

I. d₂
**Einführung in die
 Hydrographie der Nord- und Ostsee**

von BRUNO SCHULZ, Hamburg (Deutsche Seewarte)

Mit 25 Abbildungen

Inhalt	Seite
Einleitung	I. d 45
1. Die hydrographisch bedeutsamen Haupt- charakterzüge der Tiefenverteilung	
a) Nordsee	I. d 46
b) Kattegat, Beltsee und Sund	I. d 47
c) Ostsee	I. d 47
2. Eigenschaften und Bewegungen des Meer- wassers an der Oberfläche	I. d 48
a) Temperatur	I. d 49
b) Salzgehalt und Alkalinität	I. d 55
c) Luftgehalt	I. d 63
d) Wasserstoffionenkonzentration	I. d 65
e) Gezeiten	I. d 65
f) Reststrom	I. d 67
g) Sturmfluten	I. d 70
3. Eigenschaften und Bewegungen des Meer- wassers in der Tiefe	I. d 71
Schlußbemerkungen	I. d 86
Literatur	I. d 86

Einleitung Der europäische Schelf hat seine größte Breite im NW Europas; hier sind auf ihm die Ostsee, die Nordsee und die Übergangsgelände zwischen beiden gelegen; sie sind in ihrer ganzen Ausdehnung Schelfmeere. In bezug auf ihre Lage zum Ozean bestehen für die Ausbildung der hydrographischen Verhältnisse wichtige und grundlegende Verschiedenheiten zwischen Nordsee und Ostsee. Die erstere ist ein Randmeer und hat, obgleich die britischen Inseln breit vorgelagert sind, in der Straße von Dover und in weit größerer Ausdehnung zwischen Schottland und Norwegen unmittelbare Verbindung mit dem Ozean. Die Ostsee dagegen ist durch nur schmale Meeresstraßen mit dem Kattegat und erst durch dieses und weiterhin den Skagerak und die Nordsee mit dem Ozean verbunden; sie ist ein fast ganz vom Kontinente umschlossenes Mittelmeer, das vielfach auch als solches bezeichnet wird und zwar zum Unterschied gegen das Romanische Mittelmeer oder »Mittelmeer« schlechthin als das Baltische Mittelmeer. Zu

diesem wichtigen Unterschied in der Lage zum Ozean tritt als weiterer die hydrographischen Verhältnisse bestimmender Faktor die Verschiedenheit der Bodengestaltung in beiden Meeren. Betrachten wir zunächst diese letztere.

1. Die hydrographisch bedeutsamen Hauptcharakterzüge der Tiefenverteilung

Nordsee Durch eine etwa von der zwischen Newcastle und Flamborough Head gelegenen Tees-Bucht nach Kap Skagen verlaufende Linie läßt sich die Nordsee in einen flacheren südlichen und einen tieferen nördlichen, sich langsam bis zum Kontinentalrande senkenden Teil zerlegen. Das südliche Gebiet ist meist weniger als 40 m tief und steigt in der mitte in der Nordsee gelegenen *Dogger-Bank* bis auf nur 13 m Tiefe an. Im W, S und O der *Dogger-Bank* senkt sich der Boden in einem diese im S umspannenden Bogen auf unter 40 m; einige Teile dieses Gebietes tragen besondere Namen, nämlich *Süber-Rinne* (Outer Silver Pit), *Austern-Grund*, *Südliche* und *Nördliche Schlickbank*. Von hier aus hebt sich der Boden nach der Küste hin, aber so langsam, daß die Neigung des Bodens z. B. vom *Austern-Grund* bis zu den W-friesischen Inseln nur etwa 1 : 3000 (rund 1') beträgt. Einzelne Bänke, wie *Terschelling-Bank* und *Borkum-Riff*, sowie die Insel *Helgoland* bringen etwas Gliederung in die Einförmigkeit des Reliefs. Nur nach SW hin, nach der Straße von Dover zu, ist der Boden unruhiger gestaltet. Inmitten dieser den Namen *Hoojden* tragenden südwestlichen Bucht der Nordsee senkt sich der Boden in der langgestreckten *Tiefen Rinne* bis 57 m Tiefe. Zu beiden Seiten der Tiefen Rinne, besonders vor den Mündungen von Themse, Maas und Schelde, sowie vor der flandrischen Küste befindet sich eine große Anzahl von z. T. dicht bis an die Meeresoberfläche emporragenden Bänken, die vielfach besonders benannt sind.

Nördlich des westlichen Teiles der *Dogger-Bank* senkt sich der Boden ziemlich schnell bis 80 m Tiefe, während sich nördlich des östlichen Teiles der *Dogger-Bank* die 80 m Tiefenlinie weit nach N ausbuchtet; hier, zwischen 80 und 60 m Tiefe, ist die *Große Fischer-Bank* gelegen; östlich von ihr, auf der Höhe des Limfjordes in 60 bis 40 m Tiefe, befindet sich die *Kleine Fischer-Bank*. W der *Großen Fischer-Bank* senkt sich der Boden stellenweise bis über 100 m Tiefe, im *Devils Hole* bis auf 212 m. Erst weiter im N werden dauernd 100 m übersteigende Tiefen erreicht, und der Boden senkt sich im westlichen Teile der nördlichen Nordsee langsam nach dem Kontinentalrande hin; das Gefälle von der *Dogger-Bank* bis zum Rande des Schelfes ist sehr gering, etwa 1 : 5000. Im NO der Nordsee zeigt der Schelf eine morphologische Eigentümlichkeit, die *Norwegische Rinne*, die sich mit einer Länge von etwa 900 km vom Schelfrande bis querab vom Oslo-Fjord erstreckt. Diese fjordähnliche Rinne besitzt ebenso wie die norwegischen Fjorde eine unterseeische Schwelle und zwar querab Utsire mit 273 m Schwellentiefe. Von dieser aus senkt sich der Boden sowohl nach N wie nach dem Skagerak hin; die größten Tiefen treten mit 700 m im Skagerak, also im innersten Teile der *Norwegischen Rinne* auf.

Der Rand des Schelfes liegt nicht, wie sonst allgemein auf der Erde, in 200 *m*, sondern erst in 500 bis 600 *m* Tiefe. Erst dort setzt der stärkere Abfall nach den südwestlichen Ausläufern vom tiefen Becken des Europäischen Nordmeeres ein; die Neigung des Meeresbodens beträgt hier auf dem Kontinentalabhang etwa 1 : 100, d. h. rund $\frac{1}{2}^\circ$.

Kattegat, Sund und Beltsee Im östlichsten Teil des Skageraks hebt sich der Boden von den Tiefen der Norwegischen Rinne schnell in Richtung nach dem *Kattegat*. Dieser selbst ist im W meist flacher als 20 *m*; durch die östliche Hälfte zieht sich eine tiefere, nach S verflachende Rinne, die in einzelnen Löchern bis 117 *m* Tiefe erreicht. Im S, wo die Tiefen schon kleiner als 40 *m* geworden sind, verzweigt sie sich in Richtung nach dem Großen Belt und dem *Sund*. Der letztere verflacht nach S mehr und mehr, und auf dem von Kopenhagen über die Insel Amager nach S-Schonen hinüberziehenden unterseeischen Rücken beträgt die Schwellentiefe nur rund 7 *m*, so daß also durch den Sund nur in der obersten, 7 *m* mächtigen Wasserschicht ein Austausch zwischen Kattegat und Ostsee möglich ist. Wenig tiefer ist der *Kleine Belt*, dessen Bodengestalt sehr unregelmäßig ist. Zwar werden in einzelnen kesselartigen Löchern bis zu 81 *m* Tiefe erreicht, aber maßgebend für das Vordringen salzigen Wassers aus dem Kattegat ist die auftretende geringste Schwellentiefe; diese beträgt nur $10\frac{1}{2}$ *m*, und zwar zwischen der Haderslebener Förde und der Insel Fünen. Der *Große Belt* ist die tiefste der drei dänischen Meeresstraßen, sie ist wie die beiden anderen reich an Wannen, Rücken und Löchern; eine fast stets mindestens 30 *m* tiefe Rinne durchzieht den Großen Belt und dessen südliche Fortsetzung, den *Langeland-Belt*, in ihrer ganzen Länge. Den Großen Belt, Kleinen Belt und Langeland-Belt sowie die kleineren zwischen den dänischen Inseln befindlichen Gewässer faßt man unter dem Namen „*Beltsee*“ zusammen.

Ostsee Im Fehmarn-Belt und in der Mecklenburger Bucht verflacht sich der Boden allmählich bis zu der sich zwischen der Insel Gjedser und dem Darss erstreckenden *Darsser Schwelle*, deren Schwellentiefe nur 18 *m* beträgt. Auf ihr befindet sich die senkrecht zu ihr verlaufende *Kadet-Rinne* mit einer größten Tiefe von 32 *m*; für den Wasseraustausch über die Schwelle hinweg spielt sie jedoch nur eine untergeordnete Rolle, da sie die Darsser Schwelle nicht in deren ganzen Breite durchzieht, sondern in diese eingelagert ist. *Die Darsser Schwelle und der südliche Sund mit 18 bzw. 7 m Schwellentiefe sind die Riegel, welche die eigentliche Ostsee von den Übergangsgebieten und damit von der Nordsee weitgehend abschließen und welche für die Ausbildung der hydrographischen Verhältnisse der Ostsee von grundlegender Bedeutung sind.*

Vom Sund und von der Darsser Schwelle senkt sich der Boden langsam nach dem *Arkona-Becken* hin, das in seinem westlichsten Teile durch die sich O von Möens Klint bis 14 *m* Tiefe erhebende *Möens Bank* oder *Kriegers Flach* gegliedert wird. Der größte Teil des Beckens ist 46 bis 48 *m* tief, nur an vereinzelten Stellen werden größere Tiefen, und zwar bis 53 *m* erreicht. In der 20 *sm* breiten Durchfahrt zwischen Schonen

und Bornholm ist eine Schwelle nur schwach ausgebildet; die Schwellentiefe dieser wohl am besten als *Bornholm-Rinne* zu bezeichnenden Durchfahrt beträgt 47 m, und die Verbindung zwischen Arkona- und Bornholm-Becken ist hier fast ungehindert. Anders ist es SW von Bornholm; dort beträgt die Schwellentiefe in der zwischen der *Rönne-Bank* und der *Oder-Bank* gelegenen *Adlergrund-Rinne* nur 28 m.

Im *Bornholmbecken* ist der Muldencharakter bereits erheblich ausgeprägter, die größte Tiefe wird mit 105 m im 15 sm O von Christiansö gelegenen *Bornholm-Tief* erreicht. Die O-Grenze des Bornholmbeckens bildet ein sich etwa von Kalmar bis Stolpmünde erstreckender Riegel, dem die Insel Öland, die Mittel-Bank und die Stolpe-Bank angehören. Für den Wasseraustausch mit der Gotlandmulde maßgebend sind die Schwellentiefen zwischen dem Festlande und der Insel Öland mit 6 m, in der *Öland-Rinne* zwischen Öland und der Mittel-Bank mit 48 m und in der *Stolper Rinne* zwischen der Mittel-Bank und der Stolper Bank mit 65 m.

Die *Gotlandmulde* ist das ausgedehnteste Becken der Ostsee; durch die Insel Gotland und deren Fortsetzungen nach S in der *Hoborg-* und *Mittel-Bank* sowie nach N in einigen kleineren Inseln und der Bank *Kopparstenarne* ist sie in einen westlichen und östlichen Teil gegliedert. Drei ausgeprägte Tiefs gehören der Gotlandmulde an, das *Danziger Tief* mit 113 m, das *Gotland-Tief* mit 249 m und das *Landsort-Tief* mit 427 m größter Tiefe. Der *Rigaische Meerbusen* ist durch die Insel Ösel und eine flache Schwelle weitgehend abgetrennt. Der *Finnische Meerbusen* aber hat ungehinderte Verbindung mit der Gotlandmulde, der Boden steigt nach dem Innern dieses Meeresteiles langsam an.

Anders ist es mit dem *Bottnischen Meerbusen*; dieser ist durch die Älands-Schwelle stark abgeriegelt, so daß er der übrigen Ostsee in hydrographischer Beziehung sehr selbständig gegenüber steht. Am flachsten ist das Schärenmeer O der Älands-Inseln, in dem die Schwellentiefe nur 30 m beträgt. W dieser Inselgruppe ist der Boden durch mehrere tiefe Becken mit dazwischen gelegenen Rücken gegliedert. Die südlichste Schwelle hat mit 50 m die geringste Tiefe. In den beiden Teilen des Älandsmeeres senkt sich der Boden bis 219 bzw. 301 m, der das Älandsmeer querende Rücken hat eine Schwellentiefe von 70 m und die ihn im N begrenzende Schwelle ist 80 m tief. Der Bottnische Meerbusen ist durch einen die Inselgruppe der Nord-Quarken tragenden Rücken in die südliche *Bottensee* und die nördliche *Bottenwiek* gegliedert, die beide muldenförmig gestaltet sind; die größte Schwellentiefe dieses Riegels beträgt 35 m und befindet sich auf der W-Seite der Insel Holmö. Erwähnt sei das *Ulfö-Tief* mit 294 m, das im nördlichen Teile der Bottensee in Nähe der schwedischen Küste gelegen ist. Die größte Tiefe der Bottenwiek beträgt etwa 140 m.

2. Die Eigenschaften und Bewegungen des Meerwassers an der Oberfläche

Bei der Behandlung der Eigenschaften des Wassers der Nord- und Ostsee sei zunächst die Oberfläche für sich betrachtet. Sie ist am meisten

den Einflüssen der Sonnenbestrahlung und auch der von den benachbarten Landmassen auf das Wasser gelangenden Luft sowie des vom Lande abfließenden leichten Süßwassers ausgesetzt; die solaren und kontinentalen Einwirkungen lassen sich also hier am reinsten erkennen. Die extremsten Verhältnisse treten in den Monaten Februar und August auf; die Übergangsjahreszeiten vertreten am besten die Monate Mai und November. Deshalb seien der folgenden Darstellung im wesentlichen diese vier Monate zugrunde gelegt.

Temperatur Im *Februar* (vgl. Fig. 1) herrschen auf dem Ozean am Rande des Schelfes zwischen 50° und 60° N, also W der britischen Inseln, Temperaturen von 8° bis 10° vor. In der Nordsee aber ist das Wasser erheblich kühler. Zwischen den Orkney- und Shetland-Inseln tritt noch 7° auf. O von Schottland breitet sich von N her ein ausgedehntes Gebiet über 6° erwärmten Wassers nach S aus; es reicht in einem sich verschmälernden Ausläufer bis etwa zur Höhe der Dogger-Bank; auch von der Straße von Dover aus buchtet sich die 6° -Isotherme weit nach N aus, so daß der größte Teil des Oberflächenwassers der Nordsee Temperaturen von 7° bis 5° aufweist. Unmittelbar an der englischen Küste liegen von der Themsebucht bis zum nördlichsten Schottland hin die Temperaturen unter 5° , im innersten Moray Firth sogar unter 4° . Nach der deutschen Küste hin geht die Abkühlung noch weiter. Die Isothermen liegen dicht beieinander, und vor der Elb- und Wesermündung sowie vor den N-friesischen Inseln sind die mittleren Temperaturen unter 2° ; die gleiche Temperatur ist nach schneller Abnahme im Skagerak auch im nördlichen Kattegat erreicht; in diesem selbst sowie in der Beltsee und der westlichen Ostsee ist im Mittel mit einer Oberflächentemperatur von 1° bis 2° zu rechnen; nur in den kleineren Meeresstraßen zwischen den dänischen Inseln tritt selbst im Mittel Abkühlung unter 1° und bis auf den Gefrierpunkt ein. Ebenso niedrige Temperaturen überwiegen in der Oder-Bucht und in den küstennahen Gebieten der Gotlandmulde, während deren küstenfernere Teile und ebenso die des Arkona- und Bornholmbeckens auf 2° bis 3° und nur teilweise auf noch niedrigere Temperaturen abgekühlt sind. Im Bottnischen, Finnischen und Rigaischen Meerbusen ist dagegen Abkühlung bis auf den Gefrierpunkt die Regel, d. h. also bei Salzgehalten von 0‰ bis 6‰ auf 0° bis -0.3° .

In der gesamten Nord- und Ostsee schwanken demnach während des kältesten Monats die mittleren Temperaturen etwa zwischen $+7^{\circ}$ und $-\frac{1}{2}^{\circ}$, und der Einfluß der Breitenlage auf die Oberflächentemperatur wird weit überwogen durch den Einfluß der vom Ozean nach dem Innern der Ostsee zunehmenden Kontinentalität des Meeres. Hierbei ist allerdings zu berücksichtigen, daß die Oberflächentemperatur des Wassers in den eisbedeckten Teilen der Ostsee kein befriedigend genauer Ausdruck für die dem Wasser im Laufe des Winters entzogenen Wärmemengen ist, da dort ganz erhebliche Wärme für die Eisbildung verbraucht wird, und die Temperatur des Wassers nicht unter den Gefrierpunkt bei dem betreffenden Salzgehalt sinkt (von den Unterkühlungserscheinungen kann hier abgesehen werden). Bei einer Betrachtung der abgegebenen Wärmemengen statt der Temperatur würde der Gegensatz zwischen den ozea-

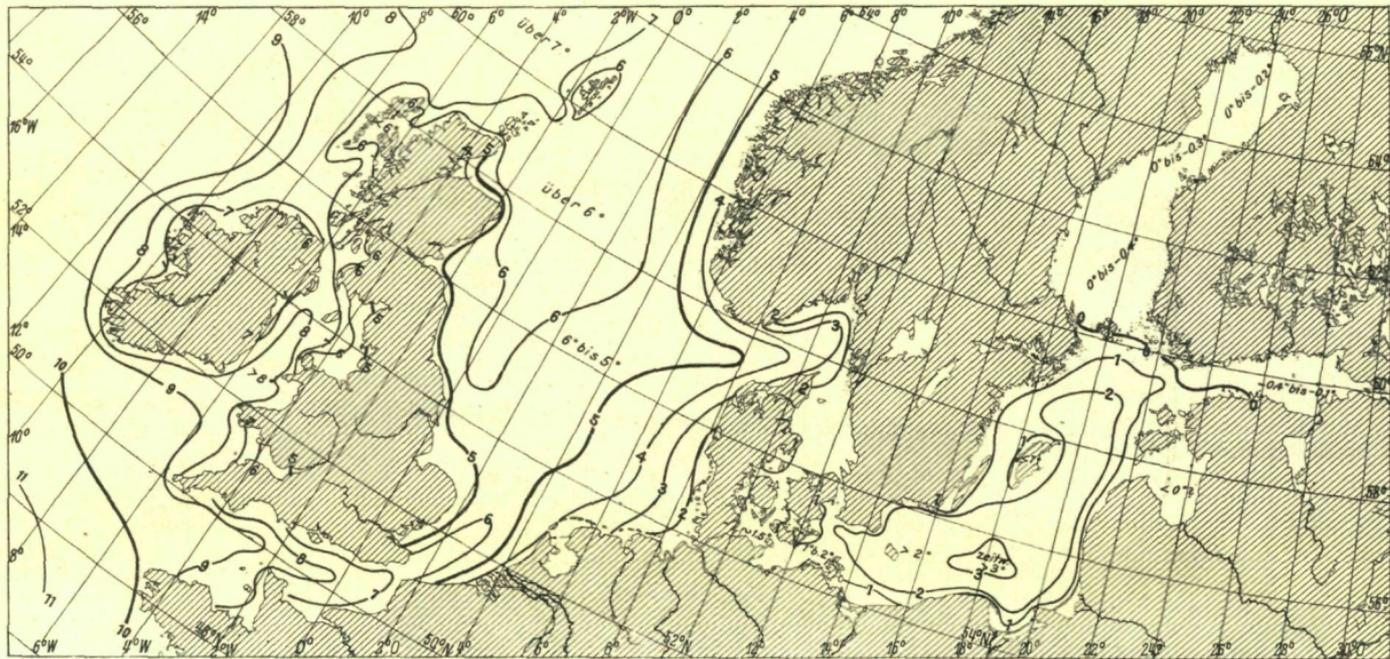


Fig. 1. Temperatur an der Oberfläche der Nord- und Ostsee im Februar.

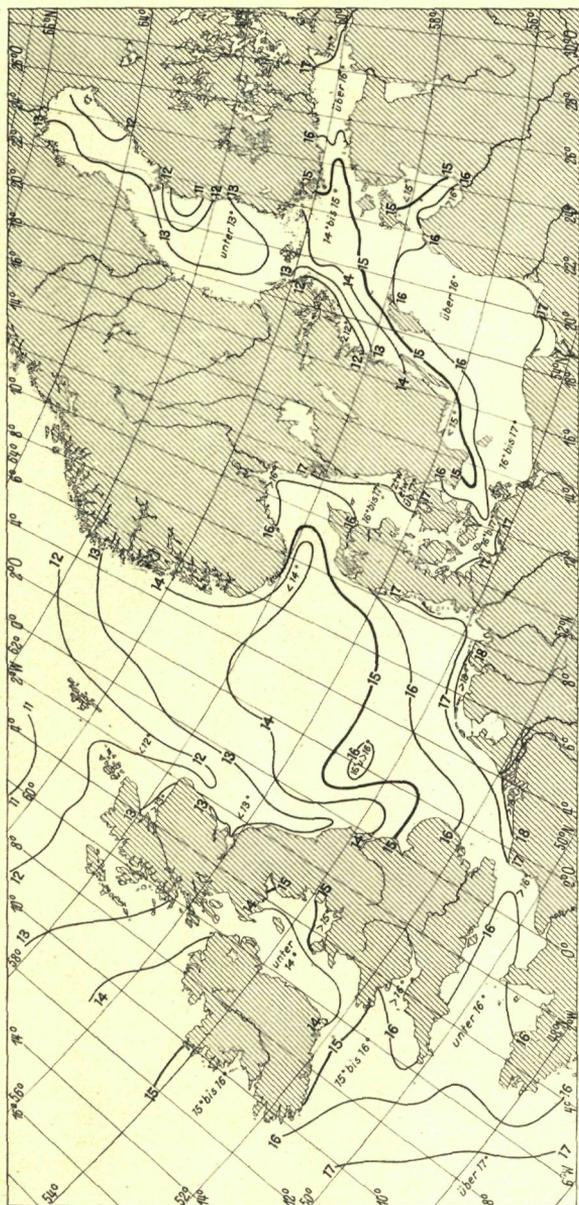


Fig. 2. Temperatur an der Oberfläche der Nord- und Ostsee im August.

nischen Randgebieten der Nordsee und den innersten Teilen der Ostsee weit erheblicher werden und besonders auch innerhalb der Ostsee ein kräftigerer Gegensatz zwischen deren südlichen und nördlichen Teilen hervortreten.

Im *Mai* hat der größte Teil der Nordsee Temperaturen zwischen 8° und 7° , die Hoofden und die Deutsche Bucht sind auf über 8° erwärmt. In der Ostsee ist das Gebiet vor der deutschen Küste wärmer als 7° ; aber der bei weitem größte Teil der Ostsee bis zu den Ålandsinseln hinauf hat Temperaturen zwischen 6° und 4° , der Finnische Meerbusen meist zwischen 4° und 3° und der Bottnische Meerbusen zwischen 3° und 1° .

Im *August*, dem wärmsten Monat (vgl. Fig. 2), findet sich zwischen den Orkney- und Shetland-Inseln eine Temperatur von etwa $11\frac{1}{2}^{\circ}$, nach S und O steigt sie an. In der Straße von Dover haben wir über 16° und in der innersten Deutschen Bucht 17° bis 18° , im Kattegat und in der Beltsee 16° bis über 17° . In der eigentlichen Ostsee besteht ein ausgeprägter Gegensatz zwischen den deutschen und den schwedischen Küsten. In dem Meeresgebiet O von Rügen bis O von Gotland haben wir 17° bis 16° und nach der schwedischen Küste zu Abnahme um 2° bis 3° . Im Finnischen Meerbusen steigt die Temperatur im innersten Winkel auf über 17° , und im Bottnischen Meerbusen überwiegen Oberflächentemperaturen zwischen 11° und 13° . In der Ostsee ist also von S nach N, etwa von der Oder-Bucht bis zur Bottenwiek, trotz Zunahme der Kontinentalität eine erhebliche Temperaturabnahme feststellbar; der Einfluß der Breite prägt sich also im Verlauf der Isothermen im Sommer stärker aus, als es im Winter der Fall ist, und zwar aus dem oben angedeuteten Grunde.

Im *November* ist bereits wieder erhebliche Abkühlung eingetreten. In der Nordsee nimmt die Temperatur von über 12° in der Straße von Dover auf etwa 9° in ihrem nördlichsten Teile ab, und in der Ostsee von teilweise über 9° im S auf 4° bis 3° in den innersten Abschnitten des Finnischen und Bottnischen Busens.

Die Differenz zwischen der höchsten und niedrigsten mittleren Monatstemperatur wächst natürlich mit zunehmender Kontinentalität des Meeresgebietes. Sie beträgt in runden Werten zwischen den Orkney- und Shetland-Inseln $4\frac{1}{2}^{\circ}$, über der Dogger-Bank und in der Straße von Dover 10° , zwischen Sylt und Borkum 14° , mitten im Skagerak 11° , im Kattegat und vor der deutschen Ostseeküste 15° , im innersten Finnischen Busen 18° und ist im Bottnischen Busen mit 12° bis 13° wieder geringer infolge der niedrigen Sommertemperaturen.

Im Winter sinken die Wassertemperaturen sowohl an den flachen Küsten der südlichen Nordsee wie an den Küsten der Ostsee und der Übergangsgebiete zur Nordsee so weit, daß in der Regel Eisbildung eintritt. Der Gefrierpunkt liegt bei Meerwasser von $35\frac{0}{100}$ Salzgehalt bei -1.9° , so daß also in dem Wasser der Deutschen Bucht die Eisbildung bei einer Wassertemperatur von $-1\frac{1}{2}^{\circ}$ bis -2° eintritt. Auf der offenen Nordsee werden so niedrige Temperaturen nie erreicht, wohl aber in der Nähe der Küste, wo die Eisbildung durch die dortige Erniedrigung des Salzgehaltes wie auch der Temperatur begünstigt wird. Die erste

Eisbildung tritt dort meist auf den Sänden und Wattflächen ein, da diese bei niedrigen Wasserständen in starkem Maße Wärme an die Luft abgeben, so daß das bei Ebbe zurückbleibende Wasser zu gefrieren vermag. Bei Flut wird dieses neugebildete Eis meist vom Boden abgehoben und durch den Gezeitenstrom in das Fahrwasser vertrieben; vielfach staut es sich auf dem Watt und auf den Sänden und wird hoch aufgetürmt. Über die Dauer der Vereisung unmittelbar an der Küste des deutschen Nord- und Ostseegebietes gibt die folgende Tabelle eine Übersicht.

Dauer der Vereisung (Anzahl der Tage) an den deutschen Küsten der Nord- und Ostsee (25jähriges Mittel 1903 bis 1928)

	Mit Eis überhaupt			Mit Schluß der Segel- und Dampfschiffahrt		
	im Mittel	im Maximum		im Mittel	im Maximum	
	Tage	Tage	Winter	Tage	Tage	Winter
Borkum (Westerems) . . .	6.7	32	1921/22	0.4	6	1916/17
Wilhelmshaven (Hafeneinfahrt)	16.2	47	1923/24	0	0	
Helgoland	0.1	2	1923/24	0	0	
Roter Sand (Wesermündung)	4.5	21	1923/24	0	0	
Cuxhaven	16.8	65	1923/24	0	0	
Amrum (Vortrapptief) . .	9.7	40	1911/12	0	0	
Flensburg (Innenförde) . .	12.4	39	1916/17	0	0	
Darsserort	14.4	63	1923/24	0	0	
Arkona	6.0	34	1923/24	0	0	
Brüsterort	12.9	63	1923/24	0.1	1	1911/12 1916/17 1921/22
Memel (Seetief)	34.2	123	1923/24	0.8	12	1921/22

Nach N nimmt innerhalb der Ostsee der Umfang und die Dauer der Eisbedeckung erheblich zu. In Fig. 3 ist eine Darstellung der Dauer der mittleren Vereisung in der Ostsee gegeben; hierunter ist in diesem Falle verstanden, wie groß jährlich durchschnittlich der Zeitraum ist, innerhalb dessen mit dem Auftreten von Eis zu rechnen ist. Im nördlichen Teil der Bottenwiek beginnt die Eisbildung im Mittel Ende des X., und erst im V. und VI. geht das Eis wieder auf. In den Gebieten von Luleå und Haparanda kann man nur auf 5 bis 6 Monate mit offenem Wasser rechnen. Zwischen den Ålandsinseln ist Eis etwa vom XII. bis IV.; doch sind die Schwankungen von Jahr zu Jahr sehr groß. Im extremen Fall des Spätwinters 1929 waren nicht nur der Finnische, Bottnische und Rigaische Busen mit Eis bedeckt, auch das Arkona-Becken, die Beltsee und das Kattegat waren für die Schifffahrt gesperrt. In der westlichen Ostsee und ihren Zugangsstraßen waren etwa 80 Schiffe wochenlang vom Eise festgehalten, so daß die notwendige Verproviantierung durch Flugzeuge erfolgen mußte. In Holtenau warteten 68 und in Brunsbüttel 31 Schiffe auf die Ermöglichung der Schifffahrt durch den Kaiser-Wilhelm-Kanal. Diese Verhältnisse dauerten bis in den IV. hinein. Um

die Schifffahrt über die Eisverhältnisse hinreichend rechtzeitig unterrichten zu können, ist in den beteiligten Ländern ein ausgedehnter Eisanmeldedienst geschaffen worden, der für Deutschland von der Deutschen Seewarte organisiert ist. Für die Eiserkundung werden in strengen Wintern auch Flugzeuge ausgenutzt; auf Grund des einlaufenden Materials

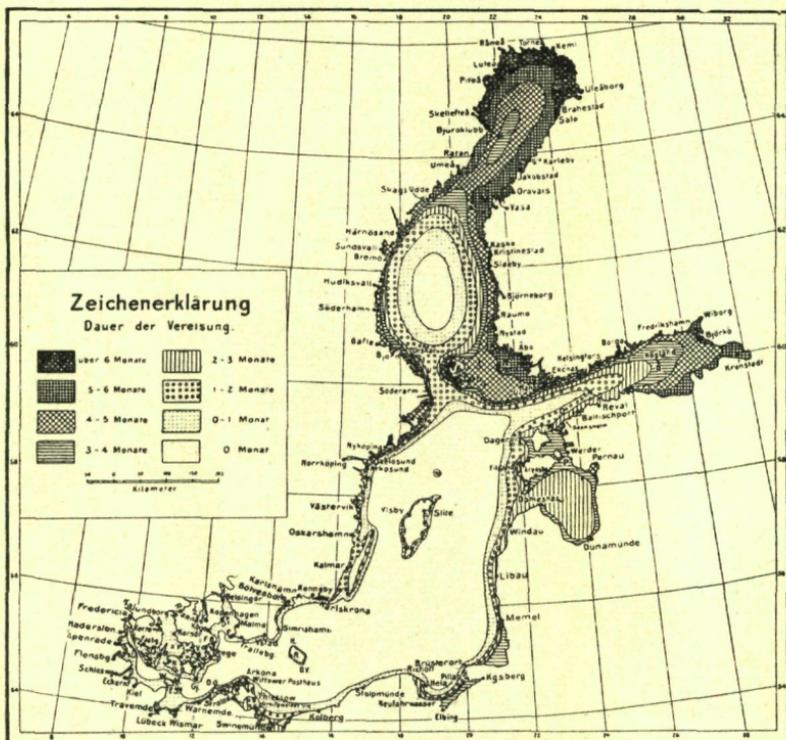


Fig. 3. Karte der mittleren Dauer der Vereisung der Ostsee. — Nach U. v. JOEDEN.

gelangen täglich Karten der Eisverbreitung zur Ausgabe. Es ist die Ansicht geäußert worden, daß die Vereisung in der Ostsee in früheren Jahrhunderten umfangreicher und andauernder gewesen ist, als es heute vorkommt, und daß der Einstrom atlantischen Wassers in die Ostsee abgenommen hätte; doch hält diese Ansicht bei näherer Untersuchung der Kritik nicht stand. Besonders die Erfahrungen des Winters 1928/1929 haben gezeigt, welches Extrem auch heute noch vorkommt. Und wenn es früher häufiger als heute möglich war, die dänischen Meeresstraßen und auch die Gewässer zwischen Deutschland und Dänemark im Fehmarn-Belt usw. auf dem Eis zu queren, so liegt dies daran, daß die heute verkehrenden Schiffe kräftiger sind und außerdem die Notwendigkeit größer ist, die Fahrwasser so lange wie irgend möglich durch Anwendung aller technischen Hilfsmittel offen zu halten.

Salzgehalt und Alkalinität

Die Verteilung des Salzgehaltes sei ebenfalls für die beiden Monate Februar und August kurz angegeben, wenn auch die Zeiten extremer Temperaturen nicht mit denen extremer Salzgehalte zusammenfallen, wie unten noch weiter ausgeführt ist.

Im *Februar* (vgl. Fig. 4) ragt von N her in die Nordsee ein breites Gebiet atlantischen Wassers mit über 35⁰/₀₀ hinein, und auch durch die Straße von Dover dringt solches in einer langgestreckten, schmalen Zunge vor. Zwischen diesen beiden Gebieten atlantischen Wassers nimmt der Salzgehalt etwa über dem westlichen Teil des Austern-Grundes bis auf wenig unter 34.75⁰/₀₀ ab, stärkere Abnahme erfolgt sowohl nach der englischen Küste wie nach der Deutschen Bucht. Der ersteren parallel läuft in engem Abstände die 34.5⁰/₀₀-Isohaline, und in der innersten Deutschen Bucht sinkt der Salzgehalt auf unter 32⁰/₀₀. An der Grenze von Skagerak und Kattegat ist der Salzgehalt 32⁰/₀₀ bis 29⁰/₀₀, an der des letzteren und der Beltsee 20⁰/₀₀, am Südausgange des Sund und über der Darsser Schwelle etwa 11⁰/₀₀ und auf der Linie Ystad-Arkona ist die 8⁰/₀₀-Isohaline erreicht. Nun erfolgt die Salzgehaltsabnahme langsamer, die 7⁰/₀₀-Linie verläuft von der Südspitze Ölands etwa nach Dagö. An den Eingangspforten zum Finnischen und Bottnischen Busen findet sich ein Salzgehalt von 6⁰/₀₀; in diesen beiden Meerbusen selbst dürfen wir weitere Abnahme annehmen. Beobachtungen fehlen wegen der Eisbedeckung.

Im *August* (vgl. Fig. 5) sind die Salzgehalte ganz allgemein niedriger; das aus dem N in die Nordsee hinein reichende Gebiet atlantischen Wassers hat erheblich geringere Ausdehnung, auch die aus dem Kanal vordringende Zunge ist etwas kleiner. Der englischen Ostküste läuft jetzt statt der 34.5⁰/₀₀- die 34.25⁰/₀₀-Isohaline in geringem Abstände parallel, und in der innersten Deutschen Bucht sinkt der Salzgehalt auf unter 30⁰/₀₀. An der Grenze von Skagerak und Kattegat haben wir 30⁰/₀₀ bis 25⁰/₀₀, im südlichsten Teile des Kattegats etwa 15⁰/₀₀, über der Darsser Schwelle und über der Schwelle im südlichen Sund etwa 10⁰/₀₀. Die 8⁰/₀₀-Isohaline ist schon in den westlichen Randgebieten des Arkonabeckens erreicht, und auch die 7⁰/₀₀- und 6⁰/₀₀-Linien sind erheblich nach S verlagert. Nach der nördlichen Hälfte der Bottenwiek und dem innersten Finnischen Meerbusen haben wir weiterhin Abnahme auf unter 3⁰/₀₀ und unter 2⁰/₀₀ Salzgehalt.

Bezeichnen wir das Wasser mit mehr als 35⁰/₀₀ Salzgehalt als atlantisches, das mit 35.0⁰/₀₀ bis 34.0⁰/₀₀ als Nordseewasser und das mit weniger als 34⁰/₀₀ als baltisches bzw. als Küstenwasser, so geben die von den einzelnen Wasserarten eingenommenen Flächen, wie sie BÖHNECKE berechnet hat, eine sehr anschauliche Vorstellung von den Schwankungen des Salzgehaltes im Laufe des Jahres (vgl. folgende Tabelle).

Flächen der Wasserarten in Hundertstel der Gesamtfläche der Nordsee

	Monat				Mittel
	II.	V.	VIII.	XI.	
Atlantisches Nordwasser	22.2	14.5	4.1	9.7	12.6
Atlantisches Kanalwasser	1.1	—	—	1.0	0.5
Nordseewasser	60.6	59.5	62.7	67.3	62.5
Baltisches Wasser und Küstenwasser	16.2	25.9	33.2	22.0	24.3

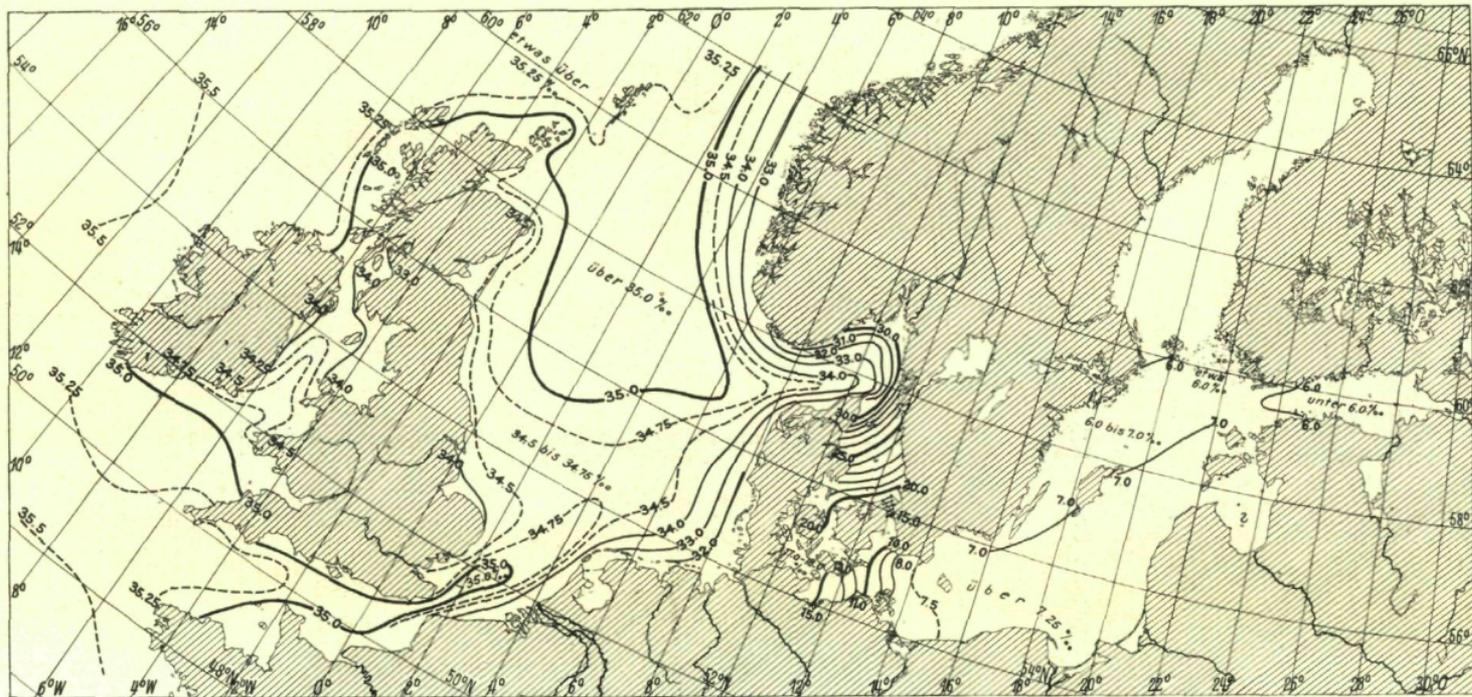


Fig. 4. Salzgehalt an der Oberfläche der Nord- und Ostsee im Februar.

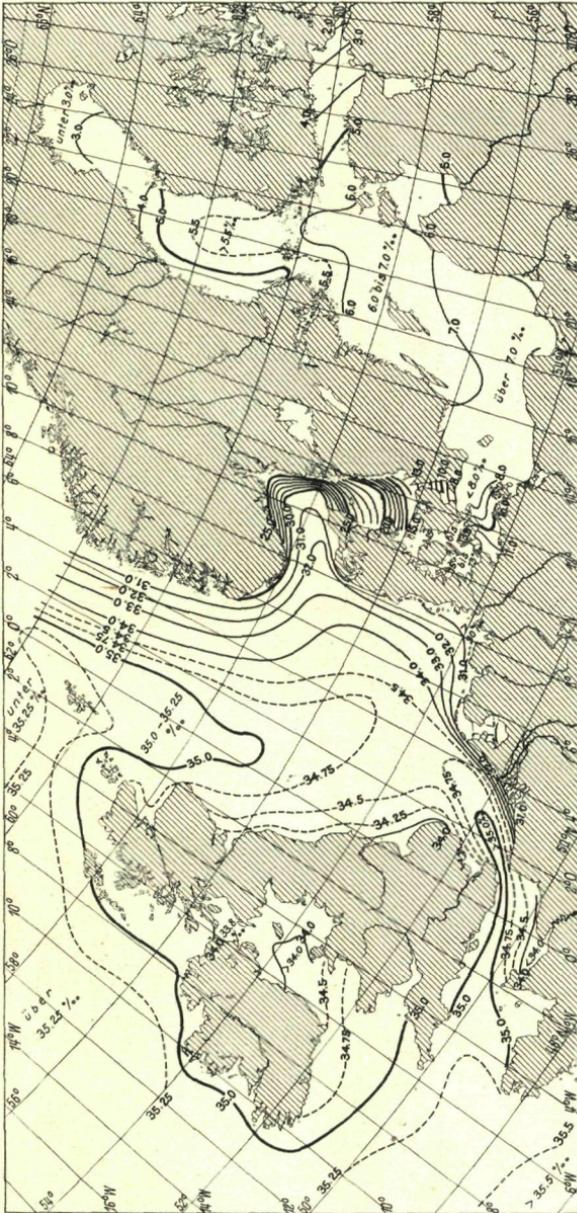


Fig. 5. Salzgehalt an der Oberfläche der Nord- und Ostsee im August.

Aus den ausgeglichenen Kurven ergibt sich, daß das atlantische Wasser sein Maximum Anfang Februar mit 23.5% der Nordseefläche erreicht und sein Minimum mit 3.9% Mitte August. Dagegen hat die Fläche des Baltischen plus Küstenwassers einen umgekehrten Gang mit einem Minimum von 15.8% der Nordseefläche Ende Januar und einem Maximum von 33.2% Ende Juli. Infolge der Verschiedenheiten des jährlichen

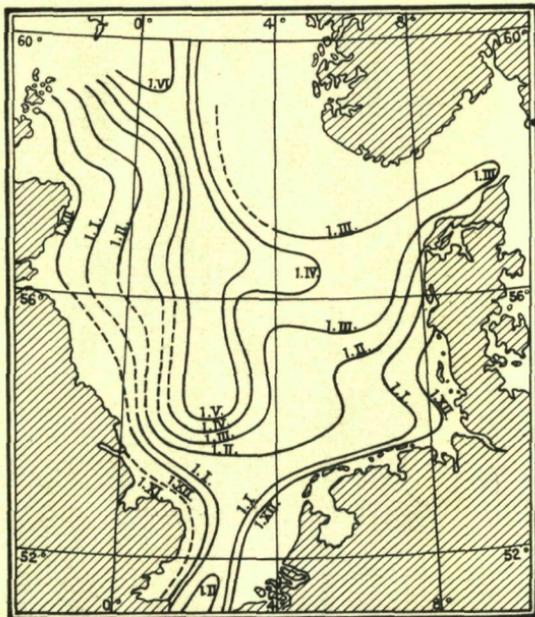


Fig. 6. Linien gleicher Eintrittszeiten des Salzgehaltsmaximums in der Nordsee.
Nach BÖHNECKE.

Ganges der Verbreitung der genannten beiden Wasserarten finden sich in den Mischgebieten der Nordsee zwischen ihnen vielerlei Übergänge, wie Fig. 6 mit den Eintrittszeiten des maximalen Salzgehaltes zeigt. Ebenso kompliziert ist das Bild der Eintrittszeiten des Salzgehaltsminimums, das etwa ein halbes Jahr später eintritt.

Im Skagerak, Kattegat und auch noch in der Beltsee weist der jährliche Gang des Salzgehaltes je ein doppeltes Maximum und Minimum auf, das dadurch veranlaßt ist, daß infolge der Mischungsvorgänge auch das in der Tiefe in den Skagerak eindringende atlantische Wasser von Einfluß ist; dessen jährlicher Salzgehaltsgang besitzt aber gegen den der Oberfläche eine etwa 6-monatige Phasenverschiebung infolge des von der Nordsee bis in den Skagerak zurückzulegenden weiten Weges.

In den größten Teilen der Ostsee haben wir an der Oberfläche im Winter, wenn der Zufluß vom Festlande durch Schnee- und Eisbildung

vermindert ist, ein Salzgehaltsmaximum, dagegen im Sommer das Minimum. Die Eintrittszeiten der Extreme hängen von der mittleren Ausbildung des Winters in den einzelnen Teilen der Abdachung nach der Ostsee ab und außerdem auch von der Entfernung der verschiedenen Meeresgebiete von den Mündungen der großen Flüsse.

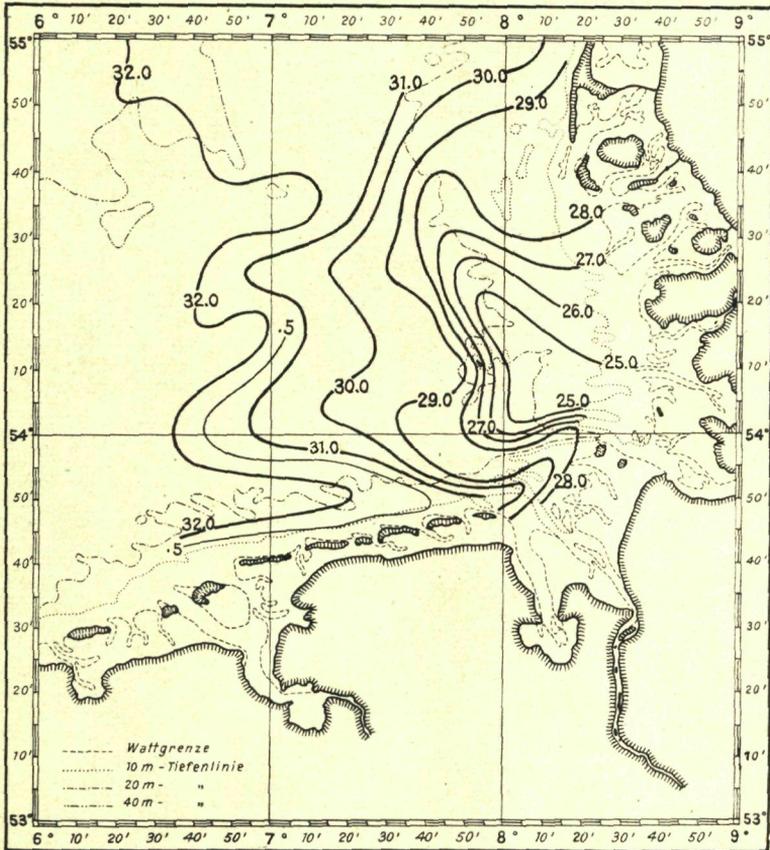


Fig. 7. Oberflächensalzgehalt in der Deutschen Bucht, 15. bis 25. März 1926.
Nach F. ZORELL.

Das Ausmaß der jährlichen Salzgehaltsschwankung zeigt sehr große Unterschiede. In den Kerngebieten des atlantischen Zustromes ist die Amplitude kleiner als $0.15^{\circ}/_{\infty}$, sie nimmt nach der inneren Deutschen Bucht auf über $2^{\circ}/_{\infty}$ und nach dem Kattegat auf über $5^{\circ}/_{\infty}$ zu; in der Beltsee nehmen die Werte wieder ab und betragen im Arkona- und Bornholm-Becken etwa $\frac{1}{2}^{\circ}/_{\infty}$ und im Finnischen und Bottischen Meerbusen etwa $\frac{1}{4}^{\circ}/_{\infty}$.

Alle diese Angaben beziehen sich auf mittlere Verhältnisse. In den Einzelfällen kann sowohl die Temperatur- und Salzgehaltsverteilung wie auch deren jährliche Amplitude erheblich davon abweichen. Dies kann durch außerhalb des Raumes der Nord- und Ostsee liegende Ursachen veranlaßt sein, nämlich durch Schwankungen des atlantischen Zustromes

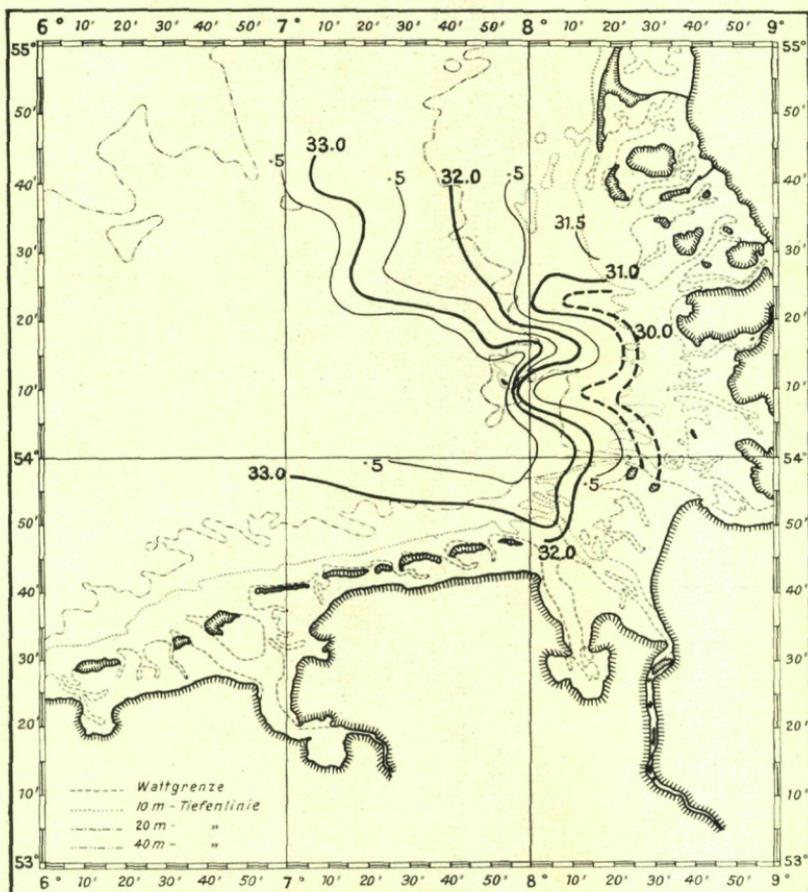


Fig. 8. Oberflächensalzgehalt in der Deutschen Bucht am 24. Juni 1930.
Nach F. ZORELL.

und (oder) der zum Abfluß gelangenden Festlandwasser, kann aber auch durch abnorme Windverhältnisse auf dem Meere selbst bedingt sein. Ein Beispiel für die möglichen Gegensätze geben die Fig. 7 und 8, die einer noch nicht abgeschlossenen Arbeit von F. ZORELL entstammen und die Salzgehaltsverteilung in der Deutschen Bucht zu zwei Terminen darstellen, zu denen der Salzgehalt besonders hoch bzw. besonders niedrig

war; man beachte z. B. das Gebiet N von Helgoland, in dem Salzgehaltsunterschiede von $8\frac{1}{2}^0/_{00}$ auftreten! Auch in der Ostsee können die Salzgehalte infolge abnormer Windverhältnisse stark von den oben angegebenen Mittelwerten abweichen, z. B. wurde in der Nähe von Kap Arkona nach starken W-Winden an der Oberfläche $10.7^0/_{00}$ festgestellt, obgleich dort normalerweise der Salzgehalt immer unter $8^0/_{00}$ ist. Daß diese Schwankungen von großen Veränderungen in der Verbreitung der tierischen und pflanzlichen Lebewelt begleitet sind, ist durch Beobachtungen besonders an den planktonischen Lebewesen nachgewiesen.

Das Wasser der Nord- und Ostsee ist ein Gemisch von rein atlantischem Wasser und dem von den ringsum liegenden Landgebieten abfließenden Süßwasser. Wenn letzteres reines Wasser wäre und keine gelösten Stoffe enthielte, wäre die Zusammensetzung des in den einzelnen Teilen dieser Meere festzustellenden Salzgehaltes überall dieselbe, doch trifft diese Voraussetzung nicht zu. Das Landwasser hat, bevor es ins Meer gelangt, meist einen langen Weg an der Oberfläche des Landes zurückgelegt oder ist weite Strecken durch die oberflächlichen Schichten der Erde hindurchgesickert und hat auf diesem Wege im Wasser lösliche Substanzen aufgenommen. Von überragend leichter Löslichkeit ist der kohlen saure Kalk, der bei Anwesenheit von Kohlensäure als doppelt-kohlensaurer Kalk mitgeführt wird. Die der Nord- und Ostsee durch die Flüsse zugeführten Kalkmengen sind so groß, daß die Zusammensetzung des Salzgehaltes dadurch erheblich beeinflußt wird, und die Alkalinität, d. i. die Gesamtheit der in irgendeiner Form an Kohlensäure gebundenen Salze, ist vor allem in der Ostsee größer, als es nach der Höhe des Salzgehaltes erwartet werden sollte.

Für das Wasser des N-Atlantik zwischen Hamburg und New-York gilt die folgende Beziehung zwischen Alkalinität (A) und Salzgehalt (S):

$$A = 0.0662 \cdot S \text{ mäqu/l}^1;$$

für das Wasser der Nordsee mit Salzgehalten über $34.5^0/_{00}$	$A = 0.0679 \cdot S \text{ mäqu/l}$,
für das Kattegat ($S = 17.5^0/_{00}$ bis $33.5^0/_{00}$)	$A = 1.30 + 0.0290 \cdot S \text{ mäqu/l}$,
für die Ostsee (mit S zwischen $17.5^0/_{00}$ und $7.5^0/_{00}$)	$A = 1.17 + 0.0367 \cdot S \text{ mäqu/l}$,
in den Grenzgebieten zum Finnischen und Bottnischen Busen (mit S zwischen $6.5^0/_{00}$ und $5.5^0/_{00}$) gilt	$A = 0.36 + 0.147 \cdot S \text{ mäqu/l}$,
für den Finnischen Busen (mit Salzgehalten kleiner als etwa $7^0/_{00}$)	$A = 0.68 + 0.118 \cdot S \text{ mäqu/l}$,
für den Bottnischen Busen (mit $S < 6^0/_{00}$)	$A = 0.24 + 0.187 \cdot S \text{ mäqu/l}$.

Sieht man die für den N-Atlantik festgestellte Beziehung als normal an, so ergeben sich für die gesamte Nord- und Ostsee positive Anomalien. Relativ die größte Bedeutung hat die Kalkzufuhr für die Alkalinität der Beltsee und Ostsee bis zur Breite von Ösel. Für die Darstellung in Fig. 9 ist die oben angegebene für den größten Teil der Ostsee gültige Beziehung als Norm gewählt worden; daher ist dann in dieser die Anomalie Null, sie wird negativ sowohl nach dem Kattegat und Skagerak

¹⁾ mäqu/l bedeutet Milliäquivalente im Liter.

hin, wo das atlantische Wasser schnell an Einfluß gewinnt, wie auch nach den beiden Finnland begrenzenden Meerbusen hin, deren Süßwasserzufuhr in erster Linie von kalkarmen, aus Urgestein aufgebauten Gebieten erfolgt. Charakteristisch ist hier der Gegensatz zwischen der N- und S-Seite des Finnischen Busens; der Einfluß des von Süden zuströmenden stark kalkhaltigen Wassers auf den Verlauf der Isano-

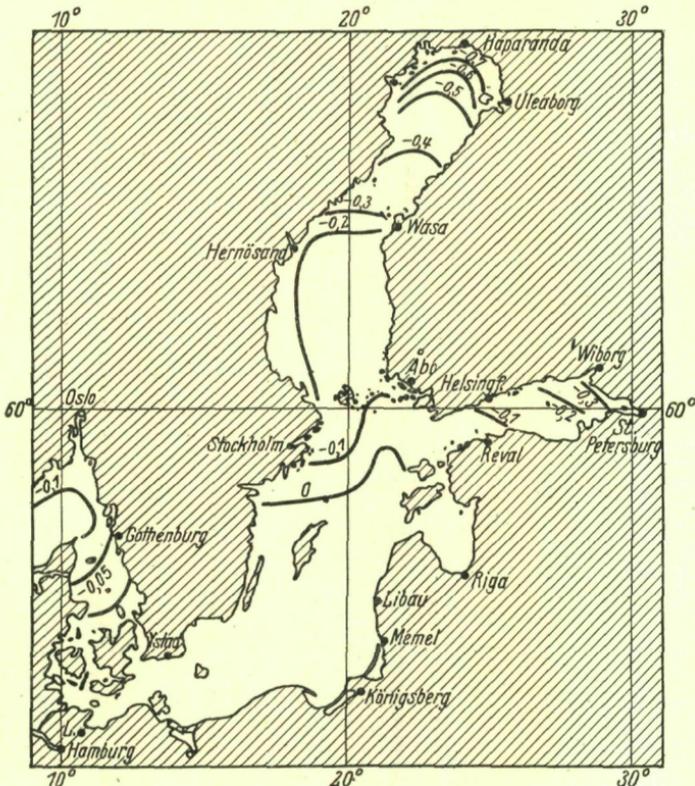


Fig. 9. Anomalie der Alkalinität des Oberflächenwassers im August von der Beziehung $A = 1.17 + 0.0367 \cdot S$, die für die südliche und mittlere Ostsee gültig ist.

malen tritt deutlich hervor. Ganz anders verhalten sich in dieser Beziehung die norwegischen Fjorde, in die vom Festlande her ganz oder nahezu kalkfreies Wasser abfließt; hier gilt bis in deren innerste Teile die für das benachbarte offene Meeresgebiet gültige Beziehung zwischen Salzgehalt und Alkalinität. Es sei gleich hier bemerkt, daß die obigen für die verschiedenen Salzgehaltsintervalle festgestellten Beziehungen nicht nur für das Oberflächenwasser, sondern für den gesamten Meeresraum bis zum Boden hin gültig sind; eine Vergrößerung der Alkalinität durch Kalkauflösung am Boden hat sich mit den bisher angewandten Methoden nicht nachweisen lassen (vgl. S. I. d 86).

Sicher werden auch manche andere Komponenten des Salzgehaltes durch die dem Landwasser beigemischten Stoffe in ihren Mengenverhältnissen beeinflusst, doch ist dies im einzelnen nicht nachgewiesen. *Das Gesetz der konstanten Zusammensetzung des Salzgehaltes im Meere gilt also nur annähernd*; im einzelnen bestehen charakteristische Abweichungen davon, besonders ist dies, wie die Betrachtung der Alkalinität zeigte, in der Ostsee der Fall.

Luftgehalt Im Luftgehalt der oberflächlichen Wasserschichten treten sowohl regional wie auch zeitlich bemerkenswerte Unterschiede auf. Zunächst ist zu beachten, daß *die Zusammensetzung der im Wasser gelösten Luft abweichend von der in der Atmosphäre* ist, da die Absorptionskoeffizienten des Wassers für die einzelnen Komponenten der Luft sehr verschieden und außerdem in verschieden starkem Grade von Temperatur und Salzgehalt abhängig sind. Die folgende Tabelle gibt eine Vorstellung von den herrschenden Verhältnissen:

Anteil des Stickstoffs, Sauerstoffs und der Kohlensäure an der Luft
in der Atmosphäre und im Wasser

Es ist enthalten:		Stickstoff (+ Argon)	Sauerstoff	Kohlensäure	Stickstoff + Sauerstoff + Kohlensäure	
A) in der Atmosphäre	{ in 1000 ccm	790 ccm	210 ccm	0.3 ccm		
	{ in Prozenten	79%	21%	0.03%		
B) in Süßwasser	{ bei 0°	{ in 1000 ccm	18.64 ccm	10.29 ccm	0.51 ccm	29.4 ccm
		{ in Prozenten	63%	35%	1.7%	100%
	{ bei 20°	{ in 1000 ccm	12.59 ccm	6.57 ccm	0.26 ccm	19.4 ccm
		{ in Prozenten	65%	34%	1.3%	100%
C) in Seewasser mit einem Salzgehalt von 35 ⁰ / ₀₀	{ bei 0°	{ in 1000 ccm	14.42 ccm	8.04 ccm	0.44 ccm	22.9 ccm
		{ in Prozenten	63%	35%	1.9%	100%
	{ bei 20°	{ in 1000 ccm	10.42 ccm	5.36 ccm	0.23 ccm	16.0 ccm
		{ in Prozenten	65%	34%	1.1%	100%

Wenn sich das Wasser im Gleichgewichtszustand mit der Atmosphäre befindet, so ist der Stickstoffgehalt erheblich zurückgedrängt; dagegen nimmt der Sauerstoff in der Luft des Wassers mehr als ein Drittel ein gegenüber etwa einem Fünftel in der Atmosphäre. Noch erheblich mehr ist sowohl der prozentuale wie sogar der absolute Anteil der Kohlensäure gesteigert, sie bildet in der Atmosphäre nur 0.03%, im Wasser aber 1½ bis fast 2%! *In der Luft des Meerwassers ist also beim Gleichgewichtszustand mit der Atmosphäre der Anteil der für die Lebenstätigkeit der Organismen wichtigen Gase, insbesondere der Kohlensäure, erheblich größer als in der Atmosphäre, besonders ist dies bei niedrigen Temperaturen der Fall.*

Die Gesamtmenge der im Wasser gelösten Luft wie auch ihrer einzelnen Komponenten ist *stark abhängig von Temperatur und Salzgehalt.*

Da nun an der Oberfläche der Nord- und Ostsee der Salzgehalt von 35‰ bis nahezu 0‰ schwankt, so treten erhebliche zeitliche und regionale Unterschiede im Luftgehalt auf. Bei 0° sind im Süßwasser 29½ ccm Luft enthalten, im atlantischen Wasser nur 23 ccm, bei 20° sind die entsprechenden Werte 19½ und 16 ccm, so daß also zur Zeit der stärksten Erwärmung im Wasser der offenen Nordsee nur wenig mehr als die Hälfte der Luftmenge vorhanden ist wie während des Winters im Wasser der inneren Gebiete der Finnland begrenzenden Meere.

Nach den auf Fahrten der Internationalen Meeresforschung gesammelten Beobachtungen ist das Oberflächenwasser der Nordsee im Mittel im Mai etwas mit Sauerstoff übersättigt und im Nov. etwas untersättigt; es hinkt anscheinend bei der Erwärmung im Frühjahr und Abkühlung im Herbst der Luftaustausch zwischen Atmosphäre und Meer der Temperaturveränderung etwas nach, besonders ist dies bei ruhigem Wetter der Fall. Ähnliches ist auch in der Ostsee festgestellt worden.

Außer von den Absorptionskoeffizienten hängt die Zusammensetzung der Luft in hohem Maße von den Lebensvorgängen der im Wasser vorkommenden Organismen ab. Dies spielt an der Wasseroberfläche nur eine ganz untergeordnete Rolle, da hier infolge der Wellenbewegung ein schneller Ausgleich mit der Atmosphäre stattfindet. Anders ist es aber in den tieferen Schichten, die von der Berührung mit der Atmosphäre abgeschnitten sind. Für die unmittelbar unter der Oberfläche gelegene Wasserschicht, meist bis 20 m, gelegentlich bis 40 m Tiefe, ist festgestellt worden, daß dort in der Regel der Sauerstoffgehalt im Sommer größer ist, als er dem Gleichgewichtszustand mit der Atmosphäre entspricht, und zwar infolge der Assimilationsvorgänge, die sich in der lichtdurchfluteten oberen Wasserschicht abspielen. Parallel damit geht eine Abnahme des Gehalts an freier Kohlensäure (vgl. Fig. 14, 15). Unterhalb dieser Zone überwiegender Assimilation haben die Atmungsvorgänge den entscheidenden Einfluß auf die Zusammensetzung der Luft, so daß in größeren Tiefen der Gehalt an Sauerstoff kleiner und der an Kohlensäure größer ist als im Gleichgewichtszustand mit der Atmosphäre (vgl. S. I. d 71 ff.).

Zu unterscheiden ist von der freien Kohlensäure die in Karbonaten und Bikarbonaten gebundene oder in entsprechendem Ionenzustande vorhandene Kohlensäure. Deren Menge ist weit größer. Sie ist wie die Alkalinität abhängig von der Größe des Salzgehaltes. Die Summe der freien und der gebundenen Kohlensäure bezeichnet man als Gesamtkohlensäure. Für Ostseewasser mit Salzgehalten zwischen 7‰ und 18‰ lauten die Beziehungen zwischen der Menge der Gesamtkohlensäure (ΣCO_2) und der Größe des Salzgehaltes:

$$\begin{aligned}\Sigma\text{CO}_2 &= 26.6 + 0.724 \cdot S \text{ in ccm CO}_2 \text{ pro 1 l} \\ \Sigma\text{CO}_2 &= 3.47 + 1.763 \cdot A \text{ in ccm CO}_2 \text{ pro 1 l.}\end{aligned}$$

Für das Tiefenwasser der Nord- und Ostsee, in denen Atmung und Assimilation den Gehalt an freier Kohlensäure stark verändert haben, gelten derartige Beziehungen zwischen Gesamtkohlensäure und Salzgehalt oder Alkalinität nicht mehr. Wohl aber lassen sie sich benutzen, um die Anomalie der Gesamtkohlensäure zu berechnen und damit einen

Einblick in die Wirkung der Lebensvorgänge auf den Gehalt an freier Kohlensäure zu gewinnen.

Wasserstoffionenkonzentration

Eine weitere hydrographisch wie biologisch bedeutsame Eigenschaft des Meerwassers, die weitgehend durch die Menge der freien und gebundenen Kohlensäure bestimmt wird, ist die Wasserstoffionenkonzentration. Sie wird angegeben als Wasserstoffzahl ($[H^*]$), meist aber durch den negativen Logarithmus, den sog. Wasserstoffexponenten (p_H). Im Meerwasser sind nicht nur sog. Neutralsalze vorhanden, sondern auch Salze schwacher Säuren, in erster Linie der Kohlensäure; diese bewirken für sich allein eine alkalische Reaktion des Meerwassers. Die freie Kohlensäure dagegen, die aus der Atmosphäre aufgenommen bzw. durch die Lebensvorgänge im Meere erzeugt ist, bewirkt für sich allein eine saure Reaktion. An der Meeresoberfläche ist der Gehalt an freier Kohlensäure nur gering, und er schwankt nur zwischen ziemlich engen Grenzen, die kohlensauen Salze aber sind meist in beträchtlicher, wenn auch regional stark schwankender Menge vorhanden, wie die Betrachtung der Alkalinität zeigte. *Das Wasser an der Oberfläche des Meeres ist daher fast ausschließlich alkalisch.* Infolge der erwähnten geringen Menge der freien Kohlensäure läßt sich der Wasserstoffexponent für das Oberflächenwasser mit recht guter Annäherung als Abhängige der Alkalinität und damit des Salzgehalts darstellen. Die aus 1921 gewonnenen Beobachtungen abgeleitete Beziehung für das Oberflächenwasser der Nord- und Ostsee mit Salzgehalten zwischen 34.5⁰/₀₀ und 8⁰/₀₀ lautet:

$$p_H = 7.92 + 0.0078 \cdot S$$

Es nimmt also der Wasserstoffexponent von der Nordsee nach der Ostsee ab, d. h. die Wasserstoffionenkonzentration nimmt in gleicher Richtung zu. Für niedrigere Salzgehalte gilt diese Beziehung nicht mehr, weil mit abnehmender Menge der kohlensauen Salze mit zunehmendem Maße die freie Kohlensäure bestimmend wird. Es wird schließlich der Neutralpunkt erreicht ($p_H = 7.07$), und das Oberflächenwasser kann in allerdings seltenen Fällen sogar sauer werden, dies ist z. B. im innersten Bottnischen Busen beobachtet worden. An der Oberfläche der Nord- und Ostsee schwankt der Wasserstoffexponent zwischen etwa 8.2 und 7.0. In der Tiefe bewirken Assimilation und Atmung große Schwankungen der Mengen an freier Kohlensäure und damit auch der Wasserstoffionenkonzentration (s. S. I. d 85).

Gezeiten

Den Gezeiten kommt in der Nordsee infolge der durch sie verursachten regelmäßigen und erheblichen Wasserbewegung auch in biologischer Hinsicht eine wesentliche Bedeutung zu, und zwar sowohl in der Küstenregion wie in der offenen Nordsee. Die innerhalb der Nordsee erzeugten eigenen Gezeiten haben nur geringe Bedeutung; aber die Verbindung mit dem Atlantischen Ozean ist zwischen Schottland und Norwegen breit genug, daß sich die atlantischen Gezeiten fast ungehindert in die Nordsee hinein fortpflanzen können. Die hier eindringende Nordwelle pflanzt sich am schnellsten in den tieferen Gebieten fort, also über der

Norwegischen Rinne und dem Fladen-Grund. Infolge des Einflusses der Erdrotation, der den eingehenden Flutstrom nach W und den ausgehenden Ebbstrom nach O drängt, nimmt der Tidenhub in dem nördlichen Teil der Nordsee von W nach O ab. An der ganzen großbritannischen O-Küste ist der Tidenhub größer als 3 bis 6 *m*, dagegen an der ganzen O-Seite, wenn wir von der innersten Deutschen Bucht S von Sylt absehen, kleiner als 2 *m*. Eine Übersicht über die in der Nordsee, an einigen wichtigeren Hafensplätzen vorkommenden Tidenhöhen (in *m*) gibt die folgende Tabelle:

Hafen	Mittlerer Springtidenhub	Mittlerer Tidenhub	Mittlerer Nipptidenhub
Helgoland	2.56	2.25	1.84
Cuxhaven	3.18	2.84	2.43
Bremerhaven	3.68	3.34	2.88
Wilhelmshaven	3.96	3.59	3.06
Emden	3.31	3.02	2.66
Ijmuiden	1.83	1.54	1.35
Hoek van Holland	1.82	1.58	1.43
Vlissingen	4.38	3.61	2.96
Calais	6.25	5.12	3.95
Dover	5.62	4.69	3.17
Harwich	3.52	2.94	2.34
Immingham	6.19	4.82	3.31
North Shields	4.22	3.23	2.18
Leith	4.91	3.85	2.52

Verwickelter wird die Gezeitenerscheinung besonders in der südlichen Nordsee durch die von der holländisch-deutschen Küste zurückgeworfene und natürlich gleichfalls von der Erdrotation beeinflusste Gezeitenwelle. Hinzu kommt in der SW-Nordsee, im Gebiet der Hoofden, noch die durch die schmale Straße von Dover eindringende und sich dann schnell verbreiternde und daher verflachende Gezeitenwelle. Diese Einflüsse bewirken die Entstehung von zwei sogenannten Amphidromien oder Drehwellen, deren Kern in den Hoofden etwa mitten zwischen England und Holland in $52\frac{3}{4}^{\circ}$ N sowie am O-Ende der Dogger-Bank gelegen sind. Während wir an beiden Seiten der nördlichen Nordsee, wo die aus dem Ozean eindringende sogenannte Wanderwelle vorherrschend ist, annähernd gleichzeitig Hoch- und Niedrigwasser haben mit von N nach S bzw. umgekehrt zunehmender Verspätung, herrschen im S ganz andere Verhältnisse. Die Gezeitenwelle umwandert die beiden genannten Mittelpunkte der Amphidromien, und wir haben daher regional schnell ändernde Eintrittszeiten von Hoch- und Niedrigwasser. Diese Gegensätze sind stellenweise so groß, daß an bestimmten Punkten der englischen Küste Hochwasser sein kann, wenn an den im O gelegenen dänischen und deutschen Orten Niedrigwasser ist und umgekehrt.

Begleitet sind diese Wasserstandsschwankungen von Gezeitenströmungen mit teils erheblicher Geschwindigkeit. Auf offener See, wo auch der Tidenhub $1\frac{1}{2}$ *m* nicht übersteigt, beträgt die Geschwindigkeit des maxi-

malen Flut- und Ebbstroms bis zu etwa $\frac{1}{2}$ *sm* in der Stunde. In Nähe der englischen Küste, in den südlichen Hoofden und in der inneren Deutschen Bucht sind diese Geschwindigkeiten aber erheblich größer. Die folgende Zusammenstellung veranschaulicht dies.

Stärkster Flut- und Ebbstrom einer mittleren Tide an ausgewählten Punkten der Nordsee (in Seemeilen pro Stunde)

Ort	Stärkster Flutstrom <i>sm/h</i>	Stärkster Ebbstrom <i>sm/h</i>
Vor dem Moray-Firth, Mitte der Linie Duncansby Head—Kinnaird Head . . .	0.7	1.1
vor Peterhead	2.6	2.4
vor Firth of Tay	1.7	3.5
vor Hartlepool	1.0	1.0
vor der Humbermündung	2.0	3.0
vor Yarmouth	2.5	3.2
vor Den Helder	2.0	3.0
Borkum-Riff-Feuer-Schiff	1.0	0.9
bei Helgoland	1.4	0.9
Amrum-Bank-Feuer-Schiff	0.8	0.8
vor Blaavands Huk (Feuer-Schiff Hornsriff)	1.0	1.3

Tier- und Pflanzenleben werden beide durch diese kräftigen Wasserbewegungen weitgehend beeinflußt. Ganz anders ist es in der Ostsee. Bereits im Skagerak und Kattegat sinkt der Tidenhub auf etwa 20 *cm*, in der Beltsee auf 10 *cm*, und in der eigentlichen Ostsee beträgt er nur wenige *cm* oder gar nur Bruchteile eines *cm*, und selbst an der westlichsten deutschen Ostseeküste, wie in Travemünde, spielen die hierdurch bedingten Gezeitenströmungen für die normale Schifffahrt keine Rolle; sie werden wohl nur von den einheimischen Fischern beobachtet, welche gewohnt und genötigt sind, jeden noch so kleinen Vorteil für sich auszunutzen. Auch der Charakter der Gezeiten in der Ostsee ist anders als in der Nordsee. Dort haben wir Halbtagstiden mit zwei Hoch- und Niedrigwassern am Tage, in den größten Teilen der Ostsee Eintagstiden mit nur je einem Hoch- und Niedrigwasser am Tage. Es handelt sich in der Ostsee im wesentlichen um dort entstandene eigene Gezeiten; die Impulse vom Ozean scheinen demgegenüber eine untergeordnete Rolle zu spielen. Auch in bezug auf die Gezeiten erweist sich so über die Nord- und Ostsee weitgehend trennende Riegel als von großer Bedeutung.

Reststrom

Waren in der Nordsee nur reine Gezeitenbewegungen vorhanden, so würden die Wasserteilchen nach Beendigung einer Tide oder doch nach einer Reihe von Tiden genau an den Ursprungsort zurückkehren, dauernde Wasserversetzungen würden nicht eintreten. Im wesentlichen zwei Ursachen bewirken, daß das Wasser recht erheblichen Ortsveränderungen unterliegt: die durch das vom Lande zugeführte Süßwasser ständig erneut hervorgerufenen Dichtenunterschiede und die Beeinflussung durch Wind und Luftdruckänderungen. Die hierdurch erzeugten Wasser-

bewegungen überlagern die Gezeitenbewegungen. Da sie aus den zur Beobachtung gelangenden Wasserbewegungen erst nach Eliminierung der Gezeitenströme zu erkennen sind, bezeichnet man sie als Restströme. Ihr Studium hat auch biologisch große Bedeutung gewonnen, da auf ihnen die Verfrachtung der planktonisch auftretenden Lebewesen beruht. Zur Feststellung der Restströme hat man in um-

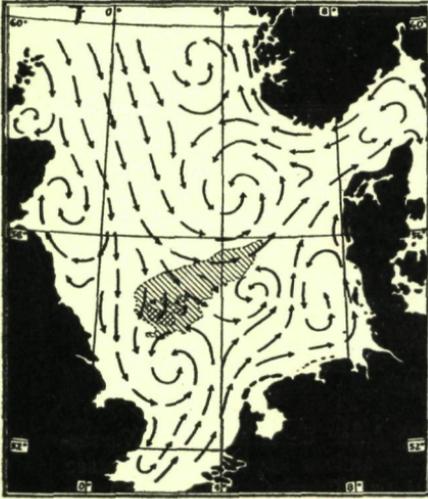


Fig. 10.
Mittlere Oberflächenströmungen der
Nordsee im Februar.
Nach BÖHNECKE.



Fig. 11.
Mittlere Oberflächenströmungen der
Nordsee im August.
Nach BÖHNECKE.

fangreichem Maße und mit großem Erfolg Flaschenposten benutzt, außerdem auch den Verlauf der Isothermen und Isohalinen. Derartige Untersuchungen sind neuerdings besonders von englischer Seite durchgeführt worden (CARRUTHERS & LUMBY).

Das sich ergebende mittlere Strömungsbild ist ziemlich verwickelt, die Grundzüge sind folgende: Durch die Straße von Dover und durch den größeren W-Teil des N-Zugangs zur Nordsee bewegt sich atlantisches Wasser in die Nordsee hinein im Mengenverhältnis von etwa 1:10. Die Menge des durch die nördliche Pforte in die Nordsee geführten Wassers ist so groß, daß sie in etwa 2 Jahren dem ganzen Nordseevolumen entspricht. Der durch den Kanal setzende in die Nordsee gerichtete Reststrom hatte nach ein ganzes Jahr (1926/27) lang durchgeführten Beobachtungen eine mittlere Geschwindigkeit von 2.7 sm/Tag. Diese zunächst geschlossenen Bewegungen lösen sich in der Nordsee in eine größere Zahl von einzelnen Wirbeln auf, deren Entstehung durch den Küstenverlauf und das Bodenrelief maßgeblich beeinflußt ist; mehrere Wirbel liegen über oder am Rande der Dogger-Bank, zwei rechtsdrehende an der schottischen Küste, ein linksdrehender in der Deutschen Bucht (vgl. Fig. 10, 11).

Im NO der Nordsee bewegt sich das leichtere Ostseewasser im Baltischen Strom entlang der norwegischen Küste nach N, auf der S-Seite des Skageraks zweigt ein Teil der atlantischen Trift in das Kattegat hinein. Dieses wird im übrigen im wesentlichen beherrscht von dem auswärts setzenden Baltischen Strom, das gleiche gilt für den Großen Belt und insbesondere für den Sund. In der Ostsee haben wir, wie der Verlauf

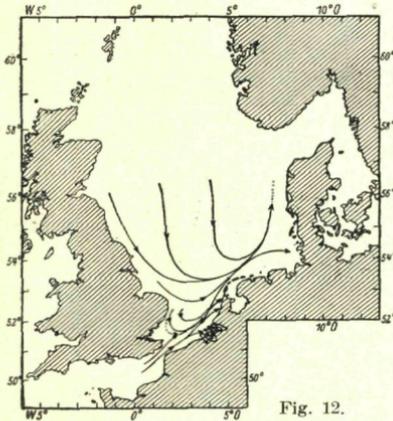


Fig. 12.

Restströme in der südlichen Nordsee
bei anhaltenden W-Winden.
Nach CARRUTHERS.

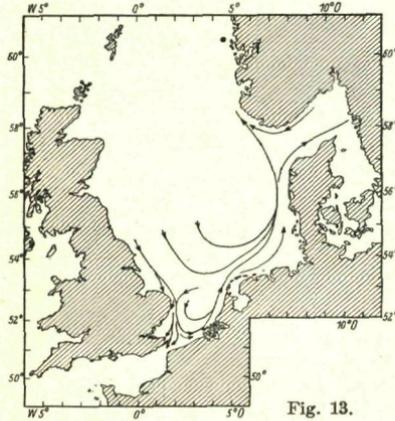


Fig. 13.

Restströme in der südlichen Nordsee
bei anhaltenden NO-Winden.
Nach CARRUTHERS.

der Isothermen und Isohalinen erkennen läßt, im Mittel an der schwedischen Seite eine auswärts nach S und W gerichtete Wasserbewegung, einwärts ist sie in Nähe der deutschen Küste gerichtet.

Doch alle diese Bewegungen sind sowohl in der Nordsee wie in der Ostsee stark abhängig von den jeweiligen Winden. Statt der in die Nordsee hinein gerichteten atlantischen Trift kann auch eine entgegengesetzt gerichtete Wasserbewegung vorhanden sein, wenn die Winde für deren Entstehung günstig sind. Z. B. wurde in der Straße von Dover vom 19. bis 22. XI. 1926 bei anhaltenden starken südwestlichen Winden ein in die Nordsee gerichteter Reststrom von 16.8 *sm*/Tag festgestellt, dagegen Ende des XII. 1927 ein kanalwärts gerichteter Reststrom mit 11.9 *sm*/Tag; damals herrschten über der ganzen Nordsee und dem Kanal stürmische nördliche und nordöstliche Winde. Ebenso kann in der übrigen Nordsee das jeweilige Bild des Reststromes von dem in Fig. 10 und 11 dargestellten Bilde völlig abweichen (vgl. Fig. 12 und 13). Eine Vorstellung davon gibt auch der in Fig. 7 und 8 für zwei extreme Lagen dargestellte Isohalinenverlauf. Das gleiche gilt für die Ostsee. *Bei der Beurteilung der im Einzelfall erfolgten Verfrachtung planktonischer Lebewesen, wie Fisch-eier u. dgl., sind also nicht mittlere Verhältnisse zugrunde zu legen, sondern es ist jeder Fall unter Berücksichtigung der meteorologischen Verhältnisse für sich zu beurteilen.*

In bezug auf das Studium der Schwankungen der biologisch so außerordentlich bedeutungsvollen Restströme befinden wir uns durchaus noch in den Anfängen. Insbesondere läßt sich heute noch nicht entscheiden, wie sich die Wirkung lokaler Windverhältnisse über dem Nordseegebiet zu dem Einflusse von Schwankungen der Atlantischen Trift (des Golfstromes) verhält. Es sind mancherlei Anhaltspunkte dafür vorhanden, daß eine vermehrte Aktivität des Golfstromes eine Erhöhung der Temperatur der Nord- und Ostsee sowie des dortigen Wasserstandes zur Folge hat und auch den Unterstrom in die Ostsee hinein begünstigt, doch sind die hydrographischen Beobachtungen durchaus noch nicht ausgedehnt und intensiv genug, um eine einwandfreie Beurteilung dieser Frage zu ermöglichen.

Sturmfluten Die Wirkung des Windes findet ihren auffälligsten Ausdruck in den Sturmfluten. Diese sind an den Küsten der Nordsee weit häufiger als an denen der Ostsee. Während von der Nordsee aus historischer Zeit von etwa 500 größeren Sturmfluten berichtet wird, haben an der deutschen Ostseeküste etwa 50 stattgefunden; auf ungefähr 10 Sturmfluten an unserer Nordseeküste kommt nur eine an der südlichen Ostseeküste. Die Ursache dieses Häufigkeitsunterschiedes ist, daß alle Sturmfluten an den deutschen Küsten der Ostsee bei NO-Stürmen stattfinden und diese bei uns seltener vorkommen als die Stürme aus SW, W und NW, welche für die deutsche Nordseeküste häufig verhängnisvoll werden. Vom Ausmaße des Aufstaus und der Abtrift von Wasser an der deutschen Nordseeküste gibt folgende Zusammenstellung eine Vorstellung.

Höchste und niedrigste beobachtete Wasserstände an der deutschen Nordseeküste

Ort	Höchstes Hochwasser	Niedrigstes Niedrigwasser	Unterschied zwischen höchstem Hochwasser und niedrigstem Niedrigwasser	Mittlerer Springtidenhub
Helgoland . .	4.6 m am 10. X. 1926	— 1.5 m am 17. I. 1912	6.1 m	2.6 m
Cuxhaven . .	6.3 m am 4. II. 1825	— 2.4 m am 6. III. 1881	8.7 m	3.2 m
Bremerhaven	6.9 m am 2./4. II. 1825	— 2.1 m am 16. II. 1900	9.0 m	3.7 m
Wilhelms- haven . . .	7.3 m am 16. III. 1906	— 2.2 m am 16. II. 1900	9.5 m	4.0 m
Emden . . .	7.0 m am 13. III. 1906	— 1.6 m am 12. I. 1913	8.6 m	3.3 m

Doch können auch die Ostseesturmfluten erheblichen Umfang annehmen, wie es z. B. im XI. 1872 der Fall war. Damals hatten in den Wochen vor der Sturmflut starke SW- und W-Winde viel Wasser in die Ostsee hineingetrieben, so daß die dann einsetzenden NO-Stürme sich ganz besonders verheerend auswirken konnten. An den Küsten der SW-Ostsee stieg das Wasser bis $3\frac{1}{2}$ m über seine normale Höhe, und bedeutende Überschwemmungen und Zerstörungen waren die Folge. — Die auffällige Erscheinung der „Seebären“ mit ihren an der Küste bis

zu mehreren m mächtigen Meeresspiegelschwankungen ist es gelungen meteorologisch zu erklären, und zwar treten diese Erscheinungen auf beim Vorübergang schmaler langgestreckter Luftdruckminima durch den damit verbundenen schnellen Wechsel der Windrichtungen.

3. Eigenschaften und Bewegungen des Wassers in der Tiefe

Die bisherigen Bemerkungen betrafen fast ausschließlich die Oberfläche. In der Tiefe herrschen im allgemeinen ganz abweichende Verhältnisse mit großen jahreszeitlichen Schwankungen; diese sind im wesentlichen durch die winterliche Abkühlung des Meereswassers und die dadurch bedingten ausgedehnten Konvektionsbewegungen bedingt sowie durch die starke sommerliche Erwärmung der Meeresoberfläche. Im *Februar* hat die winterliche Abkühlung ihr Maximum erreicht. Im weitaus größten Teile der Nordsee erstrecken sich dann die Konvektionsbewegungen bis auf den Boden, und das Wasser ist deshalb meist von der Oberfläche bis zum Boden hin homotherm, homohalin und auch gut durchlüftet, die p_H -Werte sind in der ganzen Wasserschicht gleich. Eine Ausnahme bildet das Gebiet der Norwegischen Rinne, wo die oberflächennahen Schichten durch das aus der Ostsee stammende Wasser so stark ausgesetzt sind, daß die winterliche Abkühlung nicht ausreicht, die vertikale Konvektion bis zum Boden hin wirksam werden zu lassen, obgleich, wie oben erwähnt, die Tiefwasserschichten des Skageraks ihr Salzgehaltsminimum im Gegensatz zum Oberflächenwasser gerade im Winter haben. Im *Mai* ist die für den Februar erwähnte Homohalinität noch ziemlich erhalten, aber die oberflächliche Erwärmung hat die Homothermie bereits merkbar gestört; der Temperaturunterschied zwischen Oberflächen- und Bodenwasser beträgt 1° bis $1\frac{1}{2}^\circ$. Der Gegensatz nimmt im Laufe des Sommers zu und ist im *August* am größten. Es treten in der Vertikalen dann Temperaturunterschiede bis zu 8° und im Skagerak bis zu 9° auf. Infolge der oben erwähnten Abnahme des Salzgehalts in den oberflächlichen Schichten sind dann auch beträchtliche Salzgehaltsgradienten vorhanden, und die Dichte-Unterschiede nehmen so stark zu, daß es zur Ausbildung richtiger *Sprungschichten* kommt, und zwar in 20 bis 30 m Tiefe; diese sind für das Auftreten planktonisch lebender Organismen von größter Bedeutung. Beispiele für diese Verhältnisse geben die beiden folgenden über der Kleinen Fischer-Bank auf Fahrten des Reichsforschungsdampfers »*Poseidon*« gewonnenen Beobachtungsreihen. Die erstere zeigt die im Herbst eintretende starke Durchmischung und die zweite die im Sommer vorhandene Sprungschicht.

22. XI. 1906; φ $56^\circ 45' N$, λ $6^\circ 06' O$; Tiefe 51 m

m	$t^\circ C$	$S\text{‰}$
0	11.14	34.51
5	11.00	34.51
15	10.98	34.52
30	10.98	34.52
48	11.00	34.60

15. VI. 1930; φ 56° 07' N, λ 5° 22' O; Tiefe 41 m

<i>m</i>	<i>t</i> ° C	<i>S</i> ‰
0	12.57	34.67
10	12.48	34.74
18	11.34	34.81
20	10.53	34.85
21	8.00	34.83
22	7.38	34.84
25	7.16	34.81
30	6.93	34.85
41	6.70	34.85

Charakteristisch ist für den Sommer die Ausbildung eines Sauerstoffmaximums unterhalb der Oberfläche bis 20 m oder 40 m Tiefe, und eines Sauerstoffdefizits in größeren Tiefen; das Umgekehrte gilt für die Kohlensäure. Entsprechend ist das Wasser in der schlechter durchlüfteten unteren Wasserschicht weniger alkalisch als an der Oberfläche.

Im *November* ist das sommerliche Bild fast ganz verschwunden: die Temperatur ist an der Oberfläche stark gesunken und die Salzgehalte haben sich ausgeglichen, so daß schon eine starke Annäherung an den winterlichen Zustand erfolgt ist.

Im Gegensatz zu den weitaus größten Flächen der Nordsee mit im Winter bis auf den Boden reichenden Konvektionsströmungen haben wir sowohl im Skagerak als auch im Kattegat und in der Beltsee das ganze Jahr hindurch den scharfen Gegensatz zwischen dem salzarmen aus der Ostsee herausgerichteten Oberstrom und dem salzigeren in die Ostsee hineinsetzenden Unterstrom. Die im Winter im größten Teile der Nordsee bis zum Boden vorhandene Homothermie und Homohalinität kommt hier infolgedessen nicht zur Ausbildung. Die genannten Übergangsgebiete zwischen Nord- und Ostsee, die im S und O durch die in ihrer Bedeutung bereits kurz charakterisierten Schwellen zwischen Darss und Gjedser sowie im südlichen Sund begrenzt werden, bilden den Vorhof der Ostsee. Das oberflächlich abfließende Ostseewasser vermischt sich hier mit dem Nordseewasser, denn es gleiten die im Ober- und Unterstrom bewegten Wassermassen nicht einfach übereinander hin, sondern Turbulenz und Mischung spielen eine große Rolle. Von dem gesamten im Unterstrom zwischen Skagen und Marstrand in das Kattegat gelangenden Wasser vermischt sich, wenn wir auf Wasser von 35‰ umrechnen, 90% mit dem von S kommenden Ostseewasser und wird im Baltischen Strom wieder W- und N-wärts geführt; nur 10% gelangt im Unterstrom über die Schwellen hinweg bis in die Ostsee hinein. An der Grenze beider Wasserarten sind im Großen Belt interne Wellen mit Gezeitencharakter festgestellt worden, ähnlich wie in anderen Meeresstraßen. Die Beobachtungen haben ergeben, daß die obere Grenze des Unterstroms in ihrer Höhenlage um mehrere m schwanken kann, obgleich der Tidenhub an der Oberfläche nur mehrere *dm* beträgt. Dies wird dadurch verständlich, daß parallel mit den Schwankungen des Unterstromes solche des Oberstromes in umgekehrtem Sinne gehen. Der Oberflächensalzgehalt

nimmt infolge der geschilderten Verhältnisse von außen nach innen stark ab. Die Salzgehaltskarten für Februar und August (Fig. 4 u. 5) zeigen dies und lassen insbesondere erkennen, daß das zwar bereits stark abgefachte, aber unterseeisch in keiner Weise abgeriegelte Meeresgebiet W der genannten Schwellen sich durch diese großartigen Mischungsvorgänge grundsätzlich von der eigentlichen Ostsee unterscheidet; es lassen also selbst die Darstellungen des Oberflächensalzgehaltes die ausschlaggebende Bedeutung der genannten Schwellen erkennen; für die Temperaturverhältnisse der Oberfläche gilt dies natürlich nur in ganz erheblich abgeschwächtem Umfange.

Betrachten wir die Verhältnisse auf den Schwellen selbst: Über der Sundschwelle herrscht in der ganzen Wasserschicht meist ausgehender Strom; bei der Darsser Schwelle können wir vermuten, daß in der Tiefe sehr häufig, vielleicht vorwiegend einwärts gerichtete Wasserbewegungen vorhanden sind. In beiden Zugangspforten zur Ostsee aber kann der Zustrom erheblichen Umfang annehmen, wenn Luftdruck und Wind den Einstrom von Nordseewasser in das Kattegat sowie die dänischen Gewässer begünstigen und außerdem das Ostseewasser zurückdrängen. Dann strömt schweres, salzhaltigeres Wasser „kaskadenartig“ über die Schwellen hinweg in das Arkonabecken hinein. Über der Sundschwelle ist dann die Strömung von der Oberfläche bis zum Boden hin Ostsee-wärts gerichtet, und häufig wird dies auch über der Darsser Schwelle der Fall sein. Bei dem Feuerschiff »Drogden« im Sund kann der Salzgehalt bei andauernden östlichen Winden bis auf unter 7.0‰ herabsinken, aber umgekehrt bei Oststrom an der Oberfläche bis auf etwa 25‰ und in der Tiefe noch höher steigen (vgl. folgende Beispiele).

Extremer Salzgehalt

1) bei Feuerschiff Drogden im Sund (55° 33'.0 N 12° 43'.0 O)

1930 Tag	Wind und Windstärke			Strom nach			Salzgehalt ‰		
	4 h	12 h	20 h	4 h	12 h	20 h	0 m	5 m	8 m
11. XI.	W 8	W 9	NW 3	SW 2.0	SW 2.0	SW 1.8	24.0	23.9	23.9
12. XI.	NW 2	WNW 2	WSW 3	SW 1.0	SW 0.5	SW 0.3	25.7	25.7	25.7
13. XI.	WSW 6	W 7	W 6	SW 1.5	SW 1.5	SW 2.0	25.5	25.5	25.5
14. XI.	W 6	W 3	WSW 4	SW 2.0	SW 0.5	SW 0.6	25.7	25.7	25.7
1931									
20. V.	NNW 2	N 2	NNO 2	SW 1.5	SW 1.0	NO 0.5	9.7	11.0	14.3
21. V.	ONO 3	NO 2	ONO 3	NO 1.0	NO 2.5	NO 1.3	6.8	7.0	8.2

2) bei Feuerschiff Gjedser-Riff auf der Darsser Schwelle
(54° 27'.2 N 12° 11'.0 O)

1930 Tag	Wind und Windstärke			Strom nach			Salzgehalt ‰			
	4 h	12 h	20 h	4 h	12 h	20 h	0 m	5 m	10 m	17 m
17. XI.	NW 6	WNW 5	NW 5	NW 0.5	SW 0.3	SW 0.3	22.2	22.4	22.4	22.5
1931										
1. VI.	SSW 2	WSW 3	WNW 1	SW 0.7	SW 0.1	0 0.1	7.2	7.3	7.3	11.7

Ähnliches Ausmaß können die Schwankungen auf der Darsser Schwelle haben, obgleich diese weiter vom Kattegat entfernt ist; im Jahre 1913 wurden dort an der Oberfläche einmal 24.3% festgestellt. Diese meteorologisch bedingten Schwankungen im Zustrom von Nordsee- bzw. atlantischem Wasser können auch große praktische Bedeutung haben, wie vor einigen Jahren eingetretene Ereignisse beweisen. Im Frühjahr 1923 drangen abnorm große Mengen von Wasser mit über 34% Salzgehalt in das Kattegat ein. Dies ermöglichte dem Schellfisch, der ein ausgesprochener Salzwasserfisch ist, dort zu laichen. Die Schellfischlarven wurden durch den Unterstrom in die Beltsee und in das Arkonabecken getragen. In 1925 und im Winter 1925/26 gaben die inzwischen gut entwickelten Tiere Veranlassung zu einem Schellfischfang in bis dahin unbekanntem Umfang. Die gewöhnlich ganz unbedeutende dänische Schellfischfischerei betrug im Jahre 1925: 50 000 kg

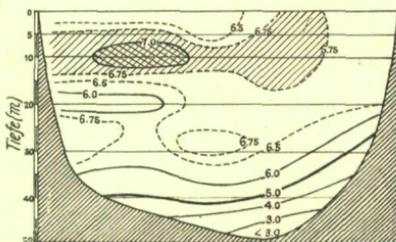


Fig. 14.
Sauerstoffgehalt des Wassers im Arkonabecken zwischen Ystad und Jasmund im September 1921.

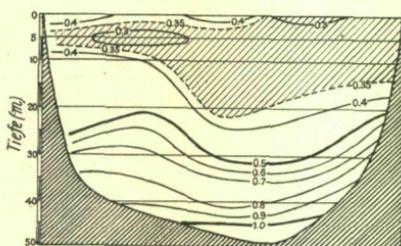


Fig. 15.
Kohlensäuregehalt des Wassers im Arkonabecken zwischen Ystad und Jasmund im September 1921.

und im I. und II. 1926: 500 000 kg. Vom III. 1926 an hörte der Fang ganz auf, da die inzwischen geschlechtsreif gewordenen Tiere im salzigen Unterstrom in den Skagerak gewandert waren, um dort zu laichen. Damit war diese Blütezeit für die dänischen und auch die deutschen Fischer vorbei.

Das über die Schwellen hinweggelangende schwere Wasser sinkt, unter teilweiser Vermischung natürlich, in das Arkona-Becken. Von seiner Dichte, d. h. im wesentlichen von der Höhe seines Salzgehaltes hängt die Tiefenlage ab, in die das Wasser innerhalb des Arkonabeckens gelangt. In ruhigeren Jahreszeiten, vor allem im Sommer, wird die Dichte des über die Schwellen hinweggelangenden Wassers im allgemeinen gering sein, und das auf dem Boden lagernde Wasser kann monatelang ungestört bleiben, so daß durch die Lebensvorgänge sein Sauerstoffgehalt allmählich erheblich herabgesetzt und der Gehalt an freier Kohlensäure erhöht wird. Die im IX. 1921 zwischen Jasmund und Ystad gewonnenen Beobachtungen sind hierfür ein Beispiel (vgl. Fig. 14 und 15). Der p_H -Wert änderte sich von der Oberfläche nach dem Boden erheblich, und zwar von 8.0 bis 7.4.

Im Winter findet ein lebhaftes Einströmen in das Arkona-Becken statt; die dann festzustellenden eigenartigen Temperaturschichtungen lassen auf

verschiedenzeitiges Einströmen schließen (vgl. Fig. 16). Da dann alles im Arkona-Becken vorhandene Wasser erst kürzlich an der Oberfläche gewesen ist, ist die Durchlüftung bis zum Boden hin gut (vgl. Fig. 17). Die Mächtigkeit der stärker salzigen Unterschicht ist in Abhängigkeit von der Stärke und Häufigkeit des Einstromes starken Schwankungen ausgesetzt und kann bis auf wenige *m* sinken, auch gelegentlich ganz verschwinden. Als höchster im Bodenwasser auftretender Salzgehalt ist etwa 24‰ anzusehen.

Für den Transport von Tiefenwasser aus dem Arkona-Becken in das Bornholm-Becken hat die N von Bornholm vorbeiführende Bornholmrinne entsprechend ihrer Tiefenlage die größere Bedeutung. Ob überhaupt eine Erneuerung des Tiefenwassers durch die Adlergrund-Rinne erfolgt, ist bislang nicht durch Beobachtungen erwiesen. Das in das Bornholm-Becken eindringende Wasser lagert sich seinem spezifischen Gewicht ent-

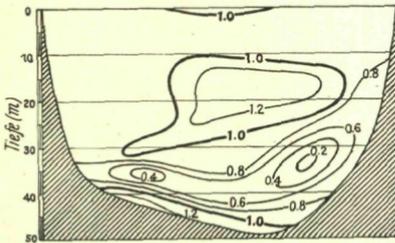


Fig. 16.
Temperatur im Arkona-Becken
zwischen Ystad und Jasmund
im März 1922.

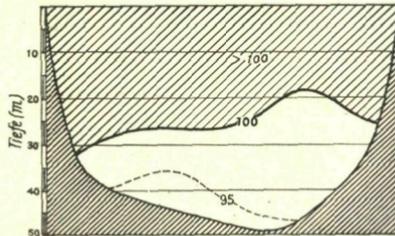


Fig. 17.
Relativer Sauerstoffgehalt im Arkona-
Becken zwischen Ystad und Jasmund
im März 1922.

sprechend in das dort befindliche Wasser ein. Es sinkt durchaus nicht immer bis auf den Boden, so daß der Fall vorkommt, daß das zuletzt eingedrungene Wasser sich zwischen älteren Wasserarten befindet, was häufig sowohl an der Temperatur wie an der Durchlüftung und an der Wasserstoffionenkonzentration kenntlich ist. Andererseits kann auch das vielleicht alte Bodenwasser durch neu eingedrungenes, hoch-salziges Wasser unterlagert werden, so daß sich am Boden Wasser mit hohem Salz- und Sauerstoffgehalt befindet und darüber geringer salziges, aber schlecht durchlüftetes Wasser. Die folgenden auszugsweise wiedergegebenen Beobachtungen vom 8. IV. 1929 sind hierfür ein Beispiel (s. S. I. d 77).

Nach dieser Richtung gibt es im Bornholmbecken vielerlei Variationen der vertikalen Anordnung von Temperatur- und Salzgehalt. Der bislang höchste Salzgehalt wurde im IX. 1921 mit 18.93‰ festgesetzt. Der Sauerstoffgehalt kann fast bis auf Null sinken, 0.7% ist der niedrigste beobachtete Gehalt; im obigen Beispiel betrug dagegen der Sauerstoffgehalt in Bodennähe über 80%; die möglichen Extreme liegen also sehr weit auseinander.

Oberhalb der Schwellentiefe zwischen Arkona- und Bornholm-Becken, also bis rund 40 *m* Tiefe, ist das Wasser des Bornholm-Beckens nahezu homohalin, im Winter auch homotherm; es wird im Laufe des Herbstes

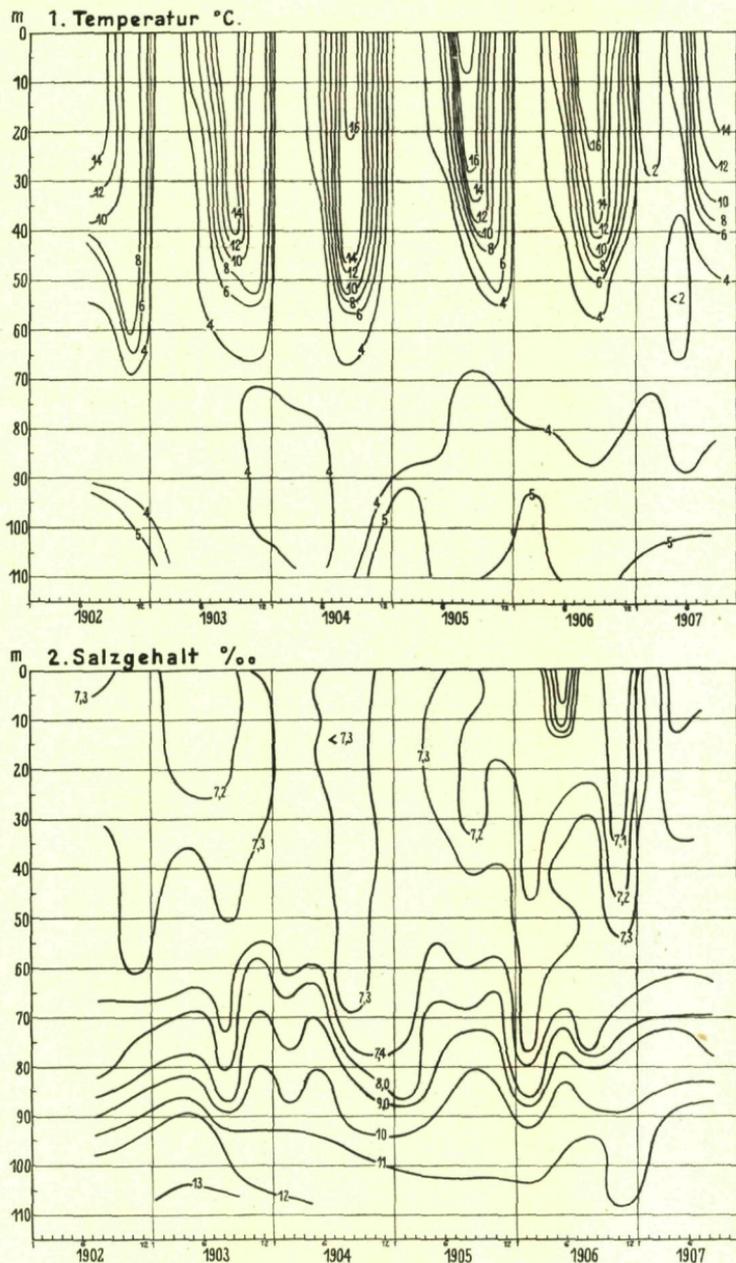


Fig. 18. Temperatur- und Salzgehaltsänderungen im Danziger Tief vom Sommer 1902 bis Sommer 1907.

R.F.D. »Poseidon«, 8. IV. 1929; φ 55° 11' N λ 15° 35' O

Tiefe	t° C	S ‰	O ₂		P _H
			ccm/l	‰	
0	0.50	7.06	9.77	102	7.97
20	0.34	7.06	9.79	102	8.03
40	0.33	7.11	9.74	102	7.97
50	0.70	10.26	8.67	94	7.88
60	1.65	12.39	7.35	82	7.77
70	1.81	13.82	7.17	81	7.75
80	3.78	15.18	2.81	34	7.59
92	1.38	16.89	7.12	82	7.82

und Winters durch die Konvektionsströme völlig durchmischt. Infolgedessen ist diese sogenannte Oberschicht im Gegensatz zur darunter befindlichen Unterschicht gut durchlüftet. Da Seewasser mit einem Salzgehalt von 7‰ sein Dichtigkeitsmaximum bei +2½° hat, so bleiben die stärker abgekühlten Wassermassen in Oberflächennähe; Konvektionsströme werden durch weitere Abkühlung nicht mehr hervorgerufen. Auch hier zeigt sich, wie sehr das Ostseewasser den ozeanischen Charakter verloren hat; denn bei Wasser mit einem höheren Salzgehalt als 25‰ liegt die Temperatur, bei der das Dichtemaximum erreicht wird, unterhalb des Gefrierpunktes und bei Süßwasser bei +4° C.

Die südliche Schwelle zwischen Bornholm- und Gotland-Mulde liegt in ihrem tiefsten Teile, der Stolper Rinne, im allgemeinen unterhalb der unteren Grenze der isohalinen Schicht des Bornholmbeckens, so daß verhältnismäßig leicht ein Einstrom über diese hinweg erfolgen kann.

Es sind jedoch auch Fälle zur Beobachtung gelangt, in denen die isohaline Schicht (Oberschicht) bis auf den Boden der Stolper Rinne reichte, die Unterschicht des Bornholmbeckens von der in der Gotlandmulde also völlig getrennt war. Da das über die Stolper Rinne hinweg mit salzigerem Wasser gespeiste Gebiet, nämlich die tieferen Teile der gesamten Gotlandmulde mit Einschluß der Danziger Bucht und des Finnischen Busens, sehr große Ausdehnung hat, ist von vornherein zu erwarten, daß der Anteil festländischen Wassers immer größer wird. Hatten wir am Boden des Bornholm-Tiefs noch einen maximalen Salzgehalt von fast 19‰, so ist dieser im Danziger Tief nur 13½‰, im Gotland-Tief 12½‰ und im Landsort-Tief nur 11‰. Die folgende Übersicht zeigt die hier auftretende Extreme:

Niedrigster und höchster beobachteter Salzgehalt am Boden des Bornholm-Tiefs, Danziger Tiefs, Gotland- und Landsort-Tiefs

	Bornholm-T.		Danziger T.		Gotland-T.		Landsort-T.	
Minimum	14.87	XI. 1906	10.01	XI. 1906	11.49	XI. 1904	9.83	XI. 1903
Maximum	18.93	IX. 1921	13.62	III. 1909	12.65	IX. 1924	11.08	VII. 1922
Tiefe . . .	105 m		113 m		249 m		427 m	

Außerdem aber ist durch die größere Schwellentiefe bedingt, daß die oben als für das Bornholmbecken charakteristisch erwähnte, etwa 40 m

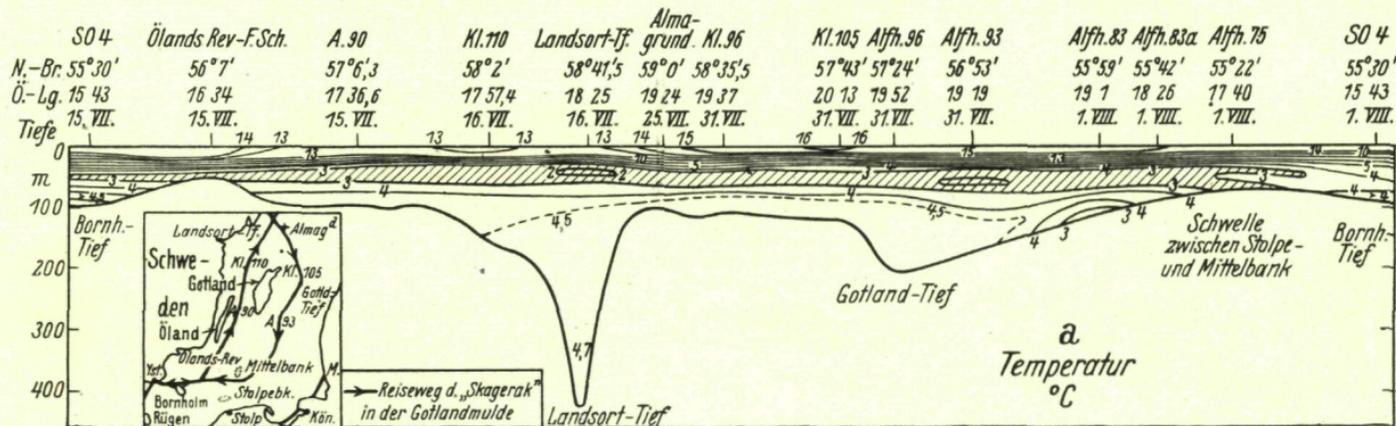
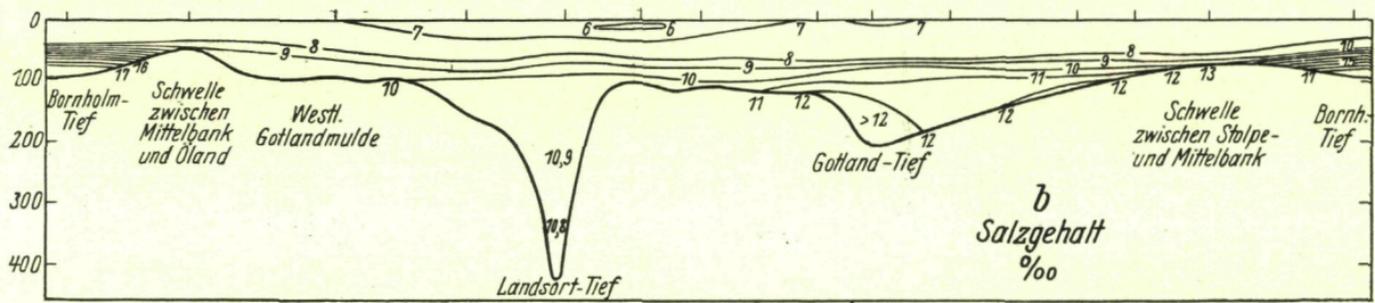


Fig. 19. Verteilung der Temperatur rings um Gotland, Juli 1922.



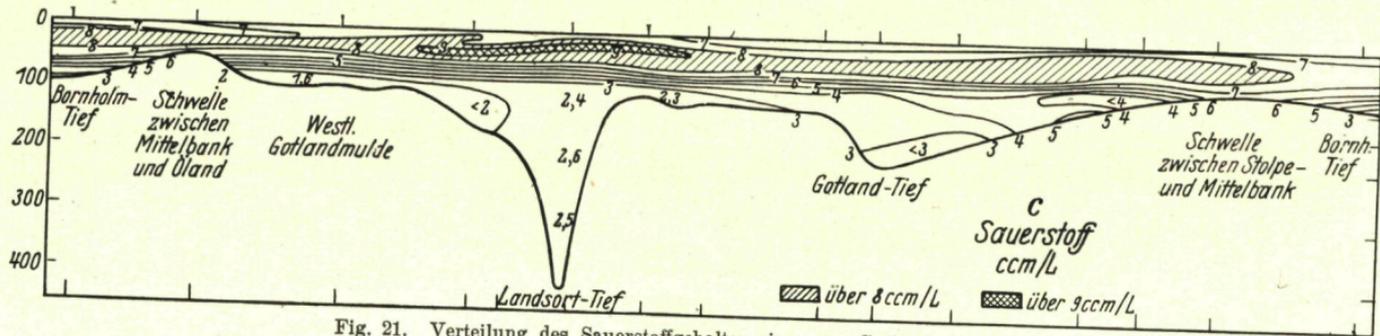


Fig. 21. Verteilung des Sauerstoffgehaltes rings um Gotland, Juli 1922.

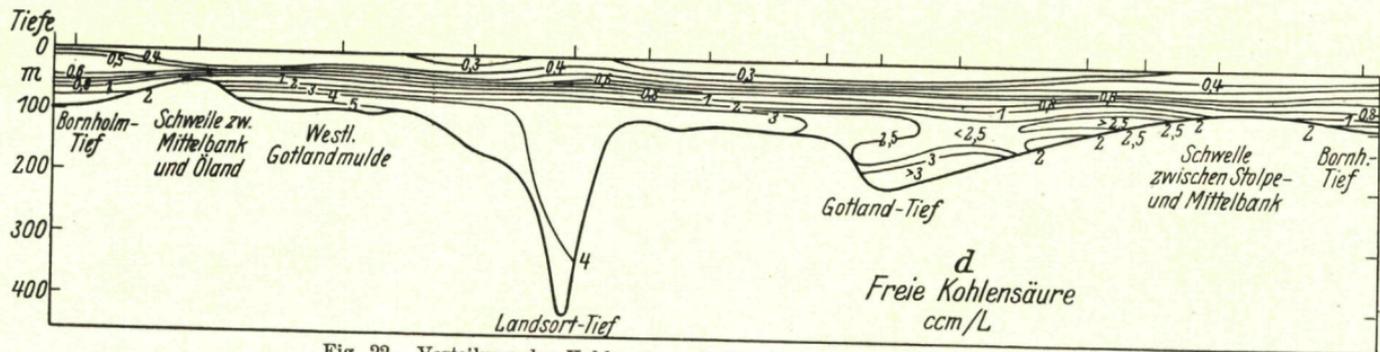


Fig. 22. Verteilung des Kohlensäuregehaltes rings um Gotland, Juli 1922.

Tiefe mächtige Oberschicht in der Gotlandmulde tiefer hinabreicht, und zwar auf 60 bis 70 *m* Tiefe. Nach N hin und besonders W von Gotland nimmt die Mächtigkeit der Oberschicht langsam ab, weil die Schwellentiefe der Öland-Riff-Schwelle geringer ist. Eine Vorstellung von den O der Stolper Rinne herrschenden Verhältnissen geben die von 1902 bis 1907 in verhältnismäßig großer Vollständigkeit mit dem R.F.D. »Poseidon« im Danziger Tief gewonnenen Beobachtungen (vgl. Fig. 18). Die Temperaturverteilung zeigt zunächst gut den jahreszeitlichen Wechsel. Im Herbst bilden sich kräftige Konvektionsströme aus, die nach und nach im Laufe des Winters die oberste 60-*m*- bis 70-*m*-Schicht umfassen. Im Sommer setzt sich die oberflächliche Erwärmung durch Mischung allmählich mit Phasenverschiebung bis in größere Tiefen fort; doch zeigt das Temperaturminimum selbst im Sommer noch die unterste Grenze der winterlichen Konvektionsströmungen an. In der darunter gelegenen Unterschicht haben wir höheren Salzgehalt und das ganze Jahr hindurch ziemlich gleichmäßige Temperaturen von 4° bis 5°.

Die Verhältnisse in der Gotlandmulde außerhalb des Danziger Tiefs lassen die Darstellungen in Fig. 19 bis 22 nach im VII. 1922 gewonnenen Beobachtungen erkennen. Die sommerliche Erwärmung tritt klar hervor, das Temperaturminimum in etwa 60 *m* Tiefe ist noch ausgebildet, das Muldenwasser hat Temperaturen von 4° bis 4½°, und der Salzgehalt ist über 12‰; die Durchlüftungsverhältnisse entsprechen den oben allgemein gegebenen Darstellungen. Die Deckschicht hat 100% bis 90% Sauerstoffgehalt und entsprechend geringe Kohlensäuremengen, das Muldenwasser stellt das Extrem nach der anderen Richtung dar. Den vergleichsweise geringsten Salzgehalt im Muldenwasser und die am meisten durch das tierische Leben beeinflusste Luft finden wir W von Gotland; denn über die flache Schwelle zwischen Öland und der Mittel-Bank dringt nur selten Wasser in die W von Gotland gelegene Unterschicht vor. Normalerweise nimmt daher die Zufuhr von Muldenwasser ihren Weg von der Stolper Schwelle aus nach N und links um Gotland; in gleicher Richtung nehmen der Salzgehalt und auch der Sauerstoffgehalt ab. Die folgende Zusammenstellung zeigt die W von Gotland im VII. 1922 angetroffenen Verhältnisse.

Hydrographischer Zustand, insbesondere Zusammensetzung der Luft, W der Insel Gotland am 15. VII. 1922 (φ 57° 6.3' N, λ 17° 36.6' O)

Tiefe <i>m</i>	Temperatur t° C	Salzgehalt S ‰	Stickstoff + Argon ccm/l	Sauerstoff ccm/l	Freie Kohlen- säure ccm/l
0	12.40	7.00	13.8	7.4	0.4
20	8.80	7.00	14.8	8.2	0.4
40	2.30	7.30	16.9	8.6	0.7
60	3.50	8.68	16.3	4.3	2.8
80	4.30	9.52	15.9	2.1	4.5
97	4.30	9.85	15.9	1.6	5.7

Tiefe <i>m</i>	Gesamtluft <i>ccm/l</i>	In der Gesamtluft sind vorhanden		Wasserstoffionen- konzentration <i>p_H</i>
		<i>‰</i> Sauerstoff	<i>‰</i> freie Kohlensäure	
0	21.6	34	1.8	8.08
20	23.4	35	1.7	8.05
40	26.2	33	2.6	7.76
60	23.4	18	12.0	7.27
80	22.5	9	20.0	6.95
97	23.2	< 7	25.0	6.87

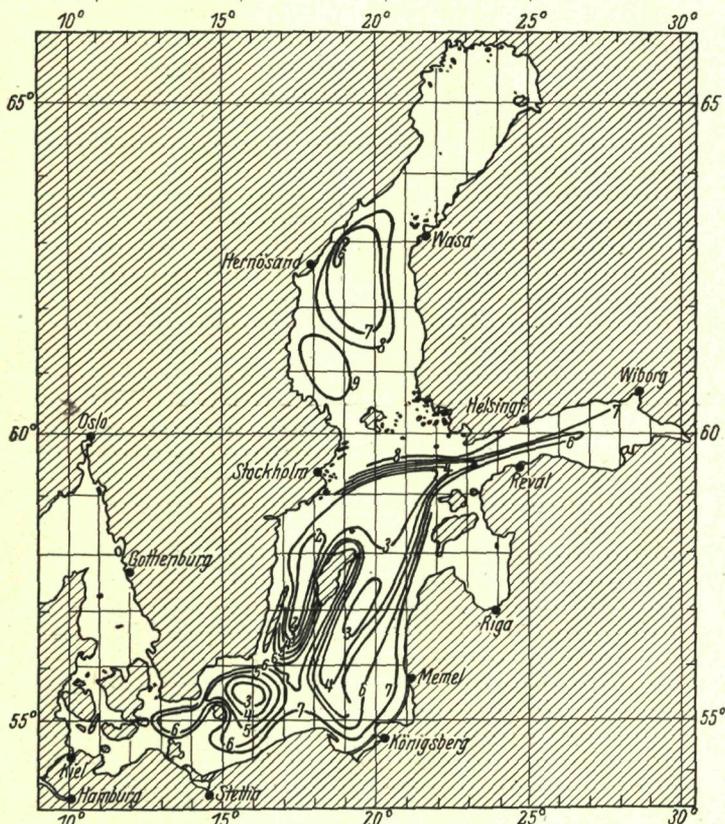


Fig. 23. Sauerstoffgehalt des Bodenwassers der Ostsee, Mai bis Juli 1922.

Unterhalb der nahezu isohalinen Oberschicht mit einem Temperaturminimum an ihrer unteren Grenze ungefähr in Schwellenhöhe, also höher als O von Gotland, haben wir zunächst die schmale Zwischenschicht und dann das schlecht durchlüftete Muldenwasser. Die beiden vorletzten

Spalten lassen die auftretenden Gegensätze besonders deutlich hervortreten. Während die Luft im Meerwasser normalerweise 34% bis 35% Sauerstoff enthält, hatte sie in Bodennähe weniger als 7%, dagegen über 24% Kohlensäure gegenüber 1.8% im Normalzustand; die Luft des Bodenwassers bestand daher zu einem Viertel aus freier Kohlensäure. Die Reaktion des Wassers der untersten Wasserschicht war nicht mehr alkalisch, wie es in der Regel im Meer der Fall ist, sondern sauer.

Es ist biologisch von Interesse, daß sich das Mengenverhältnis der innerhalb des Muldenwassers gebildeten Kohlensäure und des verbrauchten Sauerstoffs hinreichend genau bestimmen läßt, um den mittleren *respiratorischen Quotienten* der dortigen Lebewelt zu bestimmen; es wurde der Wert 0.9 gefunden, der mit dem Ergebnis experimenteller Untersuchungen an Fischen gut übereinstimmt.

Man sollte zunächst erwarten, daß in der sich bis 427 m hinabsenkenden Landsorttiefe die extremsten Verhältnisse auftreten würden; doch das ist nicht der Fall. Die folgende Zusammenstellung der bisher über das Bodenwasser im Landsort-Tief gewonnenen Beobachtungen zeigt, daß der relative Sauerstoffgehalt nicht unter 22% sinkt und meist 30% beträgt; dies liegt daran, daß das Landsort-Tief ohne Schwelle in eine rings 150 m tiefe Umgebung eingesenkt ist und jede bis zum Landsort-Tief gelangende Zufuhr salzigeren und daher schwereren Wassers sich sogleich ohne Hemmung auswirken kann.

Hydrographischer Zustand am Boden der Landsort-Tiefe
(φ 58° 42' N, λ 18° 25' O; Tiefe: 427 m)

Datum	Temperatur $t^{\circ}C$	Salzgehalt $S^{\text{‰}}$	Dichte σ_t	Sauerstoffgehalt	
				ccm/l	%
12. XI. 1902	4.34	10.30	8.24	2.53	30
7. VIII. 1903	4.43	10.19	8.14	2.28	27
27. XI. 1903	4.27	9.83	7.86	2.67	39
12. VIII. 1907	4.21	10.14	8.11	2.56	30
16. VII. 1922	4.70	11.08	8.83	2.48	30
10. VI. 1923	4.27	11.06	8.83	2.49	30
10. VI. 1924	4.27	10.72	8.56	2.15	26
11. VII. 1925	4.09	10.23	8.79	2.08	25
13. VII. 1926	4.69	10.70	8.53	1.84	22

Wie erwähnt, steht der Bottnische Busen der übrigen Ostsee in hydrographischer Beziehung sehr selbständig gegenüber, er ist durch eine flache unterseeische Barre von der übrigen Ostsee weitgehend abgetrennt. Am flachsten ist das Schärenmeer O der Ålands-Inseln, die Schwellentiefe beträgt dort nur 30 m. W dieser Inselgruppe ist der Boden durch mehrere tiefe Becken mit dazwischen gelegenen Rücken gegliedert. Die südlichste Schwelle hat mit 50 m die geringste Tiefe. In den beiden Teilen des Ålandsmeeres senkt sich der Boden bis 219 bzw. 301 m, der diese innerhalb des Ålandsmeeres trennende Rücken hat eine Schwellentiefe von 70 m. Da die entscheidende Schwellentiefe von 50 m oberhalb der unteren Grenze der Oberschicht der Gotlandmulde liegt, gelangt das Wasser der Unterschicht nicht mehr in das Ålandsmeer hinein, und die winterlichen

Konvektionsbewegungen können sich bis auf den Boden erstrecken. Die Verhältnisse in dem bodennahen Wasser sind dort deshalb grundverschieden von denen in der Gotlandmulde (vgl. folgende Tabelle).

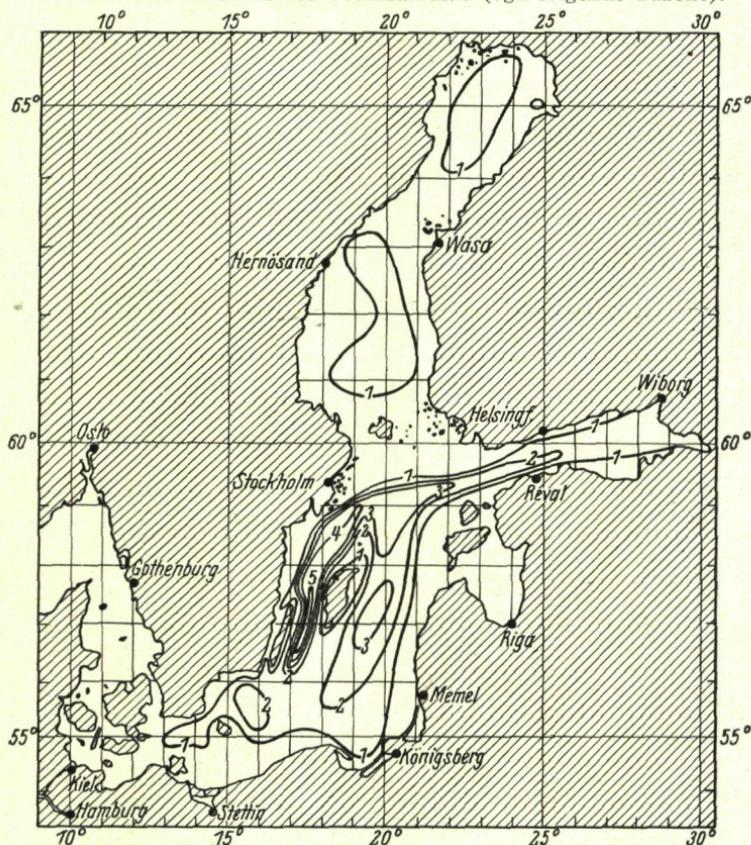


Fig. 24. Kohlensäuregehalt des Bodenwassers der Ostsee, Mai bis Juli 1922.

Hydrographischer Zustand am Boden der Ålands-Tiefe
(φ $60^{\circ} 12' N$, λ $19^{\circ} 0' O$; Tiefe: 301 m)

Datum	Temperatur $t^{\circ} C$	Salzgehalt $S^{0}/_{00}$	Dichte σ_t	Sauerstoffgehalt	
				ccm/l	‰
12. VI. 1923	2.79	6.98	5.62	6.88	77
12. VI. 1924	1.18	7.02	5.63	8.70	93
13. VII. 1925	3.42	6.82	5.49	6.69	76
16. VII. 1926	2.56	6.85	5.52	8.07	90
24. VII. 1927	3.28	6.80	5.48	6.49	73
23. VII. 1928	3.81	7.00	5.62	7.42	85
16. VII. 1929	2.69	6.85	5.52	7.98	89

Die Zusammenstellung der seit 1923 im Ålandstief gewonnenen Beobachtungen zeigt, daß dort in allen Fällen der Salzgehalt nur etwa 1^o/₀₀ höher als an der Oberfläche und der Sauerstoffgehalt verhältnismäßig hoch war, mehrfach 90% nahezu erreichte und sogar überschritt. Wir haben hier also nicht mehr den für den größten Teil der übrigen Ostsee so charakteristischen ausgeprägten Unterschied zwischen Ober- und Unterschicht. Wie die Verhältnisse bei einer etwa 30 m tieferen Lage der Schwelle liegen würden, zeigen die in der Bogskär-Tiefe gewonnenen Beobachtungen. Das Bogskär-Tief ist in eine 80 m tiefe Umgebung auf dem S-Abhang der Ålandsschwelle mit 182 m Tiefe eingesenkt. Das Wasser der Unterschicht vermag also gelegentlich noch in das Bogskär-Tief einzudringen, und die Konvektionsbewegungen reichen daher nicht bis zum Boden; wir haben dort infolgedessen verhältnismäßig starke Schwankungen des Salzgehalts und besonders in der Zusammensetzung der Luft.

Hydrographischer Zustand am Boden der Bogskär-Tiefe
(φ 59° 30' N, λ 20° 24' O; Tiefe: 182 m)

Datum	Temperatur $t^{\circ}C$	Salzgehalt $S^{\circ}/_{00}$	Dichte σ_t	Sauerstoffgehalt ccm/l	$\%_0$
28. V. 1911	3.9	9.25	7.42	1.20	14
7. X. 1911	3.81	9.43	7.56	2.49	29
17. V. 1912	3.71	9.25	7.42	2.11	24
20. V. 1913	4.17	9.43	7.55	0.00	0
21. V. 1914	4.06	9.34	7.48	0.55	6
4. VI. 1922	3.89	9.20	7.37	1.36	16
10. VI. 1923	4.08	10.14	8.12	0.00	0
10. VI. 1924	4.11	9.99	8.00	0.00	0
12. VII. 1925	3.93	9.56	7.66	2.11	25
13. VII. 1926	3.82	9.61	7.70	2.05	24
22. VII. 1927	3.92	9.70	7.78	0.00	0
20. VII. 1928	4.46	10.14	8.10	0.76	9
15. VII. 1929	4.96	9.87	7.87	0.04	0

Die in den zuletzt behandelten drei tiefen Einsenkungen der Ostsee besprochenen Verhältnisse sind nicht nur von lokaler Bedeutung. Die Verhältnisse im Landsort-Tief sind vergleichbar denen in den hinterindischen Becken mit ihren tief gelegenen Schwellentiefen zum Stillen Ozean. Der Zustand im Bogskär-Tief leitet über zu den Verhältnissen im Schwarzen Meere und die des Ålands-Tiefs zu denen in Süßwasserseen. Im Böttischen Busen ist der hydrographische Zustand grundsätzlich ähnlich wie im Ålandsmeer, da die das Ålandsmeer im N begrenzende Schwelle vergleichsweise tief ist (80 m). Der Salzgehalt beträgt am Boden der Bottensee 6^o/₀₀ bis 6½^o/₀₀ und am Boden der durch eine Schwelle mit 35 m Schwellentiefe abgetrennten Bottenwiek wenig über 4^o/₀₀. Wir dürfen schließen, daß dieser Gegensatz im Laufe der Jahrhunderte sich noch verstärken, d. h. daß die Bottenwiek weiter ausgesüßt werden wird, da im Gebiet der Schwelle zwischen Bottenwiek und Bottensee bei den N-Quarken die Landhebung gerade ihren maximalen Betrag

mit etwa 1 m im Jahrhundert besitzt, die trennende Schwelle also im Laufe der Zeit seichter wird.

Der Bottnische Busen empfängt insgesamt fast die Hälfte der gesamten Süßwasserzufuhr der Ostsee. Daß unter diesen Umständen die Aussüßung nicht größeres Ausmaß angenommen hat, ist auf die bedeutende Zufuhr

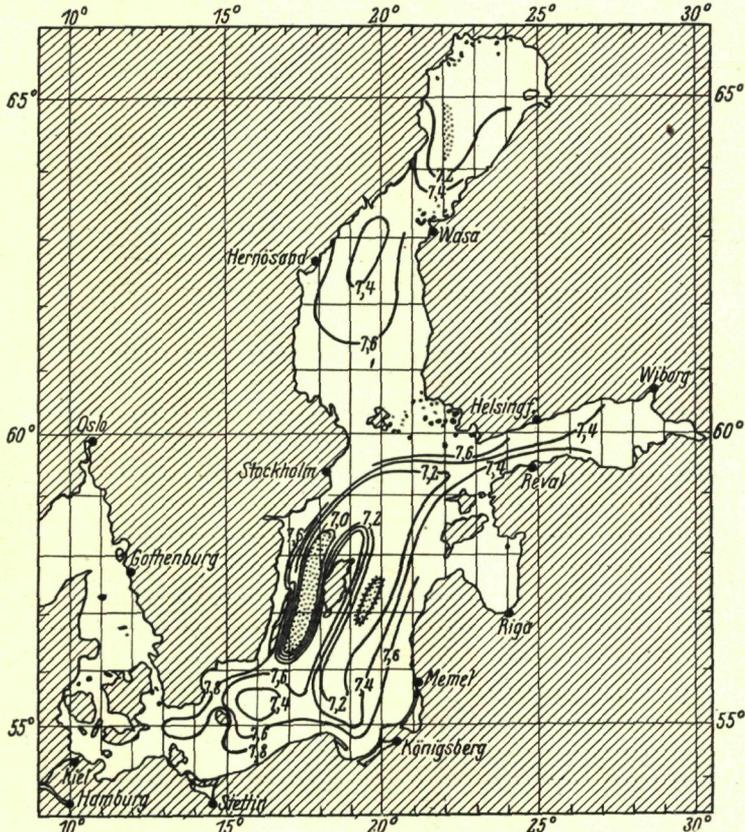


Fig 25. Wasserstoffionenkonzentration des Bodenwassers der Ostsee, Mai bis Juli 1922. Punktierte Flächen: saure Reaktion.

von Wasser in der Tiefe über die flache Ålandsschwelle hinweg zu erklären, die auch durch Beobachtungen erwiesen ist. Überhaupt gewinnen wir die Anschauung, daß sich in der Ostsee die lebhafteste Wasserbewegung von außen nach innen in den infolgedessen gut durchlüfteten mittleren Tiefen vollzieht, in der sog. Zwischenschicht. Im sauerstoffarmen und kohlen säurereichen Bodenwasser ist uns das Wasser erhalten, das vergleichsweise selten mit ungewöhnlich hohen Salzgehalten in die Ostsee gelangt.

Eine Übersicht über die in Bodennähe herrschenden Verhältnisse geben die auf im Mai-Juli 1922 gewonnenen Beobachtungen beruhenden kartographischen Darstellungen (vgl. Fig. 23, 24, 25). Die großen Kohlen säuremengen im bodennahen Wasser der Gotland- und Bornholmulde bewirken die Auflösung von Kalk am Boden. Man hat beobachtet, daß einige Muschelarten des Bornholmbeckens bestimmte Eigenarten im Bau der Schalen aufweisen, die als eine Reaktion gegen auflösend wirkende Kräfte aufzufassen sind; außerdem sind in den genannten Gebieten abgestorbene Muscheln, die anderswo viel zahlreicher als lebende sind, verhältnismäßig selten und außerdem in einem schlechten Erhaltungszustande, so daß auch hieraus zu schließen ist, daß Kalkauflösung stattfindet.

Von Bedeutung ist ferner, daß die rezenten Ablagerungen der Ostsee im Gegensatz zu denen des Kattegats kalkarm, ja teilweise ganz kalkfrei sind. Nach den auf der schwedischen Expedition 1877 gewonnenen, allerdings wenig zahlreichen Beobachtungen sind die Ablagerungen aus der *Yoldia*- und *Ancylus*-Zeit wesentlich kalkreicher. Dies wird dadurch zu erklären sein, daß damals die Verbindung der in betracht kommenden Meeresgebiete mit dem Ozean ungehinderter und tiefer war als heute und daher auch der Wasseraustausch leichter. Zu jenen Zeiten dürfte so kohlen säurehaltiges Wasser wie heute in der Tiefe nicht vorhanden gewesen sein. Daß durch die Kalkauflösungen am Boden eine Erhöhung des Kalkgehaltes des Meerwassers einträte, hat sich mit den bisher angewandten analytischen Verfahren nicht nachweisen lassen.

Schlußbemerkungen

Dem Thema dieses Abschnittes entsprechend sind hier allein die hydrographischen Verhältnisse der Nord- und Ostsee behandelt worden; deren Bedeutung für die im Meere vorhandene Lebewelt wurde nur gelegentlich gestreift. Tatsächlich aber hat man längst erkannt, daß das „hydrographische Milieu“ für das Auftreten von Tier und Pflanze bestimmend ist, insbesondere auch für das Auftreten der Nutzfische. In der Erkenntnis der Art der Zusammenhänge befindet man sich allerdings noch in den Anfängen. Bei meeresbiologischen Forschungen ist die Ausführung hydrographischer Beobachtungen und Untersuchungen unerlässlich, diese bilden daher eine wichtige Teilaufgabe der Arbeiten, welche die *Deutsche wissenschaftliche Kommission für Meeresforschung* und auch der *Internationale Rat für Meeresforschung* behandeln.

Literatur

Dieses Verzeichnis macht nicht entfernt Anspruch darauf, alles Wesentliche zu enthalten; zur Ergänzung sei auf die Literaturangaben insbesondere in jenen Arbeiten verwiesen, bei denen dies durch einen Stern (*) angegeben ist.

- *BÖHNECKE, GÜNTHER: Salzgehalt und Strömungen der Nordsee; in: Veröff. d. Inst. f. Meereskde. (NF) A, Heft 10; Berlin 1922.
 — Der jährliche Gang des Salzgehalts in der Nordsee; in: Veröff. d. Inst. f. Meereskde. (NF) A, Heft 17; Berlin 1927.
 — Bemerkung über die Jahresschwankung des atlantischen Wassers in der Nordsee; in: Annal. d. Hydrogr. u. marit. Meteorol., 53, p. 391—393; 1927.

- Conseil permanent international pour l'exploration de la mer*: Bulletin hydrographiques; Kopenhagen 1902 bis 1931.
- Rapports et procès-verbaux; Kopenhagen 1902 bis 1931.
- **Deutsche Seewarte*: Atlas für Temperatur, Salzgehalt und Dichte der Nordsee und Ostsee. — Hamburg 1927 (dasselbst Tiefenkarte).
- Gezeitentafeln für 1932. — Hamburg 1931.
- Dampferhandbuch für die Ostsee. — Hamburg 1931.
- FULTON, W.: The Surface Currents of the North Sea; in: Scott. Geogr. Magaz., **13**; Edinburgh 1897.
- GEHRKE, J.: Über die Sauerstoffverhältnisse der Nordsee; in: Annal. d. Hydrogr. u. marit. Meteorol., **46**, p. 177—193; 1916.
- Beiträge zur Hydrographie des Ostseebassins; in: Publ. de circonst., Nr. 52; Kopenhagen 1910.
- HELLAND-HANSEN, BJÖRN, & FRIDTJOF NANSEN: Temperatur-Schwankungen des nordatlantischen Ozeans und in der Atmosphäre. — Kristiania 1917 (Abschn. V, VII).
- JACOBSEN, J. P.: Der Sauerstoffgehalt des Meerwassers in den dänischen Gewässern innerhalb Skagens; in: Meddel. fra Kommiss. f. Havundersög. (ser. Hydrografi), **1**. 12; Kopenhagen 1908.
- V. JOEDEN, U.: Die mittlere Vereisung der Ostsee; in: Zs. d. Ges. f. Erdkde. Berlin, **1918**, p. 316—324; 1918.
- KELLER, H.: Die hydrographischen Verhältnisse der Nordsee in den Monaten Februar, Mai, August, November; in: Annal. d. Hydrogr. u. marit. Meteorol., **40**, p. 513—524, 592—608, 671—677; 1912.
- KRÜMMEL, O.: Die deutschen Meere im Rahmen der internationalen Meeresforschung; in: Veröff. d. Inst. f. Meereskde., **6**; Berlin 1904.
- MERZ, A.: Die hydrographischen Verhältnisse der Nord- und Ostsee; in: Verh. Internation. Kongr. f. Thalassotherapie; Kolberg 1911.
- PETERSEN & OELLRICH: Die Eisverhältnisse an den deutschen Küsten, einschließlich Memel und Danzig, nach 25jährigen Beobachtungen vom Winter 1903/04 bis 1927/28; in: Annal. d. Hydrogr. u. marit. Meteorol., **58**, p. 25—36; 1930.
- PETTERSSON, O.: Über die Wahrscheinlichkeit von periodischen Schwankungen in dem atlantischen Strom und seinen Randgewässern; in: Annal. d. Hydrogr. u. marit. Meteorol., **36**, p. 1 bis 18; 1906.
- Innere Bewegungen in den Zwischenschichten des Meeres und der Atmosphäre; in: Nova Acta Reg. Soc. Sci. Upsaliensis (4), **6**. 2; Uppsala 1923.
- SCHULZ, BRUNO: Hydrographische Beobachtungen insbesondere über die Kohlensäure in der Nord- und Ostsee im Sommer 1921; in: Arch. d. Deutsch. Seewarte, **40**; Hamburg 1922.
- Hydrographische Beobachtungen, besonders über den Durchlüftungszustand in der Ostsee im Jahre 1922; in: Arch. d. Deutsch. Seewarte, **41**; Hamburg 1923.
- Einiges über die Kohlensäurefaktoren der Nord- und Ostsee; in: Festschr. till. prof. OTTO PETTERSSON, p. 68—89; Helsingfors 1923.
- Die Durchlüftung der Nord- und Ostsee; in: D. Naturwiss. **10**, p. 105—120; 1924.

- *SCHULZ, BRUNO: Die englischen Reststromuntersuchungen im Kanal und in der südwestlichen Nordsee; in: *Annal. d. Hydrogr. u. marit. Meteorol.*, **57**, p. 344—348; 1929 (Lit. besonders über die Arbeiten von CARRUTHERS & LUMBY).
- *— Die deutsche Nordsee, ihre Küsten und Inseln; in: *Monographien z. Erdkde.*, **39**; Bielefeld u. Leipzig 1928.
- *— Die deutsche Ostsee, ihre Küsten und Inseln usw.; in: *Ebenda*, **47**; 1931.
- Die Luft im Meere und ihre Beeinflussung durch das Leben der Organismen; in: *Congr. intern. de Oceanogr., Hidrogr. marina e Hidrolog. continental, Sevilla (1./7. III. 1929)*, **1**, p. 445—466; Madrid 1930.
- *— Der Wasseraustausch zwischen Nord- und Ostsee; in: *Petermanns Geogr. Mitteil., Erg.-H.* **209** (HERMANN-WAGNER-Gedächtnisschr.), p. 183—194; Gotha 1930.
- TAIT, J. B.: The Surface Water Drift in the Northern and Middle Areas of the North Sea and in the Faroe-Shetland Channel, I, II; in: *Fisheries, Scotland, Sci. Invest.* 1930, Nr. II, IV; Edinburgh 1930.
- *THORADE, HERMANN: Ebbe und Flut in der Nordsee. Ein geschichtlicher Rückblick; in: *Petermanns Geogr. Mitteil., Erg.-H.* **209** (HERMANN-WAGNER-Gedächtnisschr.), p. 195—206; Gotha 1930.
- WITTING, ROLF: Die Hydrographie der Ostsee; in: *Zs. d. Ges. f. Erdkde.* Berlin, **1912**, p. 721—789; 1912.
-