

Werk

Titel: Deutsche Antarktische Expedition

Untertitel: die ozeanographischen Arbeiten im Wedell-Meer

Autor: Brennecke, W.

Ort: Berlin

Jahr: 1914

PURL: https://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?391365657_1914 | LOG_0040

Kontakt/Contact

Digizeitschriften e.V.
SUB Göttingen
Platz der Göttinger Sieben 1
37073 Göttingen

✉ info@digizeitschriften.de

Deutsche Antarktische Expedition.

Die ozeanographischen Arbeiten im Weddell-Meer.

Vortrag von **Dr. W. Brennecke**, Hamburg, in der Fachsitzung
unserer Gesellschaft vom 24. November 1913.

Seit Beginn dieses Jahrhunderts haben wir eine bedeutende Zunahme der ozeanographischen Forschungstätigkeit gegenüber früheren Jahrzehnten zu verzeichnen. Ich erinnere hier vor allem an die internationale Erforschung der nordeuropäischen Meere, die seit dem Jahre 1902 in Tätigkeit ist, und der wir unter anderem auch eine Verbesserung der ozeanographischen Instrumente und Methoden zu verdanken haben. Das romanische Mittelmeer ist kürzlich durch zwei dänische Expeditionen mit dem Dampfer „Thor“ besser bekannt geworden, und die Änderungen in der Zirkulation der Adria werden zurzeit von Italien und Österreich gemeinsam studiert. Im Ostgrönländischen und Norwegischen Meer sind zahlreiche Fahrten (u. a. von Nansen, Helland-Hansen, Amundsen und Herzog von Orléans) zum Studium des Einflusses der Eisschmelze und der Entstehung des Bodengewässers unternommen worden. Im Atlantischen Ozean wurden in den letzten Jahren drei Fahrten quer über den Ozean mit zahlreichen Tiefenbestimmungen ausgeführt: Die Fahrt des „Michael Sars“ 1910 im Nordatlantischen Ozean; die Fahrt des Dr. Merz auf dem Kabeldampfer „Stephan“ in den Tropen 1911 und die Fahrt der „Fram“ 1911 im Südatlantischen Ozean. Längsschnitte durch den Atlantischen Ozean wurden von dem Südpolarschiff „Gauß“ und den Vermessungsschiffen der kaiserlichen Marine „Planet“ und „Möwe“ gewonnen.

Alle diese Untersuchungen, deren Ergebnisse zum großen Teil noch nicht veröffentlicht sind, wurden auf der sogenannten Landhalbkugel ausgeführt, während auf der anderen Hälfte der Erdkugel, die wir mit Wasserhalbkugel bezeichnen, nur wenige Expeditionen in den letzten Jahren tätig gewesen sind. In den der West-Antarktis benachbarten Gebieten wurden Tiefen-Untersuchungen auf den Südpolarschiffen „Belgica“, „Antarctic“, „Scotia“ und „Pourquoi pas?“ gemacht, die aber, soweit die Veröffentlichungen erkennen lassen, nicht auf größere Meeresgebiete ausgedehnt worden sind. Nur „Gauß“ und „Planet“ haben systematische Untersuchungen in den durchfahrenen südlichen Gebieten ausgeführt; „Gauß“ im südlichen Indischen Ozean und „Planet“ außerdem im Stillen Ozean. So ergibt dieser Überblick über die regionale Verteilung der ozeanographischen Forschungstätigkeit, daß sich die Hauptarbeiten auf den Atlantischen Ozean beschränken, und daß der Indische und Stille Ozean und vor allem die höheren südlichen Breiten, also die größten Meeresgebiete, nur geringen Anteil an der Forschung dieser letzten Epoche haben.

Und gerade die großen Wasserbecken, welche in bedeutend geringerem Maße durch Einzel-Strömungen mit ihren verwickelten Mischungs-Erscheinungen und durch Landmassen beeinflußt werden, sind viel geeigneter zur Lösung der mannigfaltigen Probleme, die die Meereskunde uns heutzutage noch bietet und vor allem zur Lösung der Frage der Bildung des Bodenvassers, des Einflusses der Eisschmelze auf die Gesamtzirkulation u. a. m.

Die nachfolgenden Mitteilungen über die von mir als Mitglied der deutschen Antarktischen Expedition ausgeführten Untersuchungen im Südatlantischen Ozean und in seinem polaren Randmeer, der Weddell-See, sind als vorläufige Mitteilungen, denen eine ausführliche Bearbeitung folgen wird, aufzufassen.

Zunächst eine kurze Orientierung über die Bodengestaltung im Weddell-Meer¹⁾. Unsere Lotungen hier ergänzten diejenigen der „Scotia“-Expedition, der wir vornehmlich die Kenntnis einer Tiefsee von über 4000 m Tiefe südlich der Süd Orkney- und Süd Sandwich-Inseln und nördlich von Coatsland verdanken. Dem Gebiet zwischen den erwähnten Inselgruppen haben wir besondere Aufmerksamkeit geschenkt und namentlich auf der Fahrt nordwärts hier eine große Anzahl von Lotungen ausgeführt. Daß ein unterseeischer Höhenzug die beiden Inselgruppen verbindet, erscheint nach unseren Lotungen gesichert, da wir bei zwei Lotungsreihen zwischen den Inseln jedesmal Tiefen von nur 1000 bis 2000 m antrafen. Aber bei der westlichen Überquerung des Rückens ergab sich ein sehr kompliziertes Relief, so daß man annehmen kann, daß sich hier kein einfacher Höhenzug, sondern ein Gebirge mit mehreren Ketten unter dem Meeresniveau befindet, in dessen Talzügen auch Wasser aus dem Tiefenbecken der Weddell-See nach Norden dringt, wie uns die gemessenen Bodentemperaturen zeigten. Bei der Fahrt südwärts wurde zwischen 74° und 75° südl. Breite eine Flachsee entdeckt, die sich mit einer durchschnittlichen Tiefe von 600—700 m bis zum südlichsten Punkt, der erreicht wurde, ausdehnt; dicht am Inlandeis wurden Tiefen von 114 bis 125 m, an dem Barriere-Eis dagegen über 400—1158 m gemessen. Die Flachsee ist dort, wo wir sie kreuzten, durch eine Schwelle von etwa 400 m Tiefe gegen die Tiefsee abgeschlossen, da auf der Flachsee von dieser Tiefe ab stets eine Temperatur von $-1,9^{\circ}\text{C}$, am Steilhang zur Tiefsee dagegen in 1499 m Tiefe $+0,3^{\circ}\text{C}$ Bodentemperatur beobachtet wurde.

Die systematischen Untersuchungen über die vertikale Verteilung von Temperatur, Salzgehalt und Sauerstoffgehalt in den einzelnen Tiefenschichten des Meeres wurden nicht nur im Südpolar-Gebiet, sondern auch

¹⁾ Eine Karte der Lotungen und der Kurse des Expeditionsschiffes „Deutschland“ befindet sich in Annalen der Hydrographie usw. 1913 Tafel 3.

während der Ausreise des Schiffes „Deutschland“ im Nord- und Süd-atlantischen Ozean durchgeführt. Dies sollte, wenn irgend anging, auf jeder Expedition geschehen, da das vorhandene Beobachtungsmaterial selbst im Atlantischen Ozean noch so dürftig ist, daß auch in Gebieten, wo schon andere Expeditionen gearbeitet haben, oft noch gänzlich neue Tatsachen ans Licht gefördert werden — auch ist nur so ein Einblick in den inneren Zusammenhang der Erscheinungen in höheren und niederen Breiten möglich.

Unsere Temperatur-Beobachtungen, die sich auch auf die tieferen Schichten von 1000—3000 m erstreckten, führten so zu der Entdeckung einer Temperatur-Inversion in der Tiefe von 1500—2500 m, die im Süd-atlantischen Ozean zwischen 5° südl. Breite und 40° südl. Breite überall festgestellt werden konnte. Die beiden folgenden Reihenmessungen geben einen Einblick in die Erscheinung:

Reihe No. 31. 5. VIII. 1911				Reihe No. 41. 28. VIII. 1911			
9° 15' südl. Br., 34° 00 westl. Lg.				34° 23' südl. Br., 48° 4 westl. Lg.			
Tiefe	Temperatur	Salzgehalt	Dichte	Tiefe	Temperatur	Salzgehalt	Dichte
1000 m	3.81°	34.46	27.39	1000 m	2.99°	34.26	27.29
1200 m	3.83°	34.66	27.55	1500 m	3.12°	—	—
1500 m	4.20°	34.87	27.68	2000 m	3.33°	34.84	27.75
3000 m	2.75°	34.95	27.89	2500 m	3.25°	—	—
Boden	0.71°	34.70	27.85	Boden	0.05°	34.65	27.84
4594 m				4232 m			

Die Zunahme der Temperatur von 1000—1500 bzw. 2000 m beträgt etwa 0.4° C, die Genauigkeit der Einzelmessung 0.02° bis 0.04°. Wie ist die Temperaturzunahme, die zugleich mit einer Anreicherung des Salzgehaltes verbunden ist, zu erklären? Wir können sie nur deuten als Tiefenströmung, die sich zwischen Schichten kälteren salzärmeren Wassers zwischenlagert, wobei nachdrücklich bemerkt sei, daß der Ausdruck „Strömung“ hier auch für sehr langsame Verschiebungen des Wassers, die von unseren Apparaten vielleicht überhaupt nicht gemessen werden können, gebraucht wird. Jedenfalls zeigt uns diese warme Strömung in großen Tiefen, auf wie verschlungenen Wegen der Kompensationsbedingung im Ozean Genüge geleistet werden kann.

Bislang konnten wir über die Bewegungen in den Tiefenschichten des Südatlantischen Ozeans aus der Verteilung der einzelnen Elemente nur schließen, daß im westlichen Teil sich einerseits ein Tiefenstrom, charakterisiert durch ein Salzgehalts-Minimum in 800 m Tiefe, und ferner ein Bodenstrom, gekennzeichnet durch niedrige Temperaturen, nach Norden bewegt. Durch den jetzt festgestellten warmen Strom in 1500—3000 m Tiefe in entgegengesetzter Richtung wird ein neues wichtiges Glied in die

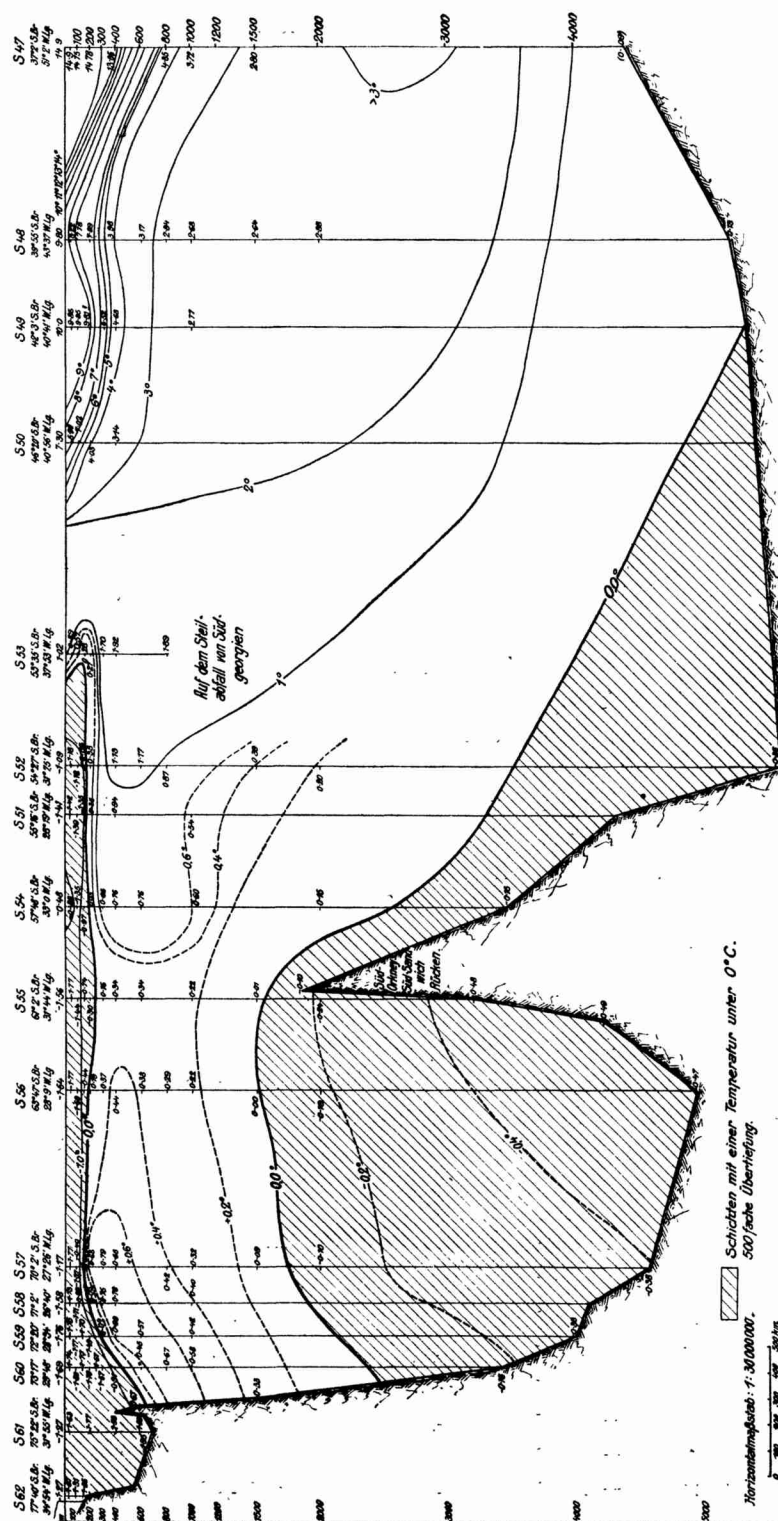
Vertikalzirkulation eingeschaltet und unsere Vorstellung über den Wasseraustausch in der Tiefe wesentlich erweitert.

Die erwähnte Tiefenströmung mit dem Salzgehalts-Minimum in 800 m Tiefe ist schon aus den alten „Challenger“-Schnitten des spezifischen Gewichts klar ersichtlich. Sie wurde gewissermaßen neu entdeckt durch die deutsche Südpolar-Expedition und weiter verfolgt von der „Planet“-Expedition, jedoch konnte ihre Entstehung bislang nicht mit Sicherheit angegeben werden. Auf der Fahrt mit der „Deutschland“ konnten wir unsere Arbeiten so anlegen, daß wir Vertikalschnitte der einzelnen Elemente vom Äquator bis zum Inlandeisrand konstruieren können. Aus den Vertikalschnitten ergibt sich, daß die salzarme Schicht, die in der Regel in 800 m Tiefe angetroffen wird, sich von der Oberfläche in den 50er Breiten in die Tiefe absenkt. Hier in 50° bis 54° südl. Breite ist der Grenzbezirk zwischen der Westwind-Trift und den von höheren Breiten durch Schmelzprozesse angesüßten und durch Winde nach Norden transportierten Wassermassen. Die Isohalinen und Isopyknen, die in niederen Breiten in 800 m Tiefe liegen, steigen hier an die Oberfläche und kennzeichnen so diese Breiten als Ursprungsstätte für den Tiefenstrom.

Die vertikale Temperaturverteilung in dem von uns durchfahrenen antarktischen Gebiet — etwa südlich von 55° südl. Breite — gliedert sich folgendermaßen (vergl. Abbild. 8): Die Oberflächenschicht bis etwa 200 m Tiefe weist Temperaturen unter Null Grad auf (im Sommer wird zuweilen die Temperatur in kleinen Waken von einigen Metern Durchmesser auch auf über Null Grad oberflächlich erwärmt). Unter der kalten Oberflächenschicht liegt eine Schicht mit Temperaturen über Null Grad, die sich bis zur Tiefe von etwa 1700 m erstreckt; unter dieser Schicht befindet sich wieder Wasser mit Temperaturen unter Null Grad mit den tiefsten Temperaturen am Boden des Meeres. Die Oberflächenschicht weist in sich wieder eine eigene Schichtung auf, die jahreszeitlich verschieden ist und durch folgende kleine Tabelle erläutert sei:

Serie 57. 13. I. 1912			Serie 67. 6. VI. 1912		
70° 2' südl. Br., 27° 26' westl. Lg.			71° 1' südl. Br., 42° 51' westl. Lg.		
	t	S ‰		t	S ‰
0 m	— 1.17° C	33.85		— 1.86° C	34.36
25 m	— 1.45° C	—		— 1.86° C	34.31
50 m	— 1.77° C	34.33		— 1.87° C	34.34
75 m	— 1.77° C	—		— 1.86° C	34.34
100 m	— 1.37° C	34.44		— 1.73° C	34.41
150 m	— 0.40° C	—		— 1.63° C	34.46
200 m	+ 0.65° C	34.66		— 1.43° C	34.51
300 m	+ 0.79° C	—		— 0.24° C	34.58
400 m	+ 0.68° C	34.68		+ 0.48° C	34.67

Abbild. 8.



Die Gegenüberstellung der beiden ausgewählten Reihen, welche die Temperaturverhältnisse im Sommer und im Winter veranschaulichen, ergibt, daß das Minimum der Temperatur, das im Sommer in der Regel zwischen 50 und 100 m Tiefe angetroffen wird, durch Erkaltung der 100 m-Schicht bis zum Gefrierpunkt im Winter und die dann folgende Erwärmung der oberflächlichsten Schichten im Laufe des Sommers entstanden ist. Die Erkaltung der 100 m-Schicht wird durch die beim Gefrierprozeß stattfindende Salzanreicherung der Oberflächenschicht begünstigt, wodurch Konvektionsströmungen in der oberen Schichten möglichst werden, während die Erwärmung von oben im Sommer die tieferen Schichten nur wenig beeinflußt, da die Oberflächenschicht jetzt leichter ist und Konvektion ausschließt.

Die Temperaturverteilung unter der ausgekühlten Oberflächenschicht wird durch das Relief des Meeresbodens beeinflußt. So finden wir, daß die Schicht mit positiven Temperaturen in etwa 61° bis 64° südl. Breite nicht so hohe Temperaturen aufweist wie in 70° bis 74° südl. Breite oder in nördlicherer Breite, und daß gleichfalls in z. B. 2000 m Tiefe relativ kaltes Wasser in 61° südl. Breite auftritt. Es sind diese niedrigen Temperaturen hier durch den unterseeischen Höhenzug zwischen den Süd Orkney- und Süd Sandwich-Inseln zu erklären, der einen Aufstau des kalten Tiefenwassers veranlaßt und die Entwicklung der warmen Zwischenschicht hemmt bzw. sie zum Teil mit kälterem Tiefenwasser mischt.

Gänzlich anders wie über der Tiefsee ist die Temperaturverteilung auf der Flachsee, wenigstens dort, wo wir sie mit der „Deutschland“ kreuzten. Hier fehlt die warme Zwischenschicht vollständig. Von der Oberfläche zur Tiefe fanden wir im Sommer stetig abnehmende Temperaturen und von 400 m bis zum Boden (meist 600—700 m) gleichförmige Temperaturen von -1.9° C. Diese Homothermie in den tieferen Schichten der Flachsee läßt auf eine Schwelle schließen, die den Abfluß des kalten Bodenwassers gegen die Tiefsee hemmt, was denn auch voll und ganz durch die bei der Südfahrt gemessenen Bodentemperaturen bestätigt wird. Diese ergeben bei Annäherung an den Steilabfall von Flach- zur Tiefsee eine stetige Erhöhung der Bodentemperatur, die hier im Süden im Niveau von 3000—4000 m um etwa 0.3° höher lag wie weiter im Norden und schließlich in 1500 m über 0° , so daß kein Zweifel bestehen kann, daß das Bodenwasser der Weddell-See (Tiefsee), dessen Temperatur -0.5° beträgt, hier nicht absinkt. Wo dieses Bodenwasser entsteht, darüber geben uns die bei der Trifffahrt gemessenen Temperaturen Aufschluß. Die Trift führte uns nach Westen und hier von der Tiefsee wieder auf den Steilabhäng bis 2600 m Tiefe, von dort nach Norden in die großen Tiefen bis 5000 m. Bei diesen im Westen auf dem Steilabhäng zur Tiefsee liegenden

Lotungen wurden nun bei den geringsten Tiefen die niedrigsten Temperaturen: -0.88° und -0.85° gemessen, bei etwas größeren Tiefen -0.78° und -0.73° und schließlich die Durchschnitts-Temperatur der Tiefsee des Weddell-Meeres von -0.5° C. Wir haben also hier kaltes Wasser, das sich auf dem Steilabhang in größere Tiefen absenkt und durch Mischung allmählich seine Temperatur erhöht. Das sich absenkende kalte Wasser dürfte seine niedrigen Temperaturen auf der im Süden liegenden Flachsee infolge winterlicher Abkühlung erhalten haben, deren Tiefenwirkung durch Abwesenheit der warmen Unterschicht ermöglicht wird. Während im Osten eine Bodenschwelle das Absinken des Bodenwassers zur Tiefsee hinderte, fehlt sie augenscheinlich im Westen, so daß hier ein stetiger Abfluß des Wassers in die Tiefsee stattfinden kann.

Die Salzgehaltsverteilung an der Oberfläche der Weddell-See ist etwas abhängig von der Eisverteilung, jedoch entfernen sich die Bestimmungen des Salzgehalts im Sommer nur um wenige Zehntel von 34.0‰ ; Werte unter 33.5‰ wurden nicht beobachtet. Im Winter, wenn sich auf der gesamten Meeresfläche eine Eisdecke bildet, reichert sich der Salzgehalt durch Ausscheidung von Salzen in Folge des Gefrierprozesses in den Oberflächenschichten an und erreicht unter der Eisdecke in 5 m Tiefe den Wert von 34.45‰ . Niemals jedoch — und dies erscheint mir sehr wesentlich — erreicht er in der obersten 100 m-Schicht den Wert von 34.65 bis 34.70‰ . Diese letztere Konzentration treffen wir nämlich in den Tiefen der Weddell-See und zwar von 200 bzw. 600 m Tiefe bis zum Boden in allen Breiten. Diese Gleichmäßigkeit in der vertikalen Verteilung des Salzgehalts, die sich über 20 Breitengrade auf Wassermassen von 4000 m Mächtigkeit erstreckt, ist um so mehr bemerkenswert, da sie sowohl in den Schichten mit positiven wie mit negativen Temperaturen besteht. (Es ist möglich, daß eine genauere Analyse noch kleine Differenzen findet, die größten Differenzen, die mittels Chlortitration gefunden wurden, betrugen 0.05‰).

Die Verteilung der Dichte (σ_t) ist gemäß den geringen Temperatur- und Salzgehalts-Unterschieden sehr gleichförmig. Bis 60° südl. Breite sind die Tiefen der Weddell-See von einer einheitlich-schweren Wassermasse mit einer Dichte von 1.0278 erfüllt, nur die obersten 200 bis 600 m weisen geringere Dichte auf. Die Isopykne von 1.02725 senkt sich in etwa 54° südl. Breite von der Oberfläche gegen die 600 m-Schicht der niederen Breiten und bestätigt unsere Auffassung von der Entstehung des salzarmen Tiefenstromes in diesen Breiten. Wie die Entstehung der mächtigen Wassermasse von einheitlichem Salzgehalt und einheitlicher Dichte, welche die Tiefen der Weddell-See erfüllt, zu deuten ist, läßt sich dagegen zurzeit noch nicht sagen. Das Wasser der niederen Breiten im Südatlantischen Ozean ist leichter und wärmer, so daß ein Transport aus diesem Gebiet nicht

angenommen werden kann. Konvektion von der Oberfläche zur Tiefe (über 200 m) findet in der Weddell-See nicht statt, da die Oberflächenschichten stets leichter sind und auch im Winter nicht so salzhaltig und schwer werden wie die unterlagernden Schichten und von den größeren Tiefen durch eine warme Zwischenschicht getrennt sind. Die einzige Möglichkeit einer Erklärung besteht daher in der Annahme eines Wassertransportes aus den östlichen Gebieten, von denen aber nur wenige exakte Tiefenbestimmungen bekannt sind. Als einigermaßen gesichert kann man nur die Entstehung des Bodenwassers der Weddell-See durch Abfluß erkalteten Wassers von der Flachsee in die großen Tiefen annehmen.

Wie auf der Forschungsreise mit S. M. S. „Planet“ habe ich auch auf dieser Reise mit fast allen Tiefen-Messungen Bestimmungen des Sauerstoffgehaltes verbunden. Ebenso wie in anderen Meeresgebieten ist auch in der eiserfüllten Weddell-See das Wasser an der Oberfläche im Sommer nahezu mit Sauerstoff gesättigt — der relative Sauerstoffgehalt also nahezu 100%, er sinkt aber schon in geringen Tiefen (50 m und 100 m) auf unter 80%. Im Winter finden wir schon in 5 m Tiefe unter dem Eis die gleichen geringen Werte, eine Folge des Sauerstoffverbrauchs durch Organismen. Da das Wasser keinen Kontakt mit der Atmosphäre hat, kann es seinen Sauerstoffgehalt in der Oberflächenschicht erst wieder ergänzen, wenn Zerteilung des Eises in größerem Maße eintritt. Das größte Sauerstoffdefizit (relativer Sauerstoffgehalt unter 60%) liegt in 300 bis 1000 m Tiefe, also dort, wo wir die höchsten Temperaturen antreffen. Diese Wasserschicht ist also sehr lange Zeit schon ohne Kontakt mit der Atmosphäre und bestätigt so durch ihre Sauerstoffarmut, daß Konvektionsströmungen zwischen Oberfläche und Tiefe in der Weddell-See nicht vorhanden sind. Mit zunehmender Tiefe nimmt der Sauerstoffgehalt etwas zu, der relative Sauerstoffgehalt beträgt in der Bodenschicht 68 bis 72%.

Eine Sonderstellung nimmt auch hierin die Flachsee ein, indem der relative Sauerstoffgehalt hier in allen Tiefen über 80% beträgt. Die gesamte Wassersäule ist also verhältnismäßig gut ventiliert, so daß wir auf Konvektionsströmungen zu bestimmten Jahreszeiten schließen können, die bis zum Boden reichen.

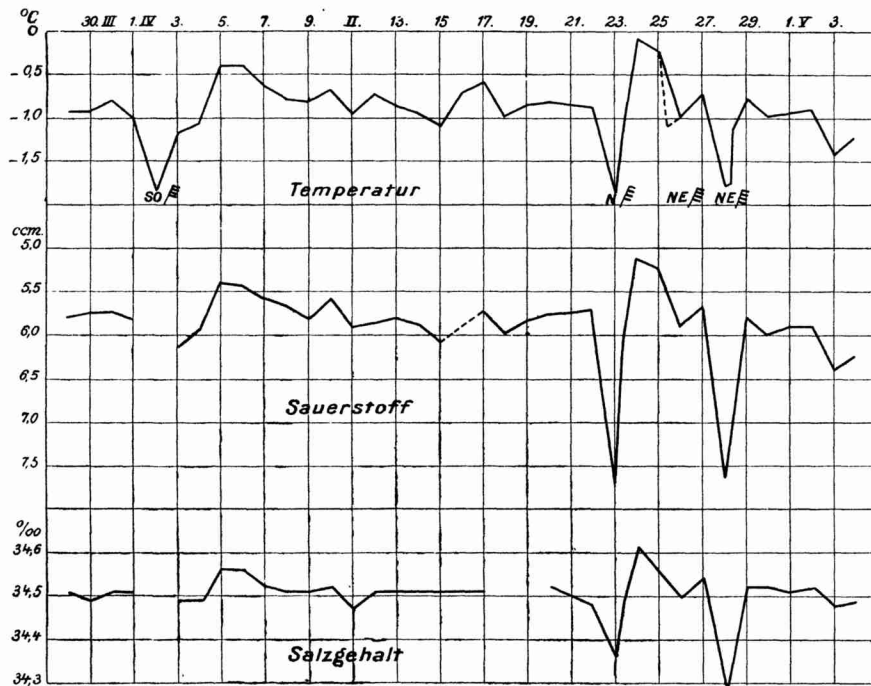
Nach dieser Skizzierung der Ergebnisse der Serien-Messungen, die neben den Lotungen immer das Fundament der ozeanographischen Arbeiten bilden, gehe ich über zu den spezielleren Untersuchungen, die während der Trift des Schiffes ausgeführt wurden.

Seit einigen Jahren wissen wir, daß die Temperatur der Tiefseeschichten des Ozeans Änderungen unterliegt. Diese Änderungen können mannigfacher Art sein. Einerseits sind es jahreszeitliche Änderungen,

andererseits Änderungen von Jahr zu Jahr, ähnlich wie die Schwankungen in den Wärmeverhältnissen der Atmosphäre. Ferner haben wir Schwankungen der Tiefentemperaturen mit gezeitenähnlichem Charakter und schließlich kommen interne Wellen zwischen Schichten sprunghafter Dichteänderung in Frage.

Während eines großen Teiles der Trift wurden von mir systematische Bestimmungen der Temperatur in einer bestimmten Schicht, der Grenzschicht zwischen dem kalten Oberflächenwasser und der darunter liegenden Warmwasserschicht ausgeführt. Das Ergebnis einer einmonatlichen Be-

Abbild. 9.



Temperatur, Sauerstoff und Salzgehalt in 300 m Tiefe. 10^h a. 29. März bis 4. Mai 1912.
(Trift von 72° 26' S. Br. 36° 9' W. Lg. nach 72° 20' S. Br. 41° 36' W. Lg.)

obachtungsreihe, bei der jeden Tag um 10 Uhr Vm. die Temperatur, der Salzgehalt und Sauerstoffgehalt der 300 m-Schicht bestimmt wurde, ist hier wiedergegeben.

Die Kurven der einzelnen Elemente zeigen einen fast durchweg parallelen Verlauf, indem einer Abnahme der Temperatur eine solche des Salzgehalts und eine Zunahme des Sauerstoffgehalts entspricht. Im allgemeinen sind die Schwankungen nicht groß, erreichen aber in einzelnen Fällen bedeutende Beträge. Die größeren Schwankungen sind nun regel-

mäßig an Tagen mit Sturm aufgetreten, bei denen sich die Temperatur der Tiefenschicht derjenigen der Oberflächenschicht näherte, also sich erniedrigte. Es ist dies ein etwas befremdendes Ergebnis, aber selbst unter der Berücksichtigung, daß die technische Ausführung dieser Bestimmungen auf große Schwierigkeiten stieß und sich ohne genügende Kritik leicht Fehler einschlichen, ferner daß bei Sturm die Instrumente infolge Abtrift nicht ganz die 300 m Tiefe erreichten und auch die Trift dauernd den Standort des Schiffes veränderte, so sprechen doch die Kurven für einen Einfluß der Stürme auf die Tiefenschichten. Und zwar ist es namentlich die Reaktion nach dem Sturm, der Anstieg der Temperatur nach dem Sturm, der für die Beeinflussung spricht. Wir müssen uns dabei vergegenwärtigen, daß in der Nähe der Flachsee, zu welcher unsere Trift parallel ging, kälteres Wasser lagert, und daß die Eisdecke niemals völlig geschlossen ist, sondern stets große Waken aufzuweisen hat, so daß eine Beeinflussung nicht ausgeschlossen erscheint. Es ist von mir zur Lösung dieser und anderer Fragen noch weiteres Material mit dreimal täglichen Beobachtungen gesammelt worden, dessen Bearbeitung aber noch nicht in Angriff genommen werden konnte.

Die Trift der „Deutschland“ — vom 8. März bis 26. November 1912 — betrug insgesamt 1500 sm oder im Durchschnitt 5.7 sm pro Etmaal. Die Trift hat uns in mannigfachem Zickzackkurs über 10 Breitengrade, von 73° 57' südl. Breite bis 63° 40' südl. Breite, nach Norden geführt, zuerst in vorwiegend nordwestlicher, dann nördlicher, zuletzt nordöstlicher Richtung. Zeitweise betrug die Trift 1 sm pro Stunde und führte uns z. B. vom 20. Juli bis 6. August über 2 Breitengrade nach Norden. In wie hohem Maße die Trift abhängig vom Wind ist, zeigt die nachfolgende Zusammenstellung über Wind- und Triftrichtung (in 24^h bzw. 48^h), bei der ich diejenigen Tage ausgewählt habe, an denen der Wind in der Richtung nicht zu stark wechselte und gleichzeitig genügende astronomische Ortsbestimmungen vorhanden waren.

Datum 1912	Windrichtung und Stärke	Trift-Richtung und Geschwindigkeit	Winkel zwischen der Wind-Resultierenden und Triftrichtung
25. V.	S 7	N 28° W 7 sm	links 28°
11. VI.	SSW $\frac{2}{4}$	N 7° W 6 sm	links 29°
26. VI.	NO $\frac{3}{4}$	S 24° W 5 sm	links 21°
27. VI.	O $\frac{3}{4}$	S 66° W 6 sm	links 24°
28. VI.	SSO $\frac{3}{4}$	N 52° W 6 sm	links 30°
23. VII.	SW $\frac{2}{5}$	N 13° O 6 sm	links 32°
25. VII.	SW $\frac{4}{8}$	N 9° O 14 sm	links 36°
27. VII.	SWz W $\frac{3}{8}$	N 12° W 11 sm	links 45°
28. VIII.	SW $\frac{2}{5}$	N 11° O 8 sm	links 34°
7. IX.	N $\frac{3}{7}$	S 29° O 10 sm	links 29°

Die Zusammenstellung ergibt einen engen Zusammenhang zwischen der Windresultierenden und der Triftichtung, derart, daß stets die Richtung der Trift um etwa 30° von der Windresultierenden nach links abweicht. Diese Ablenkung der Trift ist auf die ablenkende Kraft der Erdrotation zurückzuführen, auch kommt im allgemeinen das Gesetz zum Ausdruck, daß mit zunehmender Geschwindigkeit der Ablenkungswinkel wächst, ebenso wie die Triftgeschwindigkeit der Windstärke proportional ist. Diese Gesetzmäßigkeit in der Trift ist umso bemerkenswerter, da das Eis, mit dem das Schiff triftete, nicht aus Scholleneis, sondern aus meilenlangen Feldern von Packeis bestand, so daß oft vom Mast des Schiffes nicht eine Wake zu sighten war; für Einzelheiten ist zu berücksichtigen, daß die Genauigkeit der astronomischen Bestimmungen nicht allzu groß angesetzt werden darf.¹⁾ Aufmerksam gemacht sei noch auf die Tage vom 26. VI. bis 28. VI., an denen der Wind von NO über O auf SSO drehte. Wir sehen, daß die Trift durch diese Drehung sofort beeinflußt wird und ihre Richtung geändert hat. Die einzigen Ausnahmefälle, die mir bei der vorläufigen Bearbeitung aufgefallen sind, betreffen nördliche Winde in der ersten Hälfte des Winters, die keine nennenswerte Trift nach Süd veranlaßten. Dies erklärt sich zwanglos aus den gegebenen Eisverhältnissen, indem das Eis im Süden zu fest gepackt lag, so daß es an Raum für eine Trift nach Süden fehlte.

Einen weiteren Einblick in die Eigenschaften der Trift gewähren die Messungen mit dem Ekman-Strommesser, die in der Hauptsache während des zweiten Teiles der Trift ausgeführt wurden. Es war zunächst beabsichtigt, den Strommesser hintereinander in verschiedene Tiefenschichten zu versenken, um aus den erhaltenen Differenzen in Richtung und Geschwindigkeit unter Berücksichtigung der Oberflächentrift Schlüsse auf die Bewegungen in den Tiefenschichten zu ziehen. Nachdem es gelungen war, auch bei niedrigen Temperaturen einwandfreie Resultate mit dem Strommesser zu erhalten, stellte sich das überraschende Resultat heraus, daß unterhalb von 25 m Tiefe die Messungen stets gleiche Werte ergaben (unter Berücksichtigung der stets vorhandenen kleinen Schwankungen der Oberflächentrift), daß also unterhalb von 25 m Tiefe (bis 500 m Tiefe) kein meßbarer Strom vorhanden war. Dies ist umsomehr überraschend, weil die Eistrift neben den 5 m und mehr unter die Oberfläche reichenden Hummocks auch Eisberge von ca. 30 m Höhe in geschlossenem Verband mit sich führte. Daß unter 25 m Tiefe, die der Ekman'schen Reibungstiefe entsprechen würde, die Wassermassen in Ruhe sind, ist aber nicht anzunehmen, nur ist die Bewegung so gering, daß sie gegenüber der Oberflächentrift mit dem Strommesser nicht nachzuweisen war.

¹⁾ Die astronomischen Bestimmungen wurden mit möglichst großer Sorgfalt von dem Schiffsoffizier Joh. Müller ausgeführt, dem ich hierfür zu Dank verpflichtet bin.