

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 Urheberrechtlichsinhabers. 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 natürlichen Regionen von Nord- und Ostsee auf hydrographischer Grundlage

Von Günter DIETRICH.

1. Aufgabenstellung.

Der totale Wärmeumsatz zwischen Wasser und Luft, der sich aus dem Strahlungsumsatz und dem Wärmeumsatz durch Konvektion und Verdunstung zusammensetzt, ist mitbestimmend für die Temperatur der Meeresoberfläche; der äußere Wasserkreislauf beeinflusst auf dem Wege Verdunstung — Niederschlag — festländischer Abfluß ihren Salzgehalt. Diese Vorgänge bleiben in ihren Wirkungen nicht auf die Meeresoberfläche beschränkt, sondern die darunter liegenden Wasserschichten nehmen in regional verschiedener Form je nach Maßgabe von Konvektion und Turbulenz daran teil. Unter der weiteren Mitwirkung des Wärme- und Salztransportes durch Strömungen und des advektiven Austausches entsteht der örtliche Temperatur- und Salzgehaltsaufbau im Meere, der zusätzlich kurzperiodische Verlagerungen im Zusammenhang mit internen Wellen erfahren kann. Gebiete mit einheitlichem Verhalten der Vielzahl an Komponenten, die an dem hydrographischen Aufbau beteiligt sind, sind zugleich Gebiete, denen thermohaline Erscheinungen in charakteristischer Form gemeinsam sind. Es sind hydrographisch gesehen die natürlichen Regionen im Weltmeer.

In Festlandsnähe bedingen die kontinentalen Einflüsse auf den Wärmeumsatz und auf den Wasserkreislauf sowie die geringen Wassertiefen auf den Schelfmeeren, z. T. im Zusammenhang mit den Gezeitenströmen, eine stärkere Differenzierung in der Temperatur- und Salzgehaltsverteilung als im offenen Ozean. Diese allgemeine Erscheinung, die allen Randgebieten des Weltmeeres eigen ist, erfährt eine zusätzliche Steigerung, wenn der Wind oder einer der äußeren Vorgänge, die den Wärmeumsatz und den Wasserkreislauf bestimmen, einen starken jährlichen Gang aufweisen. In den mittleren geographischen Breiten trifft dies allgemein für den Wärmeumsatz Ozean-Atmosphäre zu mit Extremen in den nördlichen ostasiatischen Randmeeren, im nordwestlichen Randgebiet des Nordatlantischen Ozeans und in der Nord- und Ostsee. Im Sommer nehmen diese Gebiete hinsichtlich ihrer Oberflächentemperatur zum Teil subtropischen, im Winter zum Teil polaren Charakter an, wobei die Wassertemperatur nach der Tiefe hin regional in ganz verschiedenem Umfange diesen Jahresgang mitmacht. Vielfach übertreffen die jahreszeitlichen Unterschiede der Temperatur an ein und demselben Ort die regionalen Unterschiede zu einem bestimmten Zeitpunkt im gesamten Seegebiet. Die Kenntnis des jährlichen Ganges der Schichtung wird damit neben der Kenntnis von der horizontalen Verteilung von Temperatur und Salzgehalt eine Grundvoraussetzung für fast jede hydrographische Fragestellung in der Nord- und Ostsee.

Es soll versucht werden, im folgenden einige wesentliche und charakteristische Erscheinungen der Schichtung von Temperatur und Salzgehalt und ihres jährlichen Ganges herauszustellen, sowie ihre geographische Verteilung in der Nord- und Ostsee unter Einschluß der britischen Randmeere anzugeben. Die daraus erkennbaren Gebiete mit einheitlichem Verhalten werden als natürliche Regionen auf hydrographischer Grundlage angesprochen, ohne daß damit beabsichtigt ist, eine neue geographische Nomenklatur zu den bestehenden hinzuzufügen.

Die vorliegende Aufgabenstellung, soweit sie den jährlichen Gang der Schichtung und seine geographische Verteilung betrifft, ist so alt wie das Bestreben der systematischen Erforschung der Meere überhaupt. Hinsichtlich der Nord- und Ostsee und der britischen Randmeere entsprang aus dieser Zielsetzung zum Teil die großzügige internationale Zusammenarbeit auf den Terminfahrten 1902 bis 1907 und ihre eingeschränkte Fortsetzung bis 1914. Das einzigartige angenähert synoptische Beobachtungsmaterial, das auf diesem Wege gewonnen wurde und in dem Bulletin Trimestriel und dem Bulletin Hydrographique des Conseil Permanent International pour l'Exploration de la Mer (1903—14) veröffentlicht vorliegt, bildet die Grundlage einer ganzen Reihe von Untersuchungen einzelner Teilgebiete, sowie von zwei umfassenden Darstellungen. Fast allen ist gemeinsam, daß sie weniger auf die Bestimmung des jährlichen Ablaufs gerichtet sind, als vielmehr auf die Beschreibung der Zustände in den vier Terminmonaten Februar, Mai, August und November. Das gilt unter den zusammenfassenden Darstellungen besonders für den Atlas der Deutschen Seewarte (1927) in der Bearbeitung von G. SCHOTT und A. SCHUMACHER, die sich hauptsächlich auf die Beobachtung bis zum Jahre 1907 stützen. Aus der ersten zusammenfassenden Untersuchung von M. KNUDSEN (1909) gewinnt man für die Nordsee einen geräumigen Überblick dadurch, daß neben den Darstellungen für die Terminmonate die Ergebnisse der harmonischen Analyse des Ablaufs der Schichtung innerhalb des Jahres wiedergegeben werden. Wesentlich schwieriger ist es, für die britischen Randmeere und die Ostsee sowohl aus der zusammenfassenden Darstellung von M. KNUDSEN, wie aus den Sonderuntersuchungen einzelner großer Teilgebiete eine Vorstellung über den jährlichen Ablauf zu erhalten. Das gilt z. B. für die Betrachtungen der Irischen See und des Englischen Kanals, beide von D. J. MATTHEWS (1914, 1911), für das Skagerrak auf Grund der deutschen und schwedischen Terminbeobachtungen 1902—1912 von G. KOBE (1934), für das Kattegat von J. P. JACOBSEN (1908a) und für die Beltsee von E. RUPPIN (1912) und H. SPETHMANN (1913). J. GEHRKE (1910) hat zwar in seiner gründlichen Bearbeitung der Ostsee die Elemente des jährlichen Ganges der Schichtung eingehender behandelt, aber durch den Verzicht auf Abbildungen ist es in diesem Fall erschwert, zu einem Überblick der Zusammenhänge zu gelangen. Vollständiger sind unsere Vorstellungen von der nordwestlichen Nordsee durch die Untersuchungen von D'ARCY W. THOMPSON (1907, 1909), besonders aber von dem Bottnischen und Finnischen Meerbusen durch die neuere systematische Bearbeitung des dichten Netzes der finnischen Terminstationen und der Beobachtungen der Schichtung auf den finnischen Dauerstationen und Feuerschiffen durch G. GRANQUIST (1938). Eine ähnliche zusammenfassende Bearbeitung hat der Rigaische Meerbusen auf Grund des umfangreichen lettischen Beobachtungsmaterials von L. SLAUCITAJIS (1947) erfahren. Durch die beiden letztgenannten Untersuchungen sind unsere Kenntnisse von dem mittleren jährlichen Verlauf der Schichtung in den behandelten Gebieten ungleich vollständiger als von den übrigen europäischen Gewässern.

Das Hauptgewicht liegt im folgenden auf der Darstellung der mittleren Verhältnisse. Es ist aber für manche physikalische, chemische oder biologische Fragestellung im Meere ebenso wie in der Atmosphäre wichtig zu wissen, welche Abweichungen vom Mittel zu erwarten sind. Wenn auch nur wenige Beobachtungsreihen aus der Nord- und Ostsee vorliegen, die derartigen statistischen Be-

trachtungen zugänglich sind und außerdem der hier zur Verfügung stehende Raum es verbietet, diese Reihen gebührend zu berücksichtigen, werden doch gelegentliche Hinweise auf die Streuung der Einzelbeobachtungen oder der Monatsmittel zur Charakterisierung der hydrographischen Regionen sich als nützlich erweisen.

2. Bearbeitungsmethoden.

An Hand von 4 typischen Beispielen aus dem Untersuchungsgebiet wird in Abb. 1 der jährliche Gang der Temperatur- und Salzgehaltsschichtung von der Oberfläche bis zum Boden in Form von Isolethendiagrammen dargestellt. Hinweise auf die Beobachtungsgrundlagen der Abbildung enthält Tab. 5. Die Beispiele zeigen in der vergleichenden Gegenüberstellung neben vielen örtlichen Eigenarten, die aber im Zusammenhang mit der vorliegenden Aufgabe weniger

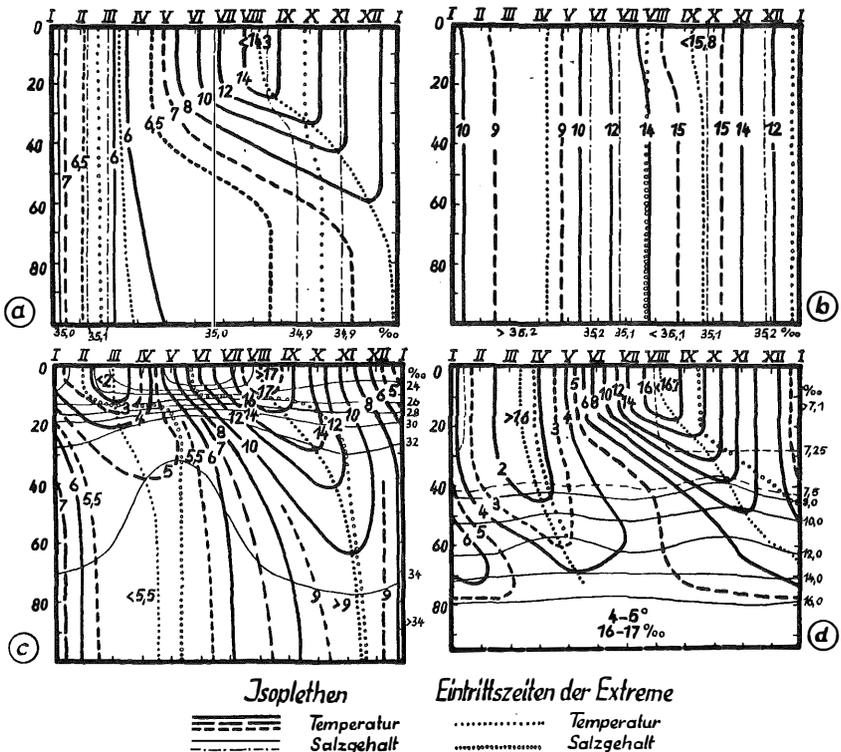


Abb. 1. Mittlerer jährlicher Gang der Schichtung von Temperatur und Salzgehalt von der Oberfläche bis zum Boden.

- | | |
|--------------------------|--|
| a. Mittlere Nordsee, | $\varphi = 56^{\circ} 40' N, \lambda = 2^{\circ} 10' E$ ((3) in Abb. 10, Region A ₁) |
| b. Englischer Kanal, | $\varphi = 49^{\circ} 49' N, \lambda = 2^{\circ} 33' W$ ((1) in Abb. 10, Region A ₂) |
| c. Kattegat | $\varphi = 57^{\circ} 13' N, \lambda = 11^{\circ} 51' E$ ((5) in Abb. 10, Region B ₃) |
| d. Ostsee (Bornholmsee), | $\varphi = 55^{\circ} 21' N, \lambda = 15^{\circ} 36' E$ ((7) in Abb. 10, Region B ₂) |

interessieren, wie grundverschieden der mittlere jährliche Ablauf der Schichtung in der Nord- und Ostsee und in den britischen Randmeeren sein kann.

Im ersten Beispiel aus der zentralen Nordsee bleibt der Salzgehalt das ganze Jahr von der Oberfläche bis zum Boden in 100 m nahezu völlig konstant. Die Jahresschwankung ist mit $0,3\text{‰}$ gering und das Jahresmaximum von $35,12\text{‰}$ im Februar nur schwach angedeutet. In der vertikalen Temperaturverteilung bildet sich nach der winterlichen Homothermie im Frühjahr und Sommer eine kräftige Schichtung aus. Sie ist charakterisiert durch eine homotherme Deckschicht, die bis etwa 20 m reicht und bei Beginn der Herbstkonvektion allmählich tiefer greift, bis sie im Dezember in die winterliche Homothermie der Wassersäule übergeht. Die Jahresschwankung in dieser Deckschicht beträgt $8,3^{\circ}$ C. Unter der Deckschicht liegt eine Schicht mit starker vertikaler Temperaturabnahme — die sommerliche thermische Sprungschicht — mit der kräftigsten Ausbildung im Juli/August. Unterhalb der Sprungschicht ist ein regelmäßiger jährlicher Gang vorhanden, wobei vollständige Homothermie bis zum Boden das ganze Jahr erhalten bleibt.

Das zweite Beispiel aus dem Englischen Kanal weist als besonderes Kennzeichen während des ganzen Jahres nahezu völlige Homogenität von der Oberfläche bis zum Boden auf, und zwar nicht nur im Salzgehalt wie im ersten Beispiel, sondern auch in der Temperatur. Die Jahresschwankung des Salzgehaltes von $0,1\text{‰}$ mit dem Maximum im Dezember bis Februar ist geringfügig. Auch die Jahresschwankung der Temperatur von $6,8^{\circ}$ mit dem Maximum im September bleibt ebenfalls verhältnismäßig klein.

Das dritte Beispiel aus dem Kattegat zeigt im Gegensatz zu den beiden ersten eine sehr starke Salzgehaltsschichtung während des ganzen Jahres. Eine dünne homohaline Deckschicht mit verhältnismäßig geringem Salzgehalt, die eine sehr große Jahresschwankung von $5,5\text{‰}$ aufweist, wird durch einen scharfen Sprung von einer schwach geschichteten, verhältnismäßig salzreichen Unterschicht getrennt. Auch in den größeren Tiefen besitzt diese Unterschicht einen periodischen jährlichen Gang, der angenähert invers zu dem an der Oberfläche verläuft. Eine Homothermie der ganzen Wassersäule, wie sie in den beiden ersten Beispielen zeitweise oder ständig im Jahr festzustellen ist, tritt in diesem Falle zu keinem Zeitpunkte ein. Die sommerliche Sprungschicht bleibt verhältnismäßig flach; dafür ist die Jahresschwankung in der Deckschicht mit 16° C außerordentlich hoch. Die untersten 40 m bleiben das ganze Jahr nahezu homotherm und zeigen dabei einen kräftigen jährlichen Gang mit einer Jahresschwankung von $4,5^{\circ}$ C.

Das vierte Beispiel aus der eigentlichen Ostsee (Bornholmsee) weist ähnlich wie das dritte Beispiel eine starke Salzgehaltsschichtung auf. Aber abweichend davon ist die salzarme Deckschicht mit über 40 m verhältnismäßig mächtig, und ihre Jahresschwankung erweist sich mit $0,2\text{‰}$ als geringfügig. Außerdem läßt sich in der Unterschicht (> 75 m) abweichend von den drei ersten Beispielen ein regelmäßiger Gang nicht mehr eindeutig nachweisen. Jedenfalls sind die unperiodischen Störungen in diesem Falle größer als die mittlere Jahresschwankung, soweit dies bei dem beschränkten Beobachtungsmaterial feststellbar ist. Der jährliche Gang des vertikalen Temperaturaufbaues hat bis zur Tiefenlage der Untergrenze der sommerlichen Sprungschicht eine große Ähnlichkeit mit dem dritten Beispiel; die Jahresschwankung in der Deckschicht erreicht 15° C. In der

Unterschicht (> 75 m) hingegen läßt sich ebenso wie beim Salzgehalt in Abweichungen zu den drei ersten Beispielen ein periodischer jährlicher Gang nicht mehr eindeutig erkennen.

Die Isoplethendiagramme vermitteln ein verhältnismäßig vollständiges Bild des mittleren jährlichen Ganges der Schichtung. Kaum eine andere Methode kann Gleiches an Anschaulichkeit in der Darstellung der örtlichen Eigenarten leisten. Aber es ist leicht einzusehen, daß man durch ein Aneinanderreihen weiterer Diagramme keinen Überblick über die regionalen Zusammenhänge erreichen kann, abgesehen davon, daß nur für eine beschränkte Anzahl von Punkten ein hinreichendes Beobachtungsmaterial für den Entwurf solcher Diagramme vorliegt.

Einen anderen methodischen Weg bietet die Ableitung der Elemente des jährlichen Ganges in einzelnen Tiefenstufen mittels der harmonischen Analyse, wie es M. KNUDSEN (1909) für die Nordsee versucht hat. Aber diesem Wege stehen Hindernisse entgegen, die im Beobachtungsmaterial und in der Eigenart der Schichtung begründet sind und die seine Anwendung als fruchtlos erscheinen lassen.

1. Wie die Abb. 1 zeigt, ist der Jahresgang von Temperatur und Salzgehalt in der Tiefe kein einfach harmonischer. Am Diagramm für die zentrale Nordsee ist z. B. erkennbar, daß unterhalb von 60 m die Temperaturzunahme sich über 9 Monate, die Abnahme über 3 Monate erstreckt.
2. Für die notwendige Ausdehnung der harmonischen Analyse auf die halbjährliche, möglichst auch auf die dritteljährliche Welle ist das Beobachtungsmaterial von der offenen See nur in seltenen Fällen ausreichend.
3. Selbst, wenn man diese Schwierigkeiten in Kauf nimmt und sich auf die Jahreswelle beschränkt, erfordert die kartographische Darstellung von Jahresmittelwert, Phase und Amplitude in verschiedenen Tiefenstufen ein umfangreiches Kartenwerk, das einen Einblick in die wesentlichen Erscheinungen erschwert.

Im folgenden wird ein empirischer Weg beschritten. Die vorliegende Aufgabe läuft darauf hinaus, die Temperatur T und den Salzgehalt S als Funktion der drei Raumkoordination x, y, z und der Zeit t als vierter Variablen graphisch darzustellen, also T und $S = f(x, y, z, t)$. Der Zielsetzung ist demnach nur in zwei unabhängigen zweidimensionalen Darstellungen für T und für S nachzukommen, für welche folgende gewählt wurden:

1. es wird versucht, die mittlere geographische Verteilung der wichtigsten Elemente der Schichtung und ihres jährlichen Ganges wiederzugeben, z. B. in der Form $T_{\max} = f(x, y, z_0, t_0)$, d. h. die Verteilung des Temperaturmaximums an der Oberfläche.
2. für ausgewählte Orte wird der jährliche Gang der Schichtung dargestellt, z. B. in der Form $T = f(x_0, y_0, z, t)$

Beide Darstellungen, die regionale in den Karten und die lokale in den Diagrammen ergänzen sich gegenseitig. Die erste erlaubt es, natürliche Regionen mit einheitlichem hydrographischem Aufbau zu erkennen und abzugrenzen, die zweite läßt darüber hinaus bei geeigneter Auswahl der Punkte die Gesamtheit der typischen Erscheinungen im jährlichen Gang der Schichtung dieser Regionen hervortreten.

Drei Haupterscheinungen sind es vor allem, die aus der Gegenüberstellung der vier Beispiele des jährlichen Ganges der Schichtung in Abb. 1 als charakteristische Merkmale wesentlich sind:

1. der jährliche Gang von Temperatur und Salzgehalt an der Oberfläche,
2. der jährliche Gang von Temperatur und Salzgehalt am Boden,
3. die Temperatur- und Salzgehaltssprungschicht im Hochsommer.

Der jährliche Gang an der Oberfläche wird primär von außen angeregt und ist damit Voraussetzung zum Verständnis des jährlichen Ganges in den Wasserschichten darunter. Er wird hier beschrieben durch die Jahresschwankung, das Jahresmaximum und die Eintrittszeit dieses Maximums. Die Jahresschwankung der Temperatur (Abb. 2) und des Salzgehaltes (Abb. 4) an der Oberfläche ist definiert durch den Unterschied zwischen dem höchsten und niedrigsten Monatsmittelwert im Jahre. Das Jahresmaximum der Temperatur (Abb. 3) und des Salzgehaltes (Abb. 5) an der Oberfläche ist durch den höchsten Monatsmittelwert bestimmt. Die Eintrittszeit des Maximums läßt sich hinsichtlich der Temperatur graphisch aus der Jahreskurve auf den halben Monat genau angeben, beim Salzgehalt ist diese Genauigkeit bei der größeren Streuung im jährlichen Gang nicht erreichbar und z. T. nur für Quartale des Jahres bestimmbar. Auf eine kartographische Darstellung der Eintrittszeiten wird hier verzichtet, und die Angaben werden auf die Hauptmerkmale beschränkt (s. Seite 64).

Das Beobachtungsmaterial von der Bodennähe läßt es nicht zu, den jährlichen Gang in der gleichen Ausführlichkeit zu behandeln wie an der Oberfläche. Es wurde nur soweit herangezogen, wie es zur Klärung der Frage nötig ist, in welchen Gebieten ein regelmäßiger jährlicher Gang vorliegt und in welchen nicht.

Die Temperatur- und Salzgehaltssprungschicht im Hochsommer als dritte Haupterscheinung zur Charakterisierung des jährlichen Ganges der Schichtung läßt sich durch die Intensität und die Tiefenlage der Sprungschicht erfassen. Sobald sich eine sommerliche Temperaturschichtung ausbildet, was in dem Untersuchungsgebiet durchaus nicht überall der Fall ist (auch nicht auf tiefem Wasser, wie das Beispiel in Abb. 1 b aus dem Englischen Kanal zeigt) erreicht sie im Juli/August ihr Maximum. Die sommerliche thermische Sprungschicht trennt, wie es die Beispiele aus der mittleren Nordsee, dem Kattegat und der mittleren Ostsee erkennen lassen, die homogene Deckschicht von der homogenen oder schwach geschichteten Unterschicht. Durch die Mittelbildung über mehrere Beobachtungsserien wird in der Darstellung für diese drei Beispiele eine erheblich größere vertikale Mächtigkeit der Sprungschicht vorgetäuscht, als im Einzelfall zu bestehen pflegt. Vielfach bleibt die vertikale Erstreckung der Sprungschicht innerhalb der üblichen Beobachtungsabstände von 10 m. Der tatsächliche vertikale Temperaturgradient in der Sprungschicht kann erst durch neuere Registrierthermometer mit geringer Trägheit aufgenommen werden. Wir müssen uns bei dem vorliegenden Beobachtungsmaterial damit begnügen, die Intensität der Sprungschicht anzugeben, wobei unter der Intensität der totale Temperaturabfall von der Ober- bis zur Untergrenze der Sprungschicht verstanden wird. Diese Größe gibt ein recht brauchbares Maß für die Sprungschicht und ist außerdem beobachtungsmäßig einfach festzulegen. Da Deckschicht und Unterschicht nahezu völlig homotherm sind, ist die Intensität der Sprungschicht aus der Temperaturdifferenz zwischen Oberfläche und Boden gegeben. Zur Ableitung dieser Differenz werden die Verhältnisse im August zu Grunde gelegt, da in diesem Monat

als internationalem Terminmonat das Beobachtungsmaterial am Boden am reichhaltigsten ist. Die Differenz der Temperaturen nach einer neuen Karte der Oberflächentemperatur und einer neuen Karte der Bodentemperatur für den August bildet die Grundlage der Abb. 6. Die Tiefenlage der Sprungschicht (Abb. 7) konnte aus den Einzelerien des veröffentlichten Beobachtungsmaterials aus dem August und dem letzten Drittel des Juli auf ± 5 m bestimmt werden. Eine genauere Angabe der Tiefenlage ist bei den vertikalen Beobachtungsabständen des vorliegenden Materials nicht möglich. Die Schwankungen der Tiefenlage, die im Zusammenhang mit internen Wellen auftreten und die von Jahr zu Jahr je nach der witterungsmäßig bedingten Entwicklung der Sprungschicht zu beobachten sind, machen eine größere Genauigkeit für die kleinmaßstabige Darstellung ohnehin illusorisch. Sofern Beobachtungen aus verschiedenen Jahren von angenähert gleicher Position, d. h. innerhalb eines Vierecks mit den Seitenlängen von 5 Breiten- und 10 Längeminuten vorliegen, wurden Mittelwerte der Tiefenlage gebildet.

Auch die Salzgehaltsschichtung, sofern sie überhaupt vorhanden ist, weist, wie die Beispiele in Abb. 1^c und 1^d erkennen lassen, im wesentlichen drei Stockwerke auf: homohaline Deckschicht, Sprungschicht, nahezu oder völlig homohaline Unterschicht. Diese Sprungschicht wird aber nicht in so entscheidendem Maße vom jährlichen Gange bestimmt wie die der Temperatur. Sie ist ständig vorhanden und nur geringen jährlichen Schwankungen unterworfen. Zum besseren Vergleich gelten die Darstellungen wie bei der Temperatur für den August. Die Intensität der Sprungschicht (Abb. 8) ist aus der Salzgehaltsdifferenz zwischen Boden und Oberfläche bestimmt, die Tiefenlage der Sprungschicht (Abb. 9) aus der vertikalen Verteilung des Salzgehaltes nach den veröffentlichten Beobachtungsreihen aus dem August und dem letzten Drittel des Juli.

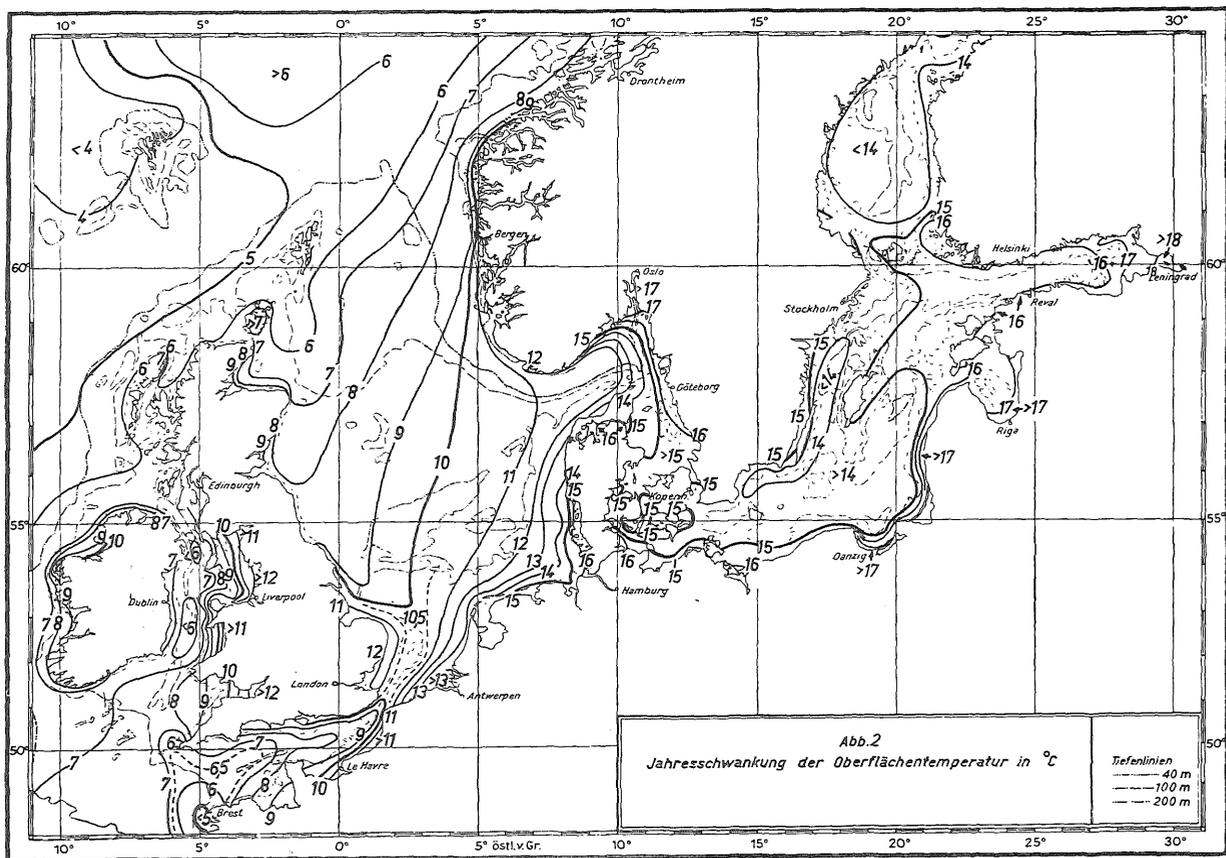
Der jährliche Gang an ausgewählten Punkten wurde bereits an vier Beispielen in Form von Isoplethendiagrammen dargestellt (Abb. 1). Für weitere 5 Punkte wird der Verlauf an der Oberfläche und in Tiefenstufen von 20 zu 20 m bis 100 m Tiefe, darunter in 50 m Abständen angegeben. Diese Form der Darstellung ist zwar weniger anschaulich wie die der Isoplethendiagramme, hat aber den Vorzug, einer kritischen Betrachtung zugänglicher zu sein, indem die notwendige Interpolation zwischen den einzelnen Mittelwerten erkennbar ist und vor allem die Streuung der Einzelbeobachtungen um die Mittelwerte in die Abbildung mit einbezogen werden kann.

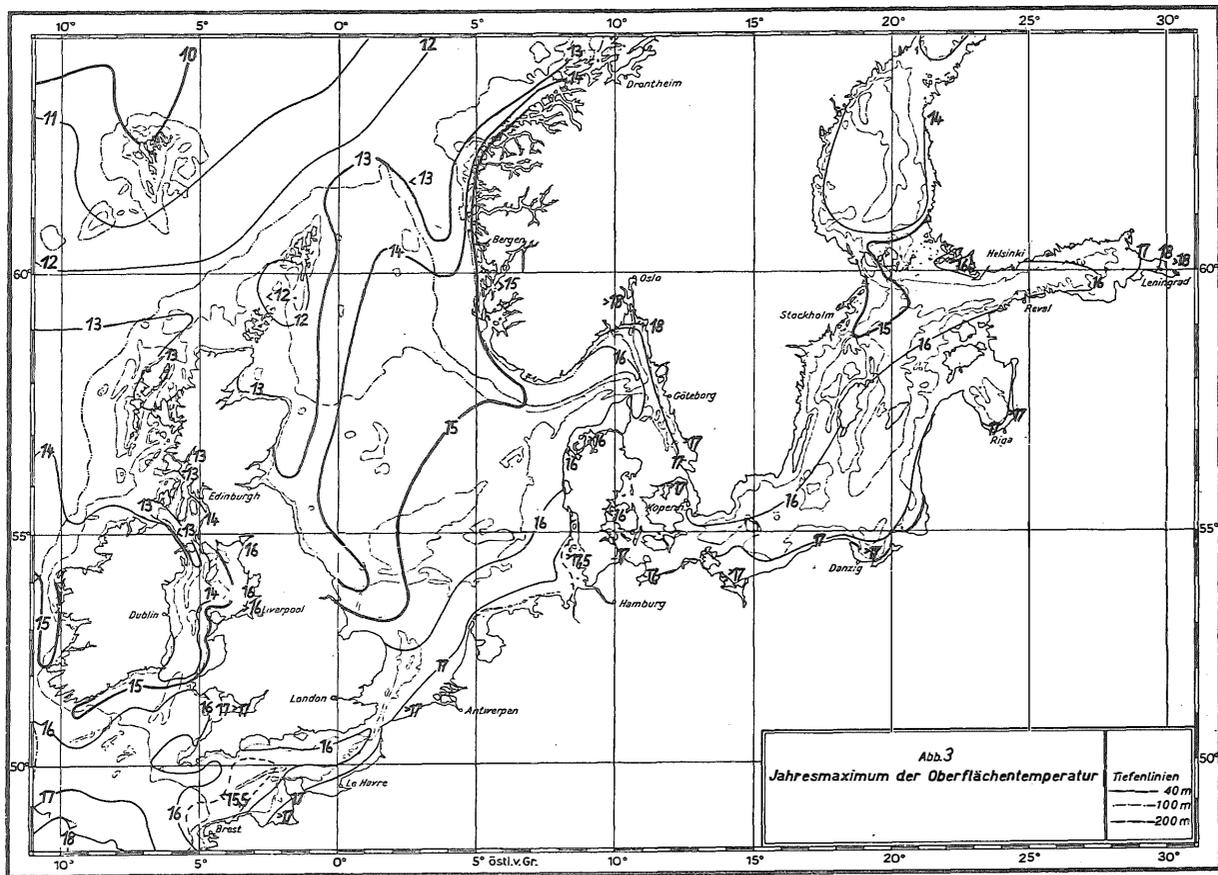
3. Beobachtungsgrundlagen.

Die Darstellung der erwähnten Hapterscheinungen im jährlichen Gang der Schichtung erfordert in der vorgesehenen Form 8 Karten und einige Diagramme des örtlichen jährlichen Ganges von Temperatur und Salzgehalt von der ganzen Wassersäule. Die folgenden Hinweise beschränken sich auf Quellenangaben des Beobachtungsmaterials, das dem Entwurf der Karten und Diagramme zu Grunde liegt.

Jahresschwankung und Jahresmaximum der Oberflächen- temperatur (Abb. 2 und 3).

Zur Darstellung der beiden Größen wurde das Beobachtungsmaterial der fahrenden Schiffe aus dem Zeitraum 1906—38 herangezogen, wie es von der Deutschen





Seewarte und dem Meteorologischen Amt für Nordwestdeutschland gesammelt und mittels des Hollerithverfahrens für Eingradfelder monatsweise zusammengefaßt wurde. Außerdem wurde das gesamte erreichbare Beobachtungsmaterial von den Feuerschiffen und Küstenpunkten verwendet, nachdem es auf den gleichen Zeitraum 1906—38 reduziert worden war. Insgesamt liegen den Darstellungen 838 vollständige Jahresreihen mit rund 3 Millionen Einzelbeobachtungen zu Grunde; davon entfallen 446 Jahresreihen auf Eingradfelder, 96 auf Feuerschiffe, 135 auf Küstenpunkte, 22 auf regelmäßige Wiederholungspunkte von Routine-schiffen und 139 auf kleine Flächen der Irischen See, des Englischen Kanals und des Rigaischen Meerbusens. Die Zusammenstellung der Quellen im einzelnen und eine Karte der Verteilung der Beobachtungsgrundlagen enthält die Bearbeitung der Monatskarten der Oberflächentemperatur von G. BOHNECKE und G. DIETRICH (1950). Fragen der Homogenität sowie der Reduktion und Korrektion des Materials werden an anderer Stelle behandelt (G. DIETRICH, 1950 b, 1951).

Das Seegebiet der Nord- und Ostsee und der angrenzenden britischen Schelfgewässer läßt sich mit diesem Material zum ersten Male lückenlos erfassen. Nacheilig ist nur, für kleine Seegebiete und für küstennahe Zonen Mittelwerte für Eingradfelder benutzen zu müssen. Aber diese Unzulänglichkeit konnte weitgehend ausgeschaltet werden, indem das umfangreiche Beobachtungsmaterial der Feuerschiffe und Küstenpunkte herangezogen wurde.

Das dichte Netz der Positionen, von denen die abgeleiteten Größen der Jahreschwankung und des Jahresmaximums vorliegen, läßt subjektiven Auslegungen bei dem Entwurf der Karten kaum Raum. Nur in Küstennähe ist zu berücksichtigen, daß die beobachteten Verhältnisse auf Küstenstationen nicht unbedingt für die offene See zu gelten brauchen, sondern nur auf einen schmalen, ufernahen Saum beschränkt sind. Welchen Umfang die lokale Beeinflussung unter verschiedenen natürlichen Bedingungen erreichen kann, ist selten im einzelnen abzuleiten. Um so wertvoller ist in dieser Hinsicht das umfangreiche und sorgfältige Beobachtungsmaterial der finnischen Küstenstationen, wie es G. GRANQUIST und E. PALMÉN (1914—1938) in extenso veröffentlicht haben. Es liefert tägliche Terminbeobachtungen von Temperatur und Salzgehalt am Ufer um 14^h, z. T. auch um 7^h sowie regelmäßige Bootsmessungen vor der Küste in 10tägigen Abständen. Der Leuchtturm Märket als eine solche Dauerstation steht auf einem Felseneiland in der nördlichen Ålandsee, allseitig von Tiefen mit über 50 m umgeben. Die dazu gehörige Bootsstation liegt 0,7 sm nördlich. Der Leuchtturm Ulkokalla steht hinter einem 0,1 sm breiten Ufersaum mit Tiefen unter 5 m, der Leuchtturm Hochland hinter einem 0,2 sm und der Leuchtturm Säppi hinter einem 0,5 sm breiten Ufersaum mit Tiefen unter 6 m. In der Tabelle 1 ist die mittlere monatliche Temperaturdifferenz bezogen auf Tagesmittelwerte nach den gleichzeitigen Beobachtungen Ufer — Bootsmeßstelle für diese 5 Leuchttürme 1924—36 angegeben, wobei die Lage der Boots- zur Ufermeßstelle und die Wassertiefe bei der Bootsmeßstelle angeführt werden. Die Reduktion auf Tagesmittelwerte wurde nach den Beobachtungen der Tagesschwankung der Oberflächentemperatur vorgenommen, die angenähert aus den Messungen um 7^h und 14^h auf einzelnen finnischen Feuerschiffen und Küstenstationen bestimmt werden konnte.

Tab. 1: Mittlere Temperaturdifferenzen in der küstennahen Zone in den finnischen Gewässern 1924—36, bezogen auf Tagesmittel () Mittel aus weniger als 6 Jahren.

Küsten- meßstellen	Lage See- zur Küsten- meßstelle	Tiefe in m See- meß- stelle	t° Ufer — t° vor der Küste												Jahr
			I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Märket $\varphi=60^{\circ}18'N$, $\lambda=19^{\circ}08'E$	N 0.7 sm	100	(0.18)	(0.06)	0.04	0.23	0.31	0.17	0.20	0.10	0.03	—0.04	0.03	0.00	0.19
Ulkokalla $\varphi=64^{\circ}20'N$, $\lambda=23^{\circ}27'E$	SW 1.5 sm	20	—0.06	(0.00)	—0.06	0.10	0.35	0.33	0.39	0.16	0.05	—0.05	—0.29	—0.17	0.07
Hochland $\varphi=60^{\circ}06'N$, $\lambda=25^{\circ}57'E$	E 0.5 sm	60	(—0.13)	(0.12)	(0.04)	(0.51)	0.55	1.16	1.05	0.99	0.20	—0.35	—0.52	—0.31	0.28
Säppi $\varphi=61^{\circ}29'N$, $\lambda=21^{\circ}21'E$	N 0.5 sm	24	(—0.47)	(0.10)	(0.11)	1.39	1.40	1.40	1.49	0.45	0.23	—0.78	—0.82	—0.74	0.31

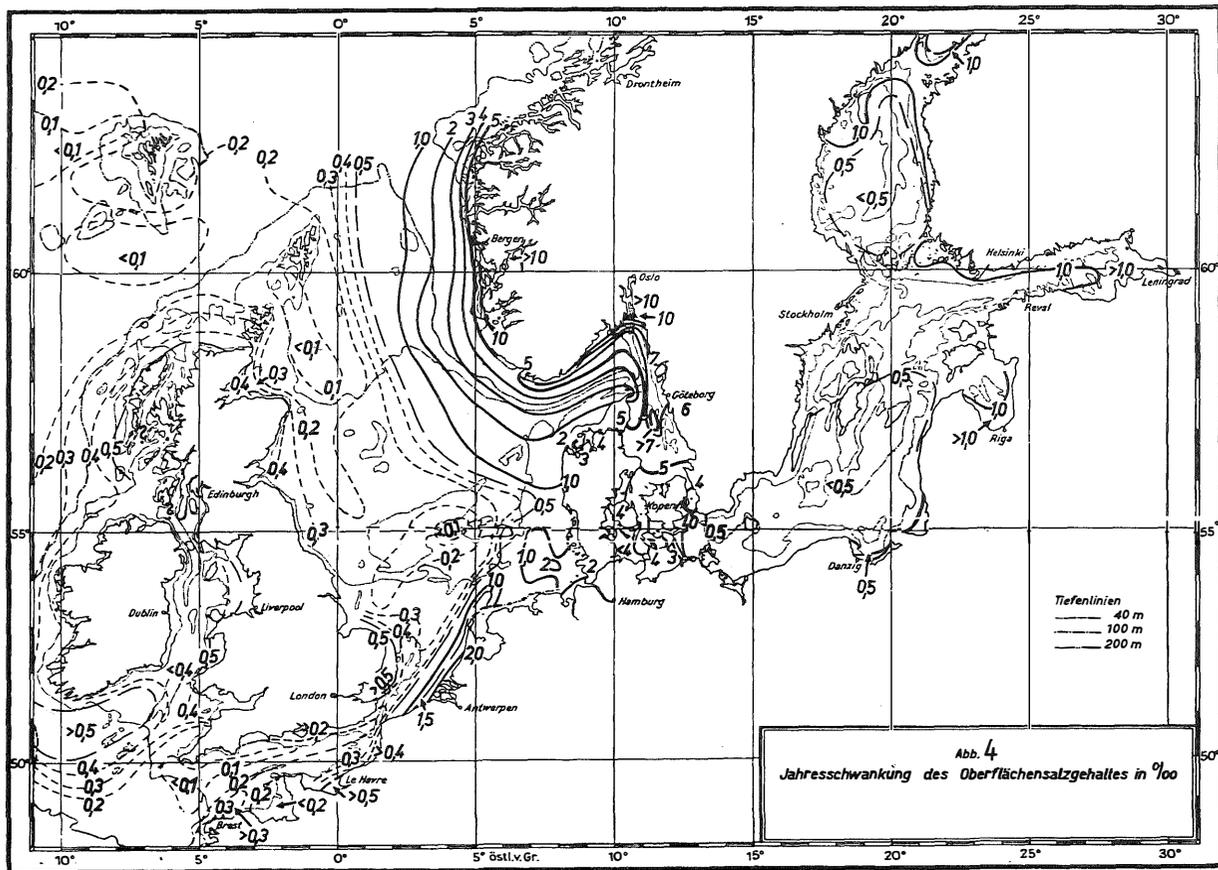
Unter günstigen Voraussetzungen, wie bei Märket, weichen die Temperaturverhältnisse am Ufer wenig von der offenen See ab. Der maximale Temperaturunterschied wird im Mai mit 0,31° erreicht. Mit zunehmender Breite des Uferseams steigen die Temperaturdifferenzen: bei Ulkokalla auf maximal 0,39° im Mittel im Juli, bei Hochland auf 1,16° im Juni und bei Säppi auf 1,49° im Juli. Mit den Werten von Säppi werden extreme Verhältnisse erreicht, wie sie sich in anderen europäischen Gewässern nicht nachweisen lassen, besonders nicht in den britischen Gewässern, wo die Gezeitenströme zu einem starken Wasseraustausch beitragen.

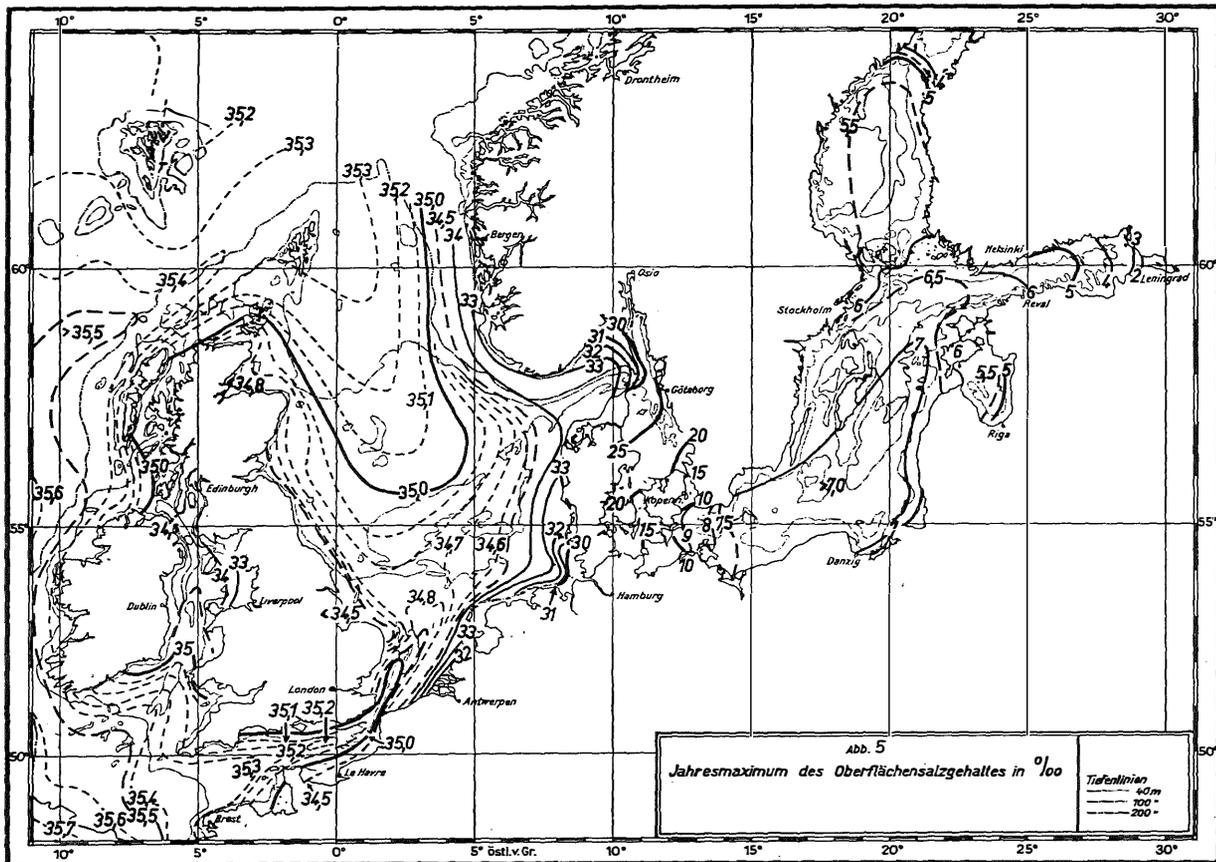
Jahresschwankung und Jahresmaximum des Oberflächensalzgehaltes. (Abb. 4 und 5).

Die Voraussetzung für eine Darstellung der charakteristischen Größen des jährlichen Ganges des Oberflächensalzgehaltes liegen wesentlich ungünstiger als bei der Oberflächentemperatur. Eine Bearbeitung von neuem Material liegt den Darstellungen nur hinsichtlich der schwedischen Feuerschiffe, der deutschen Ostseefeuerschiffe und der polnischen Küstenstationen zu Grunde. In der Hauptsache stützen sich die Größen auf veröffentlichte Jahresreihen, die in Tabelle 2 zusammengestellt sind.

Tab. 2: Quellen des Beobachtungsmaterials zur Darstellung des Jahresganges des Oberflächensalzgehaltes.

Seegebiet	Zeitraum	Anz. d. Jahresreihen	Quelle
NE-Atlantik	bis 1930	109	G. BOHNECKE (1936)
Irische Küste	1904, 1909-15	4	G. P. FARRAN, J. I. SPICER (1925)
Irische See	verschieden	20	J. PROUDMAN (1946)
Engl. Kanal	1903-27	41	J. R. LUMBY (1935)
Südl. Nordsee	1906-14, 21-26	37	P. M. VAN RIEL (1929)
Nordsee	1902-14	23	G. BOHNECKE (1927)
Nordsee	1902-28	103	Bureau du Conseil (1933)
Deutsche Nord- u. Ostseeküste	meist 1872-93	16	G. KARSTEN (1896)
Deutsche Bucht	1923-32	9	F. ZORELL (1935)
Helgoländer Gew.	1927-36	4	E. GOEDECKE (1939)
Byfjord	1933-34	1	B. HELLAND-HANSEN (1935)
Oslofjord	1933-34	1	T. BRAARUD, J. T. RUUD (1937)
Skagerrak	1902-12	12	G. KOBE (1934)
Dänische Gew.	1881-1930	33	Danske Met. Inst. (1933)
Westl. Ostsee	1936-42	4	berechnet nach Jahrb. Deutsch. Seewarte (1924-42)
Westl. Ostsee	1902-07	23	H. SPETHMANN (1913)
Schwed. Küstengew.	1924-36	11	berechnet nach Svenska Hydr. Biol. Komm. Skr.
Polnische Küste	1934-38	3	berechnet n. Bull. Hydr.
Lettische Küste	1924-34	6	L. SLAUCITAJŠ (1947)
Lettische Küste	1941-43	3	E. KANAWINSCH (1943)
Finn. u. Bottn. Meerbusen und Nördl. Ostsee	1900-10	13	R. WITTING (1912)
	1921-30	112	G. GRANQUIST (1938)
Gesamtzahl der Jahresreihen:		588	

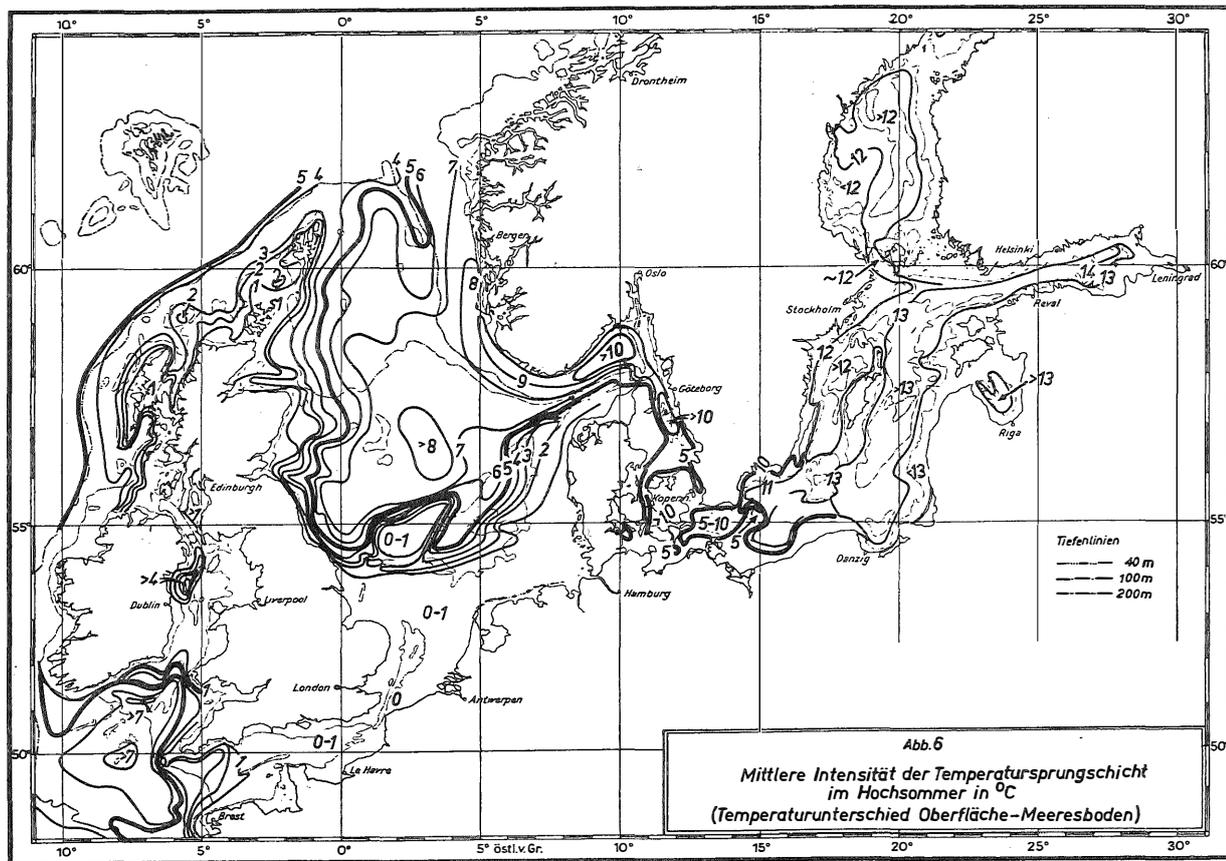


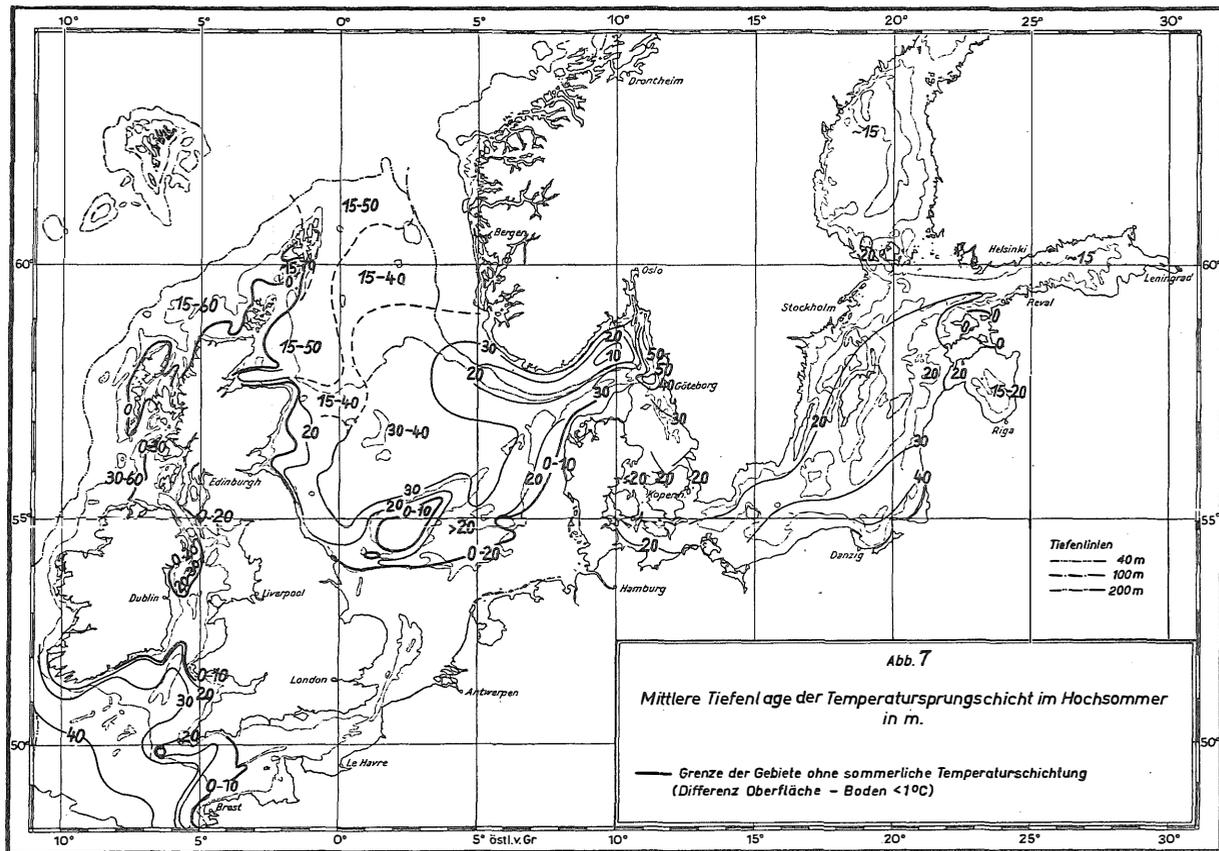


Mehr noch als bei der Temperatur können beim Salzgehalt starke Unterschiede in der küstennahen Zone eine gesicherte Darstellung erschweren. Dies gilt besonders für die Mündungsgebiete der Festlandströme. Es trifft aber auch für die Übergangsgebiete zu wie das Kattegat und die Beltsee. Das Feuerschiff Fehmarnbelt zeigt z. B. in Tab. 3 wesentlich höhere Salzgehalte als der benachbarte Küstenort Rödby Havn, ohne daß festländische Süßwasserzufuhren eine Rolle spielen können. Die Erklärung hierfür muß in dem unterschiedlichen vertikalen Austausch gesucht werden. Im Frühjahr und Sommer, wenn durch die starke Dichteschichtung ein Austausch mit dem salzreicheren Wasser der Unterschicht weitgehend unterbunden ist, gleichen sich die horizontalen Salzgehaltsunterschiede an der Oberfläche aus; im Herbst und Winter dagegen wird durch den Austausch auf tiefem Wasser, das salzreiche Wasser an die Oberfläche befördert, eine Möglichkeit, die bei den geringen Tiefen in Ufernähe nicht gegeben ist. Anders wiederum liegen die Verhältnisse an der finnischen Küste. Hier sind nach Tab. 3 im Sommer und Herbst die Salzgehalte unmittelbar am Ufer im allgemeinen um ein Geringes höher als dicht vor der Küste. Mehrere Vorgänge sprechen dabei wahrscheinlich mit, die örtlich verschieden sind und die sich aus dem vorliegenden Material nicht eindeutig trennen lassen. Ein wichtiger Faktor kann in der unterschiedlichen Verdunstung in Ufernähe und vor der Küste erblickt werden; denn die höheren Ufertemperaturen vom März bis September, wie sie an einigen Beispielen in Tab. 1 aufgezeigt werden, bedingen eine höhere Verdunstung, wenn die Lufttemperatur und die Windgeschwindigkeit bei den geringen Entfernungen als gleich hoch angesetzt werden. Aus der höheren Verdunstung resultiert ein höherer Salzgehalt, solange auch die Niederschlagsmenge an beiden Beobachtungsstellen als angenähert gleich angesehen werden kann.

Tiefenlage der Sprungschicht von Temperatur und Salzgehalt im August. (Abb. 7 und 9).

Zur Ableitung der Tiefenlage der Sprungschicht, deren Verteilung in den beiden Karten dargestellt wird, erwies es sich als notwendig, auf das Urmaterial, nämlich die einzelnen hydrographischen Serien zurückzugreifen. Sie wurden für das ganze Untersuchungsgebiet karteimäßig gesammelt, soweit sie im August und letzten Drittel des Juli vorgenommen wurden und im Bulletin Hydrographique für die Jahre 1902—38 und im Rapport Atlantique 1921—31 veröffentlicht sind. Für das Skagerrak und die gesamte Ostsee, wo die Verteilung der Schichtungsgrößen stark durch die Tiefenverteilung bestimmt ist, wurde weniger Gewicht darauf gelegt, sämtliche sommerliche Stationen heranzuziehen, sondern vielmehr eine Auswahl von Punkten zu treffen, von denen mehrfach Wiederholungen aus verschiedenen Jahren vorliegen. Einen Überblick über die Quellen des verwendeten Materials vermittelt die Tab. 4; die Verteilung der Positionen, unterschieden nach der Anzahl der Wiederholungen in verschiedenen Jahren, enthält die Abb. 9. Außer 3610 hydrographischen Serien der Forschungsschiffe von insgesamt 1267 verschiedenen Positionen wurden von Küstennähe die veröffentlichten regelmäßigen Schichtungsbeobachtungen von 40 Feuerschiffen und 24 Dauerstationen herangezogen.





Tab. 3: Mittlere Salzgehaltsdifferenz in der küstennahen Zone in der Ostsee 1924 — 36.

() Mittel aus weniger als 6 Jahren.

Bestimmt aus den hydrographischen Jahrbüchern des Danske Met. Inst. (1899 bis 1940), der Deutschen Seewarte (1924—42) und von G. GRANQUIST und E. PALMÉN (1914—38).

Küsten- meßstelle	Lage See- zur Küsten- meßstelle	Tiefe in m See- meß- stelle	S ‰ vor der Küste — S ‰ Ufer												Jahr
			I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Rödby Havn $\varphi=54^{\circ}39'N$, $\lambda=11^{\circ}21'E$	FS. Feh- marn- belt, 8 sm	27	1.68	1.97	1.94	1.65	0.64	0.32	0.24	1.12	1.04	1.99	1.35	1.87	1.24
Märket $\varphi=60^{\circ}18'N$, $\lambda=19^{\circ}08'E$	N 0.7	100	(-0.06)	—	(-0.02)	(-0.01)	-0.04	-0.05	-0.07	-0.01	-0.04	(0.02)	-0.08	(-0.09)	-0.04
Ulkokalla $\varphi=64^{\circ}20'N$, $\lambda=23^{\circ}27'E$	SW 1,5	20	(-0.04)	(0.02)	(0.00)	(0.13)	0.12	0.01	0.03	0.02	-0.01	-0.01	0.00	0.00	0.02
Hochland $\varphi=60^{\circ}06'N$, $\lambda=25^{\circ}57'E$	E 0.5	60	—	(-0.15)	0.69	(0.84)	0.06	-0.05	-0.03	-0.13	-0.21	-0.06	-0.25	0.09	(0.04)
Utö $\varphi=59^{\circ}47'N$, $\lambda=21^{\circ}22'E$	W 0.5	90	0.09	0.47	1.08	1.22	0.23	0.05	0.05	-0.01	-0.06	0.04	0.04	-0.11	0.26
Säppi $\varphi=61^{\circ}29'N$, $\lambda=21^{\circ}21'E$	N 0.5	24	—	—	(0.29)	0.96	-0.08	-0.11	-0.07	-0.09	-0.03	0.00	0.03	-0.04	—

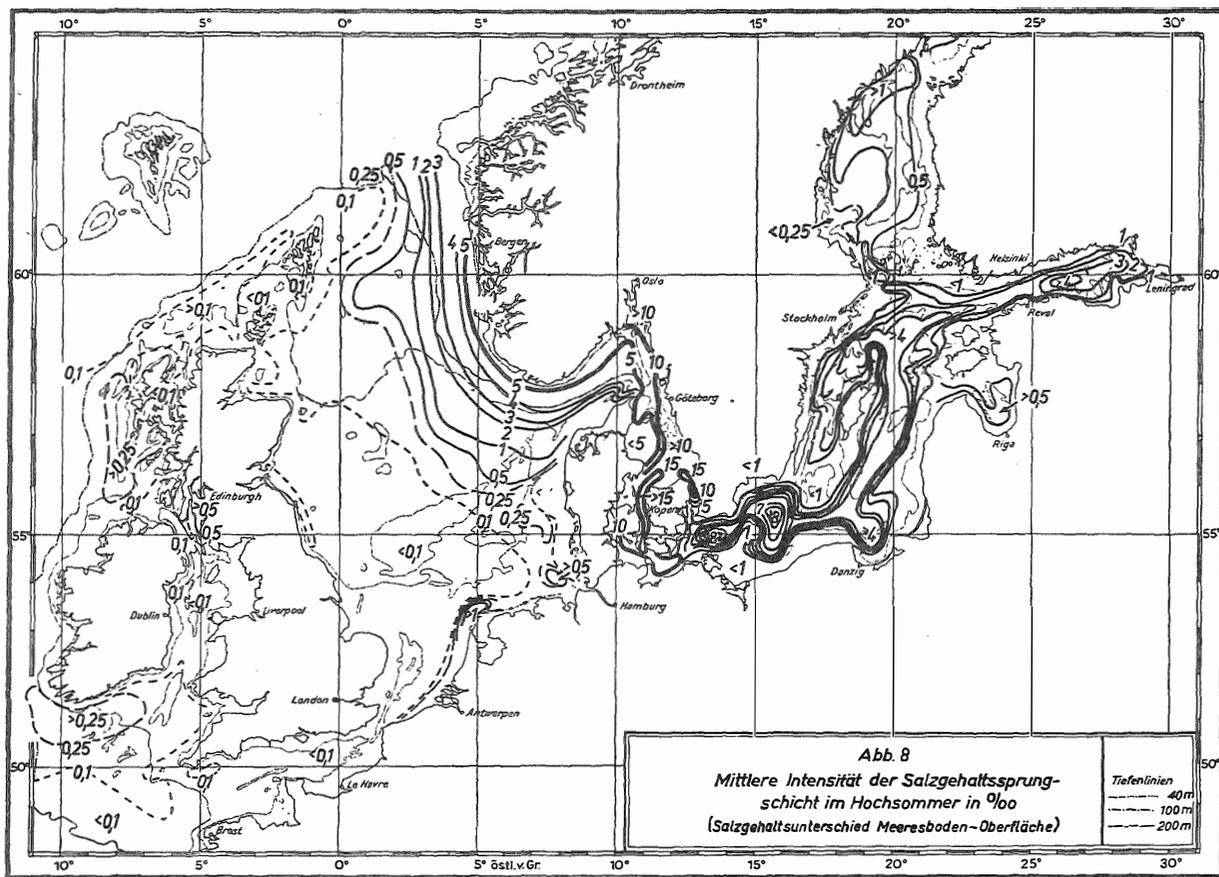
Tab. 4: Quellen des Beobachtungsmaterials zur Darstellung der thermohalinen Schichtung im August.

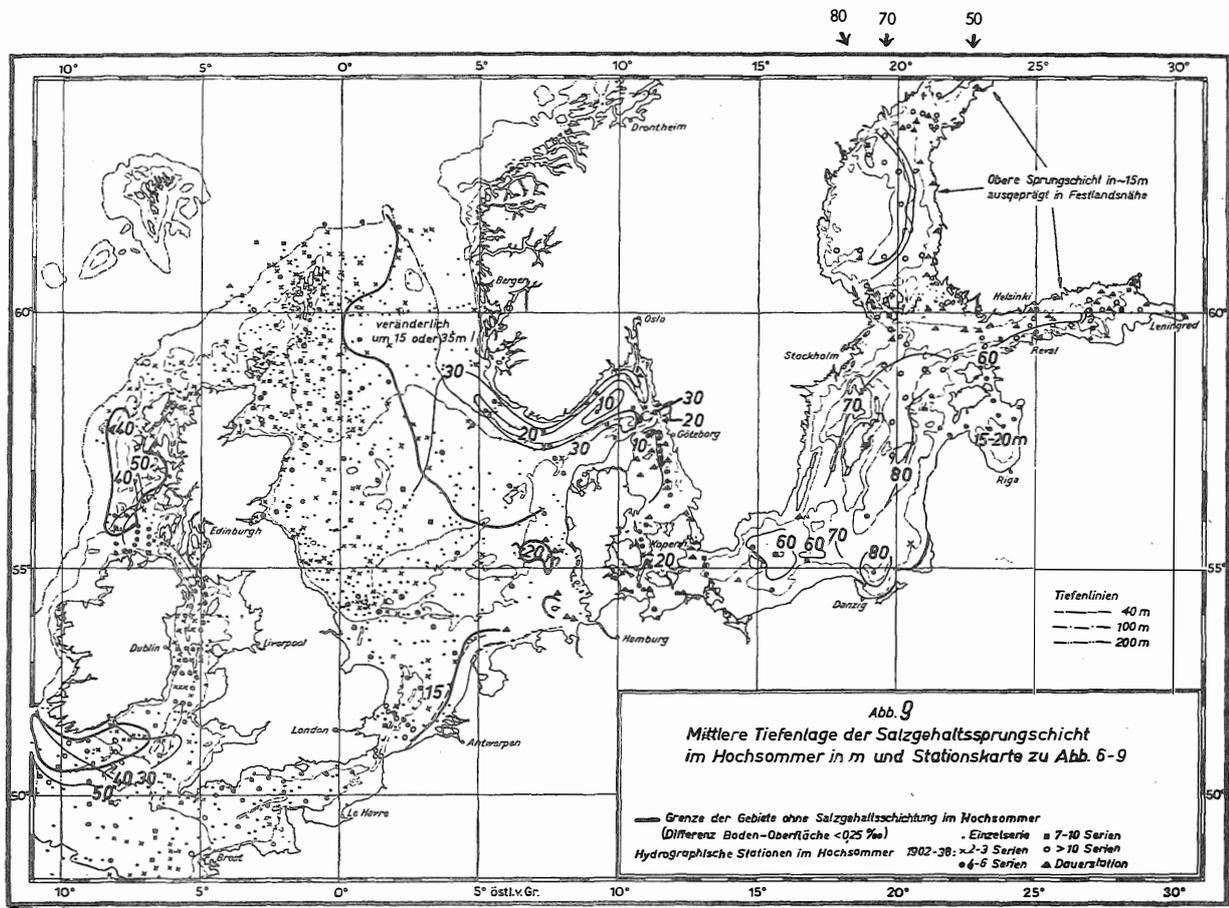
(F.S.: Feuerschiffe, D.S.: Dauerstationen, R.S.: Forschungsschiffe.)

Seegebiet	Zeitraum	Anzahl der Positionen						Quelle
		F.S.	R.S.-Wiederholung	+DS	>10	7-10	4-6	
Nordsee, Britische Gewässer	1902-38	—	19	46	139	234	698	Bull. Hydr. Rapp. Atlant.
Nordschott. Schelf	1902-39	—	1	3	—	—	—	J. P. JACOBSEN (1943)
Deutsche Nord- u. Ostseegewässer	1937-42	8	—	—	—	—	—	berechnet aus Deutsch. Seew. (1924—42)
Helgoländer Gew.	1927-36	—	4	—	—	—	—	E. GOEDECKE (1939)
Norwegisch. Fjord	t: 1927-34 S: 1933-34	—	1	—	—	—	—	B. HELLAND-HANSEN (1935)
Dänische Gew.	meist	13	—	—	—	—	—	Danske Met. Inst. (1933)
Kattegat, Beltsee	1903-06	—	—	—	19	2	—	J. P. JACOBSEN (1908)
Beltsee	1903-06	—	—	4	4	—	—	H. SPETHMANN (1913)
Schwedische Gew.	1924-36	11	—	—	—	—	—	Sv. Hydr. Biol. Komm.
Ostsee	1902-37	—	—	1	5	3	—	Bull. Hydr.
Estnische Gewässer	1930-36	—	—	—	13	1	—	Bull. Hydr.
Bottn. u. Finn. Meerbusen und nördliche Ostsee	1921-36	32	59	8	1	—	—	G. GRANQUIST (1938)
		64	84	62	181	240	698	

Intensität der Sprungschicht von Temperatur und Salzgehalt im August. (Abb. 6 und 8).

Eine Ableitung der Intensität der Sprungschicht aus den einzelnen hydrographischen Serien, wie es für die Tiefenlage geschehen ist, ergibt eine unzureichende Grundlage. Die starke Streuung der Einzelwerte an der Oberfläche geht in die Differenzbildung der Oberflächen minus Bodentemperaturen bzw. Salzgehalte voll ein und erschwert es, aus dem verhältnismäßig geringem Material, auf das in Tab. 4 hingewiesen ist, eine hinreichend sichere Darstellung der Intensität der Sprungschicht zu geben. Da aber die Bodenwerte von Temperatur und Salzgehalt im allgemeinen sehr viel weniger streuen, ist es mit diesem Material möglich, neue Karten der Temperatur- und Salzgehaltsverteilung am Boden im August zu entwerfen. Auf ihre Wiedergabe wird hier verzichtet. Das größere Material erlaubt es zwar, eine verbesserte Vorstellung von den Verhältnissen am Boden gegenüber dem Atlas der Deutschen Seewarte (1927) abzuleiten, aber grundsätzlich neue Züge zeigen sich dabei nicht. Die Differenz zwischen den Karten der Temperatur und des Salzgehaltes an der Oberfläche, die sich auf ein sehr viel größeres Material stützen, und diesen neuen Karten der Temperatur und des Salzgehaltes am Boden bilden als Maß für die Intensität der Sprungschicht die Grundlage für die Karten in Abb. 6 und 8.





veränderlich
um 15 oder 35 m

Oberer Sprungschicht in ~15m
ausgeprägt in Festlandsnähe

Tiefenlinien
 - - - - - 40 m
 ———— 100 m
 ———— 200 m

Abb. 9
Mittlere Tiefenlage der Salzgehaltssprungschicht im Hochsommer in m und Stationskarte zu Abb. 6-9

— Grenze der Gebiets ohne Salzgehaltsschichtung im Hochsommer (Differenz Boden-Oberfläche < 0,25 ‰) . Einzelserie ■ 7-10 Serien
 Hydrographische Stationen im Hochsommer 1902-38: x 3 Serien ○ > 10 Serien
 ● 4-6 Serien ▲ Dauerstation

Jährlicher Gang der Temperatur und Salzgehaltsschichtung auf ausgewählten Positionen. (Abb. 1, 12 bis 16).

Die Diagramme wurden dahin ausgewählt, daß wenigstens ein Beispiel die Eigenart jeder hydrographischen Region zeigt (Abb. 10). Um die Darstellungen auf ein weitgehendes homogenes Beobachtungsmaterial zu stützen, wurden nach Möglichkeit vorgeschobene Feuerschiffe und Inselstationen herangezogen oder die gesicherten Monatsmittel von der Oberfläche mitbenutzt. Unterhalb der größten Beobachtungstiefe der Feuerschiffe oder Dauerstationen wurden die erreichbaren Beobachtungen der Forschungsschiffe verwendet, die in der Nähe liegen und die den Zeitraum 1902—38 betreffen. Quellenangaben der Diagramme enthält die Tab. 5.

Tab. 5: Quellen des Beobachtungsmaterials für die Diagramme des jährlichen Ganges der Schichtung von Temperatur und Salzgehalt.

Abb. Nr.	Index-Zeichen Abb. 10	Seegebiet	Quellen
1 ^b	(1)	Engl. Kanal	m: t, S; $\varphi = 50^{\circ}00'N$, $\lambda = 2^{\circ}30'W$; Monatsmittel 1903—27 nach J. R. Lumby (1935). Tiefe: t, S; $\varphi = 49^{\circ}49'N$, $\lambda = 2^{\circ}33'W$ (Terminstat. E 10); Mittel der 4 Terminmonate 1902—08, 23 Serien, Bull. Trimestr.
13	(2)	Deutsche Bucht	0 m-Boden: t, S mit r und a am Boden; $\varphi = 54^{\circ}11'N$, $\lambda = 7^{\circ}49'E$. (Helgoländer Terminstat. II ^a); Monatsmittel 1927—36, berechnet nach Einzelwerten in Bull. Hydr. r und a zur Mitte der Monatshälften, wenn mehr als 6 Jhr. beobachtet.
1 ^a	(3)	Mittl. Nordsee	0 m: t, S; $\varphi = 56^{\circ}40'N$, $\lambda = 2^{\circ}10'E$; Monatsmittel t: 1905—14, S: 1902—28 nach Bureau du Conseil (1933) Tiefe: t, S; $\varphi = 56^{\circ}41'N$, $\lambda = 2^{\circ}15'E$ (Terminstat. D 4); Mittel der 4 Terminmonate 1902—14, 29 Serien nach Bull. Trimestr. u. Bull. Hydr.
12	(4)	Nordöstl. Nordsee	0 m: t, S; $\varphi = 58^{\circ}20'N$, $\lambda = 5^{\circ}30'E$; Monatsmittel t: 1905—14, S: 1902—28 nach Bureau du Conseil (1933) Tiefe: t, S mit r und a in 40 m und 350 m; $\varphi = 58^{\circ}22'N$, $\lambda = 5^{\circ}31'E$, (Terminstat. D 8); Mittel der 4 Terminmonate 1902—1912, 28 Serien. Bull. Trimest. u. Bull. Hydr.
1 ^c	(5)	Kattegat	0—40 m: t, S; $\varphi = 57^{\circ}13'N$, $\lambda = 11^{\circ}51'E$ (Feuerschiff Fladen); Monatsmittel 1924—36 berechnet aus Sv. Hydr. Biol. Komm. Skr. 40—100 m: t, S; $\varphi = 57^{\circ}18'N$, $\lambda = 11^{\circ}27'E$ (Terminstat. Da 15); Mittel der 4 Terminmonate 1903—07, 17 Serien. Bull. Trimestr.

- 15 (6) Beltsee 0—20 m: t, S mit r und a in 0 m; $\varphi = 50^{\circ}20'N$, $\lambda = 11^{\circ}03'E$ (Feuerschiff Halskov-Rev); Monatsmittel 1924—36, berechnet nach Danske Met. Aarb., r und a 1924—36 aus Werten zu den Monatsmitten.
- 20—60 m: t, S mit r und a am Boden; $\varphi = 55^{\circ}20'N$, $\lambda = 11^{\circ}03'E$ (Terminstat. Da 26), Mittel der 4 Terminmonate 1902—06, 19 Serien. Bull. Trimestr.
- 14^d (7) Ostsee (Bornholmsee) 0 m: t, S; $\varphi = 55^{\circ}19'N$, $\lambda = 15^{\circ}12'E$ (Christiansö); Monatsmittel 1924—36, berechnet nach Danske Met. Aarb.
- 10 m-Boden: t, S; $\varphi = 55^{\circ}21'N$, $\lambda = 15^{\circ}36'E$. Monatsmittel 1902—39, berechnet aus 78 Serien.
- 14 (8) Ostsee (östl. Gotlandsee) 0 m: t, S; Eingradfeld $57—58^{\circ}N$, $19—20^{\circ}E$; t: Monatsmittel 1906-38 nach Met. Amt NW-Deutschl.; S: Monatsmittel berechnet, 773 Einzelbeobachtg. 1902—38.
- 10 m-Boden: t, S mit r und a am Boden; $\varphi = 57^{\circ}22'N$, $\lambda = 19^{\circ}57'E$, Monatsmittel (April — November) 1902—38 berechnet aus 45 Serien.
- 16 (9) Ostsee (Ålandsee) 0—100 m: t, S; $\varphi = 60^{\circ}18'N$, $\lambda = 19^{\circ}08'E$ (Dauerst. Märket); Monatsmittel 1921—30 nach G. Granquist (1938); r und a in 0 und 100 m. 1924—36 aus Werten zu Monatsmitten nach G. Granquist u. E. Palmén (1924—38).
- 100—250 m: t, S mit r und a am Boden; $\varphi = 60^{\circ}12'N$, $\lambda = 19^{\circ}09'E$ (Terminstat. F 64); Mittel der 4 Terminmonate 1902—30 nach G. Granquist (1938); r und a aus 33 Serien.

Sofern ausreichende Beobachtungen vorlagen, wurde die wahrscheinliche Abweichung r und die maximale Abweichung a der Einzelbeobachtungen von den Mittelwerten bestimmt. Als wahrscheinliche Abweichung r der Beobachtungsgröße x vom Monatsmittel \bar{x} wird bezeichnet $r = 0,6745 \sqrt{\frac{\sum x^2}{n-1}}$, wobei n die Anzahl von x angibt, die dem Mittel zugrunde liegen. r hat für den Fall einer Gaußschen Verteilung von x die Eigenschaft, daß die Wahrscheinlichkeit größerer Abweichungen gerade $1/2$ beträgt. r ist also ein anschauliches Maß für die Streuung; dabei muß aber beachtet werden, daß seine besondere Eigenschaft nur in roher Annäherung erfüllt sein wird. Es ist nicht zu erwarten, daß die Verteilung der Einzelabweichungen x mit der Gaußschen Fehlerverteilungsfunktion streng übereinstimmt. Außer dem Monatsmittel \bar{x} und der wahrscheinlichen Abweichung r wird zur Charakterisierung der Verhältnisse die maximale Abweichung a angeführt. Sie gibt nichts Weiteres als die Grenzen an, innerhalb der die Beobachtungsgrößen in der Monatsmitte in einem bestimmten Zeitraum gelegen haben. Wenn also anschaulich gesehen $\bar{x}-r$ und $\bar{x}+r$ die Grenzen darstellen, innerhalb der die Hälfte der Einzelwerte nach der Wahrscheinlichkeit gelegen haben, so geben $\bar{x}-a$ und $\bar{x}+a$ die Grenzen an, innerhalb der sämtliche Werte x während eines bestimmten Zeitraumes gelegen haben. Es ist rein zeichnerisch nicht mög-

lich, r und a für alle Tiefenstufen anzugeben. Die Wiedergabe beschränkt sich in erster Linie auf die Bodennähe und die Oberfläche.

4. Die natürlichen Regionen.

Der jährliche Ablauf der Schichtung in der Nord- und Ostsee und in den britischen Randmeeren erwies sich bereits an Hand der vier Beispiele in Abb. 1 als außerordentlich verschieden. Einige wenige charakteristische Größen reichen aus, eine quantitative Vorstellung davon zu vermitteln. Nachdem diese Größen aus dem erwähnten Beobachtungsmaterial abgeleitet und in Abb. 2 bis 9 kartographisch zusammengefaßt wurden, lassen sich jetzt Gebiete mit einheitlichem Verhalten im jährlichen Ablauf der Schichtung ohne Schwierigkeiten erkennen und abgrenzen. Das Einteilungsprinzip und die Zuordnung der einzelnen Gebiete ist im folgenden zusammengestellt. Abb. 10 zeigt dazu die Verteilung dieser natürlichen Regionen auf hydrographischer Grundlage.

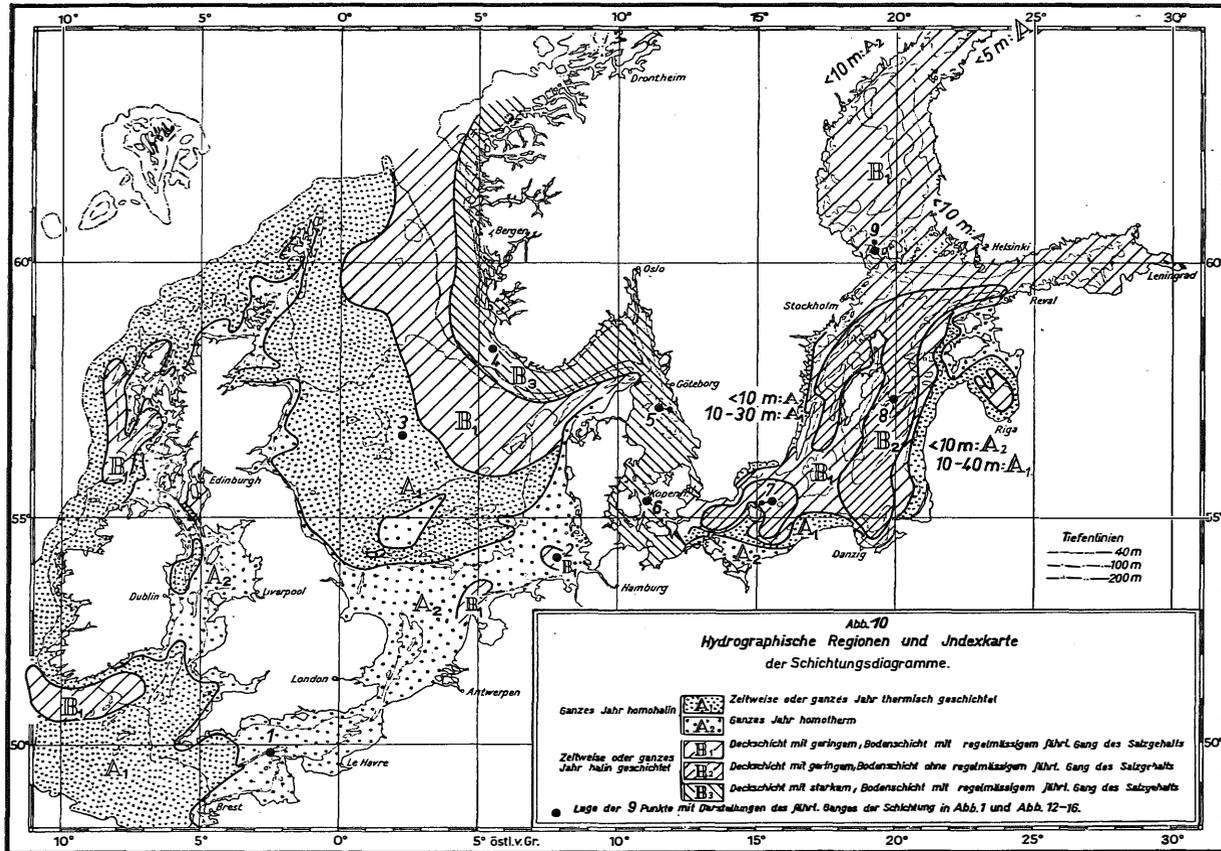
I. Ganzes Jahr homohalin ($S^{0/00}$ Boden — $S^{0/00}$ Oberfläche $< 0,25^{0/00}$)

- a) Zeitweise oder ganzes Jahr thermisch geschichtet (Region A₁)
|> (t^0 Boden — t^0 Oberfläche $\frac{1}{2} | 1^0 |$ im August)
(Atlantischer Schelf, mittlere Irische See, mittlere und westliche Nordsee)
- b) Ganzes Jahr homotherm (Region A₂)
(t^0 Boden — t^0 Oberfläche $< | 1^0 |$ ganzes Jahr)
(Irische See ohne mittleren Teil, mittlerer und östlicher Englischer Kanal, südliche Nordsee, innere Deutsche Bucht, Gewässer zwischen Nordschottland und den Shetlands, Minch-Kanal).

II. Zeitweise oder ganzes Jahr halin geschichtet ($S^{0/00}$ Boden — $S^{0/00}$ Oberfläche $> 0,25^{0/00}$).

- a) Deckschicht mit mäßigem jährlichen Gang des Salzgehaltes (Jahresschwankung $< 3^{0/00}$)
1. Bodenschicht mit regelmäßigem jährlichen Gang des Salzgehaltes (Region B₁)
(Nordöstliche Nordsee, Bottnischer und Finnischer Meerbusen > 100 m Tiefe)
 2. Bodenschicht ohne regelmäßigen Gang des Salzgehaltes (Region B₂)
(eigentliche Ostsee mit Wassertiefen über 40–80 m)
- b) Deckschicht mit starkem jährlichen Gang des Salzgehaltes (Jahresschwankung $> 3^{0/00}$)
1. Bodenschicht mit regelmäßigem jährlichen Gang des Salzgehaltes (Region B₃)
(Skagerrak ohne südlichen Teil, Kattegat und Beltsee, norwegische Schärengewässer, Fjorde mit tiefen Zugängen)
 2. Bodenschicht ohne regelmäßigen Gang des Salzgehaltes (Fjorde mit flachen Fjordschwellen).

In dieser scheinbar rein formalen Gliederung des Untersuchungsgebietes liegt ein tieferer Sinn, indem jede der 6 Regionen in physikalischer und chemischer Beziehung bestimmte Eigenarten gemeinsam haben. Diese Gliederung entspricht



einer Einteilung auf Grund der Stabilität der Schichtung und ihres jährlichen Verlaufs. Je nach der Stabilität überwiegen konvektive oder advektive Einwirkungen auf die bodennahe Schicht, und zwar werden mit zunehmender Stabilität die konvektiven Vorgänge unterdrückt, bis eine Erneuerung der Unterschicht durch vertikale Vermischung mit oberflächennahem Wasser überhaupt unmöglich wird und nur noch die völlig untergeordneten Vorgänge der Diffusion und physikalischen Wärmeleitung wirksam sind. Die Erneuerung des bodennahen Wassers bleibt dann auf seitliche Zufuhr beschränkt. Ist auch diese Möglichkeit durch die Bodengestalt unterbunden, dann verschwindet ein jährlicher Gang in der bodennahen Schicht, und die Erneuerung bleibt mit ungewöhnlichen Situationen verknüpft, die meist durch witterungsmäßig bedingte Störungen an der Oberfläche zustande kommen. Ein Einteilungsprinzip, das auf der Stabilität der Schichtung und ihrem zeitlichen Verlauf beruht, berücksichtigt also zugleich die Stärke und den zeitlichen Verlauf der Erneuerung des bodennahen Wassers.

Region A₁, die das ganze Jahr halin ungeschichtet, aber abgesehen vom Winter thermisch geschichtet bleibt, behält die Form des jährlichen Ganges der Schichtung vom Nordatlantischen Ozean bei, die man dort in den obersten 200 m antrifft. Die winterliche indifferente Schichtung läßt über dem Schelf regelmäßig eine tiefreichende Erneuerung bis zum Meeresboden zu. Vom Frühjahr bis Herbst wird diese konvektive Erneuerung durch die thermische Sprungschicht stark unterbunden. Abb. 1a zeigt am Beispiel aus der zentralen Nordsee den charakteristischen Ablauf der Schichtung in dieser Region.

Region A₂, die das ganze Jahr halin und thermisch ungeschichtet bleibt, erlaubt im Gegensatz zur Region A₁ jederzeit eine konvektive Erneuerung bis zum Boden. Ein typisches Beispiel enthält die Abb. 1b aus dem Englischen Kanal. Im Flachwasser bis zu Tiefen von 10—20 m ist abgesehen von den Flußmündungen ein solches ungeschichtetes Wasser ohnehin zu erwarten; denn bis zu diesen Tiefen kann die homogene Deckschicht reichen, die von Wind und Seegang auch zur Zeit der stärksten Erwärmung der Oberfläche im allgemeinen aufrecht erhalten bleibt. Das Auffallende dabei ist, daß sich die Region A₂ nicht auf diesen trivialen Fall beschränkt, sondern darüber hinaus weite Seegebiete umfaßt, die wesentlich größere Wassertiefen aufweisen, z. T. über 100 m tief sind und die trotzdem das ganze Jahr von der Oberfläche bis zum Boden thermisch ungeschichtet bleiben. Diese Teile der Region A₂ liegen regelmäßig in den Gebieten mit hohen Gezeitenströmen. Die Durchmischung, die an der Oberfläche als Wirkung von Wind und Seegang wohl bekannt ist, geht in dieser Region zusätzlich vom Boden aus, wo die stärkeren Gezeitenströme eine kräftige Durchwirbelung der Wassermassen auslösen, die bei hinreichend großen Stromgeschwindigkeiten soweit anwächst, daß eine sommerliche Schichtung nicht mehr entstehen kann und die Wassersäule das ganze Jahr ungeschichtet bleibt. Diese ständige Durchmischung kann von weitreichender Bedeutung werden. Am Beispiel des Englischen Kanals wurde auf ihre Auswirkungen in ozeanographischer und klimatischer Hinsicht (G. DIETRICH, 1950 a) und auf die Sedimentationsvorgänge von O. PRATJE (1950) näher eingegangen. Auch der Nährstoffhaushalt wird entscheidend beeinflusst, und es wäre gewiß lohnend, die dadurch bedingten biologischen Auswirkungen zu verfolgen.

Benutzt man die Darstellung der Verteilung der maximalen Gezeitenstromgeschwindigkeit v_{max} für die mittlere und nördliche Nordsee und vom Englischen

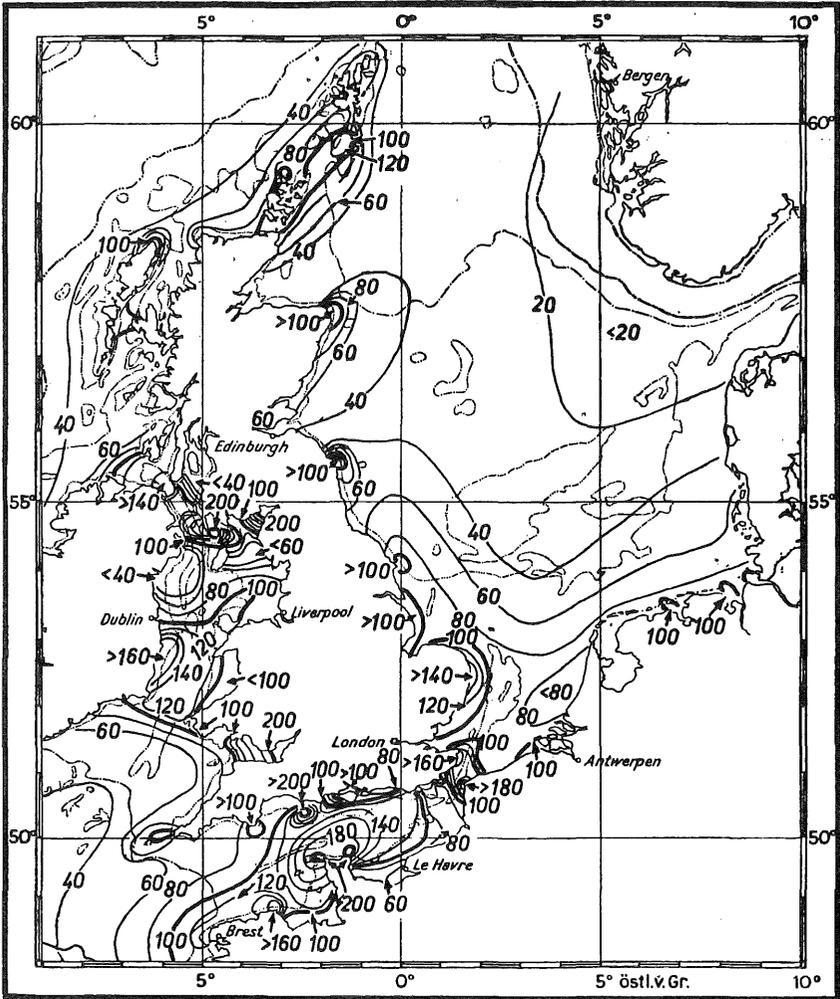


Abb. 11
 Maximale Gezeitenstromgeschwindigkeit
 an der Oberfläche zur Springzeit in cm/sec.

Kanal, die W. HANSEN (1947, 1950) angibt, und verwendet die neuere Zusammenfassung der Gezeitenstromangaben, die für rund 650 Punkte gemacht werden und für navigatorische Zwecke vom britischen Hydrographic Department (1948) für die Nordsee und die britischen Gewässer veröffentlicht sind, so läßt sich die Ver-

teilung von v_{\max} zur Springzeit für das ganze Seegebiet angeben (Abb. 11). Dieser Gesamtüberblick über die Geschwindigkeiten der Gezeitenströme im Untersuchungsgebiet erhebt nicht den Anspruch, alle Feinheiten in ihrer örtlichen Verteilung zu erfassen, besonders nicht in Küstennähe. Dafür reicht der Kartenmaßstab nicht aus. Die hohen Geschwindigkeiten, wie sie in Engen und an Küstenvorsprüngen erreicht werden können, sind aber auch für die Hydrographie größerer Seegebiete von untergeordneter Bedeutung. Entscheidend bleibt das Verhalten der Gezeitenströme in der freien See auf Wasser mit Tiefen über 10—20 m. In der Darstellung dieser Verhältnisse liegt die Aufgabe der Abb. 11. Man kann an Hand dieser Karte die gleichen Erscheinungen, die bereits im westlichen Englischen Kanal und in der Biskaya gefunden wurden, auch in den anderen Seegebieten feststellen. Geringe Gezeitenströme reichen aus, die schwache Temperaturschichtung, die man über den ozeanischen Tiefen der Biskaya unterhalb der sommerlichen Sprungschicht regelmäßig antrifft und die von B. HELLAND-HANSEN (1930) dargestellt wird, zu zerstören. Über dem Biskaya-Schelf wenige Seemeilen vom Schelfrand entfernt zeigt sich auf der internationalen Termination E 4 bereits völlige Homothermie der Unterschicht (vergl. Abb. 1 bei G. DIETRICH, 1950 a). Das gleiche trifft für die zentrale Nordsee nach der vorliegenden Abb. 1 a zu. Mit der Zunahme der Gezeitenströme wird die sommerliche Sprungschicht von unten her abgebaut, das bedeutet, daß ihre Intensität abnimmt und ihre Tiefenlage geringer wird. Beides zeigen die Abbildungen 6 und 7 im Vergleich zu Abb. 11 besonders deutlich vor dem Westausgang des Englischen Kanals, vor dem Südausgang der Irischen See, in der mittleren Nordsee und an der schottischen Küste. Der Übergang vom sommerlich geschichteten zum ganzjährig ungeschichteten Wasser ist an v_{\max} von etwa 80 cm/sec gebunden. Er vollzieht sich auf einer verhältnismäßig schmalen Zone entsprechend den Übergängen zu hohen Gezeitenstromgeschwindigkeiten in Abb. 11, so daß die an sich willkürliche Abgrenzung der Region A₁ von A₂ durch die Isolinie t^0 Oberfläche — t^0 Boden $< 1^0$ wenig verschoben wird, wenn statt der Eingradlinie die Zwei- oder Dreigradlinie genommen wird.

Innerhalb der Region A₂ kann die Turbulenz des Wassers soweit ansteigen, daß nicht nur der Salzgehalt auf $1/100$ ‰, sondern auch die Temperatur auf $1/100$ ° C von der Oberfläche bis zum Boden das ganze Jahr konstant bleibt. Es ist ein Beweis für die Auflösung einer selbst schwachen Schichtung, wie sie der tägliche Gang der Oberflächentemperatur erzeugt, der im freien Seegebiet in unseren geographischen Breiten im Sommer eine Tagesschwankung von 0,2 ° erreicht. Damit ist die Durchmischung vollkommen. Es bleibt zu beachten, daß die Erneuerung des Wassers bis zum Boden in solchen gezeitenstromreichen Gebieten in der Größenordnung von Stunden und Minuten erfolgt, daß damit witterungsmäßig bedingte Schwankungen an der Oberfläche die ganze Wassersäule sofort erfassen. Es ist ferner zu beachten, daß Lebewesen ohne oder mit geringer Eigenbewegung bei der starken Durchwirbelung des Wassers schnelle Druckänderungen erfahren, die vielleicht der Verbreitung einzelner Formen Grenzen setzen können. Wenn O. M. JORGENSEN (1933) die geographische Verbreitung der Planktonformen *cladocera nordmanni* verfolgt und feststellt, daß dieser kleine Krebs im Nordatlantischen Ozean als Kosmopolit bekannt ist und von den Küsten der USA bis zur Barents-See, als Insel bis zu den Kanaren festgestellt wird und nur in der Irischen See, im Englischen Kanal und in der südlichen Nordsee zurücktritt oder fehlt, so gibt das zu denken. Diese drei Seegebiete sind zugleich

ständig durchmischt und zwar, wie sich zeigen läßt, die einzigen größeren Gebiete dieser Art in den europäischen Gewässern. Sollten vielleicht die starken Druckänderungen, der die Tiere bei der kräftigen Durchmischung ausgesetzt sind, wenn Wasserballen vom Boden bis zur Oberfläche in kurzer Zeit aufsteigen, ihnen unzutraglich werden und ihrer Verbreitung Grenzen setzen? Doch das ist ein physiologisches Problem, das den Biologen überlassen bleibt.

Region B₁ bis B₄. Diesen 4 Regionen ist gemeinsam, daß sie eine Salzgehaltsschichtung aufweisen. Die Einschränkung, daß die Salzgehaltsschichtung nur zeitweise besteht, trifft nur auf B₁ und vereinzelt auf B₃ zu. Durch die Salzgehaltsschichtung besitzen diese Regionen bereits eine gewisse Stabilität

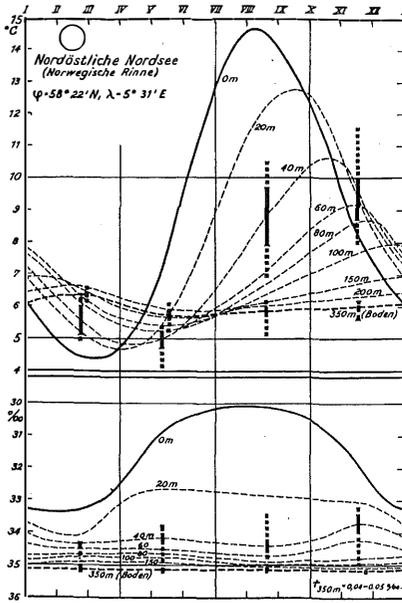


Abb. 12.

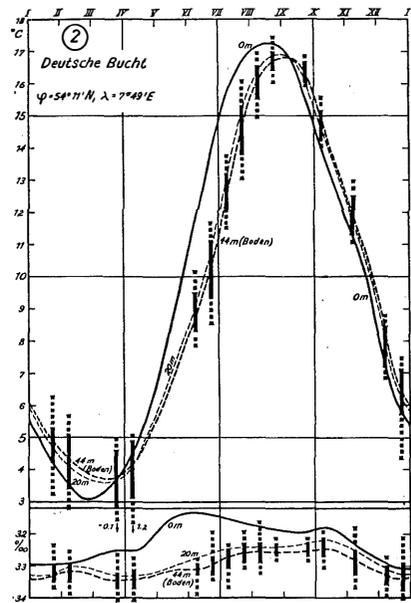


Abb. 13.

Mittl. jährlicher Gang von Temperatur und Salzgehalt in der Nordsee von Oberfläche bis Boden mit wahrscheinlichen u. maximalen Abweichungen der Einzelwerte (Lage s. Abb. 10, Quelle s. Tab. 5).

der Schichtung. Eine konvektive Erneuerung des bodennahen Wassers wird dadurch erschwert, wie bei B₁, wird selten, wie bei B₃ oder wird unmöglich, wie bei B₂ und B₄. Ein typisches Beispiel für die Verhältnisse in B₁ in der Ostsee enthält die Abb. 16, für die Verhältnisse in B₂ die Abb. 1 d und 14 und für die Verhältnisse in B₃ die Abb. 1 c, 12 und 15. Zur Region B₄ gehören die stark durch unterseeische Schwellen abgeschnürten Fjorde, die besonders von K. MUNSTER/STROM (1936) im Bereich der norwegischen Gewässer untersucht worden sind, die aber arealmäßig nicht ins Gewicht fallen. Sie sind auch in der Abb. 10 nicht enthalten und werden im folgenden nicht weiter berücksichtigt.

Während die Grenze zwischen A_1 und A_2 im Winter verschwindet, in der übrigen Zeit aber außerhalb des Flachwassers durch ihre Bindung an die Stärke der Gezeitenströme im wesentlichen unabhängig von witterungsmäßigen und jahreszeitlichen Einflüssen bleibt, unterliegen die Grenzen zwischen A_1 und B_1 und zwischen B_1 und B_2 solchen Einflüssen von der Oberfläche her. Im Kattegat und im Skagerrak hat die Aussüßung der Deckschicht ihr Maximum im Frühjahr, und zwar dann, wenn der Ausstrom aus der Ostsee und der festländische Abfluß des südlichen Skandinaviens ihre Maxima erreichen. Mit der Aussüßung parallel geht die Verstärkung der Salzgehaltssprungschicht, die in diesen Gebieten zwischen 10 und 35 m liegt und in deren Tiefenlage die dynamisch bedingte Aufwölbung durch die zyklonale Bewegung im Skagerrak sich widerspiegelt (s. Abb. 9). Mit der Entfernung von der Küste verschiebt sich die Eintrittszeit der stärksten Aussüßung auf den Sommer (z. B. Abb. 12). In dieser Zeit, in der eine tiefreichende Konvektion infolge der thermischen Schichtung bereits stark eingeschränkt oder unterbunden ist und in der die mittlere Luftbewegung relativ schwach ist, wird die Ausbreitung der salzarmen Deckschicht nach Westen und Südwesten in die Nordsee durch diese Verhältnisse gefördert. Umgekehrt ist es im Winter. Das Minimum des Ausstromes aus der Ostsee und die von Seiten der Temperaturschichtung ungehinderte Konvektion tragen zur Schwächung der halinen Schichtung bei, und die vorherrschenden starken SW-Winde drängen zusätzlich das salzarme Wasser auf die norwegische Küste zurück. So ergeben sich bei Berücksichtigung der mittleren Verhältnisse jahreszeitliche Verlagerungen der Grenzen zwischen A_1 und B_1 und zwischen B_1 und B_2 in der Nordsee. Darüber hinaus sind witterungsmäßig bedingte Verlagerungen der Grenzen zu erwarten, die von den jeweiligen Windverhältnissen abhängig sind; denn bei der geringen mittleren vertikalen Mächtigkeit der salzarmen Deckschicht von etwa 10–35 m können anhaltende Winde je nach der Richtung ihre Ausbreitung in die Nordsee beeinflussen. Die Grenzen in Abb. 10 stützen sich auf mittlere sommerliche Verhältnisse, entsprechen also dem mittleren Jahresmaximum der Ausbreitung der salzarmen Deckschicht.

In der Region B_2 ist im allgemeinen eine tiefreichende Konvektion unterbunden. Das zeigt sich auch in der starken Sauerstoffabnahme in Bodennähe in den Sommer- und Herbstmonaten, indem die O_2 -Sättigung in der Beltsee nach der Bearbeitung von J. P. JACOBSEN (1913) 60% unterschreitet. Starke westliche Winde und der damit herrschende Einstrom in die Ostsee können aber die salzarme Deckschicht, wie H. WATTENBERG (1940) gezeigt hat, in die Ostsee bis zur Darsser- und Drogdenschwelle zurückdrängen. Damit wird im Winter, wenn keine thermische Schichtung die Konvektion unterbindet, in der Beltsee die Voraussetzung für eine vorübergehende unmittelbare Erneuerung des bodennahen Wassers in der Vertikalen geschaffen.

In den Regionen B_1 und B_2 bleibt, wenn die konvektiven Vorgänge durch die Schichtung unterbunden werden, die Erneuerung des bodennahen Wassers den advektiven Vorgängen vorbehalten. Bereits am Beispiel der Durchlüftung der Beltsee zeigt sich, daß mit der Entfernung von den Gebieten mit konvektiver Erneuerung sich eine starke Sauerstoffzehrung bemerkbar macht. Wenn auch die advektive Erneuerung nicht mehr jedes Jahr regelmäßig möglich ist, dann treten die Verhältnisse ein, die unter der Region B_2 zusammengefaßt sind: Die Bodenschicht besitzt keinen regelmäßigen jährlichen Gang des Salzgehaltes und

auch der Temperatur mehr. Bezeichnend dafür ist, daß das bodennahe Wasser dieser Region sehr arm an Sauerstoff ist, zeitweise sogar Schwefelwasserstoff enthält. Nur noch unter ungewöhnlichen äußeren Bedingungen kann gelegentlich ein Einschub über die Darsser-Schwelle oder die Drogden-Schwelle eine Erneuerung des Bodenwassers herbeiführen. J. GEHRKE (1910) hat dieses eigenartige Verhalten in den tieferen Niveaus der eigentlichen Ostsee an Hand der

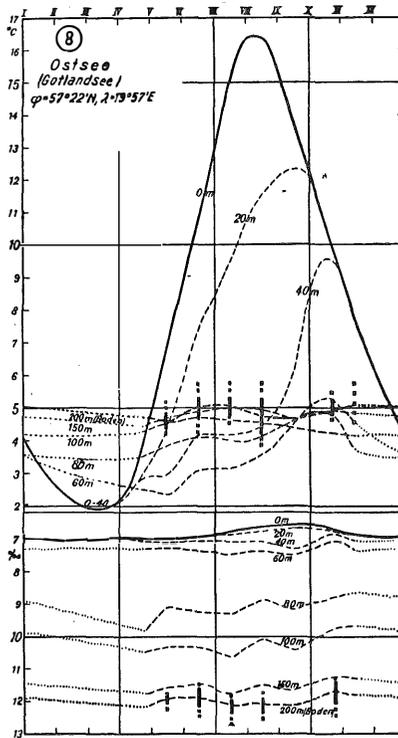


Abb. 14. Mittl. jährl. Gang von Temperatur und Salzgehalt in der Ostsee (Gotlandsee) von Oberfläche bis Boden mit wahrscheinlichen und maximalen Abweichungen (Lage s. Abb. 6, Quelle s. Tab. 5)

internationalen Terminbeobachtungen bereits eingehend behandelt. A. J. C. JENSEN (1937) und K. KALLE (1943) verfolgen die unregelmäßige Erneuerung an größerem Material, wobei besonders K. KALLE zeigt, wie das jahrelange Stagnieren in der Bornholmsee von einer tiefreichenden Erneuerung abgelöst wird. Man kann nach diesem Befunde den Grad der Sauerstoffsättigung der Unterschicht zur Abgrenzung der Region B₂ mitheranziehen. Während nämlich der Einzelwert des Sauerstoffes bereits viel über die Erneuerung aussagt, ist eine große Anzahl

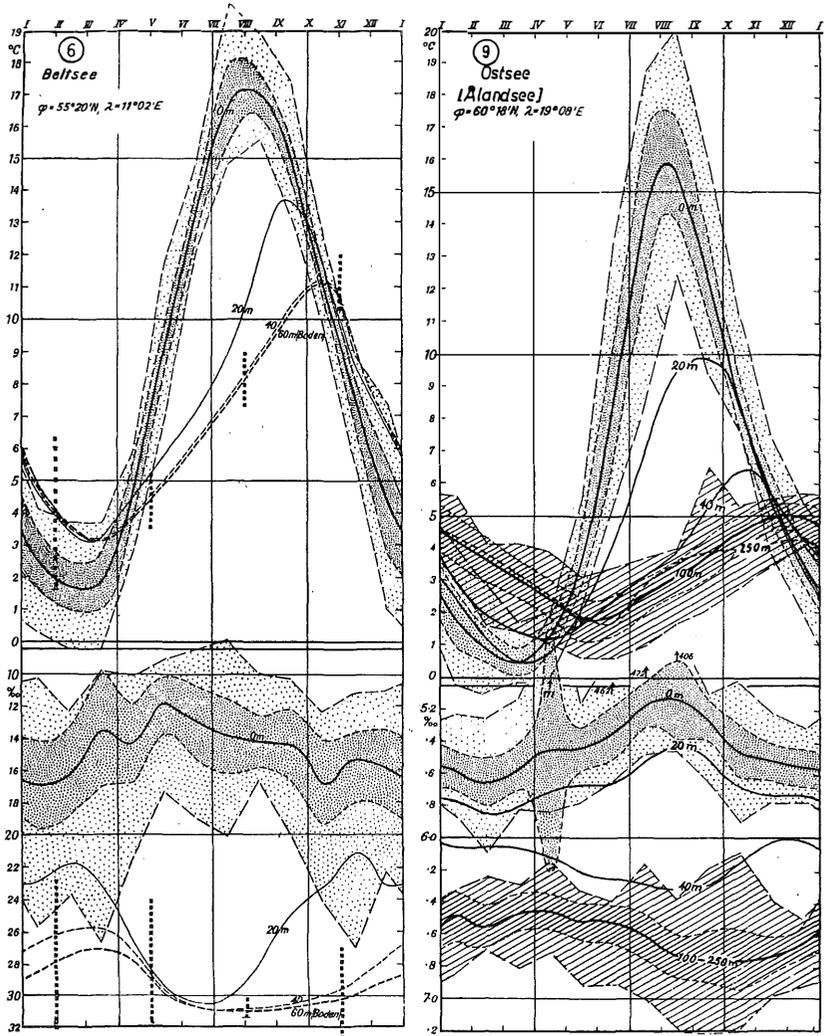


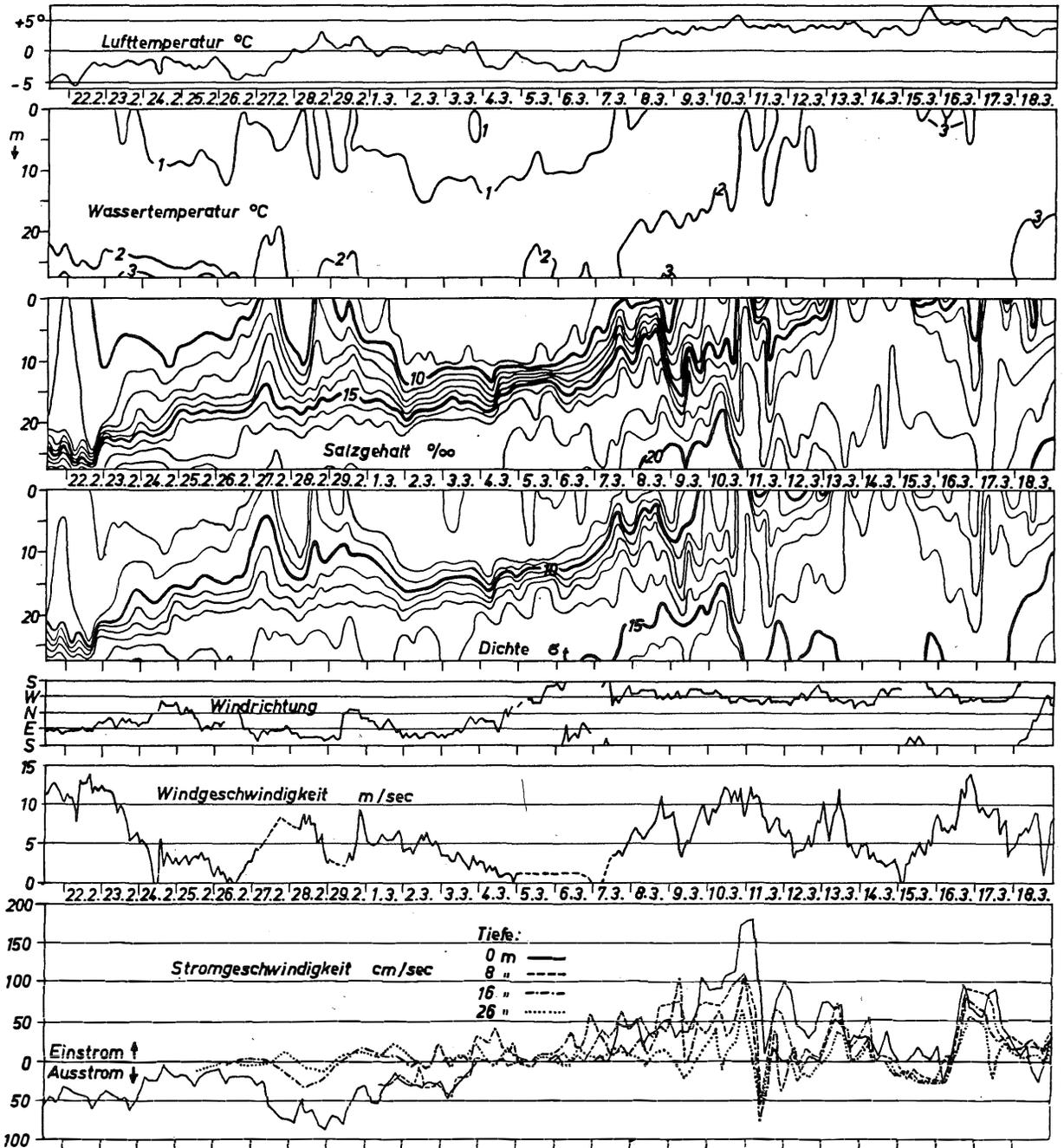
Abb. 15—16. Mittlerer jährlicher Gang von Temperatur und Salzgehalt in 0 m, 20 m, 40 m, . . . und am Meeresboden auf ausgewählten Positionen der Ostsee mit wahrscheinlichen und maximalen Abweichungen der Einzelwerte (Lage s. Abb. 10, Quellen s. Tab. 5).

Nach Mittelwerten für jeden Monat von Dauerstationen.

Nach Mittelwerten für einzelne Monate von hydrographischen Stationen.

- maximale Abweichung a auf Dauerstationen.
- wahrscheinliche Abweichung r auf Dauerstationen.
- wahrscheinliche Abweichung r auf hydrographischen Stationen.
- maximale Abweichung a auf hydrographischen Stationen.

Tafel 2 (Winter 1948)



Tafel 2. Isolethen der Wassertemperatur, des Salzgehalts und der Dichte (Abszisse: Zeit, Ordinate: Wassertiefe) und Gang der Lufttemperatur, Windrichtung und -geschwindigkeit sowie der Stromgeschwindigkeit in verschiedenen Tiefen vom 21. 2. — 18. 3. 1948 am Feuerschiff „Fehmarnbelt“.

von Temperatur- und Salzgehaltsbeobachtungen aus verschiedenen Jahreszeiten von der bodennahen Schicht notwendig, um entscheiden zu können, ob eine regelmäßige Erneuerung vorliegt oder nicht. In der Ostsee sinkt die Obergrenze der bodennahen Schicht ohne regelmäßige Erneuerung vom Arkona-Becken bis zum Gotland-Becken von 40 m auf 80 m ab und entspricht damit angenähert der Tiefenlage der Salzgehaltssprungschicht in Abb. 9.

Die vorliegende regionale Gliederung geht allein vom Verhalten des Wasserinhaltes der Meere im Laufe des Jahres aus und beschränkt sich darauf, 6 Hauptformen des jährlichen Ganges der Schichtung zu beschreiben und ihre Verteilung anzugeben. Eine weitere Differenzierung mag in vielen Fällen als zweckmäßig erscheinen. Die Abb. 2 bis 9 geben eine Handhabe dafür. Im vorliegenden Fall war es nicht das Ziel, die große Mannigfaltigkeit im hydrographischen Aufbau der Nord- und Ostsee durch eine differenzierte Unterteilung zu ersetzen, sondern diese Mannigfaltigkeit nur in ihren Hauptzügen zu entwirren und die dabei erkennbaren kausalen Zusammenhänge anzuführen. Wenn man zusammenfassend die regionalen Unterschiede im Jahresablauf der Schichtung auf ihre Ursachen hin betrachtet, dann sind es 3 Störungsquellen, die in örtlich verschiedenem Umfange die rein ozeanischen Verhältnisse, wie man sie im Nordostatlantischen Ozean antrifft, beeinflussen und abwandeln:

1. Die Gezeitenströme, die vom Meeresboden her je nach der Stromgeschwindigkeit eine vertikale Vermischung einleiten.
2. Die Kontinentalität, die gegen Osten stark zunimmt und sich in einer Verstärkung der Jahresschwankung von Temperatur und Salzgehalt und einer Abnahme des Salzgehaltes in der Deckschicht ausdrückt.
3. Die Bodentopographie, die der advektiven Erneuerung Grenzen setzt.

Es ist bemerkenswert, daß in der Nord- und Ostsee die Einflüsse von jeder der 3 Störungsquellen sich in extremen Grenzen bewegen. Es gibt gezeitenstromfreie Gebiete und andererseits Gebiete mit über 2 m/sec Stromgeschwindigkeit, die Jahresschwankung in der Oberflächentemperatur liegt z. T. unter 5° und erreicht andererseits über 18°, beim Oberflächensalzgehalt liegt sie in Grenzen unter 0,1 ‰ bis über 10 ‰. Der Salzgehalt nimmt von 35,5 ‰ bis zur Ausübung ab. Der Meeresboden läßt z. T. den Zutritt von atlantischem Wasser ungehindert offen und bildet andererseits Riegel, die bis auf eine wenige Meter mächtige Deckschicht die Verbindung unterbrechen. Diese außergewöhnliche Breite des Spielraums störender Einflüsse, die z. T. außerdem unabhängig voneinander sind, bedingen die große Mannigfaltigkeit im hydrographischen Aufbau der Nord- und Ostsee. In Region A₁ entspricht der jährliche Verlauf der Schichtung dem nordostatlantischen Typus, in A₂ werden die Einwirkungen der Gezeitenstrommischung ausschlaggebend. Flache Seegebiete, in denen der Boden stets im Bereich der oberflächennahen Mischungsschicht bleibt, sind in Region A₂ mit eingeschlossen. Region B₁ stellt den Übergang zu B₂ dar, in der die kontinentalen Einflüsse vorherrschend werden und die Gezeitenstromwirkungen zurücktreten. In Region B₂ und B₃ nimmt die Bodentopographie neben den kontinentalen Einflüssen eine ausschlaggebende Stellung ein.

Literaturverzeichnis.

- BOHNECKE, G., 1927: Der jährliche Gang des Salzgehaltes in der Nordsee. Veröff. Inst. f. Meereskunde Berlin, N. F. R. A., Heft 17. Berlin.
- BOHNECKE, G., 1936: Temperatur, Salzgehalt und Dichte an der Oberfläche des Atlantischen Ozeans. Wiss. Erg. d. Deutsch. Atlant. Exp. „Meteor“. Bd. V. Berlin.

- BOHNECKE, G. u. G. DIETRICH, 1950: Monatskarten der Oberflächentemperatur für die Nord- und Ostsee Unveröff. Wiss. Ber. Dtsch. Hydr. Inst. Hamburg.
- BRAARUD, T. u. J. T. RUUD, 1937: The hydrographic conditions and aeration of the Oslo Fjord 1933—34. D. Norske Vid. Akad. i. Oslo. Hvalrådets Skr., No. 15. Oslo.
- Bureau du Conseil Permanent International pour l'Exploration de la Mer, 1902—38: Bulletin Hydrogr. Kopenhagen.
- Bureau du Conseil 1933: Atlas de température et salinité de l'eau de surface de la Mer du Nord et de la Manche. Conseil Perm. Int. p. l'Expl. d. l. Mer. Kopenhagen.
- DANOIS, E. le, R. DE BUEN: Rapports Atlantiques 1921—1931. Rapp. et Proc. Verb. Kopenhagen.
- Danske Meteorologiske Institut, 1899—1940: Nautisk- Meteorologisk Aarboeg. Kopenhagen.
- Danske Meteorologiske Institut, 1933: Mean values of observations from Danish light-vessels. Tillaeg til Nautisk-Met. Aarboeg for 1932. Kopenhagen.
- Deutsche Seewarte, 1924—42: Meereskundliche Beobachtungen auf deutschen Feuerschiffen der Nord- und Ostsee. Hamburg.
- Deutsche Seewarte, 1927: Atlas für Temperatur, Salzgehalt und Dichte der Nord- und Ostsee. Hamburg.
- DIETRICH, G., 1950a: Die anomale Jahresschwankung des Wärmehalts im Englischen Kanal, ihre Ursachen und Auswirkungen. D. Hydr. Zeitschr., Bd. 3.
- DIETRICH, G., 1950b: Über systematische Fehler in den beobachteten Wasser- und Lufttemperaturen auf dem Meere und über ihre Auswirkung auf die Bestimmung des Wärmeumsatzes zwischen Ozean und Atmosphäre. D. Hydr. Zeitschr., Bd. 3.
- DIETRICH, G., 1951: Die Elemente des jährlichen Ganges der Oberflächentemperatur in der Nord- und Ostsee. D. Hydr. Zeitschr. Bd. 4. Erscheint demnächst.
- FARRAN, G. P., J. I. SPICER, 1925: Notes on some lightship and lighthouse temperatures and salinities from the south and east coasts of Ireland. Rapp. et Proc. Verb., Vol. XXXV. Kopenhagen.
- GEHRKE, J., 1910: Beiträge zur Hydrographie des Ostseebassins. Cons. Perm. Int. p. l'Expl. d. l. Mer., Publ. d. Cironstance No. 52. Kopenhagen.
- GOEDECKE, E., 1939: Beitrag zur Hydrographie der Helgoland umgebenden Gewässer. Annal. d. Hydr. 67.
- GRANQUIST, G., E. PALMÉN, 1914—38: Regelmäßige Beobachtungen von Temperatur und Salzgehalt des Meeres. Havsforsk. Skr. Helsinki.
- GRANQUIST, G., 1938: Zur Kenntnis der Temperatur und des Salzgehaltes des Baltischen Meeres an den Küsten Finnlands. Fennia 65. Helsinki.
- HANSEN, W., 1947: Gezeiten und Gezeitenströme der halbtägigen Hauptmondtide in der Nordsee. Unveröff. Wiss. Ber. Dtsch. Hydr. Inst. Hamburg.
- HANSEN, W., 1950: Gezeitenströme im Englischen Kanal. D. Hydr. Zeitschr., Bd. 3.
- HELLAND-HANSEN, B., 1935: Temperature variations in a Norwegian fjord. Geografiska Annaler. Stockholm.
- Hydrographic Department, 1948: Tidal streams of the waters surrounding the British Islands and off the west and north coasts of Europe . . . 2. Ed., Pt. II. London.
- JACOBSEN, J.P., 1908a: Mittelwerte von Temperatur und Salzgehalt. Bearbeitet nach hydrographischen Beobachtungen in dänischen Gewässern 1880—1907. Medd. f. Komm. f. Havundersög., Ser. Hydr. Bd. 1., Nr. 10. Kopenhagen.
- JACOBSEN, J. P., 1908b: Der Sauerstoffgehalt des Meerwassers in den dänischen Gewässern innerhalb Skagens. Medd. f. Komm. f. Havundersög. Ser. Hydr. Bd. 1, Nr. 12. Kopenhagen.
- JACOBSEN, J. P., 1943: The Atlantic Current through the Faroe-Shetland Channel and its influence on the hydrographical conditions in the northern part of the North Sea, the Norwegian Sea and the Barents Sea. Rapp. et Proc. Verb., Vol. CXII. Kopenhagen.
- JENSEN, A. J. C., 1937: Fluctuations in the hydrography of the transition area during 50 years. Rapp. et Proc. Verb. Vol. CII. Kopenhagen.
- JORGENSEN, O. M., 1933: On the marine cladocera from the northumbrian plankton. Jour. Mar. Biol. Assoc. Vol. XIX.
- KALLE, K., 1943: Die große Wasserumschichtung im Gotland-Tief vom Jahre 1933/34. Ann. d. Hydr. 71.
- KANAWINSCH, E., 1943: Untersuchungen über die physikalischen und chemischen Eigenschaften des Wassers im Rigaischen Meerbusen und in der Ostsee an der lettländischen Küste in den Jahren 1941—43. Dep. f. Wasserstr. u. Häfen, Hydrol. Dienst. Riga.
- KARSTEN, G., 1896: Die physikalischen Beobachtungen an den Stationen. Wiss. Meeresunters. N. F. 1, 2. Kiel.
- KNUDSEN, M., 1909: Großzügige Übersicht über die in der internationalen Zusammenarbeit gewonnenen Kenntnisse der hydrographischen Verhältnisse in den vom Central-Ausschuß untersuchten Meeresgebieten. Bull. Trimestr., Année 1906—07. Partie Supplémentaire. Kopenhagen.

- KOBE, G., 1934: Der hydrographische Aufbau und die dadurch bedingten Strömungen im Skagerrak. Veröff. Inst. f. Meeresk. Berlin. N. F. R. A., Heft 26. Berlin.
- LUMBY, J. R., 1935: Salinity and temperature of the English Channel. Min. of Agr. a. Fish. Invest. Ser. II, Vol. XIV, No. 3. London.
- MATTHEWS, D. J., 1911: Report on the physical conditions in the English Channel and adjacent waters, 1906, with a note on the mean conditions from 1903—1909. Mar. Biol. Assoc., Rep. Fish. and Hydrogr. Invest. North Sea and Adjacent Waters. 3. Rep. (Southern Area). London.
- MATTHEWS, D. J., 1914: The salinity and temperature of the Irish Channel and the waters South of Ireland. Fisheries, Ireland, Sci. Invest., 1913, No. IV. London.
- PRATJE, O., 1950: Die Bodenbedeckung des Englischen Kanals. D. Hydr. Zeitschr., Bd. 3.
- PROUDMAN, J., H. M. LEWIS, A. L. DENNIS, 1937: On the temperature of the surface waters of the Irish Sea. Philos. Trans. Roy. Soc. London, Ser. A, 230, No. 765.
- PROUDMAN, J., 1946: On the salinity of the surface waters of the Irish Sea. Philos. Trans. Roy. Soc. London, Ser. A, 239, No. 812.
- RIEL, P. M. VAN, 1929: Oberflächenalzgehalt im südlichen Teil der Nordsee. Journ. d. Cons., Vol. IV, Nr. 1. Kopenhagen.
- RUPPIN, E., 1912: Beitrag zur Hydrographie der Belt- und Ostsee. Wiss. Meeresunt., N. F. 14, Abt. Kiel. Leipzig.
- SLAUCITAJA, L., 1947: Ozeanographie des Rigaischen Meerbusens. Teil I. Statik. Contr. of Baltic Univ. No. 45. Pinneberg.
- SPETHMANN, H., 1913: Studien zur Ozeanographie der südwestlichen Ostsee. Hydr. Suppl. 3. Ser. Int. Revue ges. Hydrobiol. u. Hydrogr. 5. Leipzig.
- STROM, KAARE MÜNSTER, 1936: Land-locked waters. Skrifter utg. av d. Norske Vid. Akad. i Oslo. Mat.-Natur. Kl., No. 7. Oslo.
- Svenska Hydrografiska-Biologiska Kommissionens, 1923—37: Fyrskottsundersökning. Göteborg.
- THOMPSON, d'A. W., 1907: On some methods and results of hydrographical investigation, North Sea Fish. Invest. Committee. 2. Rep. (Northern Area). 1904—05. London.
- THOMPSON, d'A. W., 1909: On the salinity of the North Sea. North Sea Fish. Invest. Committee. 4. Rep. (Northern Area) 1906—08. London.
- WATTENBERG, H., 1941: Über die Grenzen zwischen Nord- und Ostseewasser. Ann. d. Hydr. 69.
- WITTING, R., 1912: Zusammenfassende Übersicht der Hydrographie des Bottnischen und Finnischen Meerbusens und der nördlichen Ostsee. Finnl. Hydr.-Biol. Unters. No. 7. Helsingfors.
- ZORELL, F., 1935: Beiträge zur Hydrographie der Deutschen Bucht. Arch. d. Deutsch. Seewarte. 54. Hamburg.