserstandes 15 cm hätte sein sollen, war die Höhe des Meeresspiegels in Varberg anfangs niedriger als in Ystad, und diese Differenz wurde fast während des ganzen Tages grösser, so dass eine einwärtsgerichtete Strömung unmöglich war. Erst in den letzten Stunden des Tages wurde der Wasserstand in Varberg höher als in Ystad. Die einwärtsgerichtete Strömung war dementsprechend sehr stark. In diesem Falle standen dem Verfasser leider nicht die 4-stündigen Strombeobachtungen von den dänischen Feuerschiffen zur Verfügung, so dass nur die 24-stündigen Strombeobachtungen an Bord von Oscarsgrundet benutzt sind. Nach den anderen, an und für sich ähnlichen, aber etwas weniger extremen Fällen scheint der Strom seine Richtung oft 2—8 Stunden früher geändert zu haben, als nach der Wasserstandsdifferenz Varberg — Ystad zu erwarten war. Die Ursachen dazu sind mehrere: Erstens kann es schon darauf beruhen, dass der Strom in unmittelbarer Nähe der Meeresoberfläche durch den Winddruck seine Richtung geändert hat, bevor die Wasserstandsdifferenz dazu Anlass gibt. Zweitens muss der Umstand bemerkt werden, dass sowohl im Gebiet nördlich als im Gebiet südlich der dänischen Gewässer die Meeresoberfläche durch den Windstau wegen der geringen Tiefe der Meeresgebiete grosse Neigungen annimmt, die ihrerseits wieder zum Beispiel Situationen veranlassen können, wo der Strom im Grossen Belt schon einwärtsgerichtet und im Sund noch auswärtsgerichtet ist. Zum Beispiel in dem vorliegenden Falle hat der Wind seine Richtung im Grossen Belt etwa drei Stunden früher als im Sund geändert, wodurch sowohl der durch den direkten Einfluss des Windes verursachte Strom als der durch die Wasserstandsdifferenz verursachte Strom im Grossen Belt schon einige Stunden früher einwärtsgerichtet gewesen ist, als nach der Wasserstandsdifferenz Varberg — Ystad zu erwarten war. Eine Zeitdifferenz von mehreren Stunden (5—8) kann aber nur dann entstehen, wenn die Wasserstandsdifferenz vorher entgegengesetzt, aber nur klein gewesen ist. Es ist schwer direkt zu sagen, wie gross die Wassermenge ist, die tatsächlich während der Zeit 29/30 Oktober in die Ostsee geströmt ist, weil wir nicht genau wissen, wann die Strömungen ihre Richtungen in den Belten und im Sund und andererseits in verschiedenen Tiefen geändert haben.

In der Zeit 30/31 Oktober war die Differenz im Wasserstand gross, da er zwischen +128 und +37 cm schwankte. Der Mittelwert des Tages betrug +71 cm. Die während des Tages in die Ostsee geströmte Wassermenge muss fast von derselben Grössenordnung sein, wie die extreme Wassermenge während des Sturmes im Jahre 1872, da die Wasserstandsdifferenz damals im Mittel —72 cm gewesen ist. Die mittlere Niederschlagsmenge betrug 30/31 Oktober nur 2.2 mm.

In der Zeit vom 31. Oktober — 1. November schwankte die Wasserstandsdifferenz zwischen +47 und +1 cm. Entsprechend wird der Einstrom schwächer, und die Beobachtung 08^h im Sund zeigt Stromstille. Nach der Stromstille wird die Wasserstandsdifferenz Varberg — Ystad wieder positiv, die Strömung geht weiter einwärts, und der Wasserstand fängt an zu steigen. In derselben Zeit betrug die mittlere Niederschlagsmenge 0.6 mm.

Es kann mit befriedigender Genauigkeit angenommen werden, dass im Gebiet der Ostsee sowohl am 29. Oktober als am 1. November eine Situation herrschte, in der wenigstens durch den Windstau keine grösseren Fehlerhaftigkeiten in den täglichen Ostsee-Wasserständen verursacht wurden. Die Ostsee-Wasserstände dieser Tage betrugen —25.6 und —9.2 cm, warum also angenommen werden kann, dass der Ostsee-Wasserstand während der drei behandelten Tage insgesamt etwa 16 cm gestiegen ist. Dieses Steigen kann aber auf die drei Tage nicht etwa wie +15, +10 und —9 cm verteilt gewesen sein, sondern nach den vorangegangenen Überlegungen eher zum Beispiel wie die Zahlen +3, +10 und +3 cm. Diese Zahlen wurden einfach durch die Annahme erhalten, dass der Wasserstand während des zweiten Tages, wo die Wasserstandsdifferenz recht gross und die Strömung stark war, ungefähr so viel stieg, wie es überhaupt möglich war, also etwa 10 cm. Am ersten Tage kann der mächtige Strom in den letzten Stunden den Einfluss der Ausströmung überkompensieren, so dass ein geringes Steigen von 2 cm wahrscheinlich ist, dem der Einfluss des Niederschlages, etwa 1 cm, zuzufügen ist. Am dritten Tage dagegen nimmt der Einstrom allmählich von der Stärke des zweiten Tages zur Stromstille ab, so dass die in die Ostsee verfrachtete Wassermenge entscheidend kleiner als am zweiten Tage ist, aber jedenfalls deutlich positiv, weil überhaupt keinerlei Möglichkeiten zu einem Ausstrom vorhanden waren.

Soweit die angenommenen täglichen Änderungen des Ostsee-Wasserstandes, +3, +10 und +3 cm, ungefähr richtig sind, zeigt unser Wasserstandsmaterial an diesen Tagen Fehler von +12, ±0 und —12 cm. An Hand der Wetterlage, die in Abb. 14 dargestellt ist, kann erklärt werden, dass so grosse Fehler einerseits durch interne Schwankungen des Ostsee-Meeresspiegels und andererseits durch die geringe Anzahl der Stationen in unserem Wasserstandsstationsnetz entstehen. Im südwestlichen Teil der Ostsee sind die Wassermassen am ersten Tage von Norden nach Süden verfrachtet. Einen sehr niedrigen Wasserstand zeigt Kungholmsfort. Weiter werden die Wassermassen in der südlichen Ostsee von Westen nach Osten verfrachtet, so dass sie sich zum Teil an der Memel-Küste stauen, zum Teil weiter nach Norden verfrachtet werden. Im Zusammenhang mit der Windkonvergenz an der Okklusionsfront und mit den Luftdruckschwankungen müssen fortschreitende Wasserwellen entstehen, die sich auch an den Küsten bemerkbar machen. In diesem Falle, wo die

Topographie der Meeresoberfläche in verschiedenen Teilen der Ostsee recht kompliziert ist, zeigt es sich sehr deutlich, dass unser Wasserstandsstationsnetz nicht dicht genug ist. Denn gegen das niedrige Wasser in Kungholmsfort haben wir insgesamt vier Stationen in unserem Wasserstandsstationsnetz, die vor allem durch den Windstau offenbar verhältnismässig zu hohe Wasserstandswerte aufweisen. Dadurch ist der geschätzte Fehler von +12 cm am ersten Tage entstanden. Am zweiten Tage ist wohl die Änderung ungefähr richtig bestimmt worden, der Wasserstand selbst enthält aber noch immer den Fehler des ersten Tages, weil das Stationsnetz wieder mehrere zu hohe Werte enthält. Erst am dritten Tage wird die Fehlerhaftigkeit durch das Abflauen des Windes entfernt. Der Fehler in der 1-tägigen Änderung ist etwa —12 cm, der Ostsee-Wasserstand ist aber danach ungefähr richtig.

An Beispielen wie das oben dargestellte könnte man ohne Schwierigkeit mehrere wählen, aber sie würden nicht so deutlich und nicht so extrem sein. An Hand des oben dargestellten Beispieles, das zweifellos so grosse Fehlerhaftigkeiten enthält, wie es überhaupt in unserem Wasserstandsmaterial möglich ist, kann behauptet werden, dass die grössten einerseits durch die internen Wasserstandsschwankungen und andererseits durch die Mängel des von uns benutzten Wasserstandsstationsnetzes verursachten Fehler bis etwa 12 cm steigen können. Grosse Fehler sind jedoch selten, und sie sind in den Wasserstandskurven ziemlich leicht zu erkennen, weil der positive Fehler in der 1-tägigen Änderung gewöhnlich an den nächsten Tagen einem negativen entspricht, wie bei allen in Tab. 10 angegebenen Fällen.

In einer längeren Periode mit sinkendem oder steigendem Wasserstand macht dieser Fehler sich auf zweierlei Weise bemerkbar. Erstens kommen bei den heftigsten Zyklonen in den Wasserstandskurven Unregelmässigkeiten vor, die sonst nicht zu erklären sind. Zweitens muss auch die Möglichkeit berücksichtigt werden, dass die Fehlerhaftigkeit an den letzten Tagen vor dem Erreichen des Maximums eine zu grosse und rasche Erhöhung der Wasserstandskurve verursachen kann, die in einigen Fällen erst dann entfernt wird, wenn der Wasserstand zu sinken anfängt. In dem Falle kann das Maximum der Wasserstandskurve etwas zu früh und etwas zu hoch sein, wenn das Sinken des Wasserstandes rasch eintritt. Eine grosse Rolle spielen dabei Bahn und Stärke der letzten Zyklone vor dem Erreichen des Maximums. Fehlerhaftigkeiten dieser Art können vor allem im Zusammenhang mit dem Steigen des Wasserstandes eintreten, da gewöhnlich nur dabei die Windstärke genügend hohe Werte erreicht. Jedoch ist es zum Beispiel wahrscheinlich, dass bei einem ähnlichen Sturm wie 1872, wo also der Einfluss eines Hochs über Nordeuropa sich an die Wirkung eines Sturmtiefes in Mitteleuropa anschloss, die auf unsere

Weise berechneten Ostsee-Wasserstände verhältnismässig stark fehlerhaft werden können. Im Zusammenhang mit dem sinkenden Wasserstand können die Fehler jedoch nur ausnahmsweise grosse Werte erreichen. Sie sind aber dann nicht so leicht zu erkennen, da die Wirkung der entsprechenden Wetterlagen im allgemeinen nicht besonders rasch einsetzt, wodurch auch die Fehlerhaftigkeit gewöhnlich sich langsamer geltend macht.

Ungeachtet des oben dargestellten, und besonders, weil nach Abb. 12 auf S. 73, wo die Verteilung der 1-tägigen Änderungen gezeigt ist, die grösseren sowohl positiven als negativen Änderungen selten sind, kann noch immer angenommen werden, dass unsere Wasserstandskurven im grossen und ganzen zuverlässig sind, d. h. die Schwankungen in unseren Wasserstandskurven entsprechen im grossen und ganzen den Schwankungen des tatsächlichen Ostsee-Wasserstandes und dadurch auch den Schwankungen der totalen Wassermenge der Ostsee. In jedem Einzelfall muss aber auf die Fehlermöglichkeit geachtet werden.

Eine Statistik, worauf wir im Rahmen der vorliegenden Untersuchung jedoch nicht weiter eingehen können, gibt deutlich die Wetterlagen an, bei denen nach der Wasserstandsdifferenz zwischen Varberg und Ystad und nach den Strömungen in den dänischen Gewässern die Änderung des Ostsee-Wasserstandes am grössten sein muss. An die auf S. 64 dargestellten Regeln anschliessend können jedenfalls an Hand der erwähnten Statistik folgende Schlüsse gezogen werden.

1) Die stärkste einwärtsgerichtete Strömung herrscht in den dänischen Gewässern, wenn ein von Südwesten oder von Westen heranziehendes, in einem grossen Gebiet wirkendes und kräftiges Tief in Südschweden etwa in der Mitte von Oslo und Stockholm angekommen ist. Da verursacht der kräftige südwestliche und südliche Wind vor dem Tief im Gebiet der Ostsee das Verfrachten der Wassermassen nach Norden, wodurch südlich der dänischen Gewässer eine kräftige Saugwirkung entsteht. Westlich des Tiefs verursachen die nordwestlichen Winde nördlich der dänischen Gewässer eine kräftige Druckwirkung. Durch die Zusammenwirkung der Saug- und Druckwirkung kann die Wasserstandsdifferenz zwischen Varberg und Ystad bis auf 180 cm oder noch höher steigen, wie z. B. am 9. Oktober 1930 um 20 Uhr. Eine so grosse Wasserstandsdifferenz entspricht einer Neigung von 100 cm/100 km, und die dabei beobachteten Strömungen sind sehr stark. An Bord von Halskov-Rev im Grossen Belt wurde nämlich damals an der Oberfläche eine Strömung von 4.3 sm/h (also etwa 220 cm/sek) und an Bord von Lappe-Grund im Sund eine Strömung von 4.0 sm/h (also etwa 205 cm/sek) beobachtet. Es sei noch betont, dass bei solchen Situationen das genaue Berechnen der Änderungen in der totalen Wassermenge der Ostsee an Hand des von uns benutzten Pegelnetzes

meistens versagen muss, weil die infolge des Windstaus hervorgerufenen lokalen Abweichungen des Wasserstandes zu gross werden können.

2) Die stärkste auswärtsgerichtete Strömung herrscht in den dänischen Gewässern, wenn über Nordeuropa sich ein Hoch befindet und wenn ein Tief sich etwa längs der Linie Adriatisches Meer — Nordsee bewegt, weil der Luftdruckgradient in diesem Falle in den dänischen Gewässern und in ihrer Umgebung stark wird. Dann verursachen die östlichen und nordöstlichen Winde infolge der Anhäufung des baltischen Wassers in dem südwestlichen Teil der Ostsee eine kräftige Druckwirkung südlich der dänischen Gewässer. Andererseits verursachen die nördlich der dänischen Gewässer vorherrschenden nordöstlichen und östlichen Winde eine Saugwirkung. Das beste vorhandene Beispiel für eine Wetterlage mit einem starken auswärtsgerichteten Strom ist der von COLDING behandelte Sturm im November 1872, der aber als Ausnahme zu betrachten ist, weil die auswärtsgerichtete Strömung in den meisten Fällen ruhiger vor sich geht. Zwischen Varberg und Ystad werden ziemlich selten eine auswärtsgerichtete Strömung voraussetzende, über 50 cm grosse Wasserstandsdifferenzen beobachtet. Eine einwärtsgerichtete Strömung voraussetzende, über 50 cm grosse Wasserstandsdifferenzen kommen viel öfter vor.

Vergleichsweise werden noch folgende Zahlen angegeben. Nach SCHOTT (46) ist die Transportgeschwindigkeit des Amazonas-Stromes im Mittel 120 000 m^3/sek. Die besser gekannte Wassermenge des Missisippi schwankt zwischen 5 000 und 51 000 m^3/sek, wobei der Mittelwert 18 800 m^3/sek beträgt. Nach HELLSTRÖM (16) beträgt die stärkste auswärtsgerichtete Strömung als Tagesmittel bestimmt 400 000 m^3/sek. Gleicher Grössenordnung muss auch die Wassermenge sein, die in der Zeit vom 9. — 10. Oktober 1930 in die Ostsee strömte, weil wir mittels der Wasserstandsdifferenz zwischen Varberg und Ystad für die Transportgeschwindigkeit einen so hohen Wert wie 339 000 m^3/sek erzielen, auch wenn wir der Konstante $2p$ in der Gleichung von BERGSTEN (6) einen Wert von $9 \cdot 10^{10}$ geben. Anfang November 1930 strömte das Wasser sechs Tage durch die dänischen Gewässer einwärts mit einem Betrag von 182 000 m^3/sek. Ende November 1930 strömte es neun Tage durch die dänischen Gewässer auswärts mit einer Geschwindigkeit von 130 100 m^3/sek. Ende Februar 1928 strömte das Wasser elf Tage auswärts durch die dänischen Gewässer mit einer Geschwindigkeit von 156 800 m^3/sek.

Besonders nach den letztgenannten drei Zahlen, die als ziemlich zuverlässig zu betrachten sind, weil die Geschwindigkeiten mehrere Tage gedauert haben, kann also festgestellt werden, dass die dänischen Gewässer einen Strom bilden, der in günstigsten Fällen an Wassermenge die grössten Flüsse der Erde übertrifft. Vergleichshalber kann noch erwähnt werden, dass übereinstimmend nach den Berechnungen von PILLSBURY (38) und

WÜST (69) durch die Floridaenge 25 000 000 m^3/sek Wasser strömt. Die Stärke der Strömung durch die dänischen Gewässer kann also höchstens etwa 1.6 % von der Stärke des Golfstromes betragen. Gewöhnlich ist sie aber ausserordentlich viel geringer.

e. Der Zusammenhang der Jahresmittel mit den Windschwankungen über dem Gebiet der dänischen Gewässer und mit anderen Faktoren.

Mittels der täglichen Ostsee-Wasserstände wurden Jahresmittel berechnet, die auf S. 33 in Tab. 6 wiedergegeben sind. Die Abweichungen von der gewählten Bezugsfläche schwanken während der Jahre 1926—35 zwischen +4.7 und —5.7 cm. Es werden übrigens erheblich grössere Abweichungen in den Jahresmitteln gefunden, wenn man einen längeren Zeitabschnitt betrachtet. So zum Beispiel war das Jahresmittel in Helsinki im Jahre 1941 —11.5 cm und im Jahre 1943 ungefähr +13.5 cm. Diese Werte müssen mit befriedigender Genauigkeit den Jahresmitteln des Ostsee-Wasserstandes entsprechen; allerdings muss dabei angenommen werden, dass die beiden Werte etwas zu extrem sein können. Im Jahre 1941 waren die Hochdrucke ungewöhnlich beständig über Nordeuropa, wodurch der niedrige Wasserstand zu erklären ist. Der Winter 1940—41 und gleichfalls der Winter 1941—42 waren ja ausserordentlich streng. Durch das Vorherrschen der nördlichen Winde muss auch der Wasserstand in Helsinki im Mittel etwas niedriger als der Ostsee-Wasserstand gewesen sein. Im Jahre 1943 war wieder die Zyklonentätigkeit ausserordentlich rege. Der Winter 1942—43 und der Herbst 1943 waren ganz besonders mild, und auch im Sommer war die Zyklonentätigkeit im Gebiet der eigentlichen Ostsee sehr lebhaft, was zum Beispiel aus den hohen Niederschlagszahlen zu ersehen ist. Durch diese lebhafte Zyklonentätigkeit muss der Ostsee-Wasserstand während des Jahres 1943 ausserordentlich hoch gewesen sein; andererseits ist zu beachten, dass das Vorherrschen der südlichen und westlichen Winde in Helsinki einen höheren Mittelwert des Wasserstandes als über der ganzen Ostsee verursacht.

Die Schwankungen in dem Ostsee-Wasserstand sind in erster Linie von den Strömungen in den dänischen Gewässern abhängig, die ihrerseits wieder durch die Winde im Gebiet der Nord- und Ostsee bedingt sind. Deswegen muss auch zwischen den Jahresmitteln des Ostsee-Wasserstandes und den Windschwankungen eine Abhängigkeit bestehen. Im folgenden wird diese Möglichkeit untersucht.

Die Stromrichtung in den dänischen Gewässern ist von der Wasserstandsdifferenz zwischen Kattegat und Ostsee abhängig, wodurch die Annahme naheliegt, dass in den Jahresmitteln des Wasserstandes und der erwähnten Wasserstandsdifferenz eine Abhängigkeit zu finden sein müsste. Die Wasserstandsdifferenz zwischen Varberg und Ystad hat aber mit dem

Ostsee-Wasserstand eine so niedrige Korrelation wie 0.22. Die Ursache dieses niedrigen Wertes ist wohl in erster Linie darin zu suchen, dass die Wasserstände sowohl in Varberg als in Ystad in den Jahresmitteln grossen und einander ziemlich gleichen Schwankungen unterworfen sind, so dass die Wasserstandsdifferenz in den Jahresmitteln kein genaues Resultat geben kann. Die Korrelation zwischen den Jahresmitteln der Wasserstände in Varberg und Ystad beträgt nämlich 0.86. Nach BERGSTEN (5) ist die Korrelation zwischen dem mittleren Wasserstand vom Kattegat und der Ostsee so gross wie 0.95. (Gewissermassen könnte man ja die Ostsee als einen riesigen Mareographenbrunnen der östlichen Küste des Atlantischen Ozeans betrachten. Die langperiodischen Schwankungen im Ostsee-Wasserstand sind grösser als zum Beispiel die an der steilen norwegischen Küste, entsprechen aber sehr gut den Schwankungen im seichten Kattegat. Die Ostsee gibt also die atlantischen langperiodischen Wasserstandsschwankungen in vergrösserter Form; ausserdem fallen die Einzelheiten wegen der Trägheit der dänischen Gewässer zum Teil aus.)

Weil die Wasserstandsdifferenz in den dänischen Gewässern sowie die

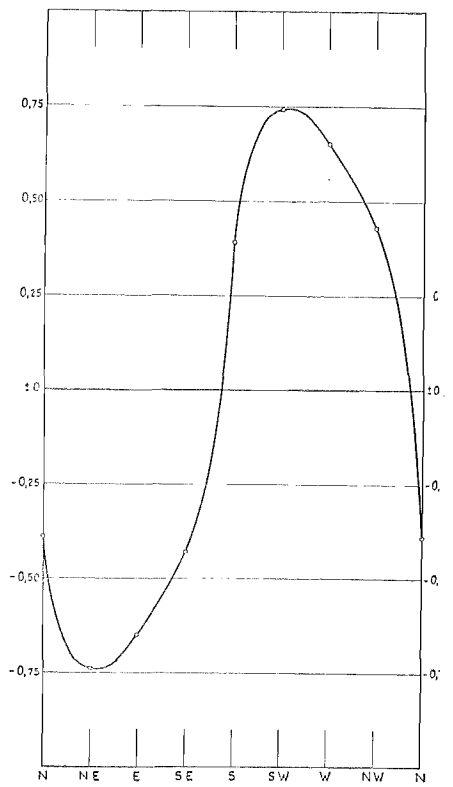

Abb. 15. Verlauf der Korrelationen zwischen den Jahresmitteln des Ostsee-Wasserstandes und den Windresultanten in Malmö.

Strömungen in erster Linie vom Wind abhängen, muss zwischen den Schwankungen des Ostsee-Wasserstandes und dem Wind im Gebiet der dänischen Gewässer eine Abhängigkeit bestehen. Abb. 15 stellt die Korrelation zwischen den Jahresmitteln des Ostsee-Wasserstandes einerseits und den aus den Jahresmitteln berechneten verschiedenen Windresultanten in Malmö andererseits dar. Der Ostsee-Wasserstand hat also eine deutlich positive Korrelation mit all den Windresultanten zwischen S und NW: S 0.39, SW 0.74, W 0.65 und NW 0.43. Entsprechend hat natürlich die NE-Resultante in der negativen Richtung den grössten Wert; sie setzt also das niedrigste Wasserstandsmittel voraus.

Nach MANEGOLD (27) hat WATTENBERG (60) festgestellt, dass zwischen der Luftdruckdifferenz Helsinki—Berlin einerseits und den Strömungen in den dänischen Gewässern andererseits eine deutliche Abhängigkeit herrscht. Weil der resultierende Wind eine so gute Korrelation mit den Wasserstandsschwankungen hat, wie wir oben gesehen haben, ist es selbstverständlich, dass auch zwischen günstig gewählten Luftdruckdifferenzen und den Schwankungen des Ostsee-Wasserstandes eine Korrelation zu finden ist. So hat zum Beispiel die Luftdruckdifferenz Königsberg—Mariehamn mit dem Jahresmittel des Ostsee-Wasserstandes eine Korrelation von 0.71.

Auch die Niederschlagsmenge über dem Gebiet der Ostsee hat mit den Jahresmitteln des Ostsee-Wasserstandes eine so hohe Korrelation wie 0.75. Weil wir schon früher festgestellt haben, dass die Niederschlagsmengen um soviel kleiner als die Schwankungen in der Ostsee-Wassermenge sind, dass erstere nicht als Ursache letzterer betrachtet werden können, müssen wir voraussetzen, dass sowohl der Wasserstand als die Niederschlagsmenge von demselben Faktor abhängig sind. Ein Beweis dafür liegt in dem Umstand, dass die Korrelation zwischen der Niederschlagsmenge und der SW-Resultante des Windes nach den Beobachtungen von Malmö 0.77 beträgt, was einfach dadurch zu erklären ist, dass bei einer lebhaften Zyklonentätigkeit im Gebiet der dänischen Gewässer im Mittel die SW-Winde vorherrschen, dass dabei der Ostsee-Wasserstand steigt und dass die Zyklonentätigkeit eine Vermehrung in der Niederschlagsmenge verursacht. Die hohe Korrelation zwischen Niederschlag und Wasserstand beweist, dass die grossen Niederschlagsmengen und die hohen Wasserstände durch gleiche Windverhältnisse begünstigt werden. Die hohe Korrelation beweist aber auch, dass der Niederschlag auf die Jahresmittel des Ostsee-Wasserstandes einen Einfluss in derselben Richtung wie die SW-Resultante des Windes ausübt. Durch diesen Umstand ist es zu erklären, dass früher behauptet worden ist, die Schwankungen der Ostsee-Wassermenge beruhten in erster Linie auf den Schwankungen der Niederschlagsmengen im Gebiet der Ostsee und auf dem Süsswasserzufluss der Ostsee.

f. Jährlicher Gang des Ostsee-Wasserstandes nach den Monatsmitteln und seine meteorologische Erklärung.

Tab. 6 auf S. 33 stellt auch die an Hand des ganzen Wasserstandsmaterials der Jahre 1926—35 berechneten Monatsmittel für die ganze Ostsee dar. Nach den erwähnten Werten ist die ausgezogene Kurve in Abb. 16

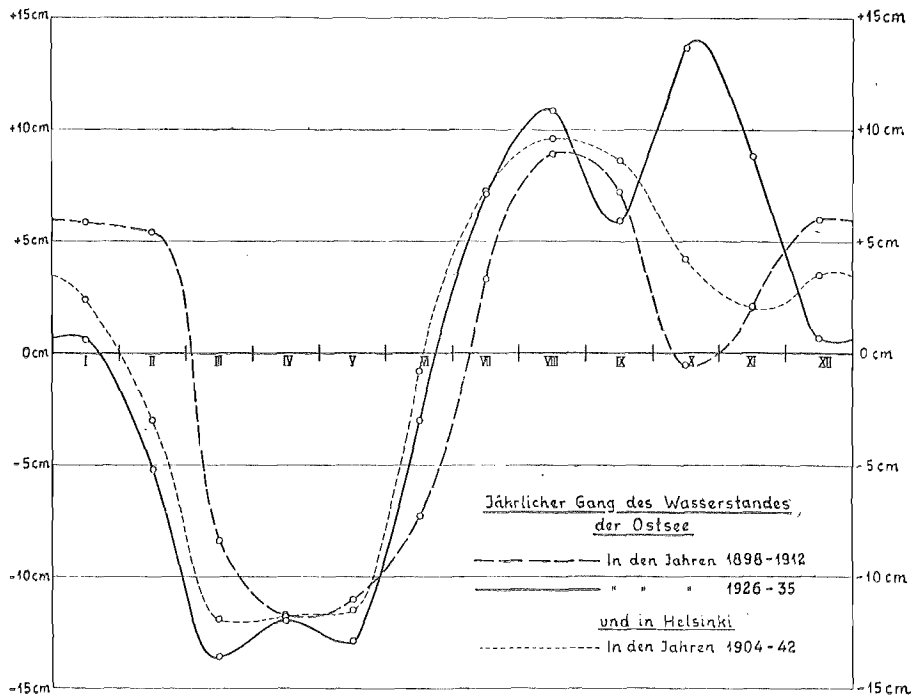

Abb. 16.

gezeichnet, die also den jährlichen Gang des Ostsee-Wasserstandes zeigt. Aus der Kurve ist zu ersehen, dass zwischen März und Mai der Ostsee-Wasserstand sehr niedrig ist, indem das absolute Minimum im März, —13.6 cm, erreicht wird. Im August und im Oktober werden je ein Maximum beobachtet, wobei jenes +10.8 und dieses +13.6 cm beträgt. In Tab. 11 sind auf der ersten Zeile die entsprechenden harmonischen Konstanten der ein- und der halbjährigen Perioden berechnet. Das Maximum der ganzjährigen Periode trifft also etwa am 11. November ein; das wird aber durch das Minimum der halbjährigen Periode etwa am 3. Dezember geschwächt. Das Minimum der ganzjährigen Welle trifft etwa am 11. Mai ein.

Die Erklärung dieses jährlichen Ganges muss in den meteorologischen Faktoren, vor allem in dem Wind zu finden sein. Schon WITTING (68) hat erwähnt, dass »die Ursachen dieser Ungleichmässigkeiten (also im jähr-

Tabelle 11.

Harmonische Konstanten der ein- und der halbjährigen Perioden.

	Sa			Ssa		
	H(cm)	K	Max.	H(cm)	K	Max.
Ostsee 1926—35	12.4	221°	11. XI	2.1	198°	3. III u. IX
Degerby 1927—36 (Lisitzin)	13.2	195°	15. X	4.4	236°	11. IV u. X
Kemi 1927—36 (Lisitzin)	16.9	219°	9. XI	6.6	207°	12. III u. IX
Ostsee 1898—1912	7.6	237°	27. XI	6.5	211°	16. III u. IX
Helsinki 1904—42	9.4	209°	30. X	5.0	204°	9. III u. IX
Helsinki 1906—15	3.4	225°	15. XI	7.7	209°	14. III u. IX
Helsinki 1916—25	10.6	214°	4. XI	6.1	203°	8. III u. IX
Helsinki 1926—35	12.7	203°	24. X	2.8	208°	13. III u. IX
Helsinki 1936—42	10.7	201°	22. X	1.7	183°	18. II u. VIII

lichen Gang) in erster Linie in den Ausströmungsbedingungen an den Pforten der Ostsee zu suchen sind. Allerdings wirkt sicher die jährliche Periodizität der Süsswasserzufuhr auch mit; das Maximum der Süsswasserzufuhr fällt ja eben auf die Zeit, wo der Wasserstand nach dem Hauptminimum schnell zu steigen anfängt. Es sind aber hauptsächlich die Windverhältnisse vor den Pforten der Ostsee, welche diesen Gang hervorrufen.»

Als Beweis dafür, dass der jährliche Gang des Ostsee-Wasserstandes hauptsächlich durch die Windverhältnisse im Gebiet der Nordsee und der eigentlichen Ostsee hervorgerufen wird, kann man auch den Umstand betrachten, dass der jährliche Gang des Wasserstandes an den Ostküsten der Nordsee dem der Ostsee fast gleich ist, wie schon KRÜMMEL (25) in einer Abbildung zeigt. Auch BERGSTEN (5) hat, wie schon erwähnt wurde, den engen Zusammenhang zwischen den Wasserstandsschwankungen der Ostsee und dem Kattegat festgestellt, und derselbe Umstand wurde im vorigen Kapitel aus der deutlichen Korrelation zwischen dem Wasserstand in Varberg und Ystad ersichtlich. Die Monatsmittel der SW-Resultante des Windes nach den Beobachtungen in Malmö haben mit den Monatsmitteln des Wasserstandes eine so hohe Korrelation wie 0.85, was schliesslich den besten Beweis für die erwähnte Abhängigkeit abgibt.

Nach den von SHAW (47) und auch in anderen Handbüchern der Meteorologie veröffentlichten Monatskarten des Luftdrucks können die Einzelheiten in dem jährlichen Gang des Wasserstandes nicht so deutlich erklärt werden, was hauptsächlich auf dem kleinen Massstab der Karten und dem Mangel an Details beruht. Sehr deutlich ist dagegen der Gegensatz in der Druckverteilung z. B. zwischen April und Oktober. In der Luftdruckkarte des Oktober liegt ein Tief von 1005 mb nördlich Skandinavien. Der Gradient ist verhältnismässig gross und setzt SW-Winde voraus, die ihrerseits Wassermassen an der Ostküste des Atlantischen Ozeans stauen. Da-

durch ist also der hohe Wasserstand der Ostsee im Herbst zu erklären. Im April ist die Luftdruckverteilung ganz anders. Südwestlich von Island liegt ein Tief von 1010 mb. Die Ostsee befindet sich im Randgebiet eines 1020 mb hohen Hochs über Südsibirien, wodurch die Winde im Mittel südliche oder südöstliche Richtung und schwache Stärke haben.

LISITZIN (26) hat die Gezeiten des Bottnischen Meerbusens berechnet, und zwar unter Benutzung des Materials der Jahre 1927—36, welches also ziemlich gut das von uns benutzte Material deckt. Nach ihren Ergebnissen sind die Amplituden der einjährigen Welle im allgemeinen etwa zwei- bis dreimal so gross wie die der halbjährigen Gezeit. Das Maximum trifft fast überall im Oktober ein, das Minimum folglich im April. In Tab. 11 sind nur die harmonischen Konstanten von Degerby und von Kemi angegeben, woraus andeutungsweise auch der von BERGSTEN (6) angegebene Umstand zu ersehen ist, dass sowohl die Amplitude als auch der Phasenwinkel im grossen und ganzen von Süden nach Norden (und gewissermassen auch von Westen nach Osten) wachsen. Auch WITTING (61) betont im Zusammenhang mit ähnlichen Berechnungen, dass bei dem jährlichen Gang des Wasserstandes an den Küsten der Ostsee der absolute Betrag der Schwankungen im Norden grösser, etwa 30 cm, im Süden dagegen kleiner als 15 cm ist.

Um klarzulegen, wie weit ein zehn Jahre umfassendes Material genügend umfangreich ist, um ein allgemeingültiges Bild von dem jährlichen Gang des Ostsee-Wasserstandes zu geben, wurden andererseits an Hand der von WITTING angegebenen, mittels des Materials der Jahre 1898—1912 berechneten Monatsmittelwerte neue Konstanten für die ein- und die halbjährige Periode bestimmt. Diese sind in Tab. 11 angeführt, und die fettgedruckte, gestrichelte Kurve in Abb. 16 gibt den jährlichen Gang des Wasserstandes in den Jahren 1898—1912 an. Die Phasenwinkel stimmen mit den des Materials von 1926—35 ziemlich gut überein. Die Amplitude der einjährigen Welle ist aber etwa 40 % kleiner und die Amplitude der halbjährigen Welle dreimal so gross wie in unserem Material. Derselbe Umstand ist auch aus der Abbildung leicht zu ersehen, weil die Form der beiden Kurven sehr deutlich voneinander abweicht. Beide Kurven zeigen jedoch im März und April einen sehr niedrigen Wasserstand.

In Abb. 16 ist noch mittels der dünnen, gestrichelten Kurve der jährliche Gang des Wasserstandes von Helsinki in den Jahren 1904—42 dargestellt. (Zur Erklärung der Wasserstandsschwankungen in Helsinki hat auch RENQVIST (41) Neues beigetragen.) Auch diese Kurve hat ungefähr denselben Charakter wie die beiden anderen; sie scheint gewissermassen eine mittlere Kurve von den beiden anderen zu sein, weil sie Material vom Zeitabschnitt der beiden anderen enthält. Das zeigen auch die harmonischen Konstanten in Tab. 11.

Wir kommen jetzt auf die Frage, wie weit man die Registrierungen einer einzelnen Wasserstandsstation für repräsentativ für den Ostsee-Wasserstand halten kann. Wie in der Einleitung betont wurde, müssen dabei die Faktoren, die Neigungen im Meeresspiegel der Ostsee verursachen, vor allem der Wind, berücksichtigt werden. HELLSTRÖM (16) hat unter Berücksichtigung der Meerestiefen in den verschiedenen Teilen der Ostsee berechnet, welche Neigung der Meeresspiegel annähme, wenn ein der Stärke und der Richtung nach gleichmässiger Wind über die Ostsee hinreichend lange wehte, bis die Gleichgewichtslage zwischen dem Winddruck und der Schwerkraft erreicht wäre. Diese Berechnungen hat er für acht verschiedene Windrichtungen durchgeführt. Für die vorliegende Untersuchung ist von den dabei erzielten Resultaten am wichtigsten die Feststellung, dass der Knotenpunkt dieser vom Wind bedingten Schwankungen des Ostsee-Wasserstandes südlich der Ålandsinseln ungefähr in dem Punkt 59°10′ N.Br., 20°40′ Ö.L. liegt. Es ist also anzunehmen, dass die Wasserstandsstationen, die in dem nördlichen Teil der eigentlichen Ostsee liegen, im allgemeinen Wasserstände aufweisen, die den Ostsee-Wasserständen ungefähr gleich sind.

Um eine Vorstellung von den dabei entstehenden Abweichungen zu geben, ist in Abb. 17 für jede Wasserstandsstation die durchschnittliche Abweichung der Monatsmittel von den Ostsee-Monatsmitteln berechnet.

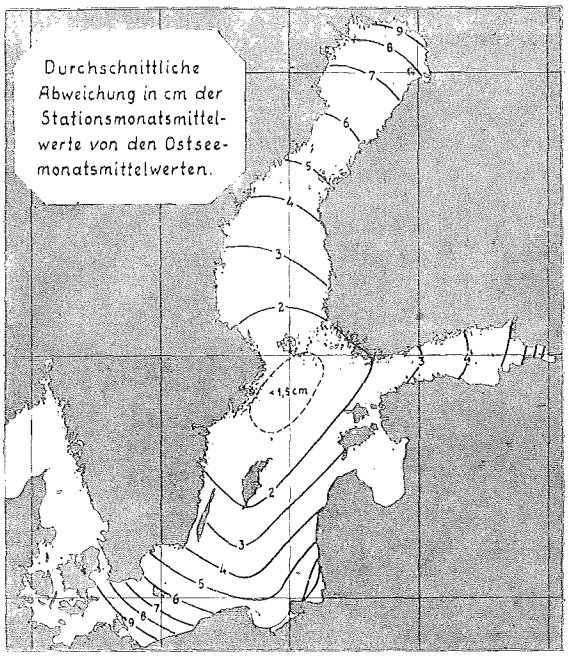

Abb. 17.

(Dieses Ergebnis ist keineswegs überraschend, sondern gibt nur in einer neuen Form die aus der Praxis bekannte Tatsache an, dass die Wasserstandsschwankungen in der Newamündung, in Kemi usw. gross und in der Mitte der Ostsee gering sind.) Von den tatsächlich vorhandenen Wasserstandsstationen zeigt also Degerby Monatsmittel, die am besten mit denen der ganzen Ostsee übereinstimmen, indem die mittlere Abweichung nur 1.5 cm beträgt. In Helsinki ist dieselbe Abweichung 3 cm, so dass die Monatsmittel von Helsinki noch mit einer einigermassen befriedigenden Genauigkeit die der ganzen Ostsee ersetzen können. Das wird auch dadurch bewiesen, dass der in Abb. 16 dargestellte jährliche Gang des Ostsee-Wasserstandes in den Jahren 1926—35 und der in Abb. 18 dargestellte jährliche Gang des Wasserstandes in Helsinki während desselben Zeitabschnittes ziemlich gleichmässig sind, wofür auch die in Tab. 11 angegebenen harmonischen Konstanten einen deutlichen Ausdruck geben.

Das uns zur Verfügung stehende Wasserstandsmaterial gestattet keine Erweiterung über die Grenzen des Zeitabschnittes 1926—35. Weil wir jedoch im obigen festgestellt haben, dass die Abweichungen in den Monatsmitteln zwischen den Wasserständen von Helsinki und der ganzen Ostsee verhältnismässig gering sind, können wir noch eine Ergänzung machen. In Abb. 18 ist der jährliche Gang des Wasserstandes nach den Monatsmitteln in Helsinki dargestellt, und zwar einzeln für die Perioden 1906—15, 1916—25, 1926—35 und 1936—42. Die harmonischen Konstanten der entsprechenden Jahre sind in Tab. 11 wiedergegeben. Als gemeinsamer Zug kann sofort festgestellt werden, dass der Wasserstand zwischen März und Mai niedrig ist, im Juni bis zum Mittelwasser und im Juli noch weiter steigt. Zwischen Juni und Januar ist der Wasserstand gewöhnlich oberhalb des Mittelwassers, aber sinkt nach den obigen Mitteln zwischen November und Januar bisweilen auch unter das Mittelwasser.

Trotz der gemeinsamen Züge in den Kurven muss festgestellt werden, dass ein 10 Jahre umfassender Zeitabschnitt zu kurz ist, um »endgültige» Werte für die harmonischen Konstanten zu bestimmen. In der Tat sind die Monatsmittel des Ostsee-Wasserstandes so grossen Schwankungen unterworfen, dass in den Jahren 1926—35 z. B. nur im August immer gleichsinnige, und zwar positive Monatsmittel beobachtet wurden. In allen anderen Monaten dagegen wurden sowohl positive als negative Monatsmittel registriert. Durch die grosse Veränderlichkeit des jährlichen Ganges von Jahr zu Jahr wird es deutlich, warum die nach den Angaben von WITTING berechneten harmonischen Konstanten so sehr von den späteren Konstanten abweichen. Daher wird es auch klar, dass ein 10 Jahre umfassender Zeitabschnitt zu kurz ist, um durch ihn die Frage des jährlichen Ganges des Ostsee-Wasserstandes endgültig zu lösen. Es ist somit anzunehmen, dass der jährliche Gang nach den Wasserstandsregistrierungen in Helsinki in

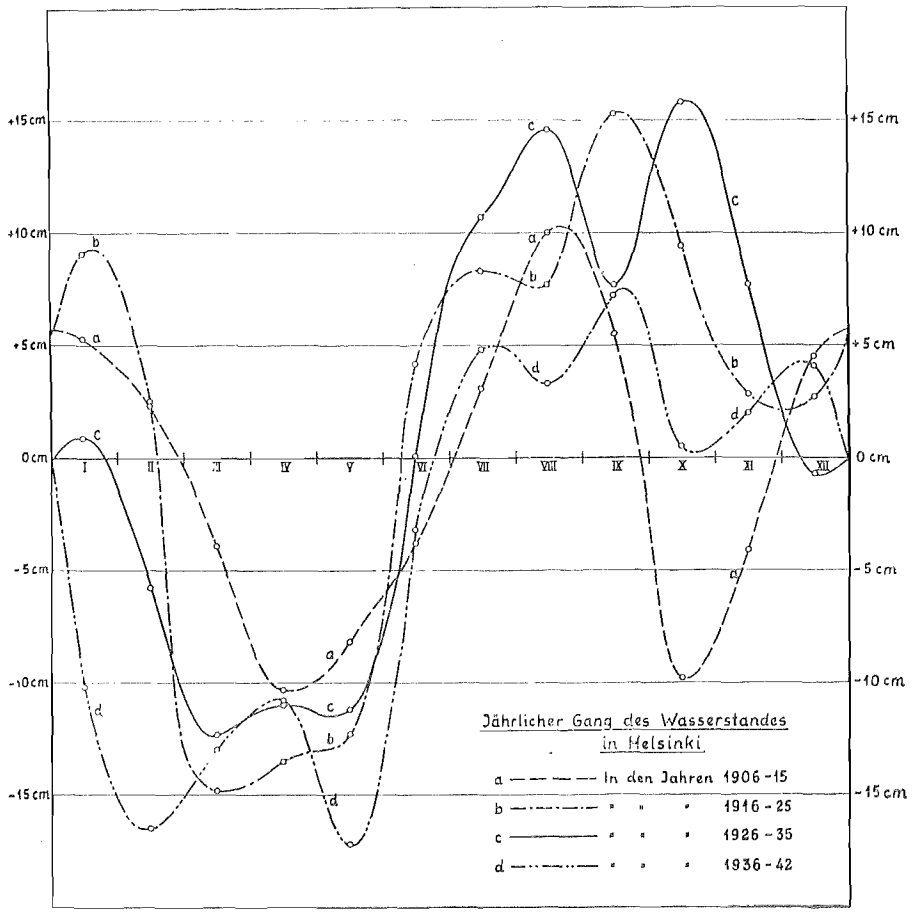

Abb. 18.

den Jahren 1904—42 uns die zuverlässigte Auffassung von dem jährlichen Gang des Ostsee-Wasserstandes vermittelt.

Zusammenfassend kann noch gesagt werden, dass wir im Ostsee-Wasserstand ein Mass für die Grosswetterlage in Nordeuropa haben. Steigender Wasserstand setzt Zyklonentätigkeit voraus, sinkender Wasserstand eine Antizyklone über Nordeuropa. Sehr deutlich ist die Parallellität auch z. B. in den Jahresmitteln: einem hohen Wasserstand entsprechen milder Winter und regnerischer Sommer, einem niedrigen Wasserstand entsprechen strenger Winter und warmer trockner Sommer.

VI. Bemerkungen über den Zusammenhang der Wasserstandsschwankungen mit dem Salzgehalt der Ostsee.

a. Bewegung der hydrographischen Fronten in den dänischen Gewässern.

Durch die vorliegende Untersuchung erhält man ungefähr dieselbe Auffassung von dem Hin- und Herwandern der Wassermassen in den dänischen Gewässern, wie WATTENBERG (60) in seiner neulich erschienenen Arbeit über die Grenzen zwischen Nord- und Ostseewasser. Das Wesentlichste seiner Arbeit soll hier kurz wiederholt werden, weil wir im folgenden von seinen Feststellungen unmittelbar Gebrauch machen können. WATTENBERG stellt nämlich fest, indem er das schon von KNUDSEN (21, 23) angegebene Bild wesentlich erweitert, dass der Übergang vom Nordsee- zum Ostseewasser sich sprunghaft in zwei Schritten vollzieht und dass diese Grenzen alle Eigenschaften besitzen, die die Bezeichnung als »hydrographische Front» rechtfertigen. Drei Wasserarten werden durch diese beiden Fronten voneinander geschieden: Nordseewasser, Kattegatwasser und Ostseewasser. Das Bild des gleichmässigen Übergangs des Salzgehalts in den dänischen Gewässern ist also nur als ein statistisches Ergebnis des durch das Wetter bedingten Hin- und Herwanderns der Wassermassen und also auch der beiden Fronten zu betrachten. Uns interessiert im folgenden nur die südliche Hauptgrenze, die WATTENBERG Beltseefront genannt hat, in der also das typische Ostseewasser seine Begrenzung nach dem offenen Meere hin findet. Im folgenden wird die Bewegung der Beltseefront während der Monate November und Dezember 1930 betrachtet. (Es handelt sich also wieder einmal um dasselbe Beispiel, das wir schon oft angewendet haben und bei dem das absolute Maximum des Ostsee-Wasserstandes während der Epoche 1926—35 erreicht wird.)

Nach den Salzgehaltbeobachtungen an Bord der Feuerschiffe, deren Lage in Abb. 6 auf S. 37 und in Tab. 7 auf S. 38 angegeben war, ist der Verlauf der Isohalinen an der Meeresoberfläche am 1. November 1930 so, wie Abb. 19 ihn wiedergibt. Besonders deutlich ist dabei die Lage der Beltseefront im südlichen Sund zu erkennen. Im Grossen Belt ist die Bestimmung der Front viel schwerer, was in erster Linie darauf zurückzuführen ist, dass die Feuerschiffe weit voneinander entfernt liegen. Wenn wir be-

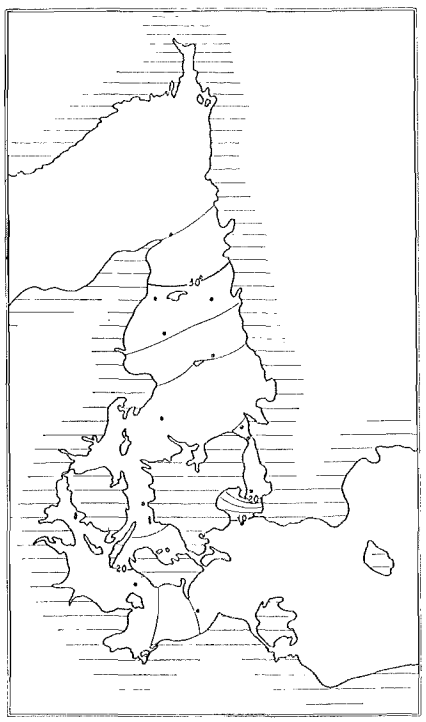

Abb. 19. Salzgehalt an der Meeresoberfläche am 1. November 1930.

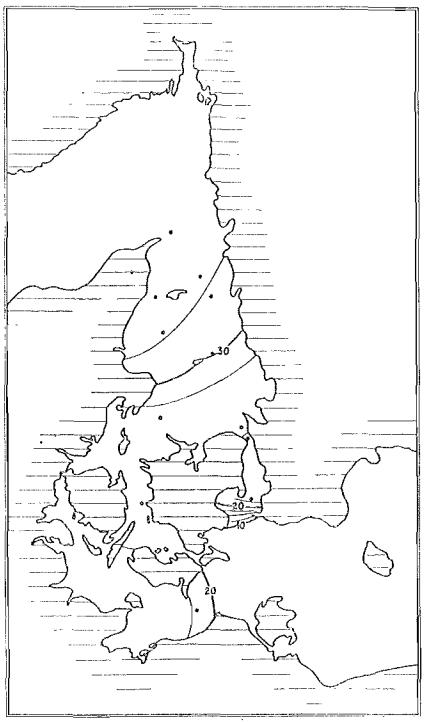

Abb. 20. Salzgehalt an der Meeresoberfläche am 17. November 1930.

achten, dass der Salzgehalt an der Oberfläche in der südlichen Ostsee 8—10 ‰ und im Kattegat 20—25 ‰ beträgt, so muss die Beltseefront in der Höhe von Gedser-Rev liegen.

Wenn wir diese Verteilung der Isohalinen mit denen am 17. November vergleichen, die in Abb. 20 dargestellt ist, stellen wir sofort fest, dass die Isohalinen im Kattegat südwärts gewandert sind. Im Grossen Belt ist die Isohaline von 20 ‰ von der Höhe des Fehmarnbelt bis zur Höhe des Gedser-Rev gewandert. Im Sund ist die Lage der Front gleich geblieben. Die Front ist aber vielleicht noch schärfer geworden, hat sich aber nicht weiter nach Süden verschoben, auch wenn die Strömung während der ganzen Zeit fast regelmässig und mit grosser Geschwindigkeit nach Süden gegangen ist. Ebenfalls müssen wir annehmen, dass auch im Grossen Belt die Front ihre Lage östlich von Gedser-Rev schon lange gehalten hat. Nach der Ostsee hin wandert die Beltseefront also nur bis an die eigentliche Ostsee heran, aber auch in den extremsten Fällen nur bis kurz über die die Beltsee und die Ostsee trennenden Schwellen, die Darssen- und die Drogdenschwelle. Der Grund dafür ist natürlich der, dass das schwere Kattegatwasser nach dem Überschreiten der genannten Schwellen

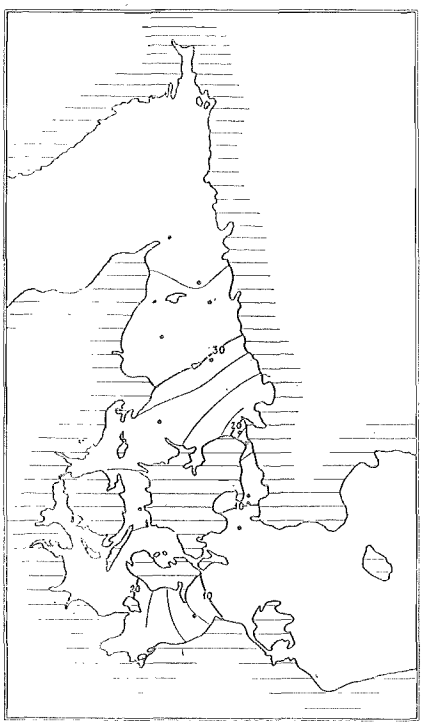

Abb. 21. Salzgehalt an der Meeresoberfläche am 21. November 1930.

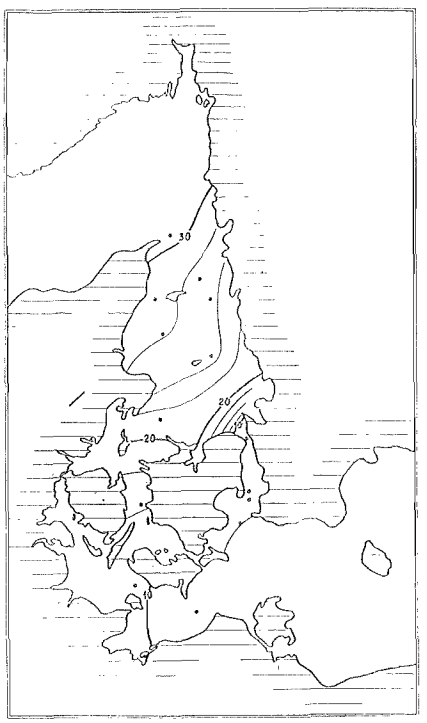

Abb. 22. Salzgehalt an der Meeresoberfläche am 1. Dezember 1930.

sofort in die Tiefe sinkt, so dass die Front an der Oberfläche an die Schwelle gebunden bleibt.

Sehr deutlich wird dieser Umstand auch dadurch, dass am 21. November, also nur vier Tage später, nach Abb. 21 die Beltseefront sich schon bis zur Höhe des Lappe-Grund im Sund und bis zur Höhe des Fehmarnbelt im Grossen Belt bewegt hat. In vier Tagen nach dem Beginn der auswärtsgerichteten Strömung hat die Front lange Strecken zurückgelegt, aber vor dem Erreichen des Wasserstandsmaximums am 17. November lag die Front an derselben Stelle ziemlich lange trotz eines starken einwärtsgerichteten Stromes. Die Bewegung der Wassermassen ist natürlich in den engen Strassen schnell. Aus den folgenden Karten geht aber deutlich hervor, dass die Beltseefront nicht am nördlichen Rand der dänischen Gewässer bleibt, sondern sich weiter nach Norden, allerdings mit einer kleineren Geschwindigkeit als in den engen Strassen, bewegt.

Wenn der Ostsee-Wasserstand weiter sinkt, wenn also die Strömung weiter auswärts geht, bewegen die Isohalinen sich weiter nach Norden. Am 1. Dezember hat die Beltseefront nach Abb. 22 schon den Sund hinter

sich gelassen, der jetzt nur salzarmes Ostseewasser enthält. Im Grossen Belt liegt das typische Ostseewasser schon in der Gegend des Fehmarnbelt.

Am 11. Dezember sieht die Verteilung der Isohalinen nach Abb. 23 einigermassen anders aus. Die Lage der Beltseefront ist schwer zu ermitteln, weil die Front, die ja die Begrenzung, wie auch WATTENBERG betont, einer nur noch ganz dünnen salzarmen Wasserschicht ist, in dem weiten

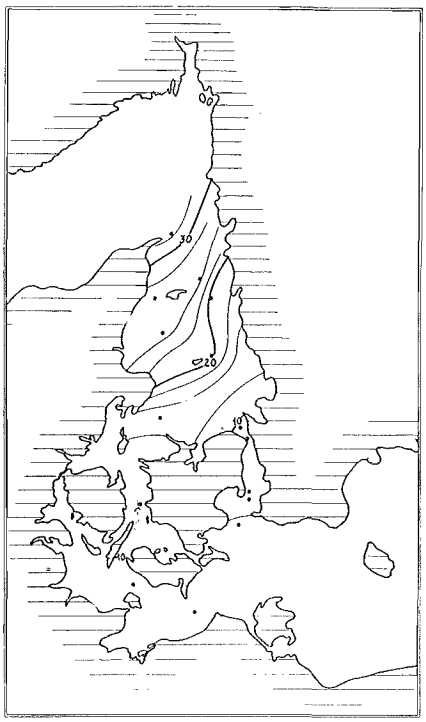

Abb. 23. Salzgehalt an der Meeresoberfläche am 11. Dezember 1930.

Kattegat durch die stärkeren Mischungsvorgänge eine gewisse Auflockerung erfährt, die ihre genaue Fixierung erschwert. Dabei spielt wohl auch der direkte Einfluss des Winddruckes gegen die Meeresoberfläche eine wesentliche Rolle. Die Fixierung der Beltseefront wird natürlich auch dadurch erschwert, weil die Abstände zwischen den Feuerschiffen zu gross sind.

b. Grösse des Wasseraustausches zwischen der Ostsee und dem Kattegat.

Der Umstand, dass die Beltseefront an der Oberfläche längere Zeiten an den Schwellen der Ostsee liegenbleibt, kann für das Bestimmen der in

die Ostsee geströmten Menge des salzreichen Kattegatwassers benutzt werden. Für diese Aufgabe kann approximativ angenommen werden, dass der Beltseefront im Mittel die Isohaline von 16 ‰ entspricht, die als Mittelwert des angenommenen mittleren Salzgehaltes vom Kattegatwasser, 22 ‰, und des aus der Ostsee strömenden Wassers, 10 ‰, zu betrachten ist. Von den Feuerschiffen liegt am günstigsten an der Schwelle der Ostsee Drogden, der noch dazu den Vorteil hat, dass die Strömung so gut wie immer von der Oberfläche bis zum Boden dieselbe Richtung und ungefähr dieselbe Stärke und in den meisten Fällen noch ungefähr denselben Salzgehalt hat. Drogden ist für unsere Aufgabe auch dadurch besonders geeignet, weil wir an Hand der Strombeobachtungen an Bord von Drogden nach JACOBSEN (19) leicht mit einer verhältnismässig guten Genauigkeit die durch die dänischen Gewässer geströmten Wassermengen bestimmen können. Es wurde folgenderweise fortgefahren.

Es wurde festgestellt, dass im Jahre 1930 die Beltseefront in der Höhe des Drogden insgesamt 37 Tage lag. In diesen Tagen betrug also der Salzgehalt auch an der Oberfläche $\geqq$ 16 ‰. Der Mittelwert des Salzgehaltes belief sich in jenen Tagen auf 20.7 ‰. Andererseits wurden die Strombeobachtungen untersucht. Dabei wurden alle mit den erwähnten Salzgehaltbeobachtungen gleichzeitigen Strombeobachtungen berücksichtigt und ausserdem noch die Beobachtungen während 4 bis 20 Stunden vor der erwähnten Salzgehaltbeobachtung, soweit der Strom auch während dieser Zeit einwärtsgerichtet war. Ebenfalls wurden die Strombeobachtungen mitberücksichtigt, die in den Stunden nach der letzten Salzgehaltbeobachtung ausgeführt worden waren, solange der Strom noch einwärtsgerichtet war. Durch diese Überlegungen wurde festgestellt, dass in die Ostsee im Jahre 1930 während 36 1/3 Tagen mit einer Geschwindigkeit von 1.4 sm/h oder 72 cm/sek Kattegatwasser strömte, dessen Salzgehalt im Mittel 20.7 ‰ betrug. Nach dem Verfahren JACOBSENs erhält man dann approximativ, dass die in die Ostsee geströmte Wassermenge 430 km³ im Jahre beträgt. Das Resultat stimmt gut, zufälligerweise sogar sehr gut mit dem Resultat von KNUDSEN (22) überein, indem er für den einwärtsströmenden Teil des Wasseraustausches zwischen dem Kattegat und der Ostsee einen Wert von 37 km³ pro 1/12 Jahr oder 444 km³ pro Jahr erzielt hat. (KNUDSEN hat die aus- und einströmenden Wassermengen in verschiedenen vertikalen Begrenzungsflächen der Ostsee und der Beltsee bestimmt. Zu dem erwähnten Resultat kam er dann mittels einer Kontinuitätsbetrachtung der Wassermenge und der Salzmenge innerhalb der gewählten vertikalen Begrenzungsflächen.)

Nach WITTING beträgt im Mittel die gesamte jährliche Süsswasserzufuhr der Ostsee (Süsswasserzufluss + Niederschlag — Verdunstung) 490 km³. Diese Wassermenge verlässt jährlich die Ostsee, nachdem sie sich mit

dem in der Ostsee schon früher vorhandenen, etwas salzreicheren Wasser zu etwa 10 ‰ Salz enthaltendem gemischt hat. Wie zum Beispiel BERG (2) erwähnt hat, müsste der Salzgehalt der Ostsee sehr schnell praktisch genommen verschwinden, wenn durch die dänischen Gewässer nicht salzreicheres Wasser in die Ostsee verfrachtet würde. Für diese Wassermenge erhielten wir oben den Wert 430 km³, dem natürlich eine ebenso grosse auswärtsgeströmte Wassermenge, vermehrt um die Süsswasserzufuhr, entsprechen muss, weil die Wassermenge der Ostsee ungefähr gleich bleiben muss. An Hand von KNUDSENS (22) hydrographischem Fundamentalsatz in der Form von WITTING (68) kann bewiesen werden, dass die von uns erzielte Zahl von richtiger Grössenordnung ist. Die aus der Ostsee geströmte Wassermenge, mit ihrem Salzgehalt multipliziert, muss der in die Ostsee geströmten Wassermenge, mit ihrem Salzgehalt multipliziert, gleich sein, wenn es sich um einen so langen Zeitabschnitt handelt, dass sowohl der Salzgehalt als die Wassermenge der Ostsee als konstant betrachtet werden können. Es müsste also folgende Gleichung richtig sein:

$$(430 + 490) \cdot 10\ ‰ \sim 430 \cdot 20.7\ ‰, \text{ oder } 9.2 \sim 8.9,$$

was also mit hinreichend guter Annäherung stimmt.

Der Wasseraustausch zwischen der Ostsee und dem Ozean geschieht natürlich auch mittels des »Kleinaustausches», also mittels der durch das Solenoidfeld bedingten Strömung, die wir oben nicht berücksichtigt haben. Der Effekt scheint aber von einer kleineren Grössenordnung im Vergleich zu den Strömungen zu sein, die in erster Linie durch die Wasserstandsunterschiede zwischen dem Kattegat und der Ostsee verursacht werden. Dieser Umstand wird im folgenden noch auf eine andere Weise gezeigt.

Wir haben den Zusammenhang zwischen den Wasserstandsschwankungen und den Strömungen der dänischen Gewässer festgestellt. Die wichtigsten und stärksten Strömungen sind ursprünglich vom Winde erzeugt. Insofern wurde auch der Zusammenhang zwischen den Windverhältnissen und den Wasserstandsschwankungen klar. Die Winde im Gebiet der Nord- und Ostsee verursachen also Strömungen in den dänischen Gewässern, die gewaltige Wassermassen in die oder aus der Ostsee verfrachten. Wenn die Strömung einwärts vor sich geht, bewegt sich die Beltseefront an der Oberfläche bis zu den Schwellen der Ostsee, wonach das schwere, salzreiche Kattegatwasser in die Tiefe der Ostsee sinkt. Durch diese Strömung steigt auch der Ostsee-Wasserstand. Während der nächsten Sinkperiode des Wasserstandes wird aus der Ostsee salzarmes Oberflächenwasser verfrachtet. Das salzreiche Wasser bewegt sich unter Vermischung langsam weiter, und zwar infolge der ablenkenden Wirkung der Corioliskraft längs der südlichen und östlichen Küste der Ostsee.

Wenn wir von den südlichen und östlichen Teilen der Ostsee regelmässig in der Tiefe ausgeführte Salzgehaltbeobachtungen zur Verfügung hätten, so könnten wir wahrscheinlich in ihnen den pulsatorischen Charakter der einwärtsgerichteten Salzwasserströmung wiederfinden. Dadurch könnten wir auch die mittlere Geschwindigkeit der Tiefenströmung bestimmen. Dem Verfasser stehen leider keine brauchbaren Beobachtungen von der südlichen oder östlichen Küste der Ostsee zur Verfügung. Aber auch an Hand der in Utö (59°47′ N.Br., 21°22′ Ö.L.) ausgeführten Tiefenbeobachtungen können wir den noch fehlenden Zusammenhang zwischen den anderen Grössen und dem Salzgehalt in der Tiefe der Ostsee finden, wodurch unser Bild von dem Wasseraustausch wesentlich vervollständigt wird.

Bei Utö werden unter anderem alle zehn Tage Salzgehaltbeobachtungen in verschiedenen Tiefen ausgeführt. Die Meerestiefe am Beobachtungsplatz ist so gross, dass die Beobachtungen regelmässig bis in eine Tiefe von 90 m gemacht werden. Um die Wirkung der unmittelbaren Bodennähe zu vermeiden, benutzen wir im folgenden die Salzgehaltbeobachtungen von 70 m Tiefe.

Weil die Strecke von Drogden nach Utö längs der Ostküste der Ostsee etwa 1000 km beträgt, so kann man wohl in Utö in der Tiefe von der Pulsation der dänischen Strömungen nichts mehr erkennen. Anders ist es aber mit den Strömungsschwankungen von längerer Dauer. Die Korrelation zwischen den Windverhältnissen und den Wasserstandsschwankungen war auch in den Jahresmitteln sehr gross. Insofern müssen auch die Strömungen dieselben Schwankungen von Jahr zu Jahr haben. Dem hohen Wasserstand eines Jahres muss also eine starke einwärtsgerichtete Strömung in demselben Jahre entsprechen. Diese Strömung bringt in die Ost-

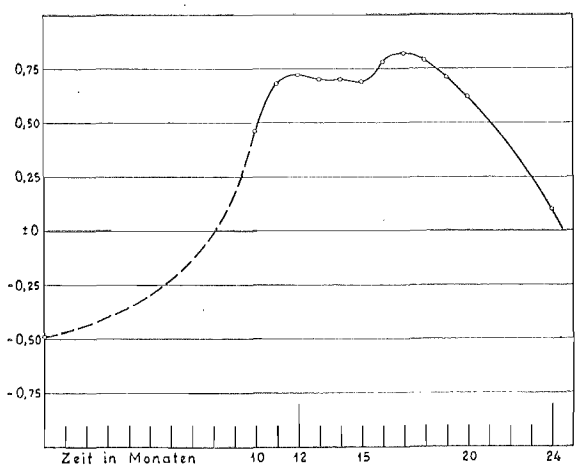

Abb. 24. Verlauf der Korrelation zwischen den Jahresmitteln des Ostsee-Wasserstandes und den Jahresmitteln des Salzgehaltes in Utö in der Tiefe.

see mehr salzreiches Wasser, als im Mittel der Fall ist. Und dadurch kann man auch in Utö eine Vermehrung im Salzgehalt, allerdings viel später erwarten. Abb. 24 zeigt den Verlauf der Korrelation zwischen den Jahresmitteln des Ostsee-Wasserstandes und den des Salzgehaltes in Utö in der Tiefe. Als Abszisse dient in der Darstellung die Zeit in Monaten. Ihr Maximum hat die Korrelation bei dem 17. Monat, wobei mit dem Wert der Abszisse, 17 Monaten, gemeint ist, dass in diesem Falle zum Beispiel dem Jahresmittel des Wasserstandes vom Jahre 1926 ein Jahresmittel des Salzgehaltes entspricht, das vom 1. VI 1927 bis 31. V 1928 berechnet ist. Aus dem Verlauf der Kurve kann folgendes geschlossen werden.

Erstens zeigt es sich, dass die Korrelation zwischen den Jahresmitteln des Ostsee-Wasserstandes und des Utö-Salzgehaltes —0.49 ist. Einem niedrigen Wasserstand entspricht also ein hoher Salzgehalt. Die Korrelation ist nicht besonders gross, aber doch ganz deutlich. Sie ist wahrscheinlich folgenderweise zu erklären. Ein niedriger Wasserstand eines Jahres beruht auf einer geringen Zyklonentätigkeit. Die NE-Resultante des Windes ist dementsprechend stärker als im Mittel, wodurch die nach Süden und Südwesten gerichtete Oberflächenströmung sowohl durch den direkten Einfluss des Windes als indirekt durch den Ausstrom in dänischen Gewässern im Mittel verstärkt wird. Durch diese verstärkte Oberflächenströmung wird auch in der Tiefe die nach Norden gerichtete Strömung verstärkt und dementsprechend auch das Jahresmittel des Salzgehaltes grösser als im Mittel.

Über den Verlauf der Korrelation lässt sich aber noch folgendes schliessen: Wenn wir annehmen, dass das salzreiche Wasser von Drogden bis Utö ein Jahr unterwegs bleibt, erzielen wir für die Korrelation zwischen den Jahresmitteln des Wasserstandes in den Jahren 1926—35 und den Mittelwerten des Salzgehaltes in den Jahren 1927—36 einen Wert von 0.72. Durch eine Verschiebung von zwei Jahren wird die Korrelation 0.10. Zwischen 11 und 19 Monaten ist die Korrelation etwa 0.70 oder noch grösser. Ihr Maximum erreicht die Korrelation im 17. Monat, in dem sie einen so hohen Wert wie 0.82 zeigt. (Weil das Material nur 10 Jahre befasst, ist seine Beweiskraft nicht völlig befriedigend. Wenn man aber die Salzgehaltbeobachtungen von Utö in den Jahren 1920—38 und andererseits die entsprechenden Mittel des Wasserstandes von Helsinki nimmt, erzielt man für die Korrelation Werte, die das oben Gesagte gut bekräftigen: Zwischen den gleichzeitigen Mittelwerten —0.29, bei einer Verschiebung von 12 Monaten 0.61, bei einer Verschiebung von 17 Monaten 0.65 und bei einer solchen von 24 Monaten —0.18. Diese Korrelationen sind etwas kleiner, was aber wenigstens zum grossen Teil darauf zurückzuführen ist, dass die Mittel von Helsinki keineswegs absolut repräsentativ für den Ostsee-Wasserstand sein können.)

Diese überraschend hohen Korrelationswerte erklären sich am besten durch die Annahme, dass das salzreiche Tiefenwasser von den dänischen Gewässern bis Utö in einer Zeit von 11—19 Monaten wandert. Dabei ist seine mittlere Geschwindigkeit 2.0—3.5 cm/sek. Dieses Resultat stimmt übrigens mit der Annahme von WITTING (67) überein, dass die Geschwindigkeit der Tiefenströmung zu einem Werte von ein paar cm/sek geschätzt werden

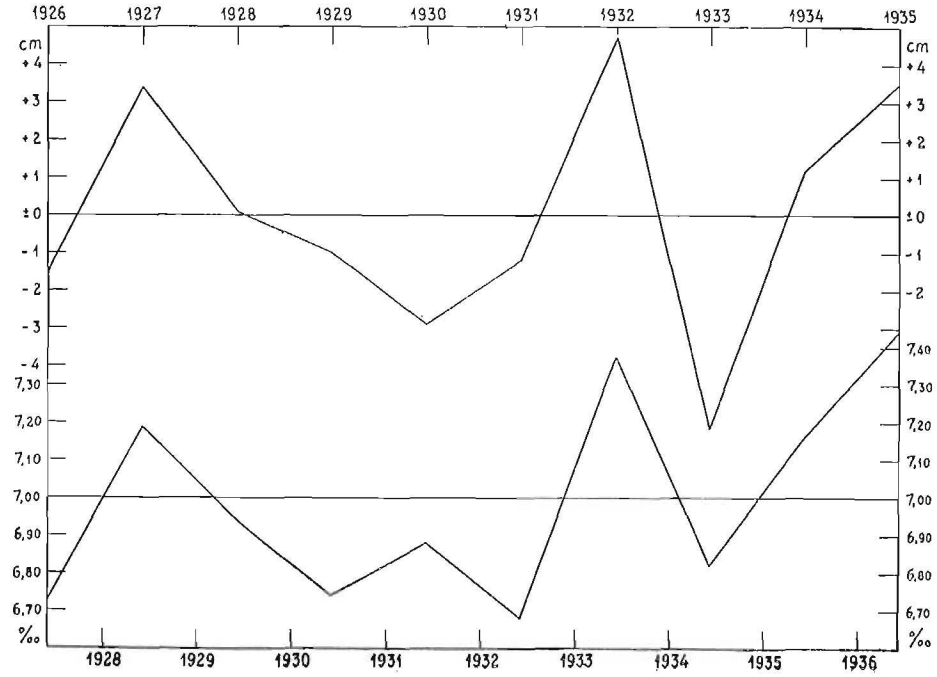

Abb. 25. Verlauf des Ostsee-Wasserstandes nach den Jahresmitteln und Verlauf des Salzgehaltes in der Tiefe von 70 m in Utö.

kann. In Abb. 25 sind der Verlauf des Ostsee-Wasserstandes und der Verlauf des Salzgehaltes in einer Tiefe von 70 m in Utö dargestellt, wobei ihre zeitliche Verschiebung nach dem oben erklärten Verfahren 17 Monate ausmacht. Der Verlauf der beiden Kurven ist sehr ähnlich.

Weil es also möglich war bis Utö die Bewegung des salzreichen Wassers zu folgen, müsste man es auch vor allem im Finnischen Meerbusen tun können. Eine grosse Schwierigkeit wird aber dadurch verursacht, dass die Salzgehaltbeobachtungen während des Winters nicht regelmässig gemacht werden können. Trotzdem haben wir versucht, die Korrelation zwischen unseren Wasserstandswerten und den Salzgehaltswerten von Hochland (Suursaari 60°06′ N.Br., 26°57′ Ö.L.) in einer Tiefe von 50 m zu bestimmen. Dabei wurden folgende Werte erzielt: zwischen den gleich-

zeitigen Mittelwerten —0.51, bei einer Verschiebung von 12 Monaten 0.42, bei einer Verschiebung von 18 Monaten 0.45, bei einer solchen von 21 Monaten 0.42 und bei einer von 24 Monaten 0.09. Der Verlauf der Korrelation ist also wieder ungefähr derselbe, wenn auch diesmal nicht so deutlich, was wohl in erster Linie auf die vielen Lücken in den Salzgehaltbeobachtungen zurückzuführen ist. Wenn man annimmt, dass der Weg der Tiefenströmung von den dänischen Gewässern bis Hochland 1200 km beträgt und das Wasser den Weg in 12—21 Monaten zurücklegt, so erhält man für die Geschwindigkeit der Tiefenströmung einen Wert von 2.2—3.9 cm/sek, der nicht wesentlich von dem früher erzielten Wert abweicht.

Die Schwankungen im Salzgehalt scheinen also in erster Linie vom »Grossaustausch», also von d e n Strömungen in den dänischen Gewässern abhängig zu sein, die durch die Winde, also vor allem durch die Wasserstandsunterschiede entstehen. Insofern geschieht die Erneuerung des Ostseetiefenwassers in erster Linie durch die erwähnte pulsatorische, von meteorologischen Faktoren bedingte Strömung und wahrscheinlich nur mit einem kleineren Betrag mittels des Solenoidstromes. Als wir beim Berechnen der Grösse des Wasseraustausches die durch das Solenoidfeld bedingte Strömung unberücksichtigt liessen, haben wir keinen grossen Fehler gemacht[1]). Auf die Schwankungen des Salzgehaltes in der Tiefe üben auch die gleichzeitigen Schwankungen des Wasserstandes einen Einfluss aus, der aber kleiner als der Einfluss der einwärtsgerichteten Strömungen der dänischen Gewässer ist.

[1]) Es ist jedoch zu bemerken, dass im Jahre 1930, das hier behandelt wurde, der Austausch vielleicht besonders gross gewesen ist und dass daher der Umstand, dass lediglich der »Grossaustausch» ungefähr denselben Wert ergab wie die Schätzungen KNUDSENS und WITTINGS noch nichts Definitives bezüglich des bei ruhigeren Wetterverhältnissen stattfindenden regelmässigen »Kleinaustausches» besagt.

VII. Zusammenfassung.

Es wird ein Netz von Wasserstandsstationen gewählt, das sich möglichst gleichmässig über das Gebiet der Ostsee verteilt. Als Mittel der gleichzeitigen Registrierungen werden Werte für den mittleren Wasserstand der Ostsee erzielt. Bei der Wahl der Bezugsfläche wird sowohl die stationäre Schiefstellung des Ostsee-Wasserspiegels durch dynamische und anemobarische Einflüsse als die Wirkung der Landhebung wahrgenommen.

Es wird festgestellt, dass der Ostsee-Wasserstand und dadurch auch die Wassermenge der Ostsee grossen und oft ziemlich schnell vor sich gehenden Schwankungen unterworfen ist. Eine gewisse regelmässige Periodizität kann man sich dabei kaum vorstellen; im Mittel kommen aber jährlich etwa 19 Perioden vor, deren durchschnittliche Länge etwa 19 Tage beträgt, wobei die steigende Periode im Mittel 8.7 Tage und die sinkende Periode 10.4 Tage dauert. Gemäss dieser Feststellung steigt der Ostsee-Wasserstand jährlich während etwa 166 Tage und sinkt während etwa 199 Tage. Der höchste Wasserstand während der Epoche 1926—35, +59 cm, trat am 17. November 1930 ein, der niedrigste, —52 cm, am 23. März 1928. Beim Betrachten eines längeren Zeitabschnittes können noch grössere Abweichungen von der mittleren Höhe der Meeresoberfläche der Ostsee gefunden werden.

An Hand einiger Beispiele wird gezeigt, dass die Schwankungen des Ostsee-Wasserstandes von den Strömungen in den dänischen Gewässern abhängen. (An Wasser wird durch die dänischen Gewässer (einwärts oder auswärts), als Tagesmittel bestimmt, nicht besonders selten 150 000—200 000 m^3/sek transportiert, wobei der Betrag von 400 000 m^3/sek ein absolutes Maximum zu sein scheint. Der Abstand zwischen den extremen Wasserstandswerten entspricht in der Gesamtwassermenge des Ostseegebietes einer Schwankung von etwa 2 %. Auch die kurzperiodischen Schwankungen entsprechen oft einer Wassermenge in einer Grössenordnung von etwa 1 % der Gesamtwassermenge der Ostsee.) Die Strömungen ihrerseits müssen in erster Linie durch den Wetterverlauf bedingt sein. Die Zusammenhänge zwischen den Schwankungen des Ostsee-Wasserstandes und den meteorologischen Vorgängen werden untersucht, wobei u. a. festgestellt wird, dass der Ostsee-Wasserstand ein Mass für die Grosswetterlage in Nordeuropa bietet: steigender Wasserstand setzt Zyklo-

nentätigkeit voraus, sinkender Wasserstand eine Antizyklone über Nordeuropa. Sehr deutlich ist die Parallellität auch z. B. in den Jahresmitteln: einem hohen Ostsee-Wasserstand entsprechen milder Winter und regnerischer Sommer, einem niedrigen strenger Winter und warmer trockner Sommer.

Der jährliche Gang des Ostsee-Wasserstandes wird untersucht. In den Monatsmitteln der Jahre 1926—35 hat der Ostsee-Wasserstand sein Minimum im März, das —13.6 cm beträgt. Im August und im Oktober werden je ein Maximum beobachtet, wobei jenes +10.8 und dieses +13.6 cm beträgt. Dieser jährliche Gang findet seine Erklärung in den meteorologischen Faktoren: z. B. die Monatsmittel der SW-Resultante des Windes nach den Beobachtungen von Malmö haben mit den Monatsmitteln des Wasserstandes eine so hohe Korrelation wie 0.85.

Schliesslich wird noch die Frage der »hydrographischen Fronten» in den dänischen Gewässern behandelt. Es wird auch gezeigt, dass es möglich ist, die Wirkung von dem Einstrom des pulsatorischen Hin- und Herströmens in den dänischen Gewässern bis zu den finnischen Gewässern als Tiefenstrom zu befolgen, wobei die mittlere Geschwindigkeit des Tiefenstromes 2.0—3.5 cm/sek beträgt. Die Schwankungen im Salzgehalt der Ostsee und also die Erneuerung des Ostseetiefenwassers scheinen in erster Linie durch den »Grossaustausch», also durch die pulsatorische, von meteorologischen Faktoren bedingte Strömung und wahrscheinlich nur mit einem kleineren Betrag mittels des Solenoidstromes zu geschehen. Es wird noch ein neuer Versuch gemacht, die Grösse des Wasseraustausches zwischen der Ostsee und dem Kattegat zu bestimmen.

Nebenbei werden im Text Bemerkungen zu verschiedenen Fragen gemacht, wie z. B. zu dem Problem der Überschwemmungen in der Newamündung.

Literaturverzeichnis.

1. VAN BEBBER, J., 1891. Die Zugstrassen der barometrischen Minima. - Met. Ztschr. 8.
2. BERG. V. A., 1933. Du dessalement de la mer Baltique. - IV Conf. Hydrol. des États Balt. Leningrad.
3. —„— 1933. Über den Mechanismus der Überschwemmungen in der Newamündung. - IV. Hydrol. Konf. d. Balt. Staaten. Leningrad.
4. BERGSTEN, FOLKE, 1930. Changes of Level on the Coasts of Sweden. - Geogr. Ann.
5. —„— 1931. The annual Fluctuation of the Sea-Water Stage on the Coasts of Scandinavia and Denmark. - Geogr. Ann.
6. —„— 1933. Wasserstandsvariationen des Baltischen Meeres. - IV. Hydrol. Konf. d. Balt. Staaten. Leningrad.
7. BRÜCKNER, E., 1900. Die Bilanz des Kreislaufes des Wassers auf der Erde. - Geogr. Ztschr. Bd. 6.
8. BRUNS, E. V., 1933. Einige statistische Angaben und Eigentümlichkeiten der Überschwemmungen in der Newamündung. - IV. Hydrol. Konf. d. Balt. Staaten. Leningrad.
9. COLDING, A., 1881. Nogle Undersøgelser over Stormen over Nord- og Mellem-Europa af 12te—14de November 1872 og over den derved fremkaldte Vandflod i Østersøen. - Kjobenhavn.
10. DEFANT, A. und OBST, E., 1923. Lufthülle und Klima. - Leipzig u. Wien.
11. Deutsche Seewarte. Deutsches Meteorologisches Jahrbuch.
12. Deutsche Seewarte. Meereskundliche Beobachtungen auf deutschen Feuerschiffen der Nord- und Ostsee.
13. EKMAN, V. WALFRID, 1906. Beiträge zur Theorie der Meeresströmungen. - Ann. d. Hydr. usw. Bd. 39.
14. —„— 1931. Meeresströmungen. - (Im Handbuch der physikalischen und technischen Mechanik von Auerbach, F. und Hort, W. Bd. V. Leipzig.)
15. —„— 1905. On the Influence of the Earth's Rotation on Ocean Currents. - Arkiv för Matem., Astron. och Fysik, Bd. II, N:o 11.
16. HELLSTRÖM, Bo, 1941. Vattenståndsvariationerna i Östersjöbäckenet. - Tekn. Tidskr. Häfte 8.
17. —„— 1940. Wind Effect on Lakes and Rivers. - Stockholm.
18. JACOBSEN, L. P., 1936. Die Wasserbewegung in den Verbindungsstrassen zwischen der Ostsee und dem Kattegat. - V. Hydrol. Konf. d. Balt. Staaten. Finnland.
19. —„— 1925. Die Wasserumsetzung durch den Öresund, den Grossen und den Kleinen Belt. - Medd. fra Komm. for Havunders. Hydr. Bd. II, Nr. 9.
20. —„— 1913. Strommessungen in der Tiefe in dänischen Gewässern in den Jahren 1909, 1910 und 1911. - Medd. fra Komm. for Havunders. Hydr. Bd. II, Nr. 3.
21. KNUDSEN, MARTIN, 1901. Der baltische Strom und der Salzgehalt im Kattegat und im westlichen Theile der Ostsee. - Ann. d. Hydr. usw. Heft V.

22. —„— 1903. Die Erneuerung der Wasserschichten in der Ostsee. - Förh. vid Nord. Naturf.- och läkaremötet i Helsingfors 1902.
23. —„— 1899. Undersogelser af danska Farvande. - Ber. fra Komm. for Vidensk. Bd. 2. Hefte 2.
24. KRÜMMEL, OTTO, 1904. Die deutschen Meere im Rahmen der internationalen Meeresforschung. - Veröff. d. Inst. f. Meeresk. und d. Geogr. Inst. a. d. Univ. Berlin.
25. —„— 1907. Handbuch der Ozeanographie. Bd. I. - Stuttgart.
26. LISITZIN, EUGENIE, 1943. Die Gezeiten des Bottnischen Meerbusens. - Fennia 67. N:o 4.
27. MANEGOLD, W., 1936. Die Wetterabhängigkeit der Oberflächenströmungen in den Pforten der Ostsee. - Archiv d. Deutschen Seewarte. Bd. 54. Nr. 4.
28. MODEL, FR., 1943. Grundsätzliches zur Berechnung des Mittelwassers der Ostsee. - Ann. d. Hydr. usw. Heft IV/VI.
29. Nautisk-Meteorologisk Aarbog. Publikationer fra det Danske Meteorologiska Institut.
30. NEUMANN, GERHARD, 1941. Eigenschwingungen der Ostsee. - A. d. Archiv d. Deutschen Seewarte u. d. Marineobservatoriums. 61. Bd. Nr. 4.
31. PALMÉN, E., 1932. Über die Einwirkung des Windes auf die Neigung der Meeresoberfläche. - Soc. Scient. Fenn., Comm. Phys.-Math. VI. 14.
32. —„— 1936. Über die von einem stationären Wind verursachte Wasserstauung. - V. Hydrol. Konf. d. Balt. Staaten. Finnland.
33. —„— 1930. Untersuchungen über die Strömungen in den Finnland umgebenden Meeren. - Soc. Scient. Fenn., Comm. Phys.-Math. V. 12.
34. —„— Vedenkorkeusarvoja 1937—38 Vallenståndsuppgifter. - Merentutk.lait. julk. Havsforskn.inst. skrift. N:o 130.
35. —„— 1941. Zur Frage des Windstaus in einem geschichteten Meer. - Soc. Scient. Fenn., Comm. Phys.-Math. XI. 7.
36. PALMÉN, E. und LAURILA, E., 1938. Über die Einwirkung eines Sturmes auf den hydrographischen Zustand im nördlichen Ostseegebiet. - Soc. Scient. Fenn., Comm. Phys.-Math. X. 1.
37. PETTERSSON, OTTO, 1908. Strömstudier vid Östersjöens portar. - Göteborg.
38. PILLSBURY, J. E., 1891. The Gulf Stream. A Description of the Methods employed in the Investigation, and the Results of the Research. - App. No. 10.
39. Preussisches Landesanstalt für Gewässerkunde und Hauptnivellements. Jahrbuch für die Gewässerkunde Norddeutschlands.
40. RENQVIST, HENRIK, Vedenkorkeusarvoja - Vattenståndsuppgifter 1921—25, 1927. Merentutk.lait. julk. Havsforskn.inst. skrift. N:o 19, 29, 36, 43, 52 und 67.
41. —„— 1924. Vattenståndsförhållandena i Helsingfors. - Tekn. för. i Finland förh.
42. —„— 1923. Wasserstandsregistrierungen in Helsingfors 1904—20. - Merentutk.lait. julk. Havsforskn.inst. skrift. N:o 17.
43. RUDOWITZ, L., 1917. Über die Wasserstandsschwankungen der Ostsee. - Petrograd.
44. RUNDO, A., 1930. Sur l'évaluation de l'apport des eaux fluviales à la Baltique. - III-ème Conf. Hydrol. des États Balt. Warszawa.
45. SANDSTRÖM, J. W., 1908. Dynamische Versuche mit Meerwasser. - Ann. d. Hydr. usw. Bd. 41.
46. SCHOTT, GERHARD, 1926. Geographie des Atlantischen Ozeans. - Hamburg.
47. SHAW, NAPIER, 1928. Manual of Meteorology. Vol. II. - Cambridge.
48. SOKOLOWSKI, D. L., 1933. Über die Wasserbilanz der Ostsee. - IV. Hydrol. Konf. d. Balt. Staaten. Leningrad.

49. SOWETOW, S. A., 1933. Meteorologische und hydrologische Bedingungen der Überschwemmungen in Leningrad. - IV. Hydrol. Konf. d. Balt. Staaten. Leningrad.
50. STAKLE, PETERIS, 1931. Observations hydrométriques en Lettonie jusqu'au 31. X 1929. - Riga.
51. —„— 1936. Water Stage, Sea Current and Sediment Movement Observations at the Coasts of Latvia 1929—1933. - Riga.
52. Statens Meteorologisk-Hydrografiska Anstalt. Årsbok 1926—35. III. Vattenstånden vid Rikets kuster. IV. Meteorologiska iakttagelser i Sverige.
53. STENIJ, S. E., 1936. Über das Hochwasser im Finnischen Meerbusen am 23. September 1924. - V. Hydrol. Konf. d. Balt. Staaten. Finnland.
54. —„— 1930. Über den Zusammenhang zwischen den periodischen Meeresströmungen und den Variationen des Wasserstandes. - Rapports et Procès-Verbaux des Réunions du Conseil. Vol. LXIV.
55. —„— Vedenkorkeusarvoja - Vattenståndsuppgifter 1926, 1928—36. - Merentutk. lait. julk. Havsforskn.inst. skrift. N:o 62, 74, 80, 93, 99, 104 und 112.
56. —„— 1932. Zur Theorie der Wasserschwingungen in einem begrenzten Meeresbecken mit besonderer Berücksichtigung des Einflusses vom Luftdruck. - Soc. Scient. Fenn., Comm. Phys.-Math. VI. 16.
57. Suomen Maantieteellinen Seura, 1925. Suomen Kartasto. Atlas of Finland.
58. Suomen Meteorologinen Vuosikirja. Meteorologisches Jahrbuch für Finnland.
59. Svenska Hydrografisk-Biologiska Kommissionens fyrskeppsundersökning år 1926—35.
60. WATTENBERG, H., 1941. Über die Grenzen zwischen Nord- und Ostseewasser. - Ann. d. Hydr. usw. Heft IX.
61. WITTING, ROLF, 1912. Die Hydrographie der Ostsee. - Ztschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin. N:o 10.
62. —„— 1930. Die Lage des Wasserspiegels des Baltischen Meeres. - III. Hydrol. Konf. d. Balt. Staaten. Warszawa.
63. —„— 1918. Hafsytan, Geoidytan och Landhöjningen utmed Baltiska hafvet och vid Nordsjön. - Fennia 39. N:o 5.
64. —„— 1943. Landhöjningen utmed Baltiska havet under åren 1898—1927. - Fennia 68. N:o 1.
65. —„— 1917. L'influence de l'état de l'atmosphère sur la surface de la mer. - Öfv. Finska Vetensk.-Soc. Förh.
66. —„— 1911. Tidvattnen i Östersjön och Finska viken. - Fennia 29. N:o 2.
67. —„— 1912. Zusammenfassende Übersicht der Hydrographie des Bottnischen und Finnischen Meerbusens und der nördlichen Ostsee nach den Untersuchungen bis Ende 1910. - Finl. Hydr.-Biol. Unters. N:o 7.
68. —„— 1905. Öfversikt af de Bottniska Sjöarnas hydrografi. - Medd. af Geogr. För. i Finland. VII.
69. WÜST, GEORG, 1901. Florida- und Antillenström. Eine hydrographische Untersuchung. - Veröff. d. Inst. f. Meeresk. a.d. Univ. Berlin. Neue Folge. A. Heft 12.

Gedruckt 29. IV. 1944.



Die Schwankungen des mittleren Wasserstandes der Ostsee in den Jahren 1926 - 35.