

Copyright ©

Es gilt deutsches Urheberrecht.

Die Schrift darf zum eigenen Gebrauch kostenfrei heruntergeladen, konsumiert, gespeichert oder ausgedruckt, aber nicht im Internet bereitgestellt oder an Außenstehende weitergegeben werden ohne die schriftliche Einwilligung des Urheberrechtinhabers. Es ist nicht gestattet, Kopien oder gedruckte Fassungen der freien Onlineversion zu veräußern.

German copyright law applies.

The work or content may be downloaded, consumed, stored or printed for your own use but it may not be distributed via the internet or passed on to external parties without the formal permission of the copyright holders. It is prohibited to take money for copies or printed versions of the free online version.

Die Dynamik der Wasserbewegungen im Fehmarnbelt I

Von Klaus WYRTKI

Der Wasseraustausch zwischen Nord- und Ostsee durch die Belte und den Sund wird maßgeblich von der Wetterlage beeinflusst. Diese Tatsache hat WATTENBERG (1941) an der Bewegung der Beltseefront — der Grenze zwischen Ost- und Nordseewasser — nachgewiesen. Von dem Ausmaß dieser Bewegungen wird es abhängen, welche Wassermengen und Salzmengen zwischen beiden Meeren ausgetauscht werden. Um diese Mengen berechnen und Anomalien im Wasser- und Salzhalt der Ostsee erklären zu können, ist es notwendig, die Dynamik dieses Wasseraustausches, besonders seine Abhängigkeit von der Wetterlage, zu studieren. Erst dann wird es möglich sein, zu sagen, unter welchen Bedingungen vor allem die starken Salzeinbrüche in die innere Ostsee erfolgen, die in ihren Auswirkungen von KALLE (1943), KÄNDLER (1949), GRANQUIST (1949) und SEGERSTRÅLE (1951) beschrieben sind.

Auf zwei Wegen, dem kurzen durch den Sund und dem langen, der aus Großem Belt, Fehmarnbelt und Gedser Enge besteht, geht der Wasseraustausch zwischen Kattegatt und Ostsee vor sich. Die Strömung über die Drogden-Schwelle, die den Sund zur Ostsee abschließt, hat infolge der geringen Satteltiefe der Schwelle von nur 7 m von der Oberfläche bis zum Boden die gleiche Richtung und, mit Ausnahme weniger Tage im Jahr, auch den gleichen Salzgehalt. Die Strömung durch die Belte hingegen ist durch die Zweiteilung in einen Oberflächen- und einen Tiefenstrom gekennzeichnet, die durch eine Sprungschicht getrennt sind. Der wesentliche Unterschied ist jedoch, daß diese Zweiteilung im allgemeinen bis über die Darßer Schwelle — Satteltiefe 18 m — in die Ostsee hineinreicht und sich erst dort langsam verliert. Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich mit der Dynamik der Wasserbewegungen durch diese längere Verbindungsstraße, insbesondere mit den Verhältnissen im Fehmarnbelt.

Das Ziel dieser im Auftrage der Deutschen Forschungsgemeinschaft vorgenommenen Untersuchungen ist es, Messungen des Tiefenstromes zu erhalten, und zwar auch bei Wetterlagen, bei denen eine Messung vom verankerten Schiff bereits auf Schwierigkeiten stößt oder unmöglich ist. Zu diesem Zweck ist westlich von Feuerschiff Fehmarnbelt ein Schaufelradstrommesser — Beschreibung bei JOSEPH (1948) — ausgelegt worden, an einer Stelle, wo die 20-m-Tiefenlinien sich bis auf 1,5 m nähern. Das Gerät mißt in 20 m Wassertiefe 8 m über dem Boden. Messungen des Oberflächenstromes und des Salzgehaltes liegen von den Feuerschiffen Halskov Rev, Fehmarnbelt und Gedser Rev vor. Fernerhin stehen die Aufzeichnungen der Pegel Gedser und Korsör zur Verfügung, um das Gefälle zu ermitteln. Das Feuerschiff Fehmarnbelt liegt etwa auf halbem Wege zwischen beiden Pegeln, an einer für diese Untersuchungen besonders günstigen Stelle, außerdem reichen seine hydrographischen Beobachtungen bis 28 m Tiefe. In der beigefügten Karte (Taf. 1, Abb. 1) ist die Lage der Beobachtungspunkte eingetragen.

Die bisherigen Untersuchungen in diesem Gebiet befassen sich fast ausschließlich mit den Verhältnissen an der Oberfläche. Strommessungen in der Tiefe sind in größerem Umfang im Samsö-Belt von JACOBSEN (1913, 1925), im Fehmarnbelt von der Deutschen Seewarte — THIEL und THORADE (1943) — durchgeführt

worden. Ihre Bearbeitung erschöpft sich jedoch in der Berechnung von Mittelwerten und in der Analyse von Gezeitenströmen. Auch sind die dabei erhaltenen numerischen Beziehungen zwischen einzelnen Größen nicht mit den aus der Theorie sich ergebenden Beziehungen verglichen worden. Obwohl in dieser Untersuchung auch auf die Übereinstimmung der Messungen mit den theoretisch zu erwartenden Werten eingegangen werden soll, ist es doch das wesentliche Ziel, alle Faktoren — Wetterlage, Wasserstände, Schichtung, Oberflächen- und Tiefenstrom — in ihrem Zusammenwirken zu erfassen. Die ozeanographischen Verhältnisse in diesem Grenzgebiet zweier Meere sind durch die komplizierte Morphologie und das Ineinandergreifen so vieler Einwirkungen dermaßen verschiedenartig, daß man durch Mittelwerte oder Betrachtung der Beziehungen von jeweils zwei Faktoren zueinander zu keinen befriedigenden Ergebnissen kommen kann. Vielmehr ist es notwendig, an einzelnen konkreten Beispielen das Zusammenwirken aller Faktoren zu studieren, was auch O. v. SCHUBERT (1938) auf der VI. baltischen hydrologischen Konferenz gefordert hat.

Ursachen der Bewegungen und Abschätzung ihrer Größenordnung.

Die ausschlaggebende Ursache für die im Übergangsgebiet zwischen Nord- und Ostsee besonders starken Wasserbewegungen ist der Wind, wie WATTENBERG (1941) und DIETRICH (1951) gezeigt haben, da das im Mittel vorhandene Oberflächengefälle von der Ostsee zur Nordsee nur einen geringen mittleren Ausstrom ergibt. Der Wind wirkt einerseits durch die tangentialen Schubkraft direkt auf die Wassermassen, andererseits bewirkt er an den Küsten einen Stau, der seinerseits zu Gefällsströmungen führt. Diese Gefällsströmungen treten besonders stark in den Meeresstraßen auf, die senkrecht zur jeweiligen Windrichtung liegen. So wird beispielsweise bei Ostwinden in der westlichen Ostsee, der Gedser Enge und dem Fehmarnbelt eine Triftströmung nach Westen erzeugt, die zu einem Wasseranstau in diesen Gebieten führt. Unter dem Einfluß des Gefälles tritt dann durch den Sund und die Belte sowie im Kattegatt eine Gefällsströmung ein, die durch die wiederum windbedingte Absenkung des Wasserspiegels im Skagerrak noch verstärkt wird. Weiterhin kommt es bei der Verschiebung der Wassermassen durch den Wind in diesen durch eine starke thermohaline Schichtung ausgezeichneten Seegebieten zur Ausbildung eines inneren Kraftfeldes. Die hierbei entstehenden Druckunterschiede suchen sich auszugleichen und führen zu Konvektionsströmen. Diese Konvektionsströme werden jedoch aus dem allgemeinen Strombild kaum zu eliminieren sein, da sie mit den anderen aus Windtrift und Windstau resultierenden Strömungen innig verknüpft sind. Alle diese Strömungserscheinungen unterliegen noch der Einwirkung durch die Erdrotation und durch die so überaus unruhige Morphologie des Gebietes.

Zu diesen aus dem Wind resultierenden Strömungserscheinungen, die generell das Strombild an der Oberfläche bestimmen, kommen noch eine Reihe anderer hinzu. Dabei sind zunächst die aus der Dichteschichtung resultierenden Ströme zu nennen. Sie verlaufen in den Meeresstraßen in Richtung des Druckgefälles, da sie sich wegen der geringen Breite der Meeresstraßen nicht unter dem Einfluß der Erdrotation senkrecht zum Druckgradienten ausbilden können. Daneben treten Gezeitenströme auf, die wohl im allgemeinen nachweisbar sind, jedoch gegenüber dem Gesamtstrom vollständig zurücktreten. Ein weiterer Faktor, der auf die Stärke der Strömungen einwirkt, ist der Wasserstand in der Ostsee selbst. Bei

einem niedrigen Wasserstand der Ostsee am Anfang einer Einstromlage werden die Strömungen naturgemäß stärker sein als bei hohem Wasserstand unter den gleichen Windverhältnissen nach einer längeren Dauer des Einstromes. Der Wasserstand der Ostsee steigt bei einem Einstrom von 50 cm/s bei Feuerschiff Fehmarnbelt im Mittel um 2 cm je Tag. Bei starkem Einstrom ist eine Hebung des mittleren Wasserspiegels der Ostsee um 10 cm innerhalb 24 Stunden möglich. Das bedeutet natürlich eine starke Verminderung des Gefälles und damit eine Verringerung des Einstroms.

Der Verlauf einer Ein- und Ausstromperiode wird demnach nicht nur von dem Ablauf des meteorologischen Geschehens abhängen, sondern auch von der zu ihrem Beginn angetroffenen hydrographischen Situation — Schichtung und Wasserstand —, also von der „Vorgeschichte“. Während die meteorologischen Faktoren den Ablauf der Ein- bzw. Ausstromlagen regeln, wird die „Vorgeschichte“ für ihre Intensität und das endgültige Ergebnis maßgebend sein. Und gerade dieser Einfluß der „Vorgeschichte“ wird einer prognostischen Ableitung des hydrographischen Geschehens aus dem Ablauf der Wetterlage die größten, wenn nicht gar unüberwindliche Schwierigkeiten machen.

Im Folgenden soll der Versuch unternommen werden, auf Grund der Theorie die zu erwartenden Beträge der Strömungen abzuschätzen, die von den verschiedenen Faktoren hervorgerufen werden. Die beiden ausschlaggebenden Faktoren sind, wie oben bemerkt, die tangentielle Schubkraft des Windes und das Gefälle. Diesen beiden Kräften wird durch die Reibung das Gleichgewicht gehalten. Fernerhin sind die Instationarität und unter Umständen auch die Konvektionsglieder der hydrodynamischen Gleichung zu beachten. Obwohl der gesamte Komplex grundsätzlich nur durch eine partielle Differentialgleichung, in die als Randwerte die Küstenkonfiguration und die Schubspannungen des Windes eingehen, zu behandeln ist, soll hier der Versuch gemacht werden, mit vereinfachten Annahmen doch das Grundsätzliche klarzulegen. Es sei angenommen, daß in einem Kanal über die Länge L ein Gefälle Δh besteht. Obwohl morphologisch wegen des Vorhandenseins der Kieler und Mecklenburger Bucht das Bild eines Kanals durchaus nicht gegeben ist, ist diese Annahme doch deshalb berechtigt, weil die Strömung in ihrem Verlauf den geraden Weg zwischen Gedser Enge und Großem Belt wählt und durch beide Buchten nicht wesentlich beeinflußt wird. Die Reibung wird proportional der Geschwindigkeit v angenommen, r ist der Proportionalitätsfaktor. Der Kanal sei an den Enden gegen größere Seegebiete offen. Es ergibt sich aus den hydrodynamischen Gleichungen die Beziehung

$$(1) \quad v_t + vv_x = -gh_x - rv$$

wobei g die Erdbeschleunigung ist und die Indizes Differentiationen nach den betreffenden Größen bedeuten. Weht in Richtung des Kanals ein Wind mit der Schubkraft τ , so ist seine Wirkung einem Anstau

$$(2) \quad \Delta h = \frac{3L\tau}{2gH} \text{ oder } gh_x = \frac{3\tau}{2H}$$

proportional. Andererseits kann man auf einfache Weise die Wirkung des Windes folgendermaßen abschätzen. Bei einem Schub τ ist die auf eine Fläche F in der Zeit dt übertragene Schubarbeit des Windes $\tau F v dt$, die Reibung sei wie

oben mit rv angesetzt, dann ist die Reibungsarbeit bis zur Tiefe H' pro Zeiteinheit dt gleich $rH'Fv^2 dt$. Gleichgewicht beider führt auf die Beziehung

$$(3) \quad rv = \frac{\tau}{H'}$$

Ein Vergleich der Beziehungen (2) und (3) über Gleichung (1) zeigt, daß $H' = \frac{2}{3}H$ ist, doch ist zu bemerken, daß H die mittlere Tiefe und H' die Tiefe darstellt, bis zu der der Windeinfluß geht. Im Fehmarnbelt reicht der Windeinfluß etwa bis zur Sprungschicht in 12—15 m, während die mittlere Tiefe 18—20 m beträgt.

Für die aus Wind und Gefälle resultierenden Wasserbewegungen ergibt sich die Gleichung

$$(4) \quad v_t + v v_x = -g h_x + \frac{3}{2} \frac{\tau}{H} - rv$$

In der Tabelle 1 sind die normal und maximal zu erwartenden Größen der Glieder dieser Gleichung zusammengestellt. Die Wirkung des Gliedes vv_x wird immer dort von Bedeutung sein, wo die Strömung von dem Kanal in ein weiteres Seegebiet einmündet, wo sie sich also so weit verliert, daß ihr Betrag um etwa eine Zehnerpotenz abnimmt, obwohl der Transport bei der größeren Breite des Gebietes gleichbleibt.

Die Tabelle 1, die etwa Werte für die Verhältnisse im Fehmarnbelt wiedergibt, zeigt, daß die direkte Windeinwirkung die bedeutendste Größe ist, ihr folgt das Gefälle, beiden wird durch die Reibung und im instationären Fall durch die Beschleunigungsglieder das Gleichgewicht gehalten. Das Konvektionsglied ist im allgemeinen zu vernachlässigen und wird erst bei plötzlichem Aufhören der wirkenden Kräfte eine Rolle spielen. Bemerkenswert ist, daß im Fall maximaler Einwirkung die Kräfte eine Zehnerpotenz höher liegen, während die Geschwindigkeiten nur etwa den vierfachen Betrag erreichen. Die Werte für den Reibungskoeffizienten sind den weiter unten angeführten Untersuchungen entnommen.

Legende zu den nebenstehenden Abbildungen.

- | | | |
|---------|---|---|
| Tafel 1 | { | Abb. 1 Karte des Untersuchungsgebietes. 1 Feuerschiff Fehmarnbelt, 2 Feuerschiff Halskov Rev, 3 Feuerschiff Gedser Rev, 4 Position des Schaufelradstrommessers, — — — — 15-m-Linie. |
| | | Abb. 2 Schematische Darstellung der Dichteströmung in einem geschichteten Kanal. Bezeichnungen siehe Text. |
| | | Abb. 3 Ausschnitt aus einer Ausstromlage vom 18.—27. 8. 1951.
A. Wasserstand in Gedser ——— und Korsör ——— .
B. Wasserstand nach Elimination der Gezeiten, Dichtegefälle — · — · —, Druckgefälle $(gh_x + \frac{1}{\rho} P_x)$ |
| | | Abb. 4 Längsschnitt des Salzgehaltes am 3. 10. 1951 von Halskov Rev bis Gedser Rev Feuerschiff. |

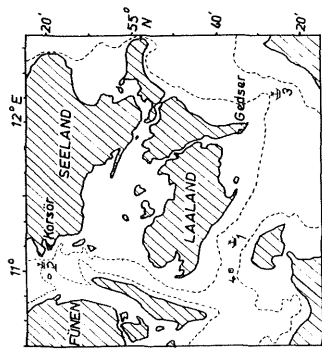


Abb. 1

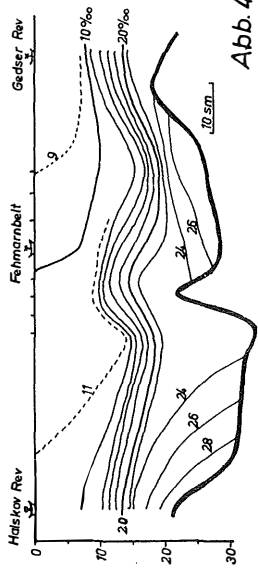


Abb. 4

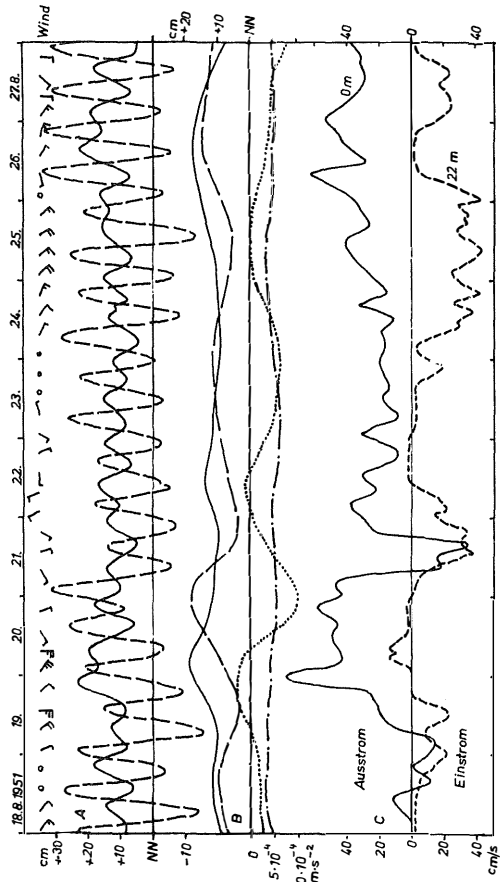


Abb. 3

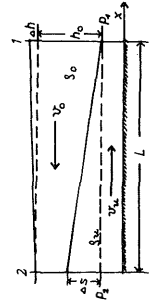


Abb. 2

Tafel 2

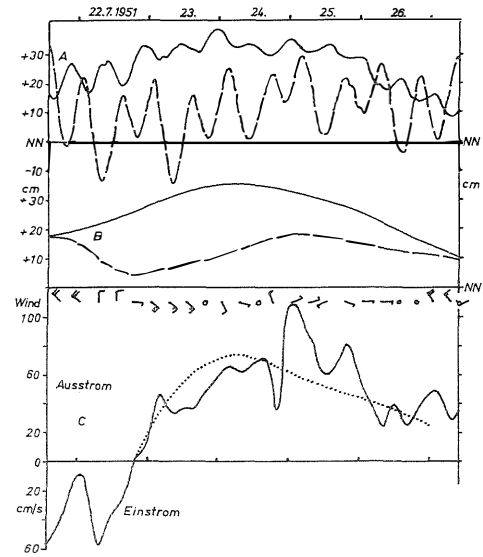


Abb. 5

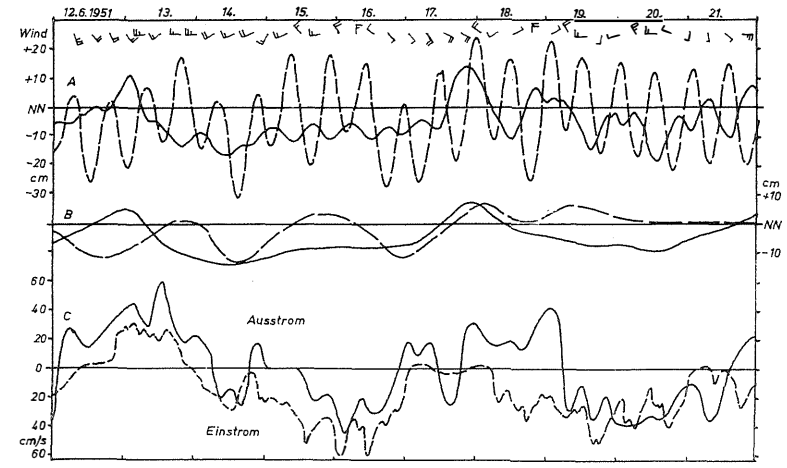


Abb. 6

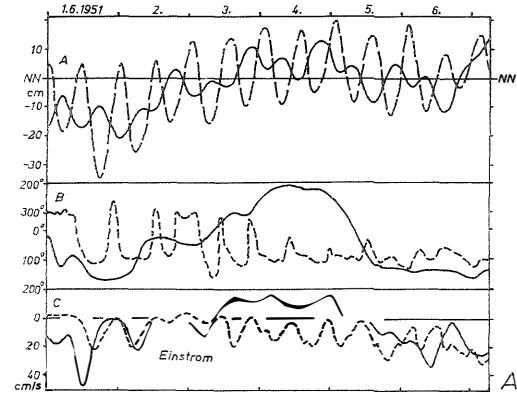


Abb. 7

Tabelle 1: Übersicht über die Größe der im Fehmarnbelt auftretenden Werte der Gleichung (4).

	Beschleunigungsglied v_t	Konvektionsglied $v v_x$	Gefälle $g h_x$	Wind $\frac{3 \tau}{2H}$	Reibung $r v$
normal	$\Delta v = 50 \text{ cm/s}$ $\Delta t = 1 \text{ Tag}$ $v_t \approx 6 \cdot 10^{-4}$	$v = 50 \text{ cm/s}$ $\Delta v = 40 \text{ cm/s}$ $\Delta x = 100 \text{ km}$ $v v_x \approx 2 \cdot 10^{-4}$	$g = 981 \text{ cm s}^{-2}$ $\Delta h = 6 \text{ cm}$ $\Delta x = 150 \text{ km}$ $g h_x \approx 4 \cdot 10^{-4}$	$\tau = 1 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2}$ Wind 6 m/s $H = 15 \text{ m}$ $\frac{3 \tau}{2H} \approx 10 \cdot 10^{-4}$	$r = 2 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ $v = 50 \text{ cm/s}$ $r v = 10 \cdot 10^{-4}$
maximal	$\Delta v = 100 \text{ cm/s}$ $\Delta t = 4 \text{ Std.}$ $v_t \approx 7 \cdot 10^{-3}$	$v = 200 \text{ cm/s}$ $\Delta v = 150 \text{ cm/s}$ $\Delta x = 100 \text{ km}$ $v v_x \approx 3 \cdot 10^{-3}$	$g = 981 \text{ cm s}^{-2}$ $\Delta h = 75 \text{ cm}$ $\Delta x = 150 \text{ km}$ $g h_x \approx 5 \cdot 10^{-3}$	$\tau = 8 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-2}$ Wind 16 m/s $H = 15 \text{ m}$ $\frac{3 \tau}{2H} \approx 8 \cdot 10^{-3}$	$r = 5 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ $v = 200 \text{ cm/s}$ $r v = 10 \cdot 10^{-3}$

Für die in geschichtetem Wasser durch das Verfrachten des Oberflächenwassers unter dem Einfluß des Windes auftretenden Konvektionsströme läßt sich aus der Bjerknæs'schen Theorie die Größe leicht angeben. Es ist

$$(5) \quad 2 \omega \sin \varphi v = \frac{1}{\rho} p_y, \quad p = \int_0^z \rho g dz,$$

wobei ω die Winkelgeschwindigkeit der Erdrotation, φ die geographische Breite, p der Druck, ρ die Dichte und z die Tiefe darstellen. Rechnet man im extremen Fall mit einem horizontalen Salzgehaltsgradienten von 2‰ auf $L = 10 \text{ km}$ bis zur Tiefe von $z = 10 \text{ m}$, so ergibt sich mit $2 \omega \sin \varphi = 1,2 \cdot 10^{-4}$ und $\frac{\Delta \rho}{\rho} = 0,0015$

$$v = \frac{g}{2 \omega \sin \varphi} \frac{\Delta \rho}{\rho} \frac{z}{L} = 13 \text{ cm/s}$$

Legende zu den nebenstehenden Abbildungen.

- Tafel 2
- Abb. 5 Beginn einer Ausstromlage (22.—26. 7. 1951).
 - A. Wasserstand in Gedser ——— und Korsör - - - - - .
 - B. Wasserstand nach Elimination der Gezeiten.
 - C. Oberflächenströmung im Fehmarnbelt berechnet, ——— beobachtet.
 - Abb. 6 Schwache, wechselhafte Strömungen, Einstrom in der Tiefe.
 - A. Wasserstand in Gedser ——— und Korsör - - - - - .
 - B. Wasserstand nach Elimination der Gezeiten.
 - C. Strom im Fehmarnbelt in 0 m ——— und 22 m - - - - - .
 - Abb. 7 Gezeiten im Fehmarnbelt. 1.—6. 6. 1951.
 - A. Wasserstand in Gedser ——— und Korsör - - - - - .
 - B. Richtung und C. Geschwindigkeit der Strömung in 0 ——— und 22 m ——— Tiefe.

Diese Geschwindigkeit dürfte etwa das Maximum des Erreichbaren darstellen, in ausgedehnteren Seegebieten jedoch wesentlich niedriger liegen und von untergeordneter Bedeutung sein.

Die Gezeitenströme können an engen Eingängen zu größeren Buchten beachtliche Geschwindigkeiten erreichen, doch schon im Großen Belt sinken sie auf 30—40 cm/s herab und bleiben in weiteren Seegebieten im allgemeinen unter 10 cm/s.

Die Strömungen in der Tiefe sind, solange eine Schichtung vorhanden ist, der direkten Einwirkung des Windes entzogen, die nicht durch die Sprungschicht hinunterreicht, hingegen setzt sich das Oberflächengefälle bis zum Boden durch, seine Wirkung wird nur durch die erhöhte Bodenreibung verringert. Daneben ist das horizontale Druckgefälle, das durch die Schichtung hervorgerufen wird, von ausschlaggebender Bedeutung.

Abb. 2 (Taf. 1) zeigt schematisch die Strömungen in einem geschichteten Kanal, dessen Sprungschicht in einer Richtung auskeilt. An der Oberfläche besteht ein Gefälle, das den Oberflächenstrom verursacht, in der Tiefe läuft ein aus der Schichtung resultierender Strom, der bei genügendem Druckgefälle dem Oberflächenstrom entgegenlaufen kann. Es ist, wenn r der Reibungskoeffizient ist, für den Oberflächenstrom v_0 im stationären Fall

$$r v_0 = \frac{g \Delta h}{L}$$

Für die Tiefenströmung gilt

$$r v_u = \frac{1}{\rho_u} p_x \quad , \quad p = \int_{-h}^z \rho g dz \quad ,$$

Hierbei ist $p_1 = g (\rho_0 \Delta h + \rho_0 h_0)$, $p_2 = g [\rho_0 (h_0 - \Delta s) + \rho_u \Delta s]$.

daraus ergibt sich

$$(6) \quad r v_u = \frac{g \Delta h}{L} \frac{\rho_0}{\rho_u} - \frac{\rho_u - \rho_0}{\rho_u} \frac{g \Delta s}{L} \quad .$$

Der Tiefenstrom läuft dem Oberflächenstrom entgegen, wenn $(\rho_u - \rho_0) \Delta s > \rho_u \Delta h$ ist. Besteht kein Oberflächengefälle, so ergibt sich unter der Annahme $\frac{\rho_u - \rho_0}{\rho_u} = 0.01$, $r = 2 \cdot 10^{-5}$ und einem Anstieg von $\Delta s = 5$ m auf $L = 150$ km

für die Geschwindigkeit des Tiefenstromes $v = 17$ cm/s. Dieser Wert stellt die Geschwindigkeit unter normalen Verhältnissen dar, doch tritt bei kräftigem Einstrom auf kürzere Strecken L ein weit größerer Anstieg Δs der Sprungschicht auf.

Die Gezeitenströme treten in der Tiefe gleichmäßiger in Erscheinung als an der Oberfläche, wo sie durch die Windeinwirkung gestört sind. Sie erreichen Geschwindigkeiten von 5—15 cm/s.

Wiederum für die Verhältnisse im Fehmarnbelt sind in Tabelle 2 die Werte der Stromgeschwindigkeit angegeben, die von den verschiedenen wirkenden Kräften an der Oberfläche und in der Tiefe normalerweise und maximal hervorgerufen werden. Es zeigt sich auch hier das Übergewicht der Windeinwirkung an der Oberfläche neben dem bedeutenden Einfluß der Druckverhältnisse auf die Tiefenströmung.

Tabelle 2: Die im Fehmarnbelt von den einzelnen Faktoren an der Oberfläche und in der Tiefe normal und maximal erzeugten Strömungsgeschwindigkeiten.

		Wind	Oberflächen- gefälle	inneres Kraftfeld	Gezeiten
normal	Oberfläche	30	15	—	10
	Tiefe	—	10	15	10
maximal	Oberfläche	120	100	—	35
	Tiefe	—	50	50	15

Auswahl der zu behandelnden Beispiele.

Einzelbeispiele des Ablaufs von Ein- und Ausstromlagen sollen das Kernstück dieser Arbeit sein, da man nur mit ihrer Hilfe zu einem Verständnis der hydrographischen Vorgänge in der Beltsee kommen kann. Das wesentliche Merkmal aller dort angetroffenen Erscheinungen ist ihre Instationarität, ihr dauernder Wechsel. Hierzu kommt der bedeutende Einfluß der „Vorgeschichte“, wie er oben erklärt wurde. Beide Faktoren — Instationarität und Vorgeschichte — müssen notgedrungen bei einer Mittelwertbildung verdeckt werden, so daß Mittelwerte nicht zu dynamischen Betrachtungen herangezogen werden können. In dieser klaren Erkenntnis hat WATTENBERG (1941, 1949) mit seiner Definition der Ein- und Ausstromlagen den ersten wichtigen Schritt zu einem wirklichen Verständnis der dynamischen Vorgänge in der Beltsee getan. Obwohl durch das Wandern der Front an der Oberfläche das Wesentliche der hydrographischen Vorgänge erfaßt wird, ist es notwendig, auch die Beziehungen in der Tiefe einer genaueren Untersuchung zu unterziehen. Diese sind für den Einschub salzreichen Wassers in die Ostsee von besonderem Interesse. In der Reihenfolge der ausgewählten Beispiele sollen zunächst Ausstromfälle behandelt und Betrachtungen über den Oberflächenstrom angestellt werden. Im Anschluß daran werden die komplizierteren Verhältnisse beim Einstrom behandelt, zunächst bei sommerlichen Lagen, bei denen die Schichtung erhalten bleibt, später bei winterlichen Sturmpetoden, während denen sie bei anhaltendem Einstrom praktisch aufgehoben wird.

Sommerliche Ausstromlagen bringen die Wirkung der Schichtung am klarsten zum Ausdruck. Meist unter dem Einfluß eines skandinavischen Hochs und eines übernormal hohen Wasserstandes in der Ostsee tritt Ausstrom auf. Die Strömung erreicht selten bedeutende Stärken und kommt zeitweilig sogar gänzlich zum Stillstand. Diese Ausstromlagen haben unter allen anderen die längste Dauer, oftmals 3—4 Wochen. In ihrem Verlauf schieben sich die leichten, salzarmen Wassermassen der Ostsee durch die Belte bis ins südliche Kattegatt vor, während in der Tiefe unter dem Einfluß der so entstehenden Schichtung salzhaltiges Tiefenwasser vom Kattegatt her eindringt. Abb. 4 (Tafel 1) zeigt einen Schnitt von Halskov bis Gedser Rev Feuerschiff, der am 3. 10. 1951 bei einer solchen Ausstromlage gewonnen wurde, während in Abb. 2 die Verhältnisse schematisch dargestellt sind. Die entstehende Sprungschicht im Salzgehalt ist durch den Temperaturgegensatz beider Wasserarten noch verstärkt. Oftmals findet der Übergang von der Deckschicht zum Tiefenwasser innerhalb weniger als

4 m statt. Um einen Eindruck von den sich bei einer solchen Wetterlage abspielenden Vorgängen zu geben, ist in Abb. 3 ein Ausschnitt vom 18.—27. 8. 1951 aus einer Ausstromlage gegeben. Es herrschen schwache, wechselnde Winde vorwiegend aus S und E. Die Gezeiten treten in den Wasserständen auch in Gedser ganz ungestört hervor, was ein Zeichen für eine ausgeglichene Wetterlage ist. Der Oberflächenstrom pendelt zwischen 20 und 50 cm/s, nur am 20. 8. erreicht er unter dem Einfluß von stärkeren S-Winden über 70 cm/s. Bei Nachlassen dieser Winde erfolgt am 21. 8. kurzfristig unter dem Einfluß des Gefälles (Korsör höher als Gedser) ein schwacher Einstrom. In der Tiefe liegt Einstrom vor, der in seinen Spitzen 40 cm/s überschreitet. Der Tiefenstrom wird vom Gefälle und der Schichtung verursacht. Es ergibt sich — wie oben abgeleitet — die Beziehung

$$v_t = -gh_x - \frac{1}{\rho} p_x - r v ; p = \int_0^z \rho g dz$$

Obwohl die Gezeiten in den Wasserständen ganz klar hervortreten, sind sie im Strombild nicht ohne weiteres zu erkennen. Deshalb sind zur Berechnung des Gefälles die Gezeiten eliminiert worden und die so erhaltenen Wasserstände eben-

falls dargestellt. Der Druck $p = \int_0^z \rho g dz$ ist aus den täglichen hydrographischen

Beobachtungen der beiden Feuerschiffe Halskov Rev und Gedser Rev zwischen 0 m und 17,5 m berechnet worden. Das Druckgefälle hat immer die Richtung zur Ostsee und schwankt innerhalb des Zeitraumes um etwa 50%, während das Oberflächengefälle stärkeren Schwankungen unterworfen ist. Beide Größen, sowie ihre Summe, die die wirkende Kraft darstellt, sind in Abb. 3 dargestellt. Man erkennt, daß der Strom erst eine ganz beträchtliche Zeit nach dem Maximum der stärksten Einwirkung sein Maximum erreicht. Dies ist eine Auswirkung der Instationarität der Bewegungen. Zur Abschätzung der Phasenverschiebung ist die Kenntnis des Reibungskoeffizienten nötig. Aus der Beziehung zwischen $\left(gh_x + \frac{1}{\rho} p_x\right)$ und der jeweils etwa 15 Stunden später eingetretenen Stromgeschwindigkeit v ergibt sich $r = 2,0 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. Unter der Annahme einer periodisch einwirkenden äußeren Kraft der Amplitude P ergibt sich bei Berücksichtigung der Reibung und der Instationarität die Differentialgleichung

$$v_t = Pe^{i\omega t} - r v$$

Ihre Lösung ist $v_0 = v e^{i(\omega t - \varphi)}$ mit $\text{tg } \varphi = \frac{\omega}{r}$ und $v_0 = \frac{P}{\sqrt{r^2 + \omega^2}}$. Setzt man für die Periode der wirkenden Kraft in unserem Beispiel $T = 2$ Tage ein, so ergibt sich $\omega = 3,6 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ und mit $r = 2 \cdot 10^{-5}$ eine Phasenverschiebung $\varphi = 60^\circ$. Das bedeutet, daß das Strommaximum um $\frac{1}{6}$ der Periodenlänge nach dem Maximum der wirkenden Kraft eintritt und steht im guten Einklang mit den Beobachtungen. Aus dieser Rechnung kann man weiterhin erkennen, daß relativ langsam verlaufende Vorgänge $\omega < r$ mit einer geringen Phasenverschiebung gegenüber der wirkenden Kraft eintreten. Die Amplitude v_0 der dabei auftretenden

Geschwindigkeit weicht umso weniger von der Geschwindigkeit des stationären Zustandes $v_{\text{stat.}} = \frac{P}{r}$ ab, je kleiner ω ist. Relativ schnell verlaufende Vorgänge hingegen, bei denen $\omega > r$ ist, zum Beispiel die Gezeiten, haben eine große Phasenverschiebung und die Amplitude der Geschwindigkeit wird nicht durch die Reibung, sondern durch die Frequenz des Vorganges bestimmt, $v_0 \approx \frac{P}{\omega}$

Ein Beispiel dafür geben die weiter unten behandelten Gezeitenströmungen. Aus dieser Rechnung erkennt man die Bedeutung des Zusammenwirkens von Instationarität und Reibung für die Dynamik der Strömungsvorgänge in diesen Gewässern.

Diese Ausstromlagen, die oft mehrmals nacheinander auftreten und nur von kurzen Einstromlagen unterbrochen werden, bestimmen die hydrographischen Verhältnisse während des Sommers. Die Einstromlagen vermögen es nicht, die Schichtung zu beseitigen, sondern drängen nur die Fronten mehr oder weniger in die Belte zurück. Oberflächen- und Tiefenstrom haben etwa die gleiche, doch entgegengesetzte Geschwindigkeit. Die Geschwindigkeitssprungschicht fällt mit der Dichtesprungschicht zusammen. Da die Sprungschicht im allgemeinen zwischen 10 und 15 m liegt, ist der an der Oberfläche nach außen gerichtete Wassertransport wesentlich größer als die in der Tiefe eindringende Menge. Außerdem kommt der Tiefenstrom oftmals zum Stillstand. Der Wasserspiegel der Ostsee senkt sich demnach während dieser Ausstromperioden beständig.

Der in Tafel 1, Abb. 4 wiedergegebene Längsschnitt von Halskov Rev bis Gedser Rev Feuerschiff zeigt eine solche Ausstromlage. Die Sprungschicht verläuft zwischen 13 und 19 m in starker Annäherung an das Bodenprofil, was ein Zeichen dafür ist, daß die Wassermassen in der Tiefe nicht stagnieren, sondern in Bewegung sind. Die bemerkenswerte Tatsache ist jedoch, daß die Sprungschicht nicht an der Darsser Schwelle endet, sondern über sie in die Ostsee hineinragt, was formell im Gegensatz zu der von WATTENBERG (1949) vertretenen Anschauung steht. Doch ist seine Bemerkung wohl so zu verstehen, daß die Beltseefront an der Darsser Schwelle ihren Angelpunkt hat, nicht aber dort endet, während sie mit ihrem freien Ende in den Belten hin- und herpendelt. Ein Festliegen der Sprungschicht an der Darsser Schwelle würde aber bedeuten, daß die Wassermassen unter ihr in Ruhe sind. Da dies aber nicht der Fall ist, muß aus Kontinuitätsgründen gefordert werden, daß sie über die Darsser Schwelle in die Ostsee hineinfließen. Die Anlehnung der Sprungschicht an das Bodenprofil zeigt sich besonders klar beim Überschreiten der zwischen Großem Belt und Fehmarnbelt befindlichen Schwelle. Ähnlich werden die Verhältnisse an der Darsser Schwelle liegen. Man muß auch dort mit einer Aufwölbung der Sprungschicht rechnen, wie sie die hydrographischen Beobachtungen von Feuerschiff Gedser zeigen. Die 20- ‰ -Isohaline steigt von 19 m im Fehmarnbelt bis auf 14 m bei Gedser Feuerschiff an. Lediglich wenn der Tiefenstrom zum Stillstand kommt oder nach Westen läuft, dürfte sich die Sprungschicht soweit absenken, daß die Beltseefront mit ihrer Unterkante an der Darsser Schwelle festliegt und endet.

Den Beginn einer Ausstromlage, die unter dem Einfluß eines hohen Ostseewasserstandes bei Nachlassen der Westwinde einsetzt, zeigt Abb. 5 (Tafel 2). Der Strom im Fehmarnbelt kentert infolge der Trägheit erst, nachdem das Gefälle bereits einen vollen Tag wirksam ist. Sein Maximum erreicht er 2 Tage nach dem Kentern. Da die während dieses Zeitraums herrschenden umlaufenden Winde ohne Bedeutung sind, ist versucht worden, unter Berücksichtigung der Instationa-

rität und der Reibung den Verlauf der Stromgeschwindigkeit zu berechnen. Gleichung (1) lautet dann

$$v_t = -g \frac{\Delta h}{L} - rv$$

Das Gefälle wird wiederum nach Elimination der Gezeiten ermittelt, die Entfernung Gedser-Korsör mit $L = 150$ km angesetzt. Der Reibungskoeffizient ergibt sich aus den Mittelwerten von Δh und v während dieser Zeit zu $r = 1,9 \cdot 10^{-5}$. Die numerische Integration ist mit einem Zeitintervall von 1 Std. mit genügender Annäherung durchzuführen. Anfangspunkt ist der 22. 7. 20^h, wo $v = 0$ ist. Das Ergebnis der Rechnung ist in Abb. 5 eingetragen. Es stellt den beobachteten Verlauf mit befriedigender Annäherung dar, was die Richtigkeit des Ansatzes und damit die Notwendigkeit der Berücksichtigung von Reibung und Trägheit beweist. Das am 25. 7. auftretende Maximum fehlt in der berechneten Kurve, doch scheint es aus Schwingungen der Ostsee zu resultieren, da es 3^h Std. früher bei Gedser ebenfalls auftritt. Die anderen Abweichungen sind auf Gezeitenbewegungen — die ja vernachlässigt sind — und auf den Windeinfluß zurückzuführen.

Eine sommerliche Lage mit schwachen wechselnden Oberflächenströmungen ist in Abb. 6 (Taf. 2) dargestellt. Die Oberflächenströmungen gehorchen mit einer Phasenverschiebung von etwa einem halben Tag ganz klar dem Gefälle, das nach Elimination der Gezeiten ebenfalls dargestellt ist. Der sehr wechselhafte schwache Wind kommt anscheinend nicht zu einer spürbaren Wirkung. Am 12. 6. dringt von Osten her ein Schwall von Wasser in den Fehmarnbelt ein, der infolge des auftretenden Gefälles zu Ausstrom in allen Tiefen führt. Die Oberflächenströmung ist durch den Einfluß der Ostwinde stärker als die der Tiefe. Erst einen vollen Tag nach Umschlagen des Windes kentert die Strömung an der Oberfläche, die Tiefenströmung schon 12 Stunden nachdem das Gefälle seine Richtung geändert hat. Ein solcher Ausstrom in allen Tiefen kommt sehr selten vor, seine Dauer beträgt einen, höchstens zwei Tage, da sich bei Ausstrom sofort ein inneres Kraftfeld ausbildet, das entgegengesetzt wirkt und sehr rasch zu einem Kentern des Stromes in der Tiefe führt. Im weiteren Verlauf der Darstellung, etwa ab 14. 6., sind die Wasserbewegungen an der Oberfläche sehr schwach ausgebildet, während der Tiefenstrom kräftig einwärts läuft. Hierbei ist er fast immer stärker als der Oberflächenstrom und erreicht Spitzen über 60 cm/s. Eine Berechnung des Tiefenstroms entsprechend der für das Beispiel Abb. 6 durchgeführten ergibt einen Reibungskoeffizienten $r = 3,0 \cdot 10^{-5}$. Der Einfluß der Schichtung während dieser Zeit ist sehr gleichbleibend — er beträgt etwa 15 cm/s —, so daß die Schwankungen des Tiefenstromes durch das Gefälle bedingt sein müssen, was die Darstellung auch zeigt. Die Spitzen sind durch den überlagerten Gezeitenstrom hervorgerufen, der eine Amplitude von etwa 12 cm/s hat.

Die Gezeiten dringen in den Fehmarnbelt vom Kattegat durch den Großen Belt als Welle ein. Diese Welle nimmt in ihrer Höhe langsam ab. Bei Korsör beträgt der Hub noch 20—40 cm, während er bis Gedser auf 5—15 cm sinkt. Das Hochwasser tritt bei Gedser im Mittel 6,3 Std. später als in Korsör ein. Das entspricht bei einer Entfernung von 150 km eine Wandergeschwindigkeit von 6,6 m/s = 24 km/h. Als Differentialgleichung für den Gezeitenstrom u ergibt sich

$$u_t = -gh_x - ru$$

Setzt man für den Wasserstand eine fortschreitende Welle

$h = h_0 e^{i(kx - \omega t)}$ an, wobei $c = \frac{\omega}{k}$ die Fortschrittsgeschwindigkeit ist, so ergibt sich

$$u = \frac{gh_0 k}{\sqrt{r^2 + \omega^2}} e^{i(kx - \omega t + \varphi)}$$

mit $\operatorname{tg} \varphi = \frac{r}{\omega}$; da $\omega = \frac{2\pi}{T}$ und $T = 12.7^h$ ist, folgt $\omega = 1,4 \cdot 10^{-4}$ und daraus

wieder wegen $c = \frac{\omega}{k}$, $k = 2.1 \cdot 10^7$. Wählt man $r = 2 \cdot 10^{-5}$, so ergibt sich für

$h_0 = 10 \text{ cm}$ $u_0 = 15 \text{ cm/s}$, die maximale Geschwindigkeit ist gegenüber dem maximalen Wasserstand um $\varphi = 8^\circ$ verspätet.

In Abb. 7 (Taf. 2) sind die Verhältnisse für einen Zeitraum geringer Winde und Oberflächenströme dargestellt. Im Oberflächenstrom ist von den Gezeiten praktisch nichts zu bemerken, weder in der Richtung noch in der Stärke. Hingegen treten sie im Tiefenstrom ganz deutlich hervor, sowohl im Wechsel der Stromrichtung wie auch der Stromstärke. Die Amplitude der Geschwindigkeit beträgt etwa 10 cm/s in guter Übereinstimmung mit der Theorie. Das Maximum der Geschwindigkeit tritt etwa 2 Std. vor dem Eintreffen des Wellenberges in Gedser auf, also etwas nach dem Vorüberlaufen des Wellenberges an der Meßstelle des Schaufelrades. In der Zeit vom 1.—3. 6. findet jeweils ein Wechsel der Richtung des Tiefenstromes statt, während später ein schwacher Einstrom überlagert ist, so daß nur noch Schwankungen seiner Stärke im Gezeitenrhythmus auftreten. Die ganze Darstellung zeigt jedenfalls, daß die Gezeiten und damit das Gefälle sich in der Tiefe viel klarer auswirken als an der Oberfläche, wo sie durch Windeinwirkungen gestört sind.

Eine Störung der vom Kattegat eindringenden Gezeitenwelle tritt vor allem bei S-Winden ein. Etwa ab Stärke 4 verschwindet sie in Gedser, bei Stärke 5 wird sie auch in Korsör erheblich gestört. Starke N-Winde stören die Gezeiten nur im Gedser. Als besonders störanfällig erweist sich die Gezeitenwelle jedoch bei rasch ihre Richtung wechselnden Winden mäßiger Stärke (3—4). Gegenüber beständigen W- und E-Winden zeigt sie sich als sehr widerstandsfähig. Erst ab Windstärke 7—8 verschwindet die Gezeit aus den Pegelaufzeichnungen.

Auf einer Ankerstation vom 17.—19. 6. 1952 im Großen Belt wurde der Beginn einer Ausstromlage beobachtet (Taf. 3, Abb. 8). Der Wasserstand von Gedser ist während der ganzen Zeit im Mittel höher als der von Korsör, beide Wasserstände nehmen langsam zu. Die Gezeiten sind an beiden Orten in den Pegelaufzeichnungen gut zu beobachten, die Amplitude beträgt in Korsör $15\text{—}20 \text{ cm}$, in Gedser nur etwa 5 cm . Der Strom an der Ankerstation zeigt in allen Tiefen ebenfalls die Gezeitenbewegungen. In der Oberflächenschicht ist ein starker Ausstrom, der unter dem Einfluß des Gefälles stattfindet, überlagert. Die vom Kattegat eindringende Gezeitenwelle läuft diesem Ausstrom entgegen und führt zu Schwankungen seiner Stärke im Gezeitenrhythmus. An der Meßstelle trifft der Kamm der Welle etwa 3 Stunden nach ihrem Durchlaufen in Korsör ein. In der Tiefe geschieht dies etwas früher. Die Amplitude des Gezeitenstroms beträgt in allen Tiefen etwa 40 cm/s . In der Tiefe (25 m) ist nur der reine Gezeitenstrom vorhanden, die Wassermassen haben also keine resultierende Bewegung. Der an der Oberfläche auslaufende Strom hat zu Beginn der Messung nur eine geringe Mächtigkeit, unterhalb 8 m herrscht Einstrom. Am Morgen des 18. 6. steigt die Geschwindigkeit der Strömung jedoch rasch an, der in Korsör gerade fallende Wasserstand begünstigt diese Bewegung, so daß Ausstrom in allen Tiefen herrscht. Im weiteren Verlauf nimmt die Mächtigkeit der ausströmenden Schicht immer mehr zu. Die vertikale Verteilung der Geschwindigkeit ist in Taf. 3, Abb. 9,

für das Maximum und das Minimum des Ausstroms dargestellt. Im Fall der entgegenlaufenden Gezeit liegt die Grenze zwischen Aus- und Einstrom bei 20 m. Dies ist auch die Tiefenlage der Unterkante der Sprungschicht, wie man aus der ebenfalls in Abb. 9 dargestellten Verteilung von Temperatur und Salzgehalt sehen kann. Bei mitlaufender Gezeit herrscht Ausstrom in allen Tiefen, in 20 m noch fast 100 cm/s. Das Maximum der Strömung liegt dabei nicht an der Oberfläche, sondern in 3–6 m Tiefe. Bei Feuerschiff Fehmarnbelt herrscht während der ganzen Zeit ebenfalls Ausstrom geringer Stärke, die Gezeiten sind in seinen Oberflächenstrommessungen jedoch nicht zu erkennen.

Kurze Einstromlagen pflegen im Sommer den Ausstrom mehr oder weniger häufig zu unterbrechen. Sie treten auf, wenn die Ausläufer von über Norwegen hinwegziehenden stärkeren Tiefdruckgebieten die Eingänge der Ostsee passieren. Durch Anstau von Wassermassen im Skagerrak und Abtritt in der westlichen Ostsee entsteht in den Nord-Süd verlaufenden Belten und dem Sund ein starkes Gefälle, das seinerseits zu einem kräftigen Einstrom führt. Hierbei wird die Beltseefront langsam in Richtung zur Ostsee zurückgedrängt. Dabei erreicht sie oftmals die Mecklenburger Bucht, doch kommt es praktisch nie zu einer Beseitigung der Schichtung, da die Front aufgespalten wird und nur ihr östlicher Teil bis in die Mecklenburger Bucht zurückgedrängt wird.

Den typischen Fall einer sommerlichen Einstromlage vom 17.—22. 7. 1951 zeigt Taf. 3, Abb. 10. Unter dem Einfluß von W- und NW-Winden Stärke 5–7 wird der Wasserstand in der westlichen Ostsee erniedrigt. Das dabei entstehende Gefälle bewirkt einen Einstrom, der bis über 140 cm/s an der Oberfläche erreicht. Der Tiefenstrom wird durch das Gefälle ebenfalls verstärkt und erreicht über 50 cm/s. An der Oberfläche wandert am 19. 7. eine Front durch den Fehmarnbelt ostwärts. Der Salzgehalt erhöht sich dabei von 11 auf 20 ‰. Während des 19. und 20. steigt der Wasserstand in Gedser kräftig an, so daß sich am 20. das Gefälle umkehrt. Der Tiefenstrom ist aber schon vorher gekentert., so daß anzunehmen ist, daß der Anstieg durch das Zurückschwingen der vom Wind nach Osten verfrachteten Wassermassen der Ostsee entstanden ist. Der Tiefenstrom erreicht dabei auslaufend Geschwindigkeiten bis über 50 cm/s, doch läßt er schnell wieder nach und bleibt für den Rest der Zeit unbedeutend. Die Betrachtung des Oberflächenstromes bei Feuerschiff Gedser während der gleichen Zeit zeigt, daß er bis zum 20. 7. dem Strom bei Feuerschiff Fehmarnbelt entsprechend läuft. Am 21. kentert er jedoch und läuft, obwohl immer noch W-Winde wehen, mit 70 cm/s auswärts,

Legende zu den nebenstehenden Abbildungen.

- | | | |
|---------|---|---|
| Tafel 3 | { | Abb. 8 Ankerstation im Großen Belt auf $\varphi = 54^{\circ} 45,0$ N, $\lambda = 10^{\circ} 51,0$ E vom 17.—19. 6. 1952. |
| | | A. Wasserstand in Gedser ——— und Korsör - - - - - . |
| | | B. Strömung an der Ankerstation in 0 m ———, 10 m - · - · - ·, 25 m und Oberflächenstrom bei Feuerschiff Fehmarnbelt - - - - - . |
| Abb. 9 | { | Vertikale Verteilung von Temperatur, Salzgehalt und Stromgeschwindigkeit an der Ankerstation. |
| | | Abb. 10 Einstromlage vom 17.—22. 7. 1951. |
| | | A. Wasserstand in Gedser ——— und Korsör - - - - - . |
| B. | { | Strom im Fehmarnbelt in 0 m ———, 22 m - - - - - |
| | | und bei Feuerschiff Gedser Rev - · - · - · . |
| C. | { | Isoplethen des Salzgehalts bei Feuerschiff Fehmarnbelt. |

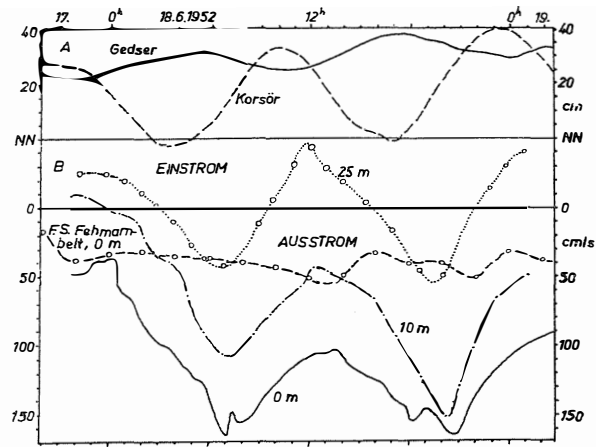


Abb. 8

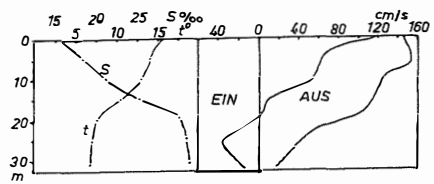


Abb. 9

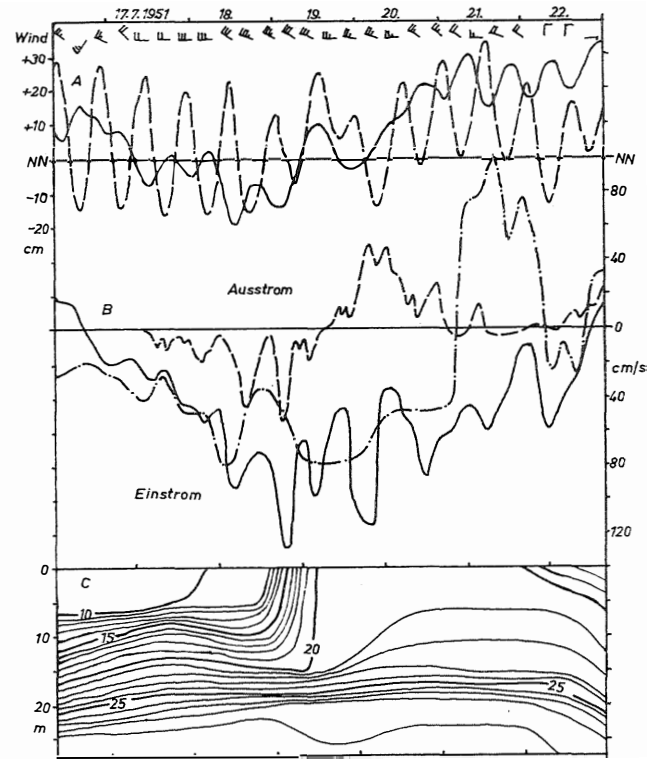
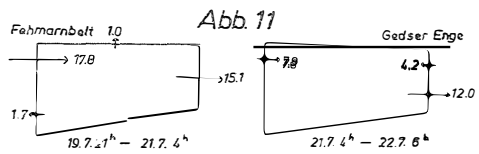
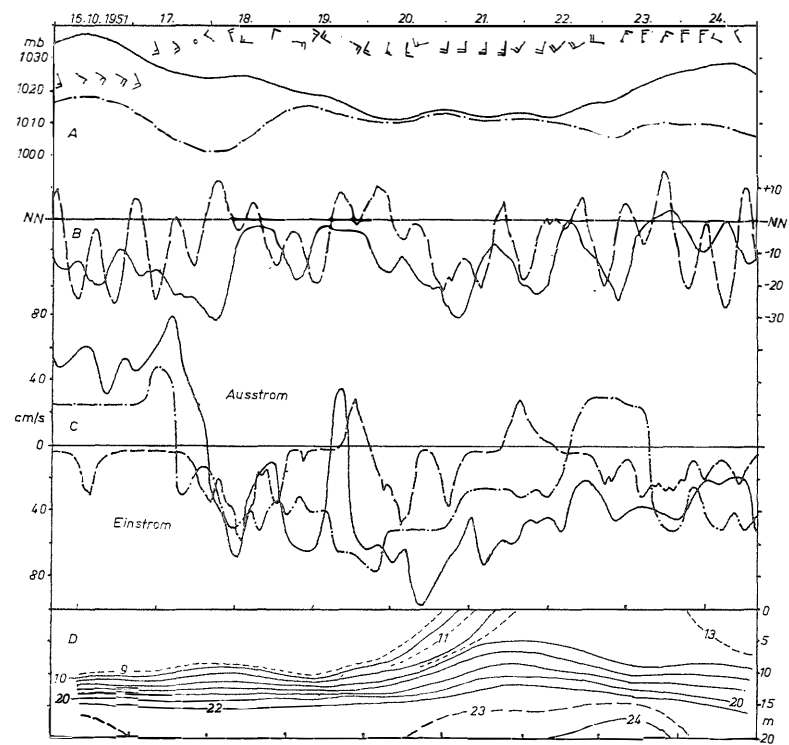
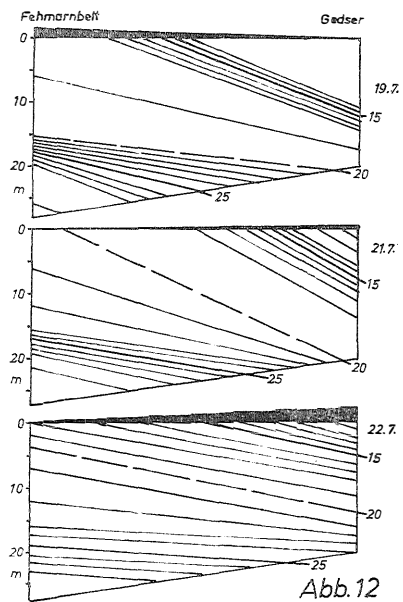


Abb. 10



Tafel 4



während der Oberflächenstrom im Fehmarnbelt nach wie vor mit durchschnittlich 40 cm/s einwärts läuft. Da während dieser Zeit im Fehmarnbelt in der Tiefe Stromstille herrscht, muß durch die Gedser Enge eine beachtliche Wassermenge in der Tiefe in die Ostsee eindringen. Diese für die Vorgänge des Einstromes von Tiefenwasser in die Ostsee bedeutungsvolle Lage soll daher einer näheren Analyse unterzogen werden.

Zu diesem Zweck ist für die beiden Zeiträume vom 19. 7. 21^h bis 21. 7. 4^h bis 22. 7. 6^h die Bilanzgleichung für die Mecklenburger Bucht aufgestellt worden. Das Gebiet ist durch je einen Schnitt durch den Fehmarnbelt und die Gedser Enge als abgeschlossen zu betrachten, der Fehmarn-Sund kann unberücksichtigt bleiben. Da die Messungen der Stromgeschwindigkeit v im allgemeinen das Maximum in dem betreffenden Querschnitt Q darstellen, muß man zur Berechnung des Transportes T einen Faktor $a < 1$ einführen $T = a Q v$. Für unseren Fall ist $a = 0.8$ gewählt worden, der effektive Querschnitt beträgt also 80 %. Für den Zeitraum vom 19. 7. 21^h bis 21. 7. 4^h ergibt die Bilanzgleichung folgendes Bild:

		v cm/s	Q km ²	T km ³ in 31 ^h
Fehmarnbelt:	Oberstrom	+ 72	0,275	+ 17,8
	Unterstrom	— 23	0,085	— 1,7
Gedser Enge:	Oberstrom	— 42	0,400	— 15,1
	Unterstrom			
		Hebung cm	Fläche km ²	
Spiegelhebung der Mecklenburger Bucht		+ 20	5000	— 1,0

Die Unterteilung des Querschnittes im Fehmarnbelt ist auf Grund der Tiefenlage der Sprungschicht bei 18 m vorgenommen worden. Man sieht, daß der größte Teil des an der Oberfläche im Fehmarnbelt einströmenden Wassers bei Gedser die Mecklenburger Bucht wieder verläßt. Nur 10 % strömen in der Tiefe des Fehmarnbelt zurück und 6 % erhöhen den Wasserstand der Mecklenburger Bucht.

Für die Zeit vom 21. 7. 4^h bis 22. 7. 6^h, während der bei Gedser der Strom entgegengesetzt dem bei Fehmarnbelt fließt, ist in der Tiefe des Fehmarnbelt Stromstille. Ebenfalls findet keine merkliche Veränderung des Wasserstandes in der Mecklenburger Bucht statt. Schätzen wir den in der Tiefe bei Gedser in die Ostsee hinfließenden Strom mit 50 cm/s, so wird sich aus der Bilanzgleichung das Verhältnis der Areale ergeben, die zum Oberflächenstrom und zum Tiefenstrom gehören.

Legende zu den nebenstehenden Abbildungen.

- Tafel 4 {
- Abb. 11 Schematische Darstellung der vom 19.—22. 7. 1951 durch den Fehmarnbelt und die Gedser Enge umgesetzten Wassermengen.
 - Abb. 12 Verteilung des Salzgehaltes zwischen Feuerschiff Fehmarnbelt und Gedser Rev am 19., 21. und 22. 7. 1951.
 - Abb. 13 Einstromlage vom 16.—24. 10. 1951.
 - A. Luftdruck im Norden des Bottenbusens — · — · — und bei Feuerschiff Fehmarnbelt ———.
 - B. Wasserstand in Gedser ——— und Korsör ———.
 - C. Strom im Fehmarnbelt in 0 m ———, 22 m ——— und bei Feuerschiff Gedser Rev — · — · —.
 - D. Isoplethen des Salzgehaltes bei Feuerschiff Gedser Rev.

		v cm/s	Q km ³	T km ³ in 31 ^h
Fehmarnbelt:	Oberstrom	+ 38	0,275	+ 7,8
	Unterstrom	0	0,085	0
Gedser Enge:	Oberstrom	+ 70	0,400—a	+ 4,2
	Unterstrom	— 50	a	— 12,0

Die Berechnung nach der Bilanzgleichung $\sum v \cdot Q = 0$ ergibt $a = 0,320$ km³. Daraus folgt, daß nur eine sehr dünne Oberflächenschicht — ihre Mächtigkeit beträgt etwa 6 m — nach Westen strömt, während in Tiefen über 6 m Einstrom zur Ostsee herrscht. Nach Ermittlung von a kann man auch die während des Zeitraums erfolgten Transporte berechnen. Abb. 11 (Taf. 4) gibt noch einmal schematisch die während beider Zeiträume durch den Fehmarnbelt und die Gedser Enge umgesetzten Wassermengen wieder.

Zur Erhärtung der hier vertretenen Ansicht soll noch der Verlauf der Schichtung bei den Feuerschiffen Fehmarnbelt und Gedser während dieser Zeit herangezogen werden (Taf. 4, Abb. 12). Am 19. 7. herrscht unter dem Einfluß des zur Ostsee gerichteten Gefälles Einstrom an beiden Stationen in allen Tiefen. Der östliche Teil der Front liegt bei Gedser in 13 m Tiefe und schneidet die Oberfläche noch östlich Fehmarnbelt, während der weiter westlich gelegene 2. Teil der Front bei Fehmarnbelt in 17 m Tiefe liegt und die Darsser Schwelle eben berührt. Bis zum 21. 7. hat auch diese 2. Front Fehmarnbelt erreicht, wodurch die Isohalinen sehr schräg gestellt sind, die erste Front liegt bei Gedser. Bei Verschwinden des Gefälles muß sich das durch diese Schrägstellung sehr stark gewordene innere Kraftfeld als Konvektionsstrom ausgleichen. Dieser führt zu einem Einstrom in der Tiefe über die Darsser Schwelle in die Ostsee und zu einem schwachen Ausstrom an der Oberfläche. Die Sprungschicht liegt bei Gedser etwa bei 7 m in guter Übereinstimmung mit dem oben berechneten Wert von 6 m. Das Ergebnis des Ausgleichs des inneren Kraftfeldes erkennt man bei Betrachtung der Schichtung am 22. 7. Die Isohalinen verlaufen wieder mehr horizontal, die 20 ‰-Isohaline hat sich bei Gedser um 7 m gehoben und es findet ein kräftiger Einstrom von Wasser über 20 ‰ statt. Der Weg des Wassers in der Tiefe beträgt in 26^h bei 50 cm/s 47 km, das sind 70 % der Entfernung beider Feuerschiffe.

Eine Berechnung der Geschwindigkeit des aus dem inneren Kraftfeld resultierenden Konvektionsstromes am 21. 7. ist nach der Gleichung

$$r v = \frac{1}{\rho} P_x$$

möglich. Das Druckgefälle in 17,5 m wird aus den hydrographischen Beobachtungen der beiden 65 km entfernt liegenden Feuerschiffe berechnet. Mit $r = 2 \cdot 10^{-5}$ ergibt sich $v = 59$ cm in guter Übereinstimmung mit dem oben angesetzten Wert.

Aus den gemachten Ausführungen erkennt man, daß nicht während einer sommerlichen Einstromlage, sondern an ihrem Ende und zu Beginn der Ausstromlage größere Mengen salzreichen Wassers in der Tiefe in die Ostsee über die Darsser Schwelle eingeschoben werden. Die Einstromlage hat durch die Herstellung eines starken inneren Kraftfeldes die Möglichkeit geschaffen, daß bei Umsatz der potentiellen Energie dieses Kraftfeldes in Bewegung in der Tiefe ein solcher Einstrom stattfindet. Hiermit ist der Mechanismus des Einschubs von salzreichem Wasser während des Sommers in der Tiefe über die Darsser Schwelle klar abgeleitet worden.

Eine andere Einstromperiode, während der der Tiefenstrom eine auffallende Periodizität zeigt, ist in Abb. 13 (Taf. 4) dargestellt. In der Nacht vom 17. zum 18. 10. findet eine Ausstromperiode durch das Aufhören der sie hervorrufenden SE-Winde ihr Ende. Der Strom kentert zunächst bei Gedser, 8 Std. später auch bei Fehmarnbelt. Gleichzeitig setzt starker Einstrom in der Tiefe unter dem Einfluß des Gefälles ein. Die Winde während der folgenden Tage sind sehr unregelmäßig, bis sich am 20. 10. eine Südströmung durchsetzt. Während die Strömung an der Oberfläche keine Besonderheiten aufweist, ist die bemerkenswerteste Erscheinung während dieser Zeit die fast getreue Wiederholung des Verlaufes des Tiefenstromes nach 50 Std. vom 18.—21. 10. Eine ähnliche Periode ist in den Wasserständen von Korsör zu bemerken.

Da die Periode der Eigenschwingungen der Ostsee mit 26^h nur halb so groß ist, wird man die Ursache der Erscheinung woanders suchen müssen. Sie ist in der großräumigen Wetterlage und Druckverteilung gegeben. Während am 18. 10. nördlich Norwegen ein umfangreiches Tief ENE-wärts zieht, dessen Ausläufer den Einstrom verursachen, gerät das Gebiet am 19. unter Hochdruckeinfluß, der am 20. in Verbindung mit einem neuen Tief über der norwegischen See zu einer starken Südströmung — S 4 — 5 über der ganzen Ostsee — führt. Am 18. sowie am 20. kommt es dabei zu einer Bewegung der Wassermassen der Ostsee nach Norden, das erstmalig unter dem Einfluß des Luftdrucks, das zweitemal unter der Einwirkung des Windes. In beiden Fällen tritt ein Einstrom von Wassermassen durch die Belte in die Ostsee ein. An der Oberfläche geschieht dies nicht mit der gleichen Regelmäßigkeit wie in der Tiefe, da die Strömung durch die örtlichen über der Beltsee herrschenden Winde gestört ist.

Aus diesem Beispiel erkennt man, von welcher Bedeutung die Wetterlage auch über entfernteren Gebieten der Ostsee für die hydrographischen Vorgänge an ihren Ausgängen sein kann. Die im Tiefenstrom so überaus auffällig auftretende Periodizität ist also als reine Folge von Schwingungen aufzufassen, die die Wassermassen der Ostsee unter dem Einfluß der Großwetterlage durchführen.

Vom 20. 10. mittags an zeigt der Pegel von Gedser 3 aufeinanderfolgende Schwingungen. Ihre Periode beträgt im Mittel 28^h, der Hub bei Gedser 20 cm. Hierbei scheint es sich um Eigenschwingungen der Ostsee zu handeln, die durch die vorher stattgefundenen erzwungenen Schwingungen angeregt worden sind und anschließend auspendeln. Während dieser Einstromperiode wandert am 21. 10. eine Front — Salzgehaltssprung von 9 auf 13 ‰ — bei Feuerschiff Gedser nach Osten. Hierbei entsteht, wie im vorangegangenen Beispiel, ein inneres Kraftfeld, das durch den Wind aufrechterhalten wird. Bei Änderung der Windrichtung vom 22. zum 23. löst dieses Kraftfeld einen Konvektionsstrom aus. Bei Gedser kentert der Strom, bei Fehmarnbelt läuft er, wenn auch schwächer, weiterhin nach Osten. In der Tiefe müssen also salzreiche Wassermassen über die Darsser Schwelle in die Ostsee einströmen, was man an dem Auftreten von Wasser über 24 ‰ bei Gedser erkennen kann. Im Fehmarnbelt läuft der Tiefenstrom ebenfalls einwärts. In diesem Beispiel ist die Einstromlage jedoch noch nicht abgeschlossen. Nachdem der Konvektionsstrom das innere Kraftfeld ausgeglichen hat, was am Kentern des Stromes bei Gedser nach etwa 24 Std. erkennbar ist, herrscht noch 2 weitere Tage schwacher Einstrom unter dem Einfluß der Wetterlage. Erst beim Einsetzen von stärkeren SE-Winden kentert der Strom endgültig bei beiden Feuerschiffen, und eine Ausstromlage schließt sich an.

Diese Untersuchungen wurden durch einen Forschungsauftrag der Deutschen Forschungsgemeinschaft, der ich meinen besonderen Dank sagen möchte, ermöglicht, und auch von verschiedenen anderen Stellen großzügig unterstützt. Das Institut für Meereskunde stellte den Forschungskutter „Südfall“ zur Verfügung, das Deutsche Hydrographische Institut einen Schaufelradstrommesser und das Wasser- und Schiffsamt Ostsee nahm das wiederholte Auslegen des Gerätes mit den Tonnenlegern „Bussard“ und „Delphin“ vor. Ich möchte hier auch diesen Stellen für die gewährte Unterstützung danken.

Literaturverzeichnis.

- DIETRICH, G., 1951: Oberflächenströmungen im Kattegat, im Sund und in der Beltsee. Dt. Hydrogr. Z. Bd. 4, Heft 4/5/6. 1951.
- GRANQUIST, G., 1949: The Increase of the Salinity along the Coast of Finland since 1940. Fennia 71, No. 2.
- JACOBSEN, J. P., 1925: Die Wasserumsetzungen durch den Öresund, den Großen und den Kleinen Belt. Medd. Komm. Havunders., Ser. Hydrogr., 2, Nr. 9.
- JOSEPH, J., 1946: Strommeßgeräte, in Fiat-Berichte Bd. 18 Teil II.
- KALLE, K., 1943: Die große Wasserumschichtung im Gotland-Tief vom Jahre 1933/34. Ann. Hydr. 1943.
- KANDLER, R., 1951: Der Einfluß der Wetterlage auf die Salzgehaltsschichtung im Übergangsgebiet zwischen Nord- und Ostsee. Dt. Hydrogr. Z., Bd. 4, Heft 4/5/6. 1951.
- v. SCHUBERT, O., 1938: Die Frage des Wasseraustauschs zwischen Nord- und Ostsee. VI. Baltische Hydrologische Konferenz, Hauptbericht 7. Berlin 1938.
- SEGERSTRÅLE, S. G., 1951: The Seasonal Fluctuations in the Salinity off the Coast of Finland and their Biological Significance. Soc. Scient. Fennica, XIII, 3.
- THIEL, G., 1943: Strombeobachtungen in der westlichen Ostsee im Juli 1936. Ann. Hydr. 1943.
- THORADE, H., 1943: Gezeitenstrom im Fehmarnbelt. Ann. Hydr. 1943.
- WATTENBERG, H., 1941: Über die Grenzen zwischen Nord- und Ostseewasser. Ann. Hydr. 1941.
- WATTENBERG, H., 1949: Die Salzgehaltsverteilung in der Kieler Bucht und ihre Abhängigkeit von Strom und Wetterlage. Kieler Meeresforschungen, 1949.
- NAUTISK-METEOROLOGISK ARBOG 1951, 1952, Kopenhagen.