CONSEIL PERMANENT INTERNATIONAL
POUR L'EXPLORATION DE LA MER

PUBLICATIONS DE CIRCONSTANCE
N° 52

**BEITRÄGE ZUR HYDROGRAPHIE
DES OSTSEEBASSINS**

VON
JOHAN GEHRKE

EN COMMISSION CHEZ
ANDR. FRED. HØST & FILS
COPENHAGUE

OCTOBRE 1910

EINLEITUNG.

Wo man die Grenze des Ostseegebiets festsetzen will, beruht natürlich immer auf einer Schätzung. An der Oberfläche machen die Wirkungen des Baltischen Stroms sich noch längs der norwegischen Küste geltend, und andererseits drängt sich über 34 ‰ salziges Wasser weit südwärts in das Kattegat an dem Boden der tiefen Rinne entlang.

In der Regel wählt man eine Linie von Skagen gegen Osten als Grenze der Ausdehnung der Ostsee, und rechnet also noch die dänischen Gewässer und das Beltmeer zur Ostsee. Diese beiden Gebiete bilden doch zusammen eigentlich einen Vorhof zu dem eigentlichen Ostseebassin, und sie sind in zahlreichen Abhandlungen von A. W. CRONANDER, MARTIN KNUDSEN und J. P. JACOBSEN speziell behandelt. Man findet ausführliche Literaturangaben hierüber in:

Bulletin trimestriel des résultats acquis pendant les croisières périodiques et dans les périodes intermédiaires; Année 1906—1907, Partie Supplémentaire.

Es ist natürlich zu rechnen, dass das eigentliche Ostseebassin an dem unterseeischen Höhenzug anfängt, der Schonen, Seeland, Möen, Falster und die deutsche Küste bei Dars verbindet; und von hier reicht es dann gegen Osten und darauf gegen Norden bis Aaland und zur Mündung des Finnischen Busens. *Das hydrographische Verhalten dieses Bassins während des Zeitraums August 1902—Mai 1907 ist es, das in vorliegender Arbeit zur Behandlung kommt.*

Der Finnische und der Bottnische Meerbusen sind als Randgebiete zu diesem Hauptbassin aufzufassen, wie es näher in dem letzten Abschnitt dieser Arbeit begründet werden wird, und sie sind schon zur Gegenstand spezieller Abhandlungen gemacht — teils, was den Finnischen Meerbusen betrifft, von mir selbst in:

Finnländische Hydrographisch-Biologische Untersuchungen, Nr. 3; Helsingfors 1909;
 teils, was den Bottnischen Meerbusen betrifft, von ROLF J. WITTING
 in folgenden Arbeiten:

Öfversikt af de Bottniska Sjöarnas Hydrografi. Mit einem
 deutschen Referate. Helsingfors 1905. — Auszug in den
 Annalen der Hydrographie u. s. w., 1906, S. 391 u. f.
 Finnländische Hydrographisch-Biologische Untersuchungen,
 Nr. 2; Helsingfors 1908.

Vorliegende Arbeit stützt sich, wie schon erwähnt, auf das
 Material, das während des fünfjährigen Zeitraums August 1902—
 Mai 1907 eingesammelt ist. Vom August 1902 an nehmen die
 internationalen Untersuchungen ihren Anfang; und nach Mai 1907
 erleiden sie, was die Ostsee betrifft, gewisse Modifikationen. Es
 ist deshalb nur der erwähnte Zeitraum, der ein im Wesentlichen
 gleichartiges Material darbietet, und es ist natürlich, vorliegende
 Bearbeitung hauptsächlich hierauf zu basieren. Nur ganz aus-
 nahmsweise haben wir in dem Folgenden bei einer einzelnen Ge-
 legenheit diese Zeitgrenze überschritten. Das Gesamt-Material ist
 veröffentlicht in:

Bulletin trimestriel des résultats etc., Années 1902—1907.

Bekanntlich bewirken die eigentümlichen Tiefenverhältnisse
 der Ostsee, dass das Hauptbassin derselben schon von Seiten
 der Natur in eine Reihe getrennter Gebiete geteilt ist (»Mulden«).
 Im Folgenden sind wir derselben Einteilung des Stoffes gefolgt,
 indem jedes dieser Gebiete einen selbständigen Abschnitt bildet, in
 dem der Salzgehalt, die Temperatur und der Sauerstoffgehalt des
 Wassers behandelt werden. Von Strommessungen sind nur äus-
 serst wenige vorhanden, so dass eine Erwähnung derselben nur
 eine sehr geringe Ausbeute geben wird. Und was schliesslich die
 Farbe und Durchsichtigkeit des Wasser betrifft, so habe ich diese
 Fragen schon eingehend behandelt in:

Publications de Circonstance Nr. 45.

I. DIE ARKONATIEFE.

A. Der Salzgehalt.

An dem Haupteingang zu der eigentlichen Ostsee, der Kadet-
rinne, liegt das dänische Feuerschiff »Gedser Rev« ($54^{\circ} 27,9' \text{ N} -$
 $12^{\circ} 09,7' \text{ O}$), und hier werden an jedem Tage im Jahre Messungen
über den Salzgehalt des Wassers bis zu einer Tiefe von 11 m
unterhalb der Oberfläche angestellt. Zwar werden die Messungen
aräometrisch unternommen; aber da der Salzgehalt in diesem Fahr-
wasser grossen Veränderungen unterworfen ist, würden die Beo-
bachtungen doch gut genügen können, wenn sie nur tief genug hin-
unter reichten. Dieses ist aber leider nicht der Fall; die
Tiefe am Feuerschiff ist nämlich nur 11 m, während sie in der
eigentlichen Kadetrinne 27—29 m erreicht. Und da nun gleich-
zeitig der Salzgehalt an dieser Stelle oft bei wachsender Tiefe stark
wächst, so können die Messungen vom Feuerschiff in Wirklichkeit
nicht Aufklärungen von besonderem Wert über die hydro-
graphischen Verhältnisse der tiefen Wasserschichten geben.

Dieses zeigt sich deutlich bei einem Vergleich zwischen gleich-
zeitigen Messungen auf dem Feuerschiff und auf der deutschen
Terminstation D Ostsee 5, die gerade in der Kadetrinne liegt, wenige
Seemeilen von dem Feuerschiff. Wir führen hier folgende
Zahlen an:

	D Ostsee 5, 20 m:	Gedser Rev, 11 m:
8. Mai 1903	15,91 ‰	7,6 ‰
11. Febr. 1904	17,03 —	8,3 —
2. Aug. 1905	17,45 —	9,6 à 10,0 ‰

Es ist also schon zwischen 11 und 20 Metern ein so bedeutender
Unterschied, dass man aus der Tabelle schliessen kann: *Man kann
in den Mittelschichten und Bodenschichten der Kadetrinne Wasser
finden von grossem Salzgehalt, der selbst an dem Boden von Gedser
Rev gar nicht wahrgenommen werden kann, und aus dem Boden-
salzgehalt bei dem Feuerschiff kann man deshalb gar nichts zu-
verlässiges schliessen in Bezug auf die Beschaffenheit der tieferen
Wasserschichten in der Kadetrinne.*

Dass die Messungen beim Feuerschiff nur die oberen Schichten
umfassen, zeigt sich auch, wenn man auf Grundlage der ganzen
vorliegenden Beobachtungsreihe (1880—1909) die durchschnittlichen
Monatsmittelzahlen für den Salzgehalt bei 11 m berechnet:

Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
13.4	12.9	12.1	11.3	10.8	10.8	11.1	11.3	11.3	11.9	12.6	13.5

Man findet also die für die oberen Schichten typische jährliche Periode mit einem Minimum im Frühling und einem Maximum im Winter.

Dasselbe Resultat erhält man, wenn — in Übereinstimmung mit dem übrigen in dieser Arbeit zu behandelnden Materiale — die Mittelwerte der vier Terminmonate im Zeitraum 1. August 1902—1. August 1907 berechnet werden. Dann findet man:

Februar	Mai	August	November
12.9 ‰	9.9 ‰	11.3 ‰	12.1 ‰

Also ein Minimum im Frühjahr und ein Maximum im Winter. Jedoch sieht man, dass die Salzgehalte im Mai und November nun etwas kleiner ausfallen als in der längeren Beobachtungsreihe. Und wenn wir ferner (in demselben fünfjährigen Zeitraum) die Mittelzahlen für jeden Monat des Jahres berechnen, so findet man nicht eine so einfache Variation, wie aus den vier angeführten Terminmonaten zu schliessen wäre; man erhält nämlich:

Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
12.7	12.9	11.4	11.4	9.9	9.9	10.9	11.3	10.0	10.8	12.1	12.8

Die Zahlen schwanken also recht bedeutend, indem man ausser dem Hauptminimum im Mai—Juni noch ein zweites Minimum von 10.0 ‰ im September findet, und man sieht, dass *die hydrographischen Verhältnisse in der Kadetrinne so grossen Schwankungen unterworfen sind, dass selbst tägliche Beobachtungen 5 Jahre hindurch nicht ausreichen, um zuverlässige Mittelzahlen zu geben*. Ein ähnliches Verhältnis zeigt sich bei dem dänischen Feuerschiff Drogden im Sund, dem zweiten Eingang in die Ostsee; an den meisten Stellen der eigentlichen Ostsee sind die Schwankungen weit kleiner als in den Zufuhröffnungen. — Obgleich die Verhältnisse in der Kadetrinne im Laufe unseres fünfjährigen Zeitraumes somit nicht in allen Beziehungen als »normal« gelten können, geben — wie man sieht — die Mittelwerte aus den Terminmonaten jedoch ein im Wesentlichen richtiges Bild von dem Gange der Phänomene; und es ist dann wohl auch anzunehmen, dass dasselbe für die eigentliche Ostsee zutreffen wird. Dass künftige Untersuchungen dennoch in den folgenden Darlegungen manches modifizieren werden, ist natürlich nicht zu vermeiden.

Es wäre zwar, gerade was die Ostsee anbetrifft, von Interesse gewesen, die Veränderungen in den tieferen Schichten der Kadetrinne kontinuierlich zu verfolgen, da diese es hauptsächlich sind, die bei ihrer stossweisen Einströmung in die Ostsee die salzige Unterlage derselben erneuern. Da aber also dieses sich nicht mit hinreichender Sicherheit machen lässt—weder durch die kontinuierlichen aber zu wenig tiefen Feuerschiffsbeobachtungen, noch durch die tiefen aber diskontinuierlichen Terminbeobachtungen auf D Ostsee 5 — werden wir nun direkt übergehen zur Behandlung der ersten eigentlichen Ostseesektion: von Rügen bis Schonen. Dieselbe besteht aus den vier deutschen Terminstationen D Ostsee 9 (bei Rügen) 8, 7, 6 (bei Schonen), und hierzu muss man auch rechnen die schwedische Station S Ostsee 6, wenige Seemeilen östlich von D Ostsee 6.

Einleitend wollen wir nur bemerken, dass die Messungen auf D Ostsee 5 in der Kadetrinne zeigen, dass zu allen Jahreszeiten *die Möglichkeit* vorhanden ist, salzige Wasserschichten an dieser Stelle zu finden. Man hat z. B. gefunden: Febr. 04: 18.98 ‰ bei 24½ m; Mai 04: 19.34 ‰ bei 27 m; Aug. 05: 23.12 ‰ bei 28 m; Nov. 04: 16.98 ‰ bei 28½ m.

Die salzige Unterlage der Ostsee wird also zu allen Jahreszeiten durch Einströmung durch die Kadetrinne erneuert werden können.

Aus den Messungen im Fahrwasser Rügen—Schronen gehen nun folgende Hauptzüge hervor:

In dieser Sektion ist zu jeder Jahreszeit die Möglichkeit vorhanden, salzige Bodenschichten von über 15 ‰ zu treffen. Es ist gefunden:

18. Febr. 03: 23.50 ‰ bei 44 m auf D 8	4. Febr. 06: 16.85 ‰ bei 43 m auf D 8
11. Mai 04: 16.98 ‰ bei 44 m auf D 8	26. Apr. 07: 17.45 ‰ bei 36 m auf D 7
15. Aug. 03: 16.94 ‰ bei 44½ m auf D 8	3. Aug. 05: 16.94 ‰ bei 43 m auf D 8
16. Nov. 03: 17.20 ‰ bei 37 m auf D 7	6. Nov. 04: 16.53 ‰ bei 39 m auf S 6

Man bemerkt, dass das salzigste Wasser nicht immer bei der grössten Tiefe vorkommt; und ferner sieht man, dass der grösste überhaupt gefundene Salzgehalt, 23½ ‰, im Winter vorkommt. Woher dieses salzige Wasser gekommen ist, kann freilich nicht mit absoluter Sicherheit nachgewiesen werden, da die gleichzeitige Messung auf D Ostsee 5 am 17. Febr. 03 leider nicht tiefer reicht als bis zu 16 m. Es ist indessen sehr wahrscheinlich, dass dieses Wasser durch Drogden hereingekommen ist, und dass es also einen Beweis gibt für die Bedeutung dieses Fahrwassers als zweite Zufuhröffnung nach der Ostsee.

Aus den Messungen des dänischen Feuerschiffes in Drogden sieht man nämlich, dass der Salzgehalt von der Oberfläche bis zum Boden (6 m) am 12. Febr. 24.3 ‰ war, und am 13. Febr. 27.1 ‰, an beiden Tagen gleichzeitig mit einem ständig hineingehenden Strom aus NO bis zu 2.1 Seemeilen pr. Stunde. Und auch die Temperaturverhältnisse passen gut. Am 12. Febr. war das Wasser bei 6 m bei Drogden 3° 0 und am 13. Febr. 2° 6; und als das Wasser von mehr als 20 ‰ in der Ostsee beobachtet wurde, lag die Temperatur desselben zwischen 2° 60 und 2° 20. Bei der Berührung mit dem umgebenden, etwas kälteren Wasser hat also eine Temperaturabnahme in dem salzigen Wasser stattgefunden, aber dieselbe ist nur gering gewesen. Schon MARTIN KNUDSEN hat bei seiner Behandlung der dänischen Gewässer nachgewiesen, dass das durch Drogden einströmende Wasser Oberflächenwasser vom Kattegat ist, und da ferner dieses gerade im Winter einen grossen Salzgehalt hat, so wird während der Winterzeit die Möglichkeit vorhanden sein für einen Zufluss von Wasser mit einem verhältnismässig sehr hohen Salzgehalt in die Ostsee durch Drogden.

Das salzige Wasser kam in diesem Falle am 12.—13. Febr. hinein, während der Gehalt 23½ ‰ auf D Ostsee 8 am 18. Februar gefunden wurde; so sieht man also, *dass Wasser von einem so hohen Salzgehalt sich jedenfalls beinahe eine Woche an dem tiefen Eingang zum Ostseebassin halten kann, ohne merkbar gemischt zu werden.*

Als Grenze für die eigentlichen salzigen Schichten kann man passend die 15 ‰-Kurve setzen, und um sich einen Begriff von der Ausdehnung dieser Schichten zu bilden, wird es nun von Interesse sein, die Tiefen unterhalb der Oberfläche zu untersuchen, in welchen die 15 ‰-Kurve zu den verschiedenen Zeitpunkten gefunden ist. Die Fälle, in denen diese Kurve überhaupt vorhanden war, sind folgende:

[Die auf D Ostsee 8 und 7 vorkommenden eingeklammerten Zahlen [] geben die Fälle an, wo die betreffende Station allein genommen ist ohne eine gleichzeitige Untersuchung der ganzen Sektion.]

	S Ostsee 6	D Ostsee 6	D Ostsee 7	D Ostsee 8	D Ostsee 9
	zwischen:	zwischen:	zwischen:	zwischen:	zwischen:
<i>Februar</i> 03		33 u. 36 $\frac{1}{2}$ m	30 u. 35 m	30 u. 35 m	20 u. 29 m
» 06			30 u. 33 m	40 u. 43 m	
» 06				[35 u. 42 m]	
» 07			30 u. 37 m		
<i>Mai</i> 04				40 u. 44 m	
» 05			30 u. 35 m	40 u. 46 m	
» 06				40 u. 44 m	
<i>April</i> 07			20 u. 30 m	36 u. 43 m	
<i>Mai</i> 07				[30 u. 42 m]	
<i>August</i> 03			30 u. 38 $\frac{1}{2}$ m	30 u. 40 m	30 u. 33 m
» 04			[30 u. 39 m] ¹⁾		
» 05			30 u. 37 m	40 u. 43 m	
<i>Oktober</i> 02			30 u. 41 m		
<i>November</i> 03			30 u. 34 m	40 u. 44 m	
» 04	35 u. 39 m			[40 u. 44 m]	

Wenn auch der Bodensalzgehalt also so hoch ist, wie z. B. im Februar 1903, ist die Ausdehnung der salzigen Schichten jedoch immer ziemlich gering. Die 15 ‰ Kurve liegt im allgemeinen mehr als 30 m unterhalb der Oberfläche und reicht nur ausnahmsweise in kleinere Tiefen hinauf. Das salzige Wasser nimmt deshalb auch nur einen geringen Bruchteil vom Areal der ganzen Sektion ein, selbst im Februar 1903 sodann kaum ein Viertel.

Eine Folge hiervon ist, dass, wenn salziges Bodenwasser überhaupt vorkommt, dann eine ziemlich schroffe Steigerung im Salzgehalt in den letzten paar Metern über dem Boden stattfindet. So fand man am 3. Mai 1906 auf D 8: 7.43 ‰ bei 0 m, 8.04 ‰ bei 40 m, 15.16 ‰ bei 44 m, also bei den letzten 4 Metern eine durchschnittliche Steigerung von beinahe 2 ‰ pr. Meter. Wenn man überhaupt so scharfe Grenzen zwischen dem salzigen und dem süßen Wasser finden kann, so deutet dieses darauf hin, dass die senkrechten Vermischungen zwischen den tiefen Wasserschichten

¹⁾ Der im Bulletin 1904—05 Teil B Seite 11 angegebene Wert 13,17 ‰ beruht auf einem Schreibfehler, man lese: 15,17 ‰.

mitunter auf ein reines Minimum reduziert werden können. Und dieses kann — wie die folgenden Beispiele zeigen werden — merkwürdigerweise auch im Winter eintreten, wo die unruhige Witterung sonst durchgehends die Vermischungsintensität stark zu steigern pflegt:

Am 1. Februar 1905 wurde auf D 8 beobachtet: 9.09 ‰ bei 0 m, 9.92 ‰ bei 40 m, 14.51 ‰ bei 43 m, also eine durchschnittliche Steigerung von $1\frac{1}{2}$ ‰ pr. Meter bei den letzten drei Metern. Und ausserdem am 17. Februar 1903 auf D 6: 13.33 ‰ bei 33 m, 20.55 ‰ bei $36\frac{1}{2}$ m, also eine Steigerung von über 2 ‰ pr. Meter am Boden.

Es ist nun indessen nicht immer der Fall, dass salziges Bodenwasser überhaupt in unserer Sektion vorkommt. *Mitunter kann die obere Schicht sich so verdicken, dass sie bis zum Boden reicht, und das salzige Wasser vollständig verdrängt.* Das war, wie untenstehende Figur 1 zeigt, der Fall im November 1906, wo der Salzgehalt überall in der Sektion unter 9 ‰ war; und es scheint sogar, als ob der Salzgehalt später noch mehr abnimmt. Jedenfalls erreichte derselbe am 10. November 1906 auf D Ostsee 8 in einer Tiefe von 42 Metern nur 7.68 ‰.

Fig. 1.

Der Salzgehalt am Boden schwankt also zwischen sehr weiten Grenzen: auf D Ostsee 8 — wo die Schwankung am grössten ist — sodann von dem Maximum 23.50 ‰ bei 44 m Feb. 03 bis 7.68 ‰ bei 42 m Nov. 06, also eine Amplitude von 16 ‰. Eine wesentliche Ursache dieser grossen Variationen liegt natürlich darin, dass die Einströmung in die Ostsee stossweise vor sich geht, so dass das neu hereingekommene Bodenwasser nach jeder Einströmung einige Zeit hindurch der Mischung und Verdünnung mit Oberflächenwasser ausgesetzt ist. Es gibt aber auch einen anderen Umstand, der nicht zu übersehen ist.

Die Sektion liegt längs des westlichen Randes desjenigen Bassins (die Arkonatiefe), das gegen Norden von dem Landgrund längs der Küste von Schonen und gegen Süden und Osten von der deutschen Küste und dem Adler-Grund begrenzt wird; das Bassin, welches durch den Kanal zwischen Schonen und Bornholm in Verbindung mit den tiefen Gebieten der inneren Ostsee steht, hat in der Mitte angeblich Tiefen bis zu 53 Metern.

Entstehen nun in diesem Bassin aus irgend einer Ursache *Schwingungs-Bewegungen* (»interne Seiches«), so wird das salzige Bodenwasser sich bald von unserer Sektion gegen die Mitte des Bassins wegziehen, bald darauf wieder gegen Westen ziehen und sich aufs neue am Boden der Sektion zeigen. Und es ist klar, dass auch auf diese Weise grosse Variationen im Bodensalzgehalt entstehen können, selbst, wenn zu einem gewissen Zeitpunkt keine Einströmung von salzigem Wasser in das Bassin von aussen vor sich geht.

Es ist übrigens interessant zu bemerken, *dass das salzige Wasser mitunter auch vom Boden mitten in der Arkonatiefe verschwinden kann.* Auf S Ostsee 6 A ($55^{\circ} 00' N$ — $13^{\circ} 40' O$) war der Salzgehalt am 30. Juli 03 bei 45 m nur 9.49 ‰, und man sieht also, dass die grossen Schwankungen des Salzgehalts nicht nur ein Phänomen ist, das die Randpartien des Beckens betrifft, sondern dass sie in Wirklichkeit sich tief in das Bassin hineinstrecken.

Wir werden nun zur Untersuchung der interessanten Frage übergehen, inwiefern der Salzgehalt von den Jahreszeiten abhängt.

Es ist schon oben nachgewiesen, dass man zu jeder Jahreszeit Wasser von hohem Salzgehalt wird finden können, und untersucht man die Fälle, in welchen der Salzgehalt in der ganzen Sektion niedrig gewesen ist, so zeigt es sich, dass sie auch das ganze Jahr hindurch eintreten können. Der höchste Salzgehalt in der ganzen Sektion war:

Februar 04: 10.41 ‰ bei $42\frac{1}{2}$ m auf D 8	Februar 03: 23.50 ‰ bei 44 m auf D 8
Mai 03: 13.84 ‰ bei $43\frac{1}{2}$ m auf D 8	26. April 07: 17.45 ‰ bei 36 m auf D 7
August 06: 12.85 ‰ bei 43 m auf D 8	August 03: 16.94 ‰ bei $44\frac{1}{2}$ m auf D 8
November 06: 8.91 ‰ bei 30 m auf D 9	November 03: 17.20 ‰ bei 37 m auf D 7

Man sieht also, dass zu jeder Jahreszeit eben so gut die Möglichkeit vorhanden ist, *nur* Wasser von unter 15 ‰ zu treffen, als Wasser von über 15 ‰ zu treffen. Hierzu kommt ferner, *dass grosse Veränderungen in dem Bodensalzgehalt oft im Laufe von ganz kurzer Zeit vor sich gehen können*, weshalb eine Bildung von Mittelzahlen auf Grund der bisjetzt vorliegenden nur fünf-jährigen Be-

obachtungsreihe recht illusorisch werden muss. Auf D Ostsee 8 wurde sodann gefunden: 11.18 ‰ bei 43 $\frac{1}{2}$ m am 2. Nov. 04 und 15.08 ‰ bei 44 m am 9. Nov. 1904. Es scheint deshalb oft auf einem reinen Zufall zu beruhen, ob man zu einer gewissen Jahreszeit salziges Bodenwasser oder Bodenwasser von verhältnismässig niedrigem Salzgehalt in diesem Gewässer trifft, und man muss also zu dem Resultat kommen, dass *auf Grundlage der bisjetzt vorliegenden Messungen keine Verbindung zwischen dem Bodensalzgehalt und den Jahreszeiten sich nachweisen lässt.*

Speziell wird bemerkt, dass man *absolut keine Steigerung in dem Salzgehalt im Herbst nachweisen kann.* Falls also um diese Jahreszeit eine ozeanische Einwirkung existiert, so ist sie dem Einfluss unterlegen, den die meteorologischen Verhältnisse und andere zufälligen Faktoren auf die hydrographischen Verhältnisse in diesem Fahrwasser ausüben. — Wie oben nachgewiesen, kann im Winter hochsalziges Wasser in die Ostsee durch Drogden hineinkommen. Und da andererseits das Bodenwasser in dem Grossen Belt einen sehr hohen Salzgehalt im Sommer erreicht, so wird sicherlich um diese Jahreszeit der Arkonatiefe hochsalziges Wasser durch die Kadetrinne zugeführt. Ohne etwas über die *Volumina* der Einströmungen vorauszusetzen, liegt es deshalb nahe anzunehmen, dass der *durchschnittliche* Salzgehalt der tiefen Wasserschichten im Verlauf eines längeren Zeitraumes eine doppelte Periode mit Maximum im Sommer und Winter und also Minimum im Frühling und Herbst zeigen wird. Falls man Mittelzahlen schon auf Grundlage der bisjetzt ausgeführten Beobachtungen zu berechnen versucht, zeigt sich wirklich recht deutlich eine solche doppelte Periode; um aber diese Sache zu entscheiden, ist — wie oben dargelegt — eine viel längere Beobachtungsreihe erforderlich, und wir werden sie deshalb nicht weiter verfolgen.

Im Gegensatz zu dem Bodensalzgehalt zeigt der Oberflächensalzgehalt nur eine ziemlich geringe Veränderlichkeit. Der niedrigste Salzgehalt an der Oberfläche war 7.16 ‰ im November 1905 auf S Ostsee 6, und der höchste Salzgehalt 10.81 ‰ im Februar 1905 auf D Ostsee 6, also eine Variation von nur ca. 3 $\frac{1}{2}$ ‰ an der Oberfläche gegen 16 ‰ am Boden.

Der Oberflächensalzgehalt hängt jedoch ganz deutlich von den Jahreszeiten ab. Im ganzen sind auf den hier betrachteten Stationen 102 Oberflächenproben genommen (indem wir die einzelnen Male, wo im Laufe derselben Serie zwei Oberflächenproben auf derselben Station genommen sind, nur jede solche Doppelprobe

einmal mitrechnen). Der dadurch gefundene Salzgehalt gruppiert sich nun wie untenstehendes Schema zeigt:

Anzahl Oberflächenproben mit Salzgehalt:

	Zwischen 7 und 8 ‰	Zwischen 8 und 9 ‰	Zwischen 9 und 10 ‰	Über 10 ‰
Februar—März	9	11	3	1
April—Mai	22	3		
Juli—August	21	5		
Oktober—November	22	5		

Es ergibt sich hieraus ganz deutlich, dass *der Oberflächensalzgehalt eine jährliche Periode hat, indem derselbe höher im Winter als zu den anderen Jahreszeiten ist*. Einer der Gründe hierfür ist natürlich in dem Umstand zu suchen, dass die Süßwasserzufuhr zur Ostsee im Winter auf ein Minimum sinkt, indem der Frost dann grosse Wassermassen in dem Ostseegebiet bindet. Ausserdem wird die unruhige Witterung in Verbindung mit der geringen Oberflächentemperatur, die den Dichtigkeitsunterschied zwischen der Oberfläche und den anderen Schichten verringert, um diese Jahreszeit lebhaft vertikale Mischungen wenigstens in den oberen Wasserschichten hervorzurufen suchen. Und dass schliesslich auch die stossweise Salzwassereinströmung durch Drogden mitunter eine Rolle spielen kann, zeigt gerade der hohe Salzgehalt im Februar 05. 1.—2. Febr. verteilte sich der Oberflächensalzgehalt von Süden nach Norden folgendermassen:

D Ostsee 9	D Ostsee 8	D Ostsee 7	D Ostsee 6
9.36	9.09	9.58	10.81 ‰

Der Salzgehalt ist also höher auf den beiden nördlichen als auf den beiden südlichen Stationen, was auf einen Einfluss des Sundwassers deutet, und der Salzgehalt an Drogden hatte dann auch um diesen Zeitpunkt eine Höhe von ca. 20 ‰.

Bekanntlich sind die Positionen der vier deutschen Stationen nicht die ganze Zeit genau dieselben gewesen, indem die ursprünglichen Plätze von 1 bis 7 Seemeilen östlicher lagen als die mit Rücksicht auf die Telegraphenkabel verlegten endgültigen Stationen; von diesen letzten stammen die Hauptmasse der Messungen. Da das bisjetzt vorliegende Beobachtungsmaterial indessen über-

haupt nur einen rein orientierenden Überblick über die Grundzüge der hydrographischen Verhältnisse erlaubt, haben wir es in dem Vorhergehenden nicht als notwendig erachtet, auf diese in sich selbst kleinen Positionsveränderungen Rücksicht zu nehmen.

B. Die Temperatur.

Im *Februar—März* variiert die Temperatur in der ganzen Sektion nur wenig sowohl von Ort zu Ort in demselben Jahr als von Jahr zu Jahr. Das einzige Mal, wo die Temperatur unter 1° ist, war am 9. Februar 1907, wo sie bei 5 m auf S Ostsee $6^{\circ} 89$ war. Und andererseits hat man nur einmal eine Temperatur über 3° gefunden, nämlich am 4. Februar 1906, wo sie bei 40 m auf D Ostsee $8^{\circ} 30$ war. *Weit in den meisten Fällen ist die Temperatur zwischen 1° und 3° gewesen*, also in einem Intervall, das nur über 2 Celsius-Grade spannt.

Die Folge hiervon ist natürlich, dass in jedem einzelnen Fall nur eine ziemlich unbedeutende Temperaturveränderung in senkrechter Richtung auf den Stationen vorhanden ist, und eine universelle Regel für die Temperaturverteilung lässt sich nicht aufstellen. *Es ist nicht selten, dass die Temperatur auf einer Station am höchsten an der Oberfläche ist, und von hier kontinuierlich bis zu bedeutenden Tiefen abnimmt.* Als Beispiel hiervon können die Messungen auf D Ostsee 7 am 11. Februar 1904 angeführt werden, die Folgendes ergaben:

0 m:	2.19
5 m:	1.96
15 m:	1.92
20 m:	1.86
30 m:	1.82
38 m:	1.72

Und eine in der Hauptsache ganz entsprechende Verteilung wurde am 14. März 1905 auf S Ostsee 6 gefunden. Hier fängt die Temperatur an der Oberfläche mit dem Wert $2^{\circ} 2$ an und endet am Boden bei 40 m mit dem Wert $1^{\circ} 74$.

Umgekehrt kann man Fälle treffen, wo die Temperatur am niedrigsten an der Oberfläche und am höchsten am Boden ist. Wie D Ostsee 7 am 18. Februar 1903 zeigte:

0 m:	1.80
10 m:	1.85
20 m:	1.80
30 m:	1.85
35 m:	2.05
40 m:	2.25

Und schliesslich kann die Temperaturkurve ganz unregelmässige Spitzen zeigen. Wie D Ostsee 8 am 4. Februar 1906 zeigte:

0 m:	2.39°	(7.76 ‰)
10 m:	2.32°	(7.76 ‰)
20 m:	2.10°	(8.28 ‰)
30 m:	2.55°	(10.86 ‰)
35 m:	2.10°	(12.50 ‰)
40 m:	3.10°	(14.34 ‰)
43 m:	2.24°	(16.85 ‰)

Eine allgemeine Regelmässigkeit für die senkrechte Temperaturverteilung existiert also nicht. Sie hängt ganz und gar von den Dichtigkeiten der verschiedenen Wasserschichten ab, die die horizontalen Strömungen durch die Sektion aus- und einführen. An der letzt genannten Station ist der dazu gehörende Salzgehalt in Parenthese hinzugefügt, und man sieht, wie verhältnismässig warme und verhältnismässig kalte Schichten sich in einander einkellen, je nach ihrem verschiedenen Salzgehalt (Dichtigkeiten) — ein Phänomen, dass bekanntlich schon von PETERSSON nachgewiesen ist.

Bei den fünf vollständigen Sektionen, die die deutschen Stationen D Ostsee 6—9 bilden, sind die höchsten beobachteten Temperaturen gewesen:

17. II 03:	2° 60	bei 36½ m	auf D 6
11. II 04:	2° 29	bei 0	m auf D 6
1. II 05:	2° 59	bei 43	m auf D 8
4. II 06:	3° 10	bei 40	m auf D 8
6. II 07:	2° 89	bei 42	m auf D 8

Bei den bisjetzt angestellten Messungen sind also zwar immer Temperaturen über 2° irgendwo in der Sektion angetroffen, und dies muss wohl dann als das häufigste angesehen werden. Bedenkt man aber, dass das über 2° warme Wasser namentlich im Februar 1907 eine sehr geringe Ausdehnung hatte — indem die oben angeführte Messung 2° 89 bei 42 m auf D 8 überhaupt die einzige über 2°

war, und die Temperatur schon bei 35 m auf D 8 bis auf 1° 19 herunterging — so wird es sehr wahrscheinlich, dass bisweilen die ganze Sektion mit unter 2° kaltem Wasser gefüllt werden kann.

Im Mai erwärmen sich die oberen Schichten schnell. Wie schnellig dieses geschehen kann, zeigt folgende Zusammenstellung.

	D Ostsee 6, am 3. Mai 06	S Ostsee 6, am 27. Mai 06
0 m:	5° 64 (7.43 ‰)	11° 77 (7.32 ‰)
10 m:	5° 20 (7.45 ‰)	9° 15 (7.48 ‰)
20 m:	5° 00 (7.43 ‰)	8° 37 (7.48 ‰)
25 m:	5° 02 (7.45 ‰)	
30 m:		8° 22 (7.72 ‰)
40 m:		5° 30 (7.94 ‰)

Wie die beigegeführten Angaben über den Salzgehalt zeigen, handelt es sich um Wasserschichten, die ganz und gar zu den oberen Schichten der Ostsee gehören; und die Erwärmung rührt deshalb nicht von horizontalen Strömungen, sondern direkt von der Atmosphäre und der Sonnenbestrahlung her. Man sieht, dass die Wärmezufuhr im Laufe von etwa 3 Wochen es vermocht hat, sich bis in eine Tiefe von ca. 40 Metern geltend zu machen; die Temperatursteigerung ist an der Oberfläche über 6° und bei 30 Metern noch so bedeutend als ca. 3°. — Will man deshalb die Verhältnisse während verschiedener Jahre vergleichen, so muss man sich auf Messungen beschränken, die innerhalb eines verhältnismässig engen Intervalls liegen, und nun trifft es sich eben so günstig, dass alle Frühlingsbeobachtungen in unserem Meeresgebiete (mit Ausnahme von zwei Serien auf S Ostsee 6) innerhalb des einigermaßen kurzen Zeitraumes 26. April—11. Mai liegen. Dass der Zeitraum wirklich nicht zu gross ist, wird in dem Folgenden aus der guten Übereinstimmung zwischen allen Temperaturangaben hervorgehen.

Man hat in allen Jahren Wasser unter 4° gefunden. Die niedrigsten Temperaturen waren:

- 9. Mai 03: 3° 43 bei 40 m auf D 8
- 6. Mai 04: 2° 96 bei 39 m auf S 6
- 3. Mai 05: 3° 52 bei 30 m auf D 7
- 3. Mai 06: 3° 10 bei 44 m auf D 8
- 26. April 07: 3° 25 bei 30 m auf D 8.

Das kälteste Wasser hat sich also immer in den tiefen Wasserschichten gefunden; der Temperaturunterschied zwischen diesen und der Oberfläche war im April 1907 jedoch nur $\frac{1}{2}$ —1°, indem die Oberflächentemperatur dann zwischen 3° 80 und 4° 20 variierte.

Andererseits hat man in allen Jahren Wasser über 5° gefunden. Die höchsten vorgefundenen Temperaturen waren:

- 9. Mai 03: 5° 99 bei 5 m auf D 7
- 11. Mai 04: 6° 87 (14.15 ‰) bei 38 m auf D 7
- 3. Mai 05: 6° 64 bei 0 m auf D 9
- 3. Mai 06: 5° 64 bei 0 m auf D 6
- 26. April 07: 5° 12 bei 31 m auf D 9
- 8. Mai 07: 5° 17 bei 0 m auf S 6.

Das wärmste Wasser ist also nicht immer an der Oberfläche. Die höchste überhaupt gefundene Temperatur 6° 87 war im Gegenteil eine Bodentemperatur; da die Wasserprobe ausserdem einen hohen Salzgehalt hatte, ist das Wasser also vor ganz kurzer Zeit an der Oberfläche an irgend einem Orte ausserhalb der Ostsee gewesen, und hat während seiner Einströmung in dieselbe sich wegen seines hohen spezifischen Gewichts unter die kälteren überliegenden Schichten hineingekeilt. Also eine ganz ähnliche Erscheinung, wie wir sie oben, was Februar betrifft, nachgewiesen haben.

Übrigens sind nur ganz wenige Temperaturen über 6 $\frac{1}{2}$ ° oder unter 3 $\frac{1}{2}$ ° gewesen, und wir sehen also, dass die Temperaturen anfangs Mai an den meisten Stellen und sehr oft zwischen 3 $\frac{1}{2}$ ° und 6 $\frac{1}{2}$ ° liegen, also in einem Temperaturintervall von nur 3°.

Ausser dem bereits gesagten: dass das kälteste Wasser unter der Oberfläche liegt — kann man keine allgemeine Regel für die senkrechte Temperaturverteilung aufstellen. Bisweilen kann die Temperatur von der Oberfläche bis zum Boden abnehmen, und dies war der Fall in der ganzen Sektion Mai 1906, wo die Verhältnisse wie folgt waren:

	D 6	D 7	D 8	D 9
Oberfläche:	5° 64	5° 59	5° 59	5° 31
Boden:	5° 02	4° 18	3° 10	3° 70

Bisweilen kann die Temperatur von der Oberfläche bis auf ein Minimum in den mittleren Schichten abnehmen, und von hier dann wieder gegen den Boden hin zunehmen. Als Beispiel hiervon wird D 8 am 11. Mai 1904 angegeben:

0 m:	6° 29
10 m:	5° 98
20 m:	5° 07
30 m:	4° 88
40 m:	4° 50
44 m:	5° 54

Und schliesslich kann die Temperaturkurve unregelmässige Spitzen haben, wie Messungen auf S Ostsee 6 am 6. Mai 1904 zeigen:

0 m:	5° 5
10 m:	5° 52
20 m:	4° 85
30 m:	5° 25
35 m:	3° 64
39 m:	2° 96

Im Juli—August variieren die Temperaturverhältnisse bedeutend mehr.

Während man nur selten Oberflächentemperaturen unter 12° gefunden hat, hat man in allen Jahren unterhalb der Oberfläche Wasser von unter 10° gefunden. Die niedrigsten Temperaturen waren:

- 5. Aug. 02: 8° 95 bei 44 m auf D 8 [am Boden]
- 30. Juli 03: 8° 34 bei 30 m auf S 6 A [am Boden bei 45 m: 9° 22] ¹⁾
- 12. Aug. 04: 6° 62 bei 20 m auf D 6 [am Boden bei 29 m: 10° 49]
- 21. Juli 05: 6° 51 bei 30 m auf S 6 [am Boden bei 40 m: 7° 97]
- 4. Aug. 06: 5° 81 bei 38 m »Südlich von Ystad« [am Boden]

Das kälteste Wasser gehört also wohl immer zu den tieferen Schichten; im allgemeinen ist es jedoch nicht Bodenwasser, sondern es ruht auf einer tiefer liegenden und wärmeren Bodenschicht. Die niedrigen Temperaturen (< 10°) verteilen sich nach dem Salzgehalt auf folgende Weise: in 21 Fällen lag der Salzgehalt zwischen 7 und 9 ‰, in 9 Fällen zwischen 9 und 11 ‰, und nur in 4 Fällen über 11 ‰ (Maximum 14.40 ‰ mit einer Temperatur von 8° 95 bei 44 m auf D 8, Aug. 02). Das unter 10° kalte Wasser gehört also in der Regel zu den unteren Teilen der süssen oberen Schichten, und besteht nur in den seltneren Fällen aus salzigem Wasser, das zu einem früheren Zeitpunkt des Jahres in die Ostsee hineingekommen ist.

¹⁾ 55° 00' N.—13° 40' O.

Die Ausdehnung des unter 10° kalten Wassers schwankt von Zeit zu Zeit sehr bedeutend. Für die deutsche Sektion ergibt sich sodann folgendes: 1902 reichte es auf D 8 von etwa 20 m bis zum Boden und hatte hier eine Mächtigkeit von etwa 25 m; ausserdem wurde es als eine dünne intermediäre Schicht auf D 7 und 9 beobachtet. — 14. Aug. 1904 reichte es als eine knapp 10 m dicke intermediäre Schicht beinahe quer durch die ganze Sektion, während es am 12. Aug. auf D 7 eine Dicke von etwa 20 m hatte; es wurde nämlich schon bei einer Tiefe von etwa 13 m angetroffen und reichte von hier bis unter das 30 m Niveau hinab. — 1905 war es auf ein Minimum reduziert, indem nur eine einzige Beobachtung (9° 64 bei 26 m auf D 6) eine Temperatur unter 10° ergab. — 1906 kam es auf D 6, 7 und 9 etwa um das 20—28 m Niveau vor, fehlte aber auf D 8. — Und am 15. Aug. 1903 scheint es aus der deutschen Sektion gänzlich verschwunden zu sein, indem nur zwei Beobachtungen in 15 und 20 m auf D 9 bzw. 10° 02 und 10° 82 ergaben, sonst aber die Temperatur überall über 11° war.

Wie oben angegeben, wurde am 30. Juli 1903 auf S Ostsee 6 A (etwa inmitten der Arkonamulde) eine etwa 20 m dicke Schicht von unter 10° kaltem Wasser vorgefunden; und es fragt sich nun, welches die Verbindung ist zwischen dieser schwedischen Serie und den deutschen Messungen. Die Antwort wird durch Betrachtung der Verhältnisse im Bodenwasser gegeben. Man hat nämlich gefunden:

30. Juli bei 45 m auf S Ostsee 6 A:	9° 22	—	9.49 ‰
15. Aug. { bei 38½ m auf D Ostsee 7:	15° 01	—	16.49 ‰
{ bei 44½ m auf D Ostsee 8:	14° 83	—	16.94 ‰
{ bei 36 m auf D Ostsee 9:	14° 96	—	15.56 ‰

Die Salzgehaltsunterschiede springen alsbald in die Augen, und aller Wahrscheinlichkeit nach ist das wärmere und salzigere Bodenwasser erst vor ganz kurzer Zeit in die Arkonatiefe eingeströmt. Vielleicht hat auch die deutsche Sektion am 30. Juli kaltes und salzarmes Wasser enthalten; Anfang August ist dann das neue Wasser hineingekommen und hat das kalte Wasser aus der deutschen Sektion gänzlich weggetrieben. Ob es auch das kalte Wasser inmitten der Arkonatiefe verdrängt habe, kann ja leider nicht gesagt werden; folgendes steht aber fest:

- 1) Wenn man die ganze Arkonatiefe ins Auge fasst, ist hier bis jetzt immer im Juli—August Wasser unter 10° vorgefunden. Aber
- 2) Kräftige Einstömungen von warmem und salzigem Bodenwasser können bisweilen das unter 10° kalte Wasser gänzlich vom

westlichen Teil der Arkonatiefe vertreiben, sodass die deutsche Sektion gänzlich mit über 10° warmem Wasser gefüllt wird.

Über die eigentümlichen Bodentemperaturen wird später näher gesprochen, und demnächst wenden wir uns zu der nächsten allgemeinen Frage: über die überhaupt höchsten beobachteten Temperaturen.

Die höchsten beobachteten Temperaturen liegen auch innerhalb ziemlich weiter Grenzen, indem sie nicht nur von Jahr zu Jahr stark schwanken, sondern sich auch im Laufe weniger Stunden um 1° auf derselben Station verändern können. Dies war der Fall am 12. August 1904 auf D 7, wo zwei Messungen der Oberflächentemperatur 12° 99 um 8³/₄ a. m. und 11° 94 um 11¹/₄ a. m. ergaben; bemerkenswerterweise war also die Oberflächentemperatur um 8³/₄ a. m. höher als um 11¹/₄ a. m. Dass besonders die Oberflächentemperatur so veränderlich ist, ist ja indessen ganz natürlich; sie ist direkt von der Bewölkung abhängig, indem sie bei starkem Sonnenschein und bei stillem Wetter stark zunimmt. Und sie ist andererseits auch von dem Seegang sehr abhängig, indem die Oberflächenschicht bei ruhiger See mit den kälteren unteren Schichten weniger stark gemischt wird, als wenn ein frischer Wind die See in Bewegung setzt.

Um zu zeigen, wie hoch die Temperatur durchgängig zu sein pflegt, wird es indessen doch von Interesse sein, darauf aufmerksam zu machen, dass *man in allen Jahren Wasser von über 15° gefunden hat.* Die höchsten beobachteten Temperaturen waren:

- 5. Aug. 02: 15° 55 bei 5 m auf D 9
- 30. Juli 03: 16° 89 bei 0 & 10 m auf S 6 A
- 14. Aug. 04: 15° 59 bei 0 m auf D 9
- 3. Aug. 05: 17° 30 bei 10 & 15 m auf D 9
- 3. Aug. 06: 20° 45 bei 0 m auf D 8.

Aus dieser Tabelle sehen wir u. a., dass *die Oberflächentemperatur selbst auf offener See weit vom Lande bis über 20° steigen kann.*

Da, wie schon oben bemerkt, die Oberflächentemperatur an jeder einzelnen Stelle von einer ganzen Reihe zufälliger Umstände abhängig ist, so ist zu erwarten, dass eine detaillierte Oberflächenkarte immer eine Menge unregelmässiger Flecken wärmeren Wassers zeigen wird, die von Wasser mit ein wenig niedrigerer Temperatur umgeben sind, oder auch: Flecken kälteren Wassers von ein wenig wärmerem Wasser umgeben. Hier können wir uns indessen nur mit den Hauptzügen der Temperaturverteilung beschäf-

tigen, und, was diese betrifft, scheint eine ausgeprägte Gesetzmäßigkeit in der Richtung quer über das Fahrwasser zu gelten; es zeigt sich nämlich in allen deutschen Sektionen, dass *die obere Schicht wärmer in dem südlichen als in dem nördlichen Teil der Sektion ist*. Dieses geht aus der folgenden Tabelle von 0 m deutlich hervor:

	D 6	D 7	D 8	D 9
5.—6. Aug. 02:	14° 9	$\begin{cases} 14^{\circ} 2 \\ 15^{\circ} 0 \end{cases}$	15° 0	15° 3
15. » 03:	13° 6	13° 1	$\begin{cases} 14^{\circ} 8 \\ 15^{\circ} 4 \end{cases}$	15° 7
14. » 04:	12° 6	12° 6	$\begin{cases} 12^{\circ} 7 \\ 13^{\circ} 1 \end{cases}$	15° 6
3. » 05:	15° 6	16° 7	16° 8	17° 1
3. » 06:	18° 8	19° 3	20° 5	19° 6

Dieses stimmt genau mit der bekannten Tatsache, dass *die Oberflächentemperaturen im Juli—August bedeutend höher an den deutschen und russischen Küsten als an den schwedischen Küsten sind*. Aus den Tabellen S. 70—71 im »Segelhandbuch für die Ostsee«, I Abteilung, Berlin 1906, führen wir folgende Zahlen an:

		Juli	August
Schwedische Küste	Utklipporna (55°57' N — 15°42' O). .	15° 2	15° 2
	Wisby	15° 5	15° 5
Deutsche und Russische Küste	Lohme (Rügen)	16° 2	16° 1
	Hela (Danziger Bucht)	17° 9	17° 8
	Libau	18° 1	18° 1
	Windau	17° 0	16° 2

Diese Mittelzahlen, die auf vieljährigen Beobachtungen beruhen, erläutern sehr gut die Erscheinung, und stimmen wie gesagt gut mit obenstehender Tabelle von den deutschen Stationen auf offener See. Die Ursache liegt — wie auch das »Segelhandbuch« betont — hauptsächlich in dem Umstand, dass die verhältnismässig kalten Oberflächenwassermassen von dem Bottnischen Meerbusen während ihrer Ausströmung durch die Ostsee von der Erdrotation gegen die Küsten Schwedens gedrängt werden, und hier eine erhebliche Abkühlung der in den südlicheren Teilen der Ostsee sonst sehr warmen oberen Schicht bewirken. Dies stimmt auch ganz mit der Verteilung des Salzgehalts: in dem mittleren Teil der Ostsee laufen die Oberflächenisohalinen bekanntlich schräg, indem

z. B. das Wasser vor Gotland süsser ist als vor der russischen Küste.

Solange nur die Rede von den Temperaturverhältnissen ist, wird (wie auch das »Segelhandbuch« hervorhebt) die Wirkung der Erdrotation von den Winden unterstützt. In der Ostsee sind bekanntlich die westlichen Winde über die östlichen überwiegend, und auch hierdurch wird ja eine Neigung entstehen, das wärmste Wasser längs der östlichen Küsten anzuhäufen. — Was die Salzgehaltsverteilung betrifft, müssen aber notwendigerweise die Windverhältnisse der Erdrotation entgegenarbeiten, indem die westlichen Winde zugleich bestrebt sind, die süssen Wassermassen gegen Osten zu drängen. Und die tatsächliche Salzgehaltsverteilung im centralen Teil der Ostsee zeigt also, dass die Wirkung der Erdrotation kräftiger ist als diejenige der Winde.

Wenn der Temperaturunterschied zwischen der *östlichen* und der *westlichen* Seite der Ostsee wesentlich nur im Sommer von Bedeutung ist, dann muss der Grund hierfür ganz einfach derjenige sein, dass ausgeprägte Temperaturunterschiede zwischen den *nördlichen* und den *südlichen* Teilen des Ostseegebiets nur zu dieser Jahreszeit vorhanden sind.

Während also im Sommer die Oberflächentemperatur eine ganz ausgeprägte Orientierung quer über das Fahrwasser Rügen—Schoonen aufweist, so ist die Orientierung des *Oberflächensalzgehalts* hier immer sehr schwankend. Der Erdrotation gemäss müsste man ja annehmen, dass das Oberflächenwasser durchschnittlich süsser war im nördlichen als im südlichen Teil unserer Sektion; und wenn wir die Winterquartale ausser Acht lassen (wo — wie später gezeigt wird — der Salzgehaltsunterschied zwischen den nördlichen und südlichen Teilen der Ostsee am geringsten ist), und ferner jede der übrigen fünfzehn vollständigen deutschen Sektionen in zwei Hälften teilen: D 6—7 im Norden und D 8—9 im Süden, — so werden die dreissig Oberflächensalzgehalte jeder Hälfte sich in folgender Weise gruppieren:

im Norden:	27	zwischen	7	u.	8 ‰,	3	zwischen	8	u.	9 ‰
im Süden:	23	—	7	-	8 ‰,	7	—	8	-	9 ‰.

Eine Tendenz zur Orientierung kann also auch hier konstatiert werden, aber sie ist weit schwächer als bei den Sommertemperaturen.

Hiermit kehren wir wieder zu den Temperaturverhältnissen zurück.

Noch bei 10 m kann die Orientierung der Temperaturen nachgewiesen werden, wie man aus Untenstehendem sieht:

	D 6	D 7	D 8	D 9	
5.—6. Aug. 02:	14.9	14.9	15.0	15.2	} 10 Meter
15. Aug. 03:	13.5	12.0	14.9	15.6	
14. Aug. 04:	10.8	11.2	11.8	15.2	
3. Aug. 05:	15.6	16.8	16.4	17.3	
3. Aug. 06:	16.4	13.6	16.5	16.1	

Bei 20 m ist die Regelmässigkeit aber verschwunden.

Wie schon oben nachgewiesen, zeigt es sich auch im Sommer, dass salziges Wasser bei seinem Eindringen längs des Bodens auffallende Temperaturverhältnisse im Bodenwasser verursachen kann. *Man kann oft, selbst in den tiefsten Schichten, Wasser von gegen 15° und darüber antreffen.* Deutliche Beispiele hiervon sind folgende:

D 7	D 8	D 9
15. August 03:		
15° 01 bei 38 $\frac{1}{2}$ m (16.49 ‰)	14° 83 bei 44 $\frac{1}{2}$ m (16.94 ‰)	14° 96 bei 36 m (15.56 ‰)
3. August 06:		
15° 22 bei 36 m (11.83 ‰)	14° 37 bei 43 m (12.85 ‰)	14° 12 bei 34 m (11.51 ‰)

Welche grosse Bedeutung die salzigen Einströmungen für die Erwärmung des Bodenwassers haben, geht auch aus der Tatsache hervor, dass von 35 Beobachtungen in Wasser über 11 ‰ nur 4 Temperaturen unter 10°, 31 dagegen Temperaturen über 10° ergeben haben.

Es kann deshalb vorkommen, dass das wärmste Wasser auf einer Station am Boden zu finden ist. So geschah dieses in dem ersten Fall der Tabelle, indem das Wasser auf D 7 im August 03 auf der Strecke von der Oberfläche bis zu 30 m nirgends über 13° 2 war, während es am Boden 15° war. *Und man kann eine obere Schicht und eine Bodenschicht mit hohen Temperaturen durch eine verhältnismässig sehr kalte mittlere Schicht getrennt finden, wie im August 1906 auf D 7:*

0 m: 19° 31; 20 m: 7° 34; 25 m: 7° 30; 36 m: 15° 22.

Diese *dichoterm* Temperaturverteilung (mit einem intermediären Minimum) ist im Sommer häufig der Fall, wenn man auch natürlich in der Regel nicht so scharf ausgeprägte Verhältnisse trifft, wie im Beispiele oben.

Es kann aber auch — selbst auf den tiefsten Stationen — eintreffen, dass die Temperatur fortwährend abnimmt, so dass die niedrigste Temperatur am Boden zu finden ist. Das war der Fall im August 02 auf D 8:

0 m:	14° 98
10 m:	15° 00
20 m:	9° 97
30 m:	9° 82
35 m:	9° 80
40 m:	9° 30
44 m:	8° 95

Und schliesslich kann man, wie in den anderen Jahreszeiten, ganz unregelmässige Temperaturkurven treffen, wie auf D 9, 3. Aug. 05:

0 m:	17° 09
10—15 m:	17° 30
20 m:	15° 50
25 m:	16° 54
30 m:	14° 80
34 m:	14° 44

Wenn so grosse Temperaturunterschiede, wie die vorhergehenden Beispiele angeben, vorhanden sein können, so ist es natürlich, dass man auch ziemlich grosse Differenzen zwischen *konsekutiven* Tiefen trifft; ausgeprägte »Sprünge« lassen sich aber mit Hilfe der vorliegenden Messungen nicht nachweisen. *Die grösste vorgefundene Temperaturvariation pr. 5 Meter ist etwa 7°, also doch nicht besonders scharf; es wurde gefunden:*

auf D 8 A (54° 45' N — 13° 02' O), 11. Aug. 06:	auf D 6, 12. Aug. 04:
15° 55 bei 15 m } 8° 43 bei 20 m } Diff. = 7° 1	12° 62 bei 15 m } 6° 62 bei 20 m } Diff. = 6° 0
auf D 9, 3. Aug. 06:	auf S 6, 2. Aug. 06:
15° 10 bei 15 m } 8° 40 bei 20 m } Diff. = 6° 7	14° 29 bei 20 m } 8° 32 bei 25 m } Diff. = 6° 0

Und in der Regel sind die Temperaturübergänge bedeutend gleichmässiger.

Im *November* sind die Temperaturvariationen wieder verhältnismässig klein. Die niedrigste gefundene Temperatur ist $7^{\circ} 85$ bei 20 m auf D 7 am 16. November 03; von dieser einen Gelegenheit abgesehen, wo die Temperatur auf D 7 zwischen $7^{\circ} 85$ und $8^{\circ} 03$ lag, *sind alle beobachteten Temperaturen über 8° gewesen.*

Andererseits fand man $11^{\circ} 31$ bei 39 m auf S 6 am 6. November 1904, und bis auf diese eine Ausnahme *sind alle Temperaturen unter 11° gewesen*; das Temperaturintervall ist also wie im Mai nur ca. 3° .

Eine natürliche Folge hiervon ist, dass die Wassersäule auf jeder einzelnen Station in der Regel *ziemlich homotherm* von der Oberfläche bis zum Boden ist. Die grössten Temperaturübergänge zwischen konsekutiven Tiefen waren:

D 9, 3. Nov. 05:	$8^{\circ} 70$ bei 20 m	} also eine durchschnittl. Steigerung von $0^{\circ} 28$ pr. Meter;
	$10^{\circ} 10$ bei 25 m	
D 8, 9. Nov. 04:	$9^{\circ} 82$ bei 40 m	} also eine durchschnittl. Steigerung von $0^{\circ} 24$ pr. Meter;
	$10^{\circ} 78$ bei 44 m	
S 6, 6. Nov. 04:	$10^{\circ} 43$ bei 35 m	} also eine durchschnittl. Steigerung von $0^{\circ} 22$ pr. Meter.
	$11^{\circ} 31$ bei 39 m	

Also doch nur ca. $\frac{1}{4}^{\circ}$ pr. Meter, und in allen übrigen Fällen sind die Temperaturübergänge noch bedeutend gleichmässiger gewesen.

Eine allgemeine Regel für die senkrechte Verteilung der Temperatur kann man nicht geben. Bisweilen ist das Wasser am wärmsten an der Oberfläche und am kältesten am Boden, so z. B. auf D 7 am 2. November 1904:

0 m:	$10^{\circ} 64$
10 m:	$10^{\circ} 42$
20 m:	$10^{\circ} 35$
25 m:	$10^{\circ} 42$
$31\frac{1}{2}$ m:	$10^{\circ} 00$

Zu anderen Zeiten kann genau das Umgekehrte der Fall sein, z. B. auf S 6 am 6. November 04:

0 m:	$10^{\circ} 3$
10 m:	$10^{\circ} 41$
20 m:	$10^{\circ} 41$
30 m:	$10^{\circ} 40$
35 m:	$10^{\circ} 43$
39 m:	$11^{\circ} 31$

Mitunter ist die Temperatur am niedrigsten in einer mittleren Schicht, wie auf D 9 am 3. November 06:

0 m:	10° 39
5 m:	10° 47
15 m:	10° 37
20 m:	9° 75
30 m:	10° 67

Und umgekehrt kann der Fall eintreten, dass die Temperatur am höchsten in einer mittleren Schicht ist. So z. B. auf D 8 am 17. November 03:

0 m:	8° 19
10 m:	8° 08
20 m:	8° 08
30 m:	8° 13
40 m:	8° 67
44 m:	8° 03

In Wirklichkeit sind also alle möglichen Verteilungen vertreten; aber wie schon gesagt, sind die Temperaturvariationen in der Regel so klein, dass man in den grossen Zügen das Wasser als beinahe *homotherm* betrachten kann.

Werden nun die Hauptzüge des im Vorhergehenden gegebenen Bildes der Temperaturverhältnisse zu den verschiedenen Jahreszeiten zusammengestellt, so sieht man also:

- 1) *Im Februar—März* liegt die Temperatur in der Regel zwischen 1° und 3°. Die Veränderlichkeit ist gering, sowohl von Jahr zu Jahr als von Ort zu Ort.
- 2) *Im Laufe des Mai* wird die Wassermasse rasch erwärmt. *Anfang Mai* liegt die Temperatur in den meisten Fällen zwischen 3½° und 6½°, also auch zu dieser Jahreszeit in einem ziemlich engen Intervall.
- 3) *Die Sommerzeit* ist die einzige, in der grössere Temperaturunterschiede zwischen den verschiedenen Wasserschichten auftreten. *Im Juli—August* trifft man sowohl Schichten, in denen die Temperatur unter 10° ist, als Schichten, in denen die Temperatur über 15° ist. Die warmen Schichten trifft man nicht nur an der Oberfläche, sondern auch oft am Boden, und sie können in diesem Fall von der oberen Schicht

durch mittlere Schichten getrennt sein, in denen die Temperatur bedeutend unter 10° sinkt. An der Oberfläche kann die Temperatur bis über 20° steigen, während sie in den tieferen Schichten bis unter 6° sinken kann.

- 4) Im *November* sind die Temperaturverhältnisse wieder ziemlich gleichartig, und das Wasser hat in der Regel eine Temperatur von 8° bis 11° .

C. Der Sauerstoffgehalt.

Die Untersuchungen über den Sauerstoffgehalt des Wassers haben bekanntlich Interesse sowohl in biologischer Beziehung als auch um zu erfahren, wie schnell das Wasser an den verschiedenen Stellen erneuert wird. Es hat oft besondere Bedeutung zu wissen, wie weit das Wasser davon entfernt ist, mit Sauerstoff gesättigt zu sein, also »das Sauerstoffprozent« zu kennen; hierunter versteht man die Grösse $\frac{100 O_2}{O'_2}$, indem O_2 die beobachtete Sauerstoffmenge bezeichnet, während O'_2 die Sauerstoffmenge angibt, welche Wasser der vorhandenen Temperatur und des vorhandenen Salzgehalts aufnehmen würde, wenn es unter einem atmosphärischen Druck von 760 mm mit Sauerstoff gesättigt würde.

Bei den im »Bulletin Trimestriel« veröffentlichten Messungen sind in manchen Fällen sowohl O_2 als O'_2 nach der Titriermethode WINKLERS bestimmt und zwar vermittelt der Tabellen von J. P. JACOBSEN¹⁾; und ich habe deshalb auch, was die übrigen Beobachtungen betrifft, das Sauerstoffprozent auf Grundlage derselben Tabellen bestimmt. Dieses hat freilich die Schwierigkeit, dass die Zahlen O_2 und O'_2 sich nicht ganz vergleichen lassen, da diese letztgenannten Bestimmungen von O_2 durch andere Methoden (PETTERSSON, RUPPIN), als die aus den Tabellen berechneten Werte für O'_2 , festgesetzt sind. Dies spielt jedoch für vorliegende Bearbeitung keine Rolle; denn erstens sind die Sauerstoffanalysen im ganzen genommen nur ziemlich sporadisch ausgeführt, so dass es sich hier nur darum handeln kann, einen rein orientierenden Überblick über die Verhältnisse zu bekommen. Und zweitens: vergleicht man die beiden Gruppen der Sauerstoffprocente — die Gruppe, in denen sowohl O_2 als O'_2 nach Winklers Methode bestimmt sind, und diejenige, wo nur O'_2 nach

¹⁾ Meddelelser fra Kommissionen for Havundersøgelser, Serie Hydrografi Bind I Nr. 8, København 1905.

Winklers Methode bestimmt ist, O_2 dagegen nach einer anderen Methode — so zeigen die beiden Gruppen sich gegenseitig ganz gleichartig. Dass die hohen Sauerstoffprocente ganz gleichartig sind, ergibt sich von selbst; aber auch die niedrigen Sauerstoffprocente sind von ganz derselben Grössenordnung in beiden Gruppen, so dass man folglich keine systematische Abweichung zwischen den Gruppen nachweisen kann.

Ausser JACOBSENS titrimetrisch bestimmter Tabelle über O'_2 liegt bekanntlich auch eine von Fox volumetrisch bestimmte Tabelle über dieselbe Grösse vor¹⁾. Durch Vergleich der für dieselben Werte von Cl und t^o in den beiden Tabellen angegebenen O'_2 -Zahlen zeigt es sich nun, dass man innerhalb des Intervalls, das die Ostsee betrifft (Cl = 0 bis Cl = 10 und $t = 0$ bis $t = 20$), sehr nahe die Zahlen Fox's bekommt durch Multiplikation der Zahlen JACOBSENS mit einem Faktor von ca. 1.02 bis 1.03. Mit dem Material und der Genauigkeit, worum es sich hier handelt, ist dieser Faktor indessen so nahe an 1, dass wir auch auf diesem Wege zu dem Resultat kommen, dass wir in vorliegender Arbeit alle O_2 und O'_2 als gleich gut betrachten dürfen, ohne Rücksicht darauf, ob sie durch das eine oder das andere Verfahren gefunden sind.

Wir werden nun zur Darstellung einiger Hauptresultate der bis jetzt unternommenen Messungen übergehen.

Für die *Oberflächenschicht* (0—5 m) liegen alle beobachteten Sauerstoffprocente zwischen 89.0 (bei $1\frac{1}{2}$ m, am 11. Februar 04 auf D 8) und 105.5 (bei 5 m, am 3. Mai 06 auf D 8). Man trifft also das gewöhnliche Phänomen: dass die Oberfläche mitunter untersättigt und mitunter übersättigt ist.

Das grösste Interesse knüpft sich an das für eine Oberflächenschicht ungewöhnlich niedrige Sauerstoffprocent 89.0 im Februar 04. Unter den vielen dänischen Sauerstoffanalysen im Kattegat und im Grossen Belt hat man an der Oberfläche nur dreimal Sauerstoffmengen von unter 90 % beobachtet, nämlich:

Da 18, am 1. Mai 07: 83.0 %

Da 21, am 2. Nov. 05: 88.5 %

Da 23, am 2. Nov. 05: 88.7 %

So niedrige Sauerstoffprocente in dem Oberflächenwasser scheinen also freilich selten zu sein; sie zeigen aber, dass man nicht immer davon ausgehen kann, dass eine Wassermasse in dem Augenblick mit Sauerstoff gesättigt ist, wo sie die Oberfläche verlässt.

¹⁾ Publ. de Circ. Nr. 41.

Was die *Bodenschicht* betrifft, so sind die Sauerstoffprocente verschiedenartiger, indem das Bodenwasser mitunter wohl ventiliert und zu anderen Zeiten an Sauerstoff arm sein kann. So ist auf der tiefen Station D 8 beobachtet:

6. Febr. 07 bei 42 m: 95.7 %.
 11. Mai 04 bei 44 m: 91.2 %.
 3. Aug. 06 bei 43 m: 82 %.
 3. Nov. 06 bei 42 m: 95.4 %.

Selbst die tiefsten Wasserschichten können also zu allen Jahreszeiten Sauerstoffprocente derselben Grössenordnung besitzen wie diejenigen, die man auch in der oberen Schicht findet.

Andererseits können Fälle eintreten, wo das Bodenwasser nur ein wenig über die Hälfte der Sauerstoffmenge enthält, die notwendig ist, um das Wasser zu sättigen. Solch niedriger Sauerstoffgehalt kommt hauptsächlich im August vor, wo die vertikalen Mischungen ja in der Regel schwach sind. So ist beobachtet:

5. Aug. 02: 63.7 % bei 44 m auf D 8 (die Temperatur des Wassers: 8° 95);
 { 12. Aug. 04: 58.3 % bei 39 m auf D 7 (» » » » 10° 20) und
 { 14. Aug. 04: 61.5 % bei 44 m auf D 8 (» » » » 11° 10)
 3. Aug. 05: 63.4 % bei 43 m auf D 8 (» » » » 12° 24)

Sie können jedoch dann und wann auch im *Mai und November* vorkommen:

3. Mai 06: 62.5 % bei 44 m auf D 8; .
 31. Okt. 02: 67.4 % bei 44¹/₂ m auf D 8.

In diesen beiden Jahreszeiten sind sie aber als selten zu betrachten, und das Wasser ist in der Regel gut ventiliert, indem das Sauerstoffprozent sowohl im Frühling als im Herbst selbst in den tiefsten Schichten gewöhnlich nicht unter 80 % zu sinken scheint. *Im Februar* sind in der ganzen Wassermasse überhaupt keine Sauerstoffprocente unter 87.0 beobachtet (bei 36¹/₂ m auf D 6, am 17. Februar 03), also selbst in den tiefsten Schichten nicht niedriger als sie mitunter auch im Februar in der Oberflächenschicht vorkommen können.

Die sauerstoffarme Bodenschicht scheint (wenn sie überhaupt vorkommt) *oft sehr dünn zu sein, indem im Laufe der letzten paar Meter über dem Boden ein sehr starkes Sinken des Sauerstoffprozentos vorkommen kann.* So hat man gefunden:

3. Aug. 05, D 8: bei 40 m 80.4 % und bei 43 m nur 63.4 %.
 3. Mai 06, D 8: bei 40 m 97.5 % und bei 44 m nur 62.5 %.

Während also das Wasser auf D 8 im Mai 06 beinahe mit Sauerstoff gesättigt war bis zu einer Tiefe von 40 m, so enthielt das Wasser 4 m tiefer nur $\frac{3}{5}$ der Sauerstoffmenge, die es würde aufnehmen können; und im August 05 war das Sauerstoffprozent bei 43 m nur $\frac{3}{4}$ von demjenigen bei 40 m. Es liegt jedenfalls ziemlich nahe, dieses Phänomen von dem Gesichtspunkte aus zu erklären, dass ein grösserer Sauerstoffverbrauch unmittelbar am Boden vor sich geht als höher im Wasser: in den mittleren Schichten sind es wesentlich nur die dort lebenden Organismen, die Sauerstoff verbrauchen; am Boden wird aber nicht nur ein Sauerstoffverlust wegen der Anwesenheit lebender Organismen verursacht, sondern auch wegen der toten organischen Substanzen, die sich allmählich am Meeresboden lagern und hier Sauerstoff aufnehmen.

Übrigens hat man bei einer einzelnen Gelegenheit ganz das umgekehrte Verhältnis gefunden: dass die Schicht am Boden reicher an Sauerstoff war als die am nächsten überliegende Schicht. Am 4. Februar 06 wurde auf D 8 gefunden:

35 m: 2° 10—96 ‰; 40 m: 3° 10—88.5 ‰; 43 m: 2° 24—95.5 ‰

Dieses hängt offenbar in interessanter Weise mit den früher behandelten Temperaturverhältnissen zusammen: Das verhältnismässig warme Wasser bei 40 m ist der Rest eines früheren Bodenwassers, welches jetzt im Begriff ist, von neuem Bodenwasser verdrängt zu werden, das eben in beinahe sauerstoffgesättigtem Zustand die Oberfläche verlassen hat und sich jetzt unter das alte Bodenwasser hineinkeilt.

Ferner sieht man aus der Tabelle vom *August*, dass die niedrigen Sauerstoffprocente nicht nur in verhältnismässig kaltem Wasser vorkommen (8°,95), das lange ohne Verbindung mit der Atmosphäre gewesen ist; sie kommen auch in verhältnismässig warmem Wasser vor (12°,24), und selbst Wasser von einer so hohen Temperatur wie 14° 96 bei 36 m auf D 9, am 15. August 03 enthielt nur 74.2 ‰ Sauerstoff, also: es enthielt nicht einmal $\frac{3}{4}$ der Sauerstoffmenge, die es aufnehmen konnte.

Das hängt aber sicherlich in folgender Weise zusammen: Wir haben ja bei Behandlung der Temperaturen nachgewiesen, welche grosse Bedeutung die salzigen Einstömungen haben für die Erwärmung des Bodenwassers; und es kann kaum bezweifelt werden, dass wenn man im Sommer warmes Bodenwasser antrifft, dies dann vor kurzer Zeit in die Ostsee hineingekommen ist, und überhaupt vor nur kurzer Zeit die Oberfläche irgendwo ausserhalb der Ostsee verlassen hat. Solches Wasser wird dann auch in der grossen Mehrzahl von Fällen mit einem

hohen Sauerstoffgehalt in die Arkonatiefe gelangen und folglich die tiefen Schichten hier gut ventilieren. Wie oben gesagt, wird aber das Wasser unmittelbar am Boden oft einem lebhaften Sauerstoffverbrauch ausgesetzt, und hier wird das Wasser deshalb auch bald recht sauerstoffarm werden können, während es noch in den übrigen Niveaus der Tiefenschicht ziemlich wohl ventiliert ist. *Wenn man also im Sommer ein niedriges Sauerstoffprozent in warmem Bodenwasser vorfindet, so wird dies sich wahrscheinlich nur auf eine dünne Schicht dicht am Boden beschränken.* Das einzige Mal, wo diese Auffassung hat geprüft werden können, ist der oben vorgeführte Fall August 05, und weil die Bodentiefe hier 44 m betrug, war das unter 80 % sauerstoffarme Wasser also nicht 4 Meter dick.

Die Sauerstoffreduktion im Bodenwasser wird übrigens im Sommer wesentlich durch die schwachen vertikalen Vermischungen unterstützt, indem ja eine Sauerstoffzufuhr von den höheren, besser ventilierten Schichten nur in sehr beschränktem Masse stattfinden kann. Und endlich ist es einleuchtend, dass je seltener die Einströmungen vor sich gehen, um so mehr die Sauerstoffreduktion verbreitet werden wird. *Wenn man deshalb im Sommer kaltes Bodenwasser antrifft, dann ist es mehr wahrscheinlich, dass die Sauerstoffarmut sich über grössere Wassermassen ausdehnt.*

Es liegt in der Natur der Sache, dass man von einem vorliegenden Sauerstoffprozent keine genauen Schlussfolgerungen ziehen kann, mit Rücksicht auf den Sauerstoffverbrauch, der in der betreffenden Wassermasse stattgefunden hat. J. P. JACOBSEN hat zwar nachgewiesen¹⁾, dass wenn man nur die durchschnittlichen Verhältnisse einer grossen Anzahl von Messungen ins Auge fasst, das Oberflächenwasser dann praktisch genommen als sauerstoffgesättigt angesehen werden kann; anders stellt sich aber die Sache, wenn man eine bestimmt vorliegende Wasserprobe behandeln soll. Die oben angeführten Fälle niedriger Sauerstoffprozente zeigen, dass das Wasser bisweilen die Oberfläche in ziemlich untersättigtem Zustand wird verlassen können; und andererseits kommen Übersättigungen oft vor (sodann auf der dänischen Kattegat-Station Da 10 am 1. Mai 05 bei 0 m: 108.4 %, also recht nahe 110 %), sodass die Möglichkeit, dass eine Probe die Oberfläche in erheblich übersättigtem Zustand verlassen hat, auch nicht abgelehnt werden kann.

Ferner ist es unmöglich, etwas sicheres zu sagen über das Schicksal der Probe auf ihrem Wege von der Oberfläche bis zum

¹⁾ Meddelelser fra Kommissionen for Havundersøgelser, Serie Hydrografi, Bind I Nr. 12.

Fundorte. Das tierische Leben wird bemüht sein, den Sauerstoffgehalt zu reduzieren; andererseits hat aber JACOBSEN¹⁾ gezeigt, dass das vegetabilische Plankton unter Umständen eine Sauerstoffentwicklung hervorbringt, die sogar Übersättigungen bis zu 120 % in den intermediären Schichten der dänischen Gewässer verursachen kann. Selbst falls die Wassermasse *unvermischt* bis zum Fundorte hineinkommen könnte, würde ihr Sauerstoffgehalt also Schwankungen unterliegen können; und dies wird noch mehr der Fall sein, wenn wir auch die immer tätigen Vermischungsprozesse berücksichtigen. Hier stösst man auf Schwierigkeiten ähnlicher Art, wie von MARTIN KNUDSEN²⁾ nachgewiesen ist, wenn man von dem Stickstoffgehalt des Wassers dessen »Absorptionstemperatur« berechnen will; und wie die Mischungen die Verwendbarkeit des Sauerstoffprozent als Indikator der Sauerstoffschwankungen beschränken, wird sich klar aus folgender Betrachtung ergeben.

Falls eine Wassermasse während der Einströmung mit Wasser von einer anderen Temperatur und einem anderen Salzgehalt gemischt wird (z. B. in gleichem Verhältnis), und falls

- 1) *die beiden Wassermassen denselben absoluten Sauerstoffgehalt haben, so wird das Sauerstoffprozent der einströmenden Wassermasse verändert werden, obgleich der faktische Sauerstoffgehalt derselben nicht geändert wird.*
- 2) *die beiden Wassermassen dasselbe Sauerstoffprozent haben, so wird das Sauerstoffprozent der einströmenden Wassermasse praktisch gesprochen nicht verändert werden, obgleich der absolute Sauerstoffgehalt derselben sich verändert.*

Nehmen wir nämlich an, dass eine einströmende Wassermasse eine Temperatur von 16° und einen Salzgehalt von 18.08 ‰ (Cl = 10.00) hat, sowie einen Sauerstoffgehalt von O₂ = 6.23 ccm pr. Liter; das Sauerstoffprozent derselben ist dann = 100. Und nehmen wir ferner an, dass diese Wassermasse im gleichen Verhältnis mit Wasser von 8°, 9.06 ‰ (Cl = 5.00) und demselben absoluten Sauerstoffgehalt 6.23 ccm, also einem Sauerstoffprozent von 80.3 gemischt wird (indem, um dieses Wasser zu sättigen, 7.76 ccm Sauerstoff pr. Liter gefordert wird), so wird durch diese Mischung der absolute Sauerstoffgehalt des einströmenden Wassers, 6.23 ccm, nicht verändert werden; da aber die Temperatur auf 12° und der

¹⁾ Meddelelser fra Kommissionen for Havundersøgelser, Serie Hydrografi, Bind I Nr. 12.

²⁾ Publ. de Circ. Nr. 4.

Salzgehalt auf 13.57 ‰ sinkt, werden nun 6.92 ccm Sauerstoff pr. Liter zur Sättigung des Wassers gefordert; also das Sauerstoffprozent sinkt von 100.0 auf 90.0, trotzdem der Sauerstoffgehalt nicht geändert ist.

Denken wir uns ferner, dass eine Wassermasse in die Ostsee strömt mit einer Temperatur von 16°, einem Salzgehalt von 18.08 ‰ und einem absoluten Sauerstoffgehalt von 5.61 ccm, also einem Sauerstoffprozent von 90; und wird sie in gleichem Verhältnis mit Wasser gemischt von 8°, 7.25 ‰ (Cl = 4.00) und einem Sauerstoffgehalt von 7.06 ccm, also auch mit einem Sauerstoffprozent von 90, so sinkt die Temperatur des einströmenden Wassers dann auf 12° und dessen Salzgehalt auf 12.67 ‰, so dass jetzt 6.95 ccm Sauerstoff pr. Liter zur Sättigung desselben gefordert werden. Gleichzeitig steigt aber dessen Sauerstoffgehalt auf $\frac{1}{2} \times (5.61 + 7.06) = 6.33$ ccm; und die Folge wird sein, dass, obgleich der Sauerstoffgehalt von 5.61 auf 6.33 ccm steigt, also mit 13 % des ursprünglichen Betrages, das Sauerstoffprozent doch nur von 90.0 auf 91.1 steigt, folglich: es bleibt praktisch gesprochen unverändert.

Wenn endlich die beiden Wassermassen *ohne gegenseitige Mischung* einander in der Weise berühren, dass innere Konvektionsströme in jeder von ihnen entstehen, so werden auch die Temperaturen und die Sauerstoffprocente geändert, ohne irgendwelche tatsächliche Veränderung der Sauerstoffgehalte. Also: *selbst wenn eine Wassermasse unvermischt bis zum Fundorte gelangt, kann man nicht immer die Temperatur feststellen, mit der sie die Oberfläche verlassen hat; selbst wenn sie dann eben mit Sauerstoff gesättigt war, kann man also auch nicht weder ihren Sauerstoffgehalt in jenem Augenblick, noch die seitdem stattgefundene Veränderung des Sauerstoffgehalts genau feststellen.* — Um eine Schätzung der Grössenverhältnisse zu bekommen, führen wir beispielsweise an, dass wenn eine Wassermasse von 18.08 ‰ und 6.23 ccm Sauerstoff in dieser Weise von 16° bis zu 11° abgekühlt wird, ihr Sauerstoffprozent dann von 100 bis zu 90 % sinkt.

Man sieht also, dass *man von den Sauerstoffprozenten keine scharfen quantitativen Schlussfolgerungen mit Rücksicht auf den in einer Wassermasse stattgefundenen Sauerstoffverbrauch ziehen kann; man muss im grossen und ganzen mit qualitativen Betrachtungen zufrieden sein; auch solche können aber Bedeutung haben, wenn es sich um grössere Unterschiede zwischen den Sauerstoffprozenten der verschiedenen Wasserschichten handelt.*

II. DAS BORNHOLMBASSIN.

Das grosse und tiefe Bassin östlich von Bornholm steht durch einen einige vierzig Meter tiefen Kanal zwischen Bornholm und Schweden in Verbindung mit der Arkonatiefe, ist aber übrigens von dieser durch den unterseeischen Rücken getrennt, der Bornholm mit dem deutschen Festland verbindet; der Rücken hebt sich an gewissen Stellen des Adler-Grunds bis auf nur wenige Meter unter der Oberfläche des Meeres, während er sich andererseits südlich von dem Adler-Grund stellenweise bis zu Tiefen von ungefähr 30 Metern senkt.

Gegen Süden wird das Bornholmbassin von dem deutschen Küstengebiet abgegrenzt, gegen Norden von dem schwedischen Küstengebiet und gegen Nordost von der grossen Mittelbank, wo die Tiefe an gewissen Stellen unter 20 m ist. Zwischen derselben und dem deutschen Küstengebiet läuft ein einige fünfzig Meter tiefer Kanal, der das Bornholmbassin mit den tiefen Gebieten der inneren Ostsee verbindet.

In dem Bornholmbassin hat man eine Menge Messungen angestellt, die sich im wesentlichen auf folgende 4 Stationen gruppieren: 1) S Ostsee 5 (ca. 70 m) ein wenig Nordost von der Mündung des Kanals, der von der Arkonatiefe in das Bornholmbassin führt; 2) die gemeinschaftliche deutsch-schwedische Station »Bornholmtief« (= S Ostsee 4) in der Mitte des Bassins, wo die Tiefe ca. 97 m erreicht; 3) D Ostsee 10 in dem südlichen Teil des Bassins (ca. 60 m); 4) D Ostsee 11 (ca. 70 m) in dem Kanal zwischen Mittelbank und dem deutschen Küstengebiet, also in dem Verbindungslauf zwischen dem Bornholmbassin und der inneren Ostsee. Diese 4 Stationen bilden eine natürlich abgeschlossene Gruppe, die im Folgenden zum Gegenstand einer Gesamtbehandlung gemacht werden sollen. Betreffend die im Folgenden angeführten Mittelzahlen ist zu bemerken, dass, wenn eine Station mehrmals nach einander zu derselben Jahreszeit in demselben Jahr genommen ist, für jede einzelne Tiefe alle betreffenden Beobachtungen dann zuerst zu einer Mittelzahl zusammengezogen sind; und diese ist wieder bei der endlichen Mittelzahlenberechnung als die für die betreffende Jahreszeit und das betreffende Jahr geltende Einzel-Beobachtung benutzt. Z. B. ist der Mittelsalzgehalt für Februar—März bei 50 m im »Bornholmtief« mit leichtverständlichen Bezeichnungen in folgender Weise berechnet:

$$\frac{1}{4} \left\{ \frac{18 \text{ II } 04 + 20 \text{ III } 04}{2} + \frac{3 \text{ II } 05 + 15 \text{ III } 05}{2} + \frac{5 \text{ II } 06 + 16 \text{ III } 06 + 30 \text{ III } 06}{3} + 7 \text{ II } 07 \right\}.$$

A. Der Salzgehalt.

In der nachstehenden Tabelle findet sich eine Übersicht über den *Oberflächensalzgehalt* in dem Bornholmbassin; von den angeführten Mittelzahlen sind die auf S 5 bezüglichen am wenigsten zuverlässig, da auf dieser Station weniger Beobachtungen vorhanden sind als auf den übrigen Stationen.

Station	Am niedrigsten gefundene S ‰		Am höchsten gefundene S ‰		Variation ‰	Jahresmittel ‰	Mittel S ‰ Febr.—März	Mittel S ‰ Mai	Mittel S ‰ Juli—August	Mittel S ‰ November
	Min.	Zeit	Max.	Zeit						
S Ostsee 5. . .	6.73	Nov. 05	7.54	Nov. 04	0.8	7.30	7.33	7.33	7.34	7.21
Bornholmtief . .	6.42	Nov. 05	7.61	Feb. 05	1.2	7.29	7.34	7.38	7.27	7.16
D Ostsee 10. . .	6.85	Nov. 05	7.70	{ Feb. 03 Feb. 05	0.9	7.37	7.50	7.42 ¹⁾	7.33	7.24
D Ostsee 11. . .	7.03	Feb. 06	7.48	Mai 03	0.5	7.28	7.29	7.34 ¹⁾	7.20	7.27
							7.37	7.37	7.29	7.22

Man sieht also, dass der *Oberflächensalzgehalt* in dem ganzen Gebiet und zu jeder Zeit sehr konstant ist; der Unterschied zwischen dem absolut niedrigsten und dem absolut höchsten Oberflächensalzgehalt ist nur 1.3 ‰, und wir können ferner hinzufügen, dass von den 92 Oberflächenproben, die im ganzen auf den genannten 4 Stationen genommen sind, 76 zwischen 7.2 und 7.6 ‰, also in einem Intervall von nicht einmal $\frac{1}{2}$ ‰, liegen.

Der absolut höchste Salzgehalt 7.70 ‰ und der höchste Durchschnittssalzgehalt 7.37 ‰ sind beide auf der südlichen Station D Ostsee 10 zu finden, und man darf davon ausgehen, dass dieses nicht von einem Zufall herrührt, sondern wirklich eine Realität ist: Wie früher erwähnt, werden die von der Ostsee ausströmenden süßen Wassermassen von der Erdrotation gegen die schwedische Küste gedrängt, wo der Salzgehalt in der oberen Schicht deshalb durchschnittlich ein wenig niedriger sein muss als längs der deutschen Küste.

¹⁾ Sicherheitshalber ist bei Berechnung dieser Zahl der Salzgehalt bei 5 m überall benutzt, weil es mehrmals im Mai geschehen ist, dass das Oberflächenwasser etwas salziger und schwerer gefunden ist, als das Wasser bei 5 m. Wir dürfen deshalb davon ausgehen, dass die oben angeführte Zahl entweder korrekt oder eine niedrigere Grenze für den durchschnittlichen Oberflächensalzgehalt im Mai ist.

Gemeinschaftlich für alle vier Stationen ist, dass der durchschnittliche Oberflächensalzgehalt in der ersten Hälfte des Jahres (Winter + Frühling) grösser ist als in der letzten Hälfte des Jahres (Sommer + Herbst); man hat nämlich gefunden:

S Ostsee 5:	7.33 und 7.28 ‰
Bornholmtief:	7.36 und 7.22 ‰
D Ostsee 10:	7.46 und 7.29 ‰
D Ostsee 11:	7.32 und 7.24 ‰

Betrachtet man die einzelnen Quartalswerte der Tabelle, so zeigen sich zwar einige Verschiedenheiten zwischen den einzelnen Stationen; diese Verschiedenheiten scheinen aber viel mehr zufällig (wegen der Kürze der Beobachtungsreihen) als systematisch zu sein. Vergleicht man somit D 10 mit D 11, so fällt das Maximum auf erster Station ein Quartal früher, das Minimum dagegen ein Quartal später als auf letzterer Station; auf »Bornholmtief« und D 10 fallen die Minima in dasselbe Quartal, die Maxima aber in verschiedene Quartale; und umgekehrt fallen auf »Bornholmtief« und D 11 die Maxima in dasselbe Quartal, die Minima aber in verschiedene Quartale, u. s. w. Es scheint deshalb sicher, dass, während die schon vorhandenen Beobachtungen genügend sind, um den obengenannten für alle Stationen gemeinschaftlichen Haupt-Charakterzug in der jährlichen Periode zu zeigen, sie nicht genügend sind, um die eventuellen lokalen Verschiedenheiten in den Einzelheiten zu zeigen. Und hieraus kann man wieder schliessen, dass die jährliche Salzgehaltsperiode in der Hauptsache in unserem ganzen Gebiet dieselbe ist, während eventuelle lokale Verschiedenheiten von untergeordneter Bedeutung sind.

Es ist also zulässig, in jedem einzelnen Quartal eine gemeinschaftliche Mittelzahl für alle vier Stationen zu bilden, und dadurch erscheint die letzte Zahlenreihe der Tabelle:

$$7.37—7.37—7.29—7.22 \text{ ‰.}$$

Wie unten näher erwähnt werden wird, trat im November 05 ein besonders niedriger Oberflächensalzgehalt in einem grossen Teil des Bornholmbassins ein, und es ist deshalb möglich, dass der Mittelsalzgehalt für November dadurch ein wenig niedriger geworden ist, als eine längere Beobachtungsreihe ihn ergeben hätte. Unter allen Umständen scheinen aber die Mittelzahlen klar zu zeigen: *der Oberflächensalzgehalt erreicht sein Maximum zwischen*

Winter und Frühling, und sein Minimum zwischen Sommer und Herbst.

Da der Oberflächensalzgehalt hauptsächlich von den beiden Faktoren bestimmt wird: die Süßwasserzufuhr vom Land und die Salzzufuhr durch die Vermischung zwischen dem Oberflächenwasser und den salzigen, tieferen Wasserschichten, so muss auch die jährliche Periode des Oberflächensalzgehalts durch die kombinierte Wirkung der jährlichen Variation in der Süßwasserzufuhr und der jährlichen Variation in der Salzzufuhr zum Vorschein kommen.

Beide Faktoren werden nun in den grossen Hauptzügen gleichartig wirken: Im Sommer wird die ruhige Witterung und die wegen der Erwärmung geringe Dichtigkeit der Oberflächenschicht die Mischungsintensität auf ein Minimum reduzieren, wodurch der Salztransport von den tieferen Schichten zu der Oberfläche geschwächt wird; gleichzeitig wird der bedeutende Niederschlag in dem Gebiet der Ostsee eine starke Süßwasserzufuhr hervorbringen, und beides im Verein wirkt auf eine Verminderung des Oberflächensalzgehalts hin.

Im Winter wird dagegen die unruhige Witterung immer die Schichten zusammenmischen; es wird also immer salziges Wasser von den tieferen Schichten in die Oberfläche hinaufgeführt, und deren Salzgehalt steigt. Und ferner wird der Frost grosse Wassermassen als Schnee und Eis im Abwässerungsgebiet der Ostsee binden, so dass die Süßwasserzufuhr vom Land auf ein Minimum reduziert wird. — Wenn endlich gegen Frühjahr wieder Tauwetter eintritt, schmilzt der Schnee und das Eis in den Gebieten, die ihr Wasser an die Ostsee abgeben, und folglich nimmt die Süßwasserzufuhr im Frühjahr stark zu.

Wie es gleich unten wird besprochen werden, handelt es sich bei dem Bornholmbassin wesentlich um die gesamte Süßwasserzufuhr zum ganzen Ostseebecken, und um die Zeitpunkte des Minimums und des Maximums dieser Zufuhr etwas näher festzustellen, fügen wir noch folgendes hinzu. ROLF J. WITTING hat nachgewiesen¹⁾, dass die dem Bottnischen Busen zugeführte Süßwassermenge im Laufe des Jahres mit seinem Volumen in folgender Weise variiert:

Nov.—Jan.	16 km ³	Mai—Juli	65 km ³
Febr.—April	24 km ³	Aug.—Okt.	56 km ³

¹⁾ Siehe die in der Einleitung zitierte Arbeit: »Öfversikt af . . . «.

Und im grossen Ganzen wird der jährliche Gang dieser Zahlen wohl auch für die ganze Süsswasserzufuhr in die Ostsee zutreffen. Bekanntlich¹⁾ gehen jedoch die deutschen Ströme früher im Jahre auf als die den Bottnischen Meerbusen speisenden, und dies wird natürlich bewirken, dass das Maximum der gesamten Süsswasserzufuhr früher eintritt als das Maximum der Süsswasserzufuhr zum Bottnischen Busen. Grössere Unterschiede werden jedoch sicherlich hierdurch nicht hervorgerufen werden; und alles in allem müssen wir somit die übliche Auffassung als richtig ansehen, infolge welcher die gesamte Süsswasserzufuhr in die Ostsee *ihr Minimum im Winter erreicht, und von da an wieder zunimmt, bis die Kulmination etwa im Vorsommer eintritt.*

Vergleichen wir nun dies mit dem Gang des Oberflächensalzgehalts, so erhellt ein wichtiger Unterschied: 1) Während die Süsswasserzufuhr ihr Minimum im Winter erreicht, kulminiert der Oberflächensalzgehalt im Bornholmbassin doch erst zwischen Winter und Frühjahr, also merklich später als das Süsswasserminimum; 2) obgleich die Süsswasserzufuhr schon im Vorsommer ihr Maximum erreicht, passiert der Oberflächensalzgehalt doch erst zwischen Sommer und Herbst sein Minimum, also wieder merklich später als das Süsswassermaximum. Und hiermit sehen wir:

Es lässt sich eine bedeutende Verspätung der Salzgehaltsvariation auf offener See gegen die Variation der Süsswasserzufuhr vom Land nachweisen; die erste dieser Grössen erreicht ihr Maximum (Minimum) erheblich später, als die letztere ihr Minimum (Maximum) passiert hat.

Ferner ist es beachtenswert, dass *dieser Phasenverzug verschwindet, wenn wir uns aus offener See den Küsten nähern.* An den küstennahen Stationen der Danziger Bucht, wohin das Süsswasser sich vom Lande her schnell verbreitet, laufen sodann die jährlichen Perioden des Oberflächensalzgehalts und der Süsswasserzufuhr einander parallel. Und weil andererseits die jährliche Periode der durch die Mischungen bedingten Salzzufuhr zum Oberflächenwasser im Bornholmbassin wesentlich dieselbe als in der Danziger Bucht sein muss, so dürfen wir schliessen: *Die Verzögerung der Salzgehaltsperiode auf offener See kann nur dadurch erklärt werden, dass das süsse Wasser sich nur allmählich von den Küsten über das Meer hinaus verbreitet; die Verbreitung vom Lande seewärts braucht eine gewisse Zeit, und auf offener See bemerkt man deshalb die Änderungen in der Süsswasserzufuhr bedeutend später als an den Ufern.*

¹⁾ Siehe das »Segelhandbuch für die Ostsee«, Seite 86—87.

Das Bornholmbassin ist ja sowohl gegen Norden als gegen Süden von Küstenstrecken begrenzt, die Süßwasser in das Meer hinaussenden; und ausserdem werden diese Gewässer von allen den grossen Oberflächenwassermassen passiert, die allmählich von allen übrigen Teilen der Ostsee gegen die Ausflussmündung hinausströmen. Es sind also zwar verschiedene Faktoren vorhanden, die auf die Variation des Oberflächensalzgehalts im Bornholmbassin einwirken; aber es ist wahrscheinlich, dass der letztgenannte Faktor für alle Teile des Bornholmbassins von überwiegender Bedeutung sein muss. Denn wäre die lokale direkte Süßwasserzufuhr zum Bornholmbassin die primäre Ursache der Salzgehaltsvariation, so müsste zugleich dieses Süßwasser sich ziemlich schnell über das ganze Bassin hinaus verbreiten — um nicht verschiedene Perioden in den verschiedenen Teilen des Bassins hervorzurufen; und unter solchen Umständen würde wahrscheinlich der Gang des Salzgehalts sich demjenigen der Süßwasserzufuhr weit enger anschliessen, als es nun der Fall ist; mit anderen Worten: man würde dann hier im Bornholmbassin einen Oberflächensalzgehalt desselben Typs wie in der Danziger Bucht vorfinden, mit Maximum im Februar und Minimum schon im Mai. Dem wird ja aber von den Tatsachen widersprochen; und es ist folglich auch richtig, wenn wir oben das Hauptgewicht auf die *gesamte* Süßwasserzufuhr zum ganzen Ostseebassin gelegt haben.

Es ist natürlich von vornherein klar, dass eine gewisse Zeit erforderlich ist, um das Süßwasser von den Küsten seewärts hinaus zu verbreiten; durch die vorhergehenden Bemerkungen ist aber zugleich nachgewiesen worden, dass dieser Prozess hinreichend langsam verläuft, um schon mittelst Quartalsbeobachtungen konstatiert werden zu können.

Die einzige bisjetzt beobachtete Gelegenheit, wo der Oberflächensalzgehalt im Bornholmbassin unter 7 ‰ war, war in dem Zeitraum 4.—8. Nov. 05. Aber dann hatte das Wasser auch bis zu bedeutenden Tiefen unter der Oberfläche einen Salzgehalt von unter 7 ‰, indem man erst in Tiefen zwischen 40 und 50 m auf S 5 die 7 ‰ Isohaline traf, sowie zwischen 20 und 30 m auf »Bornholmtief« und D 10. Die Salzgehaltsverminderung wurde bis über die Arkonatiefe hinaus bemerkt, indem die deutsche Sektion Rügen—Schonen am 3. November beinahe ganz voll von 7 ‰ Wasser war; nur eine kleine Ecke der Sektion enthielt Wasser von über 8 ‰, und der höchste überhaupt gefundene Salzgehalt war nur 10.01 ‰. Zu diesem Zeitpunkt muss somit sicher eine stark nach Süden gehende Bewegung in grossen Teilen der oberen Schich-

ten der Ostsee stattgefunden haben: an der Oberfläche ist nicht nur die 7 ‰ Isohaline eine bedeutende Strecke über ihre gewöhnliche Lage vorgeschoben, sondern die 8 ‰ Isohaline ist sogar ganz ausserhalb des eigentlichen Ostseegebiets gerückt.

Schliesslich müssen wir noch darauf aufmerksam machen, dass einige abnorm niedrige Salzgehalte im Mai 04 durch schwedische Messungen auf S 5 und S 4 vorgefunden wurden. Während die Hauptmasse der Messungen mit Nansen-Petterssons Wasserschöpfer ausgeführt wurde, und *alle* einen Salzgehalt von über 7 ‰ zeigten, wurden mit einer Probekonstruktion von PETTERSSONS Bifilarstrommesser drei Extramessungen genommen, nämlich bei 10 m auf S 5: 6.58 ‰, bei 30 m auf S 4: 5.63 ‰, bei 50 m auf S 4: 8.68 ‰. Von diesen sind jedenfalls die beiden Salzgehalte unter 7 ‰ augenscheinlich falsch. Aber infolge einer brieflichen Mitteilung von Herrn Professor Pettersson sind sie alle drei nur deshalb unternommen, um die vorläufige Konstruktion des Apparates zu prüfen; sie sind nicht zur Veröffentlichung bestimmt gewesen, und sind deshalb alle drei sowohl in den bisherigen als in den kommenden Erörterungen ausser Acht gelassen.

Ein Kennzeichen für den Oberflächensalzgehalt war also dessen grosse Beständigkeit, indem derselbe in der Regel ein wenig über 7 ‰ ist. *Im Gegensatz hierzu ist die Mächtigkeit der 7 ‰ Schicht sehr wechselnd, indem die 8 ‰ Isohaline mitunter ca. zwanzig Meter tiefer unter der Oberfläche liegen kann als zu anderen Zeiten.*

Sie erreicht in der Regel ihre höchste Lage auf S 5, wo sie häufig über dem 40 m-, immer aber unter dem 30 m-Niveau liegt, während sie zu anderen Zeiten unter das 50 m-Niveau hinabsinken kann. Auf den 3 anderen Stationen hat sie in allen beobachteten Fällen unter dem 40 m-Niveau gelegen; so hat sie auf »Bornholmtief« mitunter zwischen 40 und 45 m gelegen, während sie zu anderen Zeiten unter das 60 m-Niveau hinabgesunken ist, und sie kann also eine Tiefenvariation von jedenfalls über 15 m erleiden. Auch auf D 10 hat man die 8 ‰ Isohaline zwischen 40 und 45 m getroffen, auf D 11 aber hat sie sich nur in zwei Fällen ein klein wenig über das 50 m-Niveau gehoben.

Vergleicht man schliesslich diese Angaben mit dem Umstand, dass, während die 8 ‰ Isohaline auf »Bornholmtief« nur in zwei Fällen mehr als 60 m unter der Oberfläche gelegen hat, dieses auf D 11 siebenmal der Fall gewesen ist — so sieht man, dass die 8 ‰ Isohaline eine deutliche Tendenz hat, auf dem Wege

von S 5 durch das Bornholmbassin nach D 11 immer tiefer zu sinken.

Eine jährliche Periode in der Mächtigkeit der 7 ‰ Schicht lässt sich kaum mit Hilfe des vorhandenen Materials nachweisen, im wesentlichen sind die Schwankungen der 8 ‰ Isohaline deshalb als zufällig zu betrachten, ohne deutliche Verbindung mit den Jahreszeiten.

Gehen wir von der Oberfläche abwärts, so zeigt es sich, dass, solange man sich noch in Tiefen befindet, die *immer* zu der oberen Schichten gehören, der Salzgehalt wie an der Oberfläche sehr konstant ist; *sobald man aber in die untere Schicht kommt, so werden die zufälligen Variationen in dem Salzgehalt plötzlich sehr gross.*

Betrachten wir nun zuerst die Verhältnisse bei einer Tiefe von 40 m:

Station	Am niedrigsten gefundene S ‰		Am höchsten gefundene S ‰		Variation	Jahresmittel	Mittel für Febr.—März	Mittel für Mai	Mittel für Juli—August	Mittel für November
	Min.	Zeit	Max.	Zeit						
S Ostsee 5. . . .	6.94	Nov. 05	11.56	Nov. 04	4.6	8.02	7.60	8.10	8.12	8.26
Bornholmtief . .	7.21	{ Mai 04 Nov. 05	7.68	{ Mai 05 Aug. 05	0.5	7.45	7.46	7.51	7.48	7.34
D Ostsee 10. . .	7.23	{ Feb. 06 Nov. 06	7.74	Feb. 03	0.5	7.48	7.55	7.55	7.47	7.36
D Ostsee 11. . .	7.04	Feb. 06	7.57	Mai 03	0.5	7.37	7.33	7.44	7.37	7.33

Hieraus ersieht man, dass auf den drei letzten Stationen, wo das 40 m-Niveau noch *immer* zu der unter 8 ‰ salzigen oberen Schicht gehört, die zufälligen Variationen im Salzgehalt noch immer sehr klein sind, nur $\frac{1}{2}$ ‰; auf S 5 aber, wo die 8 ‰ Isohaline gerade um das 40 m-Niveau als Mitteltiefe schwankt ist die Variation in dem Salzgehalt bis über $4\frac{1}{2}$ ‰ gestiegen.

Und bei der 50 m-Tiefe trifft man wieder folgendes Bild:

Station	Am niedrigsten gefundene S ‰		Am höchsten gefundene S ‰		Variation	Jahresmittel	Mittel für Febr.—März	Mittel für Mai	Mittel für Juli—August	Mittel für November
	Min.	Zeit	Max.	Zeit						
S Ostsee 5 . . .	7.38	Nov. 06	11.94	Nov. 04	4.6	9.34	8.85	9.07	9.95	9.47
Bornholmtief . .	7.21	Feb. 06	11.29	28. Apr. 07	4.1	8.74	8.77	8.78	8.74	8.65
D Ostsee 10. . .	7.23	Feb. 06	11.69	Febr. 07	4.5	8.55	8.85	8.55	9.02	7.77
D Ostsee 11. . .	7.05	Feb. 06	8.08	28. Apr. 07	1.0	7.53	7.40	7.62	7.63	7.48

Die einzige Station, auf der die Salzgehaltsveränderungen noch klein sind, ist D 11, also nach dem oben Entwickelten eben die Station, wo die 8 ‰ Isohaline sich nur selten ein kleines Stück über das 50 m-Niveau erhebt. An allen anderen Orten ist die Variation nun von derselben Grössenordnung, nämlich 4 bis $4\frac{1}{2}$ ‰. *Der Übergang zwischen Tiefen mit geringen Salzgehaltsvariationen zu Tiefen mit grossen Variationen ist sehr schroff, indem man z. B. mitten im Bornholmbassin eine acht- bis neunmal so grosse Veränderlichkeit bei 50 m Tiefe als bei 40 m Tiefe trifft. Folglich müssen sehr schroffe Übergänge zwischen den süssen oberen Schichten und den salzigen unteren Schichten vorkommen können.*

Als Beispiel hiervon können Messungen auf »Bornholmtief« am 20. März 1904 angeführt werden:

50 m: 7.41 ‰ 60 m: 14.20 ‰

Wie scharf die Grenze zwischen den Schichten gewesen ist, kann man freilich nicht genau angeben, es scheint aber, als ob die süsse obere Schicht und die salzige untere Schicht in diesem Fall sehr scharf getrennt gewesen ist.

In allen obenstehenden Tabellen sind ausserdem *die Mittelwerte des Salzgehalts* angeführt, und durch Vergleichung derselben für die drei Stationen, in denen die obere Schicht sich unter das 40 m-Niveau erstreckt, erscheint nun ein interessantes Phänomen:

	Bornholmtief				D Ostsee 10				D Ostsee 11			
	II	V	VIII	XI	II	V	VIII	XI	II	V	VIII	XI
0 m:	7.34	7.38	7.27	7.16	7.50	7.42	7.33	7.24	7.29	7.34	7.20	7.27
40 m:	7.46	7.51	7.48	7.34	7.55	7.55	7.47	7.36	7.33	7.44	7.37	7.33
50 m:									7.40	7.62	7.63	7.48

Aus dieser Vergleichung ersieht man: 1) Während man auf Bornholmtief und D 11 *an der Oberfläche* die zwei höchsten Salz-

gehalte im Februar—Mai hat, und die zwei niedrigsten im August—November, so hat man an beiden Stellen *bei 40 m* die zwei höchsten Salzgehalte im Mai—August, und die zwei niedrigsten im November—Februar; 2) an der Oberfläche auf D 10 fällt das Maximum ganz ausgeprägt in den Februar, bei 40 m dagegen zwischen Februar und Mai, und wir finden also auch hier einen erkennbaren Phasenverzug. Zwar ergeben die vorliegenden Mittelzahlen ferner, dass die beiden Minima im November eintreffen, aber zweifelsohne ist dies nur ein Zufall. Dass der mittlere Salzgehalt bei 0 m im November so niedrig ist, beruht auf der exceptionellen Messung 6.85 ‰ im November 05, und sie ist sicherlich nur ein Ausnahmefall. Lässt man deshalb diesen Monat ausser Acht, erhält man die folgenden Mittelzahlen:

	II	V	VIII	XI
0 m:	7.50	— 7.42	— 7.33	— 7.36
40 m:	7.55	— 7.55	— 7.47	— 7.37

Man darf also annehmen, dass normaliter das Minimum bei 0 m zwischen Sommer und Herbst, bei 40 m dagegen im Herbst eintritt, und man findet somit auch für das Minimum einen deutlichen Phasenverzug.

Fassen wir nun alles zusammen, so erhalten wir folgenden interessanten Satz:

Man kann überall einen deutlichen Phasenverzug bei wachsender Tiefe unter der Oberfläche nachweisen.

Dieser Phasenverzug wird fortgesetzt, wenn man auf D 11 von 40 auf 50 m hinabgeht; in dieser Tiefe fällt das Maximum zwischen Mai und August und das Minimum zwischen November und Februar.

Der Grund hierfür ist leicht einzusehen: Wie das vom Land zugeführte süsse Wasser sich erst stufenweise über die *Oberfläche* des Meeres ausbreitet, so dass die Variationen im Salzgehalt hier immer mehr verzögert werden im Verhältnis zu der jährlichen Variation in der Süsswasserzufuhr vom Land, je länger man auf die offene See hinauskommt — so dringt das süsse Wasser auch *erst allmählich in das Meer hinab*, indem es durch die successiven Mischungen stufenweise immer tiefer hinabgeführt wird. In einer gegebenen Schicht bemerkt man deshalb die Variationen in der Süsswasserzufuhr um so später im Jahre, je tiefer die Schicht unter der Oberfläche liegt, und wir sehen:

Die Salzgehaltsvariationen der oberen Schichten sind verzögert im Verhältnis zu den Variationen in der Süsswasser-

zufuhr, und der Phasenverzug kann sowohl in horizontaler als in vertikaler Richtung nachgewiesen werden. Auf offener See ist nicht nur die jährliche Periode des Oberflächensalzgehalts verzögert im Verhältnis zu der jährlichen Periode in der Süßwasserzufuhr vom Land, sondern in den Schichten unter der Oberfläche ist die Salzgehaltsperiode überdies verzögert im Verhältnis zu der Periode an der Oberfläche. An den Stellen, wo die obere Schicht beständig über 50 m dick ist, beträgt der Phasenverzug zwischen 0 und 50 m ungefähr ein Vierteljahr.

Es ist sehr wahrscheinlich, dass das hier nachgewiesene Phänomen für viele andere Meeresgebiete als die Ostsee von einer allgemeinen Bedeutung ist. Man trifft bekanntlich oft den Fall, dass der Salzgehalt an der Oberfläche und am Boden eines Fahrwassers entgegengesetzte jährliche Perioden zeigt: der erste erreicht sein Minimum im Sommer und sein Maximum im Winter, der andere umgekehrt sein Maximum im Sommer und sein Minimum im Winter. Dem Obenstehenden zufolge, liegt es nahe anzunehmen, dass *ein kontinuierlicher Übergang von der einen Periode zu der anderen* häufig existieren wird, indem auch die mittleren Schichten jährliche Perioden zeigen, deren Maxima und Minima indessen nur einer kontinuierten Verzögerung mit zunehmender Tiefe unterliegen. Geht man also durch die ganze Wassermasse von der Oberfläche bis zum Boden, so wird das Minimum kontinuierlich vom Sommer bis zu dem nachfolgenden Winter, und das Maximum vom Winter bis zu dem nachfolgenden Sommer verschoben; und es gibt mittlere Schichten, in denen der Salzgehalt sein Minimum im Herbst erreicht und sein Maximum im Frühling. Selbstverständlich braucht man nicht anzunehmen, dass der Phasenverzug *proportional* mit der Tiefe wächst; das Gewöhnliche wird sicher sein, dass am nächsten unter der Oberfläche eine Schicht vorhanden ist, wo der Phasenverzug nur verhältnismässig gering ist; danach kommt eine Schicht, wo der Phasenverzug schnell mit der Tiefe wächst, und schliesslich trifft man eine Bodenschicht an, in der die Phase wieder nur verhältnismässig schwach mit der Tiefe sich ändert.

Dass die hier entwickelte Hypothese sich oft richtig zeigen wird, ist, wie gesagt, dem oben Nachgewiesenen gemäss als wahrscheinlich zu betrachten. Selbstverständlich brauchen aber die Verhältnisse sich nicht immer so einfach wie hier entwickelt zu stellen; es steht dem nichts entgegen, dass man sich ein Fahrwasser vorstellen kann, in dem die Ober- und Bodenschicht durch eine mittlere Schicht getrennt ist, wo der Durchschnittssalzgehalt sich das

ganze Jahr hindurch konstant hält, und in einem solchen Meeresgebiet braucht gar kein kontinuierlicher Übergang zwischen den Zeitpunkten zu existieren, zu welchen die Maxima (Minima) der oberen Schicht eintreten, und den Zeitpunkten, zu welchen die Maxima (Minima) im Bodenwasser eintreten. Und noch häufiger wird man wohl finden, dass die ganzjährigen Perioden an der Oberfläche und am Boden durch halbjährige (doppelte) Perioden in den Zwischenschichten voneinander getrennt sind, und auch hierdurch wird ja die Kontinuität zwischen Oberfläche und Boden vernichtet. Nur die Beobachtungen können in jedem einzelnen Fahrwasser entscheiden, ob die hydrographischen Verhältnisse der oben erwähnten oder einen anderen Regel folgen.

Hiernach kehren wir nun wieder zu dem Bornholmbassin zurück, indem wir von der oberen Schicht zu den tieferen Schichten hinabgehen. Während die Periodizität in den Mittelzahlen der »Deckschicht« so leicht und natürlich zu erklären ist, dass kein Grund vorhanden sein kann, deren Realität zu bezweifeln, stellen die Umstände sich weniger günstig, was die tieferen Schichten betrifft. In Meeresgebieten, wo die zufälligen Variationen so verhältnismässig gross sind wie hier, ist eine fünfjährige Beobachtungsreihe nicht ausreichend, um an sich eine zuverlässige Mittelzahlbildung zu geben; und da man in den tiefen Schichten wohl in der Regel nur schwierig eine unmittelbar klare Begründung der Periodizitäten geben kann, die die Mittelzahlen zeigen, so hat es nur wenig Interesse, eine detaillierte Erörterung auf Grundlage des vorhandenen Materials zu versuchen. Nur einzelne Punkte werden deshalb hier angeführt.

Betrachtet man die drei Stationen S 5, »Bornholmtief« und D 10, in denen das 50 m-Niveau zu den mittleren Schichten gehört, so scheinen alle drei eine gemeinschaftliche Tendenz zu zeigen, den höchsten Salzgehalt *im Sommer* zu erreichen; und versucht man als Folge dieser Übereinstimmung gemeinschaftliche Mittelzahlen für alle drei Stationen zu bilden, dann bekommt man:

	Febr.—März	Mai	Juli—Aug.	November
50 m:	8.82	8.80	9.24	8.63

Es scheint also, dass *der Salzgehalt in den mittleren Schichten durchschnittlich am grössten im Sommer ist*, und es ist auch wahrscheinlich, dass dies der Fall sein muss. Erstens finden ja zu dieser Jahreszeit keine thermischen Konvektionsströmungen statt; zweitens ist das Wetter im Sommer durchgehends

am ruhigsten, und alles in allem sind also gerade im Sommer die mittleren Schichten den schwächsten Vermischungen mit den salzarmen oberen Schichten ausgesetzt.

Dass atmosphärische Störungen bisweilen jedoch auch im Sommer grosse Veränderungen selbst in den hydrographischen Verhältnissen der tiefen Schichten hervorbringen können, zeigen folgende Messungen: Auf D 11 war der Salzgehalt bei 60 m am 7. Aug. 02: 14,69 ‰; nach einem dreitägigen Weststurm fand man aber am 13. Aug. bei 60 m nur 9,55 ‰ und bei 68 m: 10,99 ‰. Der Sturm hat also so grosse Verschiebungen zwischen den Schichten hervorgebracht, dass das salzige Wasser beinahe ganz weggedrängt ist. —

Gehen wir noch tiefer hinab: bis 60 m, so haben wir nun auch auf Station D 11 die untere Grenze der *permanenten* 7 ‰-Zone überschritten; und es zeigt sich dann auch, dass die Salzgehaltsvariation auf D 11 sich nun plötzlich bis auf 7,7 ‰ (gegen 1,0 ‰ bei 50 m) erhöht:

Station	Am niedrigsten gefundene S ‰		Am höchsten gefundene S ‰		Variation	Jahresmittel
	Min.	Zeit	Max.	Zeit		
S Ostsee 5	9.47	Nov. 05	14.89	Mai 04	5.4	ca. 12
Bornholmtief. . .	7.65	Febr. 05	14.24	März 05	6.6	ca. 11.9
D Ostsee 11 . . .	7.03	Febr. 06	14.69	Aug. 02	7.7	ca. 9½

[NB. In dieser Tabelle ist Station D 10 ausgelassen, weil das 60 m-Niveau hier zu der eigentlichen Bodenschicht gehört, und diese wird, was alle 4 Stationen betrifft, in dem Folgenden gesondert behandelt werden.]

Man sieht, wie die Veränderlichkeit des Salzgehalts auf allen drei Stationen ganz bedeutend gestiegen ist, und namentlich ist die Steigerung auf D 11 wie gesagt gross. Es ist ferner interessant zu bemerken, dass auf »Bornholmtief« der niedrigste und höchste Salzgehalt, der überhaupt in dem ganzen fünfjährigen Zeitraum vorgekommen ist, in demselben Jahr und zu derselben Jahreszeit eintreten, nur mit einem Zwischenraum von gut einem Monat [7,65 ‰ fand man am 3. Februar und 14,24 ‰ am 15. März], und wir sehen also, dass die hydrographischen Verhältnisse in diesen Tiefen nicht nur sehr grossen, sondern auch sehr plötzlichen Schwankungen unterworfen sein können. Wir erinnern zugleich noch einmal daran, dass der Salzgehalt bei 60 m im Aug.

02 auf D 11 im Laufe einer Woche von 14.69 auf 9.55 ‰ sank, und es ist deshalb ganz richtig, wenn wir die unter der Rubrik »Variation« angeführten Zahlen als *zufällige* Variation des Salzgehalts auffassen.

Wenn man die verschiedenen Tabellen mit einander vergleicht, so drängt sich sehr natürlich die Frage auf, ob eine Verbindung zwischen den Salzgehaltsschwankungen in den verschiedenen Tiefen existiert. Dass eine solche Verbindung oft vorhanden ist, ist klar. Ein hoher Salzgehalt in einer Schicht kommt oft vor durch eine starke Einströmung von salzigen Wassermassen, die die überliegenden Wassermassen etwas heben; hierdurch wird eine allgemeine Hebung der Isohalinen verursacht, und so tritt zu derselben Zeit ein hoher Salzgehalt in einer ganzen Reihe konsekutiver Tiefen ein.

Man kann verschiedene Beispiele hiervon anführen. Mit dem hohen Salzgehalt 14.89 ‰ bei 60 m auf S 5 im Mai 04 wurde zugleich bei 50 m der hohe Salzgehalt 11.69 ‰ gefunden, der nur ein wenig kleiner ist, als das absolute Maximum an dieser Stelle. Und im Nov. 04 wurde auf S 5 das absolute Maximum 11.94 ‰ bei 50 m begleitet von dem absoluten Maximum 11.56 ‰ bei 40 m und dem absoluten Maximum 7.54 ‰ an der Oberfläche.

Andererseits ist es aber klar, dass Fälle eintreffen können, wo der Salzgehalt sich unverändert in einer gewissen Tiefe hält, während derselbe in einer benachbarten Tiefe stark verändert wird. Betrachten wir erstens den Fall, wo eine scharfe Grenze zwischen der verhältnismässig süßen oberen Schicht vorhanden ist, wo der Salzgehalt nur schwach mit der Tiefe variiert, und einer salzigen unteren Schicht, wo der Salzgehalt wieder nur wenig mit der Tiefe variiert. Wird diese Grenze nun niedergedrückt, so dass sie z. B. statt zwischen 50 und 60 m zu liegen nun unter das 60 m-Niveau sinkt, so ist es ganz klar, dass der Salzgehalt bei 60 m dadurch eine grosse Veränderung erleidet, während er bei 50 m sich beinahe unverändert hält.

Und ferner kann das Mischungsphänomen eine grosse Rolle spielen. Nehmen wir an, dass eine Verdickung der Oberschicht und eine Vermischung zwischen den unteren Teilen derselben und den oberen Teilen der Unterschicht auf einmal vor sich geht. Erstens wird dann die Verdickung der oberen Schicht eine Senkung aller isohalinen Flächen anstreben; und die Vermischung wird ferner auch den Salzgehalt der Unterschicht verringern. In dieser wirken beide Faktoren also in derselben Richtung, und wir bekommen hier ein starkes Sinken des Salzgehalts. Für die Teile der Ober-

schicht, wohin die Vermischung mit der Unterschicht nicht reicht, wird die Verdickung der oberen Schicht sich in der Regel auch durch eine Verminderung des Salzgehalts zu erkennen geben, aber die Verminderung ist hier weit geringer als in der unteren Schicht. Schliesslich aber werden in den unteren Teilen der Oberschicht, wo die Vermischung mit der Unterschicht sich kräftig geltend macht, die beiden Faktoren: die Verdickung der oberen Schicht und die Vermischung mit der unteren Schicht in entgegengesetzten Richtungen wirken; während der erste Faktor sucht, die Isohalinen hinabzudrücken, wird der letztere bemüht sein, den Salzgehalt zu erhöhen, also die Isohalinen emporzudrücken; und in diesen Wassermassen kann das Resultat dann ein unveränderter Salzgehalt werden, oder sogar ein vergrösserter Salzgehalt; *folglich können Fälle eintreffen, wo der Salzgehalt sowohl in den grösseren als in den kleineren Tiefen abnimmt, während in dazwischen liegenden Tiefen derselbe sich unverändert hält oder sogar zunimmt.*

Ein Beispiel hiervon geben eben die Messungen auf D 11 am 7. und 13. August 02: bei 30 m sank der Salzgehalt von 7.38 auf 7.23 ‰, also eine *Verminderung* von 0.15 ‰; bei 40 und 50 m ist der Salzgehalt *unverändert* (in erster Tiefe eine Verminderung, in zweiter Tiefe eine Vergrösserung von 0.02 ‰, also innerhalb der Grenzen für den Titrierungsfehler); und schliesslich bei 60 m sinkt der Salzgehalt von 14.69 auf 9.55 ‰, also eine *Verminderung* von 5.14 ‰.

Schliesslich gehen wir nun zur Behandlung des eigentlichen *Bodenwassers* über. Da die tiefsten Beobachtungen von derselben Station in wechselnden Tiefen unter der Oberfläche genommen sind, und da der Salzgehalt nahe am Boden sich oft bedeutend mit der Tiefe ändern kann, ist es notwendig, hier einen gewissen Vorbehalt zu machen. In nachfolgender Tabelle bezeichnet »Max« den höchsten Salzgehalt, der überhaupt auf der Station gefunden ist; »Min« den kleinsten aller Angaben vom Bodensalzgehalt, der auf S 5 in Tiefen von mehr als 65 m gefunden ist, auf »Bornholm-tief« in Tiefen von mehr als 85 m, auf D 10 in Tiefen von mehr als 55 m und auf D 11 in Tiefen von mehr als 60 m. Und in derselben Weise sind die Mittelzahlen berechnet, indem wir in jeder Serie die tiefste Salzgehaltsbeobachtung herausgriffen, darauf alle diejenigen Beobachtungen ausmerzten, deren Tiefen *unter* den genannten Grenzen waren, und schliesslich Mittelzahlen von den restierenden Salzgehalten bildeten.

Hierdurch ist nun folgende Tabelle über den *Bodensalzgehalt* entstanden:

Station	Am niedrigsten gefundene S ‰			Am höchsten gefundene S ‰			Variation	Jahres- mittel		Mittel für Febr.—März	Mittel für Mai	Mittel für Juli—Aug.	Mittel für November
	Min.	Tiefe	Zeit	Max.	Tiefe	Zeit		Mittel	Tiefe				
S Ostsee 5 . . .	11.31	m	Mai 05	17.00	m	Mai 04	5.7	14.09	68	13.92	14.45	13.35	14.63
Bornholmtief. .	14.87	93	Nov. 06	{17.81 17.79	94	{Mai 03 31. Juli 03}	2.9	16.38	93	16.38	16.59	16.47	16.08
D Ostsee 10 . .	9.13	59½	Nov. 05	15.55	62½	Febr. 03	6.4	12.34	60	13.03	12.50	12.73	11.08
D Ostsee 11 . .	8.31	69	Febr. 06	14.69	60	Aug. 02	6.4	12.06	71	11.77	13.16	11.50	11.81

Ausser den hier benutzten Messungen liegt noch eine Salzgehaltsangabe von 14.60 ‰ bei 90 m auf »Bornholmtief« am 16. März 06 vor. Wie wir später zeigen werden, ist diese Messung doch vielleicht falsch, und sie ist nicht bei der Berechnung der obigen Tabelle benutzt.

Man bemerkt hier gleich die geringe Salzgehaltsvariation am Boden des »Bornholmtief«; *in der Mitte des Bornholmbassins ist der Salzgehalt am Boden nicht um die Hälfte so veränderlich wie bei der 60 m-Schicht.* Ferner ist der Salzgehalt an diesem Ort immer hoch; er hat zwischen den Grenzen 14.9 und 17.8 ‰ geschwankt, und sein Mittelwert ist 16.38 ‰. *In den tiefsten Schichten des Bornholmbassins ist der Salzgehalt also in der Regel über 15 ‰.*

Da der Salzgehalt in den unteren Schichten im allgemeinen gleichmässig ohne grössere Sprünge variiert, ist es in dem salzigen Bodenwasser sehr wohl möglich, durch graphische Interpolation die Tiefen der verschiedenen Isohalinen zu finden; und *es zeigt sich dann, dass man die 15 ‰-Isohaline auf »Bornholmtief« oft schon zwischen 65 und 70 m treffen kann, während ihre durchschnittliche Tiefe ca. 75 m ist.* Wird die Tiefe des »Bornholmtief« auf rund 97 m angesetzt, so sieht man also, *dass mitunter das ganze unterste Drittel einer Wassersäule mitten im Bornholmbassin aus Wasser von über 15 ‰ bestehen kann; andererseits kann es aber auch geschehen, dass die Wassersäule überhaupt kein 15 ‰-Wasser enthält.* Das Niveau der 15 ‰-Kurve kann somit grosse Verschiebungen von mehr als 30 Metern erleiden, und wenn der Bodensalzgehalt also dennoch nicht besonders veränderlich ist, so liegt das daran, dass der Bodensalzgehalt sich, selbst bei einer hohen Lage der 15 ‰-Kurve, nie besonders stark über 15 ‰ hebt, und andererseits auch nie besonders unter diesen Wert sinkt.

Bei der Behandlung der Arkonatiefe zeigten wir, dass die 15 ‰-Kurve selten über das 30 m-Niveau hinaufreichte, in der Regel aber unter diesem Niveau lag. Man kann deshalb sagen, dass die 15 ‰-Kurve *gewöhnlich reichlich doppelt so tief in der*

Bornholmtiefe als in der Arkonatiefe liegt. Und in östlicher Richtung reicht sie nur ausnahmsweise über das Bornholmbassin hinaus.

Aus vorstehender Tabelle sieht man nämlich, dass der höchste bisjetzt beobachtete Salzgehalt auf D 11 nur 14.69 ‰ ist, und der Mittelwert an diesem Ort ist nur 12.06 ‰. Wenn der Bodensalzgehalt auf D 11 bis 14.7 ‰ erreichen kann, so kann derselbe wohl auch zeitweise 15 ‰ erreichen; das ist aber, wie gesagt, während der internationalen Untersuchungen noch nicht eingetroffen, und es ist also mit Recht als ein Ausnahmefall zu bezeichnen.

Die Verhältnisse auf D 11 beanspruchen besonderes Interesse dadurch, dass diese Station in dem Verbindungskanal zwischen dem Bornholmbassin und der inneren Ostsee, östlich von der Mittelbank liegt; und das Wasser, das die salzige untere Schicht der inneren Ostsee erneuert, muss deshalb erst D 11 passieren. Wir sehen also, dass *dieses Wasser nur ausnahmsweise über 15 ‰ Salz enthält, in weitaus den meisten Fällen aber einen geringeren Salzgehalt hat.*

Wie man sich erinnern wird, konnte es in der Arkonatiefe eintreffen, dass die obere Schicht sich so stark verdickt, dass dieselbe bis zum Boden in der deutschen Sektion Rügen-Schonen reicht und damit die Verbindung zwischen der salzigen unteren Schicht der Ostsee und den Wassermassen ausserhalb der Ostsee vollständig absperrt. Ganz dasselbe Phänomen kann in dem tiefen Kanal südlich von der Mittelbank eintreffen. Wir sehen nämlich aus vorstehender Tabelle, dass der Salzgehalt auf D 11 sich sogar bis zu einer Tiefe von ca. 70 Metern so niedrig wie 8.31 ‰ halten kann, also: *mitunter kann die süsse obere Schicht so dick werden, dass sie die Verbindung zwischen den salzigen unteren Schichten in der inneren Ostsee und den salzigen unteren Schichten in dem Bornholmbassin westlich von der Mittelbank vollständig absperrt.*

Im südlichen Teil des Bornholmbassins, auf D 10, steigt der Salzgehalt nur bei zwei Gelegenheiten auf 15 ‰ und darüber (im Febr. 03: 15.55 ‰ bei 62½ m; im Aug. 04: 15.01 ‰ bei 58 m), während er sonst immer unter 15 ‰ gewesen ist. Merkwürdigerweise reichte das Niveau der 15 ‰-Isohaline in diesen beiden Fällen im südlichen Teil des Bornholmbassins höher empor, als es überhaupt jemals auf »Bornholmtief« beobachtet ist. Im Febr. 03 fehlen leider Beobachtungen auf »Bornholmtief«; im August 04 wurde aber an demselben Tage folgendes gefunden:

D 10	bei 58 m: 15.01 ‰
»Bornholmtief«	bei 65 m: 14.40 ‰

Es ist ziemlich zweifelhaft, wie dies zu erklären sei. Möglicherweise sind in dem Bodenwasser des Bornholmbassins solche Bewegungen vor sich gegangen, dass das Wasser gegen den südlichen Rand des Bassins gepresst worden ist und dadurch ein höheres Niveau als mitten im Bassin bekommen hat; oder auch kann das Wasser auf D Ostsee 10 vielleicht eine Salzwasserzufuhr von dem Arkonabecken südlich des Adler-Grundes bekommen haben.

Es unterliegt keinem Zweifel, dass sich die Hauptzirkulation zwischen dem Arkonabecken und dem Bornholmbecken entlang der tiefen Rinne nördlich von Bornholm vollzieht; deshalb ist es aber nicht ausgeschlossen, dass eine kräftige Salzwassereinströmung in das Arkonabecken sich teilen kann, so dass die Hauptmenge nördlich und der Rest südlich von Bornholm weiter vordringt. Falls nun so etwas die Ursache des hohen Salzgehalts von 15.55 ‰ auf D 10 am 18.—19. Februar 03 ist, so ist der Zeitpunkt der Einströmung jedenfalls ganz unbekannt. Zwar ging, wie wir früher gezeigt haben, eine sehr starke Salzwassereinströmung durch Drogden am 12.—13. Februar vor sich; teils hatte aber dieses Wasser nur eine Temperatur von zwischen $2\frac{1}{2}^{\circ}$ und 3° , während das Bodenwasser auf D 10 über 4° ist, teils ist es kaum wahrscheinlich, dass ein Bodenstrom so weit in die Ostsee wie bis zu D 10 im Laufe von nur einer Woche wird vordringen können. Rührt also der hohe Salzgehalt auf D 10 von einer Salzwassermasse her, die südlich von Bornholm passiert ist, so muss diese Wassermasse aller Wahrscheinlichkeit nach in die Ostsee gekommen sein zu einem bedeutend früheren Zeitpunkt als die oben erwähnte Einströmung durch Drogden.

Dass die Hauptzirkulation nördlich von Bornholm vor sich geht, zeigt sich übrigens deutlich in dem hohen Salzgehalt auf S 5. Sowohl der minimale Salzgehalt 11.31 ‰, als auch das Maximum 17.00 ‰ und die Mittelzahl 14.09 ‰ ist bedeutend grösser als die entsprechenden Werte am Boden auf D 10.

Es zeigt sich ferner die scheinbare Merkwürdigkeit, dass das Maximum 17.00 ‰ auf S 5 geringer ist als das Maximum 17.81 ‰ auf »Bornholmtief«, und dieser letzte Salzgehalt ist überhaupt der grösste beobachtete Salzgehalt im ganzen Gebiet. *Es muss deshalb an einer der Stellen S 5 oder D 10 zu irgend einem Zeitpunkt vor Mai 1903 Wasser von wenigstens 18 ‰ gewesen sein.* Es ist kaum wahrscheinlich, dass so salziges Wasser südlich von Bornholm herkommen kann, da es in diesen seichten Gewässern ohne Zweifel stark gemischt werden muss, und es muss deshalb S 5 zu irgend einem Zeitpunkt im Zwischenraum zwischen den hier angestellten Beobachtungsserien passiert haben. Man sieht also, dass man keineswegs davon ausgehen kann, dass die in den Tabellen ange-

gebenen Maxima wirklich den absolut höchsten Salzgehalt darstellen, der auf unseren Stationen vorgekommen ist; und man wird folglich auch hierdurch zu dem Resultat geführt, dass die Quartalsmessungen nicht ausreichen, um ein erschöpfendes Bild selbst der Hauptzüge der Veränderungen in den hydrographischen Verhältnissen dieser Gewässer zu geben.

Dagegen ist nichts Merkwürdiges darin, dass der durchschnittliche Salzgehalt höher am Boden des »Bornholmtief« als am Boden auf S 5 ist. Man muss sich nämlich erinnern, dass, selbst wenn der *absolut höchste* Salzgehalt notwendigerweise auf S 5 vorkommen muss (indem die salzigen Wassermassen auf ihrem Wege von S 5 nach »Bornholmtief« Gegenstand einer beständigen Verdünnung durch Mischung mit den überliegenden süsseren Wassermassen sind), die salzigen Wassermassen sich andererseits viel längere Zeit am Boden des Bornholmbassins als am Boden auf S 5 aufhalten. Die Station S 5 ist überhaupt nur eine Stelle, die das salzige Wasser während seiner Einströmung in das tiefere Bassin östlich von Bornholm passiert, während dieses letztere dagegen diejenige Stelle ist, wo es sich gewissermassen zur Ruhe legt; und es ist klar, dass eine Wassermasse von z. B. 16 ‰, die, wie wir annehmen wollen, ein halbes Jahr am Boden des Bornholmbassins bleibt, den durchschnittlichen Salzgehalt an diesem Ort weit stärker heben wird, als der Durchschnittssalzgehalt am Boden auf S 5 gehoben werden wird, dadurch dass eine Wassermasse von 18—19 ‰ diese Stelle im Laufe von vielleicht einigen Tagen passiert, um danach lange Zeit hindurch von Wassermassen von 12—13 ‰ abgelöst zu werden.

Dass die Verhältnisse auf S 5 weit wechselnder sind als in dem Bornholmbassin selbst, zeigt sich ja auch darin, dass die zufällige Variation des Bodensalzgehalts doppelt so gross ist an der ersten als an der letzten Stelle; und hieraus folgt auch, dass die in der Tabelle angegebenen Maxima, Minima und Mittelwerte wahrscheinlich der Wahrheit bedeutend näher auf »Bornholmtief« als auf S 5 kommen. Man darf somit beispielsweise annehmen, dass die angegebene Variation von 2.9 ‰ für den Bodensalzgehalt auf »Bornholmtief« verhältnismässig richtig ist, während der gefundene Wert 5.7 ‰ für die Variation auf S 5 merklich unter dem wahren Wert sein muss.

Noch haben wir zu untersuchen, ob der Bodensalzgehalt von der Jahreszeit abhängig ist. Da die zufälligen Variationen so gross sind, würde man auf Grundlage einer nur fünfjährigen Beobachtungsreihe nur den angeführten Mittelzahlen Glauben schenken können, falls man eine Ähnlichkeit zwischen dem Verlauf des Salz-

gehalts auf den 4 Stationen nachweisen könnte. Die Tabelle zeigt aber keinen gemeinschaftlichen Charakterzug, und wir müssen uns deshalb darauf beschränken zu sagen, dass *auf Grundlage des vorliegenden Materials keine Verbindung zwischen dem Bodensalzgehalt und den Jahreszeiten sich mit Sicherheit nachweisen lässt.*

Da die Verhältnisse im »Bornholmtief« besonderes Interesse haben, haben wir auf Taf. I u. a. den Verlauf des Bodensalzgehalts in dem ganzen Zeitraum der hier behandelten internationalen Untersuchungen dargestellt; die Tafel wird später Gegenstand einer eingehenden Erläuterung werden, und wir begnügen uns deshalb hier mit einem Hinweis auf *die sehr unregelmässige Gestalt der Salzgehaltskurve.*

B. Die Temperatur.

Wir werden damit anfangen, eine Übersicht über *die Mitteltemperaturen* zu geben:

S Ostsee 5					»Bornholmtief«				
Tiefe	März	Mai	Juli—Aug.	Nov.	Tiefe	Feb.—März	Mai	Juli—Aug.	Nov.
0	2° 1*	6° 2	16° 6	8° 9	0	2° 3*	5° 2	15° 7	8° 9
10	1° 9*	5° 7	15° 3	9° 0	10	2° 3*	4° 8	15° 4	8° 9
20	2° 0*	5° 5	12° 5	9° 0	20	2° 3*	4° 5	14° 4	8° 9
30	1° 9*	3° 8	7° 6	9° 2	30	2° 4*	4° 0	10° 0	8° 8
40	1° 9*	3° 6	5° 1	9° 7	40	2° 4*	3° 5	5° 9	8° 7
50	2° 0*	3° 5	7° 2	9° 8	50	3° 7	3° 0*	4° 2	6° 1
60	2° 7*	3° 4	8° 3	8° 8	60	5° 4	3° 2*	4° 4	6° 9
Boden	3° 0*	3° 9	7° 6	7° 2	75	5° 2	4° 1	4° 0*	4° 7
(Mitteltiefe)	(69 m)	(69 m)	(68 m)	(68 m)	Boden	5° 2	4° 4	4° 3	4° 3
					(Mitteltiefe)	(92 m)	(94 m)	(94 m)	(92 m)

D Ostsee 10					D Ostsee 11				
Tiefe	Feb.	Mai	Aug.	Nov.	Tiefe	Feb.	Mai	Aug.	Nov.
0	2° 5*	4° 7	16° 7	8° 8	0	2° 4*	4° 4	15° 6	8° 9
10	2° 7*	4° 5	15° 8	8° 8	10	2° 4*	4° 4	15° 4	8° 9
20	2° 7*	4° 4	15° 4	8° 8	20	2° 4*	4° 1	14° 7	8° 9
30	2° 7*	4° 0	10° 5	8° 8	30	2° 4*	3° 9	11° 3	8° 4
40	2° 6*	3° 6	4° 8	8° 9	40	2° 5*	3° 4	7° 1	7° 9
50	3° 9	3° 2*	3° 9	6° 8	50	2° 6*	3° 0	4° 0	7° 2
Boden	5° 9	4° 1*	4° 3	6° 0	60	4° 4	3° 0*	4° 0	5° 5
(Mitteltiefe)	(60 m)	(60 m)	(59 m)	(59 m)	Boden	4° 9	4° 0*	4° 1	5° 8
					(Mitteltiefe)	(73 m)	(74 m)	(68 m)	(70 m)

In meiner früheren Abhandlung über den Finnischen Meerbusen¹⁾ gelang es mir auf Grund der dichten Beobachtungsreihen, die auf Station F 53 angestellt sind, in diesem Gebiet kontinuierliche Temperaturkurven für das ganze Jahr zu konstruieren; und diese Kurven weichen oft sehr bedeutend von den einfachen Sinusformen ab. Hier in der Ostsee liegen nur Quartalsmessungen vor, und da diese bekanntlich zu einer vollständigen Darstellung von Temperaturkurven, die von der Sinus-Form erkennbar abweichen, nicht genügend sind, habe ich vorgezogen, obenstehende Zahlenreihen keiner weiteren Bearbeitung zu unterwerfen, bin aber bei ihnen, wie sie hier vorliegen, stehen geblieben. Infolge der Natur der Sache kann man dann nicht den *kontinuierlichen* Phasenverzug der Temperatur mit der Tiefe nachweisen, muss sich aber damit begnügen, denselben so gut, wie die Zahlenreihen es nun erlauben, annähernd anzugeben.

An der Oberfläche findet man selbstverständlich überall die gewöhnliche Periode mit einem Minimum von 2° — $2\frac{1}{2}^{\circ}$ im Winter und einem Maximum von $15\frac{1}{2}^{\circ}$ — $16\frac{1}{2}^{\circ}$ im Sommer. Und in den obersten 20—30 m hat man immer dieselbe Periode; das Winterminimum hält sich immer unverändert, das Sommermaximum nimmt aber allmählich ab und steht in der untersten Grenze der Schicht mit einer Temperatur von nur 10° — 12° . *Unter dieser Schicht kommt eine Übergangsschicht mit einer auffallenden schiefen Temperaturkurve, indem das Minimum fortwährend im Winter eintrifft und denselben Wert wie an der Oberfläche hat, während das Maximum sich im Herbst einstellt.* Zwischen dem Minimum und dem Maximum verlaufen also 3 Vierteljahre, während zwischen dem Maximum und dem Minimum nur 1 Vierteljahr verläuft. Der Grund hierfür ist, dass die ruhige Witterung im Sommer nur verhältnismässig schwache Mischungen zwischen den verschiedenen Wasserschichten hervorruft und die Sommerwärme nur ziemlich langsam zu den grösseren Tiefen hinabdringen lässt, während die intensiven Mischungen, die die Oberflächenabkühlung (die Konvektion) und die unruhige Witterung im Winter hervorrufen, dagegen bewirken, dass die Schichten bis zu bedeutenden Tiefen zu der Wintertemperatur der Oberfläche abgekühlt werden. Und folglich werden Schichten erscheinen, in welchen die Temperatur ihr Winterminimum ungefähr gleichzeitig mit der Oberflächentemperatur erreicht, während sie dagegen bedeutend später als die Oberflächentemperatur kulminiert.

¹⁾ Finnländische Hydrographisch-Biologische Untersuchungen Nr. 3.

Solange man sich in Tiefen befindet, in denen die Temperatur im Winter ungefähr dieselbe ist wie an der Oberfläche, so lange tritt das Temperaturminimum auch im Winter ein. Beschäftigen wir uns vorläufig mit dem eigentlichen Bornholmbassin (nämlich: mit den drei letzten der oben angegebenen Stationen), so sehen wir, dass diese Schicht ihre untere Grenze zwischen 40 und 50 m auf »Bornholmtief« und D 10, aber zwischen 50 und 60 m auf D 11 erreicht. Wie man sich erinnern wird, liegt das Mittel-niveau der 8 ‰ Isohaline gerade auf jeder der drei Stationen zwischen denselben Grenzen, und man sieht also: *die 8 ‰ Isohaline bildet die Grenze zwischen den Wassermassen, in denen das Temperaturminimum im Winter fällt, und den Wassermassen, in welchen das Minimum erst im Frühling eintritt. In den obersten 30 Metern der 7 ‰ Wasserschicht wird die höchste Quartaltstemperatur im Sommer erreicht, in den unteren Gebieten der Schicht kulminiert aber die Temperatur erst im Herbst, und hier findet man also die schiefen Temperaturkurven.*

In den grösseren Tiefen werden die Temperaturkurven nun wieder mehr regelmässig gestaltet, indem das Minimum im Frühling, das Maximum im Herbst eintritt. Die Minima sind nun erheblich höher als an der Oberfläche, nämlich 3° und darüber, steigend mit der Tiefe, während die Maxima in der Regel mit wachsender Tiefe abnehmen. *Doch geschieht es an gewissen Stellen auch, dass das Maximum mit zunehmender Tiefe zunimmt*, und dies ist der Fall sowohl von 50 bis 60 m auf »Bornholmtief« (wo das Temperaturmaximum beinahe um 1° höher bei 60 m als bei 50 m ist) als auch zwischen 60 m und Boden auf D 11.

In den tiefsten Schichten kann man noch einen fernerer Phasenverzug spüren: Bei 75 m auf »Bornholmtief« tritt das Minimum entschieden zwischen Frühling und Sommer, das Maximum zwischen Herbst und Winter ein; und dasselbe ist der Fall am Boden sowohl auf D 10 als D 11.

Während man in den bisjetzt angeführten Fällen so ausgeprägte Periodizitäten bekommen hat, dass kein Grund vorhanden ist, ihre Realität zu bezweifeln, *scheint die Abhängigkeit der Temperatur von der Jahreszeit nicht viel weiter hinab als bis zu der 75 m-Tiefe gespürt werden zu können.* Im Bodenwasser auf »Bornholmtief« zeigen die Mittelzahlen freilich ein ausgeprägtes Maximum im Winter, die Temperatur ist aber zu den drei anderen Jahreszeiten ganz gleich, und man kann also kein Minimum nachweisen. Wenden wir uns deshalb von den Mittelzahlen zu den auf Taf. I dargestellten beobachteten Bodentemperaturen, so sehen

wir dann auch, dass das Wintermaximum $5^{\circ} 2$ von dem Umstand herrührt, dass das Bodenwasser in der Zeit vor Februar 1907 eine so starke Zufuhr von warmem Wasser bekommen hat, dass die Temperatur bei 91 m am 7. Februar 1907 so hoch wie $7^{\circ} 21$ war. Sonst kann man keine Periodizität in der Bodentemperatur entdecken, und wir dürfen deshalb annehmen, dass eine hinreichend lange Beobachtungsreihe wieder das Mittelzahlenmaximum ausgleichen und eine das ganze Jahr hindurch konstante Durchschnittstemperatur von ca. $4\frac{1}{2}^{\circ}$ geben würde. Wir kommen also für die Bodentemperatur zu dem Resultat:

In den über 85 m tiefen Schichten mitten im Bornholmbassin ist die Temperatur nicht länger von den Jahreszeiten abhängig; sie variiert hier unregelmässig und wird bestimmt durch die stossweisen Einströmungen.

Wir haben bisjetzt hauptsächlich die Verhältnisse in dem eigentlichen Bornholmbassin behandelt, und wenden uns deshalb jetzt zu seinem nördlichen Eingang bei S 5. Wir sehen dann zuerst, dass *die ganze Wassermasse — von der Oberfläche bis zum Boden — ihr Temperaturminimum im Winter erreicht*. Während ferner die Übergangsschicht, in der das Minimum in den Winter und das Maximum in den Herbst fällt, auf den drei anderen Stationen ziemlich dünn war, hat sie eine weit erheblichere Mächtigkeit auf S 5, indem dieselbe sich hier von 30 m bis zu unter 50 m erstreckt. Und im Wasser unter dieser Schicht tritt ein sehr interessantes Phänomen ein, *indem der Phasenverzug hier retrograd wird: das Maximum rückt vom Herbst gegen den Sommer zurück*.

Die Ursache dieser Erscheinungen muss in den starken horizontalen Strömungen liegen, die das Bodenwasser auf S 5 in lebhaft Verbindung mit den salzigen Wassermassen in der Arkonatiefe setzen. Wie früher gezeigt, haben diese im wesentlichen dieselbe Temperaturperiode wie das Oberflächenwasser, im Winter kalt und im Sommer warm. Und wenn nun die salzigen Wassermassen an dem Boden entlang von der Arkonatiefe gegen S 5 vordringen, werden sie im Winter niedrige Temperaturen auch in den tiefsten Schichten von S 5 hervorrufen; im Sommer führen sie dagegen eine grosse Wärmemenge mit sich, und obgleich sie von den kälteren mittleren Schichten etwas abgekühlt werden, deren Mitteltemperatur bei 40 m nur $5^{\circ} 1$ ist, gehen die Wasserbewegungen also doch hinreichend schnell von statten, um die Temperaturperiode mit wachsender Tiefe immer mehr den Verhältnissen in der Arkonatiefe zu nähern.

Da die Temperatursteigerung vom Frühling bis zum Sommer grösser bei 60 m als am Boden ist, sind die Strömungen also etwas stärker ein wenig über dem Boden als gerade an demselben, was ja auch ganz natürlich ist. Dass man aber andererseits vom Sommer bis zum Herbst am Boden eine Temperaturverminderung findet, obgleich die Temperatur in den höher liegenden Schichten noch immer zunimmt, kann wohl kaum der Einwirkung von der Arkonatiefe zugeschrieben werden, da die Temperaturen in der deutschen Sektion Rügen-Schonen noch im November zwischen 8° und 11° liegen; vielmehr muss man den Grund darin suchen, dass die Strömungen im Kanal zwischen Bornholm und Schonen bald in der einen, bald in der anderen Richtung gehen, d. h. bald S 5 Bodenwasser von der Arkonatiefe, bald Wassermassen von dem eigentlichen Bornholmbassin zuführen. Und nun zeigen die obigen Tabellen, dass von 50 m abwärts die Temperaturen sowohl im Sommer als im Herbst merklich kleiner sind im eigentlichen Bassin als auf S 5, d. h.: westwärts gehende Strömungen werden zu diesen Jahreszeiten stets eine abkühlende Einwirkung auf die ostwärts gehenden Strömungen ausüben. Im Sommer sind nun die von der Arkonatiefe kommenden Wassermassen offenbar von einer so hohen Temperatur, dass sie die Abkühlung leicht überwinden und wie gesagt überall in den tieferen Schichten von S 5 eine sehr erhebliche Erwärmung hervorrufen. Gegen Herbst nimmt aber die Temperatur dieser Wassermassen allmählich ab, und die Erwärmung wird folglich kleiner. Und ferner haben wir schon oben hervorgehoben, dass in der flachen Arkonatiefe die Strömungen unmittelbar am Boden schwächer sein müssen als in den etwas höheren Schichten, so dass das Bodenwasser auf S 5 eine geringere Wärmezufuhr vom Westen her erhält als die höheren Teile der Unterschicht; andererseits bestehen aber die vom tiefen Bornholmbassin kommenden Strömungen hier nicht aus Bodenwasser, sie werden deshalb nicht in derselben Masse wie die vom Westen her kommenden Wassermassen durch die Friktion gegen den Boden behindert, und die vom Osten herstammende Abkühlung kann also am Boden von S 5 nicht merklich kleiner sein als in den geringeren Tiefen. Es ist folglich alles in allem leicht verständlich, dass auf S 5 die Erwärmung gegen die Abkühlung länger standhalten kann in den höheren als in den tiefsten Teilen der Unterschicht, und die Folge wird sein, dass während die Temperatur in 60 m auf S 5 vom August bis zum November noch $\frac{1}{2}^{\circ}$ steigt, sie in demselben Zeitraum am Boden etwa $\frac{1}{2}^{\circ}$ abnimmt.

Die Existenz »rückwärts« gehender (vom Bornholmbassin gegen S 5 gerichteter) Strömungen kann übrigens direkt nachgewiesen werden. Am 5. Nov. 03 wurde am Boden von S 5 eine ungemein niedrige Temperatur vorgefunden, indem die Messungen ergaben:

67 m: $4^{\circ} 31' - 15.30 \text{ }^{\circ}/_{\infty}$.

Auf S 6 in der Arkonatiefe wurden gleichzeitig am 6. Nov. 03 überhaupt nicht Temperaturen unter 9° beobachtet, und im Juli—August 03 fanden sich in der Arkonatiefe nicht Temperaturen unter $8^{\circ} 34'$; es ist somit nicht wahrscheinlich, dass das kalte Wasser auf S 5 vom Westen her stammt. Dagegen wurde ebenfalls am 5. Nov. 03 auf »Bornholmtief« folgendes vorgefunden:

60 m: $5^{\circ} 94' - 10.55 \text{ }^{\circ}/_{\infty}$

75 m: $3^{\circ} 62' - 15.99 \text{ }^{\circ}/_{\infty}$.

Man sieht also eine so nahe Übereinstimmung zwischen den Messungen am Boden in 67 m auf S 5 und in 75 m auf »Bornholmtief«, dass die Herleitung der Bodenprobe aus dem Bornholmbassin als zweifellos angesehen werden kann.

Die »rückwärts« gehenden Ströme sind indessen zunächst als ein sekundäres Phänomen aufzufassen; die Hauptsache ist, dass die lebhafteste Verbindung zwischen dem Bodenwasser auf S 5 und den Wassermassen in der Arkonatiefe die Temperaturperiode in den tiefen Wasserschichten auf S 5 dazu bringt, sich wieder stark der Periode an der Oberfläche zu nähern, und bewirkt, dass die tiefen Schichten auf S 5 im Sommer und Herbst bedeutend wärmer sind als das Wasser in denselben und grösseren Tiefen des übrigen Bornholmbassins.

Was die senkrechte Verteilung der Mitteltemperatur betrifft, so sind verschiedene Hauptzüge derselben schon im Vorhergehenden erwähnt: im Winter hält die Temperatur sich erst konstant eine grosse Strecke von der Oberfläche nach unten hin, und danach nimmt sie gegen den Boden zu; bemerkenswert sind hier besonders die verhältnismässig starken Steigerungen, die überall in dem eigentlichen Bornholmbassin zwischen 50 und 60 m vorhanden sind: um $1^{\circ} 7'$ auf »Bornholmtief«, um $2^{\circ} 0'$ auf D 10 und um $1^{\circ} 8'$ auf D 11, ferner steigt die Temperatur um $1^{\circ} 3'$ von 40 bis 50 m sowohl auf »Bornholmtief« als auf D 10.

Im Sommer nimmt die Temperatur ab von der Oberfläche nach unten hin, und in dem eigentlichen Bornholmbassin fährt

sie damit fort, beinahe den ganzen Weg von der Oberfläche bis zum Boden, indem die intermediären Minima, die sich in den tiefen mittleren Schichten vorfinden, nur schwach ausgeprägt sind; auf S 5 ist dagegen ein ausgeprägtes Minimum bei 40 m vorhanden, und von hier wächst die Temperatur wieder stark gegen den Boden hin. In dem eigentlichen Bornholmbassin nimmt die Temperatur in den ersten zwanzig Metern nicht besonders ab, und die grösste Temperaturabnahme ist überall (sowie hier wie auf S 5) in der Nähe derjenigen Tiefen vorhanden, in denen das Temperaturmaximum vom Sommer bis zum Herbst wechselt: auf S 5, wo der Übergang zwischen 20 und 30 m erfolgt, ist die Temperaturabnahme auf dieser Strecke $4^{\circ} 9$; auf »Bornholmtief« und D 10, wo der Übergang bei einigen dreissig Metern erfolgt, ist die Temperaturabnahme zwischen 20 und 30 m $4^{\circ} 4$ bzw. $4^{\circ} 9$, sowie die Abnahme zwischen 30 und 40 m $4^{\circ} 1$ bzw. $5^{\circ} 7$; auf D 11 schliesslich, wo der Übergang auch bei einigen dreissig Metern erfolgt, nimmt die Temperatur um $3^{\circ} 4$ ab zwischen 20 und 30 m, sowie um $4^{\circ} 2$ zwischen 30 und 40 m.

Auf der letzten Station fällt sie noch um $3^{\circ} 1$ zwischen 40 und 50 m und steigt um $2^{\circ} 1$ auf derselben Distanz auf S 5, sonst ist aber die Variation der Mitteltemperatur gering bei allen Tiefen, die grösser als 40 m sind. Die grösste Temperaturabnahme findet man also auf allen Stationen in den unteren Teilen der 7 ‰ Wasserschicht.

Im Frühling macht die Oberflächenerwärmung sich überall geltend, und zu dieser Jahreszeit finden wir deshalb erst abnehmende Temperatur von der Oberfläche bis zu einer Tiefe von 50—60 m; hier erreicht die Temperatur ein intermediäres Minimum, und steigt dann gegen den Boden zu. Überall in dem eigentlichen Bornholmbassin ist die Bodentemperatur zu dieser Jahreszeit um ca. 1° wärmer als das Wasser in den erwähnten mittleren Schichten.

Und schliesslich im Herbst findet man eine etwas verschiedene Temperaturverteilung auf den verschiedenen Stationen. Auf S 5 fängt die Temperatur an zu wachsen von der Oberfläche nach unten hin, erreicht darauf ein ausgeprägtes intermediäres Maximum bei 40—50 m und nimmt von hier gegen den Boden hin ab. Auf D 10 ist ein schwaches Anzeichen zu einem ähnlichen Maximum bei 40 m; es ist aber so schwach, dass man praktisch gesprochen die Temperatur von 0 bis 40 m als konstant betrachten kann, und von hier nimmt sie dann stark gegen den Boden hin ab. In der Hauptsache findet man dieselbe Temperaturverteilung auf D 11. Interessant ist die Verteilung auf »Bornholmtief«, indem man hier

eine ausgeprägte »Spitze« auf dem Temperaturdiagramm bei 60 m trifft; die Temperatur ist hier um ca. 1° höher als bei 50 m und um ca. 2° höher als bei 75 m. Wie schon O. PETTERSSON nachgewiesen hat, liegt die Ursache hierfür in der Einströmung von warmen und salzigen Wassermassen, die sich an den Stellen einkellen, wo sie infolge ihrer Dichtigkeit ihren Platz haben.

Die Erscheinung von Spitzten kann mitunter etwas launenhaft sein, wie die Messungen auf »Bornholmtief« am 8. Aug. 05 zeigen:

50 m: 4° 13; 60 m: 4° 20; 65 m: 7° 85;
70 m: 4° 69; 95 m: 4° 89

Von den Messungen bei 60 und 70 m würde es hier ganz unmöglich sein, die Existenz einer Spitze (und ausserdem einer so ausgeprägten Spitze) bei 65 m zu ahnen. Soll man also wirklich das Vorkommen einer Spitze in allen den Fällen konstatieren können, wo sie vorkommt, so müssen die Messungen in sehr dicht beieinander liegenden Tiefen vorgenommen werden.

Ausserdem würde ja im obengenannten Falle eine geringe Verschiebung der Schichten die Temperatur bei 60 m ganz bedeutend erhöht haben; und wegen des verhältnismässig kurzen Zeitraums, den das hier vorliegende Material umfasst, würde die berechnete Mitteltemperatur in dieser Tiefe dann auch erheblich gestiegen sein. Man hätte dann schon im Sommer eine bedeutende Spitze in dem Mitteltemperaturdiagramm vorgefunden, während man, wie die Verhältnisse sich jetzt stellen, bei 60 m nur eine Andeutung einer Spitze in den Sommermonaten findet.

Da das Spitzen-Phänomen somit Anlass zu einiger Unsicherheit in den Mittelzahlen gibt, kann man bei einer näheren Untersuchung dieses Verhältnisses nicht bei den Mittelzahlen allein stehen bleiben; und wir wenden uns deshalb jetzt zu den einzelnen Beobachtungen, indem wir mit der Sommerzeit anfangen.

Im August hat man zweimal eine bedeutende Spitze vorgefunden, nämlich teils in obenstehendem Fall vom 8. August 1905, teils am 15. August 1904, wo man Folgendes fand:

50 m: 3° 52; 65 m: 4° 88; 75 m: 3° 64.

Und ausserdem hat man in den anderen Jahren auch bei ca. 60 m mehr oder weniger ausgeprägte Andeutungen von Spitzten vorgefunden.

Im November hat man dagegen kräftige Spitzen in vier von den fünf untersuchten Jahren gefunden, nämlich:

14. Nov. 02:

50 m: $\begin{cases} 5^{\circ} 85 \\ 5^{\circ} 64; \end{cases}$ 60 m: $6^{\circ} 89$; 80 m: $4^{\circ} 70$.

5. Nov. 04:

50 m: $7^{\circ} 02$; 60 m: $7^{\circ} 90$; 65 m: $6^{\circ} 38$; 70 m: $5^{\circ} 60$; 75 m: $4^{\circ} 25$.

4. Nov. 05:

50 m: $5^{\circ} 37$; 55 m: $6^{\circ} 91$; 65 m: $7^{\circ} 86$; 70 m: $6^{\circ} 58$; 75 m: $5^{\circ} 73$.

6. Nov. 06:

45 m: $5^{\circ} 10$; 50 m: $5^{\circ} 78$; 60 m: $6^{\circ} 21$; 75 m: $4^{\circ} 70$.

Und in dem letzten der fünf Jahre (1903) wurde am 5. November zwar keine Spitze, aber doch eine Krümmung in dem Diagramm gefunden.

Bei diesen Zahlen sieht man gleich, dass eine gewisse Regelmässigkeit jedoch trotz aller Launenhaftigkeit vorhanden ist:

Die Spitzen haben eine ausgeprägte Neigung, sich um das 60 m-Niveau zu halten, und sie erreichen durchgehends eine grössere und konstantere Entwicklung im Herbst als im Sommer.

Die Ursache hierfür ist übrigens nicht schwierig zu finden. Die Spitzen erscheinen ja durch Einstromung von neuen Wassermassen; und falls nun die Dichtigkeiten derselben nur ein wenig von der Umgebung abweichen, werden die Strömungen von lebhaften Mischungen begleitet werden, die bald die Temperaturdifferenzen zwischen den neuen Wassermassen und ihren Umgebungen ausgleichen. Also: in homogenen Wasserschichten fällt es Spitzen schwer, sich zu bilden, und wenigstens werden sie schwerlich längere Zeit hindurch bestehen können. Da nun auf »Bornholmtief« die 50 m-Schicht noch mit zu den salzarmen oberen Schichten gehört, indem der Mittelsalzgehalt im Sommer und Herbst hier nur 8.7‰ ist, so muss die Stelle, wo die Spitzen erscheinen, also unter dieser Tiefe liegen.

Ferner zeigt Taf. I, dass das einströmende Wasser nur selten salzig genug ist, um die Bodenschicht zu erneuern; und da das 75 m-Niveau schon zu dem Bodenwasser gehört, insofern die Mitteltiefe der 15‰ -Isohaline gerade ca. 75 m ist, so sind die Einstromungen, die die Spitzen hervorrufen, eben gewöhnlich in der 60—65 m Schicht zu suchen. — Nach den früher gegebenen Tabellen beträgt der mittlere Salzgehalt in den verschiedenen Tiefen auf »Bornholmtief« folgendes:

0 m:	7.3 ‰.
50 m:	8.7 ‰.
60 m:	11.9 ‰.
75 m:	15.0 ‰.
93 m:	16.4 ‰.

Der Salzgehalt wächst also gerade bei ca. 60 m am stärksten mit der Tiefe; und da die Dichtigkeit in diesen Gewässern wesentlich vom Salzgehalt abhängt, sieht man also: *die Spitzen kommen gerade bei denjenigen Tiefen vor, wo die Dichtigkeit am stärksten mit der Tiefe wächst, und wo somit die Vermischungen zwischen den Wasserschichten am schwierigsten vor sich gehen.* — Hiermit ist also der gewöhnliche Platz der Spitzen erklärt.

Die Tabelle über die Mitteltemperaturen zeigt nun fernerhin, dass in den tiefen Schichten im Sommer ein grosser Temperaturunterschied zwischen dem Wasser auf S 5 und auf »Bornholmtief« vorhanden ist. Strömt also eine Salzwassermasse von S 5 gegen das Bornholmbassin, so bringt sie eine bedeutende Erwärmung in den Schichten hervor, wo sie sich einkeilt; diese bekommen eine erheblich höhere Temperatur als die kalten Wassermassen sowohl oben als unten, und eine Spitze entwickelt sich auf dem Temperaturdiagramm. Falls nun diese Einströmung schnell vor sich geht, so kommt das Wasser schon im Sommer an, und die Spitze entsteht also schon zu dieser Jahreszeit. Gewöhnlich geschieht die Einströmung dagegen etwas langsamer, das Wasser kommt erst im Herbst an, und die Spitze wird erst dann gebildet.

Die Wärmewelle, die sich von der Atmosphäre in das Meer hinab verbreitet, hat nun freilich die oberen Teile der mittleren Schichten erheblich erwärmt (bis zu ca. 40 m); die Erwärmung der unteren Teile ist aber nicht so stark, wie die Erwärmung, die das Wasser von S 5 bei dem 60 m-Niveau bewirkt, und die Spitze entwickelt sich deshalb besonders deutlich.

Die Regelmässigkeit, womit die Spitze jeden Herbst auftritt (oder wenigstens fast jeden Herbst), zeigt, *dass die Einströmung von warmen Wassermassen von S 5 zu den tieferen Mittelschichten auf »Bornholmtief« ein konstantes Phänomen ist, das sich jedes Jahr wiederholt.*

Da die tiefen Wasserschichten auf S 5 auch im Herbst wärmer als das Wasser in denselben Tiefen auf »Bornholmtief« sind, wird eine fortgesetzte Einströmung den Wärmeinhalt der 60 m-Schicht immer vergrössern. Weil aber die Wärme sich natürlich bei den beständigen — wenn auch schwachen — Mischungen nach oben

hin verbreitet, und die von der Atmosphäre kommende Wärmewelle sich allmählich nach unten hin verbreitet, so ist es möglich, dass die Spitze am Ende des Herbstes mit den wärmeren oberliegenden Wasserschichten zusammenschmelzen kann; das vorhandene Material erlaubt aber keine Kontrolle hierüber. Am 5. Nov. 03 wurde folgende Temperaturverteilung gefunden:

0 m: 9° 1; 40 m: 9° 05; 50 m: 6° 47; 60 m: 5° 94; 75 m: 3° 62.

Man bemerkt die geringe Temperaturabnahme von 50 bis 60 m, im Vergleich mit den bedeutenden Temperaturabnahmen von 40 bis 50 m und von 60 bis 75 m, und es entsteht also eine Krümmung im Diagramm zwischen 50 und 60 m. Ob diese Krümmung aber der Rest einer Spitze ist, die im Begriff steht, von der von oben kommenden Wärmewelle »verschlungen« zu werden, oder ob sie umgekehrt der Anfang einer Spitze ist, die im Begriff steht, sich zu bilden, ist wohl unmöglich zu entscheiden.

Wie es sich nun auch hiermit verhält, so ist es sicher, dass die 60—65 m-Schicht noch im *Februar* eine hohe Temperatur behält. Von hier nimmt die Temperatur oft nach unten hin ab, während man nach oben hin einen scharfen Sprung hinunter zu den sehr tiefen Temperaturen in der kalten oberen Schicht findet. Als besonders ausgeprägte Beispiele hiervon kann Folgendes angeführt werden:

18. Febr. 04:

0 m: 3° 04; 50 m: 2° 94; 60 m: 6° 33; 70 m: 4° 34; 75 m: 3° 92.

3. Febr. 05:

0 m: 2° 34; 60 m: 2° 77; 65 m: 7° 08; 70 m: 6° 86; 75 m: 5° 90.

Man sieht, dass das Maximum bei 60—65 m in beiden Fällen sehr scharf ist; ob man es eine Spitze oder nur ein scharfes intermediäres Maximum nennen will, beruht wohl auf einer Geschmackssache; man kann es wohl jedenfalls kaum als eine *typische* Spitze auffassen, derjenigen entsprechend, die im Sommer und Herbst vorkommt.

Die Wintermittelzahlen für »Bornholmtief« deuten dieses Maximum bei 60 m schwach an; wegen der schroffen Temperaturübergänge in der Nähe dieses Niveaus wird aber eine geringe Verschiebung der Schichten eine grosse Temperaturveränderung in jeder einzelnen Tiefe hervorrufen; und die Grenze zwischen den kalten oberen Schichten und den warmen unteren Schichten wird deshalb in den Mittelzahlen etwas verwischt und nicht so scharf, wie sie oft in Wirklichkeit ist.

Es ist übrigens sehr interessant zu bemerken, wie die scharfe Grenze, die im Februar vorhanden ist, immer mehr im Laufe des Winters sich verwischt. Dieses Verhältnis lässt sich besonders gut 1906 verfolgen, wo nicht weniger als drei Winterserien genommen sind; wir geben die erste und die letzte wieder:

5. Febr. 06:

0 m: 2° 89; 40 m: 3° 02; 50 m: 3° 04; 55 m: 5° 26; 75 m: 5° 84.

30. März 06:

5 m: 2° 29; 40 m: 2° 30; 50 m: 3° 11; 60 m: 3° 78; 80 m: 5° 50.

Man sieht, wie der scharfe Sprung zwischen 50 und 55 m im Februar von einem vollständig gleichmässigen und linearen Temperaturübergang abgelöst wird von 40 bis 80 m Ende März. Ein Teil des Grundes hierfür liegt natürlich in dem Vermischungsprozess, der die Aufrechterhaltung einer scharfen Grenze längere Zeit hindurch erschwert; eine andere und allerdings noch wesentlichere Ursache ist darin zu suchen, dass die Salzwassereinströmung von S 5 natürlich ebenso wohl im Winter als im Sommer vor sich geht; und da das Wasser in den grossen Tiefen auf S 5 laut der Tabelle über die Mitteltemperaturen im Winter bedeutend kälter ist als das Wasser bei 60 m auf »Bornholmtief«, so werden die Einströmungen bewirken, dass die Spitze im Laufe des Winters immer mehr abnimmt.

Die Folge zeigt sich dadurch, dass die Diagramme für den Frühling keine Spitze von Bedeutung mehr zeigen. Die Temperaturkurven zeigen zu dieser Jahreszeit einige unbedeutende unregelmässige Krümmungen, bieten aber sonst nichts von Interesse für das Spitzen-Phänomen; doch ist der Vollständigkeit halber zu bemerken, dass man noch Anfang Mai 1905 und 06 bei 60—65 m schwache Reste der Winterspitzen nachweisen kann. Und schliesslich kommt im Mai 1907 eine Spitze bei 75 m vor; sie ist aber als eine Ausnahme zu betrachten, und ihr Ursprung ist zweifelhaft.

Da die Verhältnisse in der vorhergehenden Zeit ziemlich abnorm waren, kann es etwas Interesse haben, die Sache näher zu betrachten. Man hat folgende Beobachtungen gemacht:

	6. Nov. 06:	7. Feb. 07:	28. April 07:	8. Mai 07:
40 m:	10° 01—7.38°/00	2° 35—7.38°/00	2° 32—7.67°/00	3° 57—7.59°/00
50 m:	5° 78—8.12°/00	5° 66—9.96°/00	3° 31—11.29°/00	2° 52—9.45°/00
60 m:	6° 21—10.73°/00	ca. 6° 8—12.2°/00	3° 48—13.57°/00	2° 38—13.42°/00
75 m:	4° 70—13.96°/00	6° 80—15.37°/00	4° 44—15.84°/00	5° 39—16.13°/00
85 m:		7° 08—16.67°/00		
91—94 m:	5° 03—14.87°/00	7° 21—16.82°/00	4° 06—17.11°/00	4° 50—16.91°/00

Man sieht also, dass im Herbst 1906 nach dem 6. November eine abnorm grosse Masse warmen und salzigen Wassers in das Bornholmbassin eingeströmt sein muss; *die Warmwassereinströmung im Herbst kann also ausnahmsweise so stark werden, dass sie sich nicht bei der 60 m-Schicht allein hält, sondern das Bassin ganz bis zum Boden mit warmem Wasser füllt.* Im Laufe des Winters nimmt die Temperatur nun auf die gewöhnliche Weise in den mittleren Schichten ab; sie nimmt aber auch am Boden stark ab, und der Salzgehalt steigt gleichzeitig überall; neue salzige und kalte Wassermassen müssen also im Laufe des Winters eingeströmt sein, also: *die Kaltwassereinströmung im Winter kann dann und wann so stark werden, dass sie nicht nur die mittleren Schichten sondern die ganze Wassermasse bis zum Boden abkühlt.*

Schliesslich findet man aber am 8. Mai die merkwürdige Spitze bei 75 m; woher dieses warme Wasser gekommen ist, ist offenbar ziemlich schwierig zu erklären. Es scheint nicht sehr wahrscheinlich, dass so warmes und salziges Wasser in das Bornholmbassin von aussen so früh im Jahre als zwischen 28. April und 8. Mai gekommen sein kann; von allen Frühlingsmessungen auf S 5 hat nur eine einzige eine Bodentemperatur von über 4° gegeben, und das war auch Ende Mai (5° 52 bei 70 m am 27. Mai 1906); und es ist deshalb vielmehr anzunehmen, dass die Kaltwassereinströmung sich nicht in alle Schichten des ganzen Bassins verbreitet hat; es ist ganz wahrscheinlich, dass eine Wassermasse allmählich, wie sie in schon vorhandene Wassermassen hineinströmt, sich an gewissen Stellen in verschiedene »Zweige« spalten kann. Mit anderen Worten: die wahrscheinlichste Hypothese scheint die zu sein, dass die im Laufe des Winters einströmende Kaltwassermasse an einigen Stellen des Bassins alles Wasser ganz bis zum Boden abkühlt, sich dagegen an anderen Stellen in höhere und tiefere Zweige spaltet, so dass Schichten erscheinen, die einigermassen frei von der Abkühlung bleiben. Und bei den vorwärts- und rückwärtsgehenden Strömungen werden dann solche »Inseln« sich bald an einem, bald an einem anderen Ort zeigen.

Sieht man nun von den Ausnahmen ab, so kann die Hauptsache mit Rücksicht auf das Spitzen-Phänomen wie folgt resümiert werden:

- 1) Die Dichtigkeitsverhältnisse ermöglichen wesentlich nur die Entwicklung von Spitzen in dem Niveau von ca. 60 m; und dieses ist deshalb auch das Niveau, wo die Spitzen auf »Bornholmtief« hauptsächlich vorkommen.

- 2) Die Spitze fängt an, sich im Sommer zu bilden, erreicht ihre konstanteste Entwicklung im Herbst, geht im Winter zurück und ist in der Regel im Frühling verschwunden.
- 3) Obgleich die Mittelzahlen die Spitze weit weniger ausgeprägt im Winter hervortreten lassen, als sie faktisch oft, speziell im Februar, vorkommt, — geben sie jedoch eine in der Hauptsache richtige Vorstellung von dem Gange des Phänomens: eine Andeutung einer Spitze im Sommer, in den ihr Anfang auch fällt; eine wohl entwickelte Spitze im Herbst; und schliesslich wieder eine Andeutung von einer Spitze im Winter, in dem auch ihr Abschluss vor sich geht.

Bevor wir dieses Verhältnis verlassen, haben wir noch eine Bemerkung zu machen, die auch das Folgende angeht. Wir haben gezeigt, wie die Warmwassereinströmung von S 5 sehr regelmässig jeden Herbst geschieht, und ebenso, dass sie sich wesentlich in der 60 m-Schicht geltend macht. Selbstverständlich erscheint sie aber in einem Jahre ein wenig höher oben im Wasser, in einem anderen Jahre ein wenig tiefer unten. Und da bei wohl entwickelten Spitzen bedeutende Temperaturdifferenzen zwischen benachbarten Tiefen vorhanden sind, wird eine kleine Veränderung in der Tiefe der Spitze somit eine bedeutende Temperaturvariation in einem *festen* Niveau hervorbringen können. Während also die Einströmung selbst ein von Jahr zu Jahr regelmässig eintretendes Phänomen ist, kann man sehr wohl von Jahr zu Jahr bedeutende Verschiedenheiten in den in einem *bestimmten* Niveau (z. B. 60 m) vorgefundenen Temperaturen treffen; und bei den Untersuchungen, die wir später erwähnen werden, betreffend die Regelmässigkeit der jährlichen Temperaturperiode in gewissen *festliegenden* Niveaus, wird es sich dann auch zeigen, dass die Temperaturverhältnisse u. a. auch bei 60 m ziemlich unregelmässig sein können.

Wir kehren nun zu den *Mitteltemperaturen* zurück.

Vergleicht man das hier gegebene Bild der Temperaturverhältnisse mit demjenigen, welches ich früher von den Temperaturverhältnissen im Finnischen Meerbusen gegeben habe, so zeigen sich sowohl wesentliche Ähnlichkeiten als wesentliche Unähnlichkeiten. Während die Wärmebewegung in dem Finnischen Meerbusen hauptsächlich von den vertikalen Mischungen abhängt, die allmählich die jährliche Wärmewelle von der Atmosphäre in das Meer hinab zu immer grösseren Tiefen unter der Oberfläche führen — so hängen die Temperaturverhältnisse im Bornholm-*bas-*

sin sowohl von diesem Phänomen ab (wodurch die Ähnlichkeit zwischen den beiden Meeresgebieten entsteht) als von den durch horizontale Strömungen hervorgebrachten Wärmebewegungen (wodurch der Unterschied zwischen den beiden Meeresgebieten herbeigeführt wird).

Wenn die einzige Wärmequelle, die ein Meer besitzt, die Wärmemenge ist, welche die Atmosphäre und die Sonnenstrahlung *direkt* gerade diesem Meeresgebiete zuführt, und wenn die Temperaturverhältnisse in den verschiedenen Tiefen danach ausschliesslich (oder jedenfalls so gut wie ausschliesslich) von den successiven Mischungen zwischen den Schichten abhängen, so gibt es zwei Haupteigenschaften, die die Temperaturverhältnisse charakterisieren:

- 1) *Mit wachsender Tiefe unter der Oberfläche werden die jährlichen Temperaturmaxima stetig abnehmen, die jährlichen Minima dagegen stetig zunehmen.*
- 2) *Es tritt ein mit wachsender Tiefe stetig wachsender Phasenverzug der jährlichen Temperaturperiode auf.*

Wenn dagegen *horizontale Strömungen* einen deutlichen Einfluss auf die Temperaturverhältnisse haben, ist es schon von vornherein klar, dass so mannigfaltige Möglichkeiten entstehen können, dass allgemeine Gesetze sich schwierig aufstellen lassen; und wir haben ja auch im Vorhergehenden gesehen, dass keiner der beiden Hauptsätze Nr. 1 und 2 mehr eine unbedingte Gültigkeit hat.

a) Es ist klar, dass Quartalsbeobachtungen keine genaue Feststellung der Temperaturmaxima und -minima gestatten. Nach dem Vorhergehenden ist es jedoch höchst wahrscheinlich, dass auf »Bornholmtief« das jährliche Maximum höher ist bei 60 m als bei 50 m. Und ebenso ist sicherlich auf D 11 das Maximum am Boden höher als bei 60 m; überhaupt scheint das Bodenwasser hier immer etwas wärmer als die 60 m-Schicht zu sein.

b) Auf S 5 tritt das interessante Verhältnis ein, dass *am Boden* ein retrograder Phasenverzug vorkommt, ein Fall, der auch nur mit Hilfe horizontaler Strömungen eintreten kann.

Ein Kennzeichen für all diese Abweichungen ist es jedoch, dass sie ausschliesslich in den tiefen Wasserschichten vorkommen; in den oberen Wasserschichten der Ostsee haben die vertikalen Vermischungen überall den Haupteinfluss auf die Temperaturverhältnisse.

Wegen der grossen Bedeutung, die die Vermischungsprozesse immer für die Wärmebewegungen im Meere haben, scheint es berechtigt, untenstehende allgemeine Bemerkungen betreffend die beiden Hauptsätze Nr. 1 und 2 anzuführen; wie schon gesagt, gelten sie, was die Fälle betrifft, wo die von der Sonne und der Atmosphäre *direkt* zugeführte Wärmemenge die einzige Wärmequelle eines Meeres ist, und wo die Temperaturverhältnisse sonst ganz und gar durch die bei Mischungen zwischen den verschiedenen Wasserschichten hervorgerufenen *vertikalen* Wärmebewegungen reguliert werden.

Die Grundlage, worauf die Mischungstheorie in der Abhandlung über den Finnischen Meerbusen aufgebaut ist, kann kurz so ausgedrückt werden: *bei Vermischungsprozessen bewegt die Wärme sich überall im Meere in der Richtung, in welcher die Temperatur fällt*. Ist der Temperaturgradient an einem Orte Null, so ist die Wärmebewegung auch Null.

Die Weise, wie die Mischungen die Wärme von Schicht zu Schicht führen, hat also insofern eine grosse Ähnlichkeit mit der gewöhnlichen Wärmeleitung. Das Wärmeleitungsvermögen des Wassers ist jedoch bekanntlich sehr gering, und ausserdem sind die Temperaturübergänge im Meere in der Regel sehr allmählich; die Wärmemengen, die in stillstehendem Wasser tatsächlich durch Leitung transportiert werden, sind deshalb im allgemeinen auch verschwindend klein. Formell können wir uns aber die durch Vermischungsprozesse hervorgerufenen Wärmebewegungen ganz einfach in der Weise vorstellen, *als ob das Wasser still stände, die Wärme also durch Berührung von Partikel zu Partikel geleitet würde, gleichzeitig aber das Wärmeleitungsvermögen des Wassers eine vielfach vergrösserte und nach Zeit und Ort variable Grösse sei*.

Wie wir gleich unten sehen werden, spielt die Variabilität des Wärmeleitungsvermögens eine sehr wichtige Rolle für das Phasenverschiebungsgesetz. Mit Bezug auf Satz Nr. 1 kann sie aber keine Bedeutung haben; dieses können wir durch folgende Überlegung einsehen:

Die Wasserteilchen unmittelbar am Boden nennen wir β , ihr jährliches Maximum M . Unmittelbar auf β ruht dann die nächste Schicht β' von Wasserpartikeln und hat das jährliche Temperaturmaximum M' ; u. s. w.

Infolge unserer Voraussetzung: dass die Sonne die einzige Wärmequelle des Meeres ist, — findet kein Wärmetransport durch den festen Meeresboden statt. Die Partikeln β erhalten also nie Wärmezufuhr von unten her, und die Bodentemperatur muss stei-

gen, wenn die β' wärmer als β sind, und fallen, wenn die β' kälter als β sind. In dem Augenblick, wenn die Bodentemperatur kulminiert, sind β' und β somit von gleicher Temperatur; M' muss also mindestens ebenso gross als M sein, oder mit anderen Worten:

M' ist nie kleiner als M .

In dem Zeitelement, wenn die Temperatur der Partikeln β' kulminiert, ändert sich weder die Temperatur noch der Wärmeinhalt dieser Partikeln. Nach obigem können nun ferner die β' in diesem Zeitelement nicht kälter als β sein und werden also auch nicht Wärme von β her empfangen. Wegen der Permanenz des Wärmeinhalts, werden die β' also ihrerseits auch nicht Wärme an die β'' abgeben, d. h.: die β' sind in diesem Zeitelement nicht wärmer als β'' . Folglich:

M'' ist nie kleiner als M' .

Auf diese Weise können wir nun durch das ganze Meer bis an die Oberfläche hinauf fortgehen, und wir sehen somit: Die jährlichen Maxima werden mit wachsender Tiefe nie anwachsen können. — Eine entsprechende Überlegung wird für die jährlichen Minima angestellt werden können.

Bei sehr starken Vermischungen kann der Fall eintreten, dass eine Reihe konsekutiver Schichten gleich grosse Temperaturmaxima (Minima) hat; weil aber die Maxima (Minima) nie mit wachsender Tiefe zunehmen (abnehmen) können, sind solche Fälle nur als Grenzfälle der gewöhnlichen Verhältnisse aufzufassen, also als Fälle, in denen die Maxima (Minima) fortwährend nach unten hin abnehmen (zunehmen), wo aber die Variation der Tiefe nach nur sehr schwach ist.

Hiermit ist also die Richtigkeit des Satzes Nr. 1 vollständig nachgewiesen, und wir sehen:

Dass die jährlichen Maxima mit wachsender Tiefe immer abnehmen müssen, und die jährlichen Minima mit wachsender Tiefe immer zunehmen, ist eine notwendige Folge des Umstandes, dass die Wärme sich immer in Richtung der sinkenden Temperaturen bewegt.

Wie schon angedeutet, stellen die Verhältnisse sich dagegen weniger einfach mit Rücksicht auf Satz Nr. 2. Betrachtet man eine intermediäre Schicht zu einem Zeitpunkt, wo die Temperaturen nach unten hin abnehmen, so wird diese Schicht auf einmal Wärme von oben her empfangen, und Wärme nach unten hin abgeben. Solange die erstere Wärmemenge grösser ist als die letztere, steigt die Temperatur unserer Schicht; so bald aber die letztere

Wärmemenge die Übermacht über die erstere bekommt, fängt die Temperatur unserer Schicht an zu sinken; und wir werden nun an einem einfachen Beispiel nachweisen, dass theoretisch nichts im Wege ist, dass dieses eintreffen kann, während noch die Temperaturen der überliegenden Schichten im Steigen begriffen sind.

Der Übersicht wegen wollen wir die Verhältnisse möglichst schematisieren. Wir denken uns ein Meer aus drei Schichten bestehend: eine obere Schicht, eine mittlere Schicht und eine untere Schicht, von einander durch eine Übergangsschicht *X* und eine tiefer liegende Übergangsschicht *Y* getrennt; in jeder der drei Hauptschichten für sich denken wir uns so starke innere Zirkulationen, dass die Temperatur in jedem Augenblick überall innerhalb jeder einzelnen Schicht ungefähr dieselbe ist.

Falls nun im Laufe des Frühlings und des Vorsommers, wo die Temperatur der oberen Schicht schnell steigt, zugleich starke Zirkulationen in der Übergangsschicht *X* vor sich gehen, während das Wasser in *Y* dagegen beinahe stillsteht, — so wird die Wärme von der Atmosphäre sich schnell von der oberen Schicht in die mittlere Schicht fortpflanzen; diese zwei Schichten werden ungefähr gleich warm, und auch die Temperatur der mittleren Schicht wird also schnell steigen. Dagegen werden die schwachen Mischungen in der Übergangsschicht *Y* bewirken, dass diese Schicht einen kräftigen Wärmeisolator bildet, der nur wenig Wärme in das Bodenwasser hinabdringen lässt. Dessen Temperatur hält sich deshalb anhaltend niedrig, und allmählich entwickelt sich eine bedeutende Temperaturdifferenz zwischen dem Bodenwasser und der mittleren Schicht.

Wechseln nun aber die Verhältnisse zu einem Zeitpunkt des Vorsommers, wo die Temperatur der oberen Schicht beständig steigt und noch nicht ihr Maximum erreicht hat, — so dass nun das Wasser in der oberen Übergangsschicht *X* stillstehend wird, während lebhaftes Zirkulationen in der unteren Übergangsschicht *Y* entstehen, so wird in diesem Fall es die Schicht *X* sein, die als Wärmeisolator wirkt; und die Wärme, die beständig von der Atmosphäre in das Meer hinabdringt, häuft sich beinahe ausschliesslich in der oberen Schicht an; nur ein wenig derselben reicht in die mittlere Schicht hinab, und diese bekommt während der folgenden Zeit nur eine unbedeutende Wärmezufuhr von oben. Dagegen werden die lebhaften Bewegungen in *Y* nebst der bedeutenden Temperaturdifferenz zwischen Mittel- und Bodenschicht bewirken, dass die mittlere Schicht in der folgenden Zeit bedeutende Wärmemengen nach unten hin abgeben wird; *und deren Temperatur wird also an-*

fangen zu sinken, bevor noch die Temperatur der oberen Schicht kulminiert hat.

Mit passenden Mischungsintensitäten in *Y* wird dieses Verhältnis in dem ganzen folgenden Zeitraum unverändert fortgesetzt werden können, während die Temperatur der oberen Schicht erst steigend ihr Maximum erreicht und darauf allmählich wieder unter die Temperatur der mittleren Schicht sinkt.

Aus diesem Beispiel sieht man also, dass theoretisch nichts im Wege ist, dass die Temperatur in einer mittleren Schicht ihr Maximum wird erreichen können, bevor noch die Oberflächentemperatur kulminiert hat. — In dem nachfolgenden Beispiel werden wir demnächst die Bodentemperatur mit der Oberflächentemperatur vergleichen.

Wir stellen uns ganz dasselbe Meer wie oben vor, nehmen aber nun an, dass im Frühling auch lebhaftere Zirkulationen in den beiden Übergangsschichten *X* und *Y* herrschen. Das Wasser ist dann zu dieser Jahreszeit ungefähr homotherm, und die Bodentemperatur steigt schnell, ebenso wie die Temperatur in den höheren Schichten des Meeres. Nehmen wir nun aber an, dass vorübergehend kältere Witterung eintritt, während zugleich die Zirkulation in *Y* sich legt. Eine Folge hiervon wird dann sein, dass die Temperaturen überall im Meere zu sinken anfangen; da aber *Y* als Wärmeisolator wirkt, sinkt die Bodentemperatur nur schwach, die Temperatur in den mittleren und oberen Schichten dagegen etwas mehr, und ein gewisser Temperaturunterschied entwickelt sich zwischen der Bodenschicht und der mittleren Schicht. Hört nun diese kurzdauernde kältere Periode wieder auf, während zugleich die Zirkulation in *X* sich legt, so häuft sich die Wärme, die jetzt von der Atmosphäre in das Meer hinabdringt, in der oberen Schicht auf; und deren Temperatur steigt schnell. Nur ein wenig von der Wärme dringt dagegen in die mittlere Schicht hinab; und durch passende Mischungsintensitäten in den Übergangsschichten *X* und *Y* wird das Verhältnis dann eintreten, dass die Wärmemengen, die die mittlere Schicht teils von der warmen oberen Schicht empfängt und teils von dem Bodenwasser, (das auch etwas wärmer als die mittlere Schicht ist), nicht gross genug sind, um die Temperatur der mittleren Schicht über diejenige des Bodenwassers zu heben. Also fährt die Bodentemperatur fort zu sinken, während die Oberflächentemperatur beständig steigt.

Aus diesem Beispiel sieht man, dass *die Bodentemperatur ihren höchsten Wert erreichen kann, bevor die Oberflächentemperatur ihr Maximum erreicht.* Und damit dieses Verhältnis oben eintreten

soll, braucht die Temperaturkurve der Oberfläche nur eine unbedeutende abwärtsgehende Biegung zu haben, also deren Form braucht nur ganz wenig von der reinen Sinus-Form abzuweichen.

Falls indessen solche Fälle wie die oben beschriebenen überhaupt in der Natur eintreten, so sind sie jedoch ziemlich selten; und *Satz Nr. 2 ist, was die meisten Fälle betrifft, als geltender Hauptsatz zu betrachten*. Dass wir dennoch die obenstehenden Betrachtungen herangezogen haben, geschah, weil sie in mehreren Beziehungen von Interesse zu sein scheinen. Erstens zeigen sie nämlich, wieviel der mit der Tiefe vor sich gehende Phasenverzug von der Weise abhängt, wie die Mischungsintensitäten an Zeit und Ort variieren, und wie kleine Variationen in den von der Atmosphäre zum Meer geführten Wärmemengen nötig sind, um unter passenden Umständen bedeutende Verrückungen der Phasenverhältnisse zu bewirken. Zweitens zeigen sie *einen grossen prinzipiellen Unterschied zwischen den beiden Sätzen Nr. 1 und 2*: während das Verhältnis, dass die höchsten (niedrigsten) jährlichen Temperaturen mit wachsender Tiefe immer kleiner (grösser) werden, eine notwendige Folge des für die Wärmebewegungen im Meere geltenden Grundgesetzes ist, — so ist dagegen das Verhältnis, dass sie mit wachsender Tiefe immer später fallen, eine empirische Tatsache, die für die bisjetzt beobachteten Fälle gilt, die aber keine absolute Notwendigkeit ist. Also:

Das Phasenverzugsgesetz ist empirisch; es wird von den Beobachtungen bestätigt, ist aber keine notwendige Folge des für die Wärmebewegungen im Meere geltenden Grundgesetzes.

In den Fällen, wo die *Bodentemperatur* nur ein Maximum und ein Minimum jährlich hat (und also keine sekundären Maxima und Minima, — diese Forderung kann in unseren beiden obengenannten Beispielen vollständig erfüllt sein), kann man doch mit Sicherheit sagen, dass, solange die vertikalen Mischungen alleinbestimmend für die Temperaturverhältnisse sind, die Bodentemperatur nie früher als die Temperatur in der *gerade über dem Bodenwasser* liegenden Schicht kulminieren kann.

Aus Satz Nr. 1 wissen wir ja nämlich, dass die höchste Temperatur in einer Schicht x gerade über dem Bodenwasser entweder höher als oder wenigstens gleich gross wie das Maximum in der Bodentemperatur ist. In dem Zeitelement, wo die Temperatur in x kulminiert, ist x also — im ersten Falle — wärmer als das Bodenwasser und gibt folglich Wärme zum Bodenwasser ab; die Bodentemperatur muss deshalb in diesem Zeitelement notwendigerweise

steigend sein, und kann also erst ihre höchste Temperatur zu einem etwas späteren Zeitpunkt erreichen. Im zweiten Falle müssen die Maxima zu derselben Zeit in den beiden Schichten eintreten; denn sonst würde die Bodentemperatur in dem Zeitelement, wo sie kulminiert, höher als die Temperatur in x sein, und das Bodenwasser also Wärme nach oben hin abgeben; das ist aber unmöglich, da es nicht gleichzeitig Wärme von unten empfängt. —

Die angegebene Voraussetzung von *einem* Maximum und *einem* Minimum in der Bodentemperatur wird nun, wie man annehmen darf, auf die Mitteltemperaturen auf Station S 5 angewendet werden können. Und wenn man dann hier gerade in *den untersten Schichten* einen retrograden Phasenverzug findet, indem die Bodentemperatur früher als die Temperatur in den Schichten unmittelbar über dem Bodenwasser kulminiert, so ist dieses, wie früher erläutert, als ein sicherer Beweis für den grossen Einfluss der horizontalen Ströme auf die Temperaturverhältnisse dieser Station anzunehmen.

Da die Temperaturverhältnisse im Meere periodisch im Laufe des Jahres wechseln, wird die Durchschnittstemperatur einer Wassersäule von der willkürlichen Tiefe x bis zum Boden zu gewissen Jahreszeiten sinkend, zu anderen Zeiten steigend sein. Im ersten Fall geht ein Strom von Wärme durch die Niveauebene x aufwärts, im zweiten Fall ein Strom von Wärme durch x abwärts; und wir sehen also, dass in jeder Tiefe der Wärmestrom *wenigstens* zweimal jährlich die Richtung wechseln muss. In dem letzten unserer Beispiele wechselte derselbe in den oberen Schichten die Richtung mehr als zweimal, in dem ersten Beispiel dagegen nur zweimal jährlich, und wenn er auch mitunter und an gewissen Stellen ganz schwach wurde, war er doch in jeder Tiefe nur Null zu den genannten beiden Zeitpunkten. Diese Verhältnisse werden sicher die in der Natur am häufigsten vorkommenden sein, und wir werden nun kurz die Temperaturverhältnisse behandeln, *wenn der Wärmestrom in jeder Tiefe nur zweimal jährlich seine Richtung wechselt*. Den Zeitpunkt, wo derselbe in der Tiefe x von aufwärtsgehend nach abwärtsgehend wechselt, bezeichnen wir durch t'_x , den Zeitpunkt, wo er von abwärtsgehend nach aufwärtsgehend wechselt, durch t_x ; in der ganzen Zeit von t'_x bis t_x ist er dann nach unten gerichtet, in der ganzen Zeit von t_x zu dem nächsten t'_x nach oben gerichtet.

Einleitend wollen wir da bemerken, dass, wenn der Wärmestrom zu einem Zeitpunkt t auf der ganzen Strecke von einer gewissen Tiefe x_1 zu der grösseren Tiefe x_2 abwärtsgehend ist, der-

selbe unmöglich in irgend einem Punkt zwischen x_1 und x_2 die Richtung wechseln kann, solange er noch immer abwärtsgehend sowohl in x_1 als in x_2 ist. Zu der Zeit t nimmt ja nämlich die Temperatur den ganzen Weg von x_1 bis x_2 ab; und selbst wenn in der folgenden Zeit gar kein Wärmetransport durch die Ebenen x_1 und x_2 vor sich ginge, würden die Mischungen doch unmöglich irgend einer Schicht zwischen x_1 und x_2 eine höhere Temperatur als den überliegenden Schichten geben können; um so weniger wird dieses also unter den vorliegenden Verhältnissen eintreffen können, wo die Wassersäule von x_1 bis x_2 beständig von oben erwärmt und von unten abgekühlt wird.

Wir kehren nun zu der Hauptaufgabe zurück. Durch sehr intensive Mischungen wäre es möglich, dass alle Zeitpunkte t_x gleichzeitig in dem ganzen Meer eintreten, indem die starken Mischungen dieses, praktisch gesprochen, homotherm machen. Gewöhnlich wird t_x zu verschiedenen Zeiten in den verschiedenen Schichten eintreten, und wir wollen nun annehmen, dass der früheste von allen t_x in der Mitteltiefe ξ eintritt. In diesem Fall muss indessen notwendigerweise über ξ eine Tiefe x_1 sein und unter ξ eine Tiefe x_2 , so dass der Wärmestrom zu der Zeit $t_\xi - \delta t_\xi$ auf der ganzen Strecke von x_1 bis x_2 abwärtsgehend ist, und ausserdem in den beiden Tiefen x_1 und x_2 beständig abwärtsgehend in der ganzen Zeit von $t_\xi - \delta t_\xi$ bis $t_\xi + \delta t_\xi$. Dass der Wärmestrom dann die Richtung zu der Zeit t_ξ in dem zwischen x_1 und x_2 liegenden Punkt ξ wechseln sollte, streitet indessen wider das Obenstehende: und ξ kann also *in keine mittlere Schicht* fallen. — Ebenso einfach sieht man ein, dass ξ *nicht am Boden* liegen kann; und folglich müssen die Zeitpunkte t_x und t'_x früher an der Oberfläche als in irgend einer anderen Wasserschicht im Meere eintreten.

Da ausserdem eine jede Wasserschicht als Oberflächenschicht im Verhältnis zu den tiefer liegenden Wassermassen zu betrachten ist, sieht man also, dass die Zeitpunkte t_x und t'_x in jeder Tiefe früher als in allen grösseren Tiefen eintreten. Die Fälle, wo t_x oder t'_x wegen starker Vermischungen gleichzeitig in einer Reihe konsekutiver Schichten eintritt, sind nur als Grenzfälle des gewöhnlichen Verhältnisses aufzufassen; und hiermit ist also folgender Satz bewiesen:

Wenn der Wärmestrom in jeder Tiefe nur zweimal jährlich, nämlich zu den Zeitpunkten t'_x und t_x , die Richtung wechselt, übrigens aber abwärtsgehend in dem ganzen Zeitraum von t'_x bis t_x und aufwärtsgehend in dem ganzen Zeitraum von t_x

zu dem folgenden t'_x ist — so erleiden diese Zeitpunkte einen kontinuierlichen Phasenverzug mit der Tiefe, indem sie immer später fallen, je tiefer man hinunterkommt.

Bleiben wir nun bei den durchschnittlichen Temperaturverhältnissen, so kann man annehmen, dass die angegebenen Voraussetzungen, was jedenfalls die grosse Mehrzahl von den in der Natur eintreffenden Fällen betrifft, erfüllt sind, und dieser Satz ist deshalb als das eigentliche Fundament für das Phasenverzugsgesetz zu betrachten.

Nach dem Satz Nr. 1 wissen wir nun ferner, dass in jeder Tiefe x das Minimum niedriger und das Maximum höher ist als in der Tiefe $x + \delta x$; in dem Augenblick, wo das Minimum (Maximum) in x eintritt, muss die Temperatur folglich nach unten hin wachsen (abnehmen), und der Wärmestrom nach oben hin (nach unten hin) gerichtet sein; also muss das Minimum notwendigerweise zwischen t_x und dem folgenden t'_x , das Maximum zwischen t'_x und dem folgenden t_x eintreten. Es giebt jedoch einen Fall, wo dieses nicht gilt, nämlich am Boden; da hier keine konsekutive tiefere Wasserschicht vorhanden ist, muss das Minimum zu dem Zeitpunkt t'_x , das Maximum zu dem Zeitpunkt t_x eintreten. Aus dem Satz oben folgt dann unmittelbar:

In der angegebenen Voraussetzung treten das Maximum und das Minimum am Boden später als in allen übrigen Schichten des Meeres ein, speziell also auch später als an der Oberfläche.

Weiter kann man, wie in unserem ersten Beispiel oben gezeigt, selbst in der benutzten spezielleren Voraussetzung auf rein logischem Wege nicht kommen. Theoretisch bestehen noch zwei beigeordnete Möglichkeiten: dass das Maximum (Minimum) erst an der Oberfläche erscheint und danach beständig später fällt, je tiefer man hinunterkommt, oder: dass der Zeitpunkt für das jährliche Maximum (Minimum) erst in irgend einer mittleren Schicht eintritt, dann nach einiger Zeit an der Oberfläche, und schliesslich nach Verlauf noch einiger Zeit zu allerletzt am Boden.

Indessen kann es von Interesse sein, auf Folgendes aufmerksam zu machen: falls man in jedem Augenblick die Durchschnittstemperatur ϑ der Wassersäule von der willkürlichen Tiefe x bis zum Boden berechnet, so wird man ja finden, dass ϑ wächst, solange der Wärmestrom durch x abwärts geht; und dass ϑ abnimmt, solange der Wärmestrom durch x aufwärts geht. ϑ erreicht also

sein Maximum zu der Zeit t_x und sein Minimum zu der Zeit t'_x , also:

In der angegebenen Voraussetzung zeigen die Φ -Kurven einen mit der Tiefe beständig zunehmenden Phasenverzug.

Die Berechnung von Φ ist als eine Art Ausgleichung der wirklichen Temperaturen zu betrachten, und diese Ausgleichung führt also in der angegebenen Voraussetzung in allen Fällen zu regelmässigen Phasenverhältnissen.

Der oben für die Bodentemperatur gegebene Satz fällt zu einem gewissen Grade mit den Bemerkungen zusammen, die wir in dem eben Erwähnten (S. 72—73) von der Bodentemperatur gemacht haben, insofern dieselbe nämlich auch hier nur *ein* Maximum und *ein* Minimum jährlich hat. Da damals indessen keine fernerer spezialisierenden Voraussetzungen angeführt wurden, wurde der Inhalt der Bemerkungen wohl mehr begrenzt, im Gegenteil aber auch allgemeingültiger als obenstehender Satz.

Indem wir hiermit die theoretischen Untersuchungen verlassen, wollen wir nur noch darauf aufmerksam machen, dass man auch im Bornholmbassin ein typisches »Mischungsbild« trifft, nämlich bei Station D 10. Diese liegt in einer nach Süden gehenden Bucht des tiefen Bassins und ist gegen Osten, Süden und Westen von seichten Gewässern umgeben. Nur gegen Norden ist die Bucht gegen das übrige Bassin offen, und eben in dieser Richtung verlaufen die Mittelisothermen das ganze Jahr hindurch beinahe wagerecht; die Tabelle über die Mitteltemperaturen zeigt ja nämlich, dass durchgehends im Laufe des Jahres nur ein geringer Unterschied zwischen den Temperaturen in gleichen Tiefen auf D 10 und auf »Bornholmtief« vorhanden ist. Man muss also erwarten, dass horizontale Strömungen nur einen kleineren Einfluss auf die durchschnittlichen Temperaturverhältnisse auf D 10 haben, und es zeigt sich dann auch, dass die beiden Hauptsätze hier erfüllt sind, jedenfalls in so grosser Ausdehnung, als die Quartalsmessungen es zu zeigen vermögen. Nur an der Bodentemperatur kann man hier, wie sonst so oft, eine ganz schwache Einwirkung von horizontalen Strömen spüren. Ohne Mitwirkung derselben kann ja — wie öfters hervorgehoben — die Bodentemperatur nicht steigen, solange die überliegenden Schichten kälter sind, und nicht sinken, solange die überliegenden Schichten wärmer sind. Das letztere scheint genau auf D 10 zu passen, dagegen aber nicht ganz das erste. Die Tabelle zeigt nämlich, dass die Bodentemperatur, wenn auch nur sehr schwach, vom Frühling bis zum Sommer steigt, obgleich die

Schicht bei 50 m in diesem ganzen Zeitraum etwas kälter als das Bodenwasser ist.

Nach dieser ausführlichen Behandlung der Mitteltemperaturen wollen wir nun eine Übersicht über die *Veränderlichkeit der Temperatur* in den verschiedenen Tiefen und zu den verschiedenen Jahreszeiten geben, welche Grösse in folgender Tabelle dargestellt ist.

Differenz zwischen der höchsten und der niedrigsten beobachteten Temperatur:

S Ostsee 5					»Bornholmtief«					D Ostsee 10					D Ostsee 11				
Tiefe	März	Mai	Juli-Aug.	Nov.	Tiefe	Feb.-März	Mai	Juli-Aug.	Nov.	Tiefe	Feb.	Mai	Aug.	Nov.	Tiefe	Feb.	Mai	Aug.	Nov.
0	0.6	4.9	4.3	3.5	0	1.5	4.9	6.4	2.8	0	1.5	2.4	4.4	2.0	0	1.0	2.3	2.9	1.8
10	0.9	5.6	2.4	3.4	10	1.5	4.8	5.8	2.8	10	0.8	2.4	1.9	2.2	10	1.0	2.2	2.8	1.9
20	0.8	4.9	7.1	3.2	20	1.5	3.5	5.6	3.0	20	0.8	2.3	1.9	2.2	20	0.9	1.7	1.6	1.9
30	0.7	1.4	6.6	2.8	30	1.4	3.1	8.8	3.8	30	0.9	2.4	8.8	2.1	30	0.8	1.9	9.6	3.9
40	0.5	2.3	1.9	3.5	40	1.1	1.6	10.8	4.4	40	1.2	1.9	1.4	2.0	40	0.8	1.2	11.1	6.0
50	1.2	1.5	3.0	4.8	50	3.6	1.1	2.2	1.7	50	4.2	0.8	0.4	3.5	50	0.8	1.4	1.1	6.3
60	3.1	1.0	4.0	6.2	60	c.4	1.4	1.3	2.0	Boden	2.8	2.1	1.2	0.9	60	3.6	0.9	1.4	2.9
Boden	2.9	2.4	6.0	6.6	75	3.1	2.4	1.4	2.1						Boden	2.7	1.8	0.6	2.2
					Boden	3.7	2.1	1.9	1.7										

Unter der zwischen zwei Zeitpunkten vor sich gehenden *normalen* Temperaturveränderung wollen wir die Differenz zwischen den *Mitteltemperaturen* der beiden Zeitpunkte verstehen.

Es gibt dann zwei Faktoren, die Einfluss auf die Zahlen in obenstehender Tabelle bekommen, nämlich: 1) die wirklich *zufällige* Variation, d. h. der Unterschied zwischen Temperaturen, die zu so naheliegenden Daten (von demselben Jahr oder von verschiedenen Jahren) gemessen sind, dass die normale Temperaturveränderung als verschwindend klein betrachtet werden kann, — 2) der Umstand, dass zwischen den Messungen innerhalb derselben Jahreszeit ein so grosser Unterschied zwischen den Daten sein kann, dass die normale Temperaturveränderung auch eine Rolle spielt. Selbst wenn man jedes Jahr zu demselben Zeitpunkt immer dieselbe Temperatur hätte, würden die Zahlen der Tabelle aus letztgenannter Ursache nämlich nicht immer verschwindend klein sein. Einen wie grossen Anteil jeder dieser Umstände an den obigen

Zahlen hat, wird sicher oft schwierig mit Hilfe des vorliegenden Materials zu entscheiden sein. Wenn man sodann im Mai, wo die Oberflächentemperatur schnell steigt, für 0 m eine Variation von $4^{\circ} 9$ auf »Bornholmtief« und nur die halbe Variation auf D 10 und 11 findet, so beruht dieses kaum auf einem Zufall, sondern vielmehr darauf, dass die Messungen auf »Bornholmtief« über einen ganzen Monat (28. April—28. Mai) verteilt sind, dagegen auf den beiden anderen Stationen nur über den halben Zeitraum (27. April—14. Mai).

Ist dagegen die normale Temperaturveränderung gering, also: falls man sich *entweder* in einer Schicht befindet, wo die jährliche Amplitude der Mitteltemperatur gering ist, und wo die regelmässige Änderung der Temperatur mit der Zeit deshalb das ganze Jahr hindurch schwach ist, *oder* falls man in einer Schicht mit grosser Amplitude die Zeitpunkte betrachtet, wo die Mitteltemperatur ihr Maximum oder Minimum erreicht, und wo ihre regelmässige Variation mit der Zeit aus diesem Grund gering ist, — so ist es ohne Zweifel richtig, die obigen Zahlen ohne weiteres als Mass der *zufälligen* Temperaturvariationen zu betrachten.

Doch müssen sie auch jetzt mit Vorsicht behandelt werden, da diese Zahlen in weit höherem Grade als die Mittelzahlen von der Grösse des zur Verfügung stehenden Materials abhängen. Wenn man sodann auf den beiden Stationen D 10 und D 11, die immer gleichzeitig genommen sind, im August — wo die Oberflächentemperatur kulminiert — für 0 m eine Variation von $4^{\circ} 4$ auf D 10 und nur eine Variation von $2^{\circ} 9$ auf D 11 findet, so rührt dieses wohl zunächst von der Kürze der Beobachtungsreihen her.

Im Winter findet man wie gewöhnlich, dass die Temperatur der oberen Schicht nur eine geringe Veränderlichkeit zeigt. So ist in den Schichten von 0 bis 40 m die Variation nur $\frac{1}{2}^{\circ}$ — $1\frac{1}{2}^{\circ}$, und noch bei 50 m ist sie auf S 5 nur $1^{\circ} 2$ und auf D 11 $0^{\circ} 8$. *Die grösste Veränderlichkeit trifft man in dieser Jahreszeit in den tiefen Wasserschichten, wo die Variation von etwa 50 m abwärts durchgehend 3° — 4° ist.*

Im Sommer ist die Veränderlichkeit an der Oberfläche dagegen weit grösser; so erreicht sie $6\frac{1}{2}^{\circ}$ auf »Bornholmtief«. Gerade unter der Oberfläche scheint die Veränderlichkeit abzunehmen. Wenn es auch vielleicht auf einem Zufall beruht, dass man bei 10 m auf D 10 im August nur eine Variation von $1^{\circ} 9$ findet, so zeigen alle Stationen jedoch den gemeinschaftlichen Charakterzug, dass die Veränderlichkeit kleiner bei 10 m als bei 0 m ist.

Dieses ist eine natürliche Folge davon, dass neben den übrigen Faktoren, die die Temperatur der oberen Schicht beeinflussen (wechselnde Vermischung mit den kälteren tiefen Schichten als Folge von wechselndem Seegang u. s. w.), für das Wasser gerade an der Oberfläche ausserdem der Umstand hinzukommt, dass es direkt den Sonnenstrahlen ausgesetzt ist; und die Temperatur hier muss deshalb in ziemlich hohem Grad von dem Zustand der Bewölkung und ähnlichen schnell wechselnden Faktoren abhängig sein. Dagegen ist die Bedeutung der direkten Erwärmung von den Sonnenstrahlen schon bei 10 m auf ein Minimum gesunken, und die Abhängigkeit der Temperatur von der wechselnden Bestrahlung deshalb hier auch gering.

Die grössten Temperaturschwankungen findet man indessen nicht an der Oberfläche, sondern in den mittleren Schichten, die die Grenze zwischen den warmen oberen Schichten und den kalten unteren Schichten bilden. So ist die Variation auf S 5: $6\frac{1}{2}^{\circ}$ — 7° in der Schicht 20—30 m; auf »Bornholmtief«: $8^{\circ} 8$ — $10^{\circ} 8$ bei 30—40 m; auf D 10: 9° bei 30 m, und schliesslich 10° — 11° bei 30—40 m auf D 11.

Wie schon früher erwähnt, findet man im Sommer ziemlich schroffe Temperaturübergänge in den mittleren Schichten; und wenn eine warme Wasserschicht über einer kalten mit einem scharfen Übergang ruht, so ist es klar, dass eine kleine Verschiebung der Sprungschicht eine grosse Temperaturschwankung in einer gewissen Tiefe hervorrufen können, während die Temperatur in einer benachbarten Tiefe sich so gut wie unverändert hält. Die Tabelle zeigt dann auch, dass die Veränderlichkeit der Temperatur ausserordentlich verschieden in dicht bei einander liegenden Tiefen sein kann. Sodann:

30 m auf S 5	$6^{\circ} 6$	30 m auf D 10	$8^{\circ} 8$
40 m — —	$1^{\circ} 9$	40 m — —	$1^{\circ} 4$
40 m — »Bornholmtief«.	$10^{\circ} 8$	40 m — D 11	$11^{\circ} 1$
50 m — — — — —	$2^{\circ} 2$	50 m — — — — —	$1^{\circ} 1$

Auf D 11 ist die Veränderlichkeit also zehnmal so gross bei 40 m als bei 50 m. Man bekommt einen klaren Eindruck von der Ursache, wenn man die einzelnen Beobachtungen betrachtet. Bei 50 m ist die Temperatur im August auf D 11 nie über $4\frac{1}{2}^{\circ}$ gewesen; und bei 40 m ist die Temperatur auch nur selten über 5° .

Im August 04 war das Wasser aber noch bei dieser Tiefe sehr warm, wie folgende Tabelle zeigt:

0 m:	15° 19
30 m:	15° 09
40 m:	15° 31
50 m:	4° 47

Man sieht zugleich, wie schroff der Temperaturübergang ist, und wie grosse Temperaturschwankungen eine geringe Schwingung der Schichten in gewissen Tiefen wird hervorbringen können, während die Schwingung gar nicht in den Nachbartiefen bemerkbar ist.

Einen wie grossen Einfluss rein zufällige Strömungen und Verschiebungen zwischen den Schichten auf die in einer gewissen Tiefe beobachteten Temperaturen haben können, geht auch aus folgenden direkt beobachteten *Beispielen von grossen Temperaturschwankungen im Laufe kurzer Zeit* klar hervor:

30 m, D Ostsee 11; 7. Aug. 02: 5° 50 und 13. Aug. 02: 13° 7.
40 m, »Bornholmtief«; 31. Juli 03: 14° 5 und 20. Aug. 03: 4° 42.

Man versteht, dass falls man kontinuierlich den Gang der Temperatur verfolgen könnte, die Kurven dann offenbar einen sehr verwickelten Verlauf bekommen würden; und die Quartalsmessungen vermögen deshalb nur ein sehr mangelhaftes Bild des Verlaufes der Temperatur *in jedem einzelnen* vorliegenden Jahre zu geben. — Etwas ganz anderes ist es ja, dass man sich aus den Quartalsmittelzahlen ein jedenfalls in den Hauptzügen richtiges Bild des *durchschnittlichen* Temperaturganges das Jahr hindurch bilden kann.

Beiläufig wollen wir auch den folgenden wichtigen Fall von der 60 m Tiefe im Winter hier einflechten:

60 m, »Bornholmtief«; 3. Feb. 05: 2° 77 und 15. März 05: 6° 69.

Obschon diese Variation von nur 4° klein zu sein scheint im Verhältnis zu den oben angeführten Variationen von 8°—10°, so ist sie jedoch von grosser Bedeutung, indem ein Sprung von 4° sehr gross ist gegenüber den Variationen, die sonst bei einer so grossen Tiefe wie 60 m im eigentlichen Bornholmbassin vorkommen. Und das Beispiel zeigt, dass *auch in den grossen Tiefen verhältnismässig sehr grosse Schwankungen im Laufe kurzer Zeit auftreten können.*

Demnächst kehren wir nun zum Sommerzustand zurück, indem wir uns *den Schichten unterhalb der Sprungschicht* zuwenden. Wie schon gesagt, fängt die Variation dann überall damit an, mit wachsender Tiefe stark abzunehmen; und nach den bisherigen Beobachtungen, hält sie sich überall im eigentlichen Bornholmbassin nun klein ganz bis zum Boden hinab.

Auf S 5 wächst sie aber in den tiefsten Schichten wieder stark an, und ist am Boden beinahe eben so gross wie in der Sprungschicht selbst. Dies wird natürlich von den stark wechselnden Strömungen im Verbindungskanal zwischen der Arkona- und der Bornholmmulde verursacht, indem (wie im Vorhergehenden erläutert) bald Strömungen vom Westen her dem Bodenwasser auf S 5 sehr warmes Wasser zuführen, bald aber Strömungen vom Osten her kaltes Wasser mitbringen. Und es ist interessant zu sehen, dass *diese horizontalen Schwingungen etwa ebenso grosse Temperaturschwankungen am Boden von S 5 hervorrufen, wie die vertikalen Schwingungen der Sprungschicht sie in den intermediären Tiefen von S 5 hervorbringen.*

Übrigens ist zu bemerken, dass wegen des Spitzen-Phänomenes die für 60 m auf »Bornholmtief« gefundene Temperaturvariation sicherlich zu klein ausgefallen ist. Erinnert man sich z. B. an den früher besprochenen Fall vom August 05, wo bei 60 m $4^{\circ} 20$ und bei 65 m $7^{\circ} 85$ vorgefunden wurde, so muss man es als einen reinen Zufall ansehen, wenn man bei dieser Gelegenheit nicht eine bedeutend höhere Temperatur in 60 m beobachtete. Und es ist deshalb zu erwarten, dass eine längere Beobachtungsreihe hier auf »Bornholmtief« ein den Verhältnissen auf S 5 gewissermassen analoges Phänomen ergeben wird: unterhalb des Minimums der Variationen (in den Schichten unter der Sprungschicht) eine neue Steigerung der Variation in den etwas grösseren Tiefen.

Wie oben besprochen, hängt die Veränderlichkeit der Temperatur in einer beliebigen Tiefe in hohem Grade von den Temperaturdifferenzen ab, die sich in der Umgebung der genannten Tiefe vorfinden. Sowohl wenn die Temperatur niedrig ist, als wenn sie hoch ist, wird sie sehr grossen Schwankungen unterliegen können, falls schroffe Temperaturübergänge in den Nachbartiefen vorkommen. Und sowohl niedrige wie hohe Temperaturen können sehr geringen Schwankungen unterworfen sein, wenn das umgebende Wasser homotherm ist.

In solchen Schichten, wo man zu den Jahreszeiten, in denen die hohen Temperaturen eintreffen, auch bedeutende Temperaturvariationen von Schicht zu Schicht antrifft, und andererseits zu den Jahreszeiten, wo die niedrigen Temperaturen eintreffen, homothermes Wasser vorfindet, — kann man deshalb allerdings die Regel bestätigt finden, dass die hohen Temperaturen am meisten, die niedrigsten Temperaturen dagegen am wenigsten veränderlich sind; dies ist gewissermassen der Fall bei 30 m, wo die Veränderlichkeit im Sommer durchgehends zehnmal so gross ist als im Winter.

An und für sich ist die Regel ja aber nicht rationell, und es gibt deshalb auch viele Fälle, in denen sie nicht passt. Bei 40 m auf D 11 ist die Veränderlichkeit ja doppelt so gross im Sommer als im Herbst, obgleich kein besonders grosser Unterschied zwischen den Mitteltemperaturen vorhanden ist; bei 50 m auf »Bornholm-tief« ist die Veränderlichkeit bedeutend grösser im Winter, wo die Temperatur nahe an ihrem niedrigsten Wert ist, als zu allen anderen Jahreszeiten; am Boden auf D 10 findet man die kleinste und die grösste Variation in den zwei Quartalen, wo die Mitteltemperaturen am höchsten sind u. s. w. Selbst wenn die Regel also in vielen Fällen passt, darf man doch bei weitem nicht derselben besonders Glauben schenken.

Falls die Temperatur in einem Punkt einigermaßen symmetrisch um den der Jahreszeit entsprechenden Mittelwert schwankt, wird man die kleinste und die grösste Temperatur, die zu der betreffenden Jahreszeit in diesem Punkt beobachtet ist, annähernd dadurch finden können, wenn man von der Mittelzahl abzieht, bzw. zu der Mittelzahl hinzufügt, die halbe der in der Tabelle angegebenen Variation. In einigen Fällen (nämlich bei den kleinen Variationen) passt diese Rechnung einigermaßen; so gibt sie für die Oberfläche auf D 10 im August $14^{\circ}5$ und $18^{\circ}9$; während die faktisch beobachteten Werte $15^{\circ}1$ und $19^{\circ}4$ sind. Wenn aber die Variationen sehr gross werden, bekommt man keine brauchbare Genauigkeit mehr; so findet man bei 40 m auf D 11 im August die Grenzen $1^{\circ}5$ und $12^{\circ}7$, während sie faktisch $4^{\circ}3$ und $15^{\circ}3$ sind. Es ist deshalb nicht überflüssig, Tabellen über die niedrigsten und höchsten beobachteten Temperaturen zu geben, und diese folgen deshalb jetzt:

Die niedrigsten aller beobachteten Temperaturen

S Ostsee 5					»Bornholmtief«				
Tiefe	März	Mai	Juli— Aug.	Nov.	Tiefe	Feb.— März	Mai	Juli— Aug.	Nov.
0	1.7	4.20	14.33	7.15	0	1.5	3.25	12.05	7.52
10	1.43	3.95	14.19	7.16	10	1.51	3.25	11.36	7.46
20	1.46	3.70	9.38	7.39	20	1.54	3.26	11.17	7.26
30	1.53	3.09	5.56	7.79	30	1.58	2.59	4.98	6.39
40	1.68	2.57	4.19	8.27	40	1.88	2.32	3.75	5.87
50	1.23	2.77	6.02	7.01	50	2.04	2.40	3.52	5.37
60	1.66	2.93	6.78	5.03	60	2.77	2.38	3.80	5.94
Boden	1.71	3.17	5.20	4.31	75	3.75	3.03	3.40	3.62
					Boden	3.47	3.16	3.28	3.34

D Ostsee 10					D Ostsee 11				
Tiefe	Feb.	Mai	Aug.	Nov.	Tiefe	Feb.	Mai	Aug.	Nov.
0	1.64	3.13	15.08	8.15	0	1.89	3.34	14.02	8.29
10	2.22	3.10	14.95	8.07	10	1.85	3.35	c.13.90	8.2
20	2.22	3.14	14.85	8.05	20	1.88	3.33	13.7	8.2
30	2.23	3.01	6.50	8.14	30	2.00	2.98	5.47	6.22
40	1.86	2.81	4.31	8.25	40	2.00	2.76	4.26	4.04
50	2.89	2.77	3.75	4.90	50	2.03	2.16	3.33	3.83
Boden	4.15	3.01	3.82	5.60	60	2.69	2.44	3.70	3.83
					Boden	3.84	3.23	3.80	4.63

Die höchsten aller beobachteten Temperaturen:

S Ostsee 5					»Bornholmtief«				
Tiefe	März	Mai	Juli— Aug.	Nov.	Tiefe	Feb.— März	Mai	Juli— Aug.	Nov.
0	2.3	9.11	18.61	10.6	0	3.04	8.10	18.41	10.3
10	2.31	9.50	16.55	10.59	10	3.00	8.04	17.16	10.25
20	2.26	8.60	16.50	10.59	20	3.00	6.71	16.72	10.23
30	2.20	4.53	12.17	10.63	30	3.00	5.68	13.8	10.23
40	2.22	4.86	6.12	11.81	40	3.02	3.91	14.5	10.23
50	2.45	4.24	9.05	11.78	50	5.66	3.46	5.7	7.02
60	4.74	3.94	10.81	11.25	60	c.6.9	3.75	5.05	7.95
Boden	4.58	5.52	11.24	10.93	75	6.80	5.39	4.83	5.76
					Boden	7.21	5.22	5.13	5.03

D Ostsee 10					D Ostsee 11				
Tiefe	Feb.	Mai	Aug.	Nov.	Tiefe	Feb.	Mai	Aug.	Nov.
0	3.09	5.50	19.44	10.19	0	2.84	5.59	16.91	10.09
10	3.01	5.46	16.84	10.29	10	2.82	5.50	16.68	10.08
20	3.03	5.47	16.70	10.25	20	2.82	5.02	15.34	10.08
30	3.08	5.42	15.29	10.25	30	2.82	4.84	15.09	10.08
40	3.10	4.66	5.70	10.24	40	2.82	3.98	15.31	10.08
50	7.13	3.58	4.12	8.41	50	2.82	3.58	4.47	10.08
Boden	6.91	5.07	5.03	6.49	60	6.27	3.38	5.10	6.69
					Boden	6.51	5.00	4.40	6.79

Falls man für jede Tiefe und Jahreszeit die niedrigste und die höchste überhaupt beobachtete Temperatur vergleicht, so bekommt man ein Intervall, in welchem alle bisjetzt angestellten Messungen von dieser Tiefe und Jahreszeit gelegen sind.

Vergleicht man ausserdem die im Vorhergehenden gegebenen Beispiele von grossen Temperaturvariationen im Laufe kurzer Zeit mit diesen Intervallen, so sieht man gleich, dass die schnellen Schwankungen sich oft über ungefähr das ganze betreffende Intervall erstrecken können, also: falls man die Intervalle der verschiedenen Quartale benutzen will, um sich *eine Vorstellung von der grösseren oder kleineren Regelmässigkeit zu bilden, mit welcher die bei den Mittelzahlen angegebene durchschnittliche Periodizität trotz aller zufälligen Schwankungen in jedem der einzelnen Jahre erscheint*, — so muss man mit der *Möglichkeit* rechnen, dass sowohl die höchste als die niedrigste für eine gewisse Tiefe und Jahreszeit beobachtete Temperatur in demselben Jahr anzutreffen ist, dass dies aber andererseits natürlich nicht immer der Fall zu sein braucht.

Wir werden nun diese Betrachtungen für die wichtige Station »Bornholmtief« durchführen, indem wir als Resultat der obenstehenden beiden Tabellen eine Vergleichung der Intervalle der verschiedenen Quartale und Tiefen geben:

	Winter:	Frühling:	Sommer:	Herbst:
0 m:	1° 5 — 3° 04	3° 25 — 8° 10	12° 05 — 18° 41	7° 52 — 10° 3
20 m:	1° 54 — 3° 00	3° 26 — 6° 71	11° 17 — 16° 72	7° 26 — 10° 23
30 m:	1° 58 — 3° 00	2° 59 — 5° 68	4° 98 — 13° 8	6° 39 — 10° 23
40 m:	1° 88 — 3° 02	2° 32 — 3° 91	3° 75 — 14° 5	5° 87 — 10° 23
50 m:	2° 04 — 5° 66	2° 40 — 3° 46	3° 52 — 5° 7	5° 37 — 7° 02
60 m:	2° 77 — c. 6° 9	2° 38 — 3° 75	3° 80 — 5° 05	5° 94 — 7° 95
75 m:	3° 75 — 6° 80	3° 03 — 5° 39	3° 40 — 4° 83	3° 62 — 5° 76

Hieraus geht nun Folgendes hervor:

1) Nur in den obersten 20 Metern liegen alle vier Quartale von einander getrennt; *die höchste Temperatur tritt also immer im Sommer, die niedrigste immer im Winter ein.* Jedoch sieht man, dass die Endpunkte der Intervalle im Winter und im Frühling nahe an einander fallen; und die Möglichkeit, dass das Minimum dann und wann vom Winter gegen Anfang des Frühlings wird verschoben werden können, ist vielleicht somit nicht ganz ausgeschlossen.

2) Bei 30 m und 40 m fangen die Intervalle an, stark in einander einzugreifen; doch sieht man, dass die Temperatur im Winter immer niedriger ist als im Sommer und Herbst, und im Herbst immer höher als im Winter und Frühling. Hieraus folgt: *Bei 30 und 40 m kann man noch das Jahr in zwei bestimmte Hälften teilen, so dass die höchste Temperatur jedes Jahr in der Zeit Sommer—Herbst eintritt, und die niedrigste Temperatur jedes Jahr in der Zeit Winter—Frühling.*

3) Bei 50 und 60 m greifen die Intervalle noch mehr in einander ein; die Endpunkte des Frühlings und des Sommers fallen nun beinahe zusammen, und man darf davon ausgehen, dass eine hinreichend lange Beobachtungsreihe zeigen wird, dass diese Intervalle in einander greifen. Ferner werden beide Intervalle beinahe gänzlich vom Winterintervall umschlossen, und es ist also in Wirklichkeit als zufällig zu betrachten, in wie weit *die niedrigste Temperatur* in einem gewissen Jahr im Winter, im Frühling oder im Sommer eintritt; im Herbst kann sie dagegen nie eintreten, da die Herbsttemperaturen immer höher als die Frühlingstemperaturen sind.

Bei 50 m gilt das Entgegengesetzte für *die höchste Temperatur*, indem sie nie in den Frühling fallen kann, dagegen aber wohl in jede der drei anderen Jahreszeiten; bei 60 m ist die Regelmässigkeit, was das Maximum betrifft, doch etwas grösser; hier ist der Herbst nämlich wärmer als sowohl der Frühling wie der Sommer, und soweit man nach den bisjetzt angestellten Beobachtungen schliessen kann, fällt die höchste Jahrestemperatur also hier immer in das Halbjahr Herbst bis Winter.

Als der für beide Tiefen gemeinschaftliche Zug kann man also setzen:

Noch bei 50 und 60 m wird die Temperatur im Frühling nie so hoch wie im Herbst.

4) Bei 75 m ist die Periodizität bedeutend schwächer, indem alle vier Intervalle hier zusammenfliessen, und es tritt also jetzt

die Möglichkeit ein, dass sowohl das Maximum als das Minimum zu jeder beliebigen Zeit des Jahres wird eintreffen können; *die Temperatur kann zu jedem Zeitpunkt des Jahres solche Werte annehmen, die sie auch zu jedem anderen beliebigen Zeitpunkt annehmen kann.*

Die Mittelzahlen zeigen bekanntlich noch in dieser Tiefe eine ausgeprägte jährliche Periodizität; und diese muss sich folglich dadurch zeigen, dass die *Wahrscheinlichkeit* für hohe Temperaturen zu gewissen Jahreszeiten grösser ist als zu gewissen anderen Zeitpunkten des Jahres.

Am Boden der Station ist, wie früher gezeigt, auch dieser Rest der Periodizität verschwunden, und die Intervalle sind deshalb nicht in obenstehendes Schema mitgenommen.

Namentlich Untersuchungen wie diese werden von Zufälligkeiten in dem vorliegenden Material bedeutend beeinflusst, und man kann nur erwarten, dass die oben gegebenen Resultate die Hauptzüge in dem Verlauf des Phänomens wiedergeben. Wir haben es deshalb auch nicht als notwendig betrachtet, andere Stationen als »Bornholmtief« zu erwähnen, indem das vorliegende Material kaum gross genug ist, um mit Sicherheit lokale Verschiedenheiten nachweisen zu können.

C. Der Sauerstoffgehalt.

Die Sauerstoffprocente.

Auf S 5 findet man in dem ganzen Zeitraum im ganzen nur 3 Messungen von Sauerstoffprozenten; diese Station kann deshalb nicht in Betracht kommen, und die folgenden Bemerkungen betreffen nur die drei Stationen in dem eigentlichen Bornholmbassin.

Die Messungen zeigen nun erstens, dass *die 7 ‰ Wasserschicht in allen Tiefen und zu allen Jahreszeiten in der Regel Sauerstoffprocente von über 90 ‰ hat.* Beispielsweise ist anzuführen:

Februar	06, »Bornholmtief«,	55 m:	5° 26 — 7.29 ‰ — 102 ‰
Mai	06, D 11	, 50 m:	3° 14 — 7.32 ‰ — 100.5 ‰
August	05, D 11	, 60 m:	3° 70 — 7.95 ‰ — 91.2 ‰
November	04, D 11	, 55 m:	10° 03 — 7.30 ‰ — 93.2 ‰

Und ähnliche Beispiele können auf allen Stationen gesammelt werden. Bei einer einzelnen Gelegenheit fand man jedoch nur ca. 70 ‰, nämlich:

Mai 03, D 11, 52 m: 3° 50 — 7.70 ‰ — 72.7 ‰

Mit dieser seltenen Ausnahme kann man aber sagen, dass, wenn man auch in der 7 ‰-Wasserschicht ausnahmsweise Sauerstoffprozent von unter 90 trifft, sie jedoch sonst immer über 80 ‰ sind.

Eine Folge der starken Zirkulationen in der oberen Schicht im Winter ist, dass man zu dieser Jahreszeit noch nie Sauerstoffprozent zwischen 90 ‰ und 80 ‰ in der 7 ‰-Wasserschicht angetroffen hat. Dies ist dagegen dann und wann zu allen anderen Jahreszeiten geschehen, nämlich:

Mai	06, D 11,	60 m: 2° 44 — 7.77 ‰ — 83 ‰
25. Juli	05, »Bornholmtief«,	40 m: 4° 11 — 7.67 ‰ — 84.8 ‰
Novemb.	05, D 11,	50 m: 5° 29 — 7.74 ‰ — 81.3 ‰

Und auch andere Beispiele können angeführt werden, jedoch mit höheren Sauerstoffprozenten als die hier angeführten. Eine bestimmte Regel für das Auftreten dieser Ausnahmen scheint nicht zu existieren. Man sieht, dass sie schon in einer so verhältnismässig geringen Tiefe als 40 m auftreten können; und wenn man z. B. die beiden oben angeführten Sommerfälle vergleicht, so sieht man, dass, obgleich das Wasser bei 40 m auf »Bornholmtief« etwas wärmer und etwas süsser ist als die tiefere Wasserschicht bei 60 m auf D 11, das Sauerstoffprozent jedoch im ersten Falle nur 84.8 gegen 91.2 im letzteren Falle ist.

Es wurde im Abschnitt über die Arkonatiefe erwähnt, dass man unter den dänischen Messungen vom Kattegat und Grossen Belt auch für das Oberflächenwasser dann und wann Sauerstoffprozent von zwischen 80 und 90 ‰ gefunden hat; und wir können deshalb das Vorhergehende in folgender Weise zusammenfassen: *In der ganzen 7 ‰-Wasserschicht trifft man nur äusserst selten andere Sauerstoffprozent an, als solche, die man auch an der Oberfläche selbst antreffen kann.*

Da man in der Regel zu jedem einzelnen Zeitpunkt findet, dass das Sauerstoffprozent des Wassers mit wachsender Tiefe unter der Oberfläche abnimmt, — langsam in der oberen Schicht und schnell in den tieferen Schichten, so folgt hieraus, dass in

jedem einzelnen Augenblick das Sauerstoffprozent auch mit wachsendem Salzgehalt abnehmen wird. Falls man also *zu derselben Zeit* eine salzige und eine süssere Wasserschicht auf derselben Station vergleicht, so hat gewöhnlich das salzige Wasser das niedrigere Sauerstoffprozent. Da aber die Verhältnisse von Zeit zu Zeit bedeutend wechseln, wird man nicht immer dieselbe Regel bestätigt finden, wenn man Wasserschichten *von verschiedenen Zeitpunkten* vergleicht. Man hat z. B. gefunden:

D 10, 62½ m, Aug. 02: 14.04 ‰ — 29.3 ‰
— , 59½ m, Mai 04: 13.93 ‰ — 73.9 ‰

Während also im August 1902 und Mai 1904 das Wasser bei dem 60 m-Niveau auf D 10 von ungefähr demselben Salzgehalt war, war das Sauerstoffprozent zwischen zwei- und dreimal so gross in dem letzten als in dem ersten Fall.

Ferner fand man auf dieser Station am 4. Nov. 05 bei 59 m: 9.13 ‰ — 72.9 ‰, also beinahe dasselbe Sauerstoffprozent als im Mai 04, obgleich der Salzgehalt dann ca. 5 ‰ höher war als im Nov. 05.

Dass man hohe Sauerstoffprocente noch in ziemlich salzigem Wasser finden *kann*, zeigen auch die Messungen von 60 m auf »Bornholmtief« am 4. Mai 05: 3° 29 — 11.58 ‰ — 83.4 ‰, und noch bei 75 m fand man an demselben Orte am 5. Mai 03: 3° 03 — 16.47 ‰ — 70.0 ‰, am 7. Febr. 07: 6° 80 — 15.37 ‰ — 74.1 ‰ und am 28. April 07: 4° 44 — 15.84 ‰ — 74.2 ‰.

Doch darf man nach dem ganzen vorliegenden Material annehmen, dass *Sauerstoffprocente von über 80 % nur sehr selten in Wasser von über 10 ‰ vorkommen*; von sämtlichen auf unseren Stationen¹⁾ ausgeführten Sauerstoffanalysen haben 95 Sauerstoffprocente von über 80 ergeben, und nur eine einzige derselben (nämlich die oben erwähnte Messung auf »Bornholmtief«) hat einen Salzgehalt von über 10 ‰ gehabt. Die Wahrscheinlichkeit, ein Sauerstoffprozent von über 80 in Wasser von über 10 ‰ zu treffen, ist also nur von der Grössenordnung 0.01; und wir dürfen es also als ganz natürlich betrachten, dass das ungewöhnlich hohe Sauerstoffprozent 86.0 am Boden auf D 11 im Febr. 05 von dem hier ungewöhnlich niedrigen Salzgehalt 9.25 ‰ begleitet war.

¹⁾ S 5 mitgerechnet.

Einen guten Überblick über die Abhängigkeit des Sauerstoffprozents von dem Salzgehalt bekommt man von untenstehender Tabelle. Es stehen im ganzen aus allen unseren vier Stationen 226 Sauerstoffanalysen zur Verfügung; verschiedene Male sind Doppelanalysen unternommen, aber jede einzelne derselben ist natürlich nur einmal mitgerechnet. Die Resultate sind nun in der Tabelle teils nach der Grösse des Sauerstoffprozents und teils nach der Grösse des Salzgehalts geordnet, indem wir ganz einfach aufgezählt haben, wie viele Analysen in jede Rubrik der Tabelle fallen.

Bekanntlich ist »Bornholmtief« in jedem Quartal in der Regel zweimal genommen, sowohl von Deutschland als von Schweden; und bisweilen haben diese Doppelmessungen einen Zwischenraum von nur wenigen Tagen, bisweilen einen Zwischenraum von einem ganzen Monat. Und es ist nun klar, dass, wenn 2 Serien mit einem nur kurzen Zwischenraum angestellt sind, es dann nicht ganz korrekt ist, solche Messungen jede für sich in die Aufzählung gleichzeitig mit den Messungen von anderen Quartalen und Jahren aufzunehmen, als ob alle Serien gleichartig wären.

Da die Beobachtungen indessen auch der Tiefe nach sehr unregelmässig verteilt sind, indem die Anzahl der Sauerstoffanalysen, die die einzelnen Serien enthalten, sehr verschieden ist, — und das vorhandene Material überhaupt sehr zerstreut und sporadisch ist, so kann es sich hier nur darum handeln, die Verhältnisse in ihren Hauptzügen zu erläutern; und wir sind deshalb bei dem einfachen Verfahren stehen geblieben, alle Messungen als gleich gut zu rechnen, und sie in die Aufzählung in derselben Weise einzureihen. Wir finden dann:

Sauerstoffmenge	Die Anzahl der Beobachtungen mit					
	unter 8 ‰	8—10 ‰	10—12 ‰	12—14 ‰	14—16 ‰	über 16 ‰
Über 80 ‰	80	14	1	keine	keine	keine
80—60 ‰	1	8	24	17	4	4
60—40 ‰	keine	keine	4	14	11	8
40—20 ‰	keine	keine	keine	3	12	6
Unter 20 ‰	keine	keine	keine	keine	15	keine

Trotz der Unregelmässigkeit des Materials zeigt diese Tabelle doch, wie man sieht, eine überraschende Regelmässigkeit und Gesetzmässigkeit. Die höchsten Sauerstoffprozente gehören in überwiegendem Grade zu der süssen oberen Schicht, und ihre Häufig-

keit nimmt mit wachsender Salzmenge schnell ab; andererseits gehören die niedrigsten Sauerstoffprocente ebenso ausgeprägt zu dem hohen Salzgehalt; und schliesslich die mittelhohen und mittelniedrigen Sauerstoffprocente von 80 bis 60 % und von 60 bis 40 % zeigen die typische Fehlergesetzverteilung mit einem Maximum um die Mitte und asymptotischem Abnehmen gegen beide Enden.

Mit abnehmendem Sauerstoffprozent wird das Häufigkeitsmaximum also immer mehr gegen den hohen Salzgehalt verschoben: wenn das Sauerstoffprozent über 80 % ist, liegt das Maximum in dem 7 ‰-Wasser; zwischen 80 und 60 % fällt das Maximum zwischen 10 und 12 ‰; zwischen 60 und 40 % liegt das Maximum um 14 ‰, und zwischen 40 und 20 % liegt das Maximum um 15 ‰. *In dem sauerstoffärmsten Wasser schliesslich tritt das interessante Verhältnis ein, dass das Maximum nicht ferner verschoben wird, dagegen aber fortwährend in dem Gebiet zwischen 14 und 16 ‰ liegt;* überhaupt zeigt die Tabelle, dass, wenn der Salzgehalt über 16 ‰ ist, das Wasser immer mehr als 20 % Sauerstoff enthält.

Der Grund hierfür ist indessen leicht einzusehen: *Das an Sauerstoff ärmste Wasser hat sich am längsten am Boden aufgehalten,* und in dieser ganzen Zeit ist es immer der Vermischung mit dem überliegenden, weniger salzigen Wasser ausgesetzt, so dass dessen Salzgehalt also vermindert werden muss, in derselben Zeit, als dessen Sauerstoffmenge von den im Wasser vorhandenen Organismen verbraucht wird. Dagegen können Wassermassen von dem allerhöchsten Salzgehalt erst vor verhältnismässig kurzer Zeit in die Bodenschicht hineingekommen sein, und sind sie noch nicht dem intensivsten Sauerstoffverbrauch ausgesetzt gewesen. Also: *in der Hauptsache kann man sagen, dass je grösser der Salzgehalt des Wassers ist, um so grösser ist auch die Wahrscheinlichkeit, dass das Wasser ein niedriges Sauerstoffprozent hat; im Bodenwasser trifft man jedoch nicht die niedrigsten Sauerstoffprocente in dem salzigsten Wasser, sondern im Wasser von mittelhohem Salzgehalt.*

Das Beobachtungsmaterial ist nicht gross genug, dass man mit Sicherheit eine Abhängigkeit zwischen der Jahreszeit und dem *Sauerstoffgehalt des Bodenwassers* nachweisen kann. Für die beiden Stationen D 10 und D 11 führen wir deshalb nur die höchsten und niedrigsten Werte an:

D 10:	August 02,	62 $\frac{1}{2}$ m	—	5° 03	—	14.04 ‰	—	29.3 ‰
— :	Maj 04,	59 $\frac{1}{2}$ m	—	3° 01	—	13.93 ‰	—	73.9 ‰
D 11:	Maj 05,	80 m	—	5° 00	—	13.22 ‰	—	45.5 ‰
— :	Febr. 05,	71 m	—	4° 61	—	9.25 ‰	—	86.0 ‰

Man sieht also, dass das Bodenwasser auf D 10 mitunter nicht einmal $\frac{1}{3}$ der Sauerstoffmenge, die es aufnehmen konnte, enthalten hat, während es auf D 11 in den bisjetzt beobachteten Fällen nie weniger als ca. die Hälfte des zur Sättigung notwendigen Quantum enthalten hat. Dass sowohl das Minimum als das Maximum niedriger auf D 10 als auf D 11 ist, rührt kaum von einem Zufall her, ist vielmehr als eine Folge der Lage der beiden Stationen zu betrachten. Während D 10 in einer Bucht des tiefen Bassins liegt und nur gegen Norden in Verbindung mit den tiefen Wassermassen in dem übrigen Gebiete steht, dagegen nach Osten, Süden und Westen von seichten Gewässern umgeben ist, — liegt D 11 in dem Verbindungskanal zwischen dem Bornholmbassin und der inneren Ostsee. Man kann deshalb annehmen, dass das Bodenwasser auf D 10 stagnierender ist und weniger häufig erneuert wird als das Bodenwasser auf D 11, und dass es als Folge hiervon auch mehr der Gefahr ausgesetzt ist, an Sauerstoff arm zu werden.

Die niedrigsten Sauerstoffprocente, die in den tiefen Wasserschichten auf »Bornholmtief« vorkommen, sind sehr klein. So wurde auf dieser Station gefunden:

durch deutsche Messungen am 4. Nov. 06 bei 93 m:

5° 03 — 14.99 ‰ — 7.35 ‰

durch schwedische Messungen am 6. Nov. 06 bei 93 m:

5° 03 — 14.87 ‰ — 1.1 ‰ und ein kleines Stück davon

durch schwedische Messungen am 6. Nov. 06 bei 90 m:

4° 96 — 14.67 ‰ — 0.7 ‰

durch schwedische Messungen am 25. Juli 05 bei 95 m:

4° 73 — 15.59 ‰ — 6.7 & 2.1 ‰ (Doppelmessung)

durch deutsche Messungen am 8. Aug. 05 bei 95 m:

4° 89 — 15.73 ‰ — 9.1 ‰

und mehrere andere Fälle von ungefähr 10 ‰ sind beobachtet. Es scheint also zwar, als ob die Bestimmung der Sauerstoffmenge etwas unsicher wird, wenn sie sehr klein ist; es geht aber aus Obenstehendem hervor, dass Sauerstoffprocente von unter 10 ‰ nicht als eine Seltenheit am Boden auf »Bornholmtief« zu betrachten sind.

Andererseits kann das Wasser hier mitunter einen unerwartet grossen Sauerstoffgehalt zeigen. So wurde gefunden:

am 5. Feb. 06 bei 94 m:	5° 04	—	16.29 ‰	—	68.5 ‰
am 7. Feb. 07 bei 91 m:	7° 21	—	16.82 ‰	—	64.6 ‰
am 28. April 07 bei 91 m:	4° 06	—	17.11 ‰	—	59.9 ‰
am 14. Mai 03 bei 94 m:	3° 15	—	17.81 ‰	—	58.1 ‰
am 16. Mai 04 bei 95 m:	4° 50	—	16.98 ‰	—	53.6 ‰

Das Bodenwasser auf »Bornholmtief« kann also auch mitunter mehr als 50 ‰ Sauerstoff enthalten, ja bei einer einzelnen Gelegenheit hat es sogar beinahe 70 ‰ erreicht.

Es kann noch von Interesse sein, folgende Übersicht über die Verteilung der am Boden von »Bornholmtief« beobachteten Sauerstoffprozentage nach den Jahreszeiten zu geben:

1. Im Ganzen sind 5 Fälle von Prozenten über 50 ‰ beobachtet, und sie sind sämtlich im Februar und Mai gefunden.
2. Sauerstoffprozentage von über 40 ‰ sind zu allen Jahreszeiten angetroffen.
3. Sauerstoffprozentage von unter 20 ‰ sind bisjetzt nur im Mai, August und November angetroffen; die niedrigste überhaupt im Februar gefundene Zahl ist 26½ ‰.

Dass die niedrigen Prozente von unter 20 ‰ noch nicht im Februar gefunden sind, ist vielleicht ein Zufall. Auffällig ist es aber, dass wenn Sauerstoffprozentage von über 50 ‰ überhaupt vorkommen, sie dann immer in der ersten Jahreshälfte angetroffen sind. Dies hängt natürlich mit den stossweisen Einströmungen zusammen, die später unten besprochen werden.

Während die ganze Wassermasse im Febr. 07 sauerstoffreich war, indem 64.6 ‰ das niedrigste, überhaupt vorgefundene Sauerstoffprozent war, waren im Febr. 06 folgende weniger einfache Verhältnisse vorhanden:

70 m: 64.5 ‰; 75 m: 40.5 ‰; 85 m: 45.5 ‰; 94 m: 68.5 ‰

Die Sauerstoffmenge erreicht also ein Minimum bei 75 m, wo sie beinahe 30 ‰ niedriger ist als am Boden; und man sieht also, dass die allgemeine Regel: das Sauerstoffprozent soll mit wachsender Tiefe abnehmen, nur die Verhältnisse in ihren Hauptzügen

wiedergibt; in den Einzelheiten können, — wenn auch kaum besonders oft, — Abweichungen vorkommen.

Man findet oft ein ziemlich schroffes Fallen des Sauerstoffprozentos von einer Tiefe zu der konsekutiven Tiefe weiter nach unten hin. Wir haben gerade oben einen Sprung von 24 % zwischen 70 und 75 m auf »Bornholmtief« im Febr. 06 gesehen; ferner wurde auf D 10 im Febr. 06 gefunden: 98.5 % bei 50 m und nur 64 % bei 55 m; und auf derselben Station im Mai 06: 100 % bei 45 m und nur 60 % bei 55 m. Zu anderen Zeiten können die Übergänge jedoch ziemlich sanft sein; so auf »Bornholmtief« am 5. Nov. 04:

10 m: 95.3 %; 40 m: 97.5 %; 50 m: 81.8 %; 60 m: 64.9 %;
75 m: 37.0 %; 95 m: 25.3 %.

Der absolute Sauerstoffgehalt.

Es wurde schon bei der Behandlung der Arkonatiefe nachgewiesen, dass nicht nur das Sauerstoffprozent, sondern auch der in ccm ausgedrückte *absolute Sauerstoffgehalt* mitunter Aufmerksamkeit verdient. Und dieser zeigt in der ganzen Ostsee im Sommer ein charakteristisches Verhalten:

Allmählich wie die Sommerwärme den obersten Wasserschichten eine hohe Temperatur gibt, nimmt ihre Fähigkeit Sauerstoff aufzunehmen ab, und eine immer geringere Sauerstoffmenge ist also nötig, um dieselben zu sättigen. Unter den warmen obersten Schichten ist das Wasser dagegen in der Sommerzeit kalt und erfordert also fortwährend eine grosse Sauerstoffmenge, um gesättigt zu sein. Da nun aus dem oben Entwickelten hervorgeht, dass das Sauerstoffprozent sich bis zu bedeutenden Tiefen unter der Oberflächenschicht hoch hält, so wird die Folge also sein, dass *der grösste absolute Sauerstoffgehalt im Sommer nicht an der Oberfläche vorhanden ist, sondern vielmehr in den tiefer liegenden kalten Wasserschichten; mit wachsender Tiefe unter der Oberfläche fängt die Sauerstoffmenge an zu wachsen, erreicht darauf ein Maximum in den mittleren Schichten, und nimmt von hier gegen den Boden hin ab.*

Für das Bornholmbassin geht dieses klar aus untenstehender Tabelle hervor, in welcher alle Fälle gesammelt sind, wo überhaupt hinreichend viele Beobachtungen gemacht sind, um dieses Verhalten untersuchen zu können; O₂ bezeichnet die in einem Liter Meerwasser aufgelöste Sauerstoffmenge, in ccm bei 0° und 760 mm Quecksilberdruck ausgedrückt.

»Bornholmtief« 25. Juli 05		»Bornholmtief« 4. Aug. 06		D 10 4. Aug. 05		D 10 4. Aug. 06		D 11 4. Aug. 05	
Tiefe	O ₂ ccm	Tiefe	O ₂ ccm	Tiefe	O ₂ ccm	Tiefe	O ₂ ccm	Tiefe	O ₂ ccm
10	6.11	5	6.80	5	6.69	5	6.39	5	6.71
40	7.30	60	7.77	45	8.02	50	7.85	50	8.00
50	6.94	65	6.28	50	6.99	59	4.03	60	7.93
60	6.14	70	5.30	55	5.40			67	6.49

Man sieht also, wie klar das erwähnte Verhalten in allen denjenigen Fällen hervortritt, wo eine Kontrolle überhaupt möglich gewesen ist. Und um nachzuweisen, wie allgemein verbreitet und wie konstant das Phänomen jeden Sommer auftritt, haben wir aus dem Material der anderen Teile der Ostsee *ganz durcheinander* folgende Beispiele gewählt, in denen zur fernerer Orientierung nebst O₂ auch die Temperatur t° gegeben ist:

Bottnischer Meerbusen; F 24

12. Aug. 03			14. Aug. 04			11. Aug. 05			14. Aug. 06		
Tiefe	O ₂	t°	Tiefe	O ₂	t°	Tiefe	O ₂	t°	Tiefe	O ₂	t°
0	6.40	13° 71	0	7.35	10° 38	0	7.40	11° 90	0	7.13	14° 15
25	8.09	3° 60	50	8.56	2° 35	50	8.64	0° 95	50	8.79	2° 37
75	7.91	1° 46	100	7.47	2° 54	100	7.27	2° 38	100	8.18	1° 48
202	6.32	2° 44	199	6.53	2° 82				150	7.50	1° 92

Finnischer Meerbusen; F 54

4. Aug. 03			23. Aug. 04			22. Aug. 05			4. Aug. 06		
Tiefe	O ₂	t°	Tiefe	O ₂	t°	Tiefe	O ₂	t°	Tiefe	O ₂	t°
0	5.77	15° 79	0	6.88	13° 61	30	7.36	2° 19	0	6.51	19° 58
18	7.51	4° 83	50	7.15	2° 23	40	8.10	1° 37	10	6.27	15° 25
50	7.21	2° 38	105	2.72	3° 83	50	7.50	1° 46	20	7.72	5° 39
101	2.30	3° 50				70	6.10	2° 02	30	7.82	1° 72
									40	7.35	1° 70
									50	7.51	1° 73
									60	7.23	1° 79
									70	6.08	2° 39
									99	3.69	3° 12

Das Alandsmeer; F 64

9. Aug. 03			18. Aug. 04			15. Aug. 05			10. Aug. 06		
Tiefe	O ₂	t°	Tiefe	O ₂	t°	Tiefe	O ₂	t°	Tiefe	O ₂	t°
0	5.86	14° 10	0	7.20	11° 98	0	6.87	15° 12	0	6.94	13° 82
30	7.59	6° 08	50	8.17	3° 47	50	8.38	2° 05	50	8.31	3° 23
90	7.65	2° 59	100	7.74	4° 08	100	8.00	3° 58	80	8.41	2° 59
150	7.96	3° 96	200	7.22	4° 09	175	7.46	3° 36	125	8.00	3° 46
295	5.92	3° 80							175	7.93	3° 66
									290	7.84	3° 56

Nördliche Ostsee; F 74 und F 75

F 74; 6. Aug. 03			F 75; 19. Aug. 04			F 75; 9. Aug. 06		
Tiefe	O ₂	t°	Tiefe	O ₂	t°	Tiefe	O ₂	t°
0	5.34	16° 24	0	6.95	14° 72	0	6.73	14° 64
25	7.46	5° 76	50	7.53	2° 57	50	8.45	2° 73
70	7.24	2° 78	100	2.77	4° 26	80	5.14	3° 26
80	4.26	3° 29				100	3.12	4° 10
159	1.78	4° 38				150	2.61	4° 50

Das Jahr 1905 haben wir auf keiner der beiden Stationen F 74 & 75 mitnehmen können, weil keine Beobachtungen von den oberen Wasserschichten vorliegen.

Die angeführten Beispiele könnten noch durch viele andere vermehrt werden, aber Obenstehendes genügt schon, um zu zeigen, dass das Phänomen, mit welchem wir uns hier beschäftigen, ebenso konstant ist als das elementäre Faktum: dass die Oberflächentemperatur jeden Sommer hoch ist; und es ist deshalb Grund vorhanden, die Sache näher zu betrachten.

Da das Oberflächenwasser im Winter durchschnittlich die kälteste Schicht im ganzen Meer ist, und da es ausserdem das süsseste ist, so hat es zu dieser Jahreszeit eine grössere Absorptionsfähigkeit dem Sauerstoff gegenüber als irgend eine andere Wasserschicht. Ausserdem ist es in dieser Jahreszeit wie zu allen anderen Zeitpunkten in den meisten Fällen sauerstoffgesättigt, und also muss es im Winter einen grösseren absoluten Sauerstoffgehalt haben, als man an irgend einem anderen Ort im Meer trifft. Andererseits hat es im Sommer einen geringeren Sauerstoffgehalt als die kalten mittleren Schichten, und so sieht man, dass vom *Winter*

zum Sommer ein bedeutend grösserer Sauerstoffverlust an der Oberfläche als in den mittleren Tiefen vor sich geht.

Wären nun im Meere keine Organismen vorhanden, die Sauerstoff verbrauchen könnten, so würde das Verhalten ganz einfach dies sein, dass im Winter das kalte Oberflächenwasser Sauerstoff von der Atmosphäre aufnimmt; und allmählich, wenn die Oberflächentemperatur gegen den Sommer steigt, gibt das Oberflächenwasser aufs neue immer mehr von dem aufgenommenen Sauerstoff an die Atmosphäre ab. Indessen spielt das organische Leben eine sehr wichtige Rolle für den Sauerstoffverbrauch im Meere; und da vom Winter bis zum Sommer ein Aufblühen dieses Lebens vor sich geht, so wird also wahrscheinlich die abnehmende physische Absorptionsfähigkeit des Oberflächenwassers mit einem steigenden organischen Sauerstoffverbrauch zusammenfallen. Inwiefern deshalb die zunehmende Erwärmung der Oberfläche wirklich die Ursache ist, dass im Sommer eine Wanderung des Sauerstoffs zu der Atmosphäre zurück erfolgt, oder ob die Sauerstoffmenge, die das Oberflächenwasser notwendigerweise ausscheiden muss, von den Organismen im Wasser aufgenommen wird, muss wohl vorläufig unentschieden bleiben. So viel ist jedenfalls sicher, dass als Gesamtwirkung aller Faktoren ein geringerer absoluter Sauerstoffgehalt an der Oberfläche als in den mittleren Tiefen im Sommer sich zeigt.

Hierdurch müssen nun im Laufe des Jahres periodisch wechselnde vertikale »Sauerstoffströmungen« im Meere erscheinen; analog den allerdings entgegengesetzt gerichteten Wärmeströmungen, die die beständigen Mischungen zwischen den Schichten im Laufe des Jahres verursachen. Wie nämlich die Mischungen zwischen zwei Wasserschichten von verschiedener Temperatur einen Wärmetransport von der wärmeren zu der kälteren Schicht bewirken, so müssen die Mischungen auch einen Transport von Sauerstoff von den Schichten her bewirken, die den grössten absoluten Sauerstoffgehalt haben, zu den Schichten, die einen geringeren absoluten Sauerstoffgehalt haben.

Freilich werden die Mischungen hierdurch gegen die Diffusion des Sauerstoffs arbeiten; denn angenommen, dass eine kalte Wasserschicht, — die wegen ihrer grossen Absorptionsfähigkeit untersättigt ist, obgleich sie einen grossen absoluten Sauerstoffgehalt hat — an eine warme Wasserschicht grenzt, — die wegen ihrer geringen Absorptionsfähigkeit übersättigt ist, obgleich sie einen geringen absoluten Sauerstoffgehalt hat, — so wird die *Diffusionsrichtung* des Sauerstoffs von der warmen zu der kalten Schicht

gehen. Die *Diffusion* hängt also nicht von dem absoluten Sauerstoffgehalt, sondern von dem Sauerstoffprozent ab, und da dieser durchschnittlich ein wenig grösser an der Oberfläche als tiefer unten ist, ist die Diffusion also nach unten hin gerichtet.

Indessen ist die Diffusion so unbedeutend, dass wir in diesem Zusammenhang von derselben absehen können. Nach PAUL REGNARD¹⁾ wird eine sauerstofffreie destillierte Wassermasse, die ohne Konvektion und Mischungen der Einwirkung der atmosphärischen Luft ausgesetzt wird, noch nach Verlauf von drei Monaten sauerstofffrei in allen Schichten von 1 Meter unter der Oberfläche und nach unten hin sein; und selbst bei so grossen Differenzen in den Sauerstoffprozenten vermag die Diffusion also nur, den Sauerstoff ein unbedeutendes Stück in das Wasser im Laufe von je vier und zwanzig Stunden hinabzuführen. Unter im übrigen gleichen Verhältnissen kann die Diffusion in dem salzarmen Ostseewasser nur ein wenig verschieden von der Diffusion in destilliertem Wasser sein; und wir sehen also, dass, da das Sauerstoffprozent nur ein wenig in den von uns betrachteten Wasserschichten von der Oberfläche bis zu den mittleren Tiefen variiert, die Diffusion hier nur von ausserordentlich geringem Einfluss sein kann.

Wir dürfen also davon ausgehen, dass der Sauerstoff den Weg wandert, den *die Mischungen* ihn führen, also: von Stellen mit grösserem nach Stellen mit niedrigerem *absolutem* Sauerstoffgehalt; und der vertikale »Sauerstoffstrom« geht also im Sommer, indem die mittleren Schichten die sauerstoffreichsten sind, aufwärts gegen die Oberfläche, im Winter dagegen, indem die Oberfläche den grössten absoluten Sauerstoffgehalt hat, abwärts gegen die mittleren Schichten. Also:

Wie im Laufe des Jahres eine periodisch wechselnde vertikale Bewegung der Wärme im Meere vor sich geht: abwärts im Sommer und aufwärts im Winter, so findet auch eine periodisch wechselnde vertikale Bewegung des Sauerstoffs im Meere statt, nur entgegengesetzt dem Wärmestrom: von den mittleren Schichten aufwärts im Sommer, und von der Oberfläche abwärts im Winter.

Doch muss man natürlich, — wie auch ausdrücklich in dem *tz* hervorgehoben, — sich erinnern, dass die Analogie sich nur die Schichten von der Oberfläche zu den mittleren Tiefen er-

. Da das Bodenwasser in der Regel sauerstoffarm ist, wird erstoffstrom auf der Strecke von den mittleren Schichten

¹⁾ *les eaux*; Paris 1891. S. 350.

zum Boden normal immer nach unten hin gerichtet sein. Ob auch hier eine jährliche Periodizität besteht, so dass der Sauerstoffstrom wohl immer denselben Weg geht, aber mit wechselnder Intensität zu den verschiedenen Jahreszeiten, — müssen künftige Untersuchungen entscheiden; das vorhandene Material ist durchaus nicht gross genug, um einen diesbezüglichen Schluss zu erlauben.

Wir wollen nun die Behandlung des Bornholmbassins mit einer Übersicht über die Fälle abschliessen, in welchen ein Zufluss von Wasser zu dessen tiefsten Schichten, dem Bodenwasser auf der Station »Bornholmtief«, stattgefunden hat. Ähnliche Untersuchungen sind übrigens schon von Dr. RUPPIN¹⁾, Prof. KRÜMMEL²⁾ und S. STRODTMANN³⁾ angestellt.

Man muss sich hierbei aller drei hydrographischen Kennzeichen bedienen: Salzgehalt, Temperatur, Sauerstoffgehalt; und selbst dann kann man natürlich nur eine Einströmung konstatieren, insofern das neue Wasser nicht mit dem schon vorhandenen gleich ist, also: *wir müssen die Aufgabe darauf beschränken, nur solche Fälle heranzuziehen, in denen das Bodenwasser durch horizontale Zuflüsse erneuert worden ist.*

Ausser durch horizontale Zuflüsse ist das Bodenwasser zugleich beständig einer teilweisen Erneuerung durch die Vermischungen ausgesetzt, die immer, obgleich wohl gewöhnlich ziemlich schwach, zwischen dieser und den überliegenden Schichten stattfinden; und schliesslich werden auch vertikale Verschiebungen bewirken können, dass das frühere Bodenwasser weggepresst und durch Wasser ersetzt wird, das sich früher höher oben im Meere befunden hat; ein Fall dieser Art wird in dem Folgenden erwähnt werden.

Ein wichtiges Hilfsmittel, um horizontale Einströmungen von vertikalen Verschiebungen zu unterscheiden, hat man in dem *Salzgehalt*. Da dieser nie nach oben hin zunimmt, *wird eine Vergrösserung des Salzgehalts am Boden ein sicheres Zeichen sein, dass ein Einströmung von neuem Wasser entlang dem Boden stattgefunden hat.*

¹⁾ Wissenschaftliche Meeresuntersuchungen, Abt. Kiel, Band 8, Kiel 190

²⁾ Beteiligung Deutschlands an der intern. Meeresforschung: II, 1905 III, 1906 S. 19.

³⁾ Wissenschaftliche Meeresuntersuchungen, Abt. Helgoland, Band 1906, S. 160.

Doch gibt es eine Fehlerquelle, die man nicht ausser Betracht lassen kann. Es ist sicher kein Grund vorhanden, anzunehmen, dass das Bodenwasser immer denselben Salzgehalt in der ganzen tiefsten Partie des Bornholmbeckens hat; und falls deshalb die Station bei zwei nach einander folgenden Serien eine kleinere Steigerung von $S\text{‰}$ zeigt, *so kann dieses nur als Beweis einer Einströmung von neuem Wasser betrachtet werden, wenn die Station beide Male an ganz derselben Stelle genommen ist.* Dieses Verhältnisses muss man sich beim Betrachten der Taf. I erinnern; denn in dieser sind sowohl die deutschen als die schwedischen Messungen zusammengestellt, die beiden Stationen fallen nicht ganz genau zusammen, und sie sind übrigens auch nicht von jedem Land immer an ganz demselben Ort genommen.

Was die Temperatur betrifft, so können Mischungen und vertikale Verschiebungen grossen Einfluss haben; und da die Temperatur in einigen Jahreszeiten nach unten hin abnimmt, in anderen dagegen nach unten hin wächst, und da sie in dem Bornholmbassin oft eine sehr unregelmässige und launenhafte senkrechte Verteilung hat, kann eine entsprechende allgemeine Regel wie die obenstehende hier nicht aufgestellt werden. Wir können nur mit Sicherheit sagen: *falls die Bodentemperatur zu einem Zeitpunkt steigt, wo sie höher als die Temperaturen in den übrigen Schichten des Meeres ist, oder umgekehrt zu einem Zeitpunkt sinkt, wo sie niedriger als die Temperaturen in den übrigen Schichten ist, so ist dieses ein Beweis für eine horizontale Einströmung von neuem Wasser (entweder warmem oder kaltem).*

Was schliesslich die Sauerstoffverhältnisse betrifft, so kann man in diesem Zusammenhang *im wesentlichen nur die absoluten Sauerstoffmengen gebrauchen*, nicht die Sauerstoffprocente. Schon bei der Behandlung der Arkonatiefe machten wir darauf aufmerksam, dass der prozentuale und der absolute Sauerstoffgehalt nicht immer übereinstimmende Variationen aufzuweisen brauchen, und wie wir nun sehen werden, tritt ein solcher Fall gerade in dem Bornholmbassin ein.

Während der Zeit vom 7. Febr. 07 bis zum 28. April 07 sank das Sauerstoffprozent bei 91 m auf ganz derselben Station von 64.6 % auf 59.9 %, und man könnte hierbei geneigt sein anzunehmen, dass ein Sauerstoffverlust im Bodenwasser stattgefunden hatte. Dies ist aber unrichtig. Die absoluten Sauerstoffmengen waren 4.87 bzw. 5.00 ccm, und hier wird also vielmehr eine Verösserung als eine Verringerung des Sauerstoffgehalts des Wassers konstatiert. Die Ursache der Variation des Sauerstoffpro-

zents liegt in der die Sauerstoffverhältnisse nicht betreffenden Tatsache, dass die Temperatur des Bodenwassers sehr stark im Laufe dieses Zeitraums abgenommen hat; dadurch ist die *zur Sättigung notwendige* Sauerstoffmenge gestiegen, und als Folge hiervon hat das Sauerstoffprozent abgenommen.

Das einströmende salzige Bodenwasser ist natürlich vorher an anderen Stellen Bodenwasser gewesen, bevor es das »Bornholmtief« erreichte, und ist deshalb schon einem ziemlich bedeutenden Sauerstoffverbrauch ausgesetzt gewesen. Wie wir aber oben nachgewiesen haben, zeigen die Beobachtungen, dass das sauerstoffärmste Bodenwasser auf »Bornholmtief« dasjenige ist, das den weniger hohen Salzgehalt hat, und das sich deshalb wahrscheinlich längere Zeit hier aufgehalten hat und den beständigen Mischungen mit den süßeren überliegenden Schichten ausgesetzt gewesen ist. Wir dürfen also schliessen, dass, selbst wenn das einströmende Wasser schon einen bedeutend herabgesetzten Sauerstoffgehalt hat, es jedoch in der Regel sauerstoffhaltiger ist als das alte Bodenwasser, welches es verdrängt; eine Einströmung von neuem Bodenwasser wird also gewöhnlich eine Steigerung von O_2 hervorbringen.

Umgekehrt ist es freilich theoretisch nicht ausgeschlossen, dass eine Steigerung von O_2 auch ohne Einströmung eintreten kann. Wir wissen ja nämlich, dass die überliegenden Schichten im allgemeinen sauerstoffhaltiger als das Bodenwasser sind; und sowohl vertikale Verschiebungen als die Mischungen führen also dem Bodenwasser Sauerstoff zu. Falls diese Sauerstoffzufuhr mitunter grösser als der gleichzeitige Sauerstoffverbrauch ist, so steigt also O_2 des Bodenwassers, ohne dass eine Einströmung stattgefunden hat.

Dass eine bedeutende Steigerung auf diesem Wege hervorgebracht wird, ist jedoch wohl selten, und in der Hauptsache darf man die Behauptung aufrechterhalten: *eine Steigerung des absoluten Sauerstoffgehalts des Bodenwassers ist in der Regel ein Zeichen einer horizontalen Zuströmung von neuem Wasser.*

Auf Taf. I geben wir nun eine graphische Darstellung aller beobachteten Werte für den Salzgehalt, die Temperatur, die Dichtigkeit und den in ccm. gemessenen absoluten Sauerstoffgehalt am Boden auf »Bornholmtief«. Als Bodenbeobachtung ist jedesmal die tiefste Beobachtung genommen, insofern ihre Tiefe grösser als 85 Meter gewesen ist; die einzelnen Fälle, in denen ihre Tiefe geringer als 85 Meter war, sind nicht mitgenommen. Die kleinste benutzte Tiefe ist dadurch 88 m (am 5. Nov. 03) geworden die grösste 97 m (am 7. Nov. 05).

Im ganzen stehen 30 Beobachtungen von S ‰, t° und σ_t zur Verfügung. Was den Salzgehalt und die Dichtigkeit betrifft, so sind sie alle in der Tafel angeführt; was die Temperaturen betrifft, so sind die beiden gleichen Beobachtungen $5^\circ 13$ bei 95 m am 3. August 1906 und bei 94 m am 4. August 1906 zu einem Werte vereinigt, und ebenso die beiden gleichen Beobachtungen $5^\circ 03$ bei 93 m am 4. und 6. November 1906. — Von Sauerstoffbestimmungen stehen nur 25 zur Verfügung, indem zu den Messungen am 31. Juli 1903, 15. März 1905, 30. März 1906, 3. August 1906 und 8. Mai 1907 keine Sauerstoffanalyse gehört.

Der vom 25. Juli 1905 und 16. März 1906 angegebene O_2 ist jedesmal die Mittelzahl von Doppelanalysen; hiervon aber und von den beiden obengenannten Temperaturen abgesehen, entspricht jeder Punkt in der Tafel einer und nur einer Beobachtung. Statt der fehlenden schwedischen Sauerstoffanalyse am 3. August 1906 haben wir eine deutsche Sauerstoffanalyse am 4. August 1906, und im ganzen gibt es somit nur 4 Stellen, wo nur der Verlauf der S ‰-, t° - und σ_t -Kurven bekannt, der Verlauf der O_2 -Kurve dagegen unbekannt ist; diese Stellen sind in der Figur durch ? auf der O_2 -Kurve bezeichnet.

Wir können nun mit Hilfe der vorhergehenden Betrachtungen uns einigermaßen den Wasserumsatz am Boden auf »Bornholm-tief« im Laufe des Zeitraums vom Aug. 1902 bis zum Mai 1907 erklären. Erstens sieht man, dass in diesem Gebiet der Salzgehalt einen so überwiegenden Einfluss auf die Dichtigkeit hat, dass die Kurven für S und σ_t so gut als vollständig einander parallel laufen, und bei den folgenden Untersuchungen brauchen wir deshalb nur die drei hydrographischen Grössen: S , t und O_2 zu betrachten. —

Im Zeitraum zwischen *August und November 1902* ist das Wasser wesentlich stagnierend; infolge des ständigen Sauerstoffverbrauchs sinkt O_2 , und wegen der Mischungen mit den überliegenden Schichten sinkt auch S . Was die Temperatur betrifft, stellt sich die senkrechte Verteilung wie folgt:

	Aug. 02	Nov. 02
60 m:	$4^\circ 74$	$6^\circ 89$
90 m:	$4^\circ 48$	$4^\circ 58$

Die überliegenden Schichten sind also immer wärmer als das Bodenwasser; wenn die Mischungen den Haupteinfluss haben, soll die Bodentemperatur steigen, und Taf. I zeigt auch, dass dies der Fall ist.

Vom Februar 1903 fehlt es an Beobachtungen.

Im Mai 1903 sieht man dagegen, dass sowohl S als O_2 nun sehr bedeutend gestiegen ist, t dagegen abgenommen hat. Zwischen Herbst 1902 und Frühling 1903 hat also eine starke Einstromung von sehr salzigem, sauerstoffreichem und kaltem Wasser stattgefunden. Seine niedrige Temperatur zeigt, dass es von der Arkonatiefe im Winter hereingekommen sein muss; wir haben ja auch im Anfang dieser Abhandlung gesehen, dass Mitte Februar 1903 eine Wassermasse von ca. 23 ‰ und $2\frac{1}{2}^{\circ}$ in der Arkonatiefe vorhanden war, und dass diese Wassermasse aller Wahrscheinlichkeit nach kürzlich durch Drogden hereingekommen ist.

Man sieht also, dass dieses Wasser weniger als 3 Monate gebraucht hat, um von der deutschen Sektion Rügen-Schonen den Boden des Bornholmbassins zu erreichen, und ferner, dass es auf dieser Strecke einer erheblichen Mischung ausgesetzt gewesen ist: sein Salzgehalt ist von ca. 23 ‰ bis auf 17.81 ‰ gesunken (94 m auf »Bornholmtief« am 14. Mai 1903), und seine Temperatur ist von ca. $2\frac{1}{2}^{\circ}$ bis auf $3^{\circ}16$ gestiegen.

Vom Mai 1903 bis zum Februar 1904 ist das Bodenwasser aufs neue stagnierend; wegen der Mischung sinkt S erst langsam und später etwas schneller, und da die überliegenden Schichten stets ein wenig wärmer als das Bodenwasser sind, steigt dessen Temperatur, wenn auch sehr langsam. Die Figur scheint eine schwache Steigerung von O_2 vom August bis zum November 1903 zu zeigen; der Zuwachs ist aber so schwach (von 3.57 ccm auf Grund einer deutschen Messung bei $95\frac{1}{2}$ m am 20. August 1903 bis 3.65 ccm, auf Grund einer schwedischen Messung bei 88 m am 5. November 1903), dass derselbe sehr gut entweder von Beobachtungsfehlern herrühren kann, oder von dem Umstand, dass die Tiefe der November-Messung erheblich kleiner ist als diejenige der August-Messung.

Vom Februar bis zum Mai 1904 findet wieder eine bedeutende Einstromung von neuem Wasser statt. Während S ‰ nur so wenig steigt, dass die Steigerung illusorisch sein kann (von 16.94 ‰ bei 90 m am 18. Februar 04 bis zu 16.98 ‰ bei 95 m am 16. Mai 1904, also im Bereiche des Titrierfehlers), kann die Einstromung dagegen von den Steigerungen in t° und O_2 konstatiert werden; Wasser von so hohen S , t und O_2 wie diejenigen, die bei 95 m im Mai 1904 vorgefunden wurden, erscheint im Februar überhaupt gar nicht in den Schichten über dem Bodenwasser, und die Veränderung in diesem hydrographischen Zustand kann deshalb weder von Mischungen noch von vertikalen Verschiebungen herrühren.

Vom *Mai bis zum August 1904* verändern sich die Verhältnisse wieder auf eine ziemlich auffallende Weise, indem *S* sich praktisch gesprochen unverändert hält, während *t*° und *O*₂ stark sinkt. Die Ursache hierfür ist kaum ganz herauszufinden, da unsere Kenntnis von dem Zustand im Mai 1904 nur mangelhaft ist; eine schwedische Serie vom 6. Mai reicht nur bis zu 75 m, und die deutschen Beobachtungen am 16. Mai umfassen nur 0 und 95 m. Für 75 m hat man indessen:

am 6. Mai 04: 3°80 — 15.95 ‰, am 15. Aug. 04: 3°64 — 16.04 ‰

In dieser Tiefe verändert sowohl Temperatur als Salzgehalt sich also nur äusserst wenig; und nehmen wir deshalb an, dass das Wasser in diesem Niveau praktisch gesprochen stagnierend innerhalb dieses Zeitraums ist, so scheint die Erklärung betreffend die Verhältnisse des Bodenwassers zunächst die zu sein, dass *zwischen Mai und August 1904 wieder eine Einströmung stattgefunden hat*, diesmal von kaltem Wasser mit ungefähr demselben Salzgehalt wie das schon Vorhandene.

Dass eine Einströmung von warmem Wasser ziemlich schnell von einer Einströmung von kaltem Wasser abgelöst wird, scheint übrigens nicht etwas ganz ungewöhnliches zu sein. Wie wir nämlich unten sehen werden, muss etwas ganz ähnliches in der Zeit zwischen November 1906 und April 1907 geschehen sein. An und für sich ist ja auch nichts unmögliches in dieser Tatsache; die Einströmungen in das Bornholmbassin vollziehen sich ja stossweise, und das Wasser kommt von der Arkonatiefe. Noch im Herbst ist das Wasser hier relativ warm, während es im Winter kalt ist; falls nun eine Wassermasse im Herbst sich langsam gegen das Bornholmbassin bewegt, eine andere dagegen im folgenden Winter ziemlich schnell folgt, so wird also eine ziemlich warme und eine ziemlich kalte Wassermasse schnell nach einander den Boden des »Bornholmtief« erreichen, und hier erst eine kurzdauernde Periode mit hoher Temperatur und danach eine Periode mit niedriger Temperatur bewirken.

Indem wir nun zu den Verhältnissen im Mai-August 1904 zurückkehren, müssen wir noch ein paar Worte über *O*₂ hinzufügen. Dieser ist viel geringer im August als im Mai; deshalb ist es aber nicht entschieden, dass derselbe die ganze Zeit hindurch sinkend gewesen ist, wie die Fig. angibt. Es ist sehr möglich, dass die zwischen Mai und August stattfindende Einströmung *O*₂ noch einige Zeit nach dem 16. Mai hat steigen lassen, und dass die Verminde-

rung in O_2 erst nach dem Aufhören dieser letzten Einströmung angefangen hat; dass das Sinken in der O_2 -Kurve in diesem Fall in der Zeit gegen August noch schroffer sein soll, als die Fig. es andeutet, ist nichts unwahrscheinliches, wenn man das schroffe Sinken in der O_2 -Kurve in der ersten Hälfte des Jahres 1906 berücksichtigt.

Endlich sei bemerkt, dass Aug. 04 insofern einen Ausnahmefall bezeichnet, als das Bodenwasser dann sauerstoffreicher war als das überliegende Wasser (2.72 ccm bei 95 m gegen 2.35 ccm bei 85 m). Auch dies ist natürlich ein Zeichen dafür, dass das Bodenwasser kürzlich eine Zufuhr von frischem Wasser bekommen hat, dass diese sich aber wahrscheinlich nur auf eine dünne Wasserschicht unmittelbar am Boden beschränkt hat.

In der Zeit vom August 1904 bis zum Februar 1905 scheint keine Einströmung stattgefunden zu haben, indem S beständig abnimmt, während O_2 erst vom August bis zum November 1904 bedeutend abnimmt und darauf innerhalb der Grenzen des Messfehlers sich konstant vom November 1904 bis zum Februar 1905 zu halten scheint.

Übrigens ist es interessant zu bemerken, dass in dem letztgenannten Zeitraum die Unveränderlichkeit von O_2 und das Sinken in S von einer starken Temperatursteigerung begleitet wird. Die Ursache geht aus folgender Tabelle über die senkrechte Temperatur- und Salzgehaltsverteilung hervor:

	Nov. 04	Feb. 05
50 m:	7°02—9.42 ‰	2°69—7.61 ‰
60 m:	7°90—13.57 ‰	2°77—7.65 ‰
65 m:	6°38—14.46 ‰	7°08—11.58 ‰
70 m:	5°60—15.10 ‰	6°86—14.56 ‰
75 m:	4°25—16.06 ‰	5°90—15.25 ‰
95 (94) m:	3°70—16.58 ‰	4°92—15.88 ‰

Zwischen den beiden Zeitpunkten ist also eine vertikale Verschiebung abwärts durch die ganze Wassermasse geschehen. Die 8 ‰-Isohaline, die im November über dem 50 m-Niveau liegt, liegt im Februar unter 60 m; die 12 ‰-Isohaline sinkt von zwischen 50 und 60 m bis zu zwischen 65 und 70 m; und die 16 ‰-Isohaline, die im November zwischen 70 und 75 m liegt, ist im Februar vom Boden ganz weggedrängt. Die obere Schicht hat sich also verdickt und das frühere Bodenwasser weggepresst; und dies in Verbindung mit der Erwärmung, die die warmen mittleren Schichten durch die Einwirkung der Mischungen auf die untersten Schichten ausüben, hat die Steigerung der Bodentemperatur hervorgerufen.

Ferner sind die über dem Bodenwasser liegenden Schichten bedeutend reicher an Sauerstoff als das Bodenwasser, und die vertikale Verschiebung wird folglich eine Sauerstoffzufuhr hervorbringen, die offenbar hinlänglich gross gewesen ist, um den am Boden gleichzeitig stattfindenden Sauerstoffverbrauch auf organischem Wege aufzuheben.

Vom 3. Februar bis zum 15. März 1905 steigt der Bodensalzgehalt nun ein ganz klein wenig, indem man am 3. Februar bei 94 m auf 55°21' N — 15°39' O 15.88 ‰ findet, am 15. März bei 92 m auf 55°20' N — 15°30' O: 16.03 ‰. Diese kleine Steigerung ist jedoch nicht als Zeichen einer Einströmung aufzufassen, vielmehr aber als eine Folge der geringen Positionsveränderung.

Bis zum November 1905 ist *S* nun ferner in der Hauptsache ständig sinkend, und *t* schwach steigend, was durch die Mischungen leicht zu erklären ist; die 85 m-Schicht scheint nämlich durchgehends etwas wärmer zu sein als das Bodenwasser.

Weniger übersehbar stellen sich die Verhältnisse, was O_2 betrifft. Die Unregelmässigkeit der O_2 -Kurve wird wohl zum Teil durch den Umstand hervorgerufen, dass einige der O_2 -Bestimmungen volumetrisch sind, einige titrimetrisch; wie wir aber schon bei der Behandlung der Arkonatiefe gesehen haben, ist die systematische Abweichung zwischen den Resultaten der verschiedenen Methoden nur gering. Eine wesentlichere Ursache liegt aber in dem Umstand, dass die Bestimmungen von O_2 im ganzen genommen unsicher zu werden scheinen, wenn O_2 klein wird; eine schwedische Doppelanalyse vom 95 m am 25. Juli 1905 gab somit die Resultate $O_2 = 0.54$ und 0.17 ccm, und der Unterschied zwischen diesen nach derselben Methode ausgeführten Messungen ist ca. doppelt so gross wie die Differenz zwischen zusammengehörigen Angaben in Fox's und JACOBSENS nach verschiedenen Methoden bestimmten Tabellen. Und schliesslich ist nicht zu übersehen, dass die deutschen und schwedischen Messungen nicht in ganz demselben Wasser genommen sind, was die etwas divergierenden Temperatur- und Salzgehaltsangaben beweisen.

Man darf also nicht zu viel auf die Details der O_2 -Kurve bauen, und die Steigerung in O_2 , die wirklich vom August bis zum November vorhanden ist, scheint so klein zu sein, dass sie als Folge der Mischung des Bodenwassers mit den bedeutend sauerstoffreicheren überliegenden Schichten erschienen sein kann. *Alles in allem können wir also sagen, dass in dem ganzen Zeitraum vom Sommer 1904 bis zum Herbst 1905 keine horizontale Einströmung von neu-*

em Wasser entlang dem Boden des Bornholmbassins stattgefunden hat.

Zwischen November 1905 und Februar 1906 geschieht indessen eine neue und bedeutende Einströmung, indem S und O_2 bedeutend steigen, t sich dagegen beinahe unverändert hält.

Und danach tritt in der folgenden Zeit wieder Stagnation mit sinkenden S und O_2 ein. Die Salzgehaltsmessung bei 90 m am 16. März 1906 hat, wie die Fig. zeigt, ein von den Messungen am 5. Februar und 30. März stark abweichendes Resultat gegeben, sie ist aber ohne Zweifel auch unrichtig. In der genannten Serie hat man nämlich den Salzgehalt ganz gleich bei 90 und 75 m gefunden, was sonst nie der Fall zu sein pflegt, indem der Salzgehalt sonst immer erheblich höher bei 90 m als bei 75 m gefunden worden ist. Und ferner war am 16. März t° etwas niedriger und σ_t folglich ein wenig höher bei 75 als bei 90 m; es scheint deshalb Grund vorhanden zu sein, diese Messung zu verwerfen, und in der Fig. ist sie durch (?) bezeichnet.

Hiervon abgesehen befinden S und O_2 sich während der Zeit vom Februar bis zum November 1906 in beständiger Abnahme, und die schwachen Variationen in der Bodentemperatur sind durch die Einwirkung der Mischungen leicht zu erklären. Die überliegenden Schichten sind nämlich anfangs etwas wärmer, später dagegen etwas kälter als das Bodenwasser. Wie im November 1905 ist im November 1906 die schwedische O_2 -Angabe merklich niedriger als die deutsche.

Zwischen November 1906 und Februar 1907 findet demnächst wieder eine starke Einströmung statt, was sich als ein starker Zuwachs sowohl in S und t als O_2 zeigt; am 7. Februar 1907 wird so dann die höchste Temperatur erreicht, die überhaupt am Boden auf »Bornholmtief« beobachtet ist, nämlich $7^{\circ}21$ bei 91 m.

Die Einströmung wird aber auch nach Februar fortgesetzt, was aus der vom Februar bis zum April fortgesetzten Steigerung in S und O_2 zu ersehen ist. Was die Bodentemperatur betrifft, so hat man dagegen ein ähnliches Phänomen wie im Jahre 1904: sie sinkt wieder sehr stark, und ist am 28. April 1907 an ganz derselben Stelle und Tiefe wie im Februar nur $4^{\circ}06$. Wie im Jahre 1904 lösen sich in der Zeit vom November 1906 bis zum April 1907 eine Warmwasser- und eine Kaltwassereinströmung einander ab; die Bodentemperatur erreicht ein hohes aber kurzdauerndes Maximum und sinkt darauf wieder stark.

Anfang Mai scheint die Einströmung sich gelegt zu haben, in-

dem S nämlich vom 28. April bis zum 8. Mai sinkt. Das Verhalten der Sauerstoffmenge kann man aus Mangel an Material nicht verfolgen. —

Zusammenfassung der Resultate.

Schon S. STRODTMANN ¹⁾ ist durch Untersuchung des hydrographischen Materials aus dem Zeitraum Aug. 02 — Aug. 05 zu dem Resultate gelangt, dass *das Bodenwasser des Bornholmbassins am häufigsten im Halbjahr Winter—Frühling erneuert wird*, und dasselbe geht aus Obigem hervor: Im Laufe unseres fünfjährigen Zeitraums von Aug. 02 bis Mai 07 ist das Bodenwasser im Ganzen 6 Mal erneuert worden, und *hiervon liegen die fünf Einströmungen zwischen November und Mai, während nur eine zwischen Mai und August stattgefunden hat*.

Es scheint aber sehr schwierig zu sein, eine befriedigende Erklärung dieses Phänomens zu geben.

Vor allem muss man ja bedenken, dass *eine auf 6 Fälle gegründete Statistik nicht an sich als beweiskräftig gelten kann*. Zufälligkeiten können z. B. leicht die Zeitpunkte für zwei der Einströmungen verrücken, und schon hierdurch eine radikale Abänderung des statistischen Resultats hervorrufen.

Ferner haben wir ja in der Arkonatiefe zu *jeder Jahreszeit* dann und wann so hohe Bodensalzgehalte vorgefunden, dass diese einen Beweis dafür liefern, dass Salzwassereinströmungen in die Ostsee nicht an bestimmte Jahreszeiten gebunden sind, *vielmehr tatsächlich zu allen Jahreszeiten vor sich gehen*. Und dies wird von den Temperaturverhältnissen im Bodenwasser der Arkonatiefe völlig bestätigt.

Aber natürlich werden die meisten Einströmungen nur dazu im Stande sein, die oberen Teile der Unterschicht im Bornholmbassin zu erneuern, und nur in seltneren Fällen ist das einströmende Wasser so schwer, dass es sich ständig am Boden entlang fortbewegt und schliesslich das eigentliche Bodenwasser des Bornholmbassins erreicht.

Eine notwendige Bedingung hierfür ist nun nicht nur, dass das einströmende Wasser einen hohen Salzgehalt besitzt, sondern auch, dass *die Wassermenge so gross ist, dass ihre oberen Teile die unteren gegen Vermischung mit den salzarmen Oberschichten schützen können*. Eine kleine Wassermenge von hohem

¹⁾ l. c. Seite 166.

Salzgehalt wird recht bald durch Vermischungen so stark verdünnt, dass sie das Bodenwasser auf »Bornholmtief« nicht erreichen kann; während dagegen eine *grosse* Wassermenge von nur mittelhohem Salzgehalt ihre unteren Teile so gut gegen Verdünnung schützen wird, dass diese fortwährend salzig genug bleiben, um das Bodenwasser auf »Bornholmtief« zu erreichen und zu erneuern.

Und nun wird das Einströmungsproblem dadurch in hohem Grade kompliziert, dass die beiden Faktoren, ein hoher Salzgehalt und eine bedeutende Mächtigkeit in den einströmenden Wassermassen, vielleicht an gewissen Stellen im Laufe des Jahres in entgegengesetzter Weise variieren können. Betrachten wir die Kadetrinne, die ja als Haupt-Zufuhröffnung in die Ostsee gelten kann, so ist es sicher, dass, weil das Bodenwasser im Grossen Belt seinen höchsten Salzgehalt im Sommer erreicht, offenbar durchgehends das salzigste Wasser, das der Ostsee durch die Kadetrinne zugeführt wird, gerade im Sommer eindringen wird. Weil aber die atmosphärischen Verhältnisse — die bekanntlich einen grossen Einfluss auf die Einströmungen haben — andererseits im Sommer am ruhigsten sind, so ist es sehr wahrscheinlich, dass die Einströmungen zu dieser Jahreszeit im allgemeinen nur verhältnismässig schwach sind.

Dagegen ist der Bodensalzgehalt im Grossen Belt im Winter recht gering; aber zugleich werden die unruhigen Witterungsverhältnisse nun gerade grosse Wassermassen in Bewegung setzen.

Noch verwickelter wird die ganze Frage, wenn man auch Drogden berücksichtigt, indem der Salzgehalt hier einen ganz anderen Gang als in dem Tiefenwasser der Kadetrinne aufweist: in Drogden ist der Salzgehalt gerade am grössten im Winter und niedrig im Sommer.

Alles in allem wird es wohl dann am besten sein, ein grösseres Beobachtungsmaterial abzuwarten, ehe man mit theoretischen Überlegungen fortfährt. Soviel darf man wohl aber sagen, *dass hier eine sehr wichtige Frage vorliegt, die nicht nur für das Bornholmbassin, sondern für die Hydrographie der ganzen Ostsee von grosser Bedeutung ist, und sicherlich durch fortgesetzte systematische Untersuchungen aufgeklärt werden kann.*

III. DIE DANZIGER TIEFE.

Die Hauptstation hier ist D Ostsee 12, die in der Mündung der Danziger Bucht in einer etwas über 100 Meter tiefen Versenkung liegt; die Tiefe der Station ist durchgehends sehr konstant = ca. 105 m; die niedrigste vorgefundene Bodentiefe ist 100 m, die grösste 110 m, also nur eine geringe Variation. Die Station ist einzelne Male an Stellen genommen, die erheblich von ihrer normalen Lage abweichen; da aber die vorgefundenen hydrographischen Verhältnisse nicht von den Zuständen abgewichen sind, die man gewöhnlich auf der Hauptstation selbst antrifft, so ist in dem nächst Folgenden keine Rücksicht auf diese Platzveränderungen genommen.

Während D Ostsee 12 wie gesagt in der Mündung der Danziger Bucht aussen vor dem Frischen Haff liegt, befindet sich vor dem Kurischen Haff noch eine deutsche Station, D Ostsee 13. Da sie eben an der Stelle liegt, wo der Boden von den flachen Küstengebieten gegen das tiefe offene Ostseebassin schräg hinabgeht, ist die Bodentiefe auf dieser Station sehr wechselnd; sie variiert zwischen $46\frac{1}{2}$ und 72 m.

D Ostsee 13 hat wesentlich dadurch Bedeutung, dass sie in Verbindung mit D Ostsee 12 Auskunft über die hydrographischen Verhältnisse in der oberen Schicht in der südöstlichen Ecke der Ostsee gibt; da sie gewöhnlich nicht unter die obere Schicht reicht, hat sie kein Interesse für das Studium der tiefen Wasserschichten; und, was diese betrifft, ist man also auf D Ostsee 12 allein angewiesen.

A. Der Salzgehalt.

D 12 und D 13 liegen ungefähr gleich weit vom Lande und nur 50 Seemeilen von einander; ferner bekommt das Meer an beiden Stellen eine bedeutende Süsswasserzufuhr, teils vom Weichsel und Pregel, die in die Danziger Bucht münden, teils vom Njemen, der in das »Kurische Haff« mündet, und es ist also alles in allem zu erwarten, dass die Salzgehalte der oberen Schicht an beiden Stellen übereinstimmende Jahresschwankungen aufweisen werden.

Um ein Bild der Hauptzüge in den hydrographischen Verhältnissen der oberen Schicht zu bekommen, ist es deshalb natürlich, serienhaftliche Mittelzahlen für beide Stationen zu bilden, und

hierdurch erhält man untenstehende Tabelle. Sie ist auf die Weise berechnet, dass für jede einzelne Terminfahrt erst Mittelzahlen von Beobachtungen in gleichen Tiefen auf den beiden Stationen genommen sind; und darauf sind diese Mittelzahlen in gewöhnlicher Weise zu den endlichen Mittelzahlen zusammengezogen. Diese sind auf eine Dezimale abgerundet; es ist nämlich nicht selten geschehen, dass die für die verschiedenen Tiefen angegebenen Salzgehalte auf eine weniger regelmässige Weise variiert haben, so dass schwach unstabile Dichtigkeitsverteilungen vorgefunden sind. Es würde deshalb missleitend sein, hier den Mittelsalzgehalt mit zwei Dezimalen zu geben, wogegen die eine mitgeteilte Dezimale als zuverlässig zu betrachten ist.

Angaben für den Mittelsalzgehalt in der oberen Schicht:

Tiefe	Februar	Mai	August	November
0 m	7.3	7.1*	7.2	7.2
20 m	7.3	7.2	7.2*	7.2
30 m	7.3	7.3	7.2*	7.2*
50 m	7.3	7.3	7.3	7.2*

Man sieht also erstens, dass dieses Gebiet direkt unter dem Einfluss der Süsswasserzufuhr vom Lande steht; das Maximum des Oberflächensalzgehalts fällt nämlich in den Winter, wenn die deutschen Flüsse zugefroren sind, und er erreicht sein Minimum im Frühling, in dem die deutschen Flüsse ihren höchsten Wasserstand erreichen¹⁾, und also auch die grössten Wassermassen in das Meer hinaussenden. *Es ist also ein wesentlicher Unterschied zwischen unserem Gebiet und dem Bornholmbassin*, in dem der Oberflächensalzgehalt, wie früher gezeigt, nicht so unmittelbar von der lokalen Süsswasserzufuhr abhängig ist. Das Bornholmbassin soll ja nämlich von allen aus der Ostsee ausströmenden Oberflächenwassermassen passiert werden, und die jährliche Variation des Oberflächensalzgehalts wird dadurch von einer Art Resultantwirkung der Gesamt-Süsswasserzufuhr im Bereich des ganzen Ostseegebiets abhängig müssen; das von uns hier behandelte Gebiet: die südöstliche Ecke der Ostsee — liegt dagegen nicht auf dem allgemein passierten Wege, und die jährlichen Variationen in der lokalen Süsswasserzufuhr bekommen dadurch entscheidende Bedeutung.

¹⁾ Siehe »Segelhandbuch für die Ostsee«, I Abteilung, Berlin 1906, Seite 86—87 sowie Seite 137 unten—138 oben.

Gehen wir indessen von der Oberfläche nach unten hin, so treffen wir einen ganz ähnlichen *Phasenverzug* als im Bornholm-bassin: Noch bei 20 m fällt das Maximum des Salzgehalts in den Winter, das Minimum verschiebt sich aber vom Frühling bis zum Sommer; bei 30 m tritt das Maximum zwischen Winter und Frühling, das Minimum zwischen Sommer und Herbst ein; und bei 50 m fällt das Maximum in den Sommer und das Minimum in den Herbst. Der Phasenverzug entwickelt sich also ganz regelmässig, und wir kommen zu folgendem Schluss:

In den obersten 50 m hat der Salzgehalt überall eine ganzjährige Periode mit einem Maximum und einem Minimum; die Periode erleidet aber einen kontinuierlichen Phasenverzug mit wachsender Tiefe, indem sowohl das Maximum als das Minimum immer später fällt, je tiefer man herunterkommt.

Der Grund hierfür ist ja, wie schon in dem Vorhergehenden ausführlich erwähnt, dass die leichten Süsswassermassen durch die successiven Mischungen stufenweise immer tiefer in das Meer hinabgeführt werden. Variationen in der Süsswasserzufuhr werden als Folge hiervon auch erst an der Oberfläche und darauf immer später mit wachsender Tiefe unter derselben bemerkt. —

Aus Mangel an Regelmässigkeit mit Rücksicht auf die Tiefen, in denen die Beobachtungen angestellt sind, kann die nächste Gruppe des Mittelsalzgehalts erst für 75 m berechnet werden. Für diese Tiefe findet man auf D 12 folgenden Mittelsalzgehalt:

Februar	Mai	August	November
8.26	9.11	7.88	9.00

Die Verhältnisse stellen sich also ganz anders bei 75 m als bei 50 m, indem man jetzt *eine doppelte Periode mit Maxima im Frühling und Herbst, Minima im Winter und Sommer findet.*

Wie eine solche doppelte Periode zu Stande kommen kann, ist nun leicht zu verstehen.

- 1) Im Laufe von Herbst und Winter werden die unruhigen Witterungsverhältnisse in Verbindung mit der Konvektion erstens eine intensive Durchmischung der beinahe homohalinen Ober- auf Schicht hervorrufen. Zweitens werden diese starken Vermischungen aber auch allmählich auf die oberen Teile der salzreicheren unteren Schichten einwirken, und je länger der Vermischungsprozess vor sich geht, um so mehr werden die ober-

¹⁾ La vie der Teile der Unterschicht verdünnt werden. Es ist deshalb

leicht verständlich, dass der Salzgehalt *hier* niedriger sein muss im Winter als im Herbst.

- 2) Im Laufe des Frühjahres nimmt der Vermischungsprozess nun wieder stark ab, teils weil die Konvektion aufhört, teils weil das Wetter nun ruhiger ist. Die verdünnende Einwirkung der oberen Schichten auf die obersten Teile der Unterschicht wird folglich stark verringert, der Salzgehalt bei 75 m steigt aufs neue und ist im Mai erheblich grösser als im Februar.
- 3) Gegen Sommer werden die Verhältnisse sich aber wieder verändern, indem die Windverhältnisse einen neuen Charakter annehmen.

Wenn man die Mittelzahl der west-östlichen Komponenten aller in einem gewissen Gebiet vorkommenden Winde berechnet, indem die Komponenten positiv oder negativ genommen werden, je nachdem sie von Westen gegen Osten oder von Osten gegen Westen gerichtet sind, so erhält man die durchschnittliche west-östliche Geschwindigkeit der resultierenden Luftströmung. Diese Grösse und die ohne Rücksicht auf Richtung berechnete absolute Windstärke haben natürlich nicht immer übereinstimmende Jahresschwankungen; sodann werden wir gleich unten sehen, dass in der südlichen Ostsee das Maximum der westlichen Windkomponente gleichzeitig mit dem Minimum der absoluten Windstärke eintritt.

Bildet man nun nach dem »Segelhandbuch«¹⁾ Mittelzahlen für die vier Stationen Swinemünde, Neufahrwasser, Memel und Hammershus, so findet man für die westliche Windkomponente folgendes:

Winter (Dez.—Febr.)	Frühjahr (März—Mai)	Sommer (Juni—Aug.)	Herbst (Sep.—Nov.)	
0.4	0.0	0.5	0.4	Beaufort

Vom Frühjahr bis zum Sommer tritt also eine erhebliche Vergrösserung dieser Komponente ein.

Dagegen scheint die über die südöstliche Ostsee ziehende nord-südliche Luftströmung sowohl im Frühjahr als im Sommer so schwach, dass sie keine wesentliche Bedeutung haben kann; die im »Segelhandbuch« gegebene Windkarte für Juli zeigt sodann, dass die mittlere Windrichtung im östlichen Teil unseres Gebiets in diesem Monat gerade W ist.

¹⁾ Seite 35 und 36 sowie überhaupt Seite 34—47.

Und nun sieht man ja ferner unmittelbar aus der Form der Küste, dass Westwind ohne südliche Komponente besonders geeignet ist, eine Anhäufung von Oberflächenwasser (einen »Wasserstau«) entlang der deutsch-russischen Küste von der Danziger Bucht gegen Norden hervorzurufen. Im Sommer muss die obere Schicht hier folglich eine Neigung haben, sich zu verdicken; die 8 ‰-Isohaline wird hinabgedrückt, und der Salzgehalt bei 75 m wird wieder niedrig.

- 4) Und schliesslich im Herbst, wo sich der Wind gegen Süden dreht, indem die mittlere Windrichtung Herbst und Winter etwa SW ist, wird der »Wasserstau« wieder vermindert werden, was eine Hebung der 8 ‰-Isohaline anstreben muss. Ferner haben die im Herbst einsetzenden starken vertikalen Vermischungen noch nicht so lange andauert, dass sie bis dahin eine erhebliche Einwirkung auf die oberen Teile der Unterschicht haben ausüben können; sie vermögen deshalb nicht die Hebung der 8 ‰-Isohaline zu verhindern, und die Folge wird sein, dass bei 75 m eine Steigerung des Salzgehalts vom Sommer gegen Herbst stattfindet.

Es wird nun ganz natürlich die Frage aufgeworfen, ob die vertikale Bewegung der 7 ‰-Wasserschicht nicht auch Einfluss auf den jährlichen Verlauf des Salzgehalts *in den oberen Schichten* haben. Hierauf ist zu antworten, dass, da der Salzgehalt immer schnell unter der 8 ‰-Isohaline steigt, und diese sogar mitunter eine ziemlich scharfe Grenze zwischen der oberen Schicht und den salzigen unteren Schichten bilden kann (so am 5. Febr. 05: bei 85 m ein Salzgehalt von 7.50 ‰, bei 90 m schon ein Salzgehalt von 9.42 ‰, und bei 95 m 10.44 ‰), dessen Schwankungen somit eine grosse Bedeutung für die Tiefe bekommen, in welcher die Schwankungen vor sich gehen; ganz anders stellt sich aber die Sache in der oberen Schicht, in welcher die Variation des Salzgehalts mit der Tiefe so gering ist.

Im Sommer ist anzunehmen, dass das Niederdrücken der Isohaline ein wenig dabei behilflich ist, die vom Land zugeführten Süswassermassen hinabzubefördern, und dasselbe wird somit die nach unten gehende Bewegung des Salzgehaltsminimums unterstützen. Im Herbst wird die nach oben gehende Bewegung der 7 ‰-Wasserschicht dagegen freilich der nach unten gehenden Bewegung des Minimums entgegenarbeiten; die Tabelle zeigt aber, dass diese dennoch beständig fortgesetzt wird, sogar wie es scheint, mit grösserer Geschwindigkeit als im Sommer. Dieses wird natürlich durch die von der Oberflächenabkühlung und der unruhigen

Witterung vermehrte Vermischung der oberen Schichten verursacht; und das Gesamt-Resultat wird also sein, dass die Mischungen das Minimum weit schneller durch die obere Schicht nach unten führen, als diese sich gleichzeitig nach oben hebt.

Für die Tiefen, die *beständig* zu der oberen Schicht gehören, kann man also deren vertikale Bewegung ganz ausser Betracht lassen im Vergleich zu der Einwirkung der Mischungen, und hier findet man deshalb *ganzjährige* Salzgehaltsperioden; in der Grenzschicht spielen dagegen die vertikalen Verschiebungen eine Rolle im Verein mit den Mischungsprozessen, und das wahrscheinliche Resultat hiervon wird also eine doppelte Periodizität in dem Salzgehalt sein.

Da die obere Schicht immer reicher an Sauerstoff ist als die salzigen unteren Schichten, wird eine Verdickung der oberen Schicht sich durch einen vergrösserten Sauerstoffgehalt in den neuen Tiefen zu erkennen geben, wohin die obere Schicht bei ihrer Verdickung reicht. Bei 75 m wird es sich also zeigen, dass ein grosser Sauerstoffgehalt einem geringen Salzgehalt entspricht und umgekehrt; und dies wird auch bestätigt, indem der durchschnittliche Sauerstoffgehalt folgendermassen ist:

Feb.: 7.4 ccm; Mai: 5.8 ccm; Aug.: 7.5 ccm; Nov.: 5.4 ccm.

O₂ zeigt also wirklich die entgegengesetzte doppelte Periode von S ‰.

Bei der Behandlung des Bornholmbassins wurde nachgewiesen, wie die meteorologischen Verhältnisse grosse Veränderungen in der hydrographischen Lage im Laufe von kurzer Zeit hervorbringen konnten. Direkt beobachtete Fälle dieser Art liegen freilich nicht von der Danziger Tiefe vor; es ist aber natürlich durchaus Grund vorhanden zu glauben, dass hier dasselbe wird geschehen können. Der oben beschriebene doppelte Kreislauf kann deshalb nur für die grossen durchschnittlichen Züge gelten, und man muss darauf vorbereitet sein, Ausnahmen zu treffen.

Geht man die einzelnen Beobachtungen durch, so hat man, — da keine Beobachtungen vom Februar 1903 vorliegen, — in Wirklichkeit nur 4 zusammenhängende Jahre, vom Mai 1903 bis zum Mai 1907. Für diese haben die Beobachtungen bei 75 m folgendes Resultat gegeben:

	Mai	Aug.	Nov.	Feb.
1903—04:	8.68 ‰	7.57 ‰	9.60 ‰	8.89 ‰
1904—05:	9.60 ‰	7.36 ‰	9.76 ‰	7.48 ‰
1905—06:	8.69 ‰	(9.31 ‰)	9.25 ‰	7.21 ‰
1906—07:	8.78 ‰	7.45 ‰	8.33 ‰	(9.45 ‰)

Man sieht also, dass die doppelte Periode sich in den beiden Jahren 1903—04 und 1904—05 zeigt; dagegen aber nicht 1905—06, wo der August zu hoch ist, und 1906—07, wo der Februar zu hoch ist. Um die Messungen, die nicht in den Rahmen passen, deutlich hervorzuheben, habe ich sie eingeklammert; dieses bedeutet aber nicht, dass irgend ein Grund vorhanden ist, die Richtigkeit der Messungen zu bezweifeln.

Zufällige Verhältnisse haben aber, wie gesagt, unzweifelhaft einen grossen Einfluss auf die einzelnen Messungen, und die oben gegebene Begründung scheint zu zeigen, dass die doppelte Periode bei 75 m eben so gut eine Realität ist als die ganzjährigen Perioden in den oberen Schichten. Wir haben also Folgendes:

Unter der oberen Schicht, in welcher die Perioden des Salzgehalts beständig ganzjährig sind, findet man bei 75 m eine Schicht mit einer ausgeprägten Tendenz zu einer doppelten Periode in dem Salzgehalt; dieser erreicht ein Maximum sowohl im Frühling als im Herbst, sowie ein Minimum sowohl im Winter als im Sommer. Die Existenz dieser doppelten Periode ist aus den meteorologischen Verhältnissen leicht zu erklären.

Nun haben wir nur noch den Salzgehalt am Boden zu untersuchen. Eine Mittelzahlenbildung gibt folgendes Resultat:

Februar: 11.29 ‰; Mai: 11.86 ‰; August: 11.81 ‰; Nov.: 11.39 ‰

Die Mittelsalzgehalte liegen also das ganze Jahr hindurch nahe bei einander; und die Periodizität, die sie andeuten, ist in Wirklichkeit als ziemlich bedeutungslos zu betrachten. In Taf. II haben wir alle einzelnen Bodenbeobachtungen graphisch dargestellt, und die Kurve für den Salzgehalt zeigt kein Zeichen einer Regelmässigkeit; es ist ja möglich, dass eine lange Beobachtungsreihe denselben Verlauf wie die Mittelzahlen oben geben wird, und in diesem Fall bedeutet dieses also, dass im Frühling und im Sommer durchgehends eine grössere *Wahrscheinlichkeit* für einen hohen Salzgehalt vorhanden ist als im Herbst und Winter. Nach Taf. II zu urteilen, ist jedoch die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, dass eine lange Beobachtungsreihe die Mittelzahlen ganz ausgleichen und denselben konstanten Mittelsalzgehalt das ganze Jahr hindurch geben wird. Also: *das vorliegende Material erlaubt keine Entscheidung der Frage betreffend die Periodizität des durchschnittlichen Bodensalzgehalts.*

Der Vollständigkeit halber wollen wir hier hinzufügen, dass in Taf. II eine Serie eingefügt ist, die in der Danziger Tiefe am 31. März 06 genommen ist. Da diese Serie indessen die einzige ist, die ausserhalb der Quartalsmonate genommen ist, und da sie in gewis-

sen Beziehungen nicht so vollständig wie die Quartalsmessungen ist, haben wir bei der Bearbeitung des Materials sonst keine Rücksicht auf dieselbe genommen; sie scheint übrigens auch nichts besonders Neues zu bringen.

Mit Rücksicht auf die Veränderlichkeit des Salzgehalts trifft man dasselbe Verhältnis wie im Bornholmbassin: *sehr geringe Veränderlichkeit in der oberen Schicht, und bedeutend grössere Schwankungen in den tieferen Schichten.*

In der oberen Schicht war der höchste und niedrigste Salzgehalt wie folgt:

bei 0 m: 6.78 ‰ auf D 12, 5. Mai 06; 7.47 ‰ auf D 13, 5. Mai 05.
Variation: 0.69 ‰.
bei 50 m: 7.12 ‰ auf D 13, 6. Nov. 02; 7.47 ‰ auf D 12, 5. Febr. 05.
Variation: 0.35 ‰.

Die ganze Variation beträgt also in beiden Tiefen nur ca. $\frac{1}{2}$ ‰. Die drei einzigen Male, wo man in unserem Gebiet Wasser von unter 7 ‰ beobachtet hat, waren übrigens: 5.—6. Mai 06 auf D 12 und auf D 13, sowie 29. April 07 auf D 13; sie gehören also zur Frühlingszeit, in der das Tauwetter eine grosse und plötzliche Süswasserzufuhr zum Meer verursacht. Die Schicht war an allen drei Stellen sehr dünn, indem die 7 ‰-Isohaline schon zwischen 10 und 15 Metern unter der Oberfläche gefunden wurde.

Wie man sich erinnern wird, fanden wir ausserdem im Bornholmbassin, dass, während der Salzgehalt der oberen Schicht sehr konstant ist, *die Mächtigkeit der 7 ‰-Wasserschicht dagegen sehr wechselnd ist.* Ganz dasselbe findet man hier wieder. Die 8 ‰-Isohaline ist dann und wann *über dem 60 m-Niveau* observiert; so war der Salzgehalt am 19. November 1903 bei 60 m auf D 12: 8.09 ‰, und am 6. Nov. 06 bei 60 m auf D 13: 8.15 ‰. Dieses gehört aber zu den Seltenheiten, indem genannte Isohaline in der Regel bedeutend tiefer liegt. Sie ist sogar dann und wann *unter dem 85 m-Niveau* beobachtet, nämlich (auf D 12):

5. Febr. 05 bei 85 m: 7.50 ‰	7. Febr. 06 bei 85 m: 7.76 ‰
90 m: 9.42 ‰	95 m: 10.12 ‰

Und ausserdem wollen wir noch folgende Beispiele von tiefen Lagen im Sommer anführen:

8. Aug. 02 bei 80 m: 7.90 ‰	19. Aug. 03 bei 80 m: 7.86 ‰
bei 90 m: 10.07 ‰	bei 85 m: 8.91 ‰

Die Tiefenvariation ist also über 25 Meter. Wie oben nachgewiesen, hat die 8 ‰-Isohaline aller Wahrscheinlichkeit nach eine

regelmässige doppelte Bewegung auf und ab im Laufe des Jahres, und die angeführten Fälle gehören ja auch zu denjenigen, in denen sie nach der Berechnung gerade eine hohe bzw. eine tiefe Lage haben sollte. Wie gross die Amplitude in diesen regelmässigen Schwankungen ist, kann man nicht mit Sicherheit sagen, indem Interpolationen sich nicht mit einem wahrscheinlichen Grad von Genauigkeit ausführen lassen. Bei einer aus den Beobachtungen hervorgehenden annähernden Schätzung kann der »normale« Höhenunterschied zwischen ihren zwei höchsten und ihren zwei niedrigsten Stellungen ca. zehn Meter betragen; und man sieht also, dass ein bedeutender Spielraum für zufällige Schwankungen übrig ist.

Bei 75 m sind die niedrigsten und die höchsten Messungen folgende:

Febr.	Mai	August	November
7. Febr. 06, 7.21 ‰	11. Mai 03, 8.68 ‰	18. Aug. 04, 7.36 ‰	5. Nov. 02, 8.08 ‰
8. — 07, 9.45 ‰	29. Apr. 07, 9.81 ‰	6. — 05, 9.31 ‰	6. — 04, 9.76 ‰
Variation: 2.24 ‰	1.13 ‰	1.95 ‰	1.68 ‰

Die Differenz zwischen dem absolut höchsten und niedrigsten Wert ist: 2.6 ‰.

Die Schwankungen liegen also zwischen 1 und 2 ‰, und scheinen am kleinsten zu sein, wenn der Durchschnittssalzgehalt am grössten ist, und am grössten, wenn der Durchschnittssalzgehalt am geringsten ist. Doch kann man natürlich kein besonderes Gewicht auf diese Regel legen, da Zufälligkeiten noch grösseren Einfluss auf diese Zahlen als auf die Mittelzahlen haben.

Schliesslich findet man am Boden zwischen dem niedrigsten Salzgehalt 9.98 ‰ und dem höchsten 13.10 ‰ eine Differenz von 3.12 ‰, so dass die Veränderlichkeit also in der Danziger Tiefe grösser am Boden als in irgend einer anderen Wasserschicht zu sein scheint.

B. Die Temperatur.

Mit Rücksicht auf die Verteilung der *Mitteltemperaturen* gibt folgende Tabelle von D 12 Auskunft:

Tiefe	Februar	Mai	August	November
0 m	2° 5*	5° 9	16° 2	9° 3
20 m	2° 6*	4° 5	15° 5	9° 2
40 m	2° 7*	3° 1	11° 4	9° 2
50 m	2° 7*	2° 9	6° 1	7° 5
75 m	3° 7	3° 3*	3° 8	3° 9
103—106 m	5° 3	4° 6*	4° 6*	4° 8

Man trifft also in der oberen Schicht das gewöhnliche Verhältnis, dass das Minimum im Winter, das Maximum im Sommer eintritt; während aber im Bornholmbassin nur die oberen 30 m ihre Temperaturmaxima im Sommer erreichen, *findet man hier in der Danziger Tiefe noch bei 40 m die höchste Temperatur im Sommer*, — der grösseren Verdickung der oberen Schicht in diesem Gebiet entsprechend.

Es ist ja ausserdem eine bekannte Tatsache, dass unter sonst gleichartigen Verhältnissen die Isothermen im Meere in der Richtung sinken werden, in welcher der Wind weht; und da wir schon bei der Behandlung des Salzgehalts erwähnt haben, dass die westliche Komponente des Windes über der südlichen Ostsee im Sommer gross ist, so muss man also erwarten, dass die Isothermen hier tiefer gegen Osten als gegen Westen liegen. Besonders ausgeprägt wird der Unterschied sich natürlich in den Tiefen zeigen, die den Übergang zwischen den warmen oberen Schichten und den kalten unteren Schichten bilden; und ein Vergleich zwischen den Mitteltemperaturen im August bei 40 m für die Danziger Tiefe und die Bornholmtiefe wird dann auch einen auffälligen Unterschied zeigen:

11°4 an der ersten Stelle gegen 5°9 auf »Bornholmtief«.

Geht man von der Danziger Tiefe gegen Norden, so wird man auch hier eine starke Temperaturabnahme finden. Verschiedene Umstände, die näher in dem letzten Abschnitt der vorliegenden Arbeit erwähnt werden, bewirken, dass das Wasser bei 40 m in dem nördlichen Teil des Ostseebassins noch im August ziemlich kalt ist; so findet man auf der vier Breitengrade nördlich von D Ostsee 12 liegenden Station F 75 nur eine Temperatur von 3° 5, also nicht weniger als 8° niedriger als in der Danziger Tiefe.

Überhaupt wird ein Vergleich zwischen den Mitteltemperaturtabellen von den verschiedenen Partien der Ostsee zeigen:

Die grössten Temperaturdifferenzen, die überhaupt in gleichgrossen Tiefen zwischen den verschiedenen Gebieten der Ostsee vorkommen, findet man in den mittleren Schichten (20—40 m) in der Sommerzeit. Bei 40 m ist die Danziger Bucht viel wärmer als irgend ein anderer Teil der inneren Ostsee östlich von Bornholm, indem die Temperatur im August hier 8° höher ist als in dem nördlichen Teil des Bassins, und 5½° höher als in dem Bornholmbassin.

Falls man die Verhältnisse graphisch auf einer Niveauearte über 40 m darstellte, so würden also auf dieser eine Reihe Isothermen erscheinen, *die die südöstliche Ecke der Ostsee sowohl von*

den nördlicheren als von den westlicheren Partien abgrenzen. Leider kann eine solche Karte zur Zeit nicht mit Genauigkeit gezeichnet werden, da es in hohem Grade an Beobachtungen aus dem zentralen Teil der Ostsee fehlt, und wir deshalb nicht entscheiden können, wie hoch die verschiedenen Isothermen sich gegen Norden erstrecken.

Hierauf kehren wir wieder zu der Danziger Tiefe selbst zurück.

Erst bei 50 m fängt der Phasenverzug an, sich erkennbar geltend zu machen, indem das Maximum nun vom August bis zum November wechselt. Das Minimum fällt jedoch noch in dieser Tiefe in den Winter, obgleich nur ein geringer Unterschied zwischen den Mitteltemperaturen im Februar und Mai vorhanden ist. Das Minimum ist also sehr langgestreckt; die Kurve ist aber dennoch wohl zu den *schiefen Temperaturkurven* zu rechnen, die unter dem Bornholmbassin ausführlich erwähnt sind.

Bei 75 m wird das Minimum deutlich vom Februar bis zum Mai verschoben, und man findet nun also wieder eine regelmässige Kurve mit einem Zwischenraum von einem halben Jahre zwischen der niedrigsten und der höchsten Temperatur; die jährliche Variation ist jedoch gering, indem die Amplitude nur reichlich $\frac{1}{2}^{\circ}$ ist.

Am Boden ist der Phasenverzug noch grösser, indem die Mitteltemperaturkurve ihr Minimum zwischen Frühling und Sommer, und ihr Maximum in der Winterzeit erreicht; was die Phasenverhältnisse betrifft, so passen die Mitteltemperaturen am Boden also gut in das übrige System. Betrachten wir die in Taf. II dargestellten einzelnen Beobachtungen, so zeigen sich wohl einige Verschiedenheiten in den einzelnen Jahren; aber ganz ohne einen gewissen regelmässigen Rhythmus ist die Kurve doch nicht. Ob dies möglicherweise auf dem zufälligen Umstand beruht, dass man in der Danziger Tiefe so gut als ausschliesslich Quartalsmessungen besitzt, d. h., dass der Rhythmus der Kurve vernichtet sein würde, wenn die Beobachtungen dichter an einander gelegen hätten, — kann man natürlich nicht ganz bestreiten. Jedenfalls passt aber die ausserhalb der Quartale liegende Messung 31. März 06 gut in das System; und wird die Temperaturkurve mit der Salzgehaltskurve verglichen, so unterliegt es ja keinem Zweifel, dass erstere Zeichen einer Regelmässigkeit zeigt, die man nicht bei letzterer bemerken kann. *Es scheint also, als ob die Temperaturverhältnisse eine grössere Regelmässigkeit am Boden der Danziger Tiefe als am Boden der Bornholmtiefe zeigen.*

Falls man für jedes einzelne Jahr (vom August des einen Kalenderjahres bis zum Mai des nächsten gerechnet) eine Mittelzahl von den Messungen am Boden im August und Mai, sowie eine Mittelzahl von den Messungen am Boden im November und Februar bildet, bekommt man untenstehende Tabelle. Da Beobachtungen vom Februar 1903 fehlen, ist die erste Zahl in der zweiten Kolonne nur die Mittelzahl der Temperatur im November 1902 und die von der Figur interpolierte Temperatur vom 1. Februar 1903.

	Aug. & Mai	Nov. & Febr.
1902—3:	4° 7	5° 1
1903—4:	4° 0	4° 0
1904—5:	4° 3	5° 6
1905—6:	4° 8	5° 2
1906—7:	5° 0	5° 1

Das Herbst-Winter-Halbjahr hat also eine ausgeprägte Tendenz, beständig wärmer als das Frühling-Sommer-Halbjahr zu sein.

Mit Rücksicht auf die *senkrechte Verteilung* der Mitteltemperatur ist *im Winter* das gewöhnliche Verhältnis vorhanden, dass die Mitteltemperatur den ganzen Weg von der Oberfläche bis zum Boden zunimmt, wenn auch die Steigerung wie in anderen Meeresgebieten nur schwach in der oberen Schicht ist. Zu allen anderen Jahreszeiten findet man dagegen ein *intermediäres Minimum*. Im Frühling, in welcher Jahreszeit die Oberflächenerwärmung sich nur noch auf die obersten Schichten beschränkt, findet man das Minimum schon bei 50 m; im Sommer und Herbst ist es dagegen bis auf das 75 m-Niveau gesunken. Ganz bis zum Boden reicht es nie, indem man schon hier in der Danziger Tiefe das für die tiefen Partien in der ganzen inneren Ostsee charakteristische Verhalten trifft, dass *die Mitteltemperatur im Bodenwasser das ganze Jahr hindurch höher ist als in den zunächst über dem Bodenwasser liegenden Schichten*.

Indessen muss man sich erinnern, dass hier nur die Rede von den *Mitteltemperaturen* ist. Falls die gemessenen Temperaturen auch in allen einzelnen Fällen höher im Bodenwasser waren als in den zunächst überliegenden Schichten, so würde damit auch jede Möglichkeit für die Erwärmung des Bodenwassers durch vertikale Mischungen ausgeschlossen sein. Geht man aber die einzelnen Serien durch, so wird es sich zeigen, dass die Bodentemperatur wohl oft erheblich höher als die Temperaturen der über-

liegenden Schichten ist, dass jedoch auch Fälle eintreffen können, in denen die Temperatur beinahe gleich an beiden Stellen ist. Der Fall, dass die Temperatur den ganzen Weg von der Oberfläche bis zum Boden abnimmt, kann vielleicht deshalb ab und zu eintreten, und damit ist auch die Möglichkeit vorhanden, dass das Bodenwasser *dann und wann* durch vertikale Zirkulationen wird aufgewärmt werden können. Ein konstantes jährliches Phänomen kann dieses doch kaum sein. *Die Hauptquelle für die Erwärmung des Bodenwassers ist in horizontalen Strömungen zu suchen*, und wir haben wesentlich obenstehende Bemerkungen angeführt, aus Rücksicht auf die in dem Folgenden dargestellten Spezialuntersuchungen über die Verhältnisse bei der Erneuerung des Bodenwassers.

Danach wenden wir uns zur Frage betreffend die *Veränderlichkeit* der Temperatur. Untenstehende Tabelle gibt »die Variation« d. h.: die Differenz zwischen der zu jeder einzelnen Jahreszeit und in jeder einzelnen Tiefe auf D 12 beobachteten höchsten und niedrigsten Temperatur.

Tiefe	Februar	Mai	August	November
0 m	1° 1	2° 8	3° 1	2° 0
20 m	1° 1	2° 3	1° 5	1° 7
30 m			3° 6	
40 m	0° 9	2° 1	10° 1	1° 8
50 m	0° 9	2° 4	7° 8	7° 0
75 m	1° 2	1° 6	1° 7	0° 6
Boden	2° 0	2° 3	2° 2	1° 6

Man sieht also, dass die zufällige Variation im *Winter* und *Frühling* nur gering ist; im Winter ist sie um 1° grösser am Boden als an der Oberfläche, ist jedoch am Boden nur halb so gross als die Veränderlichkeit zu derselben Jahreszeit am Boden der Bornholmtiefe.

Im Sommer zeigt die Veränderlichkeit mit zunehmender Tiefe dasselbe charakteristische Verhalten als in dem Bornholmbassin: erst nimmt die Variation ab, so dass sie bei 20 m nur halb so gross ist als an der Oberfläche; danach fängt sie wieder an zu wachsen, und erreicht plötzlich in den mittleren Schichten (40—50 m) sehr grosse Werte. Dieses ist, wie früher erwähnt, eine Folge des grossen Temperaturunterschieds, der zu dieser Jah-

reszeit zwischen den warmen oberen Schichten und den kalten tieferen Schichten vorhanden ist; die Grenze zwischen denselben ist so scharf, dass eine geringe Verschiebung derselben grosse Temperaturvariationen in den Tiefen hervorbringt, in denen die Schwankung vor sich geht; wie früher erwähnt, hat dieses auch grosse Sprünge in der Grösse der Veränderlichkeit in den verschiedenen Tiefen zur Folge: man sieht, wie die Variation von 3° 6 bei 30 m bis zu 10° 1 bei 40 m springt. — Und endlich nimmt die Veränderlichkeit wieder stark ab in den grossen Tiefen.

Im Herbst schliesslich ist die Veränderlichkeit überall im Meer gering, ausgenommen bei 50 m, wo sie noch fortdauernd ungefähr wie im Sommer ist. Bei 40 m ist sie dagegen nun kaum $\frac{1}{5}$ von ihrem Wert im Sommer. Die Ursache ist, dass zu dieser Jahreszeit die Wärme der Atmosphäre sich mit Hilfe der Mischungen bis unter das 40 m-Niveau verbreitet hat, und das Wasser ist nun so gut wie homotherm in den obersten 40 m. Dagegen kann noch mitunter eine ziemlich scharfe Grenze zwischen den warmen Schichten und den kälteren unterliegenden Schichten vorhanden sein, wodurch die grosse Variation bei 50 m eingetreten ist.

Während obenstehende Tabelle nur *die Grösse* der Intervalle gibt, in welchen die gemessenen Temperaturen gelegen haben, gibt folgende Tabelle Auskunft über *die Endpunkte* der Intervalle, also über die höchsten und niedrigsten beobachteten Temperaturen selbst.

Tiefe	Februar		Mai		August		November	
	Min.	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.
0 m	1° 69	2° 79	4° 67	7° 44	15° 20	18° 29	8° 35	10° 39
20 m	1° 86	3° 00	3° 10	5° 42	14° 80	16° 34	8° 4	10° 14
40 m	2° 14	3° 03	1° 78	3° 90	5° 40	15° 45	8° 32	10° 14
50 m	2° 16	3° 08	1° 77	4° 15	3° 40	11° 20	3° 11	10° 14
75 m	3° 18	4° 33	2° 45	4° 04	3° 24	4° 94	3° 58	4° 18
Boden	4° 02	5° 98	3° 45	5° 70	3° 68	5° 92	3° 97	5° 59

Wie im Bornholmbassin kann man auch hier die gegenseitige Lage der zu derselben Tiefe gehörenden Intervalle zu einer Schätzung darüber benutzen, mit einer wie grossen oder geringen Regelmässigkeit es zu erwarten ist, dass die bei den Mittelzahlen angegebene Temperaturperiode sich in einem bestimmt vorliegenden Jahre zeigen wird.

1) Der höchste Grad von Stabilität wird nur bei den obersten 20 Metern erreicht; hier liegen die Intervalle aller Quartale von einander getrennt, und das Minimum tritt also immer im Winter, das Maximum immer im Sommer ein.

2) In den grösseren Tiefen fangen die Intervalle an, in einander zu greifen. Noch bei 40 m kann man jedoch das Jahr in eine kältere und eine wärmere Hälfte teilen; das gesamte Intervall für Winter-Frühling geht nämlich von $1^{\circ} 78$ bis zu $3^{\circ} 90$, das gesamte Intervall für Sommer-Herbst dagegen von $5^{\circ} 40$ bis zu $15^{\circ} 45$. Die Temperatur wird also in dem ersten Halbjahr nie so hoch wie in dem zweiten Halbjahr sein, und das Minimum tritt immer entweder im Winter oder im Frühling ein, das Maximum immer im Sommer oder im Herbst. Und bei 50 m kann man wohl nicht mehr das Jahr in eine kältere und eine wärmere Hälfte teilen, die Temperatur scheint jedoch jedenfalls im August immer höher zu sein als selbst die höchsten Februar-Temperaturen.

3) In den noch grösseren Tiefen fliessen die Intervalle dagegen ganz zusammen. Wenn die plötzlichen Schwankungen so gross sind, dass die Temperatur im Laufe kurzer Zeit das ganze zu der betreffenden Tiefe und Jahreszeit gehörende Intervall durchlaufen kann — und dies war, wie gezeigt, in dem Bornholmbassin der Fall, so bedeutet das Zusammenfliessen der Intervalle, dass die Stabilität der Temperaturperiode gering ist. Ist diese Voraussetzung dagegen nicht erfüllt, so bedeutet das Zusammenfliessen nur, dass wohl ein bedeutender gegenseitiger Unterschied der höchsten Temperaturen der einzelnen Jahre und ein bedeutender gegenseitiger Unterschied der niedrigsten Temperaturen der einzelnen Jahre vorhanden ist; ein gewisser Rhythmus in der Temperaturkurve braucht aber nicht ausgeschlossen zu sein, und wie oben erwähnt, scheint so etwas gerade für die Bodentemperaturen in dem hier behandelten Gebiet einzutreten.

C. Der Sauerstoffgehalt.

Wie in dem Bornholmbassin findet man auch hier, dass die 7‰ -Wasserschicht das ganze Jahr hindurch und in ihrer ganzen Ausdehnung ziemlich nahe mit Sauerstoff gesättigt ist. Auf D 12 und D 13 zusammen sind im ganzen 38 Sauerstoffanalysen in Wasser von unter 8‰ genommen, und von diesen haben 31 Sauerstoffprocente von über 90% ergeben, und in den restierenden 7 lag das Sauerstoffprozent zwischen 90 und 80% .

Wenn die 7‰-Wasserschicht sich tief nach unten hin erstreckt, so ist das Wasser folglich auch bis zu grossen Tiefen beinahe sauerstoffgesättigt. So wurde am 5. Februar 1905 auf D 12 noch bei 85 m ein Salzgehalt von 7.50‰ und ein Sauerstoffprozent von 95.8% gefunden. Und mitunter können die hohen Sauerstoffprocente sogar unter das Niveau der 8‰-Isohaline reichen; so wurde gefunden:

8. Feb. 07 bei 75 m auf D 12: 9.45‰ und ein Sauerstoffprozent von 97.3%.
 5. Mai 05 bei 75 m auf D 12: 8.69‰ und ein Sauerstoffprozent von 87.1%.

Dieses gehört jedoch zu den Seltenheiten. Die 8‰-Wasserschicht ist ja nicht besonders dick, und von D 12 und D 13 zusammen liegen im ganzen nur 7 Sauerstoffanalysen in dieser Wasserschicht vor. Die eine derselben ist schon angeführt, und die 6 anderen haben Folgendes ergeben:

8.01‰ — 75.2%; 8.33‰ — 71.0%; 8.78‰ — 68%
 8.60‰ — 66.5%; 8.24‰ — 61.2%; 8.89‰ — 49.2%

Die 8‰-Wasserschicht enthält also in der Regel zwischen 80 und 60% der zur Sättigung notwendigen Sauerstoffmenge. Der letzte Fall zeigt aber, dass das 8‰-Wasser mitunter noch bedeutend sauerstoffärmer sein kann; die Beobachtung wurde am 17. Februar 1904 auf D 12 gemacht, und bei dieser Gelegenheit fand man:

60 m: 7.49‰ — 91.9%; 75 m: 8.89‰ — 49.2%.

Der Übergang auf beiden Seiten der 8‰-Isohaline kann also mitunter sehr scharf sein.

Am Boden sind die Verhältnisse sehr wechselnd. Die höchsten und niedrigsten Sauerstoffprocente sind:

Februar	Mai	August	November
19.0%	26.6%	16.0%	12.9%
46.8%	64.7%	33%	63.4%

Bisweilen enthält das Bodenwasser also nur $\frac{1}{10}$, zu anderen Zeiten dagegen mehr als $\frac{6}{10}$ der zur Sättigung notwendigen Sauerstoffmenge.

Es kann vorkommen, dass das Bodenwasser ein etwas höheres Sauerstoffprozent als die zunächst über dem Bodenwasser liegenden Schichten hat; so am 5. Mai 06:

bei 85 m ein Sauerstoffprozent von 42.5 ‰;
bei 105 m dagegen ein Sauerstoffprozent von 50 ‰.

Dieses ist allerdings selten. Häufiger tritt der Fall ein, dass das Sauerstoffprozent nur wenig in den untersten Schichten variiert; so am 6. Nov. 06:

bei 85 m ein Sauerstoffprozent von 54.6 ‰;
bei 105 m ein Sauerstoffprozent von 51.65 ‰.

Und wenn schliesslich das Bodenwasser sehr sauerstoffarm ist, kann man auch in den untersten Schichten grosse Sprünge in dem Sauerstoffprozent finden. So

18. Aug. 04; bei 95 m ein Sauerstoffprozent von 49.4 ‰; bei 103 m nur ein Sauerstoffprozent von 19.7 ‰;
5. Nov. 02; bei 80 m ein Sauerstoffprozent von 66.5 ‰; bei 104¹/₂ m nur ein Sauerstoffprozent von 12.9 ‰.

Als allgemeine *Hauptregel* kann man aufstellen, dass das Sauerstoffprozent mit wachsender Tiefe abnimmt, wenn auch die Variation in den verschiedenen Schichten und zu den verschiedenen Zeitpunkten sehr verschieden sein kann.

Für Winter, Frühling und Herbst gilt dieselbe Hauptregel für den absoluten Sauerstoffgehalt O_2 . Im Sommer tritt aber das früher hervorgehobene Verhalten ein, dass die kalten mittleren Schichten einen grösseren absoluten Sauerstoffgehalt als die warmen oberen Schichten haben. Dies geht deutlich aus untenstehenden zwei Beispielen hervor, die die einzigen sind, wo die Beobachtungen genügen, um das Phänomen nachweisen zu können:

D 12, 18. Aug. 04:		D 12, 8. Aug. 06:	
t°	O ₂	t°	O ₂
5 m: 15° 49	6.36 ccm	5 m: 16° 22	6.42 ccm
50 m: 11° 20	6.36 ccm	75 m: 3° 44	8.01 ccm
65 m: 4° 71	7.77 ccm	85 m: 3° 51	5.25 ccm
75 m: 3° 24	7.99 ccm	105 m: 4° 39	2.75 ccm
85 m: 3° 40	4.67 ccm		
103 m: 3° 82	1.67 ccm		

Und was die absoluten Sauerstoffmengen sonst betrifft, so bieten die tiefen Wasserschichten ein ganz besonderes Interesse, und die Verhältnisse hier sind schon teilweise in dem Vorhergehenden benutzt.

Die Mittelzahlen für die *bei 75 m* direkt beobachteten O_2 (also ohne Anwendung von Interpolation) sind folgende:

	Februar	Mai	August	November
O_2 ccm:	7.4	5.8	7.5	5.4

Man findet also hier eine ausgeprägte doppelte Periode, und ihre Existenz und die Begründung derselben ist schon ausführlich in dem Vorhergehenden behandelt.

Am Boden findet man ferner Folgendes:

	Februar	Mai	August	November
O_2 ccm:	3.1	3.9	2.0	3.5

Die Mittelzahlen zeigen also auch hier eine doppelte Periode, indem sie teils ein ausgeprägtes Minimum im August, teils ein sekundäres Minimum im Februar erreichen; und die Periodizität geht somit in entgegengesetzter Richtung derjenigen, die wir bei 75 m gefunden haben. Es scheint indessen ein sehr wesentlicher Unterschied der Verhältnisse an den beiden Stellen zu sein: während die doppelte Periode bei 75 m, nach allem zu urteilen, eine Realität ist, ist es, — wie wir nun sehen werden, — am wahrscheinlichsten anzunehmen, dass die doppelte Periode am Boden ganz einfach auf einem Zufall beruht.

In Taf. II haben wir nebst der Bodentemperatur und dem Bodensalzgehalt auch alle vorgenommenen Bestimmungen des absoluten Sauerstoffgehalts O_2 dargestellt. Und aus dieser Figur sieht man gleich, dass die doppelte Periode nicht in allen Jahren vorgefunden wird. Von grösserer Bedeutung ist indessen, dass sie in den Jahren, in welchen sie vorgefunden wird, als auf *verschiedenen* Ursachen beruhend sich erweisen wird, die in keinem Kausalzusammenhang mit einander stehen; und dass die verschiedenen Kausalkomplexe nun eben einander auf eine solche Weise abgelöst haben, dass in einer Reihe von einander folgenden Jahren eine doppelperiodische Variation von O_2 erscheint, ist deshalb als zufällig zu betrachten, und es ist kaum zu erwarten, dass sie sich in der Zukunft mit irgend einer Regelmässigkeit wiederholen werden.

Hiermit wenden wir uns nun zu einer systematischen Durchmusterung der ganzen Beobachtungsreihe.

Vom August bis zum November 1902 ist das Bodenwasser stagnierend. $S_{\text{‰}}$ und t° sinken infolge von Vermischung mit den süßeren und kälteren überliegenden Schichten, und O_2 sinkt wegen des am Boden stattfindenden Sauerstoffverbrauches.

Vom Februar 1903 fehlt es leider an Beobachtungen, und wir können deshalb nur sagen, dass *einmal im Winter 1903* eine starke Einstromung von salzigem, kaltem und sauerstoffreichem Wasser stattgefunden hat; man sieht nämlich, dass vom November 1902 bis zum Mai 1903 S und O_2 stark steigen, während t° sinkt. Das einströmende Wasser ist ohne Zweifel dasjenige, das öfters in dem Vorhergehenden erwähnt ist, und das durch Drogden am 12—13. Februar 1903 hereinkam.

Als es Drogdens Feuerschiff passierte, hatte es einen Salzgehalt von 24.3 bis 27.1 ‰ und eine Temperatur von $3^{\circ} 0$ bis $2^{\circ} 6$. Am 18. Februar wurde es in der deutschen Sektion Rügen-Schonen beobachtet, und hatte dann einen Salzgehalt von etwa 23 ‰ und eine Temperatur von $2^{\circ} 60$ bis $2^{\circ} 20$. Vom Februar 1903 fehlen Beobachtungen auf »Bornholmtief«; am 14. Mai 1903 wurde hier aber bei 94 m Wasser von 17.81 ‰ und $3^{\circ} 16$ beobachtet; und am 11. Mai 1903 wurde bei 105 m auf D 12 Wasser von 13.10 ‰ und $3^{\circ} 45$ gefunden. Man sieht also, dass der Salzgehalt des einströmenden Wassers allmählich bis zu ca. der Hälfte des Wertes, den es in Drogden hatte, verringert wird; dagegen variiert dessen Temperatur verhältnismässig wenig. Die Ursache liegt natürlich darin, dass, während der Salzgehalt des Wassers stark von dem Salzgehalt in den überdeckenden Schichten abweicht und deshalb stark durch die Mischung mit denselben beeinflusst wird, dessen Temperatur dagegen durchgehends bedeutend weniger von der Temperatur in den überdeckenden Schichten abweicht und deshalb nicht so stark durch die Mischungen verändert wird.

Der Weg von Drogden entlang den tiefen Rinnen bis zu der Danziger Bucht ist ca. 270 Seemeilen, und das einströmende Wasser hat diese Strecke in weniger als 90 Tagen zurückgelegt. *Der Bodenstrom hat also eine durchschnittliche Geschwindigkeit von wenigstens 3 Seemeilen pr. vier und zwanzig Stunden gehabt*, und wahrscheinlich ist die Geschwindigkeit noch merklich grösser gewesen.

Vom Mai 1903 bis zum Februar 1904 scheint das Wasser in der Danziger Tiefe wesentlich stagnierend gewesen zu sein. $S_{\text{‰}}$ und O_2 sinken, während die Temperatur langsam steigend ist.

Während die beiden ersten Verhältnisse ganz einleuchtend sind, kann man dagegen auf Grundlage des vorhandenen Materials kaum eine detaillierte Begründung der Temperaturvariation geben.

Wie alle bisjetzt erwähnten Serien ist auch die Messung im *August 1904* an der normalen Stelle, $54^{\circ} 54' \text{ N.} - 19^{\circ} 15' \text{ O.}$ genommen, wogegen die Messung im *Mai 1904* 12 Seemeilen WzN hiervon genommen ist. Wie man sieht, passt die Salzgehaltsmessung vom Mai gut in das übrige System hinein und zeigt eine beständig fortgesetzte Verminderung der $S \text{ ‰}$, dagegen ist die Temperatur im Mai 0.3 bis 0.5 Grade höher als im Februar und August, und O_2 0.6 ccm höher als im Februar und August. Der Unterschied ist jedoch gering, und es wird kaum möglich sein zu entscheiden, ob er auf der Positionsveränderung, auf Mischungen oder auf einer Einströmung beruht. Wie wir gleich sehen werden, können vertikale Mischungen mitunter noch grössere Vermehrungen des Sauerstoffgehalts im Bodenwasser hervorbringen, als wie davon hier die Rede ist, *und die Steigerung in O_2 kann also im vorliegenden Fall nicht als Beweis für eine Einströmung genommen werden.*

Weit klarer stellen die Dinge sich für den darauf folgenden Zeitraum *vom August bis zum November 1904*. Im November 1904 liegt die Station freilich 10 Seemeilen S W von der normalen Position, aber namentlich die Variationen in t° und O_2 sind viel zu gross, um von Positionsveränderungen herrühren zu können. *In diesem Zeitraum muss eine Einströmung von verhältnismässig salzigem, sowie sehr warmem und sauerstoffhaltigem Wasser stattgefunden haben.* Und es ist wichtig zu bemerken, dass die Bodentemperatur $5^{\circ} 59$ im November höher ist als alle anderen Temperaturen zwischen reichlich 60 m und dem Boden in dem ganzen Zeitraum vom August bis zum November; dass die Temperatursteigerung von vertikalen Mischungen herrühren sollte, ist somit ganz ausgeschlossen.

Vom November 1904 bis zum Februar 1905 (wo die Station wieder ihre normale Position hat), scheint das Wasser stagnierend zu sein, indem sowohl $S \text{ ‰}$ als O_2 nun aufs neue sinken.

Dagegen muss eine neue Einströmung zwischen Februar und Mai 1905 vor sich gegangen sein. Für diese beiden Zeitpunkte hat man nämlich (in der normalen Position) folgende Verteilung von S und O_2 :

	Febr. 05	Mai 05
85 m:	7.50 ‰ — 8.45 ccm	9.83 ‰ — 5.73 ccm
95 m:	10.44 ‰ — 4.23 ccm	10.75 ‰ — 5.28 ccm
105-106 m:	11.20 ‰ — 3.48 ccm	11.17 ‰ — 4.30 ccm

Diese Zusammenstellung zeigt, dass ein vertikaler Mischungsprozess (ohne nennenswerte horizontale Einströmung) nur dann die Steigerung in dem Sauerstoffgehalt des Bodenwassers würde hervorbringen können, wenn derselbe gleichzeitig eine erhebliche Reduktion des Salzgehalts im Bodenwasser hervorrufen könnte. Und da ein solcher eben nicht stattgefunden hat, ist die O₂-Steigerung also ein Beweis, dass die Einströmung stattgefunden hat.

Vom Mai bis zum August 1905 scheint das Bodenwasser beinahe vollständig stillstehend gewesen zu sein, indem weder S ‰ noch t° sich nennenswert verändert; die starke Abnahme in O₂ rührt von organischem Sauerstoffverbrauch her.

Vom August bis zum November 1905 stellen die Verhältnisse sich wie folgt:

	Aug. 05	Nov. 05
75 m:	9.31 ‰ — 6.61 ccm	9.25 ‰ — 5.61 ccm
85 m:	10.34 ‰ — 6.15 ccm	10.44 ‰ — 4.54 ccm
95 m:	10.95 ‰ — 2.92 ccm	11.02 ‰ — 4.00 ccm
105-104 m:	11.09 ‰ — 2.26 ccm	11.00 ‰ — 4.01 ccm

Da alle Schichten von 75 m bis zum Boden einen beinahe unveränderten Salzgehalt haben, kann die Steigerung in dem Sauerstoffgehalt des Bodenwassers nicht durch vertikale Mischungen ohne Einströmung veranlasst sein; ein solcher Prozess würde nämlich den Bodensalzgehalt reduziert haben; und die Steigerung in O₂ ist also hier, — wie oben, — ein Beweis für *eine neue Einströmung zwischen August und November 1905*.

Im November 1905 und Mai 1906 ist die Station beidemal an der normalen Stelle genommen, während sie im Februar 1906 8 Seemeilen N O davon genommen ist. Indessen scheint diese Positionsveränderung nicht von wesentlicher Bedeutung zu sein; denn am 31. März 1906 ist eine Serie 2 Seemeilen W von der normalen Position genommen, die sowohl was Temperatur als Salzgehalt betrifft, gut in das System mit den anderen passt (vom 31. März liegen keine Sauerstoffanalysen vor); wir dürfen deshalb annehmen, dass die Veränderungen in dem Zeitraum vom November 1905 bis zum Mai 1906 wirklich eingetreten sind.

Die Steigerung in S ‰ und in O₂ beweist dann, dass *eine neue Einströmung zwischen Februar und Mai 1906 stattgefunden hat*. Dagegen können die Abnahmen in O₂ und S vom November 1905 bis zum Februar 1906 von Stagnation und Vermischung herrühren, während das Material keine bestimmte Entscheidung erlaubt, inwiefern die in diesem Zeitraum stattfindende Erwärmung von einer

Einströmung zwischen November und Februar herrührt, oder eine Folge der von der Atmosphäre kommenden Wärmewelle ist. Diese wird ja im Laufe des Herbstes mit Hilfe der Mischungen immer tiefer in das Meer hinabtransportiert; und da die bedeutende Abnahme in dem Salzgehalt vom November bis zum Februar auf starke vertikale Zirkulationen in der unteren Schicht deutet, ist es ja nicht unmöglich, dass die Wärmewelle einmal in der Zeit nach November ganz bis zum Boden gereicht hat.

Im Mai 1906 ist die Station, wie gesagt, in ihrer normalen Position genommen; dagegen ist sie im *August 1906* in ihrer meist abweichenden Position genommen, nämlich 22 Seemeilen S W von der gewöhnlichen Lage und nur ein paar Seemeilen von Hela Leuchtturm. Der Temperaturunterschied zwischen Mai und August wird deshalb natürlich als eine Folge der Positionsveränderung erklärt, während der konstante Bodensalzgehalt und die starke Abnahme in O_2 übrigens auf Stagnation in dem Bodenwasser vom Mai bis zum August deutet.

Sehr interessant ist dagegen die *vom August bis zum November 1906* vorsichgehende Veränderung. Man sieht aus der Figur, dass der Bodensalzgehalt stark sinkt; ebenso sinkt die Bodentemperatur, wenn auch weniger stark, und schliesslich steigt der Sauerstoffgehalt des Bodenwassers sehr stark. Ganz dasselbe ist bei 95 m der Fall; bei 85 und 75 m aber findet man umgekehrt eine Steigerung in dem Salzgehalt und in der Temperatur, sowie eine Abnahme in O_2 .

Wird eine planimetrische Ausmessung der vertikalen Diagramme der beiden Serien vorgenommen, so findet man für die ganze Wassersäule von 75 m bis zu 105 m (Boden) folgende Mittelwerte:

Aug. 06: $4^{\circ} 0$, 9.9 ‰ , 4.5 ccm.

Nov. 06: $4^{\circ} 1$, 9.8 ‰ , 4.8 ccm.

Der Unterschied zwischen den Mittelwerten ist also so gering, dass er leicht als eine Folge der verschiedenen Lage der beiden Stationen aufzufassen ist; und die Veränderung in den hydrographischen Verhältnissen des Bodenwassers ist also wahrscheinlich ausschliesslich eine Folge starker, vertikaler Zirkulationen in den untersten 30 Metern. *Die Steigerung in O_2 ist also in diesem Fall kein Zeichen einer Einströmung, sondern das Resultat eines lebhaften Mischungsprozesses.*

Schliesslich bleibt nur noch übrig, den Zeitraum *vom November 1906 bis zum Mai 1907* zu betrachten. Der kontinuierlich stei-

gende Salzgehalt ist ein sicheres Zeichen *einer Einströmung*, die zwischen November und Februar anfängt, wo das einströmende Wasser salzig und *warm* ist, und zwischen Februar und Mai fortgesetzt wird, wo das einströmende Wasser salzig aber *etwas kälter* ist. Wie man sich erinnern wird, findet eine ganz ähnliche Einströmung in das Bornholmbassin in demselben Zeitraum statt; auch hier wächst der Salzgehalt die ganze Zeit vom November 1906 bis zum Mai 1907, während die Temperatur erst vom November bis zum Februar steigt, und darauf wieder vom Februar bis zum Mai sinkt. Es ist von Interesse, die Verhältnisse an den beiden Stellen mit einander zu vergleichen, weshalb wir folgende Tabelle anführen:

»Bornholmtief«, 93–91 m:		Danziger Bucht, 104–108 m:	
4. Nov. 06:	5° 03 — 14.99 ‰ — 0.59 ccm	6. Nov. 06:	4° 18 — 9.98 ‰ — 4.38 ccm
7. Feb. 07:	7° 21 — 16.82 ‰ — 4.87 ccm	8. Feb. 07:	5° 98 — 11.64 ‰ — 3.77 ccm
28. April 07:	4° 06 — 17.11 ‰ — 5.00 ccm	29. April 07:	5° 70 — 12.41 ‰ — 3.54 ccm

Erstens sieht man also, dass *die abnorm starke Warmwasser-einströmung, die Bodentemperaturen von über 7° in dem Bornholmbassin im Februar 1907 bewirkte, sich auch in die Danziger Tiefe hinein erstreckt hat, wo man im Februar 1907 Bodentemperaturen von etwa 6° antrifft*. Die Temperatur des einströmenden Wassers ist also um 1° auf dem Wege zwischen den beiden Bassins gesunken. Im Bornholmbassin wird darauf im Laufe des Winters das warme Wasser von einer Kaltwassereinströmung abgelöst, die hier in diesem Bassin eine Verminderung von über 3° in der Bodentemperatur hervorbringt. *Diese Einströmung ist auch in der Danziger Tiefe nachzuweisen, wenn auch weit schwächer*; hier ist die Abnahme der Bodentemperatur vom Februar bis zum April nämlich nur 0° 3, die Abnahme also nur 1/10 von der Reduktion in dem Bornholmbassin. Von dem kalten Wasser hat also bis zum Mai 1907 nur ein geringer Teil es vermocht, weiter gegen die Danziger Tiefe zu dringen, und dieser Teil ist augenscheinlich ausserdem von den auf seinem Weg angetroffenen warmen Wassermassen erheblich erwärmt worden.

Der Salzgehalt des einströmenden Wassers ist ferner auch stark reduziert worden, indem derselbe von 17 ‰ bis auf 12½ ‰ sinkt, also um 25 % seines ursprünglichen Wertes.

Sehr interessant ist ausserdem die *Reduktion seines Sauerstoffgehalts*. Bei der Ankunft in dem Bornholmbassin enthält es 5 ccm Sauerstoff pr. Liter, bei der Ankunft in der Danziger Tiefe enthält es aber nur ein wenig über 3½ ccm Sauerstoff; die Reduktion seines Sauerstoffgehalts ist also auch 25–30 % des ursprünglichen Wertes, ebenso wie es für den Salzgehalt der Fall war.

Die Variation, die das einströmende Wasser in O_2 des bisherigen Bodenwassers hervorbringt, richtet sich selbstverständlich in hohem Grad danach, wie hoch oder niedrig der Sauerstoffgehalt des vorher vorhandenen Bodenwassers war. Im Bornholmbassin strömt das neu angekommene Wasser in etwas sehr sauerstoffarmes Wasser (oder verdrängt solches), dessen Sauerstoffgehalt nur etwa $\frac{1}{2}$ ccm O_2 pr. Liter ist, und es bringt also hier eine sehr bedeutende Steigerung von O_2 hervor. Bei seiner Ankunft in der Danziger Tiefe findet es dagegen ziemlich sauerstoffreiches Wasser — von kaum $4\frac{1}{2}$ ccm pr. Liter, und dieser Umstand nebst der auf dem Weg zwischen den beiden Stellen stattgefundenen Reduktion des Sauerstoffgehalts des hineindrängenden Wassers bewirkt, dass *in der Danziger Tiefe die Einströmung ein beständig fortgesetztes Sinken in O_2 hervorruft, während sie in der Bornholmtiefe eine beständig fortgesetzte Steigerung in O_2 bewirkt.*

Zusammenfassung.

Werfen wir nun einen Rückblick über das vom Bodenwasser der Danziger Tiefe Entwickelte, so sind in diesem mehrere bemerkenswerte Tatsachen vorhanden.

Erstens bekommt man mit Rücksicht auf die doppelte Periode in O_2 den sicheren Eindruck, dass sie durch ein zufälliges Zusammentreffen einer Reihe von Umständen eingetreten ist, die an und für sich nichts mit einander zu tun haben. Es hat sich nämlich gezeigt, dass die Steigerungen in O_2 bald von horizontalen Einströmungen und bald von vertikalen Mischungen hervorgerufen werden, sowie dass die Abnahmen in O_2 bald durch Stagnation hervorgebracht werden und bald durch Einströmung von Wasser, das weniger sauerstoffhaltig ist als das schon vorhandene Bodenwasser. Es gibt also so viele Faktoren, die eingreifen, dass man jedenfalls bis auf weiteres am besten *O_2 des Bodenwassers als eine unperiodische Grösse betrachten muss.*

Zweitens bekommt man durch die Verhältnisse in der Danziger Tiefe einen Einblick in die Tragweite von gewissen üblichen Betrachtungen. Man pflegt ja in der Regel davon auszugehen, dass eine Steigerung in O_2 Zeichen einer Einströmung und eine Verminderung von O_2 Zeichen einer Stagnation ist. Da wir aber bei der Behandlung des Bornholmbassins u. a. auch diese beiden Kriterien aufstellten, haben wir es mit einer gewissen Reservation getan, indem wir ausdrücklich darauf aufmerksam machten, dass die Grundlage für dieselben mangelhaft war. Betrachtet man die Verhältnisse in ihren durchschnittlichen Hauptzügen, so unterliegt es kei-

nem Zweifel, dass sie richtig sind. Schon die Behandlung des Bornholmbassins bewies aber, dass, falls man sie auf jeden einzelnen konkreten Fall anwenden will, sie nur mit Vorsicht benutzt werden können; und die Verhältnisse hier in der Danziger Tiefe haben noch deutlicher gezeigt, dass man durch kritiklosen Gebrauch derselben zu irreführenden Resultaten kommen kann.

Wir haben nämlich, wie schon bemerkt, gefunden, sowohl dass eine bedeutende Steigerung von O_2 bisweilen als eine Folge von vertikalen Mischungen erklärt werden kann, als auch dass eine bedeutende Abnahme in O_2 durch Einströmungen von neuem Wasser eintreten kann.

Drittens sieht man, dass *die Strömungen und die Wasserumsätze am Boden der Danziger Tiefe viel lebhafter zu sein scheinen, als man früher vermutet hat*. Man scheint meist geneigt gewesen zu sein anzunehmen, dass das Bodenwasser hier in der Regel einmal jährlich erneuert wird; das Vorhergehende zeigt ja aber, dass es oft *mehrmals jährlich* erneuert wird. Der Grund hierfür ist sicher zum wesentlichen Teil in dem verhältnismässig geringen Salzgehalt des Bodenwassers zu suchen. Am Boden des Bornholmbassins ist das Wasser so salzig und schwer, dass nur besonders salzige Einströmungen vermögen, es zu erneuern; in der Danziger Tiefe kann aber das Bodenwasser offenbar nicht nur durch Einströmungen von *Bodenwasser* aus dem Bornholmbassin erneuert werden, *sondern auch durch Einströmung von solchem Wasser, das im Bornholmbassin zu den mittleren Schichten gehört hat*.

Strömt eine Wassermasse *entlang dem Boden* von der Bornholmtiefe nach der Danziger Tiefe, so wird ihr Sauerstoffgehalt zwar unterwegs erheblich vermindert, und durch eine solche Einströmung bekommt das Bodenwasser an der letzt genannten Stelle eine bedeutend geringere Sauerstoffzufuhr als die, die dem Bodenwasser in dem Bornholmbassin zu teil wird. Da aber die mittleren Schichten in der Regel reicher an Sauerstoff als die Bodenschichten sind, bekommt das Bodenwasser in der Danziger Tiefe noch eine neue und bedeutende Chance für Sauerstoffzufuhr dadurch, dass es, wie gesagt, auch von den mittleren Schichten des Bornholmbassins erneuert werden kann. Dies in Verbindung mit vertikalen Mischungen bewirkt, dass *das Bodenwasser in der Danziger Bucht trotz der grösseren Tiefe durchgehends besser ventiliert zu sein scheint als das Bodenwasser in der Bornholmtiefe*.

Wenn man nämlich die Mittelzahl der S. 126 gegebenen Quartalswerte für O_2 am Boden der Danziger Tiefe berechnet, und

ebenso eine Mittelzahl derjenigen 18 Bodenanalysen im Bornholmbassin berechnet, die so nahe wie möglich gleichzeitig mit den Bodenanalysen der Danziger Tiefe genommen sind, so erhält man:

am Boden der Bornholmtiefe: 2.85 ccm.

- — - Danziger Tiefe: 3.1 —

Der absolute Sauerstoffgehalt ist also durchgehends etwa $\frac{1}{4}$ ccm grösser in der Danziger Tiefe als im Bornholmbassin. — Während ferner die höchsten beobachteten Werte für O_2 an beiden Stellen gleich sind, nämlich 5.48 ccm in der Danziger Tiefe und 5.45 ccm in der Bornholmtiefe, ist andererseits ein bedeutender Unterschied zwischen den niedrigsten beobachteten Sauerstoffmengen vorhanden. Am Boden der Danziger Tiefe hat man nie O_2 unter 1 ccm gefunden, während O_2 dagegen in dem Bodenwasser des Bornholmbassins ziemlich oft zwischen 0 und 1 ccm liegt. Und ausserdem sieht man, indem man die einzelnen Beobachtungen durchgeht, dass von den 18 Analysen des Bodenwassers in der Danziger Tiefe

8 zwischen 1 und 3 ccm gelegen haben, während 10 zwischen 3 und $5\frac{1}{2}$ ccm liegen.

Von den 18 Bodenanalysen des Bornholmbassins, die so nahe wie möglich gleichzeitig mit denen der Danziger Tiefe genommen sind, haben dagegen

10 zwischen 0 und 3 ccm gelegen, während 8 zwischen 3 und $5\frac{1}{2}$ ccm liegen.

Dass das Bodenwasser also wirklich durchgehends etwas besser ventiliert ist in der Danziger Tiefe als in der Bornholmtiefe, scheint deshalb nicht bezweifelt werden zu können.

Schliesslich seien noch einige Bemerkungen über die *Verteilung der Einströmungen nach den verschiedenen Jahreszeiten* hinzugefügt. Im ganzen haben wir 7 Einströmungen mit Sicherheit nachweisen können, und hiervon haben 5 zwischen November und Mai, 2 zwischen August und November stattgefunden. Wenn also das Jahr in zwei Hälften geteilt wird: die Zwischenzeit zwischen November und Mai und die Zwischenzeit zwischen Mai und November, so wird man dasselbe Verhältnis wie im Bornholmbassin finden: *in unserem fünfjährigen Zeitraum sind die Einströmungen weit häufiger in der ersten als in der zweiten Jahreshälfte vor sich gegangen.*

Obgleich das Bodenwasser der Danziger Tiefe, dem Vorhergehenden gemäss, nicht ausschliesslich durch *Bodenwasser* aus dem Bornholmbassin erneuert wird, haben wir jedoch ganz natürlich eine lebhaftete Korrespondenz zwischen den tiefsten Wasserschichten der beiden Mulden nachweisen können, und es ist deshalb nicht zu verwundern, dass die Verteilung nach Jahreszeiten von den Bodeneinströmungen zu der ersten Mulde auch die Verteilung nach Jahreszeiten von Bodeneinströmungen zu der zweiten Mulde beeinflusst.

IV. DIE GOTLANDTIEFE.

Diese wichtige Station, die in dem tiefsten Gebiet der grossen zentralen Versenkung des Ostseebassins liegt, ist im ganzen nur siebenmal genommen, nämlich:

16. Nov. 02; 1. Aug. 03; 7. Nov. 04; 24. Mai 05; 26. Juli 05; 7. Nov. 05; 7. Mai 06.

Die Position ist allemal sehr nahe $57^{\circ} 22' \text{ N}$, $19^{\circ} 57' \text{ O}$ gewesen; und die Bodentiefe variiert zwischen 200 und 243 m.

Wie man sieht, fehlen Winterbeobachtungen ganz; was die vorliegenden Serien betrifft, so reichen die Messungen am 1. Aug. 1903 nur bis zu 150 m hinab, und zu den Messungen am 16. November 1902 ist die Bemerkung hinzugefügt, dass die Salzgehaltsbestimmungen unsicher sind. Von einer eingehenden Behandlung der Verhältnisse auf dieser Station kann deshalb nicht die Rede sein, und in dem Folgenden werden wir deshalb nur auf einzelne der wichtigsten Fakta aufmerksam machen.

A. Der Salzgehalt.

Die 7 Messungen des Oberflächensalzgehalts sind — nach der Grösse geordnet — folgende:

7.25 ‰ (? , 16. Nov. 02), 7.18 ‰, 7.16 ‰, 7.02 ‰, 7.00 ‰,
6.94 ‰, 6.83 ‰.

Nur in drei Fällen kann man also mit Sicherheit sagen, dass der Oberflächensalzgehalt höher als 7 ‰ ist; in zwei Fällen liegt

der Oberflächensalzgehalt um 7 ‰, und in zwei Fällen kann man mit Sicherheit sagen, dass derselbe unter 7 ‰ ist. *Die Station liegt also in einem Gebiet, wo das 6 ‰-Wasser schon einen deutlichen Einfluss auf die oberen Schichten hat.*

Betrachtet man speziell die Fälle, wo der Oberflächensalzgehalt um oder unter 7 ‰ war, so findet man folgendes:

Am 1. August 1903, wo der Salzgehalt bei 0 m 7.02 ‰ ist, ist die nächste Messung erst bei 60 m genommen, wo man den Salzgehalt 7.29 ‰ findet. Am 7. Nov. 05, wo der Salzgehalt bei 0 m 7.00 ‰ ist, schwankt er in den obersten 30 m zwischen 7.00 und 6.96 ‰, und erst bei 40 m findet man 7.09 ‰. Am 26. Juli 1905 variiert der Salzgehalt in den obersten 15 m zwischen 6.94 und 6.98 ‰, und bei 20 m findet man 7.27 ‰. Und schliesslich am 7. Nov. 1904 liegt er in den obersten 40 m zwischen 6.83 und 6.91 ‰, und erst bei 45 m findet man 7.07 ‰; *in diesem Fall kann man also mit Sicherheit sagen, dass die 7 ‰-Isohaline mehr als 40 m unter der Oberfläche liegt.* —

Die 8 ‰-Isohaline liegt immer unter dem 65 m-Niveau, andererseits liegt sie immer über 100 m, und gewöhnlich über 85 m.

Die 10 ‰-Isohaline liegt immer unter 75 m; bisweilen liegt sie unter 100 m, bisweilen über 100 m; aber schon bei 150 m ist der Salzgehalt immer über 11 ‰.

Am Boden schliesslich liegt der Salzgehalt zwischen dem Maximum 12.21 ‰ (bei 240 m am 26. Juli 1905) und dem Minimum 11.49 ‰ (bei 232 m am 7. November 1904); doch ist dieser letzte Wert möglicherweise unrichtig, da von 175 m bis zum Boden ein unstabiles Gleichgewicht vorkommt. Bei 175 m war der Salzgehalt zum genannten Zeitpunkt 11.74 ‰, bei 200 m 11.69 ‰, und es scheint also, als ob der Wasserschöpfer nicht genügend gut funktioniert hat; der wirkliche Bodensalzgehalt muss offenbar erheblich höher als der vorgefundene sein. *Der Salzgehalt am Boden scheint also im ganzen genommen sehr konstant zu sein.*

Als allgemeine Hauptregel kann man sagen, dass sowohl in der süßen oberen Schicht (von 0 bis zu unter 65 m) als auch in der salzigen unteren Schicht (vom Boden bis über 150 m) der Salzgehalt nur schwach mit der Tiefe variiert; in den mittleren Schichten aber ist die Variation bedeutend stärker. Und jedenfalls bisweilen kann der Übergang ziemlich scharf sein; so am 24. Mai 1905:

80 m: 7.70 ‰ 85 m: 8.82 ‰ 90 m: 9.70 ‰ 100 m: 10.17 ‰

Man sieht also, dass der Salzgehalt in den 5 Metern von 80 bis 85 m um 1.1 ‰ und in den nächsten 5 Metern um 0.9 ‰ steigt; bei den folgenden 10 Metern steigt er dagegen nur um 0.5 ‰, und die Variation ist somit auf dieser Strecke nur $\frac{1}{4}$ der Variation von 80 bis 90 m.

B. Die Temperatur.

Grösseres Interesse als die Salzgehaltsverteilung bieten die Temperaturverhältnisse. Wie schon bemerkt, besitzen wir nur Beobachtungen vom Frühling, Sommer und Herbst, und über den Winterzustand kann man sich deshalb nur eine annähernde Schätzung bilden.

Die Oberflächentemperatur variiert von 5° 4—5° 5 im *Mai* bis zu 15° 7—18° 2 *Ende Juli* und 6° 3—8° 4 im *November*.

Anfang Mai ist die warme obere Schicht nur noch dünn; am 7. Mai 1906 war die Temperatur sodann schon bei 10 m nur 3° 85; später im Frühling scheint sie schnell zu wachsen. Am 24. Mai 1905 waren die obersten 25 m ungefähr gleich warm — etwa 5½°, und erst bei 30 m sank die Temperatur bis auf 3° 98.

Von der Sommerzeit verfügen wir nur über eine Serie, die hinreichend ausführlich ist, um die Dicke der warmen Schicht bestimmen zu können, nämlich die Station vom 26. Juli 1905. Diese zeigt eine Oberflächentemperatur von 18° 19; noch bei 15 m hatte das Wasser eine Wärme von 15° 83, und bei 20 m 8° 40; dagegen war aber die Temperatursteigerung bei 30 m auffallend gering, indem man am 26. Juli nur 4° 30, gegen 3° 98 am 24. Mai fand. Die warme Schicht ist also bei dieser Gelegenheit verhältnismässig dünn; wie wir aber in dem Vorhergehenden gesehen haben, variiert ihre Dicke sehr stark mit den wechselnden meteorologischen Verhältnissen, und es ist deshalb sehr wohl möglich, dass die Temperatur bei 30 m zu einem früheren Zeitpunkt des Monats Juli 1905 bedeutend höher gewesen ist.

Und schliesslich *gegen Herbst* wird die Oberflächenabkühlung und die beginnende Konvektion eine beinahe konstante Temperatur von der Oberfläche bis zu bedeutenden Tiefen unter derselben hervorbringen.

Am 7. November 1905 hatte die homotherme Schicht eine Dicke von etwa 40 m, indem man von 0 bis zu 40 m eine Temperatur von ca. 7½°, bei 50 m dagegen eine Temperatur von 3° 95

trifft; am 7. November 1904 waren die obersten 40 m ca. $8\frac{1}{2}^{\circ}$, bei 45 m findet man $5^{\circ} 64$, bei 50 m $4^{\circ} 66$. Am 16. November 1902 ist die homotherme Schicht dagegen bis zu 50 m angewachsen, indem man von 0 bis zu 50 m ca. $6\frac{1}{4}^{\circ}$ findet, und erst bei 60 m $3^{\circ} 14$.

Vergleicht man also die beiden Serien Anfangs November mit der Serie Mitte November, so sieht man, wie die homotherme Schicht im Laufe vom Herbst allmählich an Dicke zunimmt, und gleichzeitig an Temperatur abnimmt.

Unter der warmen oberen Schicht, beständig aber in der 7‰ -Wasserschicht, trifft man darauf in wechselnden Tiefen unter der Oberfläche die erste 4° -Isotherme.

Die Messungen haben Folgendes ergeben:

24. Mai 05 lag sie zwischen 25 und 30 m, indem man fand:	
	25 m — $5^{\circ} 45$ — 7.18‰ ; 30 m — $3^{\circ} 98$ — 7.23‰
7. Mai 06 lag sie zwischen 5 und 10 m, indem man fand:	
	5 m — $4^{\circ} 59$ — 7.20‰ ; 10 m — $3^{\circ} 85$ — 7.20‰
1. Aug. 03 lag sie zwischen 60 und 75 m, indem man fand:	
	60 m — $4^{\circ} 25$ — 7.29‰ ; 75 m — $3^{\circ} 50$ — 7.29‰
26. Juli 05 lag sie zwischen 30 und 40 m, indem man fand:	
	30 m — $4^{\circ} 30$ — 7.30‰ ; 40 m — $3^{\circ} 52$ — 7.34‰
16. Nov. 02 lag sie zwischen 50 und 60 m, indem man fand:	
	50 m — $6^{\circ} 33$ — $> 7.3\text{‰}$; 60 m — $3^{\circ} 14$ — 7.86‰
7. Nov. 04 lag sie zwischen 50 und 60 m, indem man fand:	
	50 m — $4^{\circ} 66$ — 7.11‰ ; 60 m — $3^{\circ} 67$ — 7.32‰
7. Nov. 05 lag sie zwischen 40 und 50 m, indem man fand:	
	40 m — $7^{\circ} 45$ — 7.09‰ ; 50 m — $3^{\circ} 95$ — 7.39‰

Im Frühjahr, wo die Oberflächenerwärmung rasch erfolgt, sinkt die 4° -Isotherme also schnell abwärts (vergl. ihre Positionen Anfangs Mai 06 und Ende Mai 05). Im Sommer ist sie offenbar grossen zufälligen Schwankungen unterworfen (vergl. den grossen Tiefenunterschied zu beinahe denselben Daten in 1905 und 1903). Und dasselbe scheint eigentlich auch im Herbst der Fall zu sein. Zwar liegt sie bei den drei vorliegenden November-Serien immer in der Nähe des 50 m-Niveaus; aber ihre tiefe Lage 1. Aug. 03 macht es wahrscheinlich, dass sie im November bisweilen erheblich grössere Tiefen als die bisjetzt vorgefundenen erreichen kann.

Diese Isotherme bildet die obere Grenze für eine intermediäre kalte Schicht, indem man — in der Regel zwischen 60 und 75 m — ein intermediäres Temperaturminimum von $2\text{—}3\frac{1}{2}^{\circ}$ trifft:

Frühjahr:

- Am 24. Mai 1905 findet man eine 3°-Isotherme zwischen 30 und 35 m in Wasser von ca. 7.25 ‰, sowie eine neue 3°-Isotherme zwischen 80 m (7.70 ‰) und 85 m (8.82 ‰). Niedrigste Temperatur 2° 32 bei 60 m (7.32 ‰).
- Am 7. Mai 1906 findet man eine 3°-Isotherme zwischen 40 und 50 m in Wasser von ca. 7.20 ‰, sowie eine neue 3°-Isotherme zwischen 70 m (7.47 ‰) und 75 m (8.57 ‰). Niedrigste Temperatur 2° 32 bei 70 m (7.47 ‰).

Sommer:

- Am 26. Juli 1905 findet man eine 3°-Isotherme zwischen 40 und 50 m in Wasser von ca. 7.35 ‰, sowie eine neue 3°-Isotherme zwischen 75 m (7.92 ‰) und 100 m (10.30 ‰). Niedrigste Temperatur 2° 36 bei 60 m (7.48 ‰).
- Am 1. August 1903 sind die Beobachtungen zu einer einigermaßen genauen Bestimmung des Minimums nicht dicht genug.

Herbst:

- Am 16. November 1902 findet man eine 3°-Isotherme zwischen 60 und 70 m in Wasser von ca. 7.85 ‰, sowie eine neue 3°-Isotherme zwischen 70 m (7.83 ‰) und 80 m (9.06 ‰). Niedrigste Temperatur 2° 92 bei 70 m (7.83 ‰).
- Am 7. November 1904 *sind die 3°-Isothermen verschwunden*. Niedrigste Temperatur 3° 31 bei 70 m (7.90 ‰), während man bei 80 m Wasser von 9.06 ‰ hat.
- Am 7. November 1905 *sind die 3°-Isothermen auch verschwunden*. Niedrigste Temperatur 3° 47 bei 75 m (8.78 ‰).

Die niedrigsten Temperaturen findet man also so gut wie immer in den unteren Teilen der 7 ‰-Wasserschicht. Nur im November 1905 scheint eine Möglichkeit vorhanden zu sein, dass das Minimum ein kleines Stück unter die 8 ‰-Isohaline gerückt ist.

Das Minimum ist ja bekanntlich der Rest der Winterabkühlung. Im Herbst und Anfang Winter wird die Oberflächenabkühlung lebhaft Konvektionsströme in der beinahe homohalinen Deckschicht hervorrufen; diese wird dadurch allmählich in ihrer ganzen Ausdehnung bis zu der Temperatur abgekühlt, in der Wasser von zwischen 6 und 8 ‰ sein Dichtigkeitsmaximum erreicht, d. h.: ca. 2°—3°¹⁾, und zwischen diesen Grenzen liegen ja auch die mei-

¹⁾ Siehe Publicat. de Circ. Nr. 5.

sten der gefundenen Minima. Wird die Oberflächenabkühlung noch ferner fortgesetzt, so hört die Konvektion auf, indem die Oberfläche nun immer leichter wird; der Abkühlungsprozess kann sich dann nur durch mechanische Vermischungen zwischen den Schichten nach unten hin fortpflanzen, und dies geschieht bedeutend langsamer als durch die Konvektionsströme.

Unter der 8 ‰-Isohaline fängt der Salzgehalt an, stark mit der Tiefe zu wachsen, und die hierdurch bewirkte starke Steigerung in der Dichtigkeit wird die Vermischungsprozesse erschweren und das weitere Abwärtsdringen der Winterkälte erheblich verlangsamen. —

Eine Folge des ganzen Abkühlungsprozesses wird natürlich sein, dass *die genannte obere 4°-Isotherme nicht im Winter existiert*. Sie erscheint dagegen aufs neue im Frühling, wenn die Oberflächen-erwärmung anfängt, sich geltend zu machen; und allmählich, wie die Wärme sich im Laufe des Sommers und Herbstes nach unten hin verbreitet, muss die kalte intermediäre Zone schmaler und ihre Wassermassen etwas erwärmt werden. Solange die Temperatur der 7 ‰-Wasserschicht anfangs Frühjahr noch unterhalb der Temperatur des Dichtemaximums liegt, ruft die Erwärmung aufs neue Konvektionsströmungen hervor, und hierdurch wird die Erwärmung der tiefen Teile der Deckschicht beschleunigt. Sobald diese Temperatur aber überschritten wird, hört die Konvektion auf, und von da an geht die Erwärmung der tiefen Teile der 7 ‰-Schicht nur langsam von Statten; sie ist jedoch ganz deutlich in den Zahlen oben nachzuweisen: während man sowohl bei den Frühlings- als den Sommererien Wasser von unter $2\frac{1}{2}^{\circ}$ trifft, hat das Wasser im November eine Temperatur von etwa 3° bis $3\frac{1}{2}^{\circ}$.

Unter der kalten Zone trifft man eine neue 4°-Isotherme; sie liegt

- 24. Mai 05 zwischen 85 und 90 m (bzw. 8.82 und 9.70 ‰);
- 7. Mai 06 zwischen 75 und 80 m (bzw. 8.57 und 9.25 ‰);
- 1. Aug. 03 zwischen 100 und 150 m (bzw. 8.30 und 11.38 ‰);
- 26. Juli 05 zwischen 75 und 100 m (bzw. 7.92 und 10.30 ‰);
- 16. Nov. 02 zwischen 90 und 100 m (bzw. 9.61 und 10.37 ‰);
- 7. Nov. 04 zwischen 90 und 100 m (bzw. 9.49 und 9.81 ‰);
- 7. Nov. 05 zwischen 75 und 100 m (bzw. 8.78 und 10.43 ‰).

Sie liegt also gewöhnlich auf der Strecke 75—100 m, kann aber auch unter das 100 m-Niveau sinken; und man findet sie, jedenfalls in der Regel, zwischen den 8 ‰ und den 10 ‰ Isohalinen.

Von hier ab und ganz bis zum Boden hat das Wasser demnächst in allen sieben Serien eine Temperatur von über 4° gehabt. Bezüglich der senkrechten Temperaturverteilung im Bodenwasser gilt folgendes:

1) Bisweilen steigt die Temperatur stetig von der 4°-Isotherme ganz bis zum Boden. Dies trat im November 02 ein; schon zwischen 120 und 140 m erreichte das Wasser eine Temperatur von 5°, und am Boden bei 210 m war die Temperatur sogar 5° 79. Die Gotlandtiefe kann also bisweilen Bodentemperaturen von gegen 6° aufweisen.

Auch am 1. Aug. 03 fanden sich im Tiefenwasser Temperaturen von über 5°. Die einzige Messung unterhalb des 100 m-Niveaus war bei 150 m und ergab hier eine Temperatur von 5° 25.

2) Bisweilen steigt die Temperatur von der 4°-Isotherme bis zu den mittleren Schichten des Bodenwassers und hält sich von da an konstant ganz bis zum Boden hinab. Dies trat im Nov. 05 ein: bei 150 m erreichte die Temperatur eine Grösse von 4° 54 und lag zwischen 150 m und dem Boden (215 m) stets zwischen 4° 54 und 4° 51.

3) Bei den vier übrigen Serien erreichte die Temperatur ein Maximum in den höheren Teilen des Bodenwassers, während sie sich in den tiefsten Teilen auf einem konstanten niedrigeren Werte hielt. So:

7. Nov. 04: Max. 4° 64 bei 150 m; von 175 m bis zu 232 m konstant = 4° 49.

24. Mai 05: Max. 4° 63 bei 125 m; von 150 m bis zu 235 m konstant = 4° 52 — 4° 50.

26. Juli 05: Max. 4° 63 bei 125 m; von 150 m bis zu 240 m konstant = 4° 51 — 4° 50.

7. Mai 06: Max. $\left\{ \begin{array}{ll} 4^{\circ} 68 & \text{bei } 125 \text{ m} \\ 4^{\circ} 66 & - \quad 150 \text{ m} \end{array} \right\}$; von 175 m bis zu 226 m konstant = 4° 56—4° 57.

Die Beobachtungen zeigen also, dass das Bodenwasser im ganzen Zeitraum vom Mai bis Mitte November von kälteren Wassermassen überdeckt ist, und dasselbe muss, wie gesagt, auch im Winter der Fall sein. Wie sich aber die Verhältnisse im Spätherbst stellen, ist zur Zeit noch unbekannt. Wir haben ja gesehen, dass die kalte intermediäre Zone im Laufe von Sommer und Herbst allmählich wärmer wird; das Minimum kann schon

Anfang November bis zu $3\frac{1}{2}^{\circ}$ steigen, und da die homotherme obere Schicht noch stets ziemlich warm ist (über 7°), muss die intermediäre Zone folglich noch in der nächst folgenden Zeit einer weiteren Erwärmung unterworfen sein. Die Möglichkeit, dass ihre Temperatur bisweilen eine kurze Zeit über 4° steigen kann, ist wohl deshalb nicht ganz ausgeschlossen, und dann würde ja das über 4° warme Bodenwasser eine kurze Weile in direkte Verbindung mit den über 4° warmen oberen Schichten treten.

Soweit mir bekannt, ist ein solches Phänomen jedoch noch nicht beobachtet worden; und falls es wirklich eintreten sollte, kann es sicherlich für die Erwärmung des Tiefenwassers nur von verschwindender Bedeutung sein.

Zu allen anderen Zeitpunkten des Jahres, wo das Bodenwasser von kälteren Wassermassen überdeckt ist, ist ja ferner eine Erwärmung der Bodenschicht von oben her ganz ausgeschlossen. Und wir sehen also, dass die Ursache für ihren verhältnismässig hohen Wärmeinhalt in den durch stossweise horizontale Einströmungen zugeführten Wärmemengen liegen muss. Wie früher erwähnt liegt die deutsche Station D Ostsee 11 eben in dem Kanal, der zu dem Hauptbassin der inneren Ostsee führt, und am Boden hier sind folgende Mittelwerte vorgefunden:

Febr.	Mai	Aug.	Nov.
$4^{\circ} 9 - 11.77 \text{ ‰}$	$4^{\circ} 0 - 13.16 \text{ ‰}$	$4^{\circ} 1 - 11.50 \text{ ‰}$	$5^{\circ} 8 - 11.81 \text{ ‰}$

Diese Zahlen geben als jährliche Durchschnittswerte eine Temperatur von $4^{\circ} 7$ und einen Salzgehalt von 12.1 ‰ . Während die Temperatur somit gut mit der Bodentemperatur in der Gotlandtiefe passt, scheint der Salzgehalt etwas zu gering, da die Wassermassen ja auf ihrem Weg von D 11 zu der Gotlandtiefe notwendigerweise durch Mischung etwas verdünnt werden müssen.

Die Erklärung liegt darin, dass die Einströmung von D 11 nicht kontinuierlich, sondern stossweise vor sich geht; und da obenstehende Mittelzahlen durchschnittlich für alle Zeitpunkte gelten, d. h. sowohl für Zeiträume, in denen das Bodenwasser bei D 11 stagnierend ist, als auch für Zeiträume, in denen es einwärts strömt, kann man darauf rechnen, dass der Salzgehalt in dem *einströmenden* Bodenwasser erheblich über 12.1 ‰ ist, wenn es D 11 passiert.

Sieht man die einzelnen Beobachtungen auf D 11 durch, so findet man hier oft Bodenwasser von über 13 ‰ . Nimmt man

an, dass solches Wasser salzig genug sein wird, um die Bodenschicht in der Gotlandtiefe zu erneuern, so wird es besonderes Interesse haben, die Temperaturen in derselben zu betrachten. Hierüber liegen folgende Beobachtungen vor:

19. Feb. 03: 4° 57 — 13.73 ‰	4. Mai 05: 5° 00 — 13.22 ‰
7. Feb. 07: 6° 51 — 14.63 ‰	28. April 07: 4° 37 — 13.21 ‰
14. Mai 03: 3° 23 — 14.51 ‰	7. Aug. 02: 5° 10 — 14.69 ‰
12. Mai 04: 3° 27 — 13.21 ‰	8. Nov. 04: 6° 50 — 13.15 ‰

Es gibt also zu jeder Jahreszeit die Möglichkeit, am Boden auf D 11 Wasser zu treffen, das auf einmal über 13 ‰ salzig ist, und eine Temperatur von wenigstens 5° hat. *Zu jeder Jahreszeit werden also Einströmungen von Wasser stattfinden können, das sowohl salzig genug ist, um das Bodenwasser im Hauptbassin der Ostsee zu erneuern, als auch eine hinreichend hohe Temperatur hat, um demselben bedeutende Wärmemengen zuzuführen.*

Hierbei ist natürlich nicht die Rede von der Häufigkeit der Einströmungen; es ist nur hervorzuheben, dass die Warmwasser-einströmungen nicht an eine bestimmte Jahreszeit gebunden zu sein brauchen.

Man sieht aber auch aus den obigen Zahlen, dass *die Salzwassereinströmungen andererseits nicht immer warm zu sein brauchen.* Im Mai sinkt die Temperatur des salzigen Bodenwassers bisweilen bis zu beinahe 3°; und wir werden nun an einigen Beispielen von Zeitpunkten ausserhalb des hier behandelten 5-jährigen Zeitraums nachweisen, dass, *wenn solches Wasser sich den Weg zu der Gotlandtiefe bahnt, es eine erhebliche Abkühlung ihrer tiefen Schichten hervorruft.*

Bei der Behandlung der übrigen Ostseegebiete ist das aus unserem fünfjährigen Zeitraum vorliegende Material so gross, dass man allein auf Grundlage desselben einen Überblick sowohl über die normalen Durchschnittsverhältnisse, als auch über die wichtigsten Ausnahmestände bekommen kann, und wir sind deshalb nicht früher über diesen Zeitraum hinausgegangen. Hier in der Gotlandtiefe aber, wo nur 7 Serien vorliegen, werden wir auch die Temperaturmessungen von der finnischen Serie am 29. Juni 1908 benutzen.

Diese zeigt dann, dass *bisweilen erhebliche Abweichungen von der oben beschriebenen Temperaturverteilung im Bodenwasser eintreten können.* Bei genannter Gelegenheit fand man nämlich:

Erstes Maximum $11^{\circ} 13$ bei 0 m.
 Erste 4° -Isotherme zwischen 50 und 60 m.
 Erstes Minimum $2^{\circ} 37$ bei 70 m.
 Zweite 4° -Isotherme zwischen 90 und 100 m.
 Zweites Maximum $4^{\circ} 51$ bei 150 m.
 Dritte 4° -Isotherme zwischen 150 und 175 m.
 Zweites Minimum $3^{\circ} 81$ am Boden bei 216 m (12.05 ‰).

Mitunter können also kalte Frühlingseinströmungen sich geltend machen, so dass die Temperatur der Bodenschicht unter 4° sinkt. —

Bei genannter Gelegenheit waren drei gut entwickelte 4° -Isothermen unter einander vorhanden; die schwedischen Messungen im Juli—August 1877 zeigen indessen, dass die Abkühlung des Bodenwassers mitunter sogar so weit vorwärts schreiten kann, dass die beiden untersten 4° -Isothermen zusammenfließen und verschwinden. 1877 fand man nämlich in den tiefen Schichten auf »Gotlandtief« nur Temperaturen bis zu $3^{\circ} 9$; nur die oberste 4° -Isotherme existierte als Grenze für die warmen oberen Schichten, und die kalte intermediäre Zone (Minimum: $1^{\circ} 8$ bei 50 m) wurde von zwei 3° -Isothermen begrenzt. — Zwar fanden sich 1877 an vereinzelten Stellen des zentralen Ostseebassins ausserhalb der Station »Gotlandtief« Temperaturen von $4^{\circ} 0$ bis $4^{\circ} 2$; das warme Wasser hatte aber überall eine so geringe Ausdehnung, dass es zu diesem Zeitpunkt praktisch gesprochen vom Zentralbassin gänzlich weggetrieben worden war.

Nimmt man die Mitteltemperatur von allen oben angeführten Beobachtungen in dem über 13 ‰ salzigen Bodenwasser auf D 11, so findet man sehr nahe die jährliche Durchschnittstemperatur für alles Bodenwasser an diesem Ort wieder, indem man nämlich bekommt: $4^{\circ} 8$; und nach den einzelnen Quartalen verteilen sich die Mitteltemperaturen wie folgt:

Feb.: $5^{\circ} 5$; Mai: $4^{\circ} 0$; Aug.: $5^{\circ} 1$; Nov.: $6^{\circ} 5$.

Nach den bisjetzt vorliegenden Beobachtungen zu urteilen, sinken die Mitteltemperaturen also nicht unter 4° , sind aber im Allgemeinen erheblich über 4° . Und da nun ferner die Temperatur in den tiefsten Schichten nur sehr langsam mit der Tiefe variiert, so wird die Temperaturveränderung, die die Vermischungen in dem von D 11 gegen die Gotlandtiefe einströmenden Wasser her-

vorrufen, nicht besonders gross sein können. *Alles in allem spricht also die Wahrscheinlichkeit dafür, dass eine Bodentemperatur von über 4° durchschnittlich das häufigste im Gotlandbassin sein wird.*

Jedoch darf man natürlich nicht übersehen, dass das Beobachtungsmaterial noch allzu klein ist, um etwas ganz definitives aussagen zu können. *So viel ist jedoch sicher, dass ein über 4° warmes Bodenwasser der herrschende Zustand in dem Zeitraum gewesen ist, mit welchem wir hier zu tun haben: 1902—07.*

C. Der Sauerstoffgehalt.

Wie gewöhnlich nehmen die Sauerstoffprocente von oben nach unten hin ab. An der Oberfläche ist das Wasser einigermaßen mit Sauerstoff gesättigt, und noch die tiefsten Sauerstoffanalysen im 7 ‰ Wasser haben ergeben:

24. Mai 05 bei 50 m: 92.7 ‰ (7.30 ‰)	16. Nov. 02 bei 70 m: 77.6 ‰ (7.83 ‰)
7. Mai 06 bei 70 m: 88.7 ‰ (7.47 ‰)	7. Nov. 04 bei 50 m: 88.2 ‰ (7.11 ‰)
26. Juli 05 bei 75 m: 69.2 ‰ (7.92 ‰)	7. Nov. 05 bei 65 m: 81.6 ‰ (7.79 ‰)

Hier ist das Wasser also noch in der Regel gut ventiliert; zwar war das Sauerstoffprozent verhältnismässig niedrig im Juli 1905, aber der Salzgehalt war auch 7.92 ‰, so dass die Messung also an der unteren Grenze der 7 ‰-Wasserschicht genommen ist.

Sobald man das 10 ‰-Wasser erreicht, geht indessen eine erhebliche Reduktion des Sauerstoffprocentes vor sich. Man findet nämlich:

24. Mai 05 bei 100 m: 10.17 ‰ — 43.3 ‰	16. Nov. 02 bei 100 m: 10.37 ‰ — 40.4 ‰
7. Mai 06 bei 100 m: 10.23 ‰ — 39.7 ‰	7. Nov. 04 bei 100 m: 9.81 ‰ — 38.1 ‰
125 m: 10.99 ‰ — 34.8 ‰	7. Nov. 05 bei 100 m: 10.43 ‰ — 42.2 ‰
26. Juli 05 bei 100 m: 10.30 ‰ — 36.0 ‰	

Schon hier enthält das Wasser also nicht die Hälfte der zur Sättigung notwendigen Sauerstoffmenge. Und schliesslich ist das Sauerstoffprozent durchgehends noch niedriger am Boden, indem man hier findet:

24. Mai 05 bei 235 m: 22.2 ‰	16. Nov. 02 bei 210 m: 39.9 ‰
7. Mai 06 bei 226 m: 10.7 ‰	7. Nov. 04 bei 232 m: 28.3 ‰
26. Juli 05 bei 240 m: 3.5 ‰	7. Nov. 05 bei 215 m: 10.4 ‰

Das Sauerstoffprozent am Boden schwankt also von beinahe 0 bis zu beinahe 40 %. Am 16. November 1902, zu welcher Zeit das Bodenwasser seinen grössten Sauerstoffgehalt erreichte, war sowohl dieses als das Sauerstoffprozent übrigens grösser als in den zunächst über dem Bodenwasser liegenden Schichten; bei dieser Gelegenheit fand man nämlich folgende Verteilung:

m	O ₂ ccm	%
100	3.39	40.4
140	2.67	32.6
210	3.20	39.9

Das warme Bodenwasser muss also ziemlich kürzlich in die Gotlandtiefe gekommen sein. Wie man sich erinnern wird¹⁾, wehte zwischen 7. und 13. August 1902 ein 3-tägiger Weststurm, der die hydrographischen Verhältnisse in dem Bodenwasser auf D 11 ganz veränderte; man fand nämlich:

7. Aug. bei 60 m: 5° 10 — 14.69 ‰ — 47.6 %;
 13. Aug. bei 68 m: 4° 40 — 10.99 ‰ — . . . %.

Der Sturm hat also das warme, salzige und sauerstoffreiche Wasser vom Boden auf D 11 ganz weggepresst, und man darf als Folge des Obenstehenden ziemlich wahrscheinlich annehmen, dass das Wasser in die Ostsee gepresst wurde und nach einiger Zeit in der Gotlandtiefe angekommen ist. Es ist zwar wahr, dass die Temperatur am Boden der Gotlandtiefe im November erheblich höher ist als bei 60 m auf D 11 im August; 60 m ist ja aber keineswegs die grösste Tiefe in diesem Gebiet. Die Tiefe auf D 11 kann mehr als 70 m erreichen, und da eben am 7. Aug. 1902 eine schnelle Temperatursteigerung mit wachsender Tiefe in den unteren Wasserschichten stattfand, ist das Wasser zu diesem Zeitpunkt in den tiefsten Gebieten des Kanals südlich von der Mittelbank offenbar bedeutend wärmer als 5° 10 gewesen. Es ist nicht möglich, eine ausführliche Begründung dieser Hypothese zu geben; sie scheint aber ziemlich wahrscheinlich, und gibt, — vorausgesetzt dass sie richtig ist, — einen Beweis dafür, dass *atmosphärische Störungen sich ganz bis zu den allertiefsten Wasserschichten der Ostsee werden geltend machen können.*

¹⁾ Siehe die vorhergehende Behandlung des Bornholmbassins.

Wir wollen nun die Behandlung der Gotlandtiefe mit einer Übersicht über die Fälle, in welchen ihre tiefsten Schichten erneuert worden sind, abschliessen.

Wie schon gesagt, deutet das hohe Sauerstoffprozent 39.9 % bei 210 m am 16. November 1902 darauf hin, dass dieses Wasser vor verhältnismässig kurzer Zeit hereingekommen ist. Bei der nächsten Messung, die bis zum Boden reicht, nämlich am 7. November 1904, fand man ein ganz anderes Bodenwasser als im November 1902, was man daraus sehen kann, dass die Bodentemperatur von 5° 79 bis auf 4° 49 gesunken ist, und wir müssen deshalb annehmen, dass *das Bodenwasser während der Zeit zwischen November 1902 und November 1904 erneuert worden ist*. Die Salzgehaltsbestimmungen können leider nicht benutzt werden, da sie in beiden Fällen unzuverlässig sind; das Sauerstoffprozent ist dagegen nur von 39.9 % auf 28.3 % gesunken, und auch jetzt muss man sagen, dass das Bodenwasser ziemlich sauerstoffhaltig ist.

Um eine Schätzung über die Verhältnisse in der nächst folgenden Zeit zu bekommen, stellen wir die Serien vom 7. November 1904 und 24. Mai 1905 zusammen. Wir finden dann folgende Tabelle:

7. Nov. 04					24. Mai 05				
m	t°	S ‰	O ₂	‰	m	t°	S ‰	O ₂	‰
150	4° 64	11.06	...	...	150	4° 52	11.58	...	...
175	4° 49	11.74	...	...	175	4° 50	11.74	...	...
200	4° 49	11.69 (?)	2.70	32.5	200	4° 50	11.85	2.54	30.6
232	4° 49	11.49 (?)	2.36	28.3	235	4° 50	12.09	1.84	22.2

Man sieht also, teils dass die Verhältnisse bei 175 m ganz gleich zu den beiden Zeitpunkten sind, teils dass die Temperaturen in der ganzen Wassersäule auch unverändert sind. Es liegt deshalb nahe anzunehmen, dass auch der Salzgehalt bei 200 und 232 m in Wirklichkeit unverändert ist, und dass der Sauerstoffverlust von der gewöhnlichen Ursache herrührt: dem organischen Verbrauch. Es scheint deshalb, dass das *Wasser stagnierend vom November 1904 bis zum Mai 1905 gewesen ist*.

Am 26. Juli 1905 ist dagegen sicher eine Veränderung eingetreten; an diesem Tage fand man:

m	t°	S ‰	O ₂	‰
150	4° 51	11.73	1.63	19.6
200	4° 50	12.11	1.24	15.0
240	4° 50	12.21	0.29	3.5

10*

Man sieht also, dass in der ganzen Wassersäule von 150 m bis zum Boden eine erhebliche Steigerung in dem Salzgehalt vor sich gegangen ist; *zwischen Mai 1905 und Juli 1905 müssen also bedeutende neue Wassermassen in das Gotlandbassin eingeströmt sein.* Das Wasser hat dieselbe Temperatur als das früher Vorhandene, und dessen Sauerstoffgehalt ist erheblich geringer als der des alten Bodenwassers. *Das neue Bodenwasser muss also lange Zeit hindurch von der Verbindung mit der Atmosphäre abgesperrt gewesen sein, bevor es die Gotlandtiefe erreichte.*

Am 7. November 1905 fand man darauf folgendes:

m	t°	S ‰	O ₂	‰
150	4° 54	11.73	1.91	23.0
175	4° 52	11.91	1.39	16.7
200	4° 53	12.00	1.26	15.2
215	4° 51	12.09	0.86	10.4

Wenn man Rücksicht auf den Tiefenunterschied zwischen den beiden Bodenbeobachtungen nimmt, so muss man zugeben, dass die Verhältnisse im November und Juli 1905 praktisch gesprochen gleich sind d. h. *vom Juli bis zum November 1905 ist das Wasser stagnierend gewesen.*

Und schliesslich am 7. Mai 1906 fand man:

m	t°	S ‰	O ₂	‰
150	4° 66	11.13	2.78	33.5
175	4° 56	11.78	1.37	16.5
200	4° 56	11.87	1.09	13.2
226	4° 57	11.92	0.89	10.7

Wie man sieht, ist die Temperatur bei 150 m ziemlich bedeutend gestiegen, und diese Steigerung scheint nicht durch Mischungsprozesse erklärt werden zu können. Es muss also eine Einströmung um das 150 m-Niveau stattgefunden haben, und es liegt deshalb nahe anzunehmen, dass *diese Einströmung sich jedenfalls ein wenig auch bis in die tiefsten Schichten erstreckt hat*; die Temperatursteigerung ist hier nur unbedeutend, dagegen ist aber eine erhebliche Abnahme in dem Salzgehalt geschehen.

V. DIE LANDSORTTIEFE.

Diese Station, die auf $58^{\circ} 42'$ N. — $18^{\circ} 26'$ O. liegt, ist bekanntlich die tiefste der ganzen Ostsee, indem sie in einer schmalen, über 400 m tiefen Versenkung liegt.

Die sehr eigentümlichen Bodenverhältnisse an diesem Ort erinnern, — wenn auch natürlich in sehr verkleinertem Massstabe, — an die »grabenförmigen« Rinnen, die an zahlreichen Stellen in dem Boden der Ozeane längs den vulkanischen Küsten vorhanden sind; so der Sundagraben bei Java, die Tuscarora-Tiefe u. s. w.

Die 400 m-Kurve in der Landsorttiefe hat nämlich (nach den schwedischen Spezialkarten zu urteilen) fast die Form eines schmalen Rechteckes, das sich genau parallel mit der Küstenlinie von NO nach SW in einer Entfernung von nur ca. 13 Seemeilen vom Lande erstreckt. In seiner Längsrichtung misst dieses Rechteck etwa 12 Seemeilen, während die Breite nicht auf mehr als ein paar Seemeilen veranschlagt werden kann. Eine ganz ähnliche Hauptform hat die 300 m-Kurve, während die 200 m-Kurve ziemlich unregelmässig ist.

In der nordöstlichen Ecke des Rechteckes erreichen die Tiefen 427 m, und in dem südwestlichen Teil ist sogar eine Lotung von 469 m (auf einigen Karten 463 m) ohne Boden angegeben. Auf Grundlage der schwedischen Seekarten Nr. 7 und Nr. 30 habe ich von dieser Tiefe aus Neigungswinkel des Meeresbodens in verschiedenen Azimuthen nach einigen Lotungen in der Umgegend bestimmt. Die wichtigsten dieser Neigungen sind folgende:

gegen WNW	$6\frac{1}{2}^{\circ}$	(bis zu 94 m in einer Entfernung von 1.8 Seemeilen von der Lotung von 469 m);
— SW	$2\frac{1}{4}^{\circ}$	(bis zu 105 m in einer Entfernung von 5 Seemeilen von der Lotung von 469 m);
— SO	4°	(bis zu 213 m in einer Entfernung von 2 Seemeilen von der Lotung von 469 m);
— O	2°	(bis zu 182 m in einer Entfernung von 4.5 Seemeilen von der Lotung von 469 m);
— N	$2\frac{1}{2}^{\circ}$	(bis zu 311 m in einer Entfernung von 2 Seemeilen von der Lotung von 469 m);
— NOzO	$0^{\circ} 40'$	(bis zu 397 m in einer Entfernung von 3.5 Seemeilen von der Lotung von 469 m).

Die Längsrichtung des Grabens geht, wie gesagt, von NO nach SW; eine Sektion ganz senkrecht auf den inneren Rand hat man

somit nicht legen können. Die Sektion, die sich dem am meisten nähert, ist die erstgenannte, die also eine Neigung von nicht weniger als $6\frac{1}{2}^{\circ}$ zeigt; und ein genauer perpendikulärer Schnitt wird offenbar *eine Böschung von über 7° zeigen*.

So schroff fällt also der Kontinentalsockel abwärts gegen den Landsort Graben ab. Die Sektion gegen SO geht ziemlich nahe senkrecht auf die äussere Wand der Rinne, und diese hebt sich also mit einer Böschung von 4° gegen das offene Meer.

Alle anderen angeführten Sektionen gehen mehr oder weniger in der Längsrichtung des Rechteckes. Gegen SW wird die Rinne mit einer Steigung von $2\frac{1}{4}^{\circ}$ abgeschlossen; und die schwächste Böschung bekommt man natürlich in der Sektion, die hauptsächlich in der Längsrichtung der Rinne geht, nämlich in der zuletzt angegebenen.

Bekanntlich sind so grosse Neigungen des Meeresbodens als Seltenheiten zu betrachten, indem schon Neigungen von 1° zu den bedeutenden gerechnet werden¹⁾. Und zum ferneren Vergleich werden wir einige Messungen von anderen Teilen der Ostsee anführen.

8 Seemeilen NW von der grössten Tiefe des Gotlandbassins, 249 m, liegt eine kleine Bank, wo die Tiefe nur 40 m ist; an diesem Ort kommt die grösste Neigung in dem ganzen Gotlandbassin vor, und sie beträgt nur $0^{\circ} 50'$. Sonst sind die Neigungen in dieser Tiefe viel geringer. Die Stelle mit 249 m liegt 33 Seemeilen vom nächsten Land (der Östergarnsholm bei Gotland), und lässt man die relativ unbedeutende Bank ausser Betracht, beträgt die durchschnittliche Neigung an dieser Stelle nur $0^{\circ} 15'$.

Bornholm entlang nähert die 40 m-Kurve sich oft in einem Abstand von nicht ganz 2 Seemeilen dem Land, und an solchen Stellen kann man noch unter der 40 m-Isobathe Neigungen von etwa $\frac{1}{2}^{\circ}$ treffen (östlich von Christiansö ist somit nur eine Entfernung von 3 Seemeilen zwischen den Kurven von 20 und 50 Faden, Dänische Seekarte Nr. 142); sonst scheinen aber überhaupt in dem ganzen Bornholmbassin unter der 40 m-Kurve an keiner Stelle Neigungen erheblich über 10—15' vorzukommen.

Schliesslich ist anzuführen, dass man am 8. August 06 2 Seemeilen östlich von dem Hela Leuchtturm schon 107 m mass, so dass die übrigens sehr gleichmässige Danziger Tiefe sich hier offenbar dicht unter Land erstreckt. Der Neigungswinkel vom Land auswärts erreicht hier bis $1\frac{3}{4}^{\circ}$.

Diese Beispielen geben durch Vergleich mit den Massen von der

¹⁾ Vgl. Krümmels Handbuch Bd. I S. 96, sowie überhaupt S. 88—100.

Landsorttiefe einen klaren Eindruck, wie schroff der Boden nach allen Seiten gegen die Landsort Rinne abfällt, und wie selten die hier angeführten Neigungswinkel sonst sind.

Die hydrographischen Verhältnisse der Landsorttiefe sind nur wenig untersucht, und an Bedeutung können sie sich selbstverständlich bei weitem nicht mit den Verhältnissen in der Gotlandtiefe messen. Es liegen im ganzen nur 4 Serien vor, nämlich:

5—6. Aug. 02, 12. Nov. 02, 7. Aug. 03, 27. Nov. 03.

Von der November Messung 1902 ist ferner zu bemerken, dass die Salzgehaltsbestimmungen unsicher sind.

Der Salzgehalt.

Die nordwestliche Lage der Station zeigt sich dadurch, dass *das 7 ‰-Wasser nun vollständig von der Oberfläche verschwunden ist*. So fand man bei 0 m (in chronologischer Reihenfolge):

6.17 ‰ 6.76 ‰ (?) 5.93 ‰ 6.42 ‰

Der Oberflächensalzgehalt sinkt also bisweilen sogar unter 6 ‰; im August 1903 fand man die 6 ‰-Isohaline jedoch schon zwischen 10 und 15 m unter der Oberfläche.

Die 7 ‰-Isohaline trifft man erst in bedeutenden Tiefen, nämlich:

zwischen 40 und 50 m; zwischen 20 und 30 m (?); bei 40 m;
zwischen 50 und 60 m.

Also in der Regel unter dem 40 m-Niveau. Ferner ist die 7 ‰-Wasserschicht nun auf eine dünne mittlere Schicht reduziert; die 8 ‰-Isohaline fand man nämlich schon:

zwischen 60 und 80 m (9.09 ‰);
zwischen 30 und 50 m (8.28 ‰; ?);
zwischen 60 und 70 m (8.39 ‰);
zwischen 60 und 80 m (9.42 ‰).

Bei 100 m hat der Salzgehalt alle viermal um $9\frac{1}{2}$ ‰ gelegen; und in der ganzen untersten über 300 m dicken Wassersäule bis zum Boden variiert der Salzgehalt nur wenig. Die tiefsten Salzgehaltsbeobachtungen waren:

400 m: 10.19 ‰; 345 m: 10.30 ‰ (?); 400 m: 10.19 ‰; 400 m:
9.83 ‰ (?).

Auch an die letzte Bestimmung knüpft sich etwas Unsicherheit, indem sie in dem Bulletin als »vielleicht unrichtig« bezeichnet ist; im November 1903 fand man nämlich bei 300 m ein σ_t von 7.90, bei 400 m ein σ_t von 7.87. Man kann also doch kaum annehmen, dass der angegebene Wert sich besonders von dem richtigen entfernt.

Wie gesagt, ist der Salzgehaltsunterschied zwischen 100 und 400 m nur ziemlich gering, und der Salzgehalt der unteren Schicht scheint auch nur schwach mit der Zeit zu variieren.

Die Temperatur.

Mit Rücksicht auf die Temperaturverteilung trifft man ganz dasselbe Verhalten wie in der Gotlandtiefe: zwei intermediäre 4°-Isothermen, die eine 2—3° kalte mittlere Schicht von über 4° warmen Ober- und Bodenschichten trennen. In chronologischer Reihenfolge sind die Beobachtungsergebnisse folgende:

Eine Oberflächen-temperatur von	13° 61	5° 09	15° 58	5° 67
Erste 4°-Isotherme	zwischen 30 und 40 m (6.71 — 6.98 ‰)	zwischen 20 und 30 m (6.96 — 7.68 ‰)	zwischen 50 und 60 m (7.09 — 7.18 ‰)	bei 60 m (7.21 ‰)
Minimum	2° 21 (50 m; 7.07 ‰)	2° 85 (40 m; ca. 8 ‰)	2° 80 (60 m; 7.18 ‰)	3° 88 (80 m; 9.42 ‰)
Zweite 4°-Isotherme	zwischen 100 und 125 m (9.60 — 9.90 ‰)	zwischen 100 und 140 m (9.78 — 10.16 ‰)	zwischen 100 und 125 m (9.51 — 9.83 ‰)	zwischen 125 und 150 m (9.58 — 9.72 ‰)
Bodentemperatur	4° 34	4° 34	4° 43	4° 27

Die obere 4°-Isotherme ist also immer in dem salzarmen Wasser vorhanden: entweder in dem 6 ‰- oder in dem 7 ‰-Wasser; die untere 4°-Isotherme liegt dagegen in der salzigen unteren Schicht, in der Regel offenbar zwischen den 9 ‰- und den 10 ‰-Isohalinen. In den drei ersten Fällen ist das Minimum gut ausgeprägt und liegt in oder nahe an dem 7 ‰-Wasser; in dem letzten Fall *scheint* es dagegen nur schwach entwickelt und liegt in dem salzigen Wasser. Dieses Verhalten ist jedoch wohl zunächst als ein nur anscheinendes aufzufassen. Vom November 1903 liegen nämlich keine

Messungen zwischen 60 m ($4^{\circ} 00$ — 7.21 ‰) und 80 m ($3^{\circ} 88$ — 9.42 ‰) vor, und es scheint am wahrscheinlichsten, dass noch niedrigere Temperaturen in den süßen Wassermassen auf der zwanzig Meter langen Strecke gewesen sind, von der keine Messungen vorliegen.

Die Tiefe der Isothermen stimmt im wesentlichen gut mit den Verhältnissen im Gotlandtief überein, und wir können deshalb auf die dort gegebenen Erklärungen verweisen. Wir machen ferner darauf aufmerksam, dass die Bodentemperatur ziemlich nahe dieselbe in der Landsort- und in der Gotlandtiefe ist, und die Beobachtungen sind nicht zahlreich genug, um zu entscheiden, ob es von einem Zufall herrührt, dass *das Bodenwasser ein wenig kälter an der erstgenannten Stelle erscheint*. Es ist ja indessen ziemlich wahrscheinlich, dass es sich wirklich in der Regel so verhalten wird; die Hauptzufuhr von salzigem Wasser zu der Landsorttiefe muss ja unzweifelhaft von der Gotlandtiefe nördlich um Gotland erfolgen, da die Tiefen hier den ganzen Weg bedeutend sind. Und da die einströmenden Wassermassen den ganzen Weg von kälterem Wasser überdeckt sind, muss ihre Temperatur ja notwendigerweise allmählich etwas reduziert werden; besonders viel kann es wohl jedoch kaum sein, da die Temperatur nur schwach in den verschiedenen Tiefen der unteren Schicht variiert.

Von anderen bemerkenswerten Tatsachen wollen wir nur die Aufmerksamkeit auf *die niedrigen Oberflächentemperaturen im November lenken*. Sie sind auf Landsorttief nur $5^{\circ} 09$ bis $5^{\circ} 67$, während sie auf Gotlandtief von $6^{\circ} 27$ bis zu $8^{\circ} 44$ variieren, und in der Danziger Tiefe von $8^{\circ} 35$ bis zu $10^{\circ} 39$. Wir sehen also, dass die nördliche Lage deutlich zu merken ist, indem die Winterabkühlung sich nun schneller geltend macht als weiter gegen Süden.

Im November kann man ja erwarten, eine homotherme obere Schicht von bedeutender Dicke zu finden. Dies war auch der Fall im November 1903, wo die Temperatur in den obersten 50 m sich beinahe konstant hält: $5^{\circ} 67$ bei 0 m und $5^{\circ} 92$ bei 50 m; man findet also sogar bei dieser Gelegenheit Zeichen für ein intermediäres Maximum bei 50 m, was ja bekanntlich ganz natürlich ist¹⁾.

Dass indessen zufällige meteorologische Verhältnisse stark modifizierend eingreifen können, zeigen die interessanten Messungen vom November 1902; *bei dieser Gelegenheit war die obere*

¹⁾ Siehe meine Abhandlung über den Finnischen Meerbusen.

Schicht nämlich sehr dünn, indem man folgende Temperaturverteilung fand:

0 m: 5° 09 (6.76 ‰); 10 m: 4° 76 (6.71 ‰); 20 m: 4° 53 (6.96 ‰);
30 m: 3° 62 (7.68 ‰); 40 m: 2° 85.

Schon bei 30 m trifft man also die unter 4° kalten mittleren Schichten, und die einigermaßen warme obere Schicht — die ausserdem nur annähernd für homotherm gelten kann — ist nur ein wenig über 20 m dick; die Salzgehaltsverteilung scheint dann auch anzudeuten, dass eine Aufstauung des kalten 7 ‰-Wassers aus irgend einem Grund eingetreten ist, so dass dessen Niveau sich ungewöhnlich hoch gegen die Oberfläche gehoben hat.

Der Sauerstoffgehalt.

Aus dem vorliegenden Material kann man natürlich nicht besonders viele Schlussfolgerungen ziehen; aber mit Rücksicht auf das *Bodenwasser* zeigen sie doch ein sehr interessantes Verhalten. Leider reichen die Sauerstoffmessungen vom August 1902 nur bis zu 100 m hinab, so dass man nur im ganzen 3 Bodenbeobachtungen besitzt. *Diese zeigen indessen alle einen Sauerstoffgehalt von ca. 30 ‰; wenn man bedenkt, dass das Bodenwasser im Bornholmbassin oft einen Sauerstoffgehalt von unter 10 ‰ zeigt, kann man also sagen, dass das Bodenwasser in der Landsorttiefe bei den genannten Gelegenheiten sogar ziemlich gut ventiliert gewesen ist.*

Von 100 m abwärts variiert sowohl O₂ als das Sauerstoffprozent zwar nicht besonders stark; es zeigt sich aber doch, dass das *Bodenwasser etwas besser ventiliert sein kann als die darüberliegenden Schichten.* So fand man:

12. Nov. 02:			7. Aug. 03:			27. Nov. 03:		
m	O ₂	‰	m	O ₂	‰	m	O ₂	‰
100	2.90 cc	34.0	100	2.47 cc	28.9	100	3.03 cc	35.4
160	2.29 cc	27.3	200	2.21 cc	26.2	200	2.27 cc	26.7
345	2.53 cc	30.0	400	2.28 cc	27.1	400	2.67 cc	31.6

Man sieht, dass das Bodenwasser jedenfalls bei den beiden November-Messungen einen grösseren Sauerstoffgehalt hat als das Wasser bei ca. 200 m; der Unterschied ist freilich nicht gross, aber doch grösser als der durchschnittliche Beobachtungsfehler, und er geht ja an beiden Stellen nach derselben Seite.

Wie oben entwickelt, liegt das 400 m-Wasser am Boden eines verhältnismässig schroffen Trichters, und man sollte also am meisten geneigt sein anzunehmen, dass die Wasserzirkulationen mit abnehmender Intensität vor sich gingen, je tiefer man in den Trichter hinabkäme; aber dies scheint also doch nicht immer der Fall zu sein, — um so weniger, als man wohl hier wie an allen anderen Stellen mit einem grösseren, organischen Sauerstoffverbrauch in der Bodenschicht als in den mittleren Schichten rechnen muss.

Stellt man die Bodenbeobachtungen chronologisch zusammen, bekommt man folgende Tabelle:

	m	t°	S‰	O ₂
5—6. Aug. 02:	400	4° 34	10.19	
12. Nov. 02:	345	4° 34	10.30 ?	2.53
7. Aug. 03:	400	4° 43	10.19	2.28
27. Nov. 03:	400	4° 27	ca. 9.83	2.67

So scheint es, dass zwischen August und November 1903 eine Einströmung von ein wenig kälterem, süsserem und sauerstoffreicherem Wasser vor sich gegangen ist als das früher vorhandene; die Steigerung in O₂ kann ja nämlich infolge der vorhergehenden Tabelle nicht durch vertikale Zirkulationen eingetreten sein; und da alle Sauerstoffanalysen hier nach derselben Methode ausgeführt sind, scheint es auch nicht wahrscheinlich, dass die Steigerung auf Beobachtungsfehlern beruhen kann.

Diese Einströmung ist jedoch vielleicht nur eine unbedeutende Verschiebung in den am Boden der Landsorttiefe schon im Aug. 03 vorhandenen Wassermassen. Wann sie in die Landsorttiefe hineingekommen sind, lässt sich nicht mit Bestimmtheit feststellen, und es ist möglich, dass alle vier Bodenbeobachtungen im grossen Ganzen zu derselben Wassermasse gehören. Falls dies richtig ist, kann man wohl wegen des grossen Sauerstoffgehalts davon ausgehen, dass das Bodenwasser erst verhältnismässig kürzlich in die Landsorttiefe hineingekommen ist.

Tritt nun eine längere Stagnation ein, so wird der Sauerstoffgehalt selbstverständlich allmählich stark reduziert werden, und es ist möglich, dass die vorgefundenen hohen Sauerstoffprocente zu den Seltenheiten gehören; *nichtsdestoweniger hat es doch Interesse zu sehen, dass sie überhaupt in diesen tiefen und isolierten Wasserschichten vorkommen können.*

Mit Rücksicht auf *die höheren Wasserschichten* ist nur zu bemerken, dass das Oberflächenwasser im August 1903 nur 86.7 % Sauerstoff enthielt, was ein neues Beispiel dafür ist, dass man mitunter hier Untersättigungen treffen kann, die für Oberflächenwasser als bedeutend anzusehen sind.

Ausserdem besteht ein ausgeprägter Zusammenhang zwischen dem Sauerstoffgehalt des Wassers und der Temperaturverteilung in den beiden November-Messungen: Im November 1903, wo lebhaft vertikale Zirkulationen eine beinahe homotherme, 50 m dicke, obere Schicht hervorbrachten, war diese auch überall von genau demselben Sauerstoffgehalt, indem man bei 0 m 91.0 und bei 50 m 91.3 % Sauerstoff traf. Im November 1902 aber, wo die warme obere Schicht nur dünn war, war das Sauerstoffprozent bei 20 m 82.9 % und bei 50 m nur 60.9 %.

VI. DER NORDOSTLICHE ABSCHLUSS DES OSTSEEBASSINS.

Die Hauptsenke des Ostseebassins besteht bekanntlich aus einer über 100 m tiefen Partie, die ungefähr wie ein Hufeisen gebildet ist. Dessen östlicher Zweig erstreckt sich ungefähr von der Danziger Tiefe gegen Norden zwischen Gotland und Russland und erreicht die grössten Tiefen in der oben behandelten Gotlandtiefe. Der westliche Zweig des Hufeisens läuft ungefähr von der Höhe der Südspitze Gotlands gegen Norden zwischen Gotland und Schweden und erreicht die grössten Tiefen in der Landsorttiefe, die in der nordwestlichen Ecke des Gebiets liegt.

Die Landsorttiefe ist so gut wie die einzige Stelle, an der Messungen in dem westlichen Zweig unternommen sind; und nur von dessen südlicher Partie liegen im ganzen drei Serien vor, nämlich:

- 7. Aug. 02 auf 57° 08' N — 17° 41' O (110 m)
- 27. Juli 05 auf 57° 12' N — 17° 40' O (110 m) sowie
- 27. Juli 05 auf 58° 00' N — 18° 01' O (135 m)

Die beiden ersten Serien sind also an derselben Stelle, ungefähr auf der Höhe von Gotlands Südspitze, genommen, die

letzte dagegen vor Gotlands Nordspitze. Wir wollen mit einigen wenigen Worten das Resultat dieser Messungen berichten.

Wie man sich erinnern wird, fand man in allen sieben Serien in der Gotlandtiefe ein Bodenwasser von ungefähr 12 ‰ und auf den vier Serien in der Landsorttiefe einen Bodensalzgehalt, der von 9.83 (?) bis 10.30 (?) ‰ variierte, und also entweder über oder jedenfalls sehr nahe an 10 ‰ war. Und ausserdem fand man an beiden Stellen dieselbe charakteristische thermische Schichtbildung: eine 2—3° kalte mittlere Schicht oberhalb eines über 4° warmen Bodenwassers; also während $\frac{3}{4}$ des Jahres ein intermediäres Temperaturminimum zwischen wärmeren Ober- und Bodenschichten, im Winter dagegen wahrscheinlich eine von der Oberfläche bis zum Boden steigende Temperatur mit kalten oberen und mittleren Schichten über einem mehr als 4° warmen Bodenwasser.

Entsprechende Verhältnisse, — wenn auch etwas verwischt, — fand man bei den drei obengenannten Sommerserien zwischen Gotland und dem schwedischen Festland.

Der Salzgehalt wächst von etwa $6\frac{1}{2}$ ‰ an der Oberfläche auf 9.04 bis 9.54 ‰ am Boden, also doch noch beständig in der Nähe von 10 ‰. Der höchste Salzgehalt $9\frac{1}{2}$ ‰ war auf der nördlichsten Station vorhanden, die beiden niedrigen Salzgehalte von 9 bis zu etwa $9\frac{1}{4}$ ‰ auf der südlichen Station, und dieses stimmt damit, was man im voraus zu erwarten hätte: dass dieses Fahrwasser hauptsächlich seine Salzzufuhr von *Norden* bekommt, von der tiefen Rinne nördlich von Gotland. Im Süden werden die dort liegenden geringen Tiefen wohl beinahe ganz die Möglichkeit einer mehr direkten Salzzufuhr abschneiden.

Ferner findet man auch in mehr oder weniger ausgeprägtem Grade das intermediäre Temperaturminimum und das warme Bodenwasser wieder. Das Verhalten ist, ganz charakteristisch, am klarsten auf der nördlichen Station. Hier fand man am 27. Juli 1905:

0 m: 17° 19; 30 m: 5° 85; 60 m: 1° 99; 134 m: 3° 98.

Also ein sehr nahe 4° warmes Bodenwasser, das von der warmen oberen Schicht durch eine nur 2° warme mittlere Schicht getrennt wird.

Auf der südlichen Station fand man:

7. Aug. 02: 0 m: 14° 08; 40 m: 2° 55; 60 m: 2° 51; 100 m: 3° 61
27. Juli 05: 0 m: 17° 09; 40 m: 3° 91; 50 m: 3° 24; 110 m: 3° 85

In beiden Fällen hatte das Bodenwasser hier also noch eine Wärme von über $3\frac{1}{2}^{\circ}$, und 1902 war ausserdem das intermediäre Minimum wohl ausgeprägt; 1905 ist es dagegen schwächer, indem das Wasser bei 50 m nur ca. $\frac{1}{2}^{\circ}$ kälter als bei 110 m ist.

Ungefähr auf der Höhe der Landsorttiefe — also ein Stück nördlich von der »Gotska Sandöen« — fliesst der westliche und der östliche Zweig der 100 m-Senke zusammen, und wird von hier in ungefähr nordöstlicher Richtung in *einer keilförmigen Partie* fortgesetzt, die sich gegen die Mündung des Finnischen Meerbusens erstreckt.

In diesen hinein nehmen die Tiefen einigermassen sanft ab; dagegen sind aber die Tiefenverhältnisse in nördlicher Richtung gegen das Ålandsmeer sehr verwickelt. Nördlich von dem Hauptverlauf der 100 m-Kurve liegen zahlreiche isolierte Partien, in denen die Tiefen wieder grösser als 100 m sind; und in dem Ålandsmeer selbst reichen die Tiefen bekanntlich sogar bis über 300 m hinab.

Die Behandlung des *genannten keilförmigen 100 m-Gebiets* wird der Hauptgegenstand des vorliegenden Abschnittes sein, und es wird unsere Aufgabe sein zu zeigen, dass es den Abschluss des eigentlichen Ostseebassins bildet. *In der Hauptsache kann man nämlich sagen, dass ausserhalb des Hauptgebiets der 100 m-Isobathe das Bodenwasser die für das eigentliche Ostseebassin (östlich und nördlich von Gotland) charakteristischen Eigenschaften verliert: ein Salzgehalt von über 10 ‰ und — in dem hier behandelten fünfjährigen Zeitraum 1902—07 — eine permanente hohe Temperatur von über 4° .* Die Bedingungen, die diese Eigenschaften in dem Bodenwasser der eigentlichen Ostsee aufrecht erhalten, verlieren also im wesentlichen ihre Bedeutung, wenn man nördlich und östlich von der 100 m-Senke kommt; sowohl der Finnische Meerbusen als das Ålandsmeer und der Bottische Meerbusen bekommen ihre Salzzufuhr nicht von dem Bodenwasser der Ostsee, sondern von dessen mittleren Schichten, und sie können deshalb mit Recht als Randgebiete der Ostsee bezeichnet werden. Wie in der Einleitung erwähnt, sind diese schon früher zum Gegenstand besonderer Behandlung in Spezialabhandlungen gemacht, und mit vorliegendem Abschnitt muss der Rahmen für diese Arbeit als abgeschlossen betrachtet werden.

Von der grossen Anzahl finnischer Messungen, die teils hier in der nordöstlichen Partie der Ostsee, teils in und in der Umgegend des Ålandsmeeres ausgeführt sind, wählen wir die drei folgenden aus:

F 72 (F Fin 3) auf $59^{\circ} 14' \text{ N} - 22^{\circ} 11' \text{ O}$
 F 74 (F Fin 1) auf $59^{\circ} 02' \text{ N} - 21^{\circ} 05' \text{ O}$
 F 75 auf $58^{\circ} 54' \text{ N} - 20^{\circ} 07' \text{ O}$

die alle in oder an der Grenze der 100 m-Senke liegen, — sowie die etwas nördlicher gelegene Station

F 71 (F Bot 1) auf $59^{\circ} 30' \text{ N} - 20^{\circ} 23' \text{ O}$,

die in einer isolierten über 100 m tiefen Versenkung an *Bokskär* liegt.

Auf den drei ersten Stationen ist die Bodentiefe sehr wechselnd, und die tiefsten Beobachtungen der Serien sind in Tiefen genommen, die zwischen

91 und 133 m auf F 72; 128 und 205 m auf F 74; 138 und 187 m auf F 75

schwanken. Auf F 71 sind die Verhältnisse dagegen konstanter, indem die Tiefe für die tiefste Beobachtung nur zwischen 140 und 160 m wechselt.

Die Bodentiefe ist jedesmal nur einige wenige Meter grösser als die Tiefe für die tiefste Beobachtung der Serie.

Infolge der Natur der hier wesentlich zu behandelnden Aufgabe wird das Interesse sich hauptsächlich um den in den verschiedenen Tiefen beobachteten höchsten und niedrigsten Salzgehalt, sowie die höchsten und niedrigsten Temperaturen drehen, und im Folgenden werden wir deshalb damit anfangen, diese extremen Werte zu betrachten, und erst darauf die Mittelwerte kurz behandeln.

Ein anderer Grund, weshalb sich hier nur ein etwas geringeres Interesse an die Mittelzahlen knüpft, liegt in dem Material selbst. Dieses ist nämlich zwar gross, aber sehr unregelmässig auf die verschiedenen Jahreszeiten verteilt; August und November sind zahlreich vertreten, bedeutend kleiner ist das Material vom Mai, und aus der Winterzeit liegen im ganzen nur 3 Serien vor, alle von F 71 und bzw. am 25. Febr. 03, 13. März und 11. April 05 genommen. Die beiden letzten sind also ausserdem in demselben Jahr genommen, so dass also in Wirklichkeit im ganzen nur 2 gegenseitig unabhängige Serien von Winterbeobachtungen vorhanden sind.

A. Der Salzgehalt.

Folgende Tabelle zeigt dessen extreme Werte in verschiedenen Tiefen auf unseren vier Stationen:

Tiefe	F 75					F 74				
	Min.	Max.	Zeit Min.	Zeit Max.	Var.	Min.	Max.	Zeit Min.	Zeit Max.	Var.
0	5.77	7.05	Aug. 04	Nov. 05	1.3	6.00	6.96	Aug. 05	Nov. 05	1.0
20	6.06	7.05	Aug. 04	Nov. 05	1.0	6.29	7.00	Aug. 04	Aug. 06	0.7
40	6.31	7.12	Nov. 04	{ Mai 06 Aug. 06	0.8	6.40	7.23	Nov. 04	Nov. 05	0.8
60	6.78	c. 8	Nov. 03	Nov. 06	c. 1.2	6.94	7.56	Nov. 03	Aug. 02	0.6
80	8.24	9.06	Mai 06	Aug. 04	0.8	7.77	9.15	Nov. 03	Aug. 05	1.4
100	9.33	9.83	Nov. 06	Nov. 05	0.5	8.62	9.80	Nov. 03	Aug. 05	1.2
125	9.81	10.30	Aug. 06	Aug. 05	0.5	c. 9.7	10.28	Mai 03	{ Aug. 05 Mai 04	c. 0.6
Boden	10.14 (138 m)	10.88 { (187 m) (176 m)	Mai 06	{ Aug. 04 Aug. 05	0.7	10.01 (141 m)	10.52 (128 m)	Nov. 03	Aug. 02	0.5

Tiefe	F 72					F 71				
	Min.	Max.	Zeit Min.	Zeit Max.	Var.	Min.	Max.	Zeit Min.	Zeit Max.	Var.
0	5.77	6.85	Aug. 05	Nov. 05	1.1	5.35	6.64	Sep. 04	Febr. 03	1.3
20	6.17	6.85	Aug. 04	Nov. 05	0.7	5.95	6.71	Nov. 03	April 05	0.8
40	6.53	7.03	Nov. 04	Aug. 06	0.5	6.33	7.18	Nov. 06	Nov. 02	0.9
60	6.78	8.06	Nov. 02	Mai 05	1.3	6.69	7.77	Nov. 05	Nov. 02	1.1
80	6.87	9.49	Nov. 03	Mai 05	2.6	6.91	8.51	März 05	Juli 05	1.6
100	9.06	9.99	Aug. 02	Nov. 04	0.9	7.39	8.87	Mai 03	Aug. 03	1.5
125						7.67	9.15	Mai 06	Nov. 03	1.5
Boden	9.47 (98 m)	10.08 (125 m)	Nov. 02	Nov. 04	0.6	8.35 (151 m)	9.20 (140 m)	Mai 03	Nov. 03	0.9

Aus dieser Tabelle sieht man nun erst, dass das 7 ‰-Wasser so gut wie vollständig von der Oberfläche verschwunden ist. Unter im ganzen 10 Oberflächenproben auf F 75 ist eine von 7.05 ‰, und unter den 14 Oberflächenproben auf F 74 ist eine von 6.96 ‰; sonst ist der Oberflächensalzgehalt erheblich unter 7 ‰ gewesen.

Mitunter sinkt der Oberflächensalzgehalt sogar unter 6 ‰, und auf F 71 ist dieses die Hauptregel in der Sommerzeit; von im

ganzen 7 Sommer-Oberflächenproben von dieser Stelle zeigten 6 einen Oberflächensalzgehalt von weniger als 6 ‰, und nur eine hatte einen Salzgehalt von 6.13 ‰. Die unter 6 ‰ salzige Wasserschicht ist jedoch in der Regel ganz dünn, und nur auf F 71 hat die 6 ‰-Isohaline dann und wann unter dem 20 m-Niveau gelegen.

Die Tiefe, in welcher man die 7 ‰-Isohaline trifft, ist sehr wechselnd. Es ist schon erwähnt, dass sie dann und wann ganz oben an der Oberfläche liegen kann; zu anderen Zeiten sinkt sie dagegen tief nach unten. Auf F 75 und F 74 ist sie unterhalb 60 m beobachtet, auf F 72 und F 71 sogar unter dem 80 m-Niveau.

Die 8 ‰-Isohaline liegt bisweilen in einer Tiefe von etwa 60 m, und in dem Hauptbassin jedenfalls immer über 100 m. Auf F 71 sinkt sie mitunter bis unter 125 m, *aber auch auf dieser Station ist der Bodensalzgehalt immer über 8 ‰ gewesen.*

Besonderes Interesse knüpft sich an die 10 ‰-Isohaline, da diese, wie oben erwähnt, im wesentlichen als Grenze für das eigentliche Hauptbassin der Ostsee angesehen werden kann. Die Tabelle zeigt hier einen deutlichen stufenweisen Übergang:

- 1) am Boden auf F 75 ist das Wasser immer über 10 ‰.
- 2) am Boden auf F 74 kann der Salzgehalt mitunter bis auf 10.0 ‰ sinken, ist aber in der Regel etwas grösser als 10 ‰.
- 3) am Boden auf F 72, die in der äussersten nordöstlichen Spitze der Senke liegt, ist der Bodensalzgehalt in der Regel unter 10 ‰, kann sich aber noch dann und wann über 10 ‰ heben. Von den 13 Bodenproben an dieser Stelle ist eine von 10.08 ‰, während die übrigen unter 10 ‰ sind.
- 4) am Boden auf F 71 findet man überhaupt nicht mehr Wasser von 10 ‰.

Die Grenzen des 10 ‰-Wassers fallen also ziemlich nahe mit dem Hauptverlauf der 100 m-Kurve zusammen. Bildet man die Mittelzahlen auf jeder einzelnen Station von allen Bodenbeobachtungen und ihren Tiefen, so bekommt man:

F 75	F 74	F 72
bei 164 m: 10.51 ‰	bei 152 m: 10.24 ‰	bei 114 m: 9.74 ‰
	F 71	
	bei 154 m: 8.81 ‰	

Man findet also hier den sanften Übergang wieder. Wenn wir gerade oben sagten, dass die Grenzen des 10 ‰-Wassers mit der 100 m-Kurve zusammenfallen, so ist es natürlich nur in gros-

sen Zügen als eine abgerundete Annäherung aufzufassen; in Wirklichkeit ist die Grenze des 10 ‰-Wassers ein wenig enger, und die Haupttabelle zeigt ja auch, dass die 10 ‰-Isohaline — selbst wenn das Bodenwasser am salzigsten ist — erst zwischen 100 und 125 m anzutreffen ist.

Wie oben nachgewiesen, führen die verschiedenen Isohalinen im Laufe der Zeit grosse Schwankungen aus, indem sie zu verschiedenen Zeitpunkten in sehr verschiedenen Tiefen unter der Oberfläche zu treffen sind. Da der Salzgehalt indessen im ganzen genommen nur ziemlich schwach mit wachsender Tiefe variiert, *werden die in jeder einzelnen Tiefe vorgefundenen Salzgehaltsvariationen als Gesamtheit klein.* Nur bei 80 m auf F 72 reicht die Variation bis über $2\frac{1}{2}$ ‰, sonst hält sie sich überall zwischen $\frac{1}{2}$ und $1\frac{1}{2}$ ‰; und in etwa $\frac{2}{3}$ von allen angeführten Fällen liegt sie zwischen $\frac{1}{2}$ und 1 ‰.

Die Schwankung des Salzgehalts mit der Jahreszeit wird natürlich am besten durch eine Mittelzahlenbildung untersucht, und wir werden nun auch eine Tabelle über den Mittelsalzgehalt geben. Wie schon bemerkt, ist die Tabelle jedoch mit dem Mangel behaftet, dass das Material sehr ungleich auf die verschiedenen Jahreszeiten verteilt ist, und wir wollen deshalb auch nicht die Mittelzahlen mit mehr als einer Dezimale geben. Ferner ist wie gewöhnlich zu bemerken, dass die Abhängigkeit des Salzgehalts von der Jahreszeit nicht besonders ausgeprägt zu sein scheint; in ca. $\frac{1}{3}$ aller in der vorhergehenden Tabelle angeführten Fälle sieht man nämlich, dass sowohl der niedrigste als der höchste überhaupt beobachtete Wert *in dieselbe Jahreszeit fällt.* Es ist jedoch übrigens möglich, dass dieses Verhalten ein anderes sein würde, wenn man auch auf den Stationen F 75, 74 und 72 über Winterbeobachtungen verfügte.

Der Bodensalzgehalt ist nur für F 71 mitgeteilt; denn bei den drei anderen Stationen variiert die Bodentiefe in den einzelnen Fällen so sehr, dass man kaum auf Grundlage des vorhandenen Materials unterscheiden kann, welche Veränderungen in jedem einzelnen Fall von Tiefenvariationen, und welche eventuell von der Veränderung mit der Jahreszeit herrühren.

Ausser den direkt beobachteten Zahlenwerten ist es nicht selten notwendig gewesen, auch interpolierte Werte bei den Mittelzahlberechnungen zu benutzen; aber nur ein paar einzelne Male haben

Mittlerer Salzgehalt.

Tiefe	F 75			F 74			F 72			F 71			
	Frühling	Sommer	Herbst	Frühling	Sommer	Herbst	Frühling	Sommer	Herbst	Winter	Frühling	Sommer	Herbst
0	6.8	6.1*	6.7	6.3	6.2*	6.7	6.3	6.0*	6.6	6.6	6.1	5.8*	6.3
20	7.0	6.4*	6.7	6.8	6.6*	6.7	6.7	6.5*	6.7	6.6	6.4	6.3*	6.4
40	7.1	7.0	6.7*	6.9	7.0	6.8*	6.9	6.9	6.8*	7.0	6.7	7.0	6.8
60	7.3	7.2	7.3	7.1	7.3	7.2	7.4	7.2	7.2	7.2	7.0	7.5	7.2
80	8.5	8.7	8.7	ca.8.2	8.5	8.4	ca.8.7	7.9	8.0	7.4	7.4	8.0	7.4
100	9.6	9.7	9.6	9.6	9.5	9.4	9.8	9.4	9.7	7.8	7.6	8.6	7.9
125	10.2	10.1	10.1	10.0	10.1	10.1				8.1	8.0	8.9	8.7
Boden (152—156 m)										8.6	8.5	8.9	9.0

die Interpolationen eine merkliche Unsicherheit in dem Endresultat hervorgebracht (auf F 74, Frühling, 80 m somit eine Unsicherheit von gegen ± 5 in der ersten Dezimale), und diese paar Fälle sind mit der Bemerkung »ca« bezeichnet. Sonst ist die bei der Interpolation verursachte Unsicherheit in der Regel ca. ± 1 in der ersten Dezimale und darunter. — Unter »Frühling« ist überall Mai zu verstehen, und unter »Herbst« November; unter »Sommer« versteht man auf den drei ersten Stationen August, während in den Sommer-Mittelzahlen von F 71 auch eine Serie vom 26. Juli 1905 und eine vom 23. September 1904 sich befindet; schliesslich beruhen die Winter-Mittelzahlen von F 71 auf drei Serien: 25. Februar 1903, 13. März und 11. April 1905. Diese letzte Serie ist zum Winter gerechnet, weil die Temperaturen noch zu diesem Zeitpunkt winterlich sind. — Die mehr hervortretenden Minima sind durch einen Stern, die Maxima mit fetten Typen bezeichnet.

Auf F 71, wo wir Beobachtungen von allen vier Quartalen besitzen, zeigt der Salzgehalt einen typischen Verlauf: *In der Oberflächenschicht (0—20 m) ist der Salzgehalt am grössten im Winter und am niedrigsten im Sommer; in den tieferen Schichten (60—100 m) erreicht der Salzgehalt dagegen ein ausgeprägtes Maximum im Sommer; und schliesslich in den tiefsten Schichten wird ein deutlicher Phasenverzug beobachtet, indem das Maximum nun zwischen Sommer und Herbst fällt.*

In den Tiefen von 60 bis zu 100 m sind nur die Maxima deutlich ausgeprägt, die Minima dagegen ziemlich verwischt, so dass es vorläufig kaum möglich ist, die Zeitpunkte für ihr Eintreten genauer anzugeben. Dass indessen die Salzgehaltskurven für die

oberen und die unteren Schichten im Laufe des Jahres den bekannten entgegengesetzten Verlauf zeigen, kann nicht bezweifelt werden, und eine wesentliche Ursache hierfür liegt natürlich an der im Laufe des Jahres wechselnden Mischungsintensität, wie es öfters in dem Vorhergehenden erwähnt ist.

In grossen Hauptzügen wirkt die jährliche Variation in der Süsswasserzufuhr auf dieselbe Weise dazu, den Salzgehalt der oberen Schicht im Sommer zu vermindern, und denselben im Winter zu vergrössern; die näheren Zeitpunkte für das Eintreten der Minima und der Maxima an den verschiedenen Stellen hängen aber sehr von den lokalen Verhältnissen ab, nämlich von den Zeitpunkten für die Maxima und Minima in der Süsswasserzufuhr vom Land. Es hat in diesem Zusammenhang Interesse, die Resultate zu resümieren, die wir in dem Vorhergehenden mit Rücksicht auf *die Periode des Oberflächensalzgehalts* an den verschiedenen Stellen gefunden haben.

1) In der Danziger Bucht hängt die Periode des Oberflächensalzgehalts beinahe direkt von dem aus den grossen deutschen Flüssen zugeführten Wasser ab. Der Salzgehalt erreicht sein Maximum im Winter, wo die Flüsse zugefroren sind; aber schon früh im Frühling brechen die Flüsse aufs neue auf und erreichen ihren höchsten Stand etwa am 1. April. Die Folge wird sein, dass der Salzgehalt *schon im Mai sein Minimum erreicht*.

2) Auf F 71 fällt das Maximum auch in den Winter, *das Minimum fällt aber hier erheblich später als in der Danziger Bucht*, und dies stimmt sehr gut damit überein, dass *auch die Süsswasserzufuhr zu F 71 ihr Maximum erheblich später erreicht, als diejenige zu D 12*. Hier bei F 71 ist nämlich als Hauptquelle die Süsswasserzufuhr zu dem Bottnischen Meerbusen zu betrachten, und nach den früher (S. 37) zitierten Witting'schen Zahlen sieht man ja, dass diese ihr Maximum erst *gegen Juli* erreicht. — Weil das Süsswasser sich ja erst allmählich von den Küsten über den Meerbusen hinaus verbreitet, könnte es auffallend scheinen, dass das genannte Maximum zu beinahe demselben Zeitpunkt eintritt als das Minimum im Oberflächensalzgehalt auf F 71, und falls das dem Bottnischen Meerbusen zugeführte Süsswasser die einzige Süsswasserzufuhr zu F 71 gewesen wäre, so hätte man sicherlich auch eine Verspätung des Salzgehaltsminimums im Verhältnis zu dem Maximum der Süsswasserzufuhr vorgefunden. Aber der Oberflächensalzgehalt auf F 71 wird ja indessen nicht ausschliesslich von den dem Bottnischen Busen zugeführten Süsswassermengen beeinflusst. Auch die von dem Finnischen Meerbusen sowie von der schwedischen Küste südlich vom

Ålandsmeer kommenden Süßwassermassen werden natürlich auf die Salzgehaltsverhältnisse bei F 71 einwirken. Und weil die Flüsse um so früher aufgehen, je weiter südlich man kommt, wird die letztgenannte Süßwasserzufuhr früher kulminieren, als die vom Bott-nischen Meerbusen kommende, und wird somit auch das Salzgehaltsminimum auf F 71 etwas früher eintreten lassen, als es allein durch die vom Ålandsmeer kommenden Wassermengen geschehen würde.

3) Im Bornholmbassin hängt der Oberflächensalzgehalt von einer Resultantwirkung der Gesamt-Süßwasserzufuhr zu dem ganzen Ostseegebiet ab, und die Folge wird ein ausgeprägter Phasenverzug sein, indem das Maximum zwischen Winter und Frühling fällt, das *Minimum zwischen Sommer und Herbst*.

4) Der Salzgehalt in den oberen Schichten des Bornholmbassins zeigt ja deutlich, dass die Hauptmasse des Flusswassers, welches das plötzliche Tauwetter im Frühling in die Ostsee sendet, erst zu einem erheblich späteren Zeitpunkt das Bornholmbassin erreicht; deshalb muss aber die Bedeutung des von den deutschen Flüssen zugeführten Wassers nicht unterschätzt werden. Diese gehen ja, wie gesagt, früh auf, und senden also schon zu einem frühen Zeitpunkt des Jahres bedeutende Wassermassen in das Meer; und selbst wenn nun ihre Einwirkung auf den Salzgehalt der oberen Schicht in dem Bornholmbassin von untergeordneter Bedeutung ist im Vergleich mit der Einwirkung der von Norden kommenden Wassermassen, so tragen sie jedoch selbstverständlich dazu bei, *die Menge* des gegen die Ausflussöffnungen der Ostsee ausströmenden Wassers zu vermehren, und es ist ziemlich wahrscheinlich, dass dieses einer der Faktoren ist, die die ziemlich früh im Frühling eintretende Steigerung in der Stärke des Baltischen Stroms bedingen.

Die Folgen dieser Steigerung zeigen sich bekanntlich dadurch, dass der Oberflächensalzgehalt in den dänischen Gewässern schon früh im Frühling zu sinken anfängt; die früher im ersten Abschnitt gegebenen Zahlen von 11 m bei Gedser Rev zeigen ja auch, dass der Salzgehalt hier Anfang Juni sein Minimum und schon Ende Dezember sein Maximum erreicht.

Es ist ausserdem wichtig zu bemerken, wie verhältnismässig gross die jährliche Schwankung des Oberflächensalzgehalts in dem finnischen Gebiet ist. Während die Differenz zwischen dem Maximum und dem Minimum im Mittelsalzgehalt des Oberflächengewässers sowohl in dem Bornholmbassin als in der Danziger Tiefe nur etwa 0.2 ‰ ist, erreicht dieselbe auf F 71 0.8 ‰, und eine

ähnliche Grössenordnung scheint sie ja auf den drei anderen finnischen Stationen zu haben. Freilich erlaubt das geringe Wintermaterial nur eine schlechte Bestimmung der Amplitude; es scheint jedoch mit Sicherheit aus den Tabellen hervorzugehen, dass *die jährliche Schwankung des Oberflächensalzgehalts mehrmals grösser in dem nördlichen als in dem südlichen Teil des Ostseebassins ist.* —

Dass es sich so verhalten muss, ist übrigens auch nicht schwierig einzusehen. Erstens sind die tiefen Wasserschichten noch hier in dem finnischen Gebiet so salzig, dass die kräftigen vertikalen Vermischungen in der Winterzeit vermögen, der Oberflächenschicht bedeutende Salzmengen zuzuführen und also in derselben einen verhältnismässig hohen Wintersalzgehalt hervorzubringen. Und andererseits haben die grossen Massen von verhältnismässig süsssem Wasser, die im Sommer sowohl von dem Finnischen als hauptsächlich von dem Bottnischen Meerbusen zugeführt werden, noch in den nördlichen Teilen des Bassins nicht recht Zeit bekommen, sich mit den tieferliegenden Wasserschichten zu mischen; die Süsswasserzufuhr wirkt also in hohem Grad eben auf die obersten Schichten ein, und bringt hier eine bedeutende Salzgehaltsreduktion in der Sommerzeit hervor.

Allmählich, wie das Süsswasser nach Süden von dem nach aussen gehenden Strom geführt wird, wird es zugleich immer vollständiger mit den unterliegenden Wassermassen gemischt. Es breitet sich also allmählich über einen immer grösseren Raum aus, und selbst wenn dessen Wirkungen selbstverständlich immer der oberen Schicht *als Gesamtheit* zu gute kommen, wird dieses Verhalten doch notwendigerweise zur Folge haben, dass dessen Wirkungen *in jedem einzelnen Punkt* der oberen Schicht stufenweise abnehmen. Die jährliche Schwankung in der Süsswasserzufuhr vom Norden wird sich also — in jedem einzelnen Punkt für sich — in mehr und mehr abgeschwächter Gestalt zeigen, je weiter man nach Süden kommt, und die Folge wird ganz natürlich *eine Verminderung u. a. der Amplitude des Oberflächensalzgehalts sein.*

Die nach Süden gehenden Wassermassen sind zwar immer neuer und grosser Süsswasserzufuhr vom Land während der ganzen Bewegung auswärts gegen die Ausflussöffnungen der Ostsee ausgesetzt. Dass der vertikale Ausgleichungsprozess aber doch immer die Übermacht hat, wird durch die Tatsache bewiesen, dass *die obere Schicht im Sommer weit homohaliner in dem südlichen als in dem nördlichen Teil des Ostseebassins ist;* die Differenz

zwischen den Salzgehalten bei 0 und 40 m ist somit im August auf $F 71 = 1.2 \text{ ‰}$ und auf $F 75 = 0.9 \text{ ‰}$, während sie sowohl in dem eigentlichen Bornholmbassin als in der Danziger Tiefe zu keiner Jahreszeit 0.2 ‰ überschreitet. Man kann also sagen, dass *die Homohalinität wächst, während zugleich die jährliche Schwankung abnimmt*. Dieses Verhalten spielt übrigens auch eine Rolle für die Temperaturverhältnisse, und wir werden später darauf aufs neue zurückkommen.

Es ist ja selbstverständlich die Süßwasserzufuhr, die die Salzgehaltsunterschiede zwischen den einzelnen Teilen des Bassins aufrecht erhält, und falls sie plötzlich aufhörte, würde der Salzgehalt nach einiger Zeit überall derselbe werden. Man muss also schon von vornherein erwarten, dass die Salzgehaltsdifferenzen in nord-südlicher Richtung im Winter abnehmen und im Sommer zunehmen. Dieses geht auch sehr klar aus untenstehender Tabelle über die Differenzen zwischen dem Oberflächensalzgehalt auf $F 71$ und in dem Bornholmbassin, bzw. der Danziger Tiefe, hervor; für das erstgenannte der beiden südlichen Gebiete ist der Oberflächensalzgehalt in den vier Quartalen zu resp. $7.4 - 7.4 - 7.3 - 7.2 \text{ ‰}$ angesetzt.

Differenz zwischen dem Oberflächensalzgehalt im	Winter	Frühling	Sommer	Herbst
Das Bornholmbassin und $F 71$	0.8	1.3	1.5	0.9
Der Danziger Meerbusen und $F 71$. . .	0.7	1.0	1.4	0.9

Der Unterschied zwischen dem Oberflächensalzgehalt in den südlichen und den nördlichen Teilen des Bassins variiert also periodisch im Laufe des Jahres, indem derselbe im Sommer doppelt so gross ist wie im Winter.

Indem wir nun hiermit die oberen Schichten verlassen, machen wir nur noch darauf aufmerksam, dass man auf allen drei Stationen $F 75-74-72$ in dem eigentlichen Ostseebassin einen ähnlichen *Phasenverzug* beobachtet, wie derjenige ist, den wir in den tieferen Teilen der oberen Schicht in der südlichen Ostsee nachgewiesen haben: *bei 40 m fällt auf allen drei Stationen das Salzgehaltsminimum in den November, während es ja bei 0 und 20 m in den August fällt*. Dagegen scheinen die Salzgehaltsverhältnisse bei 40 m auf $F 71$ ziemlich unregelmässig zu sein, anscheinend doppeltperiodisch; und es ist wahrscheinlich, dass $F 71$ einen der

ziemlich gewöhnlichen Fälle darbietet, wo zwei Schichten mit entgegengesetzten ganzjährigen Perioden von einer Schicht mit einer doppelten Salzgehaltsperiode getrennt werden.

Für den Übergang zwischen den höheren und den tieferen Schichten des Meeres gilt folgendes:

1) Auf den Stationen F 75 und 74 im offenen Bassin kann man eine deutliche Grenze zwischen der ziemlich süßen Deckschicht und der salzigen Bodenschicht feststellen, und die Tabelle der mittleren Salzgehalte zeigt, dass der Übergang sich zwischen 60 und 100 m vollzieht (etwa in der 8 ‰-Wasserschicht). Obgleich die Deckschicht nur im Herbst (und Winter) wirklich homohalin ist, steigt der Salzgehalt mit wachsender Tiefe jedoch immer weit schwächer in den Schichten oberhalb 60 m, als in den Schichten unterhalb 60 m. Zwischen 0 und 60 m weist der Salzgehalt nur ausnahmsweise Steigerungen von etwa $\frac{1}{2}$ ‰ pr. 20 Meter auf, während man zwischen 60 und 100 m Steigerungen von bis zu $1\frac{1}{2}$ ‰ pr. 20 Meter vorfindet.

Auf F 72, wo der Übergang sich auch annäherungsweise in der 8 ‰-Wasserschicht vollzieht, liegt die Grenze zwischen den süßen und den salzigen Schichten im Sommer und Herbst etwas tiefer, indem die grossen Steigerungen (von bis zu 1.7 ‰ pr. 20 Meter) hier erst zwischen 80 und 100 m angetroffen werden.

2) In dieser Beziehung unterscheidet sich die Station F 71 sehr wesentlich von den Stationen des Hauptbassins. Es zeigt sich nämlich, dass man im Winter und Frühjahr hier *keine bestimmte Grenze zwischen oberen und unteren Schichten feststellen kann*; von der Oberfläche bis zum Boden variiert der Salzgehalt vollständig linear, und *das Salzgehaltsdiagramm ist eine gerade Linie*.

Auch im Sommer variiert der Salzgehalt linear von der Oberfläche bis zu 100 m, und die Bodenschicht hebt sich in dieser Jahreszeit nur dadurch aus, dass der Salzgehalt sich von 100—120 m bis zum Boden etwa konstant hält.

Und endlich im Herbst ist der konstante Bodensalzgehalt wieder beinahe verschwunden; das Salzgehaltsdiagramm hat am Boden eine senkrechte Tangente, verläuft aber sonst geradlinig ganz bis an die Oberfläche hinauf.

Was die tiefen Schichten auf F 71 betrifft, so zeigt die obestehende Tabelle, dass *die zeitliche Salzgehaltsvariation der unteren Schicht besonders ausgeprägt bei 100 und 125 m ist*, indem die Amplitude hier ca. 1 ‰ erreicht. Von hier nimmt sie dann

stark am Boden selbst ab; und es ist im ganzen genommen zweifelhaft, ob man der Periodizität des Bodensalzgehalts eine reelle Bedeutung beilegen kann. — Wir werden nämlich in dem Folgenden bei der Behandlung der Temperaturen sehen, dass die Mitteltemperatur des Bodenwassers dieselbe das ganze Jahr hindurch ist und ganz augenscheinlich nur in einem äusserst geringen Grad von der Jahreszeit abhängt. Ferner zeigt es sich, dass die Sauerstoffmenge gerade am Boden oft sehr niedrig wird; so fand man

	10. Nov. 05:	8. Mai 06:	
125 m	36.0	78.5	} % Sauerstoff.
155—156 m	9.8	11.6	

Während also das Wasser noch bei 125 m ziemlich gut oder sogar besonders gut ventiliert ist, ist die eigentliche Bodenschicht in beiden Fällen sehr arm an Sauerstoff; das Wasser bei 125 m muss also offenbar noch in einer ziemlich lebhaften Verbindung mit der Umgebung stehen, während recht bedeutende Zeiträume zwischen den Gelegenheiten, bei welchen das eigentliche Bodenwasser erneuert wird, vergehen können. Dieses beruht natürlich zum wesentlichen Teil auf den Bodenverhältnissen; F 71 liegt ja nämlich in einem Loch und ist von dem freien Ostseebassin durch eine Barriere abgesperrt, deren kleinste Tiefen nur etwa 80 m sind. Dass die allertiefsten Schichten in einer solchen begrenzten Versenkung gewöhnlich nur dann und wann erneuert werden, ist ja auch ganz wahrscheinlich, und es scheint deshalb am besten, bis auf weiteres nicht zu viel Rücksicht auf den Bodensalzgehalt selbst zu nehmen.

Ganz hiervon abgesehen, steht ja indessen die jährliche Periode des Salzgehalts bei 100 und 125 m fest; und vergleicht man nun dieses mit den schwachen und wenig deutlichen Variationen bei 100 und 125 m auf F 75 und F 74, so findet man folgendes wichtige Resultat:

Es ist der ausgeprägte Unterschied zwischen dem eigentlichen Ostseebassin und den Randgebieten vorhanden, dass die Abhängigkeit der hydrographischen Verhältnisse von der Jahreszeit bis in bedeutend grössere Tiefen in den Randgebieten als in dem offenen Bassin bemerkt werden kann.

Etwas ganz Ähnliches macht sich — wie wir gleich sehen werden — geltend, was die Temperaturen betrifft, und es unterliegt keinem Zweifel, dass die Ursache in den verschiedenen Bodenver-

hältnissen liegt. In dem offenen Bassin ist freier Platz für die verschiedenen Strömungen; die Wasserbewegungen in den verschiedenen Tiefen können also von einander einigermassen unbehindert stattfinden, und folglich werden auch *die Vermischungen* zwischen den verschiedenen tiefen Schichten ziemlich schwach. Anders dagegen ist es in den Randgebieten. Hier sind die Tiefenverhältnisse mehr wechselnd, indem die tiefen Gebiete auf mehr oder weniger schmale und gekrümmte Rinnen reduziert werden, die von Barrieren, seichten Partien u. s. w. unterbrochen werden. Hierdurch werden die Wassermassen der Unterströmung beständig Vermischungen mit den mittleren Schichten ausgesetzt, und die Mischungsintensitäten in den grösseren Tiefen werden im ganzen genommen steigen.

Dies bezieht sich aber — wie gesagt — zunächst nur auf die grösseren Tiefen. Im Sommer wird ja das Süsswasser nicht unerhebliche Salzgehaltsdifferenzen zwischen den oberen Schichten in der nördlichen Ostsee hervorrufen; hierdurch werden die Vermischungen zwischen den oberen Wassermassen erschwert, und weil die Salzgehaltsdifferenzen in den Randgebieten grösser sind als im offenen Bassin, werden die Vermischungen zwischen den oberen Schichten natürlich auch am schwächsten an den erstgenannten Stellen sein. Gegen Herbst wird aber die Oberflächenabkühlung und die unruhige Witterung auch in den Randgebieten durchgreifende Vermischungen so tief ins Meer hinab hervorrufen, dass diese Vermischungen so zu sagen in Verbindung mit den starken Vermischungen in den tieferen Schichten der Randgebiete kommen; und nunmehr werden die anfänglich von der Oberfläche herrührenden Impulse in den Randgebieten bis zu erheblich grösseren Tiefen hinabgeführt, als es im offenen Bassin der Fall sein kann.

Auch an Stellen mit schwachen vertikalen Mischungen können die hydrographischen Verhältnisse der tiefen Schichten natürlich von der Jahreszeit ausgeprägt abhängig sein: nämlich wenn die horizontalen Unterströmungen selbst den Charakter mit der Jahreszeit wechseln. Aber auch so etwas scheint in dem offenen Ostseebassin nicht stattzufinden. *Die 10⁰/₀₀-Bodenschicht scheint keine Abhängigkeit von der Jahreszeit zu zeigen*; und in der Schicht 60—100 m stellen die Verhältnisse sich verschieden auf den drei Stationen, so dass eine allgemeine Regel jedenfalls nicht auf Grundlage des vorhandenen Materials gegeben werden kann.

In meiner früher erwähnten Abhandlung über den Finnischen Meerbusen habe ich eine doppelte Periode in dem Bodensalzgehalt auf F 61 in der Mündung des Finnischen Meerbusens nachgewiesen. Nach dem vorhandenen Material sieht es indessen aus, als ob dieses nur ein ziemlich begrenztes lokales Phänomen ist, indem der Salzgehalt bei 100 m nur auf F 72 einen ähnlichen Verlauf als der Bodensalzgehalt auf F 61 zu haben scheint. Dagegen gilt dasselbe nicht von dem Salzgehalt bei 100 m auf F 74 und 75; vermutlich ist das Phänomen auf F 61 dann eine kombinierte Folge von meteorologischen Verhältnissen und speziellen lokalen Verhältnissen, — vielleicht wie die früher erwähnte doppelte Salzgehaltsperiode in gewissen Schichten der Danziger Bucht.

B. Die Temperatur.

Wir fangen damit an, eine Tabelle über *die extremen Temperaturen* zu geben:

Tiefe	F 75			F 74		
	Frühling	Sommer	Herbst	Frühling	Sommer	Herbst
0	5° 11—5° 75	13° 85—16° 14	7° 14—8° 31	3° 79— 5° 44	13° 22—16° 24	6° 69—7° 72
20	2° 83—4° 59	5° 63—12° 94	7° 14—8° 35	2° 42— 4° 62	5° 17—12° 17	6° 74—7° 73
40	1° 83—2° 23	2° 70— 4° 03	7° 14—8° 13	1° 80— 3° 47	2° 23— 4° 05	4° 17—7° 31
60	1° 71—2° 01	2° 24— 3° 10	2° 63—6° 80	1° 46—c. 2° 7	2° 32— 3° 13	2° 76—7° 22
80	3° 11—3° 40	3° 26— 4° 19	c. 3° 2—3° 69	c. 3° — 3° 83	3° 06— 3° 83	3° 22—5° 04
100	4° 00—4° 08	4° 10— 4° 31	3° 91—4° 85	3° 97— 4° 11	3° 59— 4° 21	3° 67—4° 71
125	4° 20—4° 22	4° 23— 4° 46	4° 21—4° 34	c. 4° 1— 4° 24	c. 4° — 4° 45	c. 4° 3
Boden	{ Minimum: 4° 26 bei 138 m, Mai 06 Maximum: 4° 76 bei 176 m, Aug. 05			{ Minimum: 4° 23 bei 155 m, Mai 05 Maximum: 4° 65 bei 128 m, Aug. 02		

Tiefe	F 72			F 71			
	Frühling	Sommer	Herbst	Winter	Frühling	Sommer	Herbst
0	3° 27—9° 74	12° 98—16° 78	6° 05—8° 12	0° 28—1° 46	3° 04—7° 30	11° 56—16° 55	5° 01—7° 69
20	1° 81—4° 00	10° 20—14° 65	5° 99—8° 23	0° 28—0° 96	2° 46—4° 13	5° 61—12° 81	5° 21—7° 80
40	1° 35—3° 10	3° 31— 6° 49	4° 16—8° 63	0° 67—1° 85	1° 67—2° 92	2° 20— 4° 91	3° 78—9° 11
60	1° 50—2° 76	2° 00— 3° 28	2° 84—8° 38	0° 87—2° 87 ¹⁾	1° 81—c. 2 ¹ / ₂ °	2° 32— 2° 98	3° 03—7° 75
80	c. 2 ¹ / ₂ °—4° 12	2° 81— 3° 17	3° 03—6° 85		1° 87—2° 36	2° 49— 3° 44	c. 3° 0—5° 66
100	c. 4° 0—4° 21	3° 53— 4° 22	c. 3° 9—4° 42	1° 96—2° 95	2° 36—2° 61	2° 99— 3° 88	3° 00—4° 57
125					2° 52—3° 38	3° 35— 4° 02	3° 02—3° 69
Boden	{ Minimum: 3° 86 bei 98 m, Nov. 02 Maximum: 4° 37 bei 116 m, Nov. 03			{ Minimum: 3° 28—3° 65 (155—150 m)	{ Minimum: 3° 30—3° 81 (151—156 m)	{ Minimum: 3° 38— 4° 03 (153—155 m)	{ Minimum: 3° 32—3° 89 (158—155 m)

¹⁾ Die beiden hier angeführten Zahlen gelten in Wirklichkeit für 50 m.

Auf F 71 ist die Winterreihe etwas mangelhaft, da die Beobachtungen nicht immer in denselben Tiefen genommen sind, und eine Extrapolation sich nicht mit einer für diese Tabelle hinreichenden Genauigkeit ausführen lässt. Um einen passenden Übergang zwischen den Zahlen von den kleineren Tiefen und den Zahlen von den grösseren Tiefen zu bekommen, sind die Werte von 50 m eingefügt; des Platzes halber sind sie in der Zeile angebracht, die sonst 60 m entspricht, ohne dass hoffentlich eine grössere Verwirrung in der Übersichtlichkeit der Tabelle dadurch entstehen kann. Unserem Verfahren bei dem Salzgehalt entsprechend, haben wir auf F 71 die Einteilung nach der Jahreszeit ganz bis zum Boden fortgesetzt; denn nur auf dieser Station sind die Bodentiefen der einzelnen Serien so übereinstimmend, dass eine Sortierung der Zeit nach auch mit Ausbeute, was die tiefsten Beobachtungen betrifft, durchgeführt werden kann. Auf den anderen Stationen wechseln die Bodentiefen zu stark, und was diese betrifft, so sind deshalb nur die absolut höchsten und absolut niedrigsten Temperaturen angegeben.

Wir wollen zuerst einige allgemeine Ergebnisse hervorheben. Die Tabelle zeigt, dass die Oberflächentemperatur von zwischen 0° und 1° im Winter bis zu einem Maximum von 16—17° im Sommer schwankt. Wie gewöhnlich erstrecken die niedrigen Wintertemperaturen sich tief nach unten hin, und noch 50 m unter der Oberfläche kann die Temperatur im Winter bis unter 1° sinken. Schneller verändern sich die Sommertemperaturen mit wachsender Tiefe. Schon bei 20 m kann die Sommertemperatur mitunter bis auf etwa 5° sinken, während sie andererseits auch bis über 12°, stellenweise sogar bis auf gegen 15° steigen kann.

Noch bei 20 m sind alle absolut höchsten Temperaturen im Sommer gefunden, in den folgenden Tiefen 40 und 60 m aber zeigt sich der Phasenverzug, indem die absolut höchsten Temperaturen nun im Herbst vorkommen; bei 60 m scheint die Temperatur somit im Sommer sich nie besonders über 3° zu heben, während sie im Herbst 7—8° erreichen kann. Ein etwas ähnliches Verhalten macht sich an den meisten Stellen noch bei 80 m geltend, indem Temperaturen *von über 5°* hier nur im Herbst vorkommen; man sieht jedoch, dass so hohe Temperaturen überhaupt nicht in dieser Tiefe auf F 75 beobachtet sind. Hier ist die höchste Temperatur 4° 19 im Sommer gefunden, und hat nichts mit der Erwärmung aus der Atmosphäre zu tun; sie gehört zu der Bodenschicht, was man auch aus dem gleichzeitig vorgefundenen Salzgehalt 9.06 ‰ ersehen kann.

Dasselbe gilt von der bei 100 m auf F 75 gefundenen Temperatur $4^{\circ} 85$ am 28. November 1903, indem der Salzgehalt hier 9.51 ‰ war, und das warme Wasser bei 100 m war von der warmen oberen Schicht durch ein intermediäres Minimum von $3^{\circ} 66$ bei 70 m getrennt. *Auf F 75 scheint die Erwärmung durch die Atmosphäre also nicht bis zu 80 m unter der Oberfläche zu reichen;* jedenfalls erstreckt sie sich noch Ende November nicht so weit nach unten. Dass sie aber vielleicht im Laufe des Dezembers vermag, tiefer nach unten zu dringen, ist freilich nicht ausgeschlossen.

An den anderen Stellen kann sie dagegen bis zu entschieden grösseren Tiefen hinabreichen. Auf F 74 fand man sodann am 28. November 1903 folgendes interessante Verhalten:

0 m: $6^{\circ} 96$ (6.85 ‰); 60 m: $7^{\circ} 22$; 70 m: $6^{\circ} 55$; 80 m: $5^{\circ} 04$ (7.77 ‰);
 90 m: $4^{\circ} 22$ (8.51 ‰); 100 m: $4^{\circ} 71$ (8.62 ‰); 110 m: $4^{\circ} 15$ (9.58 ‰);
 141 m: $4^{\circ} 31$ (10.01 ‰).

Hier ist also die von der Atmosphäre kommende Wärmewelle so tief nach unten gedrungen, dass sie in direkte Verbindung mit der über 4° warmen Bodenschicht gekommen ist; und man sieht deutlich, wie sie sich bei dieser Gelegenheit unter das 80 m-Niveau erstreckt hat.

Von grossem Interesse ist auch folgende Serie von demselben Tage auf F 72:

0 m: $6^{\circ} 63$ (6.58 ‰); 50 m: $7^{\circ} 39$; 80 m: $6^{\circ} 85$ (6.87 ‰); 90 m: $4^{\circ} 95$ (8.98 ‰);
 100 m: $4^{\circ} 42$ (9.52 ‰); 116 m: $4^{\circ} 37$ (9.61 ‰).

Hier ist also faktisch das intermediäre Temperaturminimum ganz verschwunden, und die von der Atmosphäre nach unten hin vorrückende Wärmewelle vermag also im Herbst mitunter so tief einzudringen, dass sie in das warme Bodenwasser ganz überfließt.

Und schliesslich auf F 71, die später unten ausführlicher behandelt wird, ist das tiefe Eindringen der atmosphärischen Wärmewelle im Herbst ein häufiges Phänomen. In drei von unseren fünf Jahren kann man hier schon in der ersten Hälfte von November eine direkte atmosphärische Erwärmung bis zu Tiefen unterhalb des 80 m-Niveaus (bisweilen sogar unterhalb des 100 m-Niveaus) nachweisen; in zwei der fünf Jahren (5. Nov. 03 und 11. Nov. 06) ist das intermediäre Temperaturminimum verschwunden, und bei den übrigen Novemberserien ist es nur schwach, indem die Differenz zwischen der Bodentemperatur und der niedrigsten intermediären Temperatur nie $\frac{1}{2}^{\circ}$ erreicht hat.

Die oben von dem offenen Bassin angeführten Fälle, in denen das intermediäre Temperaturminimum im Herbst ganz oder so gut wie ganz verwischt wird, sind vom *Ende* November gesammelt; und es ist ja auch einleuchtend, dass je längere Zeit die warmen oberen Schichten auf die kalten intermediären Schichten einwirken, um so mehr die Temperatur derselben steigen wird. Das intermediäre Temperaturminimum wird also eine Tendenz haben, immer mehr verwischt zu werden, je weiter man in den Herbst kommt. Inwiefern es aber *jeden* Herbst verwischt wird, so dass man jedes Jahr zu einem gewissen Zeitpunkt von 50—60 m abwärts vorfindet, was *Krümme* eine anatherme (obenwarme) Temperaturverteilung nennt, ist indessen als unwahrscheinlich zu betrachten. So fand man am 11. November 1905 auf F 74:

0 m: 7° 72; 38 m: 7° 70; 40 m: 4° 17; 60 m: 2° 76 (7.34 ‰);
100 m: 3° 92; 140 m: 4° 39.

Man sieht also, dass das intermediäre Temperaturminimum bei 60 m hier noch Mitte November so scharf ausgeprägt ist, dass es wohl als zweifelhaft zu betrachten ist, ob Zeit genug sein wird, es gegen Ende des Herbstes zum Verschwinden zu bringen, noch ehe die Temperatur der oberen Schicht so tief sinkt, dass jede Möglichkeit für eine obenwarme Temperaturverteilung ausgeschlossen wird.

Mit Rücksicht auf die anderen Jahreszeiten genügt es, ganz kurz zu berichten, dass die Winterbeobachtungen von F 71 alle eine in der Hauptsache katherme (untenwarme) Temperaturverteilung zeigen, während die Frühlings- und die Sommerzeit ein intermediäres Temperaturminimum zwischen wärmeren Ober- und Bodenschichten zeigen. Die obenstehende Tabelle zeigt sodann, dass sowohl im Frühling als im Sommer auf allen Stationen sowohl die niedrigste Oberflächentemperatur als die niedrigste Bodentemperatur höher als z. B. die höchste Temperatur bei 60 m ist.

Die Temperaturverteilung in den drei letztgenannten Jahreszeiten ist von vornherein wohl bekannt; wird aber das oben von den Stationen F 75—72 im Herbst erwähnte rekapituliert, so bietet sich hier folgendes Bild dar:

1) In den Gebieten, die sich den Randpartien nähern, kann die von der Atmosphäre kommende Wärmewelle unter günstigen Umständen so tief nach unten hin dringen, dass das intermediäre Temperaturminimum verwischt wird. Dennoch scheint das Temperaturminimum nicht jedes Jahr zu verschwinden.

2) Auf F 75 ist das intermediäre Minimum bei allen bisjetzt vorliegenden Messungen noch beständig im November gefunden; und es scheint überhaupt sicher, dass die von der Atmosphäre nach unten hin dringende Wärmewelle sich hier nicht so schnell nach unten hin fortpflanzt und nicht so tief nach unten reicht als in den Randgebieten. Da keine Serien vom Dezember vorhanden sind, kann die Möglichkeit nicht ganz abgewiesen werden, dass das intermediäre Temperaturminimum dann und wann dazu gebracht werden kann, am Schlusse des Herbstes zu verschwinden; falls aber dieses überhaupt eintreten kann, bleibt das Phänomen jedenfalls von bedeutend kürzerer Dauer als in den Randgebieten, und man muss sagen, dass die Chancen für das Eintreten des Phänomens bedeutend geringer auf F 75 als an den letztgenannten Stellen sind.

Wir gehen nun zur Behandlung *der Bodentemperaturen* über. In dem Abschnitt über den Salzgehalt lenkten wir besonders die Aufmerksamkeit auf das Vorhandensein des 10‰-Wassers am Boden der verschiedenen Stationen; und dem ganz entsprechend spielt das Vorhandensein des *Wassers von über 4°* eine Rolle bei den Temperaturverhältnissen.

Bei allen sieben Serien, die während des Zeitraums 1902—07 in der Gotlandtiefe genommen sind, fand man eine mächtige Bodenschicht von über 4°. Ferner wurde ausdrücklich gesagt, dass man mitunter *ausserhalb unseres fünfjährigen Zeitraums* niedrigere Bodentemperaturen (von hinab bis gegen 3°) beobachtet hat; und hauptsächlich im Anfang der internationalen Untersuchungen sind so lange Zeiträume zwischen den einzelnen Serien vergangen, dass die Möglichkeit, die Bodentemperatur sei dann und wann auch innerhalb des Zeitraums 1902—07 bis unter 4° gesunken, nicht ganz ausgeschlossen ist.

Indessen scheint doch die Wahrscheinlichkeit dafür zu sprechen, dass die tiefen Bodenschichten des eigentlichen Ostseebassins (östlich und nördlich von Gotland) in jedenfalls sehr nahe dem ganzen Zeitraum 1902—07 *eine permanente 4°-Zone* gebildet haben (d. h. eine Zone, in der die Temperatur beständig über 4° gewesen ist; mitunter ist sie ja sogar in der Gotlandtiefe über 5° gewesen); und da die hier behandelten finnischen Messungen in diesen Zeitraum fallen, können wir eine *permanente* Bodentemperatur von über 4° als ein Kriterium für Gebiete aufstellen, die noch zu dem eigentlichen Ostseebassin zu rechnen sind, — wogegen Gebiete, in denen die Bodentemperatur in

grösserer Ausdehnung unter 4° sinkt, zu den Randgebieten zu rechnen sind.

Mit Rücksicht auf diese Frage zeigt die Tabelle oben folgendes:

- 1) *Auf F 75 und F 74 ist die Bodentemperatur permanent über 4° .*
- 2) *Auf F 72 ist die Bodentemperatur noch gewöhnlich über 4° : von den 13 Bodenbeobachtungen hier sind 10 über 4° und nur 3 unter 4° gewesen. Von diesen drei sind ausserdem zwei in Tiefen kleiner als 100 m genommen, und von den 11 Bodenbeobachtungen in Tiefen grösser als 100 m ist eine $3^{\circ} 98$ (und eine $4^{\circ} 03$), während der Rest über 4° ist. Die Grenzen für die permanente 4° -Zone fallen also, wie die 10‰ -Grenze, ziemlich nahe mit dem Hauptverlauf der 100 m-Isobathe zusammen. Doch ist es ganz merkwürdig, dass gerade die Messung $3^{\circ} 98$ die tiefste ist, die überhaupt auf F 72 gefunden ist; sie liegt nämlich in einer Tiefe von 133 m (9.74‰ , 6. August 1902).*
- 3) *Auf F 71 ist die Bodentemperatur in der Regel unter 4° , und nur ganz ausnahmsweise über 4° . Von im ganzen 18 Bodenbeobachtungen sind 16 unter 4° gewesen, nur zwei sind $4^{\circ} 02$ bzw. $4^{\circ} 03$, und diese sind in einem Zwischenraum von nur einem Monat gemacht (19. August und 23. September 04).*

Denselben stufenweisen Übergang wie in dieser Aufzählung bekommt man, wenn man die Mittelzahlen von allen Bodentemperaturen auf den verschiedenen Stationen nimmt; man findet dann:

F 75	F 74	F 72	F 71
164 m: $4^{\circ} 5$	152 m: $4^{\circ} 4$	114 m: $4^{\circ} 1$	154 m: $3^{\circ} 6$

Also auf F 75 und F 74 erheblich über 4° , auf F 72 nahe an 4° und auf F 71 unter 4° .

Vergleicht man diese Mitteltemperaturen mit den früher gegebenen Mittelwerten für den Bodensalzgehalt, beziehungsweise:

10.51 ‰	10.24 ‰	9.74 ‰	8.81 ‰
---------	---------	--------	--------

so sieht man, dass die durchschnittliche Grenze für das 10‰ -Wasser etwas enger ist als die durchschnittliche Grenze für das 4° -Wasser; und dieses ist auch ganz natürlich, da die 4° -Isotherme höher oben im Meer als die 10‰ -Isohaline angetroffen wird. Bei den Messungen in der Gotlandtiefe lag die 4° -Isotherme in der Regel zwischen den 8- und den 10‰ -Isohalinen; und vergleicht man die Tabelle über den Mittelsalzgehalt mit der weiter unten gegebenen Tabelle über die Mitteltemperaturen, so sieht man, dass, während die

4°-Isotherme auf F 75 und 74 durchschnittlich über oder in dem 100 m-Niveau liegt, die durchschnittliche Lage der 10°/100-Isoline beständig unter diesem Niveau liegt, und erst in der Nähe von 125 m angetroffen wird.

Schliesslich kann es noch Interesse haben zu bemerken, dass die Mitteltemperaturen, die ich bei der Behandlung des Finnischen Meerbusens für 95 m auf F 61 gegeben habe, in den Monaten Mai—Oktober unter 4°, und in den Monaten November—April über 4° sind. In der einen Hälfte des Jahres ist die Bodentemperatur also hier durchschnittlich niedriger als 4°, und — wie auch von vornherein zu erwarten war — liegt F 61 schon weit ausserhalb der Grenzen der permanenten 4°-Zone.

Die vorhergehende Tabelle hat die höchsten und die niedrigsten beobachteten Temperaturen gegeben; wir wollen nun eine Tabelle über die Differenz derselben geben, also die *Variation der Temperatur*.

Tiefe	F 75			F 74			F 72			F 71			
	Frühling	Sommer	Herbst	Frühling	Sommer	Herbst	Frühling	Sommer	Herbst	Winter	Frühling	Sommer	Herbst
0	0° 6	2° 3	1° 2	1° 7	3° 0	1° 0	6° 5	3° 8	2° 1	1° 2	4° 3	5° 0	2° 7
20	1° 8	7° 3	1° 2	2° 2	7° 0	1° 0	2° 2	4° 5	2° 2	0° 7	1° 7	7° 2	2° 6
40	0° 4	1° 3	1° 0	1° 7	1° 8	3° 1	1° 8	3° 2	4° 5	1° 2	1° 3	2° 7	5° 3
60	0° 3	0° 9	4° 2	c. 1° 2	0° 8	4° 5	1° 3	1° 3	5° 5	2° 0 ¹⁾	c. 0° 7	0° 7	4° 7
80	0° 3	0° 9	c. 0° 5	c. 0° 8	0° 8	1° 8	c. 1° 6	0° 4	3° 8	...	0° 5	1° 0	c. 2° 7
100	0° 1	0° 2	0° 9	0° 1	0° 6	1° 0	c. 0° 2	0° 7	c. 0° 5	1° 0	0° 3	0° 9	1° 6
125	0° 0	0° 2	0° 1	c. 0° 1	c. 0° 5	c. 0°	...	...	...	...	0° 9	0° 7	0° 7
Boden	0° 5			0° 4			0° 5			0° 4	0° 5	0° 7	0° 6

Da z. B. auf F 75 im ganzen nur 2 Frühlingsserien genommen sind, ist es klar, dass obenstehende Tabelle in verschiedenen Fällen nur eine ganz vorläufige Schätzung über die Veränderlichkeit der Temperatur geben kann. Im wesentlichen zeigen die Variationen indessen ganz ähnliche Verhältnisse wie auf den früher behandelten südlichen Ostseestationen, und wir können uns deshalb auf einige ganz wenige Bemerkungen beschränken.

Auf F 72 ist die Variation *im Frühling* sehr gross an der Oberfläche (ca. 6½°), und ein wesentlicher Grund hierfür ist natürlich in der verhältnismässig schnellen Erwärmung der obersten Wasser-

¹⁾ Gilt für 50 m.

schichten im Laufe des Frühlings zu suchen. Wie stark die Verhältnisse sich jedoch von Jahr zu Jahr verändern können, sieht man aus dem Umstand, dass man bei 0 m auf F 72 eine so niedrige Temperatur wie $3^{\circ} 68$ am 24. Mai 1904 und eine so hohe Temperatur wie $9^{\circ} 74$ am 30. Mai 1903 fand; also ein grosser Unterschied der Temperaturen trotz eines nur geringen Unterschiedes in den Daten. Ferner ist es von Interesse zu bemerken, *wie stellenweise das warme Wasser auftritt*. Am 30. Mai 1903 fand man, wie gesagt, bei 0 m auf F 72: $9^{\circ} 74$ und noch bei 5 m: $7^{\circ} 56$; auf F 74 war aber die Oberflächentemperatur *an demselben Tage* nur $4^{\circ} 02$, und die Temperatur bei $2\frac{1}{2}$ m nur $3^{\circ} 13$. Die Erwärmung ist also sehr ungleich auf den verschiedenen Stationen, und offenbar von einer Reihe ganz zufälliger Verhältnisse abhängig. Dass die grosse Temperaturvariation $6\frac{1}{2}^{\circ}$ deshalb gerade auf F 72 und nicht auf einer der anderen Stationen gefunden wurde, ist als ein reiner Zufall zu betrachten; es hat aber Interesse zu sehen, dass so grosse Temperaturschwankungen im ganzen genommen schon so früh wie im Mai vorkommen können.

Im Sommer findet man wie gewöhnlich die grössten Veränderlichkeiten nicht an der Oberfläche, sondern an der Grenze zwischen den warmen oberen und den kälteren mittleren Schichten. Die nördlichen Gebiete der Ostsee scheinen jedoch sich von den südlicheren dadurch zu unterscheiden, dass *diese Grenze entschieden höher gegen Norden als gegen Süden liegt*. In dem eigentlichen Bornholmbassin sind im August die grössten Temperaturvariationen bei 30—40 m, in der Danziger Tiefe bei 40—50 m vorhanden, hier in dem finnischen Gebiete dagegen bei 20—30 m. (Die Variation bei 30 m schwankt zwischen $4^{\circ} 05$ auf F 72 und $8^{\circ} 39$ auf F 75).

Die Ursache hierfür ist — wie schon früher erwähnt — zum wesentlichen Teil in dem Umstand zu suchen, dass *die obere Schicht im Sommer weit weniger homohalin gegen Norden als gegen Süden ist*. Es gibt also grössere Dichtigkeitsunterschiede zwischen den verschiedenen Niveaus der oberen Schicht im finnischen Gebiet, als weiter südlich in der Ostsee, und dies muss notwendigerweise die vertikalen Vermischungen zwischen den oberen Wasserschichten an erstgenannter Stelle erschweren. Aber um so mehr die Vermischungen geschwächt werden, je mehr wird die von der Atmosphäre zugeführte Wärme geneigt sein, sich in die Oberflächenschicht anzuhäufen, ohne in die Tiefe zu dringen, d. h. die Grenze zwischen den warmen oberen Schichten und den kalten mittleren Schichten wird näher an der Oberfläche in dem finnischen Gebiet als in den südlichen Partien liegen.

Dagegen kann der Umstand, dass das Meer von der Sonne weniger stark im Norden als im Süden erwärmt wird, keine Rolle mit Rücksicht auf die Lage der genannten thermischen Sprungschicht spielen; betrachten wir nämlich zunächst die *durchschnittlichen* Verhältnisse, so können wir uns ganz einfach das Meer als aus zwei Schichten bestehend vorstellen: einer oberen Schicht von 0 bis x Meter mit lebhaften inneren Zirkulationen und unter x Meter einer tieferen Wasserschicht mit relativ schwachen vertikalen Mischungen. Die Wärme, die von der Atmosphäre in das Meer hinabdringt, wird sich dann, wegen der starken inneren Mischungen der oberen Schicht, schnell über die ganze Strecke 0— x Meter verbreiten, und innerhalb dieses Gebiets werden die vertikalen Temperaturunterschiede nur klein sein. Unter x Meter dringt die Wärme aber dagegen nur träge und langsam vor, und im Laufe des Sommers entwickelt sich somit bei x Meter eine Sprungschicht, die die warmen Schichten über x Meter von den kalten Schichten unter x Meter trennt. Und hieraus sehen wir gleich, dass *die Lage der Sprungschicht nur von den inneren Mischungen im Meere abhängt, aber nicht davon, ob etwas mehr oder etwas weniger Wärme von der Atmosphäre durch die Oberfläche dringt.*

Letztgenanntes Verhalten — also der Breitenunterschied zwischen den verschiedenen Gebieten des Meeres — macht sich dagegen auf eine andere Weise geltend: je mehr Wärme durch die Oberfläche dringt, um so wärmer wird ja die obere Schicht im Verhältnis zu den tieferen Wasserschichten, d. h.: *um so grösser wird der Temperatursprung, der in der Tiefe x stattfindet.* —

Gegen *Herbst* ist allmählich eine mächtige Wasserschicht erwärmt worden; die Grenze zwischen den verhältnismässig warmen oberen und den kälteren unterliegenden Schichten ist tiefer nach unten gerückt, und im November findet man dann auch an den meisten der finnischen Stationen die grössten Temperaturschwankungen bei ca. 60 m.

Soweit man nach den wenigen Winterbeobachtungen urteilen kann, findet man auf F 71 auch im *Winter* die grössten Veränderlichkeiten in den mittleren Tiefen, die nun den Übergang zwischen den kalten oberen und den wärmeren unteren Schichten bilden.

Am Boden ist die Veränderlichkeit sehr gleichartig — ca. $\frac{1}{2}^{\circ}$ auf den drei Stationen in dem Hauptbassin; etwas grösser ist sie dagegen in dem Randgebiet auf F 71, wo man ja auch von vornherein erwarten kann, dass die Verhältnisse etwas mehr variabel sind; die Differenz zwischen der absolut höchsten und der absolut niedrigsten beobachteten Bodentemperatur auf dieser Station beträgt genau $\frac{3}{4}^{\circ}$.

Wir schliessen demnächst die Temperaturbehandlung mit folgender Tabelle über die *Mitteltemperaturen* ab:

Tiefe	F 75			F 74			F 72			F 71			
	Frühling	Sommer	Herbst	Frühling	Sommer	Herbst	Frühling	Sommer	Herbst	Winter	Frühling	Sommer	Herbst
0	5° 4	15° 2	7° 6	4° 4	15° 2	7° 1	5° 7	15° 0	7° 2	1° 1*	5° 3	14° 3	6° 6
20	3° 7	c. 9° 8	7° 7	3° 7	8° 1	7° 1	2° 9	12° 2	7° 3	0° 8*	3° 4	8° 3	6° 7
40	2° 0	3° 5	c. 7° 6	2° 6	3° 1	6° 5	2° 1	4° 4	7° 1	1° 3*	2° 1	3° 2	6° 4
60	1° 9	2° 6	4° 2	1° 9	2° 7	4° 3	2° 2	2° 6	5° 8	...	2° 1	2° 6	5° 5
80	3° 3	3° 6	3° 6	c. 3° 2	3° 3	3° 7	3° 5	3° 0	4° 1	...	2° 2	3° 0	4° 6
100	4° 0	4° 2	4° 2	4° 0	4° 0	4° 1	4° 1	3° 9	4° 1	2° 7*	2° 5*	3° 4	3° 6
125	4° 2	4° 4	4° 3	4° 2	4° 3	4° 3				3° 2*	3° 0*	3° 6	3° 5
Boden (152—156 m)										3° 4	3° 6	3° 6	3° 6

Wir fangen damit an, F 71 zu besprechen, wo man die Mitteltemperaturen das ganze Jahr hindurch verfolgen kann. Man sieht da, wie gewöhnlich, dass in den oberen Wasserschichten das Minimum im Winter und das Maximum im Sommer eintritt. Bei 40 m fällt das Minimum fort dauernd in den Winter, und gleichzeitig fällt das Maximum nun ganz ausgeprägt in den Herbst; man findet also hier ein neues Beispiel von den früher erwähnten *schiefen Temperaturkurven*. Und beinahe analog stellen die Verhältnisse sich bei 60 und 80 m; soweit man nach den wenigen zur Verfügung stehenden Beobachtungen urteilen kann, ist die Mitteltemperatur im Winter hier etwa 2°, der Unterschied zwischen den Winter- und Frühlingstemperaturen ist also jedoch nur verschwindend, und das Minimum fängt nun an, sich vom Winter bis zu der Zeit zwischen Winter und Frühling zu bewegen.

Ferner kann man noch bei 100 und 125 m ganz deutlich die *Abhängigkeit der Temperatur von der Jahreszeit nachweisen*; bei 100 m ist der Unterschied zwischen der höchsten und der niedrigsten Mitteltemperatur ca. 1°, und bei 125 m ca. $\frac{1}{2}$ °.

Die regelmässigen Temperaturverhältnisse auf der ganzen Strecke von 0 bis zu 80 m zeigen, dass die vertikalen Vermischungsprozesse hier überall den Haupteinfluss haben, und die Temperaturen hängen also von der jährlichen Erwärmung und Abkühlung der Atmosphäre direkt ab; die verhältnismässig grosse Amplitude noch bei 80 m zeigt ferner, dass *dies fortjährend bis zu Tiefen erheblich unter das 80 m-Niveau hinab der Fall sein muss*. — Bei 100 und 125 m sind die Vermischungen aber nicht mehr

allein bestimmend, in diesen grossen Tiefen werden vielmehr die Temperaturen durch eine Kombination von Mischungen und Strömungen geregelt. Die Tabelle zeigt nämlich, *dass die Temperaturen hier schon im Sommer ebenso hoch sind wie im Herbst*; obgleich die Temperatur sowohl im Frühling als im Sommer bei 80 m niedriger ist als bei 100 m, steigt doch die Durchschnittstemperatur der Wassersäule zwischen 100 m und dem Boden vom Frühjahr zum Sommer ganz erheblich, und dies kann nur durch eine Einströmung warmer und salziger Tiefwassermassen vom offenen Ostseebassin bewirkt werden. Ein Vergleich zwischen den Temperaturen und Salzgehalten auf F 71 und F 75 zeigt, dass diese Wassermassen im offenen Bassin mehr als 80 m unter der Oberfläche liegen müssen und somit Schichten angehören, die hier sicherlich das ganze Jahr hindurch Temperaturen über $3\frac{1}{2}^{\circ}$ haben.

Diese horizontale Warmwasserzufuhr erschwert natürlich die Bestimmung der Tiefe, bis zu welcher die atmosphärische Wärmewelle im Herbst hinabdringt. Von grossem Interesse ist jedoch u. a. die folgende Serie vom 5. Nov. 03:

0 m: $7^{\circ} 26$; 40 m: $9^{\circ} 11$; 80 m: $5^{\circ} 66$ (7.20°_{100}); 100 m: $4^{\circ} 57$ (7.54°_{100});
125 m: $3^{\circ} 69$ (9.15°_{100}).

Man sieht also hieraus ganz sicher, dass *die atmosphärische Erwärmung auf F 71 jedenfalls mehr als 100 m in das Meer hinabdringen kann*. Inwieweit sie auch die Temperatur bei 125 m beeinflusst hat, ist wegen des hohen Salzgehalts in dieser Tiefe unsicher.

Einfacher stellt sich die Sache in Bezug auf die Abkühlung des Tiefenwassers. Wie schon gesagt, hat der gegen F 71 setzende Unterstrom sicherlich immer eine Temperatur von $3\frac{1}{2}^{\circ}$ und mehr, wenn er das offene Ostseebassin verlässt; die niedrigen Temperaturen bei 100 und 125 m auf F 71 im Winter und im Frühjahr können also nur die Folge der von der Atmosphäre her stammenden Winterkälte sein, und *die atmosphärische Abkühlung dringt also auf F 71 sicherlich mehr als 125 m in das Meer hinab*.

Es ist aber nicht ausgeschlossen, dass der Unterstrom doch auch hier von Bedeutung ist. Die Vermischungen gehen ja nicht nur auf der Station F 71 selbst vor sich; ehe der Unterstrom F 71 erreicht, muss er eine Barriere passieren, deren grösste Tiefen ca. 80 m betragen, und beim Passieren der flachen Stellen wird er natürlich namentlich im Winter mit den kalten höheren Schichten stark vermischt. Wenn er demnächst die Untiefen überschritten hat und wieder abwärts sinkt, führt er die Winterkälte mit sich

bis zu Tiefen, wohin die an Ort und Stelle stattfindenden Vermischungen sie vielleicht nicht bringen konnten.

Wenn wir endlich das tiefste *Bodenwasser* auf F 71 betrachten, so scheint hier die Abhängigkeit der Temperatur von der Jahreszeit aufgehört, oder beinahe aufgehört zu haben. Schon bei der Behandlung des Salzgehalts machten wir darauf aufmerksam, dass die tiefste Bodenschicht nur dann und wann erneuert wird, oft in ziemlich langen Zwischenräumen, und wir befinden uns nicht mehr im Hauptgebiet des Tiefenstromes. Es ist sodann auch natürlich, dass die Abhängigkeit der Temperatur von der Jahreszeit nun gering werden muss; die Temperaturen der verschiedenen Einströmungen scheinen sich gewissermassen auszugleichen und *eine das ganze Jahr hindurch konstante Mitteltemperatur von etwa $3\frac{1}{2}^{\circ}$ hervorzubringen.*

Was die Stationen im offenen Bassin betrifft, so hebt F 72 sich durch die hohe Herbsttemperatur bei 60 m hervor; das Wasser ist hier $1\frac{1}{2}^{\circ}$ wärmer als auf den beiden anderen Stationen und hat etwa denselben Wärmegehalt als bei 60 m auf F 71.

Auf F 74 und 72 kann man noch mit Sicherheit die Abhängigkeit der Mitteltemperatur von der Jahreszeit bei 80 m nachweisen; sehr deutlich ist sie auf F 72, schwächer auf F 74. Und auf F 75 ist sie praktisch gesprochen in dieser Tiefe verschwunden. Es ist wohl nicht wahrscheinlich, dass die Hinzufügung der fehlenden Winterserien zu den Stationen F 75—72 in einem hervortretenden Grade das Bild der Temperaturverhältnisse, was die tiefen Schichten betrifft, ändern würde; und als angenäherte Werte für die Temperaturamplituden bei 80 m kann man deshalb setzen:

$$F\ 71: 2\frac{1}{2}^{\circ}; F\ 72: ca. 1^{\circ}; F\ 74: ca. \frac{1}{2}^{\circ}.$$

Mit Rücksicht auf *die senkrechte Verteilung der Mitteltemperaturen* in jeder einzelnen Jahreszeit wollen wir noch einige wenige Bemerkungen machen.

Auf F 75 und F 74 trifft man *während der ganzen Zeit vom Mai bis zum November ein intermediäres Temperaturminimum*, oben und unten von wärmeren Wassermassen begrenzt. Auf F 75 liegt es im Mai zwischen 40 und 60 m und ist ca. 2° ; im August ist dessen thermischer Wert bis zu $2\frac{1}{2}^{\circ}$ gestiegen, und es liegt nun bei 60 m; und schliesslich im November ist es $3\frac{1}{2}^{\circ}$ und liegt bei 80 m. Auch auf F 74 liegt es im Herbst bei 80 m, und die Mitteltemperatur ist hier etwa $\frac{1}{2}^{\circ}$ niedriger als bei 125 m. Wie wir in dem Vorhergehenden gesehen haben, kann das Minimum

auf dieser Station unter günstigen Verhältnissen beinahe ganz verwischt werden; aber dieses ist offenbar noch hier so selten, dass dieses Phänomen nicht vermag, sich in den Mittelzahlen geltend zu machen.

Auf F 72 ist das Minimum im Herbst dagegen weit mehr verwischt. Es gibt nun faktisch keinen Unterschied zwischen den Mitteltemperaturen für November bei 80 und 100 m, sowie der totalen Mittelzahl für das ganze Jahr in der Bodentemperatur. Die Wahrscheinlichkeit spricht jedoch dafür, dass noch ein reichlicheres Material zur Erkenntnis eines — wenn auch schwachen — intermediären Minimums auf dieser Station führen würde. Denn die Mittelzahlen, die ich auf Grundlage eines kontinuierlicheren Materials für Station F 61 in der Mündung des Finnischen Meerbusens berechnet habe, zeigen, dass das Bodenwasser noch hier das ganze Jahr hindurch eine etwas höhere Mitteltemperatur hat als die zunächst überliegenden Schichten. Erst ein Stück in den Finnischen Meerbusen hinein (auf ca. 24° östl. Länge) liegt eine Barriere, die den Ausläufer der Bodenströmung gegen Osten so stark schwächt, dass jenes letzte *thermische* Kennzeichen verschwindet.

Auf F 71 ist schliesslich das intermediäre Minimum im Herbst aus den Mitteltemperaturen verschwunden: Von 20 bis zu 100 m nimmt die Mitteltemperatur beständig mit wachsender Tiefe ab, und darauf hält sie sich konstant von 100 m bis zum Boden.

Endlich wollen wir nun die Behandlung der Mitteltemperaturen mit einem kurzen Vergleich zwischen den Verhältnissen in der Danziger Tiefe und im finnischen Gebiet abschliessen.

Falls die Vermischungen im grossen Ganzen an beiden Stellen dieselbe Stärke hätten, so würde in allen Tiefen das Wasser immer kälter im finnischen Gebiet als in der Danziger Tiefe sein; denn wegen der höheren nördlichen Lage erhält das Meer an der ersten Stelle eine geringere Wärmezufuhr von der Atmosphäre als an der letztgenannten Stelle. Hierzu kommt, dass wegen der noch nördlicheren Lage des Bottnischen Meerbusens das dorthier kommende Wasser eine fernere Abkühlung der obersten Schichten in der eigentlichen Ostsee bewirken muss, und die Bedeutung dieses Verhaltens geht klar aus folgender Tabelle der Oberflächentemperaturen im August hervor:

D 12 (Breite 54° 54' N).	 16° 2
F 75 (Breite 58° 54' N).	 15° 2
F 71 (Breite 59° 30' N).	 14° 3

Von F 75 bis zu F 71 sinkt die Oberflächentemperatur also ebenso viel wie auf der siebenmal so langen Strecke von der Danziger Tiefe bis zu F 75.

Die Mitteltemperaturtabellen aus der Danziger Bucht und aus dem finnischen Gebiet zeigen dann auch, dass bei gleichen Tiefen die Temperaturen durchgehends niedriger sind im Norden als im Süden. Aber es gibt eine sehr interessante Ausnahme. Im November ist die Mitteltemperatur bei 75 m auf D 12 nur 3° 9, während sie bei 80 m im Randgebiet bei F 71 dagegen 4° 6 ist, also etwa $\frac{3}{4}^{\circ}$ höher. Dies liefert einen fernerer Beweis dafür, welche grosse Bedeutung der in den Randgebieten stattfindenden Steigerung der Vermischungsintensitäten beizumessen ist: obgleich die meisten Faktoren eine niedrige Temperatur im Norden anstreben, ist die Steigerung des Vermischungsprozesses doch so stark, dass sie trotz der erheblich nördlicheren Lage das Tiefenwasser bei 80 m auf F 71 im Herbst besser erwärmt, als es in der südlichen Danziger Tiefe der Fall ist. — Also:

Bei gleichen Tiefen ist das Wasser wohl durchgehends wärmer im Süden als im Norden, aber es gibt doch Schichten, wo im Herbst die Temperatur in den hohen nördlichen Randgebieten bedeutend höher ist als in der weit südlicher liegenden Danziger Bucht.

Wie die unregelmässigen Bodenverhältnisse in den Randgebieten lebhaft Vermischungen zwischen den tieferen Wassermassen hervorrufen, ist im Vorhergehenden ausführlich erwähnt. Diese Steigerung der Mischungsintensität wird im Meere bei F 71 ferner durch den Umstand begünstigt, dass hier keine scharfe Salzgehaltsgrenze zwischen oberen und unteren Schichten existiert; der Bodensalzgehalt hält sich hier stets ziemlich niedrig, und die Folge wird, dass im Herbst und Winter nirgends erhebliche Dichtigkeitsunterschiede zwischen konsekutiven Schichten auftreten, die gegenseitige Vermischungen sonderlich erschweren können.

In ähnlicher Weise wird im Hauptbassin eine grosse Dicke der Deckschicht bewirken, dass die starken Herbst-Vermischungen sich an einer solchen Stelle bis zu grossen Tiefen unterhalb der Oberfläche verbreiten und somit ein verhältnismässig tiefes Eindringen der atmosphärischen Wärmewelle verursachen. Dies trifft für die Station F 72 zu, indem wir früher gezeigt haben, dass die Grenze zwischen der Deckschicht und der Bodenschicht im Herbst hier etwas tiefer liegt als an anderen Stellen im offenen Bassin; und wir haben da auch im Vorhergehenden gesehen, dass diese Sta-

tion in mehreren thermischen Beziehungen einen Übergang bildet zwischen dem offenen Bassin und den Randgebieten (F 71). Auch bei unserem Vergleich zwischen dem finnischen Gebiet und der Danziger Tiefe tritt dasselbe hervor; die hohen Herbsttemperaturen um die 60 m Tiefe auf F 72 bewirken nämlich, dass auch *hier einige Schichten (60—80 m) im Herbst etwas wärmer zu sein scheinen als auf D 12*; der Unterschied ist doch nicht so gross wie derjenige zwischen F 71 und D 12.

C. Der Sauerstoffgehalt.

Über diesen liegen keine Winterbeobachtungen auf unseren vier Stationen vor, und wir sind somit nur darauf angewiesen, die Verhältnisse in den drei Monaten Mai, August und November zu untersuchen.

Man trifft hier, wie an allen anderen Stellen in der Ostsee, das Verhalten, dass die obere Schicht gut ventiliert, die Bodenschicht dagegen weniger sauerstoffhaltig ist. Und wie *das Sauerstoffprozent* in den verschiedenen Wasserschichten variiert, darüber gibt folgende kleine Tabelle Auskunft:

I. Das Hauptbassin (F 75 — 74 — 72)				II. F 71	
Min.				Min.	Max.
Im Wasser von	unter 8 ‰	...	76.7 ‰	75.4 ‰	107.7 ‰
— — —	zwischen 8 und 9 ‰	...	48.7 ‰	9.8 ‰	59.6 ‰
— — —	— 9 — 10 ‰	...	21.1 ‰		
— — —	über 10 ‰	...	23.5 ‰		
			38.7 ‰		

Die unter 8 ‰ salzige obere Schicht ist also immer gut ventiliert, indem sie wenigstens $\frac{3}{4}$ der zur Sättigung notwendigen Sauerstoffmenge enthält; und — wie wir unten sehen werden — ist sie gewöhnlich noch erheblich sauerstoffhaltiger. Andererseits ist das Sauerstoffprozent in dem über 10 ‰ salzigen Bodenwasser dagegen niedrig, zwischen 20—40 ‰; und die Mittelzahl von allen 22 Sauerstoffanalysen, die im Wasser von über 10.0 ‰ angestellt sind, ist 32 ‰. *Das über 10.0 ‰ salzige Bodenwasser in dem Hauptbassin enthält also durchgehends $\frac{1}{3}$ der zur Sättigung notwendigen Sauerstoffmenge.*

Die niedrigsten Sauerstoffprocente kommen am Boden auf F 71 vor und können hier bis zu ca. 10 ‰ hinabgehen. Diese geringen Sauerstoffmengen sind im Wasser von zwischen 8 und 9 ‰ gefunden; wie wir in dem Vorhergehenden gesehen haben, kann der Bodensalzgehalt auf F 71 dann und wann über 9 ‰ steigen, in diesen Fällen ist aber leider keine Bestimmung des Sauerstoffgehalts gemacht.

Einen Begriff von der *relativen Häufigkeit, mit welcher die verschiedenen Sauerstoffprozent in den verschiedenen Wasserschichten auftreten*, gibt untenstehende Tabelle. Diese ist ganz einfach auf die Weise gebildet, dass wir unter allen zur Verfügung stehenden Beobachtungen aufgezählt haben, wie viele in jede einzelne Rubrik der Tabelle fallen. Damit ein solches Verfahren unbedingt verwendbar sein soll, ist erforderlich, dass die Messungsreihen in äquidistanten Zeitintervallen, sowie die Sauerstoffanalysen jeder einzelnen Messungsreihe immer in denselben äquidistanten Tiefen genommen sind, und dieses ist in dem vorliegenden Material nicht der Fall. Die Regelmässigkeit des Resultats und die typische Fehlergesetzverteilung, die sich innerhalb jeder einzelnen Wasserschicht geltend macht, deutet jedoch entschieden darauf hin, dass die Mängel in der Verteilung des Materials von keiner wesentlichen Bedeutung sind; und als eine erste angenäherte Übersicht über die Verhältnisse kann man deshalb die Tabelle als brauchbar betrachten. Der Vollständigkeit halber wollen wir nur noch bemerken, dass, wenn ein Wert eben an die Grenze zwischen zwei Rubriken fällt, derselbe immer zu der höheren gerechnet ist; z. B. ist eine Wasserprobe von 9.00 ‰ zu der Kolonne 9—10 ‰ gerechnet, eine Sauerstoffanalyse von 60.0 ‰ zu der Reihe 80—60 ‰.

Das Hauptbassin (F 75 — 74 — 72)					F 71		
Sauerstoffmenge	Anzahl Beobachtungen mit				Sauerstoffmenge	Anzahl Beobachtungen mit	
	Unter 8 ‰	8—9 ‰	9—10 ‰	Über 10 ‰		Unter 8 ‰	Über 8 ‰
Über 80 ‰ . . .	43	keine	keine	keine	Über 80 ‰ . . .	21	keine
80—60 ‰ . . .	1	6	keine	keine	80—60 ‰ . . .	4	keine
60—40 ‰ . . .	keine	5	8	keine	60—40 ‰ . . .	keine	7
40—30 ‰ . . .	keine	keine	17	16	40—20 ‰ . . .	keine	3
30—20 ‰ . . .	keine	keine	2	6	Unter 20 ‰ . .	keine	2

Man sieht also, dass in der unter 8 ‰ salzigen oberen Schicht die überwältigende Mehrzahl von Wasserproben mehr als 80 ‰ Sauerstoff enthält. In dem offenen Bassin verteilen sich fernerhin die Sauerstoffprozent der 8 ‰-Wasserschicht ziemlich symmetrisch um 60 ‰, und unter der 9 ‰-Isohaline liegen die meisten Sauerstoffprozent zwischen 40 und 30 ‰. Solange man sich noch in dem 9 ‰-Wasser befindet, ist eine entschiedene Tendenz zu Verschiebungen über 40 ‰ vorhanden, während die Tendenz in dem 10 ‰-Wasser dagegen zu Verschiebungen unter 30 ‰ neigt.

Während man auf diesem Wege einen guten Überblick über die Verteilung der Sauerstoffprocente nach den Salzgehalt der verschiedenen Wasserschichten bekommt, kann man dagegen schwieriger die bisjetzt gegebenen Tabellen benutzen, um einen Begriff von der *Verteilung der Sauerstoffprocente nach der Tiefe* zu geben. Es gibt ja nämlich einen wesentlichen Unterschied zwischen den Tiefen der Isohalinen in dem Hauptbassin und auf F 71; und um auch diese Seite der Sache zu erläutern, wird folgende Tabelle beigelegt. Wir müssen nun aus Mangel an Material Station F 72 ausschalten; und wir müssen uns leider auch mit den angegebenen Tiefen begnügen, da das Material von den dazwischen liegenden Tiefen zu zerstreut und zufällig ist, um einen Vergleich durchzuführen.

Tiefen	F 75			F 74			F 71		
	Min.	Max.	Mittel	Min.	Max.	Mittel	Min.	Max.	Mittel
0 m	96.8	108.4		80.7	109.0		95.1	107.7	
50 m	83.7	100.8		c. 85	96.8		83.8	98.7	
100 m	32.7	42.8	38 %	32.5	53.3	38 %	48.2	80.9	65 %
Boden (d. h. Tiefste Sauerstoffanal.)	29.3 (150 m)	37.6 (176 m)	33 % (148 m)	21.1 (159 m)	38.7 (146 m)	31 % (157 m)	9.8 (155 m)	42.3 (150 m)	27 % (154 m)

Man sieht gleich, dass das Wasser bei 50 m noch überall zu den wohl ventilierten Schichten gehört; auf F 75 sind sogar Fälle von schwacher Übersättigung in dieser Tiefe vorgekommen. Andererseits sieht man, dass das Sauerstoffprozent selbst an der Oberfläche bisweilen bis zu 80 % sinken kann, es ist aber sicher als selten zu betrachten.

Weit grösseres Interesse knüpft sich an die *Verhältnisse bei 100 m*. Auf F 75 und F 74 ist das Durchschnittsprozent an beiden Stellen 38 %, und die minimalen Sauerstoffprocente sind auch gleich. Dagegen ist das maximale Sauerstoffprozent bedeutend höher auf F 74 als auf F 75. Dieses hohe Sauerstoffprozent war eben am 28. November 1903 vorhanden, welches Datum — wie ausführlich unter den Temperaturen erwähnt — sich auch dadurch auszeichnete, dass die atmosphärische Erwärmung bei dieser Gelegenheit sehr tief unter die Oberfläche auf F 74 reichte. Wir geben sämtliche Sauerstoffanalysen von diesem Zeitpunkt wieder:

m	t°	S ‰	O ₂ ‰
0	6.96	6.85	91.7
60	7.22	6.94	91.4
100	4.71	8.62	53.3
141	4.31	10.01	29.6

Wie man sich erinnern wird, war das intermediäre Temperaturminimum bei dieser Gelegenheit schwach auf F 74, indem man bei 80 m 5° 04 und bei 90 m 4° 22 fand. Bei 90 m ist die Temperatur also wohl etwas niedriger als sowohl bei 100 m wie bei 80 m; es scheint jedoch alles in allem ganz klar zu sein, dass bedeutende Verschiebungen und vertikale Mischungen im Meere stattgefunden haben, die 1) die direkte atmosphärische Erwärmung unter das 80 m-Niveau haben hinabdringen lassen, 2) in einem sehr wesentlichen Grad das intermediäre Temperaturminimum ausgeglichen, und 3) der 100 m-Schicht eine bedeutende Sauerstoffmenge zugeführt haben, die bewirkt hat, dass das Sauerstoffprozent sehr erheblich über seinen durchschnittlichen Wert gestiegen ist. Wie tief die atmosphärischen Wirkungen sich hinunter erstreckt haben, sieht man ja auch aus der hohen Temperatur bei 60 m; der Umstand, dass das Wasser noch hier über 90 % von der zur Sättigung notwendigen Sauerstoffmenge enthält, kann dagegen nicht als ein absoluter Beweis angenommen werden, weil wir gleich unten sehen werden, dass eben so hohe Sauerstoffprocente bei 60 m in Fällen zu finden sind, in denen die vertikalen Vermischungen schwach gewesen sein müssen.

Und auf F 71 erstrecken die hohen Sauerstoffprocente sich noch bedeutend tiefer nach unten hin. Das durchschnittliche Sauerstoffprozent bei 100 m ist ungefähr doppelt so hoch auf F 71 als in dem Hauptbassin; das niedrigste Sauerstoffprozent bei 100 m auf F 71 ist höher als das höchste Sauerstoffprozent in derselben Tiefe auf F 75; und es kann noch in dieser Tiefe auf F 71 bis über 80 % steigen. Dieses ist ganz augenscheinlich eine Folge der starken vertikalen Winterzirkulationen; die Messung rührt nämlich vom 8. Mai 1906 her, wo man auf F 71 fand:

50 m:	1° 87	—	6.80 ‰	—	98.7 %
80 m:	1° 87	—	7.23 ‰	—	87.7 %
100 m:	2° 36	—	7.59 ‰	—	80.9 %

Alle Schichten weisen also sehr deutliche Zeichen von der Winterabkühlung auf.

Die vorhergehenden Bemerkungen über das 100 m-Niveau zeigen Folgendes:

Auch mit Rücksicht auf den Sauerstoffgehalt trifft man ähnliche Unterschiede zwischen dem offenen Bassin und den Randgebieten, wie wir sie schon im dem Salzgehalt und der Temperatur nachgewiesen haben: die direkten atmosphärischen Einwirkungen dringen bedeutend tiefer nach unten hin in den Randgebieten als in dem Hauptbassin.

Im Vergleich hiermit hat eine Betrachtung der tiefsten Sauerstoffanalysen nur wenig Interesse. In dem Hauptbassin reichen die direkten atmosphärischen Einwirkungen nie bis zum Boden, und es gibt da auch keinen wesentlichen Unterschied zwischen den Verhältnissen auf F 75 und 74. Station F 71 liegt, wie oft bemerkt, in einem engen Loch, und das eigentliche Bodenwasser ist hier durchgehends etwas schlechter ventiliert als in dem Hauptbassin. Wenn eine längere Stagnation eintritt, nimmt das Sauerstoffprozent hier sehr stark ab, während die Einstromung von frischem Wasser mitunter das Sauerstoffprozent bis über 40 % bringen kann.

Es bleibt nur noch übrig zu bemerken, dass, wenn man noch weiter nach Norden gegen das Ålandsmeer kommt, die atmosphärischen Einwirkungen sich noch sehr viel weiter nach unten hin erstrecken, und im Winter ganz bis zum Boden zu reichen scheinen. Von F 67 liegt sodann am 8. Mai 1906 folgende Messung vor:

212 m: 1° 53 — 6.56 ‰ — 99.8 %.

Überhaupt sind auf dieser Station noch nie Sauerstoffprocente unter 80 % im Bodenwasser beobachtet, und die niedrigen Sauerstoffprocente am Boden auf F 71 sind also nur ein lokales Phänomen.

Mit Rücksicht auf *den absoluten Sauerstoffgehalt des Wassers* O_2 ccm trifft man natürlich auch hier das früher angegebene Verhalten, dass das Wasser im Sommer einen grösseren absoluten Sauerstoffgehalt hat in den kalten mittleren Schichten als in den warmen oberen Schichten. Deutliche Beispiele sind folgende:

19. Aug. 04; F 75			9. Aug. 06; F 75			6. Aug. 03; F 74		
m	t°	O_2 cc	m	t°	O_2 cc	m	t°	O_2 cc
0	14° 72	6.95	0	14° 64	6.73	0	16° 24	5.34
50	2° 57	7.53	50	2° 73	8.45	25	5° 76	7.46
100	4° 26	2.77	80	3° 26	5.14	70	2° 78	7.24
			100	4° 10	3.12	80	3° 29	4.26

Bei einer einzelnen Gelegenheit, nämlich am 8. August 1906 auf F 74, waren die Verhältnisse etwas weniger regelmässig. Man fand da:

0 m.....	16° 05	— 6.60 cc	— 99.4 %
20 m.....	5° 80	— 7.59 cc	— 91.7 %
40 m.....	2° 92	— 6.82 cc	— 76.7 %
60 m.....	2° 48	— 7.93 cc	— 88.1 %
80 m.....	3° 06	— 5.41 cc	— 61.4 %
100 m.....	4° 05	— 3.10 cc	— 36.4 %

Zwischen den beiden ausgeprägten Maxima bei 20 und 60 m ist ein Minimum bei 40 m vorhanden, in denen auch das Sauerstoffprozent einen ungewöhnlich niedrigen Wert erreicht. Wahrscheinlich muss also bei dieser Gelegenheit ein exzeptioneller Sauerstoffverbrauch bei der 40 m-Wasserschicht vor sich gegangen sein, und der Fall ist zunächst als eine Ausnahme zu betrachten. Im allgemeinen kann man sagen, dass die Temperatur und der Sauerstoffgehalt im Sommer entgegengesetzte senkrechte Verteilungen zeigen: die Temperatur erreicht ein intermediäres Minimum und der Sauerstoffgehalt ein intermediäres Maximum in den mittleren Schichten.

Dies fängt natürlich schon an, sich im Laufe des Frühlings zu zeigen. So fand man am 24. Mai 1905 auf F 74:

0 m: 5° 44—8.05 cc; 50 m: 2° 28—8.76 ccm; 100 m: 4° 04—2.77 cc.

Und dasselbe Phänomen kann man noch dann und wann im Herbst während solcher Jahre spüren, in denen die vertikalen Mischungen nicht stark genug sind, um das intermediäre Temperaturminimum erheblich zu verwischen. Beispielsweise fand man auf F 74 am 12. November 1906:

0 m	7° 27	—	7.72 cc	—	96.4 ‰
40 m	7° 31	—	7.52 cc	—	94.0 ‰
50 m	3° 45	—	8.02 cc	—	91.3 ‰
60 m	2° 82	—	8.22 cc	—	92.1 ‰
80 m	3° 22	—	5.19 cc	—	59.2 ‰

Man sieht, wie auch ein deutliches intermediäres Maximum in O₂ dem scharfen intermediären Temperaturminimum bei 60 m entspricht. Übrigens ist es interessant, bei dieser Gelegenheit das hohe Sauerstoffprozent 92.1 ‰ bei 60 m zu bemerken. Die Temperaturverhältnisse deuten ja ganz entschieden darauf hin, dass eine besondere Vermischung mit den überliegenden Schichten bis zum 12. November 1906 bei 60 m nicht vor sich gegangen sein kann; und diese Schicht war somit offenbar seit längerer Zeit praktisch gesprochen von Sauerstoffzufuhr von oben her ausgeschlossen; eine horizontale Sauerstoffzufuhr spielt kaum eine besondere Rolle für diese Schichten, und das ganze deutet somit auf einen *bei dieser Gelegenheit sehr geringen Sauerstoffverbrauch in den mittleren Schichten hin*.

Die hydrographischen Verhältnisse im Bodenwasser der Danziger-Bucht.