

ACTA HYDROPHYSICA

Herausgegeben von Hans Ertel und Johannes Fischer

Band VII

Heft 1: KÜHLMANN: Hydrografische, mikroklimatische und chemische Untersuchungen auf überspültem Fels und in Brandungslachen des Supralitorals der rumänischen Schwarzmeerküste — SCHELLENBERGER: Untersuchungen über Windwellen auf einem Binnensee

1962. 91 Seiten — 36 Abbildungen — 16 Tabellen — 8° — DM 11,60

Heft 2: CZEPA: Eine Methode zur Registrierung des Wellenganges — AJBULATOV/GRIESSEIER/ŠADRIN: Küstendynamische Untersuchungen in der Uferzone der Anapa Nehrung — WÖLFEL: Probleme um Wasser im Irak

1962. 91 Seiten — 32 Abbildungen — 8° — DM 14,—

Heft 3: CZEPA: Zur harmonischen Analyse von Beobachtungsreihen (Teil I) — ERTEL: Dynamisch signifikante Normalkurven der Seen — SCHELLENBERGER: Eine Methode zur Ermittlung des zweidimensionalen Energiespektrums des Wellenganges

1962. 50 Seiten — 4 Abbildungen — 8° — DM 9,80

Heft 4: In Vorbereitung

*Die Hefte dieser Reihe erscheinen in unregelmäßiger Folge
Wir empfehlen Fortsetzungsbestellung bei Ihrer Buchhandlung*



AKADEMIE · VERLAG · BERLIN

DEUTSCHE AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN ZU BERLIN
INSTITUT FÜR MEERESKUNDE

BEITRÄGE ZUR MEERESKUNDE

HERAUSGEGEBEN

VON

ERICH BRUNS

HEFT 7/8



AKADEMIE · VERLAG · BERLIN

1963

DEUTSCHE AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN ZU BERLIN
INSTITUT FÜR MEERESKUNDE

BEITRÄGE ZUR MEERESKUNDE

HERAUSGEGEBEN

VON

ERICH BRUNS

HEFT 7/8



AKADEMIE-VERLAG · BERLIN

1963

Inst. f. Ostseeforschung-Bibliothek

Wa1\$ 000 165 492

DAW
Institut für Meereskunde
Warnemünde
— Bibliothek —

1965-420

Erschienen im Akademie-Verlag GmbH, Berlin W 8, Leipziger Straße 3-4
Copyright 1963 by Akademie-Verlag GmbH
Lizenznummer: 202 · 100/813/63
Kartengenehmigung: Mdl der DDR Nr. 7993/62
Gesamtherstellung: VEB Druckerei „Thomas Müntzer“ Bad Langensalza
Bestellnummer: 2105/7-8 · ES 18 E 4 · Preis: DM 39,—

Untersuchungen in der Deckschicht des Atlantischen Ozeans
mit einem digital registrierenden
Temperatur-Leitfähigkeit-Druck-Meßgerät

Aus den Ergebnissen der deutschen Expeditionsgruppe während der sowjetischen
Forschungsreisen mit der „Michail Lomonossow“ im IGJ/IGC

von KLAUS VOIGT

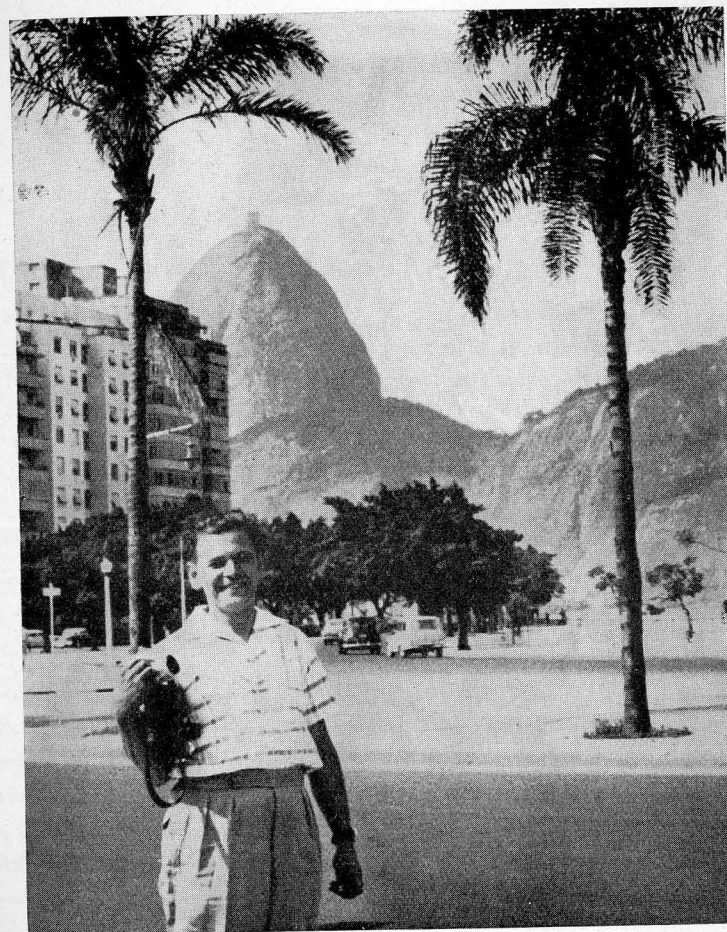
Im Rahmen der Internationalen Geophysikalischen Zusammenarbeit hatte die UdSSR das Nationalkomitee der DDR eingeladen, an Forschungsfahrten der „Michail Lomonossow“ im Atlantik teilzunehmen. Die deutschen meereskundlichen Arbeiten auf drei dieser Expeditionen, an denen ein fernregistrierender Temperatur-Salzgehaltsfühler zum Einsatz kam, leitete der Verfasser. Für den konstruktiven Aufbau des von Dipl.-Ing. H. KASTEN entwickelten Meßgerätes war Ing. A. WETZEL verantwortlich, der auch die technische Betreuung des Gerätes während der ersten beiden Reisen übernommen hatte.

A. WETZEL sollte auch am dritten Einsatz des Gerätes während der VII. Expedition der „Michail Lomonossow“ im Frühjahr 1960 teilnehmen und hatte zu diesem Zweck die gesamte Meßanlage stark verbessert und ihren Einsatz gesichert. Gewissenhaft wie bei seinen technischen Arbeiten bereitete sich A. WETZEL auch persönlich auf die erneute mehrmonatige Expedition vor. Er unterzog sich freiwillig einer Operation, um die Ursachen innerlicher körperlicher Beschwerden, die schon während der vorangegangenen Expedition aufgetreten waren, zu beseitigen.

Der Grund seiner Krankheit war aber schwerer als von allen geahnt. Eine seltene Tropenkrankheit hatte bereits den Körper so angegriffen, daß auch zwei weitere Operationen ohne Erfolg waren. Am 21. Oktober 1960 verchied A. WETZEL im Alter von 37 Jahren.

Ihm als vorbildlichen Expeditionskollegen und erfolgreichen Ingenieur auf dem Gebiet der instrumentellen Meereskunde sei zum Gedenken die vorliegende Abhandlung gewidmet.

K. Voigt



Arno Wetzel auf einem Landgang in Rio de Janeiro während der V. „Michail Lomonossow“ Expedition (Juni 1959)

Dissertationsarbeit zur Erlangung des Grades eines
Doktors der Naturwissenschaften an der Mathema-
tisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Karl-
Marx-Universität Leipzig

INHALT

Einleitung und Problemstellung	9
1 Die bisherigen Versuche zur Einführung der Leitfähigkeitsmessung in die Meereskunde	12
1.1 Allgemeiner historischer Überblick	12
1.2 Die Untersuchungen über die Abhängigkeit der spezifischen Leitfähigkeit von Temperatur und Konzentration	13
1.3 Die apparativen Grundlagen für stationäre und „in situ“ Salzgehaltsmeßgeräte auf Leitfähigkeitsbasis	17
2 Das Temperatur-Leitfähigkeit-Druck-Meßgerät (T-S-Fühler) des Warnemünder Instituts für Meereskunde	24
2.1 Meßprinzip des dritten deutschen T-S-Fühlers	26
2.2 Der Druckmeßfühler	30
2.3 Die Leitfähigkeitszelle	31
2.4 Die Temperatursonde	32
3 Die Sammlung des Beobachtungsmaterials auf den atlantischen Reisen der „Michail Lomonossow“	33
4 Die numerische Auswertung der digitalen Registrierung des T-S-Fühlers	35
4.1 Allgemeiner Überblick über die Korrektur- und Auswertemethoden	35
4.2 Die Druckkorrektur der elektrischen Leitfähigkeit	37
4.3 Die Reduktion der Temperatur- und Leitfähigkeitsmessung auf einheitliche Meßtiefe	44
4.4 Die Tabelle zur Bestimmung des Salzgehaltes aus Temperatur und elektrischer Leitfähigkeit	48
5 Die Genauigkeit der Salzgehaltsbestimmung mit dem T-S-Fühler und mit der Leitfähigkeitsmethode allgemein	56
5.1 Abschätzung der instrumentellen und methodischen Fehler beim T-S-Fühler	56
5.2 Vergleich der aus der Anzeige des T-S-Fühlers berechneten Salzgehaltswerte mit dem durch Chlortitration ermittelten Salzgehalt	57
5.3 Über systematische Unterschiede zwischen Salzgehaltswerten auf elektrischer und titrimetrischer Basis	66

5.4 Wege zur Verbesserung der Genauigkeit der „in situ“ Salzgehaltsbestimmung auf Leitfähigkeitsbasis	71
6 Regionale Untersuchung der Struktur der ozeanischen Deckschicht (0–400 m) in den einzelnen hydrographischen Regionen anhand der T-S-Fühler-Sondierungen	74
6.1 Die Struktur der Deckschicht der Roßbreitenregion, speziell der Sargasso-See	78
6.2 Die Struktur der Deckschicht der nord- und südatlantischen Passatstromregion	82
6.3 Die Struktur der Deckschicht in der Äquatorialstromregion und im Gebiet des Cromwellstromes	89
6.4 Die Struktur der Deckschicht der Freistrahregion, speziell des Golfstroms vor der nordamerikanischen Küste	93
6.5 Die Struktur der Deckschicht der nordatlantischen Westwinddriftregion	104
6.6 Die Struktur der Deckschicht an der Station 347 im Grenzgebiet zwischen Irminger- und Ostgrönlandstrom (äußere Polarregion)	106
7 Schwingungsvorgänge in der ozeanischen Deckschicht anhand von Dauer- oder Wiederholungsmessungen mit dem T-S-Fühler	106
8 Zusammenfassung	111
9 Literaturverzeichnis	113
Verzeichnis der Tabellen	120
Verzeichnis der Textabbildungen	120
10 Anhang (Meßergebnisse)	122
10.1 Verzeichnis der Stationen	124
10.2 Graphische Darstellungen der vertikalen Temperatur- und Salzgehaltsprofile	126
10.3 Tabelle der Differenzen zwischen elektrolytisch und titrimetrisch bestimmten Salzgehaltswerten	145
10.4 Ergebnisse der Temperatur- und Salzgehaltsmessungen in den Standardtiefen während des IGJ	147
11 Tabelle zur Berechnung des Salzgehaltes aus Temperatur und elektrischer Leitfähigkeit	Beilage

Einleitung und Problemstellung

Die Grundlage für die drei Teildisziplinen der Geophysik bilden die Meßgrößen, die den jeweiligen Forschungsgegenstand in seiner Raum-Zeit-Abhängigkeit charakterisieren. Gegenüber ihren Schwesterdisziplinen befindet sich dabei die Ozeanologie in einem entscheidenden Nachteil, da sie kein festes Beobachtungsnetz zur Gewinnung des notwendigen Kollektivs von Meßwerten besitzt. Es fehlt somit der ständige Überblick über die zeitliche Änderung der meereskundlichen Elemente.

Doch auch das räumliche Bild vom physikalisch-chemischen Aufbau des Meeres stützt sich nur auf stichpunktartige Einzelmessungen aus weit auseinander liegenden Beobachtungshorizonten. Eine Vorstellung über ein kontinuierliches horizontales oder vertikales Profil existiert kaum. Ausnahmen bilden nur wenige Oberflächenstromfelder (mit Schleppelektroden) sowie Temperatur- und Durchsichtigkeitsverteilungen aus den oberen hundert Metern einzelner Meeresräume.

Ein stets angestrebtes Ziel war und ist deshalb die Gewinnung einer kontinuierlichen oder zumindest engabständigen Verteilung für alle ozeanologischen Elemente, vor allem aber für die drei Grundwerte der physikalischen Meereskunde — Temperatur, Salzgehalt und Dichte.

Die Kenntnis der wahren räumlichen und zeitlichen Verteilung dieser Faktoren ist Voraussetzung für eine tiefer gehende Untersuchung der Struktur der Hydrosphäre überhaupt sowie der Hauptprobleme der Meereskunde — der Bewegung im Meer, der Wärmeausbreitung und der Prozesse der Vermischung.

Die Gründe für das Fehlen der erstrebten Meßwertverteilung sind vielseitig. Einmal ist es der Mangel an geeigneten Trägern, um die Meßfühler auf See einzusetzen und sie vor dem Druck in der Tiefe zu schützen. Zum anderen reicht die Meßmethodik oft noch nicht aus, um diesen oder jenen Faktor überhaupt oder genau genug elektrisch oder akustisch fernzumessen. Trotz der Erfolge mit Bathyscaphen bleiben die größten Teile des Weltmeeres der direkten Beobachtung immer noch unzugänglicher als die Atmosphäre und der Weltraum. Aus diesem Grunde werden alle Meeresforschungen durch eine aufwendige technische Organisation zur Entnahme von Wasser- oder Bodenproben und deren Bearbeitung belastet.

Die Ozeanometrie konzentriert sich deshalb auf die Entwicklung präziser und wenig störanfälliger Meßverfahren, die kontinuierliche Messungen meereskundlicher Faktoren unter den natürlichen Bedingungen des umgebenden Mediums (sogenannte „in situ“ Messung) gestatten.

Der Einbau dieser Meßgeber in geeignete Träger erlaubt dann auch die Tiefen des Weltmeeres mit ähnlichen Mitteln zu erforschen, wie sie vergleichsweise Ballon, Drachen, Flugzeug und Rakete in der freien Atmosphäre darstellen.

Von den drei genannten Grundwerten ist die stetige Verteilung der Temperatur im Meer am einfachsten zu bestimmen. Leider reicht die Meßgenauigkeit der üblichen kontinuierlich arbeitenden Temperaturmeßgeräte (wie z. B. Bathythermograph, Thermistorkette, Druck-Temperatur-Schleppgerät „Delphin“) noch nicht aus, um sie für indirekte Methoden der Dichte- und Salzgehaltsbestimmung einzusetzen. Das Temperaturmeßverfahren muß Absolutwerte mit einer Genauigkeit von $0.01\text{ }^{\circ}\text{C}$ oder besser liefern, wenn es in Verbindung mit Schallgeschwindigkeits-, Leitfähigkeits- oder Brechungsindexmessungen für „in situ“ Bestimmungen des Salzgehaltes oder der Dichte eingesetzt werden soll.

Auf Grund des Standes der Elektrotechnik und des physikalischen Meßgerätebaues bietet sich z. Z. die Leitfähigkeitsmethode als aussichtsreichstes indirektes Verfahren zur Salzgehaltsmessung an.

Ein im Auftrag von Herrn Prof. Dr. E. BRUNS im Institut für Regelungstechnik (IfR) Berlin entwickeltes Meßgerät zur Registrierung von Temperatur, elektrischer Leitfähigkeit und Meßtiefe stand dem Verfasser auf drei atlantischen Expeditionen mit dem Forschungsschiff „Michail Lomonossow“ zur Verfügung. Dabei diente die erste Reise im Herbst 1958 hauptsächlich der Erprobung des bis 400 m einsetzbaren neuen Gerätes, während auf den beiden folgenden Reisen im Jahre 1959 und 1960 ein umfangreiches Meßprogramm in fast allen Regionen des Atlantiks (siehe Abb. 1) durchgeführt werden konnte.

Damit wurde erstmals eine praktisch kontinuierliche vertikale Verteilung von Temperatur und Salzgehalt mit einer Genauigkeit gewonnen, die an die der Chloritration und der Kippthermometer heranreicht.

Die ozeanologische Auswertung dieses Materials, zu dessen Bearbeitung eine Reihe von Voruntersuchungen erforderlich waren, und die gewonnenen Vorstellungen über die Struktur der Deckschicht bilden den Inhalt der vorliegenden Arbeit.

Auch für die Analyse der Wasserproben entstanden in den letzten Jahren Laborverfahren auf der Basis der Leitfähigkeitsmessung. Die seit dem Internationalen Geophysikalischen Jahr immer stärker einsetzende praktische Anwendung der elektrischen Methode zur Bestimmung der drei Grundgrößen schließt bis ins letzte Jahrhundert zurückreichende Bestrebungen erfolgreich ab, über die der folgende Abschnitt einen kurzen Überblick gibt. Die letzte zusammenfassende Betrachtung wurde von W. BEIN und Mitarbeitern 1935 gegeben.

Die Möglichkeit, die notwendigen Expeditionsmessungen für diese Untersuchung im Rahmen des IGJ/IGC-Programms der UdSSR durchführen zu können, be-

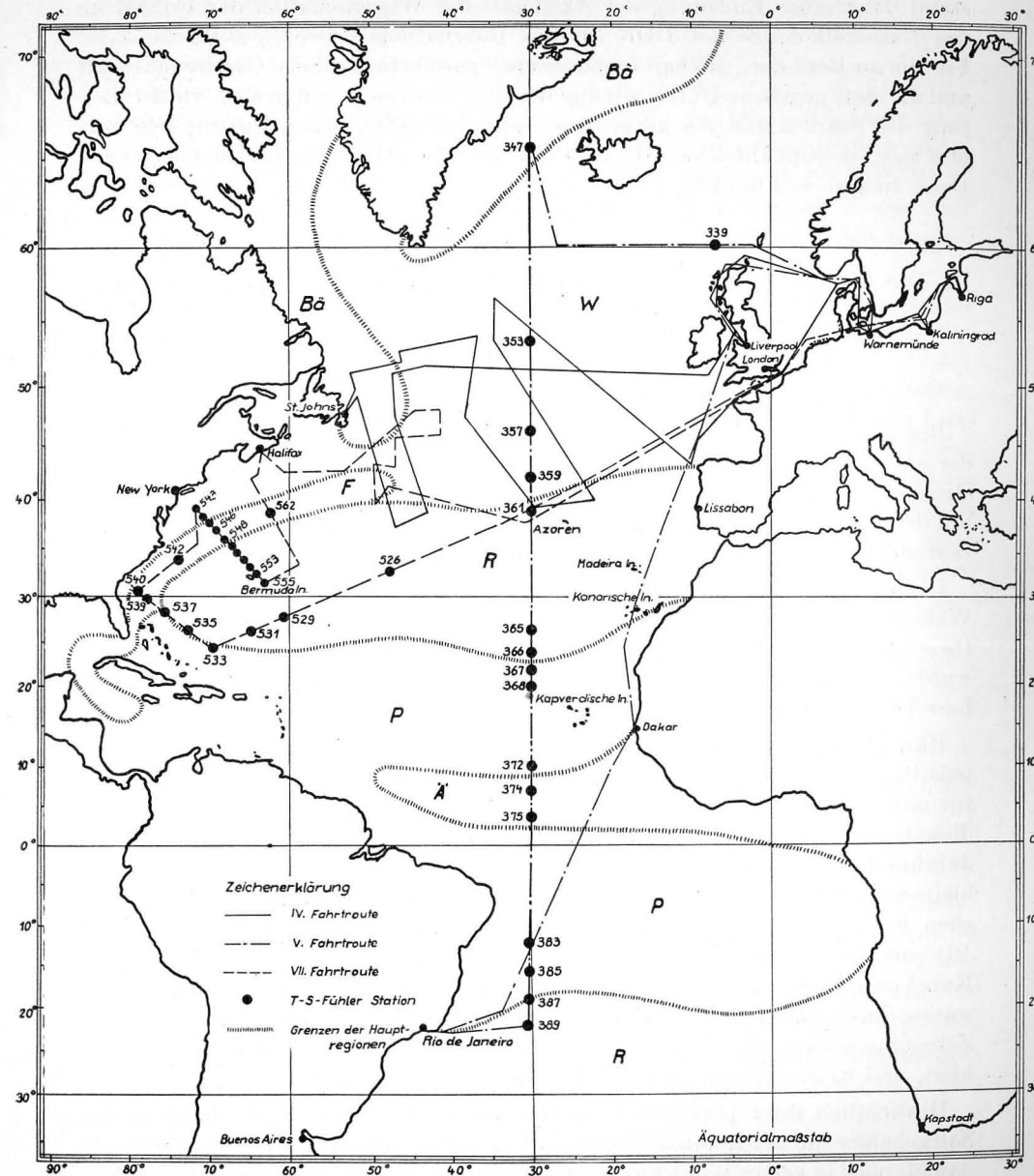


Abb. 1. Lage der T-S-Fühlerstationen und Grenzen der hydrographischen Hauptregionen im Atlantik (nach G. DIETRICH 1956)

- | | |
|-------------------------|---------------------------|
| P = Passatstromregion | R = Roßbreitenregion |
| W = Westwindtriftregion | Ä = Äquatorialstromregion |
| F = Freistrahllregion | Bā = äußere Polarregion |

stand dank einer Einladung der Akademie der Wissenschaften der UdSSR an das Nationalkomitee der DDR für das Internationale Geophysikalische Jahr. Für die an Bord der „Michail Lomonossow“ gewährte herzliche Gastfreundschaft und die stets gegebene Unterstützung bei allen unseren Arbeiten sind wir der Leitung des Schiffes und vor allem dem Seehydrophysikalischen Institut sehr verpflichtet, dessen Direktor, Herrn Prof. Dr. A. A. IWANOW, ich meinen tiefen Dank aussprechen möchte.

1 Die bisherigen Versuche zur Einführung der Leitfähigkeitsmessung in die Meereskunde

1.1 Allgemeiner historischer Überblick

Bereits am Ende des vergangenen Jahrhunderts, als die Entscheidung zwischen der aräometrischen und titrimetrischen Methode zur Salzgehalts- und Dichtebestimmung noch nicht zugunsten der letzteren gefallen war, beschäftigte man sich mit der Messung der elektrischen Leitfähigkeit als weitere Möglichkeit zur Dichtebestimmung.

Instrumentell und methodisch hatte F. KOHLRAUSCH mit seinen Arbeiten die Widerstandsmessung bei Elektrolyten fundamementiert. Mit der Dissoziationstheorie von S. ARRHENIUS 1882, die durch W. OSTWALDTS Untersuchungen erweitert wurde, existierte auch für viele elektrolytische Effekte im Seewasser eine brauchbare Theorie.

HERCULES TORNØE (1893) baute im Auftrag von F. NANSEN für dessen Nordpolarexpedition auf der „Fram“ (1893–1896) eine Wechselstrombrückenapparatur mit Telefon. G. KARSTEN und L. WEBER (1896) stellten in Deutschland um dieselbe Zeit ähnliche Untersuchungen an, die MARTIN KNUDSEN (1900) um die Jahrhundertwende erneut aufnahm. Letzterer war es auch, der von Bord eines kleinen Segelbootes im August 1900 am Feuerschiff „Schultz'Grund“ im südlichen Kattegatt die ersten „in situ“ Untersuchungen bis 46 m Tiefe vornahm. Mit einer Telefonbrücke nach KOHLRAUSCH und einem dreiadrigen 200 m langen Kabel ausgerüstet, maß er beim Fieren die Leitfähigkeit mit einer frei vom Seewasser durchspülten Zelle, während er beim Hieven auf eine zweite, geschlossene Zelle umschaltete, die einen Elektrolyt bekannter Temperaturabhängigkeit enthielt, und so die Temperaturverteilung bestimmte.

Hinsichtlich ihrer praktischen Anwendung zur stationären Bestimmung des Salzgehaltes an geschöpften Wasserproben reichte die elektrolytische Methode damals noch in keiner Weise an die Sicherheit und Genauigkeit der gebräuchlichen Aräometer und speziell der Chlortitration heran. Auch die Erfahrungen mit refraktometrischen Messungen, die HILGARD schon 1871 für den US Coast Survey und O. KRÜMMEL auf der Plankton-Expedition mit dem Dampfer „National“ 1889 einführte, waren teilweise besser als mit der Leitfähigkeitsmethode.

Trotz der festgestellten geringen Genauigkeit hielt aber neben M. KNUDSEN vor allem auch F. NANSEN die Methode schon als sehr gut geeignet für kontinuierliche Messungen von Temperatur und Salzgehalt „in situ“¹⁾.

Es dauerte aber noch ein halbes Jahrhundert, ehe ein von A. W. JACOBSON (1948) entwickeltes „in situ“ Gerät zur Untersuchung der Wasserkörperstruktur an der kalten Seite des Golfstroms, wo größere Salzgehaltsschwankungen als im offenen Ozean angetroffen werden, nützliche Dienste leistete (siehe auch W. L. FORD 1949, 1952). Die Genauigkeit dieses Leitfähigkeitsmeßgerätes war aber immer noch rund 10 mal geringer als die der herkömmlichen Titrationsmethoden.

1.2 Die Untersuchungen über die Abhängigkeit der spezifischen Leitfähigkeit von Temperatur und Konzentration

Eine Hauptaufgabe für die Einführung der Leitfähigkeitsmethode in die meereskundliche Meßtechnik war, den Einfluß der Temperatur auf die spezifische Leitfähigkeit von Seewasser zu bestimmen. Die spezifische Leitfähigkeit ist definiert als der reziproke Wert des Ohmschen Widerstandes eines elektrischen Leiters, bei dem das Verhältnis Länge/Querschnitt gleich 1 cm^{-1} ist. Bei Elektrolyten kompliziert sich die Widerstandsmessung, da bekanntlich bei Anlegen einer Spannung an die Meßelektroden infolge der sich an ihnen abscheidenden Ionen (Polarisation) eine elektromotorische Gegenkraft entsteht, die die Elektrolytfähigkeit scheinbar herabsetzt.

Bei Verwendung genügend hoher, sogenannter akustischer Wechselstromfrequenzen (etwa zwischen 500 und 4000 Hz) gilt der Polarisierungseffekt als gering und vernachlässigbar.

Der Wert der elektrischen Leitfähigkeit für Seewasser von 35g/kg Salzgehalt schwankt bei Temperaturänderung von 0° auf 25°C zwischen 0.03 und 0.05 $\text{Ohm}^{-1}\text{cm}^{-1}$ (= 30 bis 50 mS/cm). Um die Genauigkeit der Chlortitration zu erreichen, galt es, die Leitfähigkeit k bei einem Temperaturfehler von 0.01°C mit einer Sicherheit von etwa $2 \cdot 10^{-5} \text{ Ohm}^{-1} \text{ cm}^{-1}$ (= 0.02 mS/cm) zu bestimmen.²⁾

Tab. 1 gibt einen Überblick über die wesentlichen Versuche zur Konzentrations- und Temperaturabhängigkeitsbestimmung der Leitfähigkeit des Seewassers in absoluten Einheiten. Die ersten 3 Untersuchungen (siehe Tab. 1) der schon genannten Verfasser waren orientierende Vorversuche. F. NANSEN erkannte bereits den Nachteil, daß die Temperaturabhängigkeit recht diffizil ist und der ständige Vergleich mit einem Leitfähigkeitsnormal umfangreiche Rechnungen und große Sorgfalt erfordert.

¹⁾ F. NANSEN (1902): Attention might here also be drawn to the possibility which Tornøe's method affords of determining the salinity and temperature of the sea water „in situ“ without taking water samples.

²⁾ In der englischen und französischen Literatur hat sich als Ausdruck für die Einheit der Leitfähigkeit von Seewasser die Bezeichnung „millimho“ eingebürgert. In Deutschland scheint sich der Ausdruck „Millisiemens“ (mS) durchzusetzen, da für die Einheit des elektrischen Leitwertes „1/ohm“ die Benennung „Siemens“ (S) vorgeschlagen wurde.

Übersicht über die Untersuchungen zur Bestimmung der elektrischen Leitfähigkeit des Seewassers in Abhängigkeit von Temperatur und Salzgehalt

Verfasser	Jahr	Herkunft und Art der untersuchten Wasserproben	Darstellung der Ergebnisse	Bemerkungen zur Genauigkeit
F. NANSEN mit einem Gerät nach H. TORNOE	1893/6	Nordpolarmeer, Vergleich von 70 Proben, deren Dichte aräometrisch und elektrisch bestimmt wurde	Empirische Voruntersuchungen	
G. KARSTEN und L. WEBER	1896	Vierschwache Salzlösungen (2.5 bis 8.5 g/kg bei 17.5 °C), vermutlich Ostseewasser		
M. KNUDSEN	1900	Verschiedene Proben aus dänischen Gewässern		
J. MANLEY und E. HILL	1902/06	Proben aus englischen Küstengewässern und dem Mittelmeer bei 25° bzw. 26 °C	$\log k = a \sqrt{\varrho_{17.5}}$	ca. 0.1 bis 0.15 mS/cm zu hoch
E. RUPPIN im Auftrag von O. KRÜMMEL	1906	6 Proben Ost- und Nordseewasser, teilweise gemischt bzw. einge-dampft, bei 0°, 15° und 25 °C	$k_t = a_t S - b_t S^2 + c_t S^3$ $t = 0^\circ, 15^\circ \text{ und } 25^\circ \text{ C}$	ca. 0.15 mS/cm zu niedrig
A. L. THURAS	1921	7 Proben, gewonnen durch Verdünnen bzw. Eindampfen einer Wasserprobe aus der Sargassosee (36.58‰)	Für 25 °C $k_S = k_{35} (0.10925 + 0.02545 S)$	± 0.05 mS/cm
B. D. THOMAS ¹⁾ T. G. THOMPSON C. L. UTTERBACK	1934	21 Proben, z. T. verdünnt bzw. kondensiert aus westkanad. Fjorden, Golf von Alaska, Pazifik, Indik und Mittelmeer	$k_t = \sum_{n=1}^4 a_n C t^n$ $t = 0^\circ, 5^\circ, 10^\circ, 15^\circ, 20^\circ, 25^\circ \text{ C}$	± 0.02 mS/cm oder besser

W. BEIN ²⁾ H. HIRSEKORN L. MÖLLER	1935	Durch Verdünnen bzw. Kondensieren gewonnene Proben aus 25 ltr Oberflächenwasser von Meteorstation 310 (nördl. Kapverdeninseln - 36.73‰)	Tabellen von Grad zu Grad und Dichteinheit zu Dichteinheit zwischen 0° und 25°C und $\varrho_{17.5} = 4 \text{ bis } 32.$	± 0.03 mS/cm
V. G. GHEORGHIU N. CALINICENCO ³⁾	1937	Verschiedene Proben aus dem Schwarzen Meer im Bereich des Donaudeltas	Für 25 °C: $S = a + b k$ Für 10, 14 und 17.5‰: $k_S = a_S + b_S t$	± 0.1 mS/cm
E. D. SOPATSCH	1958	Zahlreiche Proben, gleichmäßig über Aral- und Kaspisee sowie Asowsches Meer verteilt	$k_t = a_t S + b_t S^2$ $a_t = a + c t$ $b_t = a + b t + c t^2$ Koeffizienten für jedes Meer verschieden!	± 0.02 mS/cm
R. A. COX	seit 1960	Sammlung von Wasserproben aus allen Meeren zur Neubestimmung zahlreicher physikal.-chem. Konstanten der einzelnen Wasserkörper		± 0.005 mS/cm oder besser

1) Originalmaterial neu analysiert durch M. J. POLLAK (1954).

2) Originalmaterial umgerechnet und interpoliert in Tabellen von 2 zu 20‰ S und Grad zu Grad durch N. N. SUBOFF (1940).

3) Originalmaterial in Tabellenform gebracht durch FALKENHAGEN/KELBG/SCHMUTZER (1960).

Erst die Arbeiten von E. RUPPIN (1906), die er im Auftrag von O. KRÜMMEL anstellte, wurden grundlegend für die Konstantenbestimmungen. E. RUPPIN, der sich zusammen mit O. KRÜMMEL (1906) auch erfolgreich der Untersuchung der Viskosität des Seewassers in Abhängigkeit von Temperatur und Salzgehalt widmete, hielt eine temperaturkonstante Leitfähigkeitsmessung bei 25 °C als Bordmethode für sehr gut geeignet. Wenn sie hinsichtlich der Genauigkeit auch noch nicht die Chlortitration erreichte, so aber in jedem Fall die des Aräometers, das zur Salzgehaltsbestimmung vor allem in den Rand- und Nebenmeeren noch in breitem Gebrauch war. Zur aräometrischen Methode benötigte man aber weit weniger geschultes Personal als zur Leitfähigkeitsmessung. Dies war ein Grund mit, warum sich elektrische Methoden lange Zeit im See-Einsatz — wo häufig auf angelernte Arbeitskräfte zurückgegriffen werden muß — nur in Form einzelner Labormuster und nicht im Routinebetrieb durchsetzten.

Fast dreißig Jahre bildeten die RUPPINSchen Werte die Grundlage verschiedener Leitfähigkeitstabellen, bis sie durch die neuen Fundamentalbestimmungen von B. D. THOMAS, T. G. THOMPSON und C. L. UTTERBACK (1934) in den USA und durch W. BEIN, H.-G. HIRSEKORN und L. MÖLLER (1935) in Deutschland abgelöst wurden.

Entscheidend wurden diese Untersuchungen gefördert durch die Erfahrungen mit elektronischen Hilfsmitteln bei der Leitfähigkeitsbestimmung des Seewassers von F. WENNER (1930). Er und seine Mitarbeiter verbesserten die Methode so, daß sie auf den amerikanischen Schiffen der International Ice Patrol die Titration ersetzen konnte. Auch auf der letzten Reise der „Carnegie“ wurde diese neue Methode als Standardmethode zur Salzgehaltsbestimmung angenommen (J. AULT, 1927).

Ein ähnliches Gerät für „in situ“ Messungen existierte aber nicht. Sämtliche Untersuchungen bestätigen die starke Temperaturempfindlichkeit der Leitfähigkeit, deren Temperaturkoeffizient auch von der Konzentration (Salzgehalt) abhängig ist. Die Vorteile der neuen Methode waren unter temperaturkonstanten Bedingungen bei umfangreichen Laboruntersuchungen an Wasserproben besser zu nützen als bei „in situ“ Messungen.

Sämtliche Verfasser stützten sich bei ihren Bestimmungen auf Meereswasserproben, deren Salzgehalt durch Chlortitration ermittelt wurde. Eine Ausnahme machten W. BEIN und seine Mitarbeiter, die ihre Leitfähigkeitswerte auf die sorgfältig bestimmte Dichte der Proben bezogen. In den bekannten empirischen Beziehungen zwischen Chlorgehalt, Gesamtsalzgehalt und Dichte:

$$S = 1.805 \cdot Cl + 0.03$$

$$\rho_{17,5} = 1.380 \cdot Cl$$

gelten die Zahlenfaktoren jedoch nur für ozeanische Verhältnisse als Konstante. Deshalb verglichen bereits J. J. MANLEY und E. G. HILL (1906), später dann V. G. GHEORGHIU und N. CALINICENCO (1937—1940) und E. D. SOPATSCH (1958) die Beziehungen zwischen Leitfähigkeit und Chlorgehalt für verschiedene Rand- und Binnenmeere.

Die letztgenannte Verfasserin versuchte den Einfluß der verschiedenen Zusammensetzung der Meersalze auf die Leitfähigkeit rechnerisch abzuschätzen. Auf Grund der modernen Elektrolyttheorie von DEBYE/HÜCKEL 1923 und ihrer Erweiterung durch L. ONSAGER u. a. (siehe H. FALKENHAGEN (1953)) existiert die Möglichkeit, auch bei starken Elektrolyten (zu denen Seewasser zählt) gewisse Effekte theoretisch zu berechnen. Allerdings ist die Theorie auf ein derart kompliziertes Elektrolytgemisch wie Meerwasser nur beschränkt anwendbar.

E. D. SOPATSCH untersuchte auch erstmals den Einfluß des Sauerstoffgehaltes, des pH-Wertes und einiger Spurenstoffe auf die Leitfähigkeit, fand aber die durch diese Faktoren hervorgerufenen Effekte kleiner als die Meßgenauigkeit, die bei diesen Untersuchungen 0.01 bis 0.02 mS/cm betrug.

Eine sorgfältige Neubestimmung der Beziehung zwischen Leitfähigkeit — Chlorgehalt — Dichte, die auch das Verhältnis der einzelnen Hauptkomponenten des Salzgehaltes in den Wasserproben verschiedener geographischer Herkunft berücksichtigt, wird gegenwärtig im National Institute for Oceanography in Wormley unter der Leitung von R. A. COX (1962) in Angriff genommen.¹⁾

Bei den Arbeiten zur Konstantenbestimmung der Leitfähigkeit ist auch die Untersuchung von M. J. POLLAK (1954) anzuführen, der die empirischen Grundwerte von THOMAS u. a. (1934) mit Hilfe elektronischer Rechenmittel neu analysierte und eine geschlossene Interpolationsformel (siehe auch Abschnitt 4.4) aufstellte.

Für die Entwicklung von Geräten für ozeanologische Messungen und die Beurteilung ihrer Leistungsfähigkeit ist es notwendig, die grundsätzlichen technischen Möglichkeiten aufzuzeigen, die natürlich von den Fortschritten der Elektrotechnik, in letzter Zeit vor allem von der raschen Entwicklung der Elektronik gefördert wurden.

1.3 Die apparativen Grundlagen für stationäre und „in situ“ Salzgehaltsmeßgeräte auf Leitfähigkeitsbasis

Für die Bestimmung der spezifischen Leitfähigkeit werden in der Meereskunde gegenwärtig folgende Verfahren angewendet:

1. *Eintauchelektroden.* Der Meßgeber liegt in einem Zweig einer WHEATESTONEschen Brückenordnung. Die Widerstandsmessung erfolgt wegen des Polarisationseffektes zweckmäßigerweise mit Wechselspannungen von 10³ Hz (Beispiel: T-S-Fühler). Viele „in situ“ Meßgeräte arbeiten nur mit 50 bzw. 60 Hz und müssen ständig nachgeeicht werden.

2. *Polarisationsfreie oder nicht benetzte Elektroden.* Bei Verwendung von Wechselspannungen in der Ordnung von 10⁷ Hz (Radiofrequenzen) existiert keine Polarisation. Man kann die Elektroden zusätzlich vor anderen nachteiligen Wirkungen des Seewassers durch eine dünne Glasschicht bzw. anderes Material

¹⁾ Nach dem letzten Bericht von R. A. COX vor dem Internationalen Rat für Meeresforschung (ICES) sind bislang die Hälfte der erwarteten 350 Proben eingegangen. Mit einem Abschlußbericht ist erst 1963 zu rechnen.

schützen. Der Ohmsche Widerstand des Seewassers bildet zusammen mit dem als Kapazität auffaßbaren Übergangswiderstand (mit der dünnen schlechtleitenden Grenzschicht Wasser-Platin oder Glas als Dielektrikum) einen komplexen Widerstand. Diese Reihenschaltung eines Widerstandes mit einer Kapazität läßt sich in einer entsprechenden Schaltung als dämpfungs- bzw. frequenzbestimmendes Glied verwenden (Beispiel: Sonde nach HINKELMANN (1956/1957)).

3. *Elektrodenlose* oder auch *induktive Methode* mittels zweier Eisenkernspulen, die vom Seewasser isoliert sind (Abb. 2). Die eine Spule wird durch eine Wechselspannung erregt und induziert im Seewasser einen Strom, der von den geometrischen Abmessungen der Spule und von der Leitfähigkeit des Seewassers abhängt.

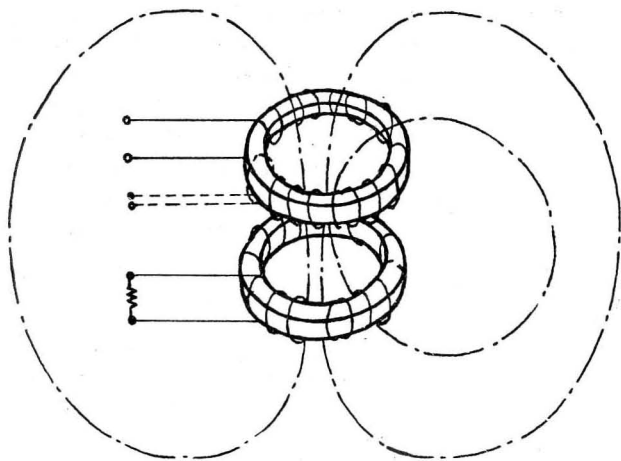


Abb. 2. Prinzipskizze zur induktiven Methode der Leitfähigkeitsmessung

Das Seewasser um diese Spule ist dabei als einfache Sekundärwicklung eines Transformators aufzufassen. Dieser induzierte Strom kann durch die zweite Spule gemessen werden, da sie zusammen mit der Seewasserschleife, die jetzt eine Primärwicklung darstellt, den zweiten Transformator bildet. Schließt man die zweite Spule über einen Widerstand kurz, so ist der gemessene Strom proportional der elektrischen Leitfähigkeit des Seewassers. Legt man eine Hilfswicklung über die zweite Spule, die in entgegengesetzter Richtung wie die Seewasserschleife vom Strom durchflossen wird, dann kann man die induzierende Wirkung der „Seewasserwicklung“ kompensieren. Ist durch Variation der Erregerspannung der Hilfswicklung die induzierende Wirkung der Seewasserschleife aufgehoben, dann ist der gemessene Strom in der Hilfswicklung direkt proportional der Leitfähigkeit des Seewassers (Beispiel: G. L. ESTERSON und D. W. PRITCHARD, 1956, N. L. BROWN und B. V. HAMON, 1961). Durch eine entsprechende Schaltung ist es

auch möglich, eine derartige Spulenanordnung als frequenzbestimmendes Element zu verwenden (H. HINKELMANN (1958)).

Bezüglich genauerer Angaben zu den einzelnen Methoden muß auf die einschlägige Fachliteratur verwiesen werden. An dieser Stelle soll zu den genannten Verfahren ergänzend nur folgendes mitgeteilt werden:

Nachteile der ersten Methode sind schwer kontrollierbare Effekte an der Elektrodenoberfläche (Polarisation, Alterung, Verschmutzung mineralischer und biologischer Art), wodurch die Genauigkeit der Widerstandsmessung beeinflußt wird.

Die zweite Methode erlaubt durch Übertragung von Frequenzänderungen als Maß für die elektrische Leitfähigkeit alle störenden Einflüsse der Meßkabel auszuschalten. Auch können die Signale für andere Meßgrößen (Temperatur, Druck), die ebenfalls von frequenzbestimmenden Meßfühlern gesteuert werden, auf einem Leiter an Bord übertragen und dort durch Filtrierung getrennt werden. Nachteile sind, daß sehr stabile elektronische Bauelemente verwendet werden müssen und eine lineare Beziehung zwischen Frequenzänderung und Meßwertänderung schwer zu erreichen ist.

Die Notwendigkeit hochstabiler elektronischer Bauelemente besteht auch bei der dritten Methode. Die verwendeten Frequenzen liegen bei einigen 10^2 bis 10^4 Hz. Die auf diesem Prinzip beruhenden Laborgeräte (HUEBNER 1959, BROWN und HAMON 1961) gehören zu den genauesten.

Die zu den genannten Verfahren entwickelten Geräte sind in Tab. 2 übersichtlich zusammengestellt. Viele Geräte stellen nur ein Muster in einer Entwicklungsreihe dar, deren Vorgänger meist in schwer zugänglichen technischen Zeitschriften beschrieben sind. Auch reine Nachbauten von Geräten, soweit nicht wesentliche Verbesserungen angebracht wurden, sind in der Tabelle nicht mit aufgeführt (z. B. LEW 1945 und WILLIAMS 1960).

Die Untergliederung der Tab. 2 erfolgte weiter nach der Meßmethodik der Temperatur als wichtigstem Faktor zur Berechnung des Salzgehaltes aus der Leitfähigkeit. Für diese Zwecke sind prinzipiell zwei Wege gangbar:

1. Man versucht, die Temperatur genau zu messen, und bestimmt mit Hilfe von Diagrammen, Tabellen oder Rechengertäten den Salzgehalt aus den im vorigen Abschnitt bekannten Beziehungen $S = S(k, t)$.
2. Man kompensiert den Einfluß der Temperatur bei der Leitfähigkeitsmessung, so daß man nur noch vom Salzgehalt abhängige Leitfähigkeitswerte erhält, womit die Möglichkeit der sofortigen Salzgehaltsregistrierung besteht.

Im ersten Fall besitzt man gleichzeitig eine präzise stetige Temperaturverteilung zur Berechnung der Dichte „in situ“. Der Rechenaufwand ist allerdings erheblich. H. KASTEN (1959) erreichte hier durch seine Registriermethode (in Ziffern) eine vorteilhafte Lösung. Für die Auswertung günstiger scheint die Kompensation der Temperatur, wobei aber wegen des mit dem Salzgehalt variablen Temperaturkoeffizienten eine große Bereichsunterteilung notwendig ist, um alle Seewasserkonzentrationen gleich sorgfältig bestimmen zu können.

TABELLE 2

Überblick über die verschiedenen Leitfähigkeitsmeßgeräte

Temperatur- Bestimmung	Geräte ohne Temperaturkompensation (Berechnung des Salzgehaltes mit Tabellen oder Rechengeräten)		
	Hg-Thermometer Bourdonrohr o. ä.	Widerstandsthermometer	Halbleiter- thermometer
Leitfähigkeits- Bestimmung			
<i>Eintauchelektroden</i> (konduktiv)	H. TORNOE (1893) zus. mit F. NANSEN $L/n \pm 0.1\text{‰}$	A. W. JACOBSON (1948) STD salin.-temp.-depth-record. $S/n (400 \text{ m}) \pm 0.3\text{‰}$	Gerät des Navy Elec- tronics Laboratory San Diego/Cal. (D. E. CARRIT 1952) $S/n (? \text{ m}) \pm 0.1\text{‰}$
Elektroden aus Platin, anderen Edelmetallen oder Kohlenstoff Wechselspannung $n = 50-60 \text{ Hz}$ Wechselspannung $h = 0.5-3 \text{ kHz}$	M. KNUDSEN (1900) $S/n (\sim 100 \text{ m}) \pm 0.1\text{‰}$	D. E. CARRIT (1952) CTI chlorin.-temp.-indicator $S/n (? \text{ m}) \pm 0.1\text{‰}$	J. FILARSKI u. a. (1959) $S/h (250 \text{ m})$ $\pm 0.05\text{‰}$
	L. LABOUREUR (1931) $S/n (? \text{ m}) \pm ?$	H. KASTEN (1959) T-S- Fühler $S/h (400 \text{ m}) \pm 0.03\text{‰}$	
	I. HOY (1959) $O/h \pm 1..2\text{‰}$		
	G. B. DOWLING (1961) Bathyconductograph (250 m) $\pm 0.3\text{‰}$		
<i>Nichtbenetzte oder polarisationsfreie Elektroden</i>	C. F. MC COURT (1953) $L \pm 0.1\text{‰}$	H. HINKELMANN (1956) $S/(200 \text{ m}) 0.1\text{‰}$	
Unter Verwendung von Wechselspannungen zwischen 7 und 12 MHz	K. E. HARWELL und D. E. HOOD (1954) $O \pm 0.04\text{‰}$	G. L. HUEBNER (1959) Agric. and Mech. Coll. Texas $L \pm 0.005\text{‰}$	
	E. G. SANDELS (1956) $O \pm 0.3\text{‰}$	Gerät des Royal Navy Scientific Service (F. HERRMANN u. a. 1959) $S/(100 \text{ m}) \pm 0.25\text{‰}$	
<i>Elektrodenlose oder induktive Methode</i>		H. HINKELMANN (1958) Bathysonde der Kieler Howaldtswerke (1960) (0-2000 m) $\pm 0.05..02\text{‰}$	J. C. GERMAN (1960) $S/(150 \text{ m}) \pm 0.03\text{‰}$
		G. L. ESTERSON und D. W. PRITCHARD (1956) induct.-chlor.-temp.-indic. (ICTI) $S/(300 \text{ m}) \pm 0.02\text{‰}$	
		G. G. CHUNDCHUA (1959) $S/(200 \text{ m}) \pm 0.01\text{‰}$	

Erläuterung der Symbole: L = Laborgerät zur Wasserprobenanalyse meist auf Ver-
gleichsbasis arbeitend
 S = „in situ“ Meßgerät (Einsatztiefe)

TABELLE 2

in der Meereskunde seit der Jahrhundertwende

Geräte mit Temperaturkompensation (Bis auf kleinere Korrekturen direkte Anzeige des Salzgehaltes)			
direkte Kompensation		indirekte Kompensation	
Bimetall variiert Elektrodenabst.	temperaturkonstantes Wasser- bzw. Ölbad	Zelle mit Standardlösung	Halbleiter mit entsprech. t -Charakt.
Myer Coplans (1914) $O/n \pm 1.0\text{‰}$	E. E. WEIBEL und A. L. THURAS (1918) O und $L/n \pm 0.05\text{‰}$	W. W. SCHULEIKIN (1932) $O/h ?$	R. DORRESTEIN (1954) $S/n (150 \text{ m}) \pm 0.1\text{‰}$
	F. WENNER u. a. (1930) $L/h \pm 0.02\text{‰}$	G. SAUVAGE DE SAINT MARC (1951) $S/n (150 \text{ m}) ?$	B. V. HAMON (1955) $S/h (1000 \text{ m}) \pm 0.05\text{‰}$
	A. ROCHE (1939) $L/h \pm 0.02\text{‰}$	P. ULLYOTT und O. ILGAZ (1942) $O/n ?$	B. V. HAMON (1956) $S/h (25 \text{ m}) \pm 0.05\text{‰}$
	K. A. SCHLEICHER und A. Z. BRADSHAW (1956) $L/h \pm 0.005\text{‰}$	H. WATTENBERG und J. JOSEPH (1943) $S/n (? \text{ m}) \pm 0.03\text{‰}$	W. G. WOLKOW (1959) $L/h \pm 0.05\text{‰}$
	R. G. PAQUETTE (1958) $L/h \pm 0.01\text{‰}$		
	R. A. COX (1959) $L/h \pm 0.005\text{‰}$		
	D. W. PRITCHARD (1959) L besser als 0.01‰		N. L. BROWN and B. V. HAMON (1961) $L \pm 0.003\text{‰}$

O = „in situ“ Meßgerät für kontinuierliche Oberflächenmessungen
? Keine Hinweise in der Literatur
 $\pm S\text{‰}$ = Angabe des jeweiligen Autors über die Genauigkeit der Salzgehaltsbestimmung

Für die Kompensationsmethode existieren nachstehende Verfahren:

2.1 Direkte Kompensation

2.1.1 Mechanische Veränderung des Meßgebers bei Temperaturschwankungen, indem z. B. bei steigender Temperatur der Elektroden- bzw. Spulenabstand so verringert wird, daß der zu messende Widerstand gleich bleibt.¹⁾

2.1.2 Der Leitfähigkeitsmeßgeber mit Seewasserprobe befindet sich unter temperaturkonstanten Bedingungen.

2.2 Elektrische oder indirekte Kompensation

Verwendung eines temperaturabhängigen Widerstandes mit ähnlichem negativen Temperaturkoeffizienten wie die zu untersuchende Probe in einer Kompensationschaltung. Als derartige Widerstände kommen in Frage:

2.2.1 Eine Seewasserprobe mit recht ähnlicher Konzentration wie die zu untersuchende Probe.

2.2.2 Ein Halbleiter (Thermistor) mit ähnlicher Temperaturcharakteristik, der durch Reihenschaltung mit einem variablen Widerstand (Potentiometer) den verschiedenen Konzentrationen angepaßt werden kann.

2.2.3 Widerstandsthermometer in speziellen Brückenanordnungen. Hierzu wurde noch kein Gerät entwickelt, sondern nur durch H. HINKELMANN (1961) dieses Verfahren vorgeschlagen.

Die unter 2.1.2 und 2.2.1 genannten Methoden eignen sich am besten für präzise Laboruntersuchungen an Wasserproben, da hier keine derart rasche Angleichung an die Temperatur wie bei „in situ“ Messungen erforderlich ist. Für letztere sind die weniger trägen Temperaturkompensationsmethoden 2.2.2 und 2.2.3 vorzuziehen.

Die zu den vorstehenden Verfahren entwickelten Geräte sind in Tab. 2 zeitlich gegliedert und durch Zusätze kurz charakterisiert. Die in Tab. 1 verzeichneten Geräte zur Konstantenbestimmung wurden im allgemeinen nicht nochmals aufgeführt. Sie verwendeten sämtlich Edelmetallelektroden und arbeiteten unter temperaturkonstanten Bedingungen. Für detailliertere Angaben wird auf die zitierte Literatur verwiesen. Zur Beurteilung der zahlreichen Geräte sei zusammengefaßt folgendes angeführt:

Die Laborverfahren sind am weitesten entwickelt und haben in manchen Instituten z. T. schon mit Beginn des IGJ die Titration abgelöst. Die auf der Basis des WENNERSCHEN Gerätes weiterentwickelte Leitfähigkeitsbrücke von SCHLEICHER und BRADSHAW (1956) der Woods Hole Oceanographic Institution diente zur Analyse der großen Probenzahl der amerikanischen Atlantikexpeditionen und verhalf so zur raschen Publikation der Werte in dem von FUGLISTER (1960) zusammengestellten Atlas. Das Gerät bewährte sich auch auf einer IGJ-Reise der „Anton Dohrn“ (SCHLEICHER 1959). Im Overflow-Unternehmen 1960 wurde das Thermostat-Salinometer des National Oceanographic Institute in Wormley eingesetzt, das auch zur eingangs erwähnten Neubestimmung der Konstanten dient. Nachbauten des britischen Gerätes (£ 1500.—) wurden von einer Reihe von Staaten angekauft. Das letzte von BROWN und HAMON (1961) mit 25 kg angegebene transportable australische Gerät, das 45 Proben/Stunde zu analysie-

¹⁾ Leitfähigkeitszellen mit variablem Elektrodenabstand werden für Absolutmessungen und als Eichnormale auch von Cox u. a. (1961) vorgeschlagen.

ren erlaubt (£ 500.—), ist wegen seiner Einfachheit und Präzision zur Probenanalyse hervorragend geeignet.

Der Stand der „in situ“ Meßgeräte ist nicht so ermutigend, die vor dem zweiten Weltkrieg verwendeten Verfahren sind technisch naturgemäß überholt und werden hier aus historischem Interesse zur Gewinnung eines Überblickes angeführt. Die Geräte mit 50 Hz-Spannungen eignen sich wegen ihrer Ungenauigkeit nur für gewisse Studien in Flußmündungen, wo große Salzgehaltsdifferenzen vorkommen. Gerade hier wird die Leitfähigkeitsmethode sehr empfohlen (BLINOW 1960, PONSOW 1960) und die Versuche, speziell mit einfachen Geräten die Grenzen zwischen Fluß- und Seewasser festzulegen, reichen weit zurück (BIJKER 1948, v. ARX 1947 und CHAUCHARD 1936 und 1927). Dabei nimmt die Entwicklung eines temperaturkompensierten Leitfähigkeitsmeßgerätes durch v. ARX (1947) eine Sonderstellung ein. Bei ihm werden die Polarisationseffekte und Batteriewirkung bei Gleichstrom zwischen einer Cu- und einer Zn-Elektrode zur Bestimmung des Salzgehaltes benutzt. (Genauigkeit dieses Gerätes für Brackwasser von weniger als $20^0/00 \text{ S} \pm 0.2^0/00 \text{ S}$.)

Auch das Leningrader Wissenschaftliche Forschungsinstitut für Hydrometeorologische Geräte hat für derartige Ästuaruntersuchungen das relativ ungenaue DORRESTEINSCHES Gerät (1954) weiterentwickelt (siehe SYSOJEW 1961).

Eine weitere Anwendung fand die Leitfähigkeitsmethode bei Modellstudien (LINCOLN u. a. 1955).

Mit Ausnahme des Salinity-Temperature-Depth (STD)-recorders von JACOBSON (1948) wurden Meßergebnisse von „in situ“ Leitfähigkeitsmessungen für meereskundliche Untersuchungen nicht veröffentlicht.

Sehr weit entwickelt sind neben unserem Gerät vor allem

- das in erster Linie für Turbulenzuntersuchungen bestimmte Gerät des Lehrstuhls für Physik des Meeres an der Staatlichen Moskauer „Lomonossow“-Universität (CHUNDCHUA — 1960),
- der „inductive chlorinity-temperature-indicator“ des Chesapeake Bay Instituts der John Hopkins Universität,
- das westdeutsche Gerät (Bathysonde) nach HINKELMANN, dessen Entwicklung vom Physikalischen Institut der Universität Kiel gemeinsam mit dem Kieler Institut für Meereskunde und den Howaldtswerken vorangetrieben wurde.¹⁾

¹⁾ Die Kieler Howaldtswerke (1960) bieten 3 Leitfähigkeitssonden auf Induktivitätsprinzip an:

Type T 85/1 (Ostsee), Bereich:	5 — 15 ⁰ / ₀₀ ± 0.03...0.05 ⁰ / ₀₀ 0 — 20 °C
Type T 86/1 (Ozean), Bereich:	34.9 — 35.4 ⁰ / ₀₀ ± 0.02 ⁰ / ₀₀ 0 — 10 °C
Type T 87/1 (Mittelmeer), Bereich:	38 — 39 ⁰ / ₀₀ ± 0.02...0.04 ⁰ / ₀₀ 10 — 15 °C

Sämtliche Geräte eignen sich wegen der engen Bereichsunterteilung nicht so gut für meereskundliche Expeditionsarbeiten wie der T-S-Fühler.

Auch das australische Gerät des C.S.I.R.O. in Cronulla, von dem leider keine genaueren Angaben existieren (HAMON 1956), ist zu erwähnen.

Zusammengefaßt sind der Leitfähigkeitsmethode in der Meereskunde folgende Aufgaben gestellt:

1. Bestimmung der Abhängigkeit der spezifischen elektrischen Leitfähigkeit von Temperatur, Konzentration und Druck (Konstantenbestimmung).
2. Entwicklung einer stationären Apparatur auf Leitfähigkeitsbasis zur raschen Untersuchung der mit Schöpfern gewonnenen Wasserproben.
3. Entwicklung eines „in situ“ Meßgerätes zur Gewinnung einer zeitlich oder räumlich kontinuierlichen Verteilung der Dichte bzw. des Salzgehaltes und der Temperatur.

Der kurze Überblick zeigt, daß von vielen Seiten intensiv und auch erfolgreich an der Erfüllung der Aufgabenstellung gearbeitet wird. Unabhängig von diesem Ergebnis der einleitenden Übersicht bleibt A. DEFANTS (1960) kurzer Kommentar — die Leitfähigkeitsmethode wurde mehrmals empfohlen, doch selten tatsächlich angewandt — immer noch gültig, vergleicht man die bisherigen Resultate mit der Gesamtheit aller Anstrengungen.

Die Ursachen für den geringen wissenschaftlichen Wirkungsgrad der zahlreichen bisherigen Entwicklungen sind folgende: Gerade die modernsten elektronischen Verfahren müssen verwendet werden, um die geforderte Genauigkeit und Stabilität der Anlage zu erreichen. Das Seewasser ist als Elektrolytgemisch theoretisch schwer zugänglich, und umfangreiche experimentelle Untersuchungen sind nötig. Seit einem halben Jahrhundert bildet die KNUDSENSche Chlortitration mit dem Kopenhagener Normalwasser einen Grundpfeiler der meereskundlichen Meßmethodik. Salzgehalt und Dichte wurden einheitlich von allen Ozeanographen bestimmt. Eine ähnliche Standardisierung der Leitfähigkeitsapparaturen steht noch aus. Erst internationale Vereinbarungen erlauben den Abbau der chemischen Methode.

Zum Abschluß dieses Überblicks soll erwähnt werden, daß die Leitfähigkeitsmeßmethode als „in situ“ Meßverfahren auch in anderen Gebieten der Hydrologie Anwendung fand. Die Erfolge bei hydrochemischen Untersuchungen der Mineralquellen mit „in situ“ Leitfähigkeitsmeßgeräten (P.-TH. MULLER 1901, S. W. DWORSCHANTSCHIK und A. G. DOROSCHESKI 1913) gingen eng neben den ersten Versuchen in der Meereskunde einher. Im Laufe der Entwicklung wurde die Empfindlichkeit dieses Verfahrens so gesteigert, daß es sich heute auch in der Limnologie zur Untersuchung der geringen Salzgehaltskonzentrationen in Seen (RUTTNER 1948, EDMONDSON 1956) bewährt.

2 Das Temperatur-Leitfähigkeit-Druck-Meßgerät (T-S-Fühler) des Warnemünder Instituts für Meereskunde

Im Jahre 1956 wurde vom Direktor des Instituts für Meereskunde Warnemünde, Herrn Prof. Dr. Ing. habil. E. BRUNS, dem Wissenschaftlich-Technischen Büro für Gerätebau Berlin (jetzt Institut für Regelungstechnik) die Entwicklung eines

fernregistrierenden Temperatur-Salzgehalt-Fühlers auf Leitfähigkeitsbasis übertragen.

Das Gerät war zum Einsatz bei Atlantikexpeditionen im Internationalen Geophysikalischen Jahr (IGJ) vorgesehen, zu denen die Akademie der Wissenschaften der UdSSR das Nationalkomitee der DDR für das IGJ eingeladen hatte.

Das Meßgerät wurde in dem unter der Leitung von Ing. H. ZERBE stehenden Labor ED 3 von Dipl.-Ing. K. H. KASTEN entwickelt. Für den konstruktiven Aufbau war Ing. A. WETZEL verantwortlich, der auch die technische Betreuung

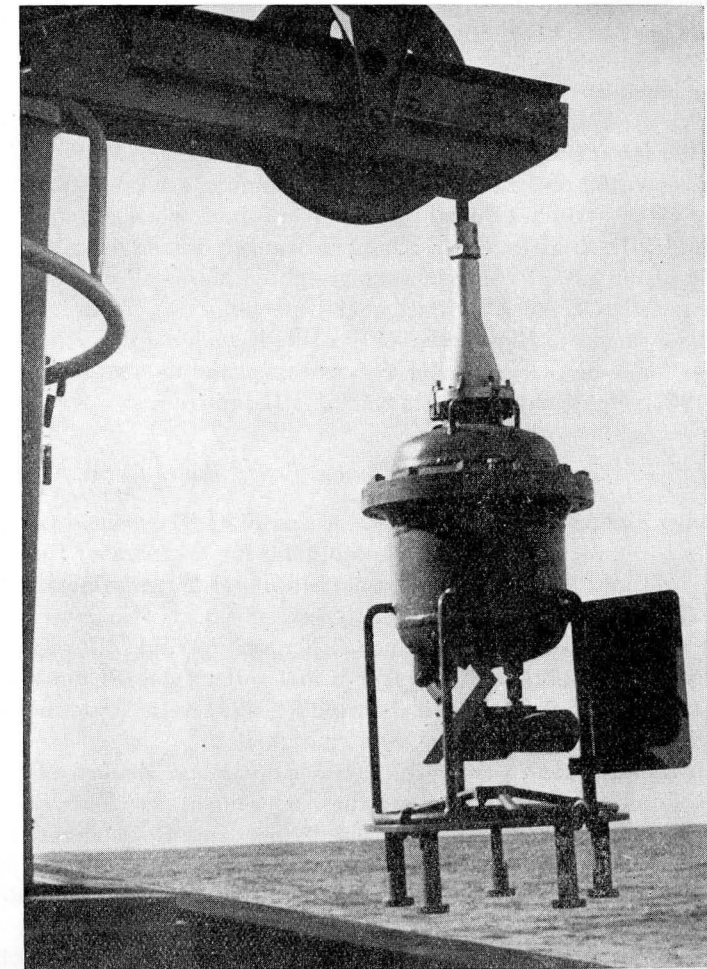


Abb. 3. Das Temperatur-Leitfähigkeit-Druck-Meßgerät (T-S-Fühler) mit Kabelwinde

des Gerätes während der ersten beiden Reisen (IV. und V. atlantische Expedition der „Michail Lomonossow“) übernommen hatte.

Der von KASTEN (1959) eingeschlagene neue Weg behielt zwar die alten Meßgebelemente (Leitfähigkeitszelle und Widerstandsthermometer) bei, die genaue Erfassung der Meßgrößen wurde aber durch eine neue Form der Messung, der Meßwertübertragung und der Registrierung bedeutend verbessert.

Auf diese Weise konnten die Erfahrungen der sich über Jahrzehnte hinziehenden Untersuchungen mit den herkömmlichen Meßgebern genutzt werden. Dagegen waren andere Entwickler, die sich vor Beginn des IGJ ebenfalls mit dem Bau eines genauen „in situ“ Meßgerätes befaßten, etwas benachteiligt, da sie sich zunächst der Einführung neuer Meßgeber für die elektrische Leitfähigkeit (elektrodenlose Messung, Radiofrequenzleitfähigkeitszellen) in meereskundliche Sondenmeßgeräte widmen mußten. Ohne Zweifel führten auch diese Entwicklungen (siehe vorangehender Abschnitt 1.3) zu leistungsfähigen Meßgeräten, wenn sie auch den Charakter eines Routinegerätes für Expeditionszwecke noch nicht besitzen. Mit der ständig steigenden Qualität der elektronischen Meßtechnik dürften allerdings diese Verfahren, die sich mit der Übertragung der Frequenz einer Wechselspannung als elektrisches Signal für den Wert einer ozeanographischen Größe beschäftigen, für die künftige Entwicklung richtungsweisend sein (KROEBEL 1961).

Sieht man aber von der von KROEBEL gestellten Maximalforderung ab — Erfassung der genauen Temperatur-Salzgehaltsverteilung mit einem im Wasser frei fallenden Gerät an einem Einleiterkabel — so stellt auch der dritte deutsche Salzgehaltfühler (nach den Geräten von WATTENBERG und JOSEPH (1943) und HINKELMANN (1957)) eine recht entwicklungsfähige Lösung dar.

2.1 Meßprinzip des dritten deutschen T-S-Fühlers (Abb. 4 und 5)

Wesentlicher Teil des neuen Meßgerätes ist der 75 kg (Gewicht in Luft) schwere Druckkörper (Abb. 3), an dem die drei Meßfühler für Temperatur (t), elektrische Leitfähigkeit (k) und Druck (p) angebracht sind, und der in seinem Inneren die gesamte Meßeinrichtung (Abb. 4) trägt. Dieser meist als (Unterwasser-) Sonde bezeichnete Druckkörper wird mit einer elektrischen Winde (Gewicht 3,5 t zusammen mit 500 m Meßkabel) an einem Kabel gefiert, das 13 um ein Tragseil angeordnete Adern besitzt. Die Kabelwinde gestattet im Dauerbetrieb auch ziemlich geringe, aber gleichmäßige Geschwindigkeiten.

Durch ein Impulssystem werden die von der Sonde am Meßort selbsttätig gemessenen Resultate von p , k und t , auf die Änderungen der elektrischen Eigenschaften des Kabels also keinen Einfluß mehr haben, zum Registriergerät an Bord übertragen und dort in Ziffern gedruckt. Abgesehen von Zehnerpotenzen und Korrekturen bei Meßfühlerauswechslung geben diese Ziffern auf dem Registrierpapier das Meßergebnis in dreimal vier Zahlenwerten direkt an.

Im einzelnen enthält der Druckkörper (Abb. 5) drei WHEATSTONEsche Brückenordnungen, in deren einen Zweig jeweils die Widerstände der Meßfühler $R(p)$, $R(k)$ und $R(t)$ geschaltet sind. Die anderen Brückenwiderstände sind so

gewählt, daß ein und dieselbe Präzisionsmeßbrücke zum Abgleich verwendet werden kann. Das Abgleichen der Brücken erfolgt automatisch. Die verstärkte und gleichgerichtete Brückenausgangsspannung steuert einen Motor, der über Magnetkupplungen die zum Abgleich der Brücke erforderliche Zahl von Einzelwiderständen aus den jeweiligen Dekaden nacheinander zuschaltet.

Bei ihrer Einstellung gibt jede Dekade durch eine Kontaktvorrichtung eine der Zahl der zugeschalteten Einzelwiderstände entsprechende Anzahl von Impulsen ab.

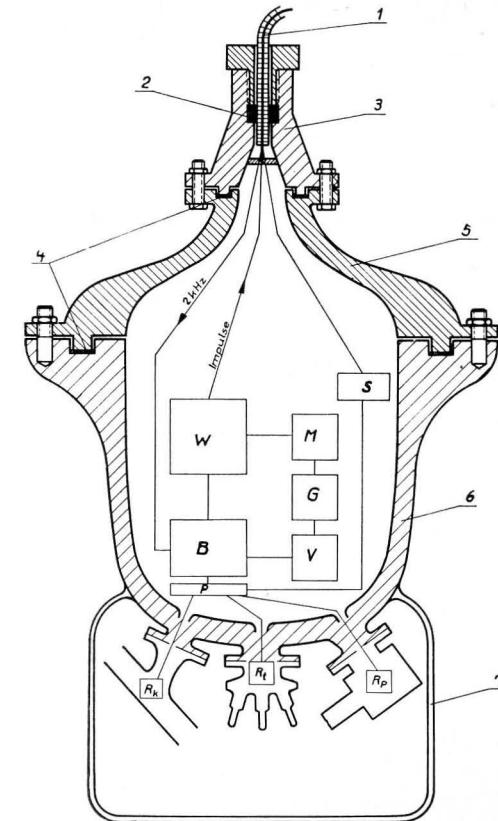


Abb. 4. Prinzipskizze zum Aufbau der Unterwassersonde des T-S-Fühlers

W = Abgleichwiderstände

V = Verstärker

G = Gleichrichter

P = Programmwalze

B = Meßbrücken und Impulserzeugung

M = Magnetkupplungen

S = Synchronisierung

R_k, R_t, R_p = Widerstände der Meßgeber für Leitfähigkeit, Temperatur und Druck

Das Resultat wird also an der Meßbrücke der Unterwassersonde angezeigt und gleichzeitig durch die Impulse an Bord übertragen. Dort wird im Registriergerät eine Zahlendruckrolle eingestellt und dieser Wert nach Abgleich der jeweiligen Dekade gedruckt. Das Einstellen jeder Dekade dauert 1,2 Sekunden, das seit-

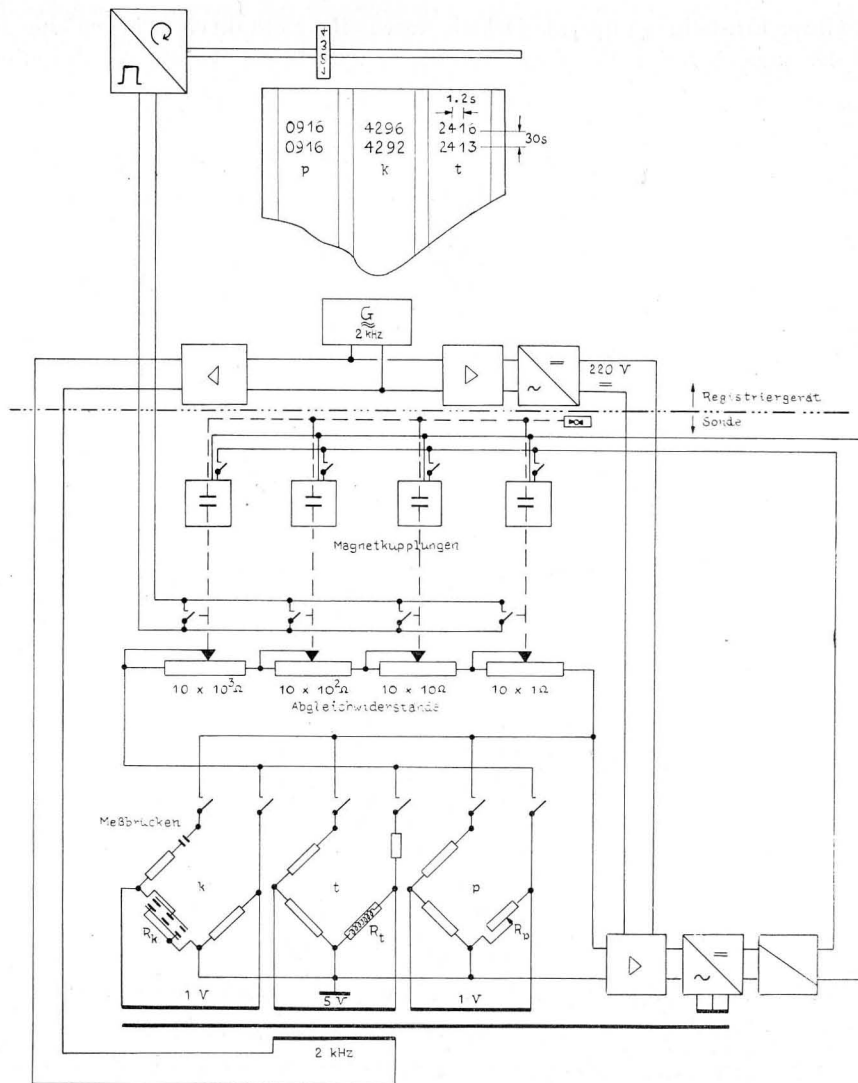


Abb. 5. Prinzipschaltbild des T-S-Fühlers

G = Generator (2 kHz),

R_k , R_t und R_p = Widerstände der Meßbrücke

t , k , p = Brückenanordnung zur Bestimmung von Temperatur, Leitfähigkeit und Druck

liche Verschieben der Zahlendruckrolle auf die Stelle der nächstfolgenden Ziffer (Dekade) ebenfalls 1,2 s. Ebensoviele Zeit wird benötigt, um nach Abgleich einer Meßbrücke alle 4 Dekaden auf Null und in die nächste Brücke zu schalten.

Insgesamt werden also zum Abgleich der drei Brücken $3 \cdot 4 \times 1,2$ s, zum Umschalten der Zahlenrolle ebenfalls diese Zeit plus 1,2 s zum Transport des Registrierpapiers auf die nächste Zeile benötigt. Innerhalb 30 Sekunden erscheinen also die drei Werte von Druck, Leitfähigkeit und Temperatur in vierstelligen Zahlengruppen bequem auswertbar auf dem Registrierpapier.

In einem Zeitraum von 10 Minuten, der üblichen Angleichzeit der Tiefseekippthermometer, gibt somit der T-S-Fühler eine Kolonne von 20 Zahlentripeln für p , k und t . Das bedeutet bei langsamem Fieren des Gerätes, z. B. mit einer Sinkgeschwindigkeit von 20 cm/s, alle 5 Meter einen Einzelwert aus einer einhundert Meter mächtigen Wasserschicht.

Die erforderlichen Schaltfunktionen werden durch zwei Programmwalzen — je eine im Registriergerät und im Druckkörper — die miteinander synchronisiert sind, vorgenommen. Die vierstelligen Zahlen auf dem Registrierpapier geben im einzelnen an (siehe Abb. 5):

Die ersten vier Zahlen den hydrostatischen Druck in der Meßtiefe in 10^{-2} kp cm $^{-2}$, bei einem spezifischen Gewicht des Seewassers von 1 also die Tiefe in Dezimeter, die zweiten vier Zahlen die spezifische elektrische Leitfähigkeit in der Einheit 10^{-5} Ohm $^{-1}$ cm $^{-1}$ bzw. 10^2 Millisiemens/cm,

die dritten vier Zahlen die Wassertemperatur in der Einheit $(t + 10^0) \cdot 10^2$, damit für negative Wassertemperaturen kein Vorzeichen gedruckt werden muß.

Die Empfindlichkeit der Brücke beträgt eine Einheit der letzten Dezimale, der maximale Fehler bei der Temperatur und Leitfähigkeit zwei Einheiten der letzten Dezimale. Bei der Druckanzeige ist der maximale Fehler infolge Hysterese und Lagerreibung der Indikatorfeder etwa 12 Einheiten (0,3% des Endwertes).

Diese Art der Messung und Registrierung in Ziffern, im folgenden kurz als digitale Meßwertumformung bezeichnet, hat nachstehende Vorteile:

1. Es treten keine störenden Einflüsse des Meßkabels auf.
2. Die Meßwertdarstellung ist raumsparend und leicht auswertbar.
3. Man kann auf die umständliche Meßbereichsunterteilung verzichten, die z. B. bei graphischer Darstellung der Meßwerte notwendig ist.

Zu Punkt 3 sei ergänzend mitgeteilt, daß man nach KROEBEL (1960) für die erforderliche Genauigkeit ($\pm 0,01$ °C bzw. mS/cm) bei einem registrierenden Meßgerät ohne Bereichsunterteilung nicht auskommt. Vom gen. Verfasser wird nach dem letzten Stand der elektronischen Meßtechnik ein „in situ“ Tiefenmeßgerät für ozeanische Zwecke vorgeschlagen, das für eine Genauigkeit von $\pm 0,005$ °C im Temperaturbereich $0^\circ - 10^\circ$ C 21 überlappende Teilbereiche vorsieht und für den Leitfähigkeitsbereich 29 bis 39 mS/cm ebenfalls diese Anzahl von Unterbereichen bei einer Genauigkeit von $\pm 0,01$ mS/cm.

Der technische Aufwand der Bereichsunterteilung wird mit der digitalen Meßwertumformung umgangen, allerdings auf Kosten der Kontinuität und Schnelligkeit der Registrierung. Druck, Leitfähigkeit und Temperatur werden zeitlich

nacheinander, d. h. in verschiedenen Tiefen bestimmt. Ohne Reduktion können folglich zur Salzgehaltsbestimmung nur Wertepaare von t und k aus Festhorizonten, d. h. bei stehender Winde, verwendet werden.

Im Abschnitt 4.3 wird aber gezeigt, daß auch bei kleinen Fier- bzw. Hievgeschwindigkeiten, für die die Winde eingerichtet ist, in den oberen 400 m des Atlantiks quasikontinuierliche Registrierungen der Temperatur und des Salzgehaltes ohne wesentlichen Verzicht auf die Genauigkeit erhalten werden können.

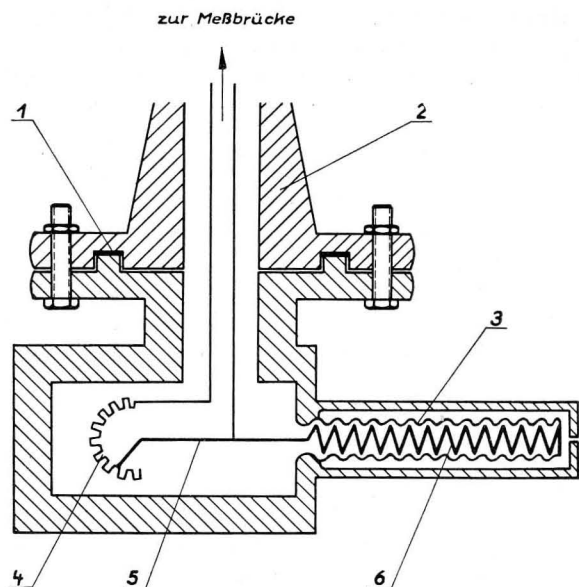


Abb. 6. Prinzipskizze des Druck-(Tiefen-) Meßfühlers

- 1 = Gummidichtung
- 2 = Stutzen am Druckbehälter der Unterwassersonde
- 3 = Wellrohr
- 4 = Potentiometer
- 5 = Schleifer
- 6 = Stützfeder des Wellrohres (Indikatorfeder)

2.2 Der Druckmeßfühler (Abb. 6)

Der Druckmeßfühler besteht im wesentlichen aus einem Wellrohr, das durch eine sogenannte Indikatorfeder abgestützt wird. Unter dem Einfluß des Wasserdruckes, der durch eine kleine Öffnung am Schutzmantel Zutritt zum Wellrohr hat, wird letzteres deformiert und überträgt seine Bewegung über die Feder und ein Getriebe auf den Schleifer eines Potentiometers.

Der eingestellte Ohmsche Widerstand am Potentiometer ist die Meßgröße, die als elektrischer Wert in der Druckbrücke abgeglichen wird.

Die Deformation des Wellrohres und damit der eingestellte Wert am Potentiometer hängen nicht streng linear vom Wasserdruck ab. Die Abweichungen sind kleiner als 1.5% des Endausschlages. Bezieht man aber die angezeigten Werte an der Brücke bzw. im Registriergerät auf eine Korrekturkurve, die für Hieven und Fieren wegen der Hysteresewirkung des druckempfindlichen Elementes verschieden ist, dann ist der maximale Meßfehler stets kleiner als 0.3% des Endwertes.

2.3 Die Leitfähigkeitszelle (Abb. 7)

Eine Meßzelle mit drei ringförmigen Elektroden aus Platinblech, die in Erweiterungen eines Glasrohres starr eingeschmolzen sind, bilden den Leitfähigkeitsmeßfühler. Das Glasrohr trägt in der Mitte einen Sockel, der die elektrischen Zuführungen zu den beiden äußeren bzw. der inneren Elektrode enthält.

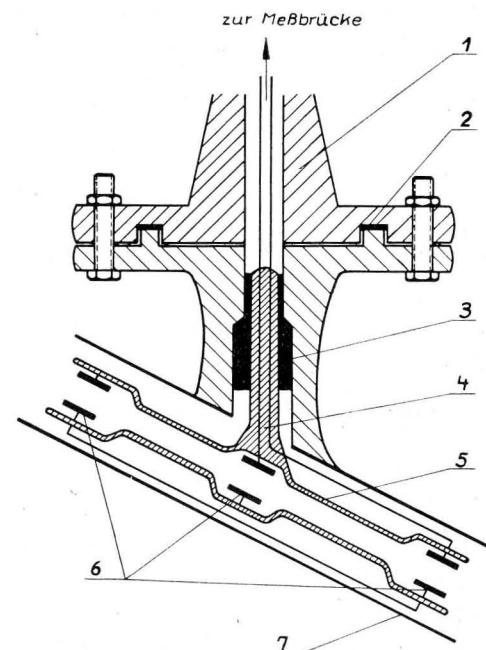


Abb. 7. Prinzipskizze des Leitfähigkeitsmeßfühlers

- 1 = Stutzen am Druckbehälter der Unterwassersonde
- 2 = Gummidichtung
- 3 = Vergußmasse und Dichtung
- 4 = Glassockel der Leitfähigkeitszelle
- 5 = Glasrohr der Meßzelle
- 6 = Edelmetall-Elektroden
- 7 = Schutzrohr

Von H. KASTEN (1959) wurde die Zellenkonstante mit Eichlösungen, die in Zusammenarbeit mit dem Deutschen Amt für Maße und Gewichte der DDR (DAMW) hergestellt wurden, sehr sorgfältig bestimmt, so daß eine Absolutmessung der Seewasserleitfähigkeit möglich war.

Die Leitfähigkeitsbrücke ist so normiert, daß die 4 Dekadenabgleichwiderstände die Leitfähigkeit direkt angeben. Wird allerdings die Zelle ausgewechselt, dann ist an den registrierten k -Werten eine Korrektur anzubringen, da es bei der hohen erforderlichen Genauigkeit nicht gelingt, zwei Zellen mit völlig übereinstimmender Zellenkonstante anzufertigen.

Durch einen Kondensator in einem Zweig der Leitfähigkeitsbrücke wird weiterhin versucht, den Einfluß der Polarisation, der bei der angegebenen Zelle im Seewasser eine zusätzliche Kapazität von ca. $100 \mu\text{F}$ (sogenannte Polarisationskapazität) erzeugt, auszuschalten, zumindest so weit, daß der dadurch verursachte Fehler im gesamten Meßbereich kleiner als 0.01 mS/cm bleibt.

Die von einer Schutzhülle umgebene Meßzelle sitzt etwa um 45° gegenüber der Senkrechten geneigt am Boden der Unterwassersonde. Dadurch soll ein gutes Durchströmen sowohl in einem festen Meßhorizont als auch beim Fieren und Hieven gewährleistet werden. Die Schiffsbewegung bzw. die Pendelbewegung der an einem langen Kabel aufgehängten Sonde reichen aber aus, um jedes Stagnieren von Meerwasser in der großen Zelle zu verhindern.

Um die Zelle weiterhin gegen Verunreinigungen biologischer und mineralogischer Art zu schützen, wurde sie nach jeder Meßserie gründlich mit Süßwasser gespült und mit einem Schutzüberzug abgedeckt.

2.4 Die Temperatursonde (Abb. 8)

Acht in Reihe geschaltete Platinwiderstandsthermometer bilden den Geber des Temperaturfühlers (aus Gründen der Übersichtlichkeit wurden nur drei Platineinsätze in Abb. 8 dargestellt). Die Vorerprobung während der IV. Expedition auf „Michail Lomonossow“ im Herbst 1958 hatte gezeigt, daß selbst bei Überzügen mit verschiedenen Schutzlackschichten Korrosion und Druck den Isolationswiderstand, der größer als $10^7 \Omega$ sein muß, bei Dauereinsatz im Seewasser merklich herabsetzten.

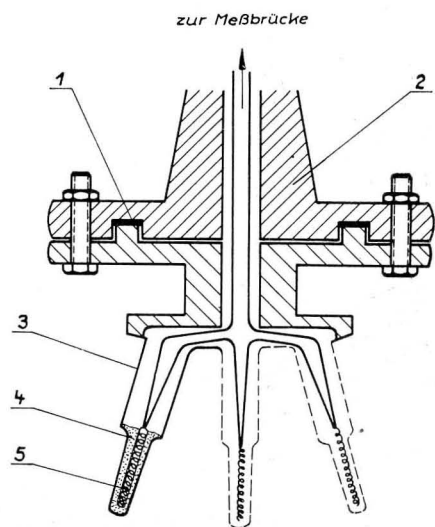


Abb. 8. Prinzipskizze des Temperaturmeßfühlers

- 1 = Gummidichtung
- 2 = Stutzen am Druckbehälter der Unterwassersonde
- 3 = dünnwandiges Kupferrohr
- 4 = Wood-Metall
- 5 = Platinwiderstandsthermometer

Um durch weitere Lacküberzüge die thermische Trägheit nicht zu stark zu erhöhen, wurden die Platineinsätze nach leichter Schutzlackierung von gut wärmeleitendem Wood-Metall (Legierung mit Schmelzpunkt bei ca. 70°C) umgeben in Kupferhüllen eingesetzt. Die Zeitkonstante für diese Einsätze besaß den erträglichen Wert von 1.8 s (im Gegensatz zu 1.1 s im unbehandelten Zustand).

Auch hier ist bei Auswechslung des Fühlers eine Korrektur erforderlich, da der Gesamtwiderstand nie streng derselbe ist. Im Dauereinsatz haben sich diese Meßfühler ebenso wie die zahlreichen Kontakte aus einer Edelmetallegierung an den Meßbrücken und sonstigen Verbindungen gut bewährt.

Zusammengefaßt müssen die angewandte Methode des direkten Abgleichs der Brücken im Unterwasserteil und die digitale Registrierung als wesentlicher Schritt bei der Einführung neuer Meßprinzipien in die Ozeanometrie angesehen werden.

3 Die Sammlung des Beobachtungsmaterials auf den atlantischen Reisen der „Michail Lomonossow“

Im August 1958 erfolgte nach Beendigung der Arbeiten am Labormuster die erste Erprobung des T-S-Fühlers in der Ostsee, die vor allem der Prüfung der Auslegeeinrichtung, der Dichtigkeit des Druckkörpers und des Isolationswiderstandes der Kabelzuführungen diente. Zu dieser längeren Erprobung wurde das Gerät dann der IV. atlantischen Expedition (siehe Übersichtskarte Abb. 1) mitgegeben, deren Hauptprogramm Wellenmessungen bildeten. Hinsichtlich des deutschen Gesamtprogramms auf den Reisen der „Michail Lomonossow“ siehe E. BRUNS (1961).

Auf der vorgenannten Reise (4. 10. — 23. 12. 1958) wurde das neue Meßgerät auf 9 Stationen eingesetzt und bis 500 m druckerprobt. Starke Spannungsschwankungen des sehr unterschiedlich belasteten Schiffnetzes störten den Brückenabgleich. Der elektrische Aufbau erwies sich als zu empfindlich für den Bordgebrauch. Nach der Rückkehr der Expedition wurden diese Mängel weitgehend behoben. So war das Gerät für die interessante V. Expedition voll einsatzfähig, die einen Längsschnitt auf 30°W zwischen beiden Eisgrenzen durchführen sollte.

Im deutschen meereskundlichen Meßprogramm bildeten diesmal Strömungsmessungen auf den vorgesehenen Ankerstationen die Hauptaufgabe. Die Anlage des T-S-Fühlers wurde durch die extremen Witterungsbedingungen in den Tropen und im Polargebiet nicht wesentlich beeinflusst.

Mit dem gleichen Gerät wurde dann auch die VII. Expedition (16. 1. — 14. 4. 1960) angetreten mit dem Ziel, erstmals engabständige Vertikalsondierungen und Wiederholungsserien mit dem neuen Gerät durchzuführen. Diese nach Beendigung des IGJ stattfindende Fahrt war in ihrem Stationsprogramm weniger streng festgelegt und gab den Gruppen mit neuartigen Meßgeräten, wie Meeresoptik, -akustik und -thermik Vorrang. Bekanntlich befinden sich die modernen Instrumente an Meßkabeln und werden durch die Stahltrassen, an denen die herkömmlichen Geräte befestigt sind (wie Wasserschöpfer, Bodengreifer, geologische Stoß-

röhre und Planktonnetz), beim Einsatz gefährdet. Im Interesse einer raschen „quasisynoptischen“ Vermessung des Stationsnetzes muß die beschränkte Aufenthaltszeit auf den Stationen entsprechend dem Hauptprogramm der Komplex-Expedition aufgeteilt werden, da auch auf dem z. Z. größten Forschungsschiff der Welt nicht alle 12 Arbeitsgruppen gleichzeitig außenbords mit ihren Geräten arbeiten können.

Trotz der schlechten Wetterverhältnisse auf dieser VII. Fahrt — die durchschnittliche Windgeschwindigkeit auf dem Hauptabschnitt der Fahrt zwischen den Antillen und dem kanadischen Hafen Halifax betrug Beaufort 7/8 (16.8 m/s) — konnte das Programm eingehalten werden. Nur auf das interessante Profil im Grenzbereich zwischen Labrador- und Golfstrom auf der Neufundlandbank mußte verzichtet werden. Das Schiff kam am 4. 3. 1960 vor der neuschottischen Küste in einen Orkan, in dessen Verlauf die schweren Seen auf dem Vorschiff eine Havarie verursachten, wobei u. a. die Kabelwinde unseres T-S-Fühlers aus den Fundamenten gerissen wurde. Durch einen Brand im Vorschiff während der Liegezeit in Halifax wurde außerdem das Kabel versengt. Eine Reparatur der Anlage mit Bordmitteln war nicht mehr möglich.

Die Schäden wurden in der Zwischenzeit durch Zusammenarbeit mit dem IfR wieder behoben. Durch den Bau eines zweiten Registrier- und Meßgerätes wurde die Gesamtanlage weiter vervollständigt.

Im Endresultat ist festzustellen, daß mit dem T-S-Fühler während der V. und VII. atlantischen Expedition ein Registriermaterial von 52 Serien (Koordinaten siehe Anhang, Abschnitt 10.1) gewonnen wurde. Über 6000 Wertetripel für Temperatur, Leitfähigkeit und Druck wurden nach den im nächsten Kapitel (4.) dargelegten Methoden bearbeitet. Für sämtliche Serien wurden für alle 10 Meter sowie für Standardtiefen die Werte von Temperatur und Salzgehalt (Anhang, Abschnitt 10.4) mitgeteilt.

Die Leistungsfähigkeit des neuen Gerätes konnte allerdings nicht voll genutzt werden. Das Stationsnetz der Komplexexpeditionen auf der „Michail Lomonossow“ war durch Vereinbarungen im Geophysikalischen Jahr bzw. innerhalb der Internationalen Geophysikalischen Kooperation (IGC) festgelegt. Es war deshalb naturgemäß konservativ, d. h. weitmaschig und regional sehr ausgedehnt. Daß es trotzdem möglich war, in fast allen Meeresregionen vertikale Sondierungen und auch ein engabständiges Profil aufzunehmen, dafür sei nochmals den Leitern der Expeditionen, Prof. Dr. A. A. IWANOW, Dr. G. P. PONOMARENKO und Dr. W. K. AGENOROW sowie Kapitän J. A. SHOLTIS mein Dank ausgesprochen.

An dieser Stelle sei mir gestattet, auch meinen Kollegen von der deutschen ozeanologischen Gruppe auf den 3 Expeditionen

Ing. Arno Wetzel (IV. und V. Expedition)

Chem. Erich Werner (IV. Expedition)

Ing. Alfred Forner (VII. Expedition)

Mech.-mstr. Ewald Geyer (VII. Expedition)

für die Mitarbeit bei der Sammlung des Beobachtungsmaterials zu danken.

4 Die numerische Auswertung der digitalen Registrierung des T-S-Fühlers

4.1 Allgemeiner Überblick über die Korrektur- und Auswertemethoden

Die technische Bearbeitung der Ziffernregistrierung wurde bereits während der Expeditionen begonnen und im Sommer 1961 abgeschlossen. Im einzelnen sind an den registrierten Werten folgende Korrekturen anzubringen:

4.1.1 Druckmeßfühler (Anzeige in 10^2 kp/cm²)

4.1.1.1 Gerätekorrektur (Berücksichtigung der Hysterese Wirkung der Indikatorfeder)

4.1.1.2 Dichtekorrektur (Umrechnung der hydrostatischen Druckwerte in metrische Tiefen)

4.1.2 Leitfähigkeitsmeßfühler (Anzeige in 10^2 mS/cm)

4.1.2.1 Gerätekorrektur (Multiplikation der Anzeige mit der 5stelligen Eichkonstanten der betreffenden Leitfähigkeitszelle)

4.1.2.2 Druckkorrektur (Korrektur wegen der Abhängigkeit der elektrischen Leitfähigkeit vom Druck)

4.1.3 Temperaturmeßfühler (Anzeige in $(t + 10) \cdot 10^2$ °C)

4.1.3.1 Gerätekorrektur (additive Korrektur für verschiedene Widerstandsthermometer)

Als weitere Schritte für die Berechnung des Salzgehaltes kommen hinzu:

4.1.4 Reduktion auf einheitliche Meßtiefen

4.1.4.1 Graphische Darstellung der Zeit-Tiefen-Kurve

4.1.4.2 Bestimmung der Meßtiefe, in der die Leitfähigkeits- bzw. Temperaturmessung stattfand.

4.1.4.3 Reduktion der in verschiedenen Tiefen gemessenen benachbarten Leitfähigkeits- und Temperaturwerte auf einheitliche Meßtiefe.

4.1.5 Berechnung des Salzgehaltes

4.1.5.1 Darstellung der nach 4.1.4.3 reduzierten Wertepaare in einem $t-k$ -Diagramm zur Ermittlung von Meßfehlern und des ungefähren Salzgehaltes (Abb. 9).

4.1.5.2 Entnahme des genauen Salzgehaltes aus einer nach Literaturangaben berechneten und verbesserten neuen Leitfähigkeitstabelle.

Als Ausgangsmaterial für die ozeanologische Untersuchung dienten die Endwerte der Temperatur und des Salzgehaltes, die nach Durchführung aller Auswerteschritte 4.1.4.3 (bzw. schon in 4.1.3.1) und 4.1.5.2 erhalten wurden. Die Gerätekorrekturen 4.1.1.1, 4.1.2.1 und 4.1.3.1 erfolgten nach den Eichunterlagen, die für die einzelnen Meßgeber das Institut für Regelungstechnik (IfR) zusammengestellt hat.

Die Korrektur 4.1.1.2 ist erforderlich, da nur bei einem spezifischen Gewicht des Seewassers von 1 der registrierte Druck der Wassertiefe (in Dezimetern) zahlenmäßig genau gleich ist. Meerwasser besitzt unter ozeanischen Verhältnissen durch-

weg höhere Dichten als 1 g/cm^3 , weshalb die wahren Meßtiefen ziffernmäßig kleiner sind als die angezeigten Druckwerte. Tabelle 3 gibt einen Überblick über diese in Abzug zu bringende Korrektur für den maximalen Auslegedruck von 40 kp/cm^2 .

Unter den Verhältnissen des offenen Ozeans ($34\text{--}38\text{‰}$) erscheint die Anbringung einer mittleren Dichtekorrektur gerechtfertigt. Diese könnte dann gleich

TABELLE 3

Dichtekorrektur zur Reduktion der Druckmessung auf eine Tiefenmessung in Abhängigkeit von den Mittelwerten der Temperatur und des Salzgehaltes einer 400 m mächtigen Schicht

Temperatur	Salzgehalt					
	5 ⁰ / ₀₀	15 ⁰ / ₀₀	25 ⁰ / ₀₀	34 ⁰ / ₀₀	36 ⁰ / ₀₀	38 ⁰ / ₀₀
5 °C	2.0	5.3	8.4	11.2	11.9	12.4 m
15 °C	1.7	4.8	7.8	10.6	11.2	11.7 m
25 °C	0.8	3.9	6.9	9.6	10.2	10.7 m

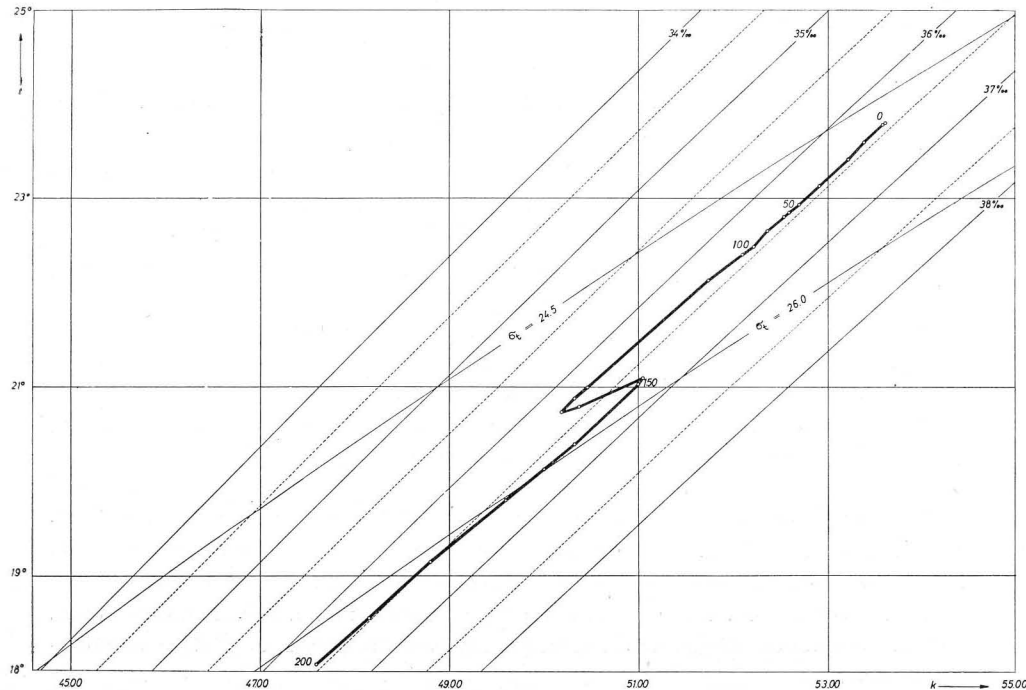


Abb. 9. Ausschnitt aus einem t - k -Diagramm (stark verkleinert) Ordinate: Temperatur ($^{\circ}\text{C}$), Abszisse: Leitfähigkeit (mS/cm)

dünn ausgezogen: Isohalinen und Isopyknen

dick ausgezogen: Meßergebnisse an der Station 540₂ (siehe Anhang, Meßergebnisse)

mit der Gerätekorrektur vereinigt werden. Im Interesse einer genauen Tiefenbestimmung für den Vergleich mit titrierten Salzgehaltswerten wurde nach Tabelle 3 die Korrektur für die einzelnen Meßtiefen auf Grund der mittleren t - S -Verteilung in der darüberliegenden Schicht bestimmt.

Der Einfluß der unterschiedlichen Schwere an den Meßstationen und der Kompressibilität kann bis 400 m unberücksichtigt bleiben. Tieferreichende hydrostatische Meßgeber machen eine sorgfältigere Dichtekorrektur erforderlich.

Für die übrigen Korrekturen werden in den folgenden Abschnitten nähere Erläuterungen gegeben.

4.2 Die Druckkorrektur der elektrischen Leitfähigkeit

Ein Einfluß des Druckes auf die elektrische Leitfähigkeit bei „in situ“ Messungen wurde in der umfangreichen meereskundlichen Literatur bis zum Jahre 1958 nicht erwähnt. Zwar empfahlen J. M. POLLAK (1954) und D. W. PRITCHARD (1959) die Untersuchung hinsichtlich einer möglichen Abhängigkeit der Leitfähigkeit des Seewassers vom Druck, eine Abschätzung dieses Einflusses wurde aber nicht gegeben. H. HINKELMANN (1956 und 1957) betonte sogar den Vorteil der Leitfähigkeitsmethode gegenüber „in situ“ Schallgeschwindigkeits- und Brechungsindexmessungen zur Salzgehaltsbestimmung, da man allgemein die Druckabhängigkeit bei der Leitfähigkeit als vernachlässigbar ansah.

Das Problem des Druckeinflusses wurde erst aktuell, als einsatzfähige Meßgeräte für „in situ“ Untersuchungen entstanden. Der Australier B. V. HAMON (1958) veröffentlichte erstmals Angaben über den Druckeinfluß bis 1000 dezibar (Meter) auf Grund von Laboruntersuchungen. Bei Erprobung des von ihm entwickelten Leitfähigkeitsmeßgerätes in der Tasman-See findet er diese Werte bestätigt.

Unabhängig von diesen Untersuchungen stellte der Verfasser den Effekt mit dem T-S-Fühler an den Stationen während der V. und VII. Expedition der „Michail Lomonossow“ fest.

Abb. 10 zeigt, daß die Differenz zwischen den titrimetrisch und elektrolytisch bestimmten Salzgehaltswerten mit der Tiefe linear zunimmt. Bei fast vollständiger Durchmischung der Deckschicht (winterliche Homogenität der Sargasso-See) steigt die elektrische Leitfähigkeit um 0.05 bis 0.06 mS/cm auf 100 m Tiefenzunahme. Wird der Druckeffekt nicht berücksichtigt, dann erreicht der Fehler der Salzgehaltsbestimmung bei der maximalen Ausletiefe von 400 m rund 0.20 g/kg Salzgehalt und liegt damit eine Größenordnung über der relativen Meßgenauigkeit des Gerätes.

Der Effekt der Zunahme der elektrischen Leitfähigkeit mit steigendem Druck ist aus der Physik der Elektrolyte bereits seit langem bekannt. Die Mehrzahl der Untersuchungen wurde in der Zeit zwischen der Jahrhundertwende und dem Anfang der dreißiger Jahre durchgeführt und diente vor allem theoretischen Zwecken. Für die meereskundliche Anwendung geben diese Untersuchungen aber wertvolle Hinweise zur Abschätzung der zu erwartenden Effekte. Aus diesem Grunde sei hier auf diese Arbeiten kurz eingegangen.

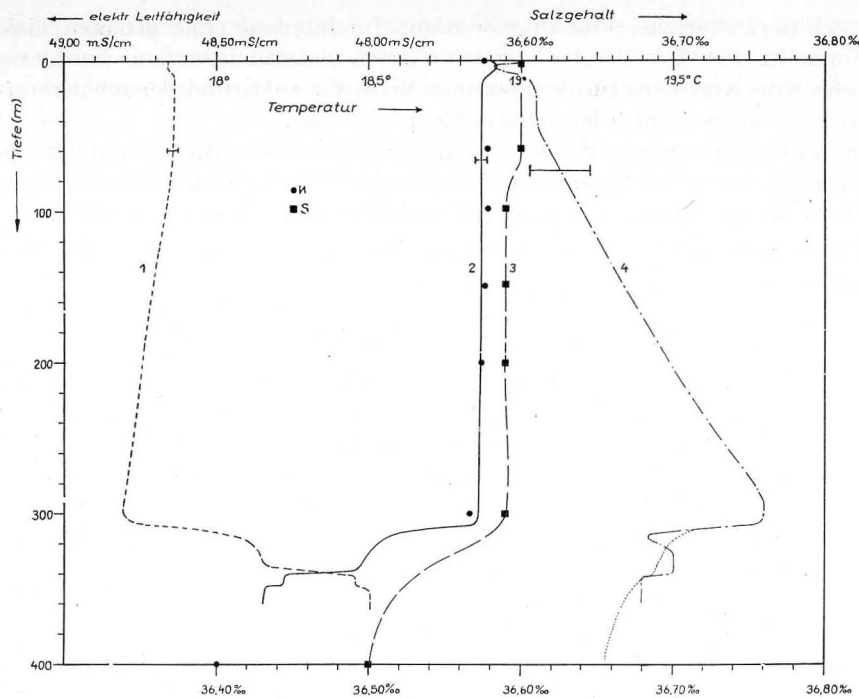


Abb. 10. Wirkung des Druckeffektes bei „in situ“ Messungen am Beispiel der Station 550 (siehe Meßergebnisse, Anhang)

- 1 = Registrierung der elektr. Leitfähigkeit
 2 = Ergebnisse der Temperaturregistrierung
 3 = Vertikale Salzgehaltsverteilung, mit druckkorrigierten Leitfähigkeitswerten berechnet
 4 = Salzgehaltsverteilung, mit unkorrigierten Leitfähigkeitswerten berechnet
 K = Temperaturmessungen mit Kippthermometern
 S = Salzgehaltswerte durch Chlortitration

Die experimentellen Untersuchungen des Druckeinflusses auf die Leitfähigkeit von Elektrolyten gehen auf W. C. RÖNTGEN (1893) und seinen Schüler J. FINK (1885) zurück. Veranlaßt durch die Feststellung, daß die Zähigkeit reinen Wassers durch Kompression verringert wird, erwartete RÖNTGEN auch eine Zunahme der elektrolytischen Leitfähigkeit unter Druck bei schwachen Salzlösungen, da die Beweglichkeit der dissoziierten Moleküle des gelösten Salzes mit abnehmender Viskosität steigt. Auf Grund seiner Untersuchungen an verschiedenen Elektrolyten formulierte er 1893 folgenden Satz: *Die einer gleichen Temperatur entsprechenden Druckkoeffizienten des Leitungsvermögens des untersuchten Elektrolyten nähern sich mit zunehmender Verdünnung einem gemeinsamen Grenzwert. Dieser Wert ist numerisch gleich der Summe der durch Druck bewirkten prozentischen Änderung der Konzentration und der Fluidität.*

In der Folgezeit wurden diese experimentellen Arbeiten auf viele Elektrolyte ausgedehnt. Von den zahlreichen Verfassern seien hier nur S. LUSSANA (1897),

G. TAMMANN und seine Schüler (1910—1929), F. KÖRBER (1909), L. H. ADAMS und R. E. HALL (1931) und W. A. ZISMAN (1932) genannt, die vor allem wäßrige Salzlösungen mit ähnlicher Konzentration wie natürliches Seewasser untersuchten.

Allerdings erfolgten die Messungen häufig bei höheren als in der Natur vorkommenden Temperaturen und begannen meist erst bei Drucken von ca. 1000 bis 2000 Dezibar.

Auf Grund der Resultate dieser Arbeiten sind folgende Effekte an der Druckabhängigkeit der elektrischen Leitfähigkeit beteiligt:

1. Die Konzentration des Seewassers in dem (konstanten) Volumen zwischen den Elektroden erhöht sich infolge seiner Kompressibilität.
2. Mit steigendem Druck nimmt die innere Reibung des reinen Wassers ab (anomale Eigenschaft!), und damit steigt die Beweglichkeit der dissoziierten Moleküle der Meerwasser-salze im elektrischen Feld.
3. Eine Zunahme des Dissoziationsgrades mit dem Druck ist für mäßig bis stark verdünnte Elektrolyte wahrscheinlich.
4. Elektrostatische und Reibungskräfte zwischen den Ionen wachsen infolge der unter Druck dichteren Struktur und bedingen eine Leitfähigkeitsabnahme.

Bei Temperaturen unter 20° spielen die Effekte 1 und 2 die entscheidende Rolle. Die Kompressibilität erklärt in diesem Bereich etwa $\frac{1}{3}$ und die Viskositätsabnahme $\frac{2}{3}$ des Gesamteffektes.

Mit steigender Temperatur nimmt der Viskositätseffekt rasch ab, ist bei 25° praktisch vernachlässigbar und steigt dann bei höheren Temperaturen mit dem Druck an, wirkt jetzt also verringert auf die elektrische Leitfähigkeit.¹⁾

Der dritte Effekt ist quantitativ sehr unsicher. Für wäßrige Lösungen von NaCl bei 25° schlossen L. H. ADAMS und R. E. HALL (1931) bei steigendem Druck auf eine merkliche Zunahme des Dissoziationsgrades. Auch nach S. KRYOPOULOS (1926) und F. E. HARRIS u. a. (s. LANDOLT-BÖRNSTEIN 1959) ist eine Erhöhung der Dissoziationskraft des Wassers wahrscheinlich, da sie bei Bedingungen, wie sie im Ozean vorkommen, eine Erhöhung der Dielektrizitätskonstanten mit dem Druck fanden. Der Wert dürfte aber 10% des Gesamteffektes kaum erreichen und dominiert vor allem bei Temperaturen zwischen 20° und 30°, die im Meer nur unter geringem Druck auftreten. Interionische Kräfte können mangels Messungen nicht beachtet werden. Ihr Einfluß steigt mit wachsender Konzentration. Berücksichtigt man nur die quantitativ einigermaßen bekannten Effekte unter 1 und 2, dann kann man den Druckeinfluß auf die elektrische Leitfähigkeit für den im Meer vorkommenden Temperatur- und Druckbereich gemäß Abb. 12 abschätzen.

Die Addition der Wirkungen des Druckes auf die Dichte des Seewassers (nach N. N. SUBOFF 1957) und auf die Viskosität des Lösungsmittels Wasser (nach LANDOLT-BÖRNSTEIN 1959) ergibt annähernd die Zunahme der elektrischen Leitfähigkeit mit dem Druck. Vor allem bei den in größeren Tiefen vorkommenden niedrigen Temperaturen ist die Viskositätsänderung im Bereich 0—1000 kp/cm²

¹⁾ Bei sehr hohen Drücken (größer 2000 kp/cm²), wie sie im Ozean nicht vorkommen, setzt auch bei niedrigen Temperaturen eine Zunahme der Viskosität ein.

TABELLE 4

Druckkoeffizient ($10^{-5} \text{ dbar}^{-1}$) der elektrischen Leitfähigkeit von Ozeanwasser bei verschiedenen Temperaturen

$$\text{Druckkoeffizient: } \frac{1}{p} \left(\frac{k_p - k_0}{k_0} \right)_t$$

I	II	III	IV
Temperatur °C	Berechnet aus Volumen- und Viskositätsänderung (0–1000 dbar)	nach B. V. HAMON (interpolierte Laborwerte) (0–1000 dbar)	„in situ“ Messungen des T-S-Fühlers (0–400 dbar)
0°	1.70	1.55	1.81
10°	1.29	1.07	1.25
20°	0.72	0.82	0.94

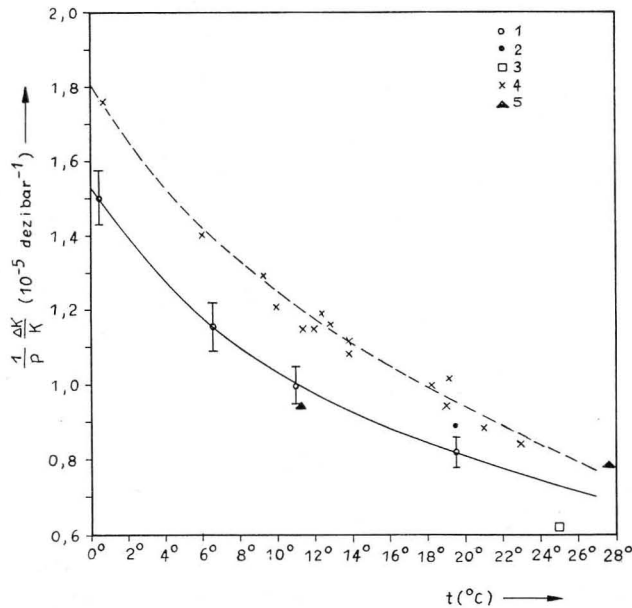


Abb. 11. Druckkoeffizient der elektrischen Leitfähigkeit für Ozeanwasser in Abhängigkeit von der Temperatur

- 1 = nach B. V. HAMON (1958) (adiabat. Kompression)
- 2 = nach B. V. HAMON (1958) (isotherme Kompression)
- 3 = 2.86%ige NaCl-Lösung nach ADAMS und HALL (1931)
- 4 = aus T-S-Fühler-Messungen
- 5 = nach S. LUSSANA (1897) für 3%ige KCl-Lösung

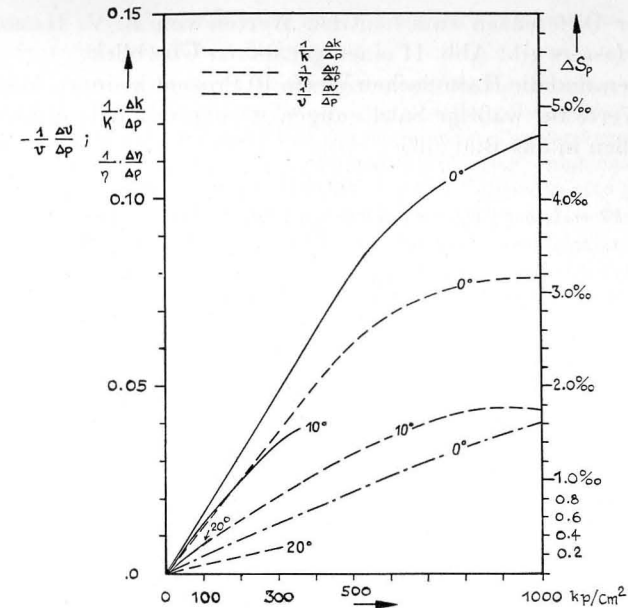


Abb. 12. Scheinbare Zunahme des Salzgehaltes (rechte Ordinate) infolge des Druckeffektes auf die elektrische Leitfähigkeit von Meerwasser

$-\frac{1}{V} \frac{\Delta V}{\Delta p}$ = Verringerung des spezif. Volumens von Seewasser bei steigendem Druck bewirkt Erhöhung der Ionenkonzentration (nur für 0° dargestellt)

$-\frac{1}{\eta} \frac{\Delta \eta}{\Delta p}$ = Abnahme der Viskosität reinen Wassers bei steigendem Druck erhöht die Ionenbeweglichkeit (für 0°, 10° und 20° bis zu dem im Ozean vorkommenden Druck dargestellt)

$\frac{1}{k} \frac{\Delta k}{\Delta p}$ = Wahrscheinliche Wirkung des Druckes auf die elektrische Leitfähigkeit durch Addition des Druckeinflusses auf Viskosität und spezif. Volumen (für 0°, 10° und 20°)

sehr groß, und mit einem beachtlichen Fehler in der Salzgehaltsbestimmung (rechte Ordinate in Abb. 12) von Ozeanwasser ist zu rechnen, falls man keine Korrektur an den „in situ“ gemessenen Leitfähigkeitswerten anbringt.

Eine Prüfung dieser so berechneten Werte für ozeanische Verhältnisse gestattet Tabelle 4.

Die Übereinstimmung ist recht befriedigend, wenn man beachtet, daß die Genauigkeit der direkten Messungen in den Spalten III und IV nur ± 5 bis $\pm 10\%$ beträgt. Insofern dürfte auch für größere Tiefen die in Abb. 12 vorgenommene Abschätzung innerhalb der angegebenen Fehlergrenzen reell sein, und die Kurven geben die Tendenz des Druckeffektes richtig wieder.

Bezüglich der Differenzen zwischen den Werten von B. V. HAMON und den Werten des Verfassers gibt Abb. 11 einen genaueren Überblick.

Im allgemeinen sind die HAMONSchen Werte 10 Prozent kleiner. Aus der Literatur bekannte Werte für wäßrige Salzlösungen streuen ziemlich, ordnen sich aber doch einigermaßen in das Bild ein.

TABELLE 5

Mittlere Druckkorrektur (Δk_p) der elektrischen Leitfähigkeit von Ozeanwasser (36‰/00) für verschiedene Temperaturen (°C) und Druckstufen (dbar)¹⁾

Δk_p [mS/cm]	Temperatur (°C)					
	0° von bis	5° von bis	10° von bis	15° von bis	20° von bis	25° von bis
0.00	0 10	0 10	0 10	0 10	0 10	0 10
0.02	28 48	30 49	30 51	31 51	32 53	33 55
0.04	66 85	69 88	71 92	73 94	75 97	78 101
0.06	103 122	109 129	112 132	115 136	118 141	123 145
0.08	140 159	148 168	153 173	157 178	162 185	168 190
0.10	177 196	188 207	194 214	199 220	206 228	223 235
0.12	214 232	228 248	235 255	241 263	249 271	267 279
0.14	251 269	267 287	276 296	283 305	299 314	303 324
0.16	288 307	307 326	317 338	326 347	336 358	348 370
0.18	325 344	347 367	358 379	368 389	379 401	393 414
0.20	362 381	386 406	399 420	410 431		
0.22	400 419					

¹⁾ Tabelle 5 kann im gesamten ozeanischen Bereich zur Verbesserung von „in situ“ Leitfähigkeitsmessungen verwendet werden, falls man zwischen 34 und 38 g/kg S den Druckkoeffizienten als unabhängig von der Konzentration betrachtet. Der Fehler der Druckkorrektur beträgt bei 34‰ bzw. 38‰ und 400 dbar im Höchstfall 0.02 mS/cm.

Für die höheren Druckkoeffizienten des T-S-Fühlers gibt es eine Reihe quantitativ leider nicht abschätzbarer Ursachen:

- B. V. HAMON untersuchte seine Seewasserproben im Labor nicht unter isothermen Verhältnissen. Er komprimierte die Probe sehr rasch, nahm adiabatische Verhältnisse an und korrigierte so rechnerisch den Einfluß der eintretenden Temperaturerhöhung auf die Leitfähigkeitsanzeige. Die einzige isotherme Messung bei 19.5° zeigt einen 5% höheren Druckkoeffizienten. Dies deutet an, daß doch bei den Versuchen eine gewisse Wärmeableitung existierte und die adiabatische Korrektur zu groß war, d. h. zu niedrige Druckkoeffizienten ergeben mußte.
- Die mit dem T-S-Fühler bestimmten Druckkoeffizienten wurden durch Vergleich zwischen titrimetrisch (S_T) und elektrolytisch (S_E) bestimmten Salzgehaltsdifferenzen „Oberflächensalzgehalt S_E bzw. S_T minus Tiefensalzgehalt S_E bzw. S_T “ gewonnen. Der Fehler der Chlortitration liegt aber bei 0.02 g/kg S, d. h. die Genauigkeit des in 400 m maximal 0.20 g/kg S betragenden Druckeffektes kann nicht besser als ± 10 Prozent sein. Hinzu kommt noch ein gewisser systematischer Fehler, wenn zwischen Oberflächen- und Tiefenschicht sich das Verhältnis „Chlorionen/Ionen der übrigen Meersalze“ ändert, was nach H. WATTENBERG (1933 und 1931) aufgrund der vertikalen Karbonatverteilung im Ozean zu erwarten ist.
- Abb. 12 zeigte, daß die elektrische Leitfähigkeit nicht linear mit dem Druck wächst. Unterhalb 1000 Dezibar scheint aber der von B. V. HAMON angenommene lineare Verlauf gestattet zu sein, zumindest liegt der Fehler unter der Meßgenauigkeit des Druckkoeffizienten.
- B. V. HAMON verwendete bei seinen Laboruntersuchungen eine sehr kleine Leitfähigkeitszelle; die Probe durchspülte nicht die Zelle wie beim T-S-Fühler, sondern stagnierte. Möglicherweise besteht ein gewisser Einfluß des Druckes auf die Zellenkonstante bzw. den Übergangswiderstand der Grenzschicht zwischen den Edelmetallelektroden und dem Seewasser. Untersuchungen hierzu liegen nicht vor.

Die mit dem T-S-Fühler erhaltenen Leitfähigkeitswerte wurden mit der Hilfstabelle Nr. 5 korrigiert, die nach den in Abb. 11 dargestellten Ergebnissen berechnet wurde.

Eine Verwendung der HAMONSchen Werte hätte im Vergleich zum titrimetrisch bestimmten Salzgehalt eine stärkere Zunahme von S_E mit der Tiefe ergeben.

Die Darlegungen zum Druckeffekt zeigen, daß für tiefer reichende und genauere „in situ“ Meßgeräte als der T-S-Fühler sorgfältigere Untersuchungen des Druckeinflusses erforderlich sind, wenn die Titrationsgenauigkeit erreicht oder übertroffen werden soll.

Für sehr tief reichende „in situ“-Geräte ist ein Hinweis von S. LUSSANA (1897) zu beachten. Danach verringert sich mit steigendem Druck auch der Temperaturkoeffizient des Seewassers.¹⁾

¹⁾ Nach S. LUSSANA (1897) ändert sich der Temperaturkoeffizient wäßriger KCl-Lösungen zwischen 10° und 20 °C bei Druckzunahme von 1 auf 1000 kp/cm² wie folgt:

$$\alpha = \text{Temperaturkoeffizient} = \frac{1}{k} \frac{\Delta k}{\Delta t} \text{ [Grad}^{-1}\text{]}$$

Lösung α_1	α_{1000}	
10 g/kg KCl : 0.0222	0.0212 Grad ⁻¹	(Absolutwerte fehlerhaft)
20 g/kg KCl : 0.0211	0.0207 Grad ⁻¹	
30 g/kg KCl : 0.0219	0.0211 Grad ⁻¹	

Der Einfluß des Druckes auf die Temperaturabhängigkeit der elektrischen Leitfähigkeit scheint danach größer zu sein, als aus der Konzentrationsabnahme zu erwarten ist, die infolge des unter Druck höheren Volumenausdehnungskoeffizienten auftritt. Neuere Untersuchungen sind notwendig, um festzustellen, ob man bis 2000 m (einer gegenwärtig erreichbaren Meßtiefe von „in situ“ Geräten) den Temperaturkoeffizienten der elektrischen Leitfähigkeit des Seewassers als druckunabhängig betrachten kann.

Eine zweite Druckkorrektur wäre sonst erforderlich, die allerdings sehr klein ist, wenn man keine höhere Genauigkeit als $\pm 0.02\%$ S fordert.

Bei genauen Leitfähigkeitsmessungen in größeren Tiefen ist zu beachten, daß sich auf etwa 20 m Tiefenzunahme die elektrische Leitfähigkeit um rund 0,01 mS/cm (etwa 0.01 g/kg Gesamtsalzgehalt) unter dem Einfluß des Druckes ändert. Die Genauigkeit der hydrostatischen Tiefenmessung ist z. Z. nicht so hoch, um auf ± 20 m den Meßhorizont eines Gerätes in Tiefen von mehr als 2 km anzugeben. Somit sind akustische Lotungen vom Meßgeber aus durchzuführen, um seine Tiefe genau zu fixieren. Aber auch diese müssen dichtekorrigiert werden. Insgesamt gesehen erscheint es auf Grund der Problematik von Leitfähigkeitsmessungen unter sehr hohen Drücken günstiger, „in situ“ Bestimmungen der Dichte nicht über die Leitfähigkeit, sondern durch direkte Dichtemessungen (z. B. Refraktion oder Schallgeschwindigkeit „am Ort“) vorzunehmen.

Für den Einsatz eines Leitfähigkeitsmeßgerätes für Turbulenzuntersuchungen gelten ähnliche Überlegungen. Da sich die Vertikalbewegungen eines von Bord ausgebrachten Meßgerätes nur schwer dämpfen lassen, würden sie Leitfähigkeitsschwankungen verursachen, die z. B. bei dem von CHUNDCHUA (1959–1961) beschriebenen Turbulenzgerät mit einer Empfindlichkeit von 0.001 mS/cm bereits bei 2 Meter Höhenänderung registriert werden.

Neben experimentellen Untersuchungen zur Bestimmung des Druckeinflusses gestattet auch die moderne molekularphysikalische Elektrolyttheorie (nach DEBYE/HÜCKEL/ONSAGER) eine Berechnung des Effektes. Für das komplizierte Elektrolytgemisch „Meerwasser“ dürfte die Theorie aber nur Tendenzwerte ergeben. Nach H. FALKENHAGEN (1932/1955) wurde selbst für einfache Elektrolyte noch kein systematischer Vergleich zwischen der Theorie und dem Experiment durchgeführt.

4.3 Die Reduktion der Temperatur- und Leitfähigkeitsmessung auf einheitliche Meßtiefe

Die Auswertung der Registrierung, die während des Hievens bzw. Fierens gewonnen wurde, konnte nur zur Salzgehaltsbestimmung verwendet werden, wenn die dazu notwendigen Werte durch Interpolation auf eine einheitliche Meßtiefe reduziert wurden.

Zunächst mußte deshalb für die einzelnen Meßgeber die wahre Tiefe ermittelt werden, in der der Abgleich erfolgte. Dies geschah mit Hilfe eines Zeit-Tiefen-Diagramms.

Bekanntlich erfolgt die Tiefen-(Druck-)Anzeige alle 30 Sekunden. Dazwischen findet in $\frac{1}{3}$ bzw. $\frac{2}{3}$ des Abstandes zweier benachbarter Tiefenwerte die Leitfähigkeits- bzw. Temperaturmessung statt. Für verschiedene Geschwindigkeiten der Sonde ergibt sich folgendes Bild (s. Tabelle 6).

TABELLE 6

Zur Bestimmung der wahren Meßtiefe der Temperatur- bzw. Leitfähigkeitsmessung während des Hievens oder Fierens der Sonde

	Fier- bzw. Hievgeschwindigkeit			
	3 m/min	6 m/min	12 m/min	24 m/min
Abstand zweier aufeinanderfolgender Tiefenmessungen (m):	1.5	3.0	6.0	12.0 m
Abstand zwischen Temperatur- und Leitfähigkeitsmessung bzw. Abstand zur nächsten Tiefenmessung (m):	0.5	1.0	2.0	4.0 m
Weglänge für 2.4 sec: (cm)	12	24	48	96 cm
Zeit zum Erreichen der maximalen Auslegetiefe (~ 400 m):	2.2h	1.1h	33min	17min

Wegen des gleichmäßigen Windenlaufs ist eine lineare Interpolation der Tiefe der Leitfähigkeits- bzw. Temperaturmessung gestattet. Zur Reduktion der Meßwerte auf eine einheitliche Meßtiefe ist aber auch eine lineare Interpolation der Temperatur bzw. Leitfähigkeit zwischen Schichten erforderlich, die entsprechend Zeile 1 in Tabelle 6 mehrere Meter auseinanderliegen.

Unter atlantischen Bedingungen ist dies wegen der geringen Temperaturgradienten im allgemeinen erlaubt. Für stärker geschichtete Seegebiete kann man nur durch sehr langsames Fieren brauchbare Wertepaare von t und k zur Bestimmung des Salzgehaltes gewinnen.

Falsche, d. h. nicht erlaubte Interpolationen lassen sich aber leicht ermitteln. Trägt man nämlich die Leitfähigkeit k als Funktion der Temperatur t auf und verbindet die Punkte aufeinanderfolgender Meßtiefen, wie es in Abb. 9 geschehen ist, dann erhält man ein angenähertes Bild der vertikalen Salzgehaltsverteilung. Wertepaare von t und k , die z. B. zu falschen Salzgehalten und damit Dichten führen würden, kann man auf diese Weise korrigieren oder ausscheiden.

Eine weitere Verfälschung beim Fieren (oder Hieven) gemessener Werte kann auftreten, wenn rasche Meßwertänderungen infolge des zeitlichen Nacheinanders des Abgleichs der einzelnen Dekaden nicht richtig erfaßt werden können. Wie in Abschnitt 2.1 bereits mitgeteilt, werden zum Abgleich jeder Dekade und zum Weiterschalten der Zifferndruckrolle jeweils 1.2 s benötigt. Bei schnell veränderlichen Meßwerten kann also ein vollständiger Abgleich nicht mehr stattfinden, da zuviel oder zuwenig Dekaden an einer Stelle zugeschaltet wurden, die von der nachfolgenden Dekade, deren Abgleich 2.4 s später beendet ist, natürlich nicht mehr kompensiert werden können. Tabelle 7 soll diesen Vorgang näher erläutern.

TABELLE 7

Schema der Meßwertanzeige am Registriergerät bei steigender bzw. fallender Temperatur (0.06 °C/2.4 s) am Meßfühler

	1. Dekade (Zehner)	2. Dekade (Einer)	3. Dekade (Zehntel)	4. Dekade (Hundertstel)
Beispiel A:				
Wahre Temperatur (°C):	18.01	18.07	18.13	18.19
Anzeige	1	18	18 1	18 19
Beispiel B:				
Wahre Temperatur:	18.03	18.09	18.15	18.21
Anzeige	1	18	18 1	18 1 ¹⁾
Beispiel C:				
Wahre Temperatur (°C):	18.49	18.43	18.37	18.31
Anzeige	1	18	18 3	18 31
Beispiel D:				
Wahre Temperatur (°C):	18.47	18.41	18.35	18.29
Anzeige	1	18	18 3	18 30 ¹⁾

¹⁾ Bei fallenden Meßwerten erscheint eine Null, wenn die vorangehende Dekade um eine Einheit zu hoch ist. (Diese Null kann natürlich auch richtig sein!) Ist die vorangehende Dekade bei steigenden Meßwerten zu niedrig, dann schlägt die Zahlenrolle über die 9 durch, und eine unsaubere Registrierung ist an der entsprechenden Stelle feststellbar.

Die Größe der Meßwertänderung an der Meßzelle wird durch die Geschwindigkeit der Sonde und das vertikale Gefälle des betreffenden Meßwertes bestimmt. Wie sich dies auf die Anzeige und Meßgenauigkeit auswirkt, wird im folgenden für die Temperatur dargestellt. Die gleichen Betrachtungen können auch für die elektrische Leitfähigkeit angestellt werden und würden zu ähnlichen Resultaten führen, da der Meßbereich von k infolge des großen Temperatureinflusses denselben Verhältnissen unterliegt.

Für die Druckanzeige ist dieser Effekt praktisch vernachlässigbar, da hier die Genauigkeit der letzten Dezimale (entspricht Dezimeter) nicht von so großer Bedeutung ist.

Die Maximalwerte für das Temperaturgefälle in der ozeanischen Troposphäre treten in den Tropen auf und liegen nach A. DEFANT (1936) bei 0.4 °C/Meter. Von einer Sprungschicht spricht DEFANT erst, wenn das Gefälle einen Wert von 0.1°/m überschreitet.

Sprungschichten mit derartigen Gradienten existieren im wesentlichen nur zwischen 40° N und 30° S und erstrecken sich über einige Dekameter. Die Häufigkeitsverteilung des Temperaturgradienten in der Sprungschicht wurde nach A. DEFANT (1936) ausgezählt und ist in Tab. 8 enthalten.

Aus Tab. 8 und Tab. 9 ersieht man, daß auch die kräftigsten Sprungschichten in den Tropen (0.6°/m) mit der hohen Fiergeschwindigkeit von 24 m/min durchfahren werden können, ohne daß die Meßwertänderung zwischen dem Abgleich

TABELLE 8

Größe des Temperaturgefälles in den tropischen und subtropischen Sprungschichten (nach A. DEFANT (1936) aus 1066 Beobachtungen)

Temperaturgefälle:	0.01 -0.10	0.11 -0.20	0.21 -0.30	0.31 -0.40	0.41 -0.50	0.51 -0.60°C/m
Zahl der Beobacht.:	752	172	97	40	4	1
Rel. Häufigkeit:	70.5	16.1	9.1	3.8	0.4	0.1%

TABELLE 9

Beziehung zwischen Temperaturgefälle (°C/m) und Temperaturänderung am Meßfühler (°C/2.4 s) bei verschiedenen Fier- bzw. Hiegeschwindigkeiten (m/min)

Temperaturänderung am Meßfühler	Hiev- bzw. Fiergeschwindigkeiten				
	3 m/min	6 m/min	12 m/min	24 m/min	48 m/min
0.01°/2.4 s	0.083	0.042	0.021	0.010	0.005°C/m
0.03°/2.4 s	0.250	0.125	0.062	0.031	0.016°C/m
0.06°/2.4 s	0.500	0.250	0.125	0.062	0.031°C/m
0.10°/2.4 s	0.833	0.416	0.208	0.104	0.052°C/m

zweier Dekaden 0.06 °C übersteigt. Dabei kann es vorkommen, daß die Meßbrücke entsprechend Tab. 7 einige Werte ungenau anzeigt. Der mittlere Fehler dieser Einzelwerte, auf die im allgemeinen verzichtet werden kann, läßt sich leicht abschätzen und ist in Tab. 10 enthalten.

Der mittlere Fehler der Meßwerte, die bei unzureichend abgeglichenen Meßbrücke registriert wurden, läßt sich durch Anbringen einer Korrektur von der Größe der halben Meßwertänderung verringern. Voraussetzung dafür ist die Kenntnis der Temperaturänderung am Meßfühler, die aus der unkorrigierten Druck- und Temperaturanzeige ausreichend genau feststellbar ist.

Ähnlich wie zwischen der letzten und vorletzten Dekade (Zehntel und Hundertstel Grad bzw. mS/cm) ist auch eine mangelhafte Abstimmung der Brücke bei anderen Dekadenübergängen möglich. Die Wahrscheinlichkeit für dieses Ereignis

TABELLE 10

Mittlerer Fehler bei unsauberer Temperaturanzeige (°C) durch mangelhaften Brückenabgleich infolge Temperaturänderung am Meßfühler

Temperaturänderung (°C/2.4 s) am Meßfühler	mittlere Fehler			
	bei steigender Temperatur		bei fallender Temperatur	
	ohne	mit Korrektur	ohne	mit Korrektur
0.01°C/2.4 s	± 0.0	± 0.0	± 0.007	± 0. °C
0.03°C/2.4 s	± 0.012	± 0.016	± 0.012	± 0.019 °C
0.06°C/2.4 s	± 0.030	± 0.018	± .039	± .022 °C
0.10°C/2.4 s	± .053	± 0.029	± .062	± .029 °C

ist aber sehr gering und beträgt nur 8%. So würde z. B. bei einem Temperaturgefälle von $12^\circ/400$ m im Mittel einmal ein Wert beim Übergang von der zweiten Dekade (Einer) zur dritten (Zehntel) nicht abgeglichen. Ein Zehnerübergang (zwischen der ersten und zweiten Dekade) findet auf einer Station höchstens ein- bis zweimal statt und ist entsprechend seltener falsch. Bei der großen Wertefülle, die das Gerät liefert, sind diese Einzelwerte meist nicht wesentlich. Erschien doch einmal eine Fehlregistrierung wichtig, dann wurde die Messung wiederholt, wobei es äußerst unwahrscheinlich war, daß dieser Fehler an derselben Stelle erneut auftrat.

Die geschilderten Meßwertänderungen kamen nicht nur bei schnellem Hieven und Fieren vor, sondern ereigneten sich auch bei Dauermessungen in Festhorizonten, wo sie durch Pendeln des Meßfühlers oder durch kurzperiodische interne Wellen hervorgerufen wurden.

Der Überblick über die Genauigkeit der bei bewegtem Gerät vorgenommenen Registrierung zeigt, daß innerhalb der Troposphäre des Atlantiks das Gerät voll einsetzbar ist. In der Ostsee und in anderen Randmeeren mit starker Schichtung wächst der Fehler der Meßanzeige bei Registrierungen während des Hievens oder Fierens, da hier Temperatur- und Leitfähigkeitsgradienten mindestens um den Faktor 10 größer als im Ozean sind. Bei sehr langsam bewegter Sonde erhält man aber auch hier über die vertikale thermohaline Struktur eine bessere Übersicht als mit Schöpfermessungen.

Wendet man das gleiche Prinzip der digitalen Meßwertaufzeichnung in einer Sonde an, die mehrere tausend Meter tief einsetzbar ist, dann wird der Einsatz des Gerätes unökonomisch, da die erforderlichen niedrigen Hiev- und Fiergeschwindigkeiten zeitlich engabständige Wiederholungsserien zur Untersuchung interner Wellen nicht erlauben.

Das gegenwärtige Prinzip eignet sich aber gut für Dauermessungen in Festhorizonten. Hierfür ist allerdings ein empfindlicher Druckmeßfühler erforderlich, um die Höhenänderungen des pendelnden Gerätes genau genug zu erfassen.

4.4 Die Tabelle zur Bestimmung des Salzgehaltes aus Temperatur und elektrischer Leitfähigkeit

Die auf einheitliche Meßtiefe reduzierten Endwerte der Temperatur und elektrischen Leitfähigkeit dienen zur Berechnung des Salzgehaltes.

In der Literatur existieren für diese Operation keine oder nur sehr ungenaue Rechenhilfsmittel.

Die Tabellen bei THOMAS u. a. (1934) und die darauf fußenden Werte in einer Veröffentlichung der Britischen Admiralität (1945) sind ebenso wie die Resultate bei BEIN und Mitarbeitern (1935) bzw. die danach berechnete Tab. Nr. 84 in den „Ozeanologischen Tabellen“ von SUBOFF (1957) erst nach mehrmaliger, umständlicher Interpolation verwendbar. Außerdem besitzen diese Tabellen nach POLLAK (1954) und COX (1960 a, b) sehr wahrscheinlich einen systematischen Fehler.

Danach sind die deutschen Untersuchungen nur zwischen 36 und 37‰ Salzgehalt zuverlässig, während die Ergebnisse der amerikanischen Originalarbeit unterhalb 35‰ und bei höheren Salzgehalten nur bei 25°C einen Fehler besitzen, der kleiner als 0.02 mS/cm ist. Die Ursachen dafür liegen in der Auswahl der Proben zur Konstantenbestimmung und in einer ungenügenden mathematischen Ausgleichung der Meßresultate (siehe auch Tab. 11).

TABELLE 11

Verzeichnis der Originalproben, die der THOMAS-POLLAK-Formel zugrunde liegen
Zur Bestimmung der elektrischen Leitfähigkeit bei den Temperaturen 0° , 5° , 10° , 15° , 20° und $25^\circ (\pm 0.02^\circ)$
wurden insgesamt 8 Proben verwendet:

Nr. der Probe (nach THOMAS u. a. 1934)	Salzgehalt	Herkunft der Probe
8	9.32‰	Verdünnung von Nr. 5 (Indik)
12	13.68‰	Verdünnung von Nr. 5 (Alaska-Golf)
7	18.94‰	Verdünnung von Nr. 5 (Indik)
11	21.80‰	Verdünnung von Nr. 9 (Alaska-Golf)
6	25.31‰	Verdünnung von Nr. 5 (Indik)
10	30.26‰	Verdünnung von Nr. 9 (Alaska-Golf)
9	34.33‰	Golf von Alaska ($57^\circ 43' \text{N}$, $137^\circ 30' \text{W}$, 1900 m)
5	34.73‰	Indischer Ozean ($12^\circ 90' \text{S}$, $119^\circ 53' \text{E}$, 2000 m)

Für zusätzliche Bestimmungen bei 25°C fanden weitere 13 Proben Verwendung:

Nr. der Probe (nach THOMAS u. a. 1934)	Salzgehalt	Herkunft der Probe
17	2.69‰	Verdünnung von Nr. 13 (Mittelmeer)
16	5.60‰	Verdünnung von Nr. 13 (Mittelmeer)
20	16.43‰	Puget Sund (westkanad. Fjord) ($47^\circ 22' \text{N}$, $123^\circ 07' \text{W}$) ¹⁾
15	16.41‰	Verdünnung von Nr. 13 (Mittelmeer)
14	27.51‰	Verdünnung von Nr. 13 (Mittelmeer)
1	30.26‰	Juan de Fuca Straße ($47^\circ 20' \text{N}$, $122^\circ 55' \text{W}$)
2	31.18‰	Haro Straße (200 m) ($48^\circ 30' \text{N}$, $123^\circ 10' \text{W}$)
3	33.60‰	Mischung aus 0 bis 1000 m (Golf von Alaska)
19	34.45‰	Stiller Ozean (800 m) ($28^\circ 17' \text{N}$, $17^\circ 24' \text{E}$)
13	38.62‰	Mittelmeer (2000 m) ($35^\circ 06' \text{N}$, $17^\circ 24' \text{E}$)
18	38.65‰	Mittelmeer ($31^\circ 36' \text{N}$, $20^\circ 12' \text{E}$)

¹⁾ Oberflächenproben ohne Tiefenangabe

W. BEIN besaß nur eine Originalprobe mit einem Salzgehalt von 36.7‰ und erhielt die übrigen Konzentrationen durch Eindampfen bzw. durch Zufügen von destilliertem Wasser. THOMAS u. a. besaßen, wie aus Tab. 11 hervorgeht, nur bei den Untersuchungen bei 25 °C eine größere Zahl unverfälschter Originalproben aus dem interessierenden ozeanischen Konzentrationsbereich.

Auch der von CULBERTSON (1955) nach den THOMASSchen Werten entwickelte Rechenschieber gibt naturgemäß keine größere Genauigkeit.

Da in der Literatur allgemein die amerikanische Untersuchung für repräsentativer gilt, führte POLLAK (1954) eine erneute Ausgleichung des Originalmaterials durch und fand eine Formel, die die Konzentrations- und Temperaturabhängigkeit der elektrischen Leitfähigkeit von Meerwasser wesentlich verbessert wiedergibt.

Diese die Beobachtungsfehler des Originalmaterials (Tab. 11) ausgleichende Formel lautet:

$$Cl = \frac{F_1(t)}{k^{-1,07} - F_2(t)} \quad (1)$$

Hierbei bedeuten:

Cl = Chlorgehalt der Probe in Promille (g/kg)

k = elektrische Leitfähigkeit der Probe in Siemens/cm (S/cm)

$F_1(t)$ und $F_2(t)$ = zwei nur von der Temperatur (t) abhängige Funktionen

$$F_1 = \frac{6 \cdot 10^8}{721392 + 24597,1 \cdot t - 29,17 \cdot t^2 + 20,12 \cdot t^3 - 0,974 \cdot t^4 + 0,01584 \cdot t^5};$$

$$F_2 = F_1 \cdot \frac{5541 + 254,95 \cdot t + 7,145 \cdot t^2 - 0,73 \cdot t^3 + 0,0142 \cdot t^4}{3904644} \quad (1)$$

Der Verlauf der Funktion $k^{-1,07}$ sowie der beiden Temperaturfunktionen F_1 und F_2 sind in Abb. 13 dargestellt. Man kann diese 3 Funktionen für jedes k und t tabulieren und für alle auf einheitliche Tiefe reduzierten Wertepaare des T-S-Fühlers die entsprechenden Funktionswerte entnehmen, um dann den Chlor- bzw. Salzgehalt mit Hilfe der Formel (1) zu berechnen. Dieser Rechenvorgang ist allerdings äußerst zeitraubend und könnte durch ein Nomogramm nur ersetzt werden, wenn man eine Bereichsaufteilung vornimmt.

PRITCHARD (1959) hält deshalb die vollständige Funktion (1) zur praktischen Auswertung von absoluten Leitfähigkeitsmessungen für ungeeignet und vereinfacht sie wie folgt:

$$Cl \text{ ‰} = f(k) \cdot F(t) + \varepsilon_{k,t} \quad (2)$$

Hierbei bedeuten f und F wieder Funktionen der Leitfähigkeit (k) bzw. Temperatur (t) allein und $\varepsilon_{k,t}$ einen Korrekturterm, der bei Ästuaruntersuchungen, wo es nur auf größere Salzgehaltsdifferenzen ankommt, vernachlässigbar ist.

Diese Funktionen und die danach am Chesapeake Bay Institut berechneten vereinfachten Tabellen publiziert PRITCHARD nicht, da er trotz der neuen Ausglei-

¹⁾ In der Veröffentlichung von POLLAK (1954) ist vermutlich infolge eines Druckfehlers der Beiwert von t^4 in der Funktion F_2 um den Faktor 10 zu hoch.

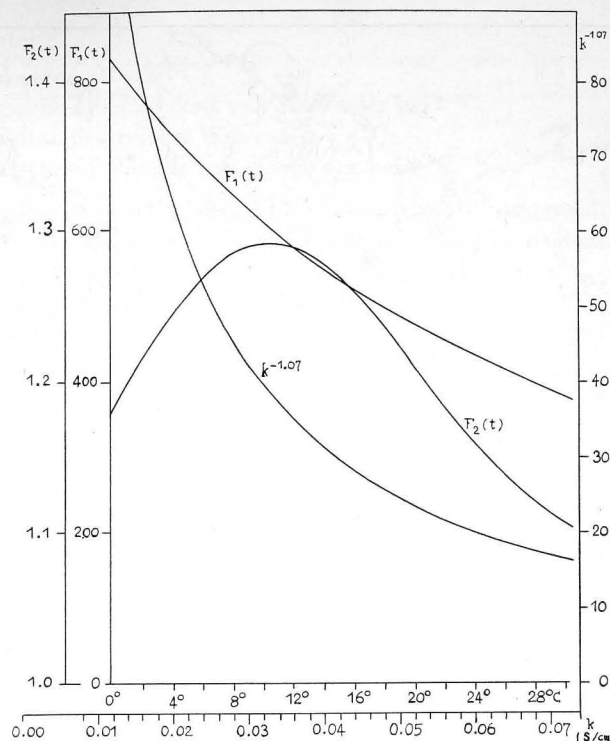


Abb. 13. Graphische Darstellung der 3 Glieder der THOMAS-POLLAK-Formel

chung von POLLAK (1954) das Originalmaterial von THOMAS u. a. für unzureichend hält.

Der Verfasser entschied sich trotzdem zur numerischen Auswertung der vollständigen Formel (1), im folgenden THOMAS-POLLAK-Formel genannt, da eine von Cox (1960 b) mitgeteilte Korrektur der THOMASSchen Originalwerte bei 15° überraschend gut mit der aus dieser Formel (1) hergeleiteten Verbesserung übereinstimmte (siehe Abb. 16).

Die umständliche numerische Auswertung erfolgt aber in anderer Form, als von POLLAK bzw. PRITCHARD vorgeschlagen wurde. Für jedes ganze Grad Celsius und jede volle Einheit Promille Salzgehalt wurde im ozeanischen Salzgehaltsbereich zwischen 34 und 38‰ und 0° bis 25° (anfangs bis 30°) der Wert der elektrischen Leitfähigkeit auf 0.001 mS/cm berechnet (d. i. rund zwanzigmal genauer als die Leitfähigkeitsmessung des T-S-Fühlers) und dann von 0.02° zu 0.02° linear interpoliert. Diese Werte sind in übersichtlicher Form in einer 14seitigen Tabelle (Beilage) zusammengestellt, wobei die Interpolation durch die am Rand mitgeteilten Hilfstabellen sehr beschleunigt wird. In dieser Form besitzt die Tabelle eine Ablesegenauigkeit von ± 0.015 mS/cm und übertrifft auch hinsichtlich der Handhabung alle übrigen für diesen Zweck geschaffenen Rechenhilfsmittel.

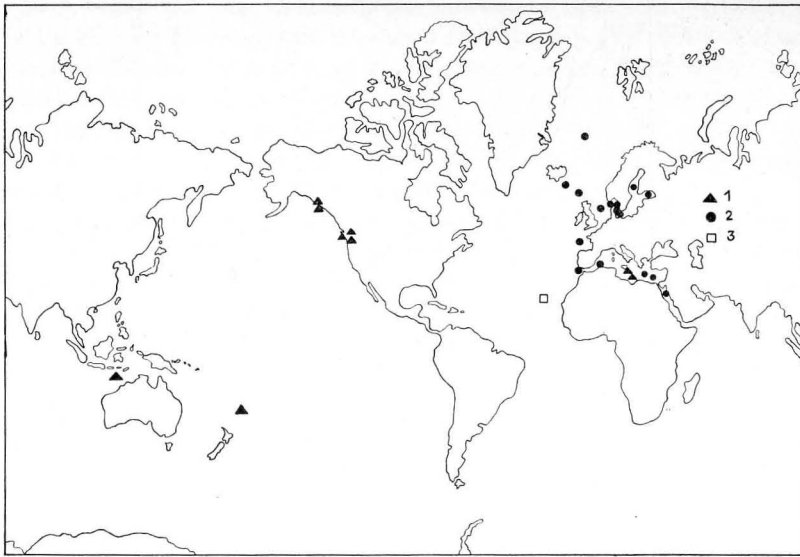


Abb. 14. Lage der Orte der Probenentnahme zu den Fundamentaluntersuchungen

- 1 = B. D. THOMAS u. a. (1934)
 2 = M. KNUDSEN und Mitarbeiter (1902)
 3 = W. BEIN und Mitarbeiter (1935)

Für die Auswertung der T-S-Fühlerregistrierungen aus den tropischen Regionen mußte die neue Tabelle für Temperaturen über 25 °C erweitert werden.

Bereits PRITCHARD (1959) führt an, daß die THOMAS-POLLAK-Formel sich für eine Extrapolation oberhalb 25 °C nicht eignet. Nach dem bekannten Differenzschema wurde deshalb die Tabelle schrittweise anhand der 5stelligen Originalwerte unter Berücksichtigung der vierten Differenz erweitert. Eine Prüfung dieser Extrapolation wurde folgendermaßen durchgeführt:

Die Verbesserung der elektrischen Leitfähigkeit mit steigender Temperatur beruht im wesentlichen auf der Abnahme der Viskosität des Wassers bei Temperaturerhöhung. Die Zunahme der Leitfähigkeit wird aber etwas abgeschwächt durch die mit steigender Temperatur sinkende Ionenkonzentration (Zahl der Ionen pro Volumeneinheit).

Berechnet man von Grad zu Grad die relative Änderung der Viskosität des Wassers (nach LANDOLT-BÖRNSTEIN 1955) und die relative Änderung des spezifischen Volumens von Seewasser [121] und vergleicht diese Werte mit der relativen Änderung der elektrischen Leitfähigkeit, dann erhält man folgende empirische Beziehung:

$$\frac{k_t - k_{t-1}}{k_{t-1}} = -0.0019 + \frac{\eta_t - \eta_{t-1}}{\eta_{t-1}} + \frac{v_t - v_{t-1}}{v_{t-1}} \quad (3)$$

Hierbei bedeuten:

- t = Temperatur (1°...30 °C),
 k_t = elektrische Leitfähigkeit von Seewasser bei t °C,
 η_t = Viskosität des reinen Wassers bei t °C,
 v_t = spezifisches Volumen von Seewasser bei t °C.

Die einzelnen Glieder der Beziehung (3) sind in Abb. 15 dargestellt. Der mittlere Fehler der nach (3) berechneten Leitfähigkeitsänderung in Abhängigkeit von der Temperatur beträgt zwischen 0 und 25° für Seewasser von $36\text{‰} \pm 0.03$ mS/cm. Die auf diese Weise extrapolierten Werte stimmen mit den durch Differenzbildung gewonnenen Werten bis auf 0.02 mS/cm überein und sind oberhalb 25° weitaus wahrscheinlicher als die ebenfalls eingetragenen Werte nach THOMAS-POLLAK.

Um die Genauigkeit der neuen Tabelle zu prüfen, wurden folgende Vergleiche angestellt:

4.4.1 Vergleich mit der Voruntersuchung von Cox (1960b) (hierzu Abb. 16)

Die Differenz zwischen beiden Kurven übersteigt im interessierenden Bereich zwischen 34 und 38‰ in keinem Fall 0.02 g/kg S und liegt damit im

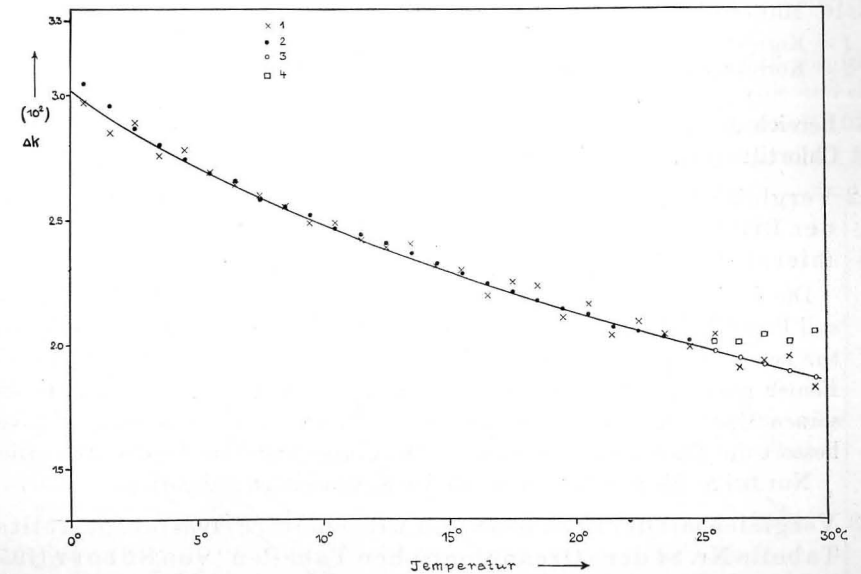


Abb. 15. Temperaturkoeffizient der elektrischen Leitfähigkeit für Meerwasser von 36‰ bei Temperaturen zwischen 0° und 30 °C

- 1 = Temperaturkoeffizienten der elektr. Leitfähigkeit nach Formel (3)
 2 = Temperaturkoeffizienten der elektr. Leitfähigkeit nach der THOMAS-POLLAK-Formel im Bereich 0°–25 °C
 3 = Mit Differenzschema extrapolierte Werte
 4 = Mit THOMAS-POLLAK-Formel extrapolierte Werte

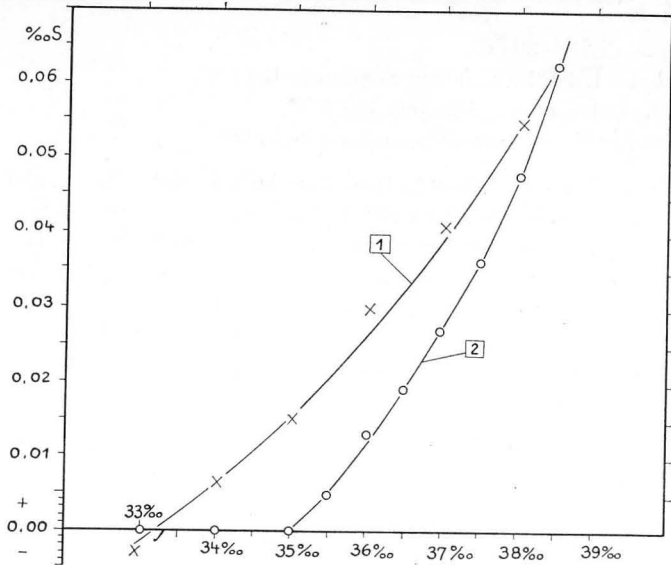


Abb. 16. Mittlerer Fehler der Salzgehaltsbestimmung nach THOMAS u. a. (1934) bei 15 °C
 1 = Korrektur bei Verwendung der THOMAS-POLLAK-Formel bei 15 °C
 2 = Korrektur nach Cox (1960 b) mit dem NIO-Thermostat-Salinometer bei 15 °C

Bereich des Fehlers der Salzgehaltsbestimmung auf der Basis der üblichen Chlortitration.

4.4.2 Vergleich mit den nach THOMAS u. a. (1934) berechneten Werten der Britischen Admiralität (1945)¹⁾ (hierzu Abb. 17)

Die Isolinien, die in erster Näherung Linien gleichen Fehlers in Hundertstel Promille Salzgehalt entsprechen, zeigen sehr deutlich das in der Literatur bereits angedeutete Bild. Bis 35‰ und nahe bei 25 °C übersteigt der Fehler kaum 0.02‰. Hier reichen also die einfachen, von THOMAS und seinen Mitarbeitern selbst aufgestellten Formeln aus. Oberhalb 35‰ verbessert die THOMAS-POLLAK-Formel die Admiralitätstabelle ganz wesentlich.

Nur bei 8° bis 9° ist der Einfluß der Neuausgleichung gering.

4.4.3 Vergleich mit der nach BEIN und Mitarbeitern (1934) aufgestellten Tabelle Nr. 84 der „Ozeanologischen Tabellen“ von SUBOFF (1957) (hierzu Abb. 18)

Die Darstellung zeigt einen deutlichen Gang des Fehlers in Abhängigkeit von der Temperatur, wobei nur die Werte bei 0° und 25 °C sowie auch zwischen 7° und 10° für alle Konzentrationen kleiner als 0.02 mS/cm sind.

¹⁾ Diese Tabelle benützte z. B. auch noch J. C. GERMAN (1960) bei der Kontrolle von „in situ“ Messungen mit einem induktiven Leitfähigkeitsmeßgerät.

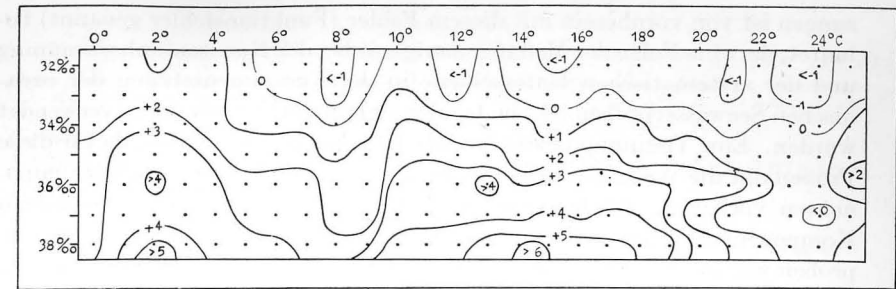


Abb. 17. Korrektur der Tabelle der Britischen Admiralität (1945) auf Grund der THOMAS-POLLAK-Formel
 Linien gleichen Fehlers in 10^{-2} mS/cm

Der Salzgehalt zeigt keinen systematischen Einfluß auf den Fehler; im allgemeinen liegen die Werte für 36‰ und 37‰ (nicht dargestellt) innerhalb der oben genannten Fehlergrenzen. Der auffallende Temperaturgang kann die Folge einer Differenz in der Temperaturbestimmung zwischen der amerikanischen und deutschen Untersuchung sein (THOMAS u. a. geben als Genauigkeit der Temperaturbestimmung ± 0.02 °C an) oder wird durch die nach der THOMAS-POLLAK-Formel berechnete Temperaturabhängigkeit vorgetäuscht.

Zusammengefaßt zeigt diese methodische Untersuchung, daß die funktionelle Beziehung zwischen titrimetrisch bestimmtem Chlorgehalt und elektrischer Leitfähigkeit nicht besser als mit einer Genauigkeit von ± 0.02 ‰ Salzgehalt angegeben werden kann. Jede unserer absoluten „in situ“ Mes-

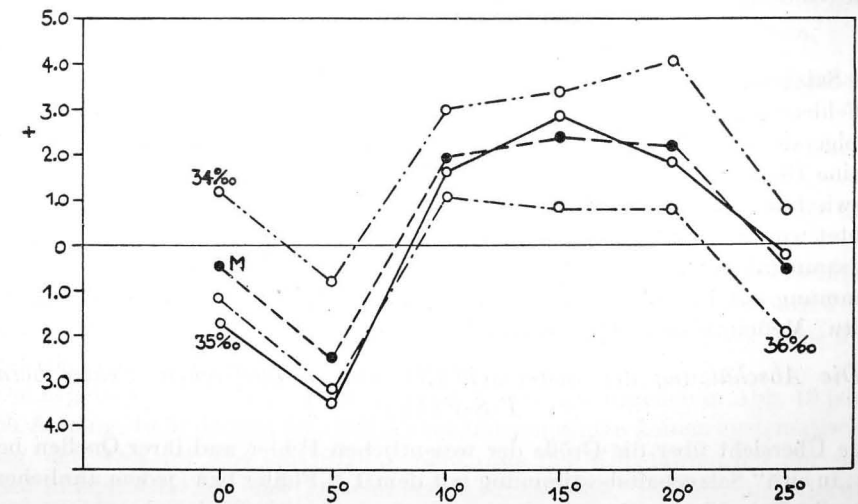


Abb. 18. Differenz zwischen der BEIN-SUBOFFSchen Tabelle und der Auswertung der THOMAS-POLLAK-Formel
 Ordinate: Abweichung in 10^{-2} mS/cm

sungen ist von vornherein mit diesem Fehler (Funktionsfehler genannt) behaftet, der eine Folge der Meßungenauigkeit bei der Konstantenbestimmung und der systematischen Unterschiede in der Zusammensetzung der ozeanischen Seewasserproben ist, die bei den Originaluntersuchungen verwendet wurden. Eine Trennung beider Effekte ist leider nicht möglich, da für diese Proben nur die Werte des Chlorgehaltes, nicht aber der anderen Salzkomponenten vorliegen. Ist bei einer Messung das Verhältnis dieser einzelnen Komponenten untereinander aber anders, als es im Mittel bei den Originalproben war (Verteilung der Probenorte siehe Abb. 14), dann kommt zu dem Gesamtfehler noch eine systematische Abweichung hinzu.

Als wichtiges Teilergebnis der numerischen Bearbeitung der Meßwerte des T-S-Fühlers wurde für folgende, in der Meereskunde bisher wenig beachtete Probleme eine befriedigende Lösung gefunden:

1. Verwendbarkeit und Genauigkeit der digitalen Meßwertregistrierung während des Hieveus bzw. Fierens eines Temperatur- und Leitfähigkeitsmeßgebers.
2. Einfluß des Druckes auf die Leitfähigkeitsmessung von Meerwasser „in situ“.
3. Rasche und genaue Berechnung des Salzgehaltes aus elektrischer Leitfähigkeit und Temperatur für ozeanische Verhältnisse.

Trotz der geschaffenen Rechenhilfsmittel bleibt die zur Auswertung aufzubringende Arbeit noch sehr umfangreich. Nicht nur die Methodik der Messung, sondern auch die Auswertung mit Hilfe moderner Rechenverfahren muß deshalb stärkere Beachtung finden. Der von H. KASTEN (1959) beschrittene Weg der Meßwertaufzeichnung in Ziffern bietet auch hierfür eine günstige Ausgangsbasis.

5 Die Genauigkeit der Salzgehaltsbestimmung mit dem T-S-Fühler und mit der Leitfähigkeitsmethode allgemein

Die Salzgehaltsbestimmung bei einer „in situ“ Messung wird durch eine Reihe von Fehlern kompliziert. Einen Überblick über ihre Größe beim T-S-Fühler gibt der folgende Abschnitt (5.1). An diese Abschätzung der Fehlerquellen schließt sich eine Diskussion über die Differenzen an, die auf den „Lomonossow“-Stationen zwischen elektrolytisch und titrimetrisch bestimmten Salzgehaltswerten beobachtet wurden (5.2). In einem weiteren Abschnitt (5.3) werden diese Resultate im Zusammenhang mit der allgemeinen Problematik der Salzgehalts- bzw. Dichtebestimmung auf Leitfähigkeitsbasis dargestellt und Wege zur Verbesserung der „in situ“ Meßmethode (5.4) vorgeschlagen.

5.1 Die Abschätzung der instrumentellen und methodischen Fehler beim T-S-Fühler

Eine Übersicht über die Größe der wesentlichen Fehler und ihrer Quellen bei einer „in situ“ Salzgehaltsbestimmung mit dem T-S-Fühler bzw. jedem ähnlichen Gerät gibt Tab. 12.

Bei Messungen in größeren Tiefen kommen Fehler auf Grund der Unsicherheiten im Druckeffekt hinzu (siehe 4.2).

TABELLE 12

Die Zusammensetzung des Maximalfehlers der Salzgehaltsbestimmung bei einer „in situ“ Messung auf Leitfähigkeitsbasis

1. Gerätefehler	
1.1 Meßgeberfehler	0.03...0.05 g/kg S
Anteil der Fehler der Temperaturmessung (max. 0.02 °C) und der Leitfähigkeitsmessung (0.02 mS/cm):	
1.2 Abgleichfehler	0.03...0.05 g/kg S
Fehler infolge rascher Meßwertänderung und mangelhaftem Brückenabgleich (Abschnitt 4.3)	
1.3 Reduktionsfehler	?
Fehler durch <i>lineare</i> Interpolation bei der Reduktion der <i>t</i> - und <i>k</i> -Messung auf einheitliche Meßtiefe (4.3). Von beträchtlichem Einfluß in stark geschichteten Seegebieten!	
Eichfehler	?
Änderungen der Eichkonstanten der Leitfähigkeitszelle infolge Alterung und Verschmutzung	Wird versucht, durch Anschlußmessung auf jeder Station zu eliminieren
2. Tabellenfehler	
Zusammengesetzt aus Funktionsfehler- und Ablesefehler der THOMAS-POLLAK-Tabelle (Abschnitt 4.4)	0.03 g/kg S
3. Systematischer Fehler	
Wird verursacht in Wasserkörpern mit anderer Cl/S-Beziehung als bei den Originalproben der THOMAS-POLLAK-Formel (siehe Abschnitt 5.3).	0.05 g/kg S

Wenn sich auf Grund der großen Meßwertfolge auch einige Fehler kompensieren, so war trotzdem unter atlantischen Verhältnissen keine befriedigende, d. h. die Genauigkeit der Titration erreichende Salzgehaltsbestimmung zu erwarten.

5.2 Vergleich der aus der Anzeige des T-S-Fühlers berechneten Salzgehaltswerte mit dem durch Chlortitration ermittelten Salzgehalt

Für die oberen 60 Meter, die meist homohalin sind und in denen der Fehler des Druckeffektes noch vernachlässigt werden kann, wurden 141 Wertepaare aus 52 Meßserien zur Feststellung der Differenz zwischen elektrolytisch (S_E) und titrimetrisch (S_T) bestimmten Salzgehaltswerten herangezogen.

Da teilweise die Meßhorizonte der Wasserschöpfer nicht mit den Meßpunkten des T-S-Fühlers übereinstimmten und auch unterschiedliche Zeitdifferenzen zwischen beiden Messungen lagen, wurden durch Mittelbildung bei jeder Serie diese Zufälligkeiten etwas ausgeschaltet.

Die Ergebnisse sind für die 4 verwendeten Leitfähigkeitszellen in Abb. 19 (siehe auch Anhang, 10.3) dargestellt. Die Abweichungen zeigen keinen systematischen Gang, der etwa auf eine einseitige Veränderung der Konstanten der einzelnen Zellen infolge Alterung oder Verschmutzung hindeutete. Die Streuung der Abweichung zwischen beiden Salzgehaltsbestimmungsmethoden liegt zwischen 0.04 und 0.06 g/kg S, wie Tab. 13 zeigt. Hierbei wird der Wert natürlich auch vom Fehler der Titration (± 0.02 g/kg S) mitbestimmt.

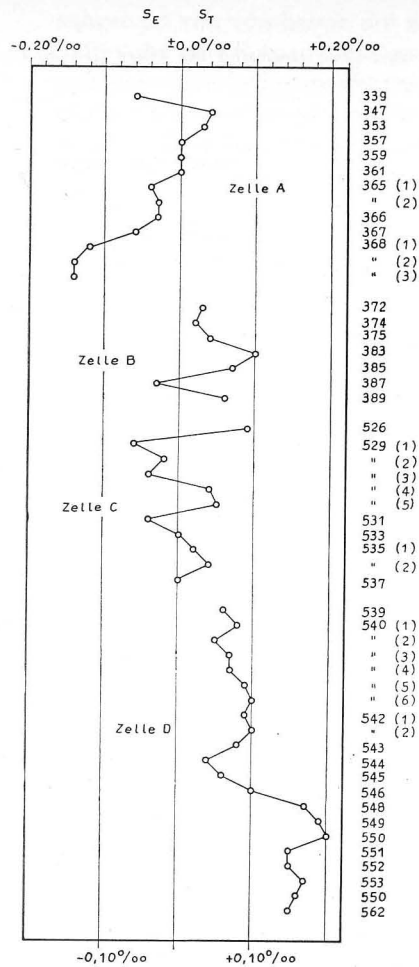


Abb. 19. Differenz zwischen elektrolytisch und titrimetrisch bestimmten Salzgehaltswerten an den Stationen der 5. und 7. „Lomonossow“-Expedition

Bei Zelle D ist offensichtlich ein Fehler der Zellenkonstanten für die großen Differenzen verantwortlich. Alle mit dieser Zelle bestimmten Salzgehaltswerte wurden deshalb um 0.10 g/kg S verringert. Dieser willkürliche Wert der Korrektur wurde zunächst nur festgelegt, um bei der Darstellung der Salzgehaltsprofile an den einzelnen Stationen, in die ja auch die Ergebnisse der Titration mit eingetragen wurden, die Differenzen ($S_E - S_T$) besser sichtbar werden zu lassen. Bei der späteren Auswertung zeigte es sich, daß es zweckmäßiger ist, die elektrolytisch bestimmten Salzgehaltswerte nicht mit der mittleren Abweichung für jede Zelle, sondern mit der mittleren Abweichung an der Station zu reduzieren.

Eine lineare Abhängigkeit der beobachteten Salzgehaltsdifferenz von der Temperatur und dem Salzgehalt bzw. von beiden Größen zusammen, die einem Fehler in der THOMAS-POLLAK-Formel gleichkommen würde, scheint nicht vorhanden zu sein. Die partiellen Korrelationskoeffizienten liegen für diese Beziehung beide dicht bei Null.

Die Unterschiede ($S_E - S_T$) werden ja im wesentlichen durch sämtliche im vorangehenden Abschnitt aufgeführten Fehler bedingt. Eine Trennung der einzelnen Fehleranteile scheint auf den ersten Blick nicht möglich.

Unterteilt man aber die Salzgehaltsdifferenzen nach den verwendeten Leitfähigkeitszellen und betrachtet nur die Abweichung für annähernd einheitliche Wassermassen, wie es in Tab. 14 geschehen ist, dann ist eine gewisse Trennung der verschiedenen Fehlereinflüsse möglich.

Jetzt zeigt sich, daß innerhalb der einzelnen Wasserkörper die Abweichung wesentlich konstanter und die Streuung bedeutend geringer ist als im Mittel sämtlicher Proben und Zellen. Identifiziert man die mittlere Abweichung in den einheitlichen Wassermassen mit der Gesamtwirkung von Veränderungen der Eichkonstanten und der Zusammensetzung der Meeressalze, dann ist die Streuung ein Maß für den mittleren Fehler des eigentlichen Meß- bzw. Auswertevorgangs.

TABELLE 13

Mittelwerte und Streuung der Differenzen ($S_E - S_T$) zwischen elektrolytisch und titrimetrisch bestimmten Salzgehaltswerten

	Zelle A	Zelle B	Zelle C	Zelle D	Mittel aller Zellen
Zahl der Doppelbestimmungen $x_i: N$	51	24	25	41	141
Mittelwert (\bar{x})	-0.04	+0.04	+0.01	+0.11	+0.04 g/kg
Streuung $\sigma: \sqrt{\frac{\sum(x_i - \bar{x})^2}{N}}$	0.06	0.04	0.04	0.05	0.08 g/kg

Diese Werte liegen bei 0.03 bis 0.05‰ und geben somit die Genauigkeit einer Einzelmessung des T-S-Fühlers an, wenn man bei der Messung an den einzelnen Stationen die Ergebnisse an einen bekannten Bezugswert anschließt.

Setzt man voraus, daß die Eichkonstanten der einzelnen Zellen sich während ihres Einsatzes nicht mehr bedeutend verändert haben, dann kann aus der Veränderung der mittleren Abweichung zwischen beiden Methoden von Wassermasse zu Wassermasse auch auf die Größe von Veränderungen in der Zusammensetzung der Meeressalze geschlossen werden. Zumindest jedenfalls die Schwankungsbreite (Gültigkeitsbereich) der KNUDSEN-Relation im offenen Atlantik läßt sich daraus herleiten.

So betragen z. B. bei Zelle A (Tab. 14) die Unterschiede der Abweichung ($S_E - S_T$) zwischen Oberflächenwasser aus der R-Region (Station 365–366) und aus der Passatstromregion (Station 367 und 368) fast 0.08 g/kg S. Ebenso beim Übergang von der Golfstromregion (Station 540–542) zur Sargasso-See (Station 548–555) ändert sich die methodische Salzgehaltsdifferenz sprunghaft und übersteigt die Werte der Streuung um ein Vielfaches. Diese Unterschiede zwischen beiden Wasserkörpern, die sich ja auch in der Temperatur und im Salzgehalt deutlich unterscheiden, liegen außerhalb des Zufallbereichs und scheinen nicht durch die eigentlichen Meßfehler (siehe Tab. 12) verursacht. Der große Betrag der Differenz zwischen Salzgehaltswerten auf Chlor- bzw. Leitfähigkeitsbasis bedeutet eine wesentliche Einschränkung der Genauigkeit der MOHR-KNUDSEN-Methode zur Salzgehalts- bzw. Dichtebestimmung auch unter ozeanischen Verhältnissen. Leider war es nicht möglich, die verschiedenen Zellen während des Einsatzes

TABELLE 14

Abweichungen zwischen elektrolytisch und titrimetrisch bestimmten Salzgehaltswerten für verschiedene Wassermassen

Station (verwendete Leitfähigkeitszelle)	Zahl der Vergleiche	Mittlere Abweichung ($S_E - S_T$)	Streuung
365 und 366 (A)	12	-0.03 g/kg	0.015 g/kg
367 und 368 (A)	16	-0.11 g/kg	0.04 g/kg
540 und 542 (D)	16	+0.08 g/kg	0.02 g/kg
548 bis 555 (D)	13	+0.17 g/kg	0.02 g/kg

laufend an ein Bezugsnormal bzw. an Kopenhagener Normalwasser anzuschließen. Auch nachträglich ließ sich eine zweite Bestimmung der Zellenkonstanten nicht durchführen, da die Zellen meist beschädigt und aus diesem Grunde ausgewechselt wurden. So läßt sich über den absoluten Betrag des Chlordefizits bzw. -überschusses in dieser oder jener Wassermasse nichts aussagen. Die Breite des Zufalls-spielraums liegt auf Grund dieses Vergleichs für eine Dichtebestimmung aus dem Chlorgehalt aber sicher bei 0.07 bis 0.08 Einheiten (in σ_0 bzw. $\rho_{17.5}$) und für eine Salzgehaltsbestimmung nach der KNUDSEN-Relation bei 0.08 bis 0.10 g/kg S.

Dieses wichtige Ergebnis bestätigt und erweitert aber nur Aussagen früherer Untersuchungen (siehe 5.3), die versuchten, die methodischen Grenzen der MOHR-KNUDSEN-Methode bei der Salzgehalts- und Dichtebestimmung festzulegen. Die

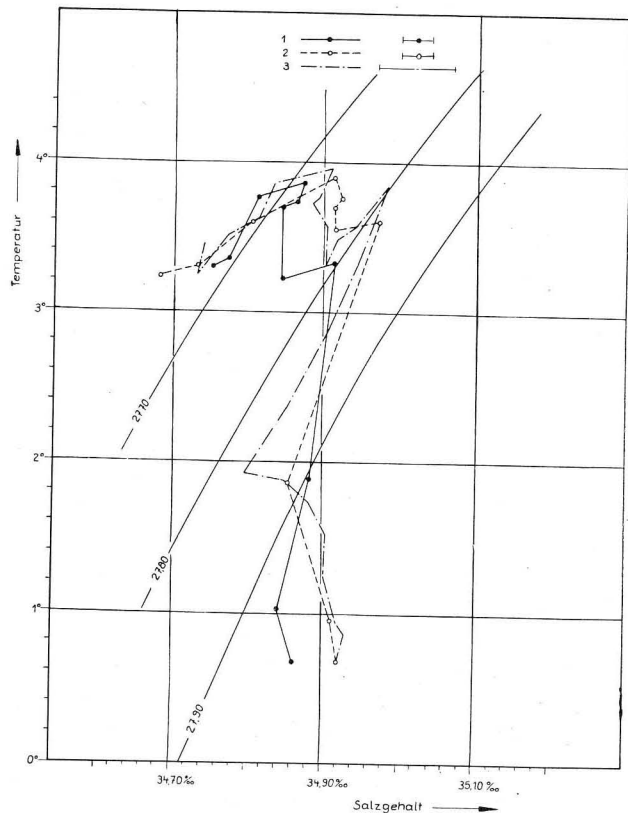


Abb. 20. *t-S*-Diagramm der Station 347 (0–350 m)

- 1 = Horizontmessungen mit Wasserschöpfern (14⁵⁵ GMT)
 2 = Horizontmessungen mit Wasserschöpfern (17⁰⁴ GMT)
 3 = T-S-Fühler-Serie (15²⁰–17⁴⁰ GMT) (siehe Anhang)
 Salzgehaltsfehler bei Wasserschöpfer $\pm 0,02\text{‰}$
 Salzgehaltsfehler bei T-S-Fühler $\pm 0,05\text{‰}$

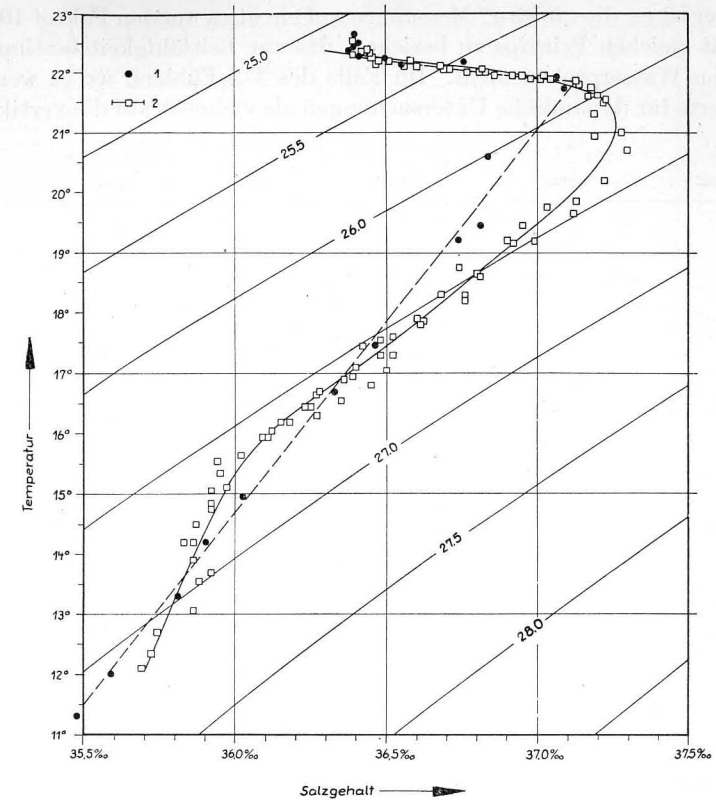


Abb. 21. *t-S*-Diagramm der Wiederholungsserien an der Station 368 (13./14. 5. 1959) 0–400 m

- 1 = Wasserschöpferbeobachtungen
 2 = Auswertung der T-S-Fühlererien (siehe Anhang)

räumliche und zeitliche Streuung des Verhältnisses „Chlorionen/übrige Ionen“ kann nur durch Meßmethoden erfaßt werden, die die integrierende Wirkung aller gelösten Salze im Meerwasser auf eine physikalische Größe (wie Dichte bzw. Brechungsindex und Schallgeschwindigkeit oder elektrische Leitfähigkeit) berücksichtigen. So ist durch das obige Ergebnis die Perspektive gegeben, daß es bereits mit einem relativ ungenauen „in situ“ Meßgerät gelingt, richtigere Gesamtsalzgehalts- und Dichtewerte als mit der MOHR-KNUDSEN-Methode zu erhalten, wenn nur durch wiederholten Anschluß an ein Normal die Leitfähigkeitszelle laufend überprüft werden kann.

Durch die Leitfähigkeitsmethode wird die Gesamtheit aller Salze bestimmt, und es ist eigentlich ein methodischer Fehler, die auf dieser Basis bestimmten Werte an Titrationswerte, die nur den Chloranteil angeben, anzuschließen oder durch Vergleich die Genauigkeit des Verfahrens zu bestimmen.

Richtiger ist es, die „in situ“ Messungen auf ein etwa um den Faktor 10 besseres Laborgerät gleichen Prinzips zu beziehen, das zur Leitfähigkeitsbestimmung an geschöpften Wasserproben dient. Im Falle des T-S-Fühlers, wo es weniger auf Absolutwerte für dynamische Untersuchungen als vielmehr auf die vertikale Salz-

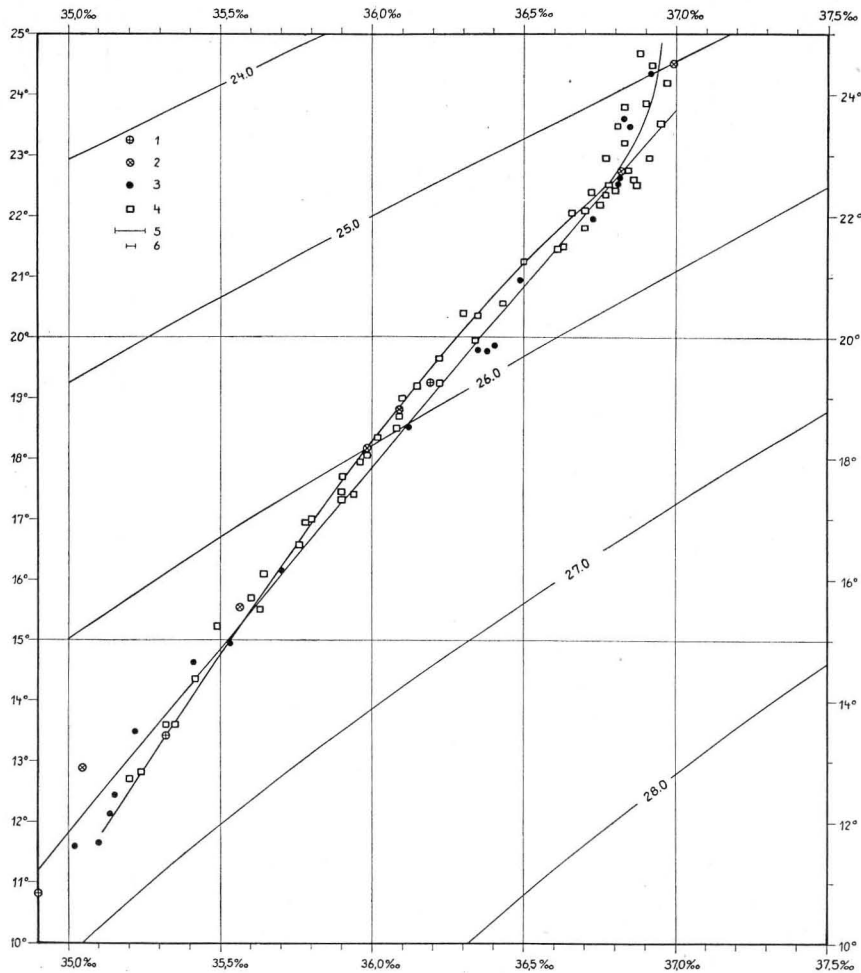


Abb. 22. *t-S*-Diagramm aus dem Grenzgebiet der südatlantischen Passatstrom- und Roßbreitenregion (100–250 m)

- 1 = Meteorstation 158 (28. 5. 26, 15°54'S, 30°03'W)
- 2 = Meteorstation 201 (23. 9. 26, 09°32'S, 30°01'W)
- 3 = Schöpferserien auf Station 383 bis 389
- 4 = T-S-Fühlermessungen Station 383 bis 389 (Anhang)
- 5 = Salzgehaltsfehler bei T-S-Fühler
- 6 = Salzgehaltsfehler bei Wasserschöpferbeobachtungen

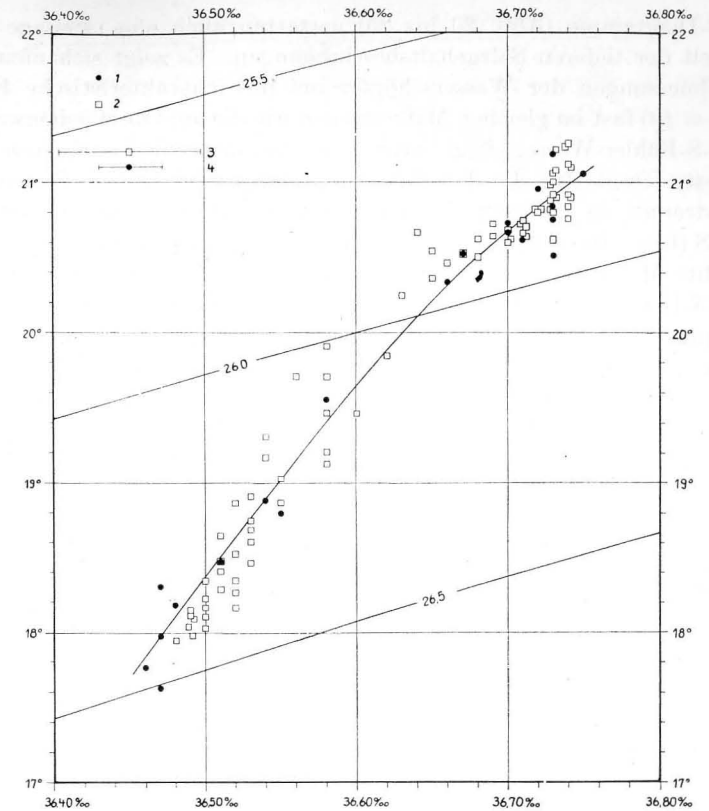


Abb. 23. *t-S*-Diagramm der Wiederholungsmessungen auf Station 529 (7./9. 2. 1960), 0–250 m

- 1 = Horizontmessungen mit Wasserschöpfern
- 2 = T-S-Fühlermessungen (siehe Anhang)
- 3 = Salzgehaltsfehler bei T-S-Fühler ($\pm 0.05^0/_{00}$ S)
- 4 = Salzgehaltsfehler bei Titration ($\pm 0.02^0/_{00}$ S)

gehaltsverteilung gegenüber der Oberfläche ankam, genügte vorerst der Anschluß an Salzgehaltswerte, die durch Titration bestimmt wurden.

Auf Grund der gefundenen systematischen Abweichungen in verschiedenen Wasserkörpern war es daher auch besser, die aus „in situ“ Messungen nach der THOMAS-POLLAK-Formel berechneten Salzgehaltswerte nicht mit der mittleren Abweichung jeder Zelle, sondern mit der mittleren Abweichung an jeder Station zu korrigieren. Der Mittelwert aus einer möglichst homogenen Schicht, in unserem Fall aus den oberen 60 Metern, empfahl sich für diese Zwecke. Die so reduzierten Werte sind im Anhang, Abschnitt 10.4, zusammengestellt und kamen in den *t-S*-Diagrammen und hydrologischen Schnitten zu Darstellung. Die unkorrigierten Werte fanden nur bei den Salzgehaltsprofilen (Anhang, Abschnitt 10.2) Verwendung, da es hier nur auf die relative Änderung ankam.

Die t - S -Diagramme (Abb. 20 bis 25) gestatten auch eine Aussage über die Genauigkeit der tieferen Salzgehaltsbestimmungen. Es zeigt sich nämlich, daß die Einzelmessungen der Wasserschöpfer um ihre charakteristische Kurve im System $S = f(t)$ fast im gleichen Maße streuen wie die auf Oberflächenwerte reduzierten T-S-Fühler-Werte. Legt man zwei charakteristische Kurven für eine Station fest, jeweils für die T-S-Fühlermessungen und für die Serienbeobachtungen getrennt, so unterscheiden sich diese im allgemeinen um weniger als 0.05 g/kg S (bzw. einen entsprechenden Wert in der Temperatur).

Die dichte Meßwertfolge beim T-S-Fühler liefert aber ein wahrscheinlicheres Bild der t - S -Beziehung in den einzelnen Wasserkörpern als die sporadischen Horizontmessungen mit Wasserschöpfern. Letztere sind für Festlegung der t - S -Beziehung in einer stark geschichteten Wassermasse auch insofern ungeeigneter, da wegen der langen Angleichzeit beim Kippthermometer (ca. 10 Min.) und des Momentvorgangs beim Schließen des Wasserschöpfers nicht streng von einer

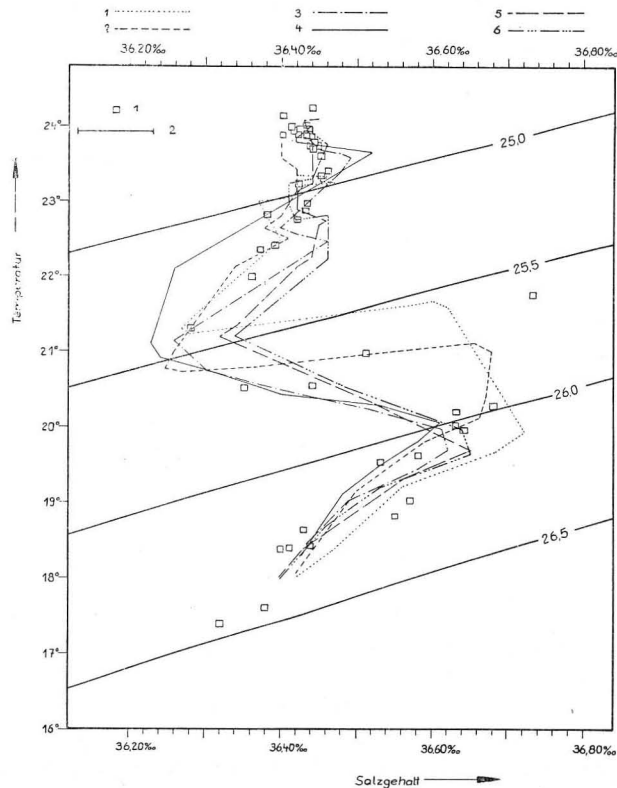


Abb. 24. t - S -Diagramm der Wiederholungsserien an der Station 540 (15./16. 2. 60), 0–200m
Linienzüge (1) bis (6): T-S-Fühlerbeobachtungen in 3 bis 4-stündigem Abstand (siehe Anhang)

- 1 = Wasserschöpferbeobachtungen
2 = Streuung der Salzgehaltsbestimmung ($\pm 0.05^0/_{00}$)

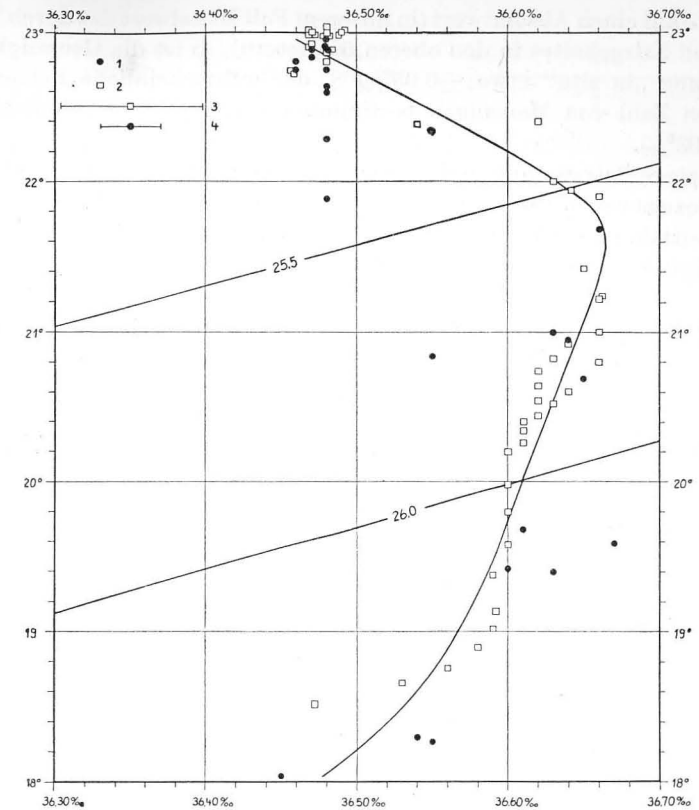


Abb. 25. t - S -Diagramm der beiden Serien an der Station 542 (18. 2. 60), 0–350 m

- 1 = Ergebnisse der Wasserschöpferbeobachtungen
2 = Ergebnisse der T-S-Fühlerauswertung (Anhang)
3 = Streuung der Salzgehaltsbestimmung auf Leitfähigkeitsbasis ($\pm 0.05^0/_{00}$ S)
4 = mittlerer Fehler der Salzgehaltsbestimmung nach der Chlortitration ($\pm 0.02^0/_{00}$ S)

gleichzeitigen Messung gesprochen werden kann. Dieser meist vernachlässigte Vorgang ist in einer geschichteten Deckschicht (z. B. Ostsee) aber von großer praktischer Bedeutung, da Stabilitätsschwingungen und Schiffsbewegung bewirken, daß das Kippthermometer nicht die wahre Temperatur der entnommenen Wasserprobe anzeigt.

Zusammengefaßt kann man feststellen, daß mit dem T-S-Fühler ein vertikales Profil der Salzgehaltsverteilung in den oberen 400 Metern des Ozeans gewonnen wurde, dessen Genauigkeit von derselben Güte ist wie eine sehr engabständige Serie von Wasserschöpfermessungen, die allerdings in der Praxis zu umständlich und zeitraubend ist.

Bezieht man die aus Temperatur- und elektrischer Leitfähigkeit unter Berücksichtigung des Druckeffektes nach der THOMAS-POLLAK-Formel berechneten Salz-

gehaltswerte auf einen Absolutwert (in unserem Fall Mittelwert des durch Titration festgestellten Salzgehaltes in den oberen 60 Metern), so ist die Genauigkeit einer Einzelmessung „in situ“ etwa $\pm 0.05\text{‰}$ S, der wahrscheinliche Fehler der aus einer großen Zahl von Messungen bestimmten vertikalen Salzgehaltsverteilung aber nur 0.03‰ .

Eine genauere Auswertung und raschere Vermessung eines Profils ist möglich, wenn der Bezugswert nicht durch Titration, sondern in einem Thermostat-Laborgerät auf Leitfähigkeitsbasis ermittelt wird und die Messung der Temperatur und der Leitfähigkeit mit dem T-S-Fühler gleichzeitig erfolgen.

5.3 Über systematische Unterschiede zwischen Salzgehaltswerten auf elektrischer und titrimetrischer Basis

Im letzten Abschnitt konnte gezeigt werden, daß für die Beurteilung der Genauigkeit der Salzgehaltsbestimmung neben instrumentellen Fragen auch die

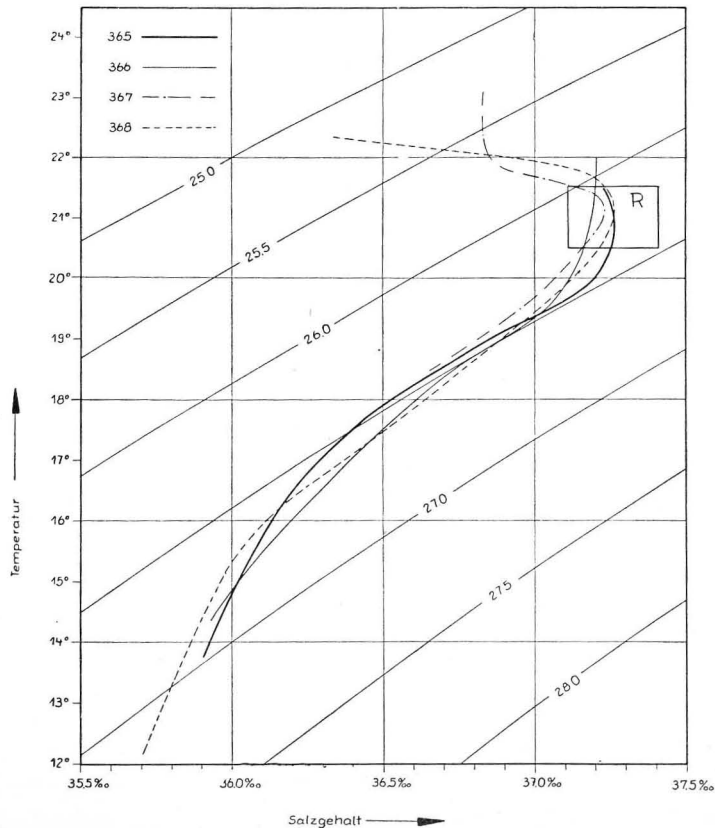


Abb. 26. *t-S*-Diagramm aus der nordatlantischen Passatstromregion (0–400 m)
R = Kernschicht des salzreichen Raßbreitenregionwassers.

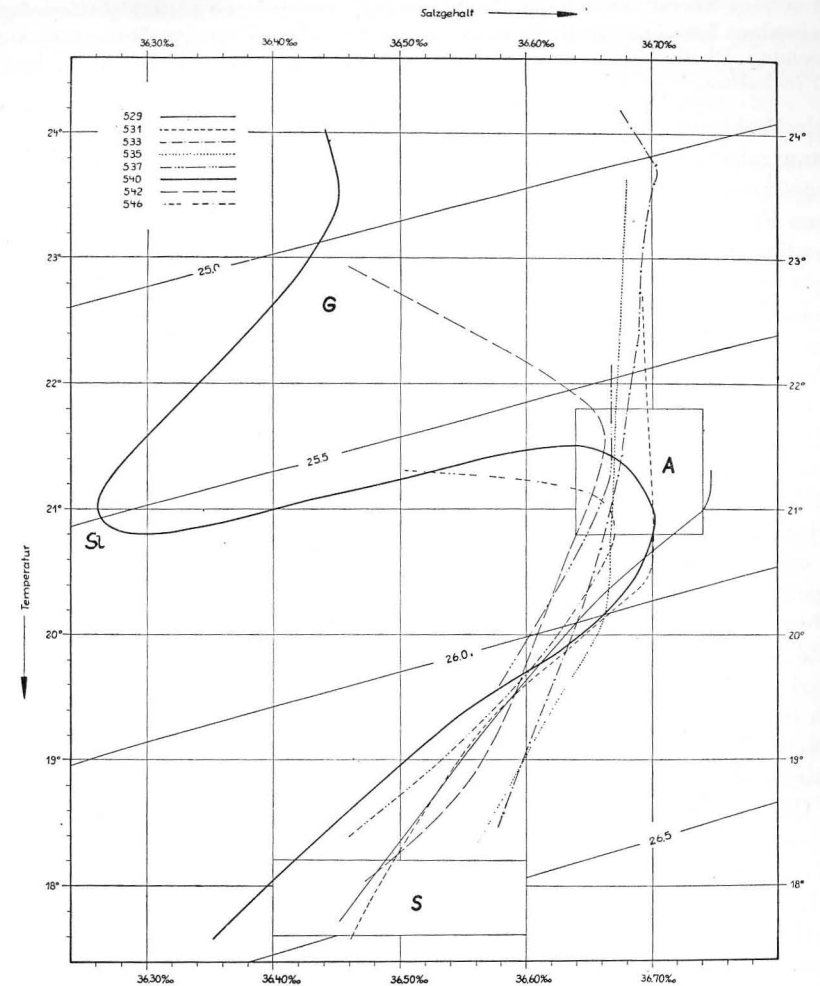


Abb. 27. Charakteristische Kurven der *t-S*-Beziehung in der Deckschicht des Golfstroms
G = Golfstromoberflächenwasser
SI = Mischungsschicht mit eingeschobenem Slope- (Rand-) Wasser nach WEBSTER (1961)
A = Antillenstromwasser
S = Winterwasser der Sargasso-See (18°-Wasser) nach L. V. WORTHINGTON (1959) und ISTOSHIN (1961)

Kenntnis methodischer Einflüsse wichtig ist. Diese Einflüsse lassen sich am besten im Zusammenhang mit folgenden zwei Problemstellungen untersuchen:

1. Wie genau kann man aus Leitfähigkeitsmessungen den Gesamtsalzgehalt und die Dichte im Ozean überhaupt bestimmen, und innerhalb welcher Grenzen sind diese Werte mit den durch Chlortitration ermittelten vergleichbar? (Frage nach der Konstanz der Zusammensetzung der Meersalze).

2. Auf welches Normal werden die Ergebnisse der verschiedenen Leitfähigkeitsmeßgeräte der einzelnen Forschungsinstitute bezogen, solange noch keine genaue Untersuchung der Beziehung Dichte-Leitfähigkeit-Gesamtsalzgehalt in absoluten Einheiten durchgeführt ist? (Schaffung eines Bezugsnormals.)

Beide Probleme gehören seit Beginn der physikalischen Meereskunde zu ihren Hauptaufgaben, doch fordert die neue Meßmethodik eine genauere und regional umfassendere Wiederholung der zur Lösung dieser Probleme durchgeführten früheren Fundamentaluntersuchungen.

Grundlegende Arbeiten zur Neubestimmung der Leitfähigkeits-Dichte-Beziehung führt R. A. COX (1959/1962) durch, der bereits Ergebnisse von zunächst 30 Proben im Bereich 34.4 bis 35.0 g/kg S publizierte.

Eine Neubestimmung der grundlegenden physikalischen Eigenschaften und der chemischen Zusammensetzung der Meerwassersalze, die auf Grund der verbesserten Meßmethoden bereits seit längerer Zeit möglich ist, besitzt heute aber auch große praktische Bedeutung. Die Leitfähigkeitsmethode — sowohl in der Anwendung als Laborgerät wie auch als „in situ“ Meßgerät — gestattet eine sorgfältigere und schnellere Aufnahme der raum-zeitlichen Dichte- bzw. Massenverteilung als die bisherige Standardmethode der Chlortitration.

Sie würde damit eine der Hauptaufgaben der Meereskunde mit wesentlich geringerem Aufwand lösen helfen. Seit mehr als einem halben Jahrhundert hat sich aber für diesen Zweck eine einfache, im Laufe der Jahre mehr und mehr verbesserte Methode — die der Chlortitration — eingebürgert. Wegen ihrer Einfachheit und der durchentwickelten Apparatur und Methodik wird sie auch weiterhin zu den Standardmethoden gehören. Hinsichtlich der Genauigkeit bei der Salzgehalts- und Dichtebestimmung sind ihr aber Grenzen gesetzt, die sich kaum mehr verbessern lassen und die durch den folgenden Überblick kurz dargelegt werden.

Der Chlorgehalt einer Meerwasserprobe entspricht definitionsgemäß der Masse Atomgewichtssilber in Gramm, die zur Ausfällung der Halogene in 0.3285233 kg der zu untersuchenden Probe erforderlich ist.

In der Praxis bedient man sich zu diesem Zweck einer volumetrischen Vergleichstitration mit AgNO_3 gegenüber „Kopenhagener“ Normalwasser, einer Seewasservergleichsprobe, deren Chlorgehalt auf 10^{-3} g/kg angegeben wird. Die nach MOHR-KNUDSEN benannte Methode der Chlortitration erlaubt dabei die Bestimmung des Cl-Gehaltes auf $1 \cdot 10^{-2}$ g/kg, während die potentiometrische Methode nach BATHER und RILEY (1952) einen Fehler von $1.6 \cdot 10^{-3}$ g/kg besitzt.

Die Berechnung des Salzgehaltes geschieht nach der empirischen Beziehung

$$S = 0.03 + 1.805 \text{ Cl} \quad (4)$$

Die Dichte (genauer das spezif. Gewicht, dessen Wert aber zahlenmäßig mit der Dichte praktisch übereinstimmt), wird ebenfalls nach empirischen Formeln aus dem Chlorgehalt ermittelt.

Sind die in diesen Beziehungen enthaltenen Konstanten für alle Meerwasserkörper gleich, dann wird die Genauigkeit der Salzgehalts- und Dichtebestimmung bei konstanten Temperaturverhältnissen praktisch allein von der Sorgfalt der

Chlormessung bestimmt. Das bedeutet bei Anwendung der MOHR-KNUDSEN-Methode ± 0.02 g/kg für den Salzgehalt und ± 0.015 Einheiten für die Dichte σ_t .

Zur Vereinfachung der Umrechnungen von Chlorgehalt auf Salzgehalt und Dichte existieren die bekannten Tabellen, die auf den von M. KNUDSEN u. a. (1902) durchgeführten Fundamentaluntersuchungen beruhen. Für diese Arbeit fanden 24 Proben Oberflächenwassers Verwendung, die aus dem Gebiet der Nord- und Ostsee, des Mittelmeeres und nordöstlichen Atlantiks (siehe auch Abb. 14) stammten. Zur Festlegung der Formel (4) wurden aber nur 9 Proben verwendet, von denen wiederum nur 4 den ozeanischen Bereich überbrückten ($28.956^{0/00}$, $35.067^{0/00}$, $35.383^{0/00}$ und $40.181^{0/00}$). Es fehlte nicht an Einwänden gegen die allgemeine Verwendung dieser regional begrenzten Untersuchung zur Umrechnung von Chlorwerten aus anderen Meeresgebieten.

In einer kritischen Zusammenfassung aller Untersuchungen zu diesem Problem kommen CARRIT und CARPENTER (1958) zu folgenden Feststellungen:

1. Die Hydrographischen Tabellen basieren auf Proben, die in der Mehrzahl aus einem Gebiet stammen, in dem von einer Konstanz der Zusammensetzung der Meersalze nur innerhalb weiter Grenzen gesprochen werden kann.
2. Eine Nachprüfung der KNUDSENSchen Cl-S-Beziehung auf der Basis der Fundamentaluntersuchung von 1902 hat ergeben, daß bei einer Wahrscheinlichkeit von 0.99 die Breite des Zufallspielraumes der KNUDSEN-Relation für das Gebiet, aus dem die Proben stammten, 0.05 g/kg beträgt.
3. Nach THOMPSON und WIRTH (1931), die an 36 Proben aus einem regional größeren Gebiet direkte Bestimmungen der Dichte bei 0°C (σ_0) und des Chlorgehaltes vornahmen, ist die Breite des Zufallspielraumes der Cl/ σ_0 -Beziehung 0.04 Einheiten in σ_0 . (Das entspricht auch etwa 0.05 g/kg S.)
4. Nach L. MÖLLER (1934), die erstmals an einer ausreichend großen Zahl von Proben (451) aus äquatorialen und nördlichen Breiten Doppelbestimmungen der Dichte über die Chlortitration einerseits und über Interferometermessungen andererseits verglich, ist die Größe des Zufallsbereichs für $\rho_{17.5}$ 0.06 Einheiten.¹⁾

Mithin erscheint die Schlußfolgerung der Autoren berechtigt, daß die Unterschiede in der Zusammensetzung der Meeressalze nicht vernachlässigbar sind und Dichtebestimmungen auf der Basis der Chlortitration und der Hydrographischen Tabellen auch unter ozeanischen Verhältnissen bereits in der ersten Dezimale unsicher sein können.

Dieses Ergebnis enthält auch bereits die bekannte Gesamtanalyse der Meeressalze von DITTMAR (1884), der den mittleren Fehler der Konstanten in seiner Formel:

$$\rho_{17.5} = 1.3805 \cdot \text{Cl} \quad (5)$$

mit ± 0.0020 angibt, d. h., die Dichte zweier Seewasserproben bei 17.5°C kann sich um 0.08 Einheiten unterscheiden, obwohl der Chlorgehalt in beiden Proben derselbe ist.

¹⁾ Die MÖLLERSchen Proben aus den Tropen entstammen nur Tiefen über 300 m, die Troposphäre blieb wegen der großen, mit biologischen Prozessen verbundenen Vorgänge unberücksichtigt.

Für die oberflächennahen Wassermassen des zentralen Nordatlantiks werden mit dem T-S-Fühler (siehe Abschnitt 5.3) ähnliche Resultate gefunden. Auch COX (1962) erhält für 30 Proben, die allen Ozeanen und Tiefen entstammten und sämtlich in dem kleinen Bereich zwischen 34.4 und 35.0 g/kg S liegen, eine Breite des Zufallsspielraums (99%) der Leitfähigkeit-Chlorgehalt-Beziehung von ± 0.03 g/kg Cl (0.05 bis 0.06 g/kg S, bzw. 0.04 Einheiten der Dichte). Die Leitfähigkeit-Dichte-Beziehung ist dagegen 30mal genauer.

Regionale Besonderheiten in der Salzzusammensetzung, biologische Vorgänge und Prozesse bei der Eisbildung sind es, die vor allem den Gehalt an Karbonaten und Sulfaten beeinflussen und damit die Konstanz der Chlor-Gesamtsalzgehalt- bzw. Chlor-Dichte-Beziehung stören.

L. MÖLLER (1934) versucht ein in nördlichen Ausläufern des Golfstroms gefundenes Chlordefizit aus der Tatsache zu erklären, daß infolge Abkühlung im Golfstrom bzw. in der Sargasso-See Planktonformen absterben und zu einem Gehalt an Substanzen führen, die nicht durch die Titration erfaßt werden.

Aus regionalen Besonderheiten der CaCO_3 -Verteilung erwartet H. WATTENBERG (1933) zwischen aus dem Chlorgehalt berechneten und experimentell bestimmten Dichtewerten Unsicherheiten in der 2. Dezimale in σ_t .

Ohne Bestimmung der anderen Ionenteile neben dem Chlorgehalt können über Ursachen für diese Differenz keine endgültigen Angaben gemacht werden. Soviel lassen aber diese Ergebnisse klar erkennen:

1. Für Dichte- und Gesamtsalzgehaltsbestimmungen eignet sich die Leitfähigkeitsmethode wesentlich besser als die Chlortitration, durch die nur rund 55% der Ionenanteile erfaßt werden.
2. Der durch Titration bestimmte Chlorgehalt stellt aber einen stabileren Wert zur Charakterisierung von Wassermassen und großräumigen Mischungsvorgängen dar als ein durch ein integrierendes Verfahren (Leitfähigkeits- oder Dichtemessung) bestimmter Salzgehalt, da letzterer auch von biologischen und anderen zeit- und ortsabhängigen Prozessen beeinflusst wird.

Beide Verfahren ergänzen sich also, und von einer vollständigen Ablösung der Titration durch die Leitfähigkeitsmethode kann man nicht sprechen. Dynamische Betrachtungen werden künftig auf elektrolytisch bestimmte Dichten aufbauen, die genauer und schneller durch das neue Verfahren bereitgestellt werden. Potentiometrische Chlorgehaltsanalysen ergeben dagegen Werte, die das konservative Verhalten von Wassermassen besser charakterisieren.

Solange die Chlortitration aber weniger aufwendig als die komplizierte und stör anfällige Leitfähigkeitsmethode war, erschien es gerechtfertigt, die oben genannten Bedenken gegen die Bestimmung des Salzgehaltes und der Dichte allein aus dem Chlorgehalt außer acht zu lassen.

Die gegenwärtig existierenden Laborgeräte (und mit gewissen Einschränkungen auch „in situ“ Meßgeräte) haben aber die Titrationsmethoden hinsichtlich Genauigkeit und Arbeitsleistung erreicht und übertroffen. Gegen ihre Einführung in den Routinebetrieb der Probenanalyse sprechen z. Z. nur noch die relativ hohen Anschaffungskosten der Apparaturen, die sich nur bei großen Mengen an Wasser-

probenanalysen rentieren. Zahlreiche meereskundliche Institute, vor allem in den USA und Großbritannien, sind bereits zur Salzgehaltsbestimmung an Wasserproben auf Leitfähigkeitsbasis mit Temperaturkompensation übergegangen. Diese sämtlich auf Vergleichsbasis arbeitenden Apparaturen benutzen wie bei der Titration Kopenhagener Normalwasser als Bezugsnormale. Hierbei wird allerdings vorausgesetzt, daß sich das (unbekannte) Chlor-Leitfähigkeits- bzw. Chlor-Dichte-Verhältnis nicht verändert.

Nach COX (1959b) scheint das Kopenhagener Normalwasser mit einer Genauigkeit von ± 0.003 g/kg (etwa auch $3 \cdot 10^{-3}$ mS/cm) ein gutes relatives Leitfähigkeitsstandard darzustellen, wenn es nicht weniger als 3 Monate und nicht mehr als 3 Jahre gelagert ist.

Es wird weiterhin empfohlen, alle Leitfähigkeitsmessungen solange an dieses Normalwasser anzuschließen, bis ein besseres Standard international vereinbart ist oder der Anschluß der Meßapparaturen an das Internationale Widerstandsnormale keine elektrotechnischen Schwierigkeiten mehr bereitet. Infolgedessen sind die Ergebnisse der Leitfähigkeitsmessungen immer noch mit dem Fehler des verwendeten Standards belastet, der z. B. 5mal höher ist als die relative Meßgenauigkeit des NIO-Thermostatsalinometers (± 0.0006 g/kg). Dessen ungeachtet sind aber trotzdem die bereits auf dieses Standard bezogenen Gesamtsalzgehalts- und Dichtewerte besser als die von Chlorwerten.

Die nach der neuen Methode ermittelten Salzgehalts- und Dichtewerte und die daraus abgeleiteten dynamischen Größen sind jedoch nur innerhalb der Grenzen des Gültigkeitsbereichs der KNUDSEN-Relation mit den Werten früherer Expeditionen vergleichbar. Diese Diskrepanz dürfte z. B. auch die Auswertung des IGJ-Materials beeinträchtigen, da die amerikanisch-englischen Expeditionen fast ausschließlich die Leitfähigkeitsmethode anwandten, während die sowjetischen Angaben noch nach MOHR-KNUDSEN titriert wurden. Bei den westdeutschen Messungen kamen beide Verfahren zur Anwendung, außerdem wurden auch direkte Dichtebestimmungen mit der KALLESchen Torsionswaage vorgenommen. Im Internationalen Overflow Programm 1960 bezogen alle 9 Schiffe aus 5 verschiedenen Staaten ihre Messungen aus dem Gebiet der Island-Färör-Schwelle auf das britische NIO-Salinometer. Es ist zu wünschen, daß bis zum Internationalen Jahr der ruhigen Sonne 1964/65 Vereinbarungen über die Meßmethodik bei den Untersuchungen im Indischen Ozean getroffen werden.

5.4 Wege zur Verbesserung der Genauigkeit der „in situ“ Salzgehaltsbestimmung auf Leitfähigkeitsbasis

Die Problematik der Standardisierung der Leitfähigkeitsmessung an Wasserproben überdeckt gegenwärtig etwas die Schwierigkeiten bei der „in situ“ Messung, die vor allem wegen der Unsicherheiten bei der Ausschaltung des Temperatureinflusses die Genauigkeit der Laborbestimmung kaum erreichen wird.

Es reicht aber nicht aus, die Vorteile der „in situ“ Messung allein durch Anschluß der Meßergebnisse an ein auf gleicher Basis arbeitendes Laborgerät voll

auszunützen. Bei der „am-Ort“-Messung beeinflussen eine Reihe von Faktoren das Meßergebnis, über deren Wirkung keine oder nur ungenaue Vorstellungen existieren und die vor allem in größeren Tiefen die Salzgehaltsbestimmung beträchtlich komplizieren. Hierzu gehören:

1. die Druckabhängigkeit der elektrischen Leitfähigkeit von Meerwasser,
2. die Druckabhängigkeit des Temperaturkoeffizienten der el. Leitfähigkeit,
3. der Einfluß des Gehaltes an Gasen und anderen Beimengungen auf die elektrische Leitfähigkeit.

Es wäre zweckmäßig, diese Fragen im Zusammenhang mit einer Neubestimmung aller physikalisch-chemischen Eigenschaften des Meerwassers vorzunehmen. Nach einem von FOFONOFF (1959) gegebenen Überblick stammt die Mehrzahl der Untersuchungen zur Bestimmung der physikalisch-chemischen Konstanten des Meerwassers aus der Zeit um die Jahrhundertwende. Die damaligen Messungen, die für die verschiedenen ozeanologischen Tabellenwerke die Grundlage bilden, gestatten nur eine unbefriedigende Aussage über den Gültigkeitsbereich der auf ihnen fußenden Formeln und Werte. Eine Neubestimmung aller Konstanten und Zustandsbeziehungen, wie sie in der jüngsten Empfehlung des ICES¹⁾ 1961 ausgesprochen wird, muß vor allem auch auf die Probleme der „in situ“-Messung Rücksicht nehmen. Für die Auswertung der Ergebnisse ist aus den von Cox zu erwartenden Ergebnissen eine Leitfähigkeits-Dichte-Beziehung ähnlich der THOMAS-POLLAK-Formel herzuleiten.

Erst bei genauer Kenntnis all dieser die Messung in größeren Tiefen beeinflussenden Faktoren besteht begründete Aussicht, die Ergebnisse von „in situ“-Messungen auch für dynamische Betrachtungen heranzuziehen. Kann damit doch ein Fehler ausgeschaltet werden, der bei den weitabständigen Messungen aus Standardhorizonten in das dynamische Verfahren eingeht.

Der hohe technische Aufwand für präzise „in situ“-Messungen ist voll gerechtfertigt, wenn es damit gelingt, die zeitraubenden und stichpunktartigen Serienschöpferbeobachtungen durch das neue Verfahren zu ersetzen.

Die Entwicklung muß also dahin zielen, die vertikale Verteilung von Temperatur und Dichte bedeutend schneller und besser als mit den herkömmlichen Methoden festzustellen. Durch die Fallgeschwindigkeit im Wasser ist dabei der Dauer des Meßvorgangs eine untere Grenze gesetzt, wenn man von der Verwendung von Meßträgern mit eigenem Antrieb absieht.

¹⁾ Empfehlung Nr. 3.1 (1961) des Hydrographischen Komitees des Internationalen Rates für Meeresforschung (ICES) lautet:

ICES, IAPO, SCOR und andere geeignete internationale Körperschaften sollen gebeten werden, in Zusammenarbeit

- a) die gegenwärtige Kenntnis der Zustandsgleichungen von Meerwasser, insbesondere seine Eigenschaften hinsichtlich Chlorgehalt, Salzgehalt, Dichte, Leitfähigkeit und Brechungsindex sowie der Wechselbeziehungen zwischen diesen Größen zu überprüfen,
- b) falls erforderlich, eine Neudefinition dieser Eigenschaften zu erwägen und
- c) dazu notwendige weitere Untersuchungen anzuraten.

Sehr trägheitsarme Temperaturfühler sowie definiert durchströmte Leitfähigkeitsgeber sind erforderlich, um bei diesen hohen und ökonomischen Fiergeschwindigkeiten genaue Messungen zu erzielen.

Mit der gegenwärtigen Ausführung des T-S-Fühlers könnte z. B. mit einer Fiergeschwindigkeit von 12 m/min eine Tiefe von 2000 m erst nach 2.5 bis 3 Stunden erreicht werden. Höhere Fiergeschwindigkeiten beeinträchtigen die Meßgenauigkeit ziemlich, da Abgleichzeit und Trägheit der Meßfühler zu groß sind. Mit dieser langsamen Fiergeschwindigkeit — noch dazu bei dem beträchtlichen Kabelquerschnitt — wird wegen der Schiffstrift die Abtrift des Gerätes enorm und die maximale Meßtiefe nur in seltenen Fällen erreicht. Bessere Fierleistungen können nur durch starke Verringerung des Kabeldurchmessers *und* raschere Meßwertaufzeichnung, das bedingt schnelleren Abgleich und geringere Trägheit, erreicht werden.

Die induktive Methode sowie frequenzbestimmende Meßfühler in Verbindung mit digitaler Meßwertanzeige erfüllen diese Forderungen wohl am besten. Für mittlere Tiefen bis 2000 m bietet aber auch das einfachere Prinzip unseres Gerätes noch ausreichende Möglichkeiten, wenn sich folgende Abänderungen durchführen lassen:

1. Verringerung des Kabeldurchmessers,
2. gleichzeitige Temperatur- und Leitfähigkeitsmessung oder direkte Kompensation des Temperatureinflusses auf die Leitfähigkeit und zeitliches Nacheinandermessen von t und k ,
3. Verringerung der Trägheit des Temperaturmeßfühlers und der Dauer des Meßwertabgleichs und der Meßwertübertragung.

Sämtliche Maßnahmen zielen auf eine Erhöhung der Fiergeschwindigkeit, ohne dabei die Meßgenauigkeit herabzusetzen, da größere Meßtiefen nur durch rascheres Fieren erreichbar sind.

Der Aufwand für den Einbau einer weiteren Zähldekade (5. Stelle, d. h. 10^{-3} mS/cm bzw. 0.001 °C) erscheint nur bei sehr wesentlicher Verkürzung der Abgleichzeit angebracht. Für ein Laborgerät auf ähnlicher Grundlage zur stationären Untersuchung von Wasserproben ist eine weitere Stelle aber sehr nützlich.

Bei den allgemeinen Betrachtungen zur Verbesserung der Genauigkeit darf die Druck- (Tiefen-) Messung keinesfalls unterschätzt werden. Ihre Anzeige muß erst recht für ein Tiefenmeßgerät sehr genau reproduzierbar sein. Die Meßgeber müssen eine hohe Ansprechempfindlichkeit besitzen, um bei Wiederholungs- und Dauermessungen der Temperatur und Leitfähigkeit Vertikalbewegungen des Meßgerätes genau zu erfassen. Auch für die Druckkorrektur der elektrischen Leitfähigkeit ist eine sorgfältige Druckmessung notwendig.

Zusammengefaßt erscheint eine Weiterentwicklung unseres Leitfähigkeitsmeßgerätes für große Tiefen nur sinnvoll, wenn mit ihm entweder quasikontinuierliche Vertikalsondierungen bei hohen Fiergeschwindigkeiten oder Horizontmessungen mit empfindlicher Tiefenanzeige durchgeführt werden können.

6 Regionale Untersuchung der Struktur der ozeanischen Deckschicht (0—400 m) in den einzelnen hydrographischen Regionen an Hand der T-S-Fühler-Sondierungen

Im Ergebnis der Auswertung der T-S-Fühler-Sondierungen während der V. und VII. „Lomonosow-Expedition“ wurde über den thermohalinen Aufbau der oberen vierhundert Meter des Atlantiks ein Bild gewonnen, das in einer Reihe von Punkten die bisherigen Anschauungen ergänzt und erweitert.

Diese Schicht, deren Mächtigkeit zunächst rein meßtechnisch bedingt war, umfaßt große Teile der ozeanischen Troposphäre im Sinne von A. DEFANT (1928, 1936).

Durch die Festlegung von 17 Parametern — wie Tiefenlage und Schwellenwert der Gradienten von Temperatur, Salzgehalt und Dichte — charakterisiert DEFANT die Grobstruktur des Ozeans bis zur Tiefe der Hauptsprungschicht in 400 bis 800 m. Die Unterscheidung einer ozeanischen Tropo- und Stratosphäre kommt dem Bestreben entgegen, Prozesse in diesem visuell nicht erfäßbaren Forschungsraum anhand von „analogen“ Vorgängen im Luftmeer zu veranschaulichen.

Von verschiedenen Seiten wurde diese Betrachtungsweise jedoch kritisiert. Sehr entschieden wurden Gründe gegen eine Verwendung dieser und weiterer in der Meteorologie bereits vergebener Begriffe in der Meereskunde von G. WÜST (1949) formuliert. Danach ist einmal die Analogie die Schichtenaufbaus zwischen Atmosphäre und Weltmeer nur auf die Zone zwischen den beiden Polarfronten (etwa 60° N und 50° S) und auch hier nur auf einige Gebiete beschränkt. Zweitens ist der Hauptsitz vertikaler Umlagerungen im Weltmeer nicht die Troposphäre, sondern die Stratosphäre, und drittens ist zwar Ein- und Ausstrahlung letzten Endes für die ozeanische wie die atmosphärische Zirkulation verantwortlich, doch wirken beide im Ozean gerade in umgekehrter Richtung wie in der Atmosphäre: die Einstrahlung im Meer konvektionshemmend, die Ausstrahlung konvektionsfördernd.

Trotzdem sieht auch G. WÜST eine Zweiteilung der Hydrosphäre für zweckmäßig an, nur schlägt er an Stelle der von der Kausalität her zu Irrtümern Anlaß gebenden Begriffe Tropo- und Stratosphäre die Bezeichnung Warm- und Kaltwassersphäre vor.

Ungeachtet dieser Einwände behält aber A. DEFANT in seiner 1961 erschienenen „Physical Oceanography“ die alte Bezeichnungsweise bei, und die Zukunft muß zeigen, ob sich diese Terminologie wie bisher in der deutschen auch in der englischsprachigen ozeanographischen Literatur einzubürgern beginnt.

Für und Wider in der Bezeichnungsweise bei der Einteilung des Weltmeeres auf der Basis der vertikalen Verteilung ozeanologischer Elemente, zu denen auch die Untersuchung von W. N. STEPANOW und W. A. SCHAGIN (1956) einen Beitrag darstellt, vermeidet G. DIETRICH (1956), indem er seine Gliederung nicht rein phänomenologisch, sondern genetisch begründet.

Für G. DIETRICH sind Stärke, Richtung und Beständigkeit des Wassertransportes bestimmend für den dreidimensionalen Aufbau des Meeres. Eine derartige Abgrenzung der verschiedenen Gebiete umfaßt sowohl die Erscheinungsformen der DEFANTSchen troposphärischen Zirkulation in den niederen Breiten wie auch der WÜSTSchen Kaltwasserzirkulationen polwärts der Polarfronten. Sie deutet die Besonderheiten im physikalisch-chemischen Aufbau des Meeres aus dem Charakter des Wassertransportes, dessen Entstehungsursachen — sieht man von den Gezeitenkräften ab — im wesentlichen die Prozesse an der Grenzfläche zwischen Hydro- und Atmosphäre (Strahlung, Verdunstung, Schubkraft des Windes, Niederschlag, Süßwasserzufuhr) sind. Gebiete genetisch verwandter oberflächennaher Zirkulation besitzen in allen Ozeanen auch einen ähnlichen thermohalinen Aufbau, so daß G. DIETRICH (1957) die Eigentümlichkeiten seiner 7 Hauptregionen

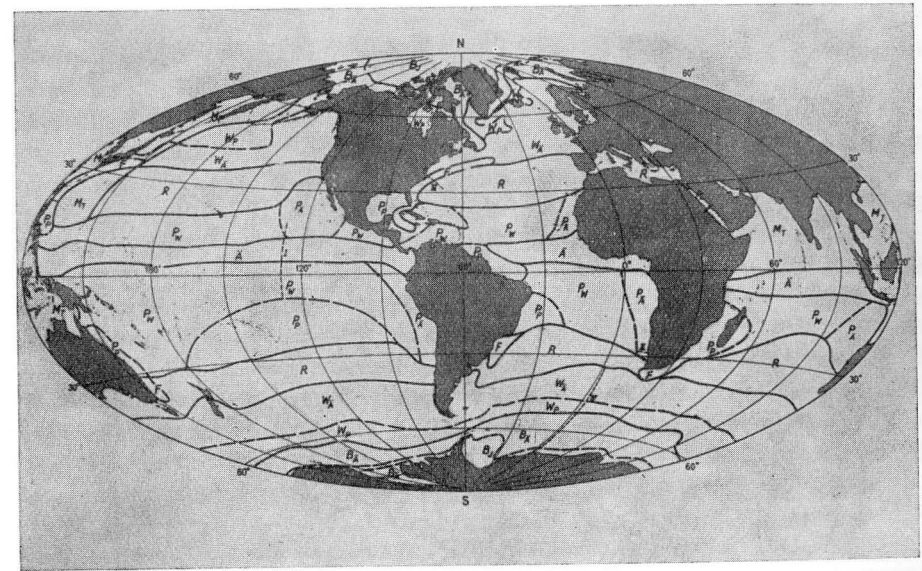


Abb. 28. Einteilung des Weltmeeres in hydrographische Regionen nach G. DIETRICH (1956)

- P Passatstromregion
- P_A Passatstromregion, äquatorwärts gerichtet
- P_W Passatstromregion, reine Westströmung
- P_P Passatstromregion, polwärts gerichtet
- Ä Äquatorialstromregion
- M Monsunstromregion
- R Roßbreitenregion
- F Freistrahregion
- W Westwindtriftregion
- W_A Westwindtriftregion, äquatorwärts der ozeanischen Polarfront
- W_P Westwindtriftregion, polwärts der ozeanischen Polarfront
- B Polarregion
- B_a äußere Polarregion
- B_i innere Polarregion (ganzjährig von Eis bedeckt)

(Abb. 28) anhand weniger Vertikalschnitte zu charakterisieren vermag. Auch für meeresbiologische Betrachtungen eignet sich eine derartige Einteilung, selbst wenn man sie noch verfeinert, wie J. AURICH (1959) zeigen konnte. In diesem Sinne erfüllt das DIETRICHsche Schema eine wichtige Forderung an die physikalische Meereskunde: Die Theorie des Aufbaus und der Bewegung des Meeres darf nicht zu meeresbiologischen Phänomenen, die durch das Wirken physikalisch-chemischer Umweltfaktoren bedingt sind, im Widerspruch stehen.

Sämtliche Gliederungen basieren aber auf Material, das nur eine Vorstellung von den Hauptzügen des Schichtenaufbaus und der Stromverhältnisse liefert. Der wahre thermohaline Aufbau muß in enger Beziehung stehen zu den vielfältigen, von der Grenzfläche Wasser—Luft her wirkenden Prozessen, die in ihrem Einfluß durch das innere Kraftfeld im Meer, das aus dem mittleren Massenaufbau und Windfeld resultiert, modifiziert werden.

Der Umfang der Vertikalsondierungen selbst mit herkömmlichen Meßverfahren ist gegenwärtig aber noch so gering, daß abgesehen von der Meeresoberfläche die mittleren Verhältnisse des Vertikalaufbaus der Deckschicht noch nicht ermittelt werden können. Die wenigen bisher durchgeführten kontinuierlichen Registrierungen ozeanologischer Elemente bestätigen aber, daß die ozeanischen Prozesse ebensowenig wie die von der Atmosphäre ausgehenden Störungen zeitlich und örtlich gleichförmig ablaufen.

In welchem Grade jedoch das innere Kraftfeld und seine Schwankungen die Vorgänge in der unmittelbaren Wirkungssphäre der äußeren Störquellen (thermohaline und dynamische Konvektionsschicht) steuern, ist bisher kaum bekannt. Aus Triftbestimmungen von Tiefentriftkörpern (neutral buoyant floats) vermutet M. SWALLOW (1961), daß die Bewegung von Kaltwasserlinsen (Durchmesser 50 m) in den oberen 400 m der Sargasso-See möglicherweise in Zusammenhang steht mit veränderlichen, kräftigen Tiefenströmen (bis 40 cm/s) in 2000 und 4000 m. Neben dieser mit der gegenwärtigen Meßmethodik noch kaum nachweisbaren „synoptischen“ Rückwirkung des inneren Kraftfeldes steht eine mehr „klimatisch“ zu bezeichnende Wechselwirkung zwischen innerem und äußerem Kraftfeld. So wird die Tiefenlage und Intensität der Hauptsprungschicht und damit die Mächtigkeit der oberen Mischungsschicht nicht allein von den Wärmehaushaltskomponenten und dem turbulenten Austausch bestimmt, sondern die Lage dieser Grenzflächen wird im starken Maße dynamisch von den mittleren Stromverhältnissen beeinflusst.

Im folgenden wird als *Deckschicht*¹⁾ jener Meeresraum bezeichnet, in dem die Wirkung der inneren und äußeren Störquellen wahrscheinlich am deutlichsten ausgeprägt und mit der zur Verfügung stehenden Meßmethodik feststellbar ist.

In gewissem Sinne trägt so die Deckschicht Wesenszüge der atmosphärischen Grundschicht (SCHNEIDER-CARIUS 1952), in der ebenfalls durch das Zusammenwirken von äußeren Faktoren, die von der Erd- bzw. Meeresoberfläche ausgehen, und inneren, von der Advektionsschicht (Raum zwischen Grundschicht und Tropo-

¹⁾ In Abweichung von A. DEFANT, der den Begriff Deckschicht (top layer) mit der heute häufiger gebrauchten Bezeichnung „Mischungsschicht“ (mixing layer) identifiziert.

pause) herrührenden Störungen eine besondere Verteilung der meteorologischen Erscheinungen existiert. Aus geographischen und kausalen Erwägungen hält WÜST (1949) die von SCHNEIDER-CARIUS (1948) vorgeschlagene Bezeichnung „hydrosphärische Pelpause“ für die subtropische Dichtesprungschicht nicht für gerechtfertigt. Eine erste Betrachtung der graphischen Darstellungen der T-S-Fühler-Sondierungen (Anhang, Abschnitt 10.2) wie auch der zahlreichen Bathythermogramme (bis 200 m) der amerikanischen IGJ-Untersuchungen (FUGLISTER 1960) spricht für eine gewisse Sonderstellung der Deckschicht. Ob allerdings die Vielfalt des thermohalinen Aufbaus tatsächlich nur eine Besonderheit der oberen Schicht des Meeres und eine unmittelbare Folge der Vorgänge an der Grenzfläche Wasser—Luft darstellt, läßt sich gegenwärtig noch nicht entscheiden. Tiefer reichende „in situ“ Messungen mit kontinuierlich anzeigenden Geräten müssen nachweisen, ob die Mischungsprozesse zwischen den verschiedenen Wasserkörpern in größeren Tiefen nicht zu einer ähnlichen Feinstruktur führen wie in der Deckschicht. Vermischung und Austausch scheinen im Meer nicht regellos und willkürlich abzulaufen, sondern in Form definierter Austauschzirkulationen, deren Dimensionen zum Dichte- und Geschwindigkeitsfeld in Beziehung stehen.

Da in Form der DIETRICHschen Einteilung Typen des Vertikalaufbaus der Deckschicht vorgegeben sind, die aus der Wirkung der Störquellen erklärt werden, wurde die Interpretation der Vertikalsondierungen mit dem T-S-Fühler an dieses Schema angelehnt. Die anhand herkömmlicher, weitabständiger Punktbeobachtungen gewonnene allgemeine Temperatur- und Salzgehaltsverteilung stellt gewissermaßen das Resultat sämtlicher in der Deckschicht wirkenden Prozesse dar. Die Feinstruktur — noch mehr natürlich eine engabständige räumliche oder zeitliche Verteilung von Meßgrößen — weist auf die Wirkungsweise dieser den thermohalinen Aufbau und die Stromverhältnisse bestimmenden Prozesse hin, auf die Dimensionen der verschiedenen Austausch- und Turbulenzelemente im Meer.

Für sämtliche im Anhang, Abschnitt 10.2 dargestellten Vertikalprofile aus allen Regionen ist ein *nicht* stetiger Verlauf des vertikalen Temperatur- und Salzgehaltsgradienten charakteristisch. Er überlagert wie eine Störung das ausgeglichene Profil der Wasserschöpferbeobachtungen.

Derartige Bildungen kleiner quasihomogener Schichten, die durch schwächere Grenzflächen getrennt werden, lassen bereits ungenauere Registrierungen mit den verhältnismäßig trägen Bathythermographen erkennen. Sie sind typisch für alle Meßprofile, die mit einem kontinuierlich aufzeichnenden Meßgerät gewonnen werden (Abb. 34). Zur Erklärung der im herkömmlichen Vertikalprofil als Störungen empfundenen Sekundärschichten werden meist advektive Vorgänge angeführt. Die kleinen Gradientänderungen können aber auch durch interne Wellen vorgetäuscht werden, die nach FJELDSTAD (1933) auch in einem stetig geschichteten Meer auftreten und infolge des zeitlichen Nacheinanders der Messung bei verschiedenen Phasen erfaßt werden. Letzteres kann manchmal der Fall sein, wenn zwischen Hiev- und Fiermessung die kleinen Abstufungen verschwinden oder ineinander aufgehen. In der überwiegenden Zahl aller Profile war aber die dargestellte Feinstruktur der vertikalen Salzgehalts- und Temperaturverteilung

„quasistationär“ oder durch eine Wiederholungsmessung reproduzierbar. Die Überlagerung zahlreicher homogener Wasserkörper geringer vertikaler Mächtigkeit ist vor allem in den Gebieten deutlich, in denen der turbulente Austausch herabgesetzt ist. Aber auch in Regionen mit kräftiger thermohaliner oder dynamischer Konvektion, in denen eigentlich eine rasche Ausgleichung der Unstetigkeiten im Vertikalprofil zu erwarten ist, war bei genaueren Messungen eine „Schichtung“ feststellbar. Diese wasserkörperereigenen Gradientänderungen grenzen im Gegegensatz zu den Sprungflächen zwischen den einzelnen Hauptwasserkörpern sehr wahrscheinlich größere Austauschquanten ab. Es ist anzunehmen, daß auch die Austauschprozesse, die nicht unmittelbar von der Meeresoberfläche her eingeleitet werden, ähnlich wie diese in definierten quasistationären Austauschzirkulationen (an der Meeresoberfläche in Form von Konvektionszellen oder -walzen durch Tang- oder Gischtanhäufung sichtbar) ablaufen.

Über die Dimensionen der inneren Austauschzirkulationen und das Verhältnis zwischen horizontaler und vertikaler Erstreckung ließ sich mit der herkömmlichen ozeanographischen Stationsmeßmethodik keine Vorstellung gewinnen.

Der kleinräumige, seitliche Austausch scheint ebenfalls quantenhaft zu erfolgen. Deutliche Gradientänderungen treten auch innerhalb der Hauptsprungschichten auf, in denen der turbulente Vertikalaustausch durch die Stabilitätsverhältnisse unterdrückt wird und die Strömung laminar ist.

Die erste Betrachtung legt eine Parallele zur Atmosphäre nahe, wenn man ein Vertikalprofil aus weitabständigen Radiosondenmessungen mit einem stetigen meteorologischen Feinprofil vergleicht. Die Interpretation der meereskundlichen Feinstrukturmessungen stößt aber auf größere Schwierigkeiten, da die vertikale Geschwindigkeitsverteilung und die visuellen Beobachtungsmöglichkeiten fehlen, die die atmosphärischen Austauschvorgänge einer Untersuchung zugänglicher machen.

6.1 Die Struktur der Deckschicht der Roßbreitenregion, speziell der Sargasso-See

Die Roßbreiten beider Halbkugeln sind infolge der Wärmehaushaltsverhältnisse und der allgemeinen hydrosphärischen Zirkulation die Hauptproduktionsstätten salzreicher und relativ warmer Wasserkörper. Die hier erzeugten Wassermassen lassen sich ähnlich wie die polaren Boden- und Tiefenwasser auf ihrem Ausbreitungsweg gut verfolgen. Durch ihr höheres spezifisches Gewicht dringen sie unterhalb der oberflächennahen Mischungsschicht äquator- und polwärts vor und behalten ihre charakteristischen physikalisch-chemischen Eigenschaften, da sie vor den intensiven Austauschvorgängen durch eine Dichtesprungschicht geschützt werden.

Von den beiden R-Regionen im Atlantik ist dabei das Gebiet der Sargasso-See dominierend in der Produktion der salzreichen Warmwasserkörper. Die hier bis 400 m Tiefe reichende winterliche Konvektion erzeugt das sogenannte 18°-Wasser (WORTHINGTON 1960, ISTOSCHIN 1961) mit einem Salzgehalt von 36.60‰.

Es erfüllt ganzjährig eine mehrere hundert Meter mächtige Schicht im zentralen Nordatlantik und breitet sich vor allem innerhalb des Golfstromsystems aus. Die Abbildungen 38a und b zeigen einen Schnitt der „Michail Lomonosow“ vor der nordamerikanischen Küste durch den Golfstrom und diesen charakteristischen Winterwasserkörper an seiner rechten Flanke.

Neben dieser Hauptquelle existiert ein zweites, schwächeres Produktionsgebiet von Roßbreitenwasser im südöstlichen Teil der nordatlantischen R-Region. Mit einem höheren Salzgehalt (37.2‰) und höherer Temperaturen (21°) wird das hier gebildete „Winterwasser“ vor allem unterhalb der nordatlantischen Passattrift und des Äquatorialen Gegenstroms äquatorwärts transportiert (Abb. 26 und 36).

Nicht nur auf seinem Ausbreitungsweg, sondern auch an seiner Bildungsstätte schließt im Sommer eine strahlungsbedingte Sprungschicht das Roßbreitenwasser vom Austausch ab. Seine Eigenschaften (Salzgehalt, Sauerstoff, Temperatur, Trübung) und seine Menge werden nur von der Intensität der in den Winter- und Frühjahrsmonaten eingeleiteten thermohalinen Konvektion bestimmt, die eine unmittelbare Folge der Energieabgabe an die Atmosphäre ist. Dies beweist ein Schnitt aus dem nördlichen Teil der südatlantischen Roßbreitenregion (Abb. 37). Die sommerliche Sprungschicht in 80 bis 100 m Tiefe ist noch nicht von der im Herbst (Beobachtungszeit: Ende Mai – Südhalbkugel) einsetzenden Konvektion aufgelöst. Unter ihr befindet sich an den Lomonosow-Stationen 387 und 389 in Tiefen zwischen 90 und 140 m deutlich eine homogene Schicht mit Temperaturen um 22° bis 23° und einem Salzgehalt von rund 36.8‰ entsprechend den winterlichen Verhältnissen an der Meeresoberfläche in dieser Breite (BÖHNECKE 1936). Dieses südatlantische Roßbreiten-Wasser stößt längs der Ostküste Südamerikas in den Nordatlantik vor, während sich ein anderer Zweig innerhalb des Cromwellstroms längs des Äquators unter den südatlantischen Passattrift (Südäquatorialstrom) ostwärts ausbreitet.

Über die sommerlichen Verhältnisse in der nordatlantischen R-Region gibt Abb. 39 a/b anhand von Messungen des amerikanischen Forschungsschiffes „Atlantis“ [53] einen Überblick. Das Profil verläuft in der Nähe des „Lomonosow“-Schnittes aus Abb. 38. Deutlich läßt sich erkennen, daß in der Winter- wie Sommersituation die Tiefenlage der 18°-Isotherme und die homogene Schicht bei rund 400 m verbleiben, obgleich sich die Oberflächenverhältnisse grundlegend verändert haben.

Die vertikalen Profile der Temperatur und des Salzgehalts (Anhang, Abschnitt 10.2) zeigen für einzelne Phasen der geschilderten allgemeinen Verhältnisse die Feinstruktur der Deckschicht der Roßbreitenregion, und zwar:

Die Profile an den Stationen 548 bis 555 (Anhang, S. 143) und 526 (Anhang, S. 136) den Höhepunkt der winterlichen Abkühlung in der Sargasso-See, die beiden Serien an der Dauerstation 529 (Anhang, S. 137) die Verhältnisse am Südrand der Sargasso-See im Übergangsgebiet zur Passatregion, die Ergebnisse an den Stationen 387 und 389 (Anhang, S. 134 und 135) die beginnende Auflösung der sommerlichen Sperrschicht nach Beendigung der Stabilisierungsperiode im Nordteil der südatlantischen Roßbreitenregion,

die Profile an den Stationen 365 und 366 (Anhang, S. 135) die einsetzende Erwärmung am Ende der winterlichen Konvektionsperiode im Südostteil der nordatlantischen R-Region.

Die Stationen 548 und 555 liegen sämtlich auf dem bereits erwähnten Schnitt vom östlichen Rand des Golfstroms zu den Bermudas. Der Stationsabstand beträgt 50 bis 60 sm. Die Serien erreichen nur auf Station 550 und 555 die ganzjährige Dichtesprungschicht. Die Mächtigkeit der oberflächennahen Mischungsschicht nimmt von der Ostflanke des Golfstroms nach Südwesten zu von fast 400 m auf 240 m ab. Ganz offensichtlich hat die winterliche Konvektion zu diesem Zeitpunkt (Ende Februar) die gesamte Schicht erfaßt. Die vollständige Homogenisierung wird erst Ende März erreicht. Dann besitzt nach WORTHINGTON (1959) die gesamte zentrale Sargasso-See nördlich von 32°N regelmäßig in jedem Winter Temperaturen zwischen 17.9...18.0°.

Trotz des enormen Energieentzugs an der Meeresoberfläche ist die Schichtung noch leicht stabil; die potentielle Temperatur (adiabatische Abkühlung rund 0.019°/100 m) nimmt mit der Tiefe ab. Auch bei Station 526, an der die „in situ“-Temperatur mit der Tiefe sogar etwas ansteigt, herrscht schwach stabile bis indifferente Schichtung. Labile Schichtung tritt nur in den oberen 10 bis 20 m auf. Die Konvektion führt aber nicht an allen Stationen zu einer vollständigen Homogenisierung. Kleinere Gradientenänderungen unterbrechen die Isothermie (Station 548, 549, 552). Salzgehaltsänderungen sind ebenfalls feststellbar, wegen des größeren Meßfehlers aber nicht mit der gleichen Sicherheit. Diese geringen Gradientenänderungen vermögen sich nur bei Fehlen jeglicher Turbulenz einige Zeit aufrechtzuerhalten; es sei denn, sie werden durch Advektion laufend neu erzeugt. Wellenbedingte Turbulenz für die Bildung der oberen homogenen Schicht scheidet aus; es besteht keine Beziehung zwischen den Windgeschwindigkeiten und der Mächtigkeit der oberen Mischungszone an den Stationen. Sehr wahrscheinlich verlaufen die Auf- und Absinkvorgänge nicht unregelmäßig, sondern in Form relativ großer Konvektionszellen mit unterschiedlicher Austauschrichtung.

Über die horizontale und vertikale Ausdehnung derartiger Austauschzirkulationen im Meer existieren nur wenige visuelle Beobachtungen. Aus diesem Grunde wird hier nachstehend eine Beobachtung über die zelluläre Anordnung der Austauschprozesse in der südlichen Sargasso-See mitgeteilt:

Am 10. 2. 1960 wurden zwischen Station 529 und 531 große Mengen Sargassum nicht in der charakteristischen Form der Passatstreifen, sondern in fast ringförmiger Anordnung beobachtet.

Es herrschte zu diesem Zeitpunkt NE 2 Bft, die Temperatur der Luft lag etwa 2° unter der der Meeresoberfläche, die nur von einer schwachen, aber regelmäßigen Windsee bewegt war.

Dichte Packungen des bekannten Golfkrautes von 20 bis 50 m Breite umgaben mit nur geringen Unterbrechungen nahezu kreisförmige, tangfreie Gebiete von 4 bis 5 Schiffslängen (etwa 500 m) Durchmesser. In der Umgebung der Tangensammlungen hatte die See ein öliges Aussehen, die schwache Windsee wurde dort deutlich geglättet. Die Tanganhäufungen wurden vom Schiff durchfahren, ohne daß die Kielwasserturbulenz die charakteristische Anordnung merklich beeinflusste.

Die zentralen Teile der Ringe waren ganz offensichtlich Auftriebs- bzw. Divergenzzonen. Der Bedeckungsgrad der See mit derartigen kleinräumigen, regelmäßigen Konvektionsgebilden wurde von der 22 m hohen Fockmastsaling aus zu 2/10 geschätzt.

Hier im südlichen Teil der Sargasso-See ist die obere Durchmischungsschicht nur noch 100 bis 140 m mächtig. Darunter liegt, durch eine thermische und haline Sprungschicht getrennt, das eigentliche 18°-Wasser, dessen Ausbreitung in 300 m Tiefe WORTHINGTON (1959) bis in die Karibische See nachwies. Während der Salzgehalt unterhalb der Sprungschicht zwischen 150 und 350 m sehr konstant ist, tritt eine gewisse Isothermie erst in größerer Tiefe auf. Das deutet an, daß der allmähliche Temperaturabfall nicht eine Folge des turbulenten Vertikalaustausches ist, sondern daß sich das salzärmere eigentliche Sargasso-See-Wasser zu allen Jahreszeiten unter die wärmere Oberflächenschicht schiebt. Dafür spricht auch die uneinheitliche Temperaturabnahme in und unterhalb der Temperatursprungschicht (siehe auch Station 531, Anhang, S. 138).

In der südatlantischen R-Region bestehen unter der sommerlichen Dichtesprungschicht die gleichen Verhältnisse. Annähernd isotherme Schichtung wird erst in größerer Tiefe erreicht als Homogenität im Salzgehalt.

Der unterschiedliche Verlauf des Temperatur- gegenüber dem Salzgehaltsgradienten kann aber auch durch verschieden große Austauschzahlen (Austauschquanten) für die beiden Eigenschaften Salzgehalt und Temperatur hervorgerufen werden.

Recht klar lassen die Vertikalsondierungen an den Stationen 365 und 366 neben der Hauptsprungschicht die kleineren Unstetigkeiten im Salzgehalts- und Temperaturverlauf erkennen, die Turbulenzkörpern zugeschrieben werden. Infolge des größeren Fehlers geben die Gradientenänderungen beim Salzgehalt diese Erscheinung weniger dem Betrag nach als in der Tendenz richtig wieder.

Die Darstellung der Meßwerte dieser Station in einem *t-S*-Diagramm (Abb. 26) zeigt unterhalb der salzreichen, sich äquatorwärts ausbreitenden Kernschicht des Roßbreitenwassers eine Zone mit schwach stabiler bis indifferenter Schichtung. Die charakteristische *t-S*-Kurve [30 a] schneidet die Sigma-*t*-Kurve 26,5 (praktisch identisch mit einer Isopykne) unter sehr spitzem Winkel. Eine ausgeprägte Dichtezunahme setzt erst etliche Dekameter unterhalb der Untergrenze des eingeschobenen salzreichen Wassers ein. Die Existenz dieser von zwei Dichtesprungschichten begrenzten inneren Mischungszone ist ein Resultat der kontinuierlichen Salzgehaltmessung mit dem T-S-Fühler. Infolge der in dieser Tiefe weit auseinanderliegenden Beobachtungshorizonte (100, 150, 200, 300 m) ist die Mischungsschicht anhand von Wasserschöpfermessungen im allgemeinen nicht nachweisbar.

Da diese Erscheinung mit dem intermediären, für die Passat- und Äquatorialstromregion typischen Salzgehaltsmaximum verknüpft ist, wird in den folgenden Abschnitten näher darauf eingegangen.

6.2 Die Struktur der Deckschicht der nord- und südantlantischen Passatstromregion

Die Deckschicht der Passatstromregion zeichnet sich durch eine sehr stabile Schichtung aus. Der beständige Passat erzeugt nur in den oberen Dekametern stärkere dynamische Turbulenz. In 100 bis 150 m beginnt eine kräftige, tiefreichende Temperatursprungschicht, die äquatorwärts ansteigt (Abb. 36 und 37). In dieser Sprungschicht liegt der Kern eines Unterstroms, der salzreiche Wassermassen aus der R-Region abtransportiert. Abb. 29 zeigt nach DEFANT die charakteristische vertikale Temperatur- und Salzgehaltsverteilung in diesem Gebiet. Die kontinuierlichen Messungen mit dem T-S-Fühler (Station 367 und 368, Anhang, S. 131) aus der nordatlantischen P_w -Region bestätigen bis auf die bereits erwähnten kleineren Gradientänderungen dieses typische Bild des Salzgehaltsmaximums.

Das kräftige Dichtegefälle im Bereich der Schicht mit dem höchsten Salzgehalt unterdrückt jeden turbulenten Vertikalaustausch, so daß sich das Roßbreitenwasser unter Beibehaltung seiner typischen Eigenschaften beinahe laminar ausbreiten kann [32]. MONTGOMERYS (1939) Untersuchungen über die Austauschverhältnisse in diesem Gebiet bestätigen dieses Ergebnis. Im wesentlichen ist der seitliche Austausch für die allmähliche Abnahme des Salzgehalts in der Kernschicht dieses Unterstroms verantwortlich.

Berechnet man jedoch die Dichteverteilung in diesem Gebiet anhand kontinuierlicher Messungen, dann zeigt sich eine Zweiteilung der Dichtesprungschicht.

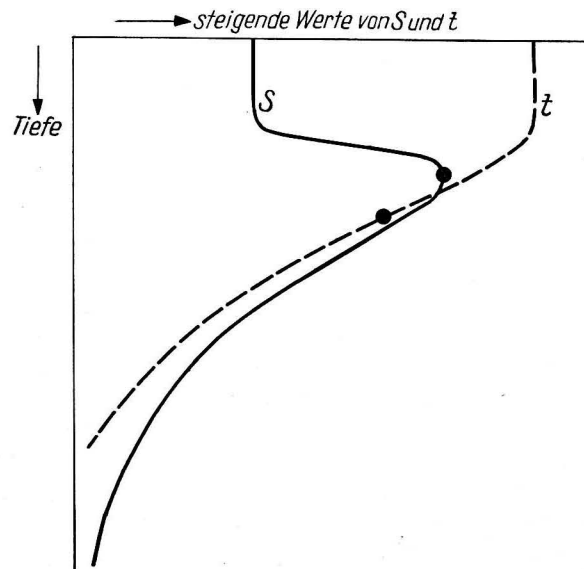


Abb. 29. Typischer Verlauf der Temperatur und des Salzgehaltes bei Stationen mit subtropischem Salzgehaltsmaximum (nach A. DEFANT 1936)

Im oberen Teil des Vertikalprofils addieren sich die dichteerhöhende Wirkung der Salzgehaltszunahme und Temperaturabnahme mit der Tiefe. In der gering stabilen Zwischenzone kompensiert der Rückgang des Salzgehaltes beinahe die infolge der vertikalen Temperaturabnahme auftretende Erhöhung der Dichte. Erst in größeren Tiefen (250 bis 350 m) wird eine neuerliche Verstärkung des Dichtegefälles im Zusammenhang mit der stärkeren Temperaturabnahme in der Übergangszone zur ozeanischen Stratosphäre bzw. zur Kaltwassersphäre beobachtet.

Die geschilderte Struktur der Deckschicht mit einer deutlichen Einschaltung einer „isopyknen“ Mischungsschicht in die Hauptsprungschicht der Passat- (und auch Äquatorial-) stromregion weist auf besondere Zirkulationsverhältnisse hin. Bei genügend engem Beobachtungsabstand eignet sich nach v. SCHUBERT (1935) die vertikale Stabilitätsverteilung am besten zur Festlegung der einzelnen Glieder der Zirkulation.

Mit HESSELBERG (1918) bezeichnet man als „Stabilität“ die Größe

$$E = \lim_{z \rightarrow 0} \frac{\rho - \rho'}{\rho} \cdot \frac{1}{\Delta z} = \frac{1}{\rho} \cdot \frac{\delta \rho}{\delta z} \quad [\text{m}^{-1}]. \quad (6)$$

Hierbei ist ρ' die Dichte, die ein um die Strecke Δz adiabatisch verschobener Wasserkörper infolge der Temperaturänderung und der veränderten Kompressionsverhältnisse in der Tiefe $z + \Delta z$ annimmt, wo die Dichte ρ herrscht. $\delta \rho$ ist die individuelle Dichteänderung dieses Wasserkörpers, die unter Verwendung bekannter Tabellenwerke [121] bestimmt werden kann. Das sehr aufwendige Rechenverfahren ist vor allem bei sehr geringen Schichtdicken (Vertikalverschiebungen) Δz gegenüber Meßfehlern sehr empfindlich. Eine Temperaturabweichung von 0.04° bzw. ein Fehler im Salzgehalt von 0.01‰ führt bei einem Δz von 10 m bereits zu einer Abweichung von etwa $100 \cdot 10^{-8} \text{ m}^{-1}$ in E . Aus diesem Grunde reicht es nach SVERDRUP (1942) meist aus, in den oberen Schichten E aus der vertikalen Sigma- t -Verteilung zu bestimmen:

$$E \sim E' = 10^{-3} \frac{\partial \sigma_t}{\partial z} \quad (7 \text{ a})$$

$$\text{oder } E' \cdot 10^8 = 10^5 \cdot \frac{\partial \sigma_t}{\partial z}. \quad (7 \text{ b})$$

Tab. 15 zeigt den Unterschied zwischen der genauen Berechnung (E) und der näherungsweise Abschätzung (E').

Bei beiden Stationen ist der Betrag der Abweichung gegenüber jenen Fehlern vernachlässigbar, die durch die Unsicherheit in der Salzgehaltsbestimmung ($\pm 0.03\text{‰} = \pm 300 \cdot 10^{-8} \text{ m}^{-1}$) hervorgerufen werden. Die negativen Werte sind allein eine Folge dieser Meßfehler und keineswegs mit Instabilitäten gleichzusetzen. Das Verfahren verlangt für derart kleine Schichtabstände mindestens zehnmal genauere Dichtebestimmungen, um anhand der E -Verteilung quantitative Aussagen machen zu können.

Ungeachtet der großen Streuung der Werte stellt auch die vereinfachte Berechnung an Station 368 folgendes heraus: Die Lagerung der Kernschicht des salz-

TABELLE 15

Vergleich zwischen vollständiger (E) und vereinfachter (E') Berechnung der Stabilität

$$\left(10^8 \cdot \frac{1}{\rho} \cdot \frac{\delta \rho}{\delta z}\right)$$

Tiefe [m]	Station 368 ₃		Betrag der Abweichung	Station 542 ₁		Betrag der Abweichung
	E [m ⁻¹]	E'		E	E'	
0—10	6	0	6	+ 6	0	6
10—20	— 186	— 200	14	— 99	— 100	+ 1
20—30	+ 489	+ 500	— 11	+ 6	0	6
30—40	+ 431	+ 400	31	+ 6	0	6
40—50	+ 906	+ 900	6	+ 6	0	6
50—60	+ 906	+ 900	6	+ 6	0	6
60—70	+1162	+1200	— 38	— 99	— 100	1
70—80	+1123	+1200	— 77	+ 6	0	6
80—90	+ 772	+ 800	— 28	+ 82	+ 100	18
90—100	+1010	+1100	— 90	+ 6	0	6
100—110	+ 223	+ 200	23	+ 6	0	6
110—120	+1540	+1500	40	— 70	— 100	30
120—130	+1846	+1900	— 54	+ 6	0	6
130—140	+1604	+1600	4	+2400	+2400	0
140—150	+ 414	+ 400	14	+1770	+1700	70
150—160	+ 682	+ 600	82	+ 489	+ 500	— 11
160—170	— 91	— 100	9	+1945	+1900	45
170—180	+ 902	+ 900	2	+ 587	+ 700	—113
180—190	— 159	— 200	41	+ 610	+ 500	110
190—200	— 394	— 400	6	+ 372	+ 400	— 28
200—210	+ 57	+ 100	— 43	+ 175	+ 100	75
210—220	+ 162	+ 100	62	+ 148	+ 100	48
220—230	— 123	— 100	— 23	+ 174	+ 100	74
230—240	+ 152	+ 100	52	+ 309	+ 300	9
240—250	+ 184	+ 200	— 16	+ 599	+ 600	1
250—260	— 215	— 200	— 15	+ 516	+ 500	16
260—270	— 502	— 400	—102	+ 566	+ 600	— 34
270—280	+1212	+1200	12	+ 485	+ 500	— 15
280—290	+ 705	+ 700	5	+ 612	+ 600	12
290—300	+ 591	+ 600	— 9	+ 319	+ 400	81
300—310	+ 628	+ 600	28	+ 268	+ 200	68
310—320	+ 348	+ 300	48	+ 164	+ 100	64
320—330	+ 611	+ 600	11	+ 61	0	61
330—340	+ 972	+1000	— 28	+ 343	+ 300	43
340—350	— 38	— 100	62	—	—	—
350—360	+ 925	+ 900	25	—	—	—
360—370	— 218	— 200	— 18	—	—	—
370—380	+ 539	+ 500	39	—	—	—
380—390	+ 314	+ 300	14	—	—	—
390—400	—	—	—	—	—	—

reichen Wassers in 130 bis 150 m ist völlig stabil. In einer bis etwa 100 m darunter reichenden Schicht geht die Stabilität deutlich zurück und wächst erst wieder in größeren Tiefen. Ein deutliches Minimum der Stabilität innerhalb der großen subtropischen Temperatursprungschicht ergab sich bei sämtlichen Serien im Ausbreitungsgebiet des salzreichen nordäquatorialen Unterstroms (Abb. 21 und 26).

Hiev- und Fiermessungen ergaben dasselbe Resultat. Fehler durch die Trägheit der Widerstandsthermometer oder infolge nichterlaubter Reduktion auf einheitliche Meßtiefe drücken sich nur in der angeführten Streuung der Stabilitätswerte aus. Durch Festhorizontmessungen wurde dieses Resultat bestätigt.

Die weitabständigen Horizontbeobachtungen der Deutschen Atlantischen Expedition auf „Meteor“ ($\Delta z = 50$ bis 100 m) und die aus interpolierten Werten für Standardflächen bestimmte Stabilitätsverteilung [116] lassen nur in unmittelbarer Äquatornähe geringe E -Werte (20 bis $60 \cdot 10^{-8} \text{ m}^{-1}$) in Tiefen zwischen 100 und 200 m erkennen, die von sehr stabilen Schichten eingeschlossen sind. In höheren Breiten liegen zwischen 200 und 250 m die Werte bei 200 bis $300 \cdot 10^{-8} \text{ m}^{-1}$. Trotz dieser Stabilitätswerte kann auch unter diesen Bedingungen Turbulenz herrschen, wenn das vertikale Geschwindigkeitsgefälle $\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)$ groß genug ist. Nach TAYLOR (1931) muß folgende Ungleichung erfüllt sein, damit der Vertikal-austausch nicht durch die Stabilitätsverhältnisse unterdrückt wird:

$$10^8 E < \frac{10^8}{g} \cdot \left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 \cdot \frac{A_B}{A_T} \quad (8)$$

In dieser bekannten Beziehung bedeuten:

A_B = Austauschkoeffizient für stoffliche Eigenschaften (Salzgehalt, Dichte, Wärmehalt),

A_T = Austauschkoeffizient für Bewegungsgröße,

g = Erdbeschleunigung.

Das Verhältnis $\left(\frac{A_B}{A_T}\right)$ schwankt nach den in [34, 123] zusammengestellten Beobachtungen im Ozean zwischen 5 und 20.

Direkte Strommessungen zur Bestimmung von $\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)$ sind kaum vorhanden und aus dem betrachteten Gebiet nur vor der Ankerstation 288 der „Meteor“-Expedition [31] bekannt. Die Arbeitsgruppe des Institutes für Meereskunde war auf allen Expeditionen mit selbstregistrierenden Strommeßgeräten (Typ WTBG, Einsatztiefe 400 bzw. 800 m) ausgerüstet und nahm an den Ankerstationen der „Michail Lomonossow“ in verschiedenen Horizonten über 12 bis 18 Stunden von Bord aus Messungen vor. Die Bewegungen des verankerten Schiffes und ihr Einfluß auf die Strommessungen konnten berücksichtigt werden, da halbstündlich der Schiffsort gegenüber einer kurz verankerten Boje bestimmt wurde, die als Plattform für die Tiefenstrommesser der sowjetischen Arbeitsgruppe diente.

Tabelle 16 gibt einen Überblick über die aus diesen Messungen bestimmten Werte des mittleren Geschwindigkeitsgefälles in der schwachstabilen Zone. Die

TABELLE 16

Stromscherung $\left(\frac{du}{dz}\right)$ auf verschiedenen atlantischen Ankerstationen und Hilfsgrößen zur Beurteilung der Austausch- und Stabilitätsverhältnisse in den einzelnen Hauptstromregionen

$$\left(\frac{A_B}{A_T}\right) = 5$$

GEBIET Ankerstation	Scherung	$\left(\frac{du}{dz}\right)^2$ [s ⁻²]	$\frac{10^8}{g} \left(\frac{du}{dz}\right)^2 \cdot \frac{A_B}{A_T}$
Roßbreitenregion: „Lomonossow“ 363 8./9. 5. 59 33°31' 5 N, 29° 53' 5 W	$\vec{u}_{50/100}$ m = 4.4 cm/s $\vec{u}_{100/250}$ m = 8.2 cm/s	7.8 · 10 ⁻⁷ 3.0 · 10 ⁻⁷	40 17
Passatstromregion: „Lomonossow“ 368 13./14. 5. 59 18° 59' N, 30° 00' W	$\vec{u}_{50/150}$ m = 26 cm/s $\vec{u}_{150/250}$ m = 13 cm/s	6.7 · 10 ⁻⁶ 1.7 · 10 ⁻⁶	342 87
„Lomonossow“ 485 ¹⁾ 16. 10. 59 16° 40' N, 30° 00' W	$\vec{u}_{50/100}$ m = 13.4 cm/s $\vec{u}_{100/200}$ m = 21.6 cm/s	7.2 · 10 ⁻⁶ 4.7 · 10 ⁻⁶	367 240
„Meteor“ 288 27. 3. 27 12° 38' N, 47° 36' W	$\vec{u}_{100/200}$ m = 14.4 cm/s	2.1 · 10 ⁻⁶	107
Cromwellstromregion: „Lomonossow“ 377 21./22. 5. 59 0° 09' N, 30° 00' W	$\vec{u}_{100/150}$ m = 60 cm/s	1.4 · 10 ⁻⁴	7140
„Chain“ (A. D. VOORHIS 1961) (15°–20° W, 1° N–1° S)	$\vec{u}_{15/105}$ m max. 150 cm/s	3.5 · 10 ⁻⁴	17900

¹⁾ Die Strommessungen auf Station 485 wurden von E. WERNER auf der VI. Expedition der „Michail Lomonossow“ angestellt und dankenswerterweise dem Verfasser zur Auswertung überlassen.

letzte Spalte in Tabelle 16 enthält die Werte der rechten Seite der Ungleichung (8), die unterschritten werden müssen, damit turbulenter Vertikalaustausch stattfinden kann. Wenn gleichmäßiger Abfall der Geschwindigkeit zwischen 100 (bzw. 150) und 200 (bzw. 250) m angenommen wird, dann kann zumindest in der Passatregion innerhalb der Dichtesprungschicht ein lebhafterer Austausch aufrecht erhalten werden, da die mit $\left(\frac{A_B}{A_T} = 5\right)$ berechneten E -Werte Minimalangaben sind (vgl. Tab. 15, Station 368₃).

Die Existenz einer in die Sprungschicht eingeschalteten Mischungszone geht auch aus einem Hinweis von DEFANT (1936) hervor. Auf Grund der in [140] mitgeteilten Verteilung des Sauerstoffs in den Subtropen, vor allem aber im Aus-

gangsgebiet des Äquatorialen Gegenstroms, besteht unmittelbar unter dem O₂-Minimum in der oberen Dichtesprungschicht ein intermediäres, sekundäres Sauerstoffmaximum. Im zentralen und westlichen Atlantik befindet es sich in Tiefen um 220 m. Mit der südostwärts gerichteten Ausbreitung des Salzgehaltsmaximums steigt es zur afrikanischen Küste auf 120 m an. Unter diesem sekundären Maximum sinkt dann wieder der O₂-Gehalt im Bereich der unteren Sprungschicht (Grenze zur Stratosphäre). Nach WATTENBERG (1938) ist für die vertikale Sauerstoffverteilung die Intensität der Oxydation verantwortlich. Diese wird außer von der Temperatur auch von der Menge der angebotenen Substanz bestimmt. Letztere hat infolge der Stabilitätsverhältnisse (langsames Absinken) ihr Maximum in den Dichtesprungschichten, während in Zonen geringerer Stabilität durch Turbulenz die oxydierbaren Substanzen gleichmäßiger verteilt sind. Die Beobachtungen über den Wassertransport in dieser Schicht sprechen nicht dafür, daß das Maximum durch Einschub von verhältnismäßig jungem und sauerstoffreichem Oberflächenwasser entstanden ist. Die vertikale Stromscherung reicht aber nur aus, die schwachstabile Schichtung aufrechtzuerhalten. Zur Erzeugung derartiger Verhältnisse innerhalb der sonst sehr stabil gelagerten subtropischen Sprungschicht müssen andere Prozesse herangezogen werden. Im südlichen Grenzgebiet der P_W-Region könnten Auftriebsvorgänge vom Tiefenwasser her eine Rolle spielen, die mit der Divergenzzone zwischen Nordäquatorial- und Gegenstrom verknüpft sind. Außerhalb dieses Gebietes kann durch den salzreichen Unterstrom der Anstoß erfolgen. Einmal findet unter dem Salzgehaltsmaximum wegen der großen Stabilität in vertikaler Richtung nur molekularer Austausch statt, so daß es im Sinne von STOMMEL (1961) zu einer Konvektion von oben her kommen könnte, da sich die Temperatur rascher ausgleicht als der Salzgehalt (bekanntlich ist die Temperaturleitfähigkeit 50 mal höher als der molekulare Diffusionskoeffizient). Derartige Konvektionsprozesse sind unter Laborbedingungen nachgewiesen, reichen aber für die „Zerstörung“ der einige Dekameter mächtigen oberen Stabilitätszone nicht aus. Zum anderen bietet sich zur Erklärung ein Effekt an, der von SVERDRUP (1942), vor allem aber von FOFONOFF (1956) und SUBOFF (1957 b) bei ozeanologischen Vorgängen für wirksam gehalten wird. Infolge der nichtlinearen Beziehung $\sigma_t = f(t, S)$ entsteht bei Mischung von gleichdichten Wasserkörpern, die sich in ihrem Salzgehalt und ihrer Temperatur unterscheiden, stets eine Mischung von größerer Dichte. Seitlicher Austausch kann also in jeder σ_t -Fläche die sowohl von isothermen wie von isohalinen Flächen geschnitten wird, zur Bildung eines spezifisch schwereren Mischwasserkörpers und damit zur Einleitung von Konvektion führen. Dieser Vorgang wird nach SUBOFF als „плотностное перемешивание“ (dichtebedingte Mischung) bezeichnet und vielleicht am besten mit „Mischungskonvektion“ übersetzt (im Gegensatz zur thermohalinen und dynamischen Konvektion).

Abb. 30 erläutert diesen Vorgang näher: In einem t - S -Diagramm charakterisieren A' und B zwei verschiedene Wasserkörper von gleicher Dichte ($\rho - \Delta\rho$). Die Temperatur bzw. der Salzgehalt der Mischung aus A' und B liegen entsprechend des Mischungsanteils auf einer Geraden, die A' und B verbindet (Unterschiede

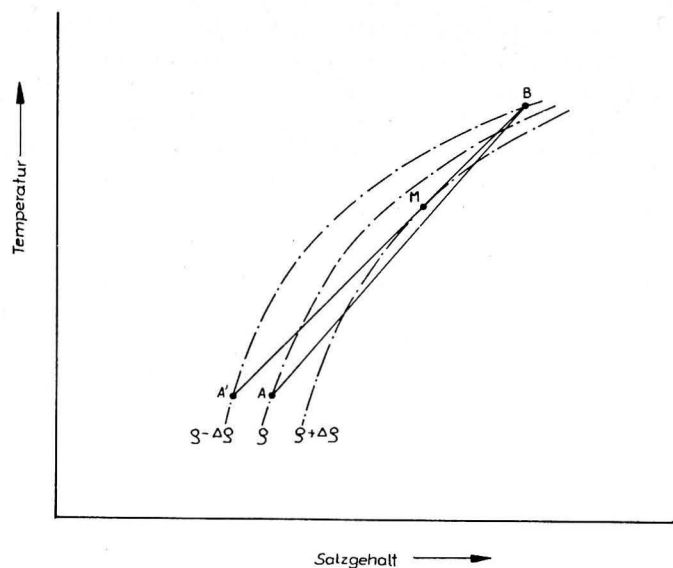


Abb. 30. Zur Erklärung der Dichtezunahme bei Mischung von Meerwasser verschiedener Temperatur und verschiedenen Salzgehaltes, aber fast gleicher Dichte (nach SUBOFF 1957 b)

in der spezifischen Wärme sind vernachlässigbar). Infolge der Krümmung der Isopyknen (resp. der Linien gleichen σ_t) schneidet die Mischungslinie stets Kurven höherer Dichte. Unabhängig vom Mischungsverhältnis besitzt der Mischungskörper (M) immer eine höhere Dichte. Es ist auch möglich, daß bei zwei anfangs stabil übereinander liegenden Wasserkörpern A und B (Dichte von A um $\Delta\rho$ höher als B) bei Mischung Verdichtung auftritt, wenn ein entsprechendes Mischungsverhältnis gewährleistet ist. Zwei Beispiele zeigen die Wirksamkeit dieses Vorgangs:

	Temperatur	Salzgehalt	Dichte
Beispiel 1: A :	20.00°	37.30‰	26.54
B :	16.00°	36.00‰	26.53
Mischung: (1:1)	18.00°	36.65‰	26.55!
Beispiel 2: A' :	19.00°	37.00‰	26.56
B :	16.00°	36.04‰	26.56
Mischung: (1:1)	17.50°	36.52‰	26.58!

Nun existieren gerade in den Tropen in den genannten Dichte-Flächen große Temperatur- und Salzgehaltsunterschiede, wie sie in obigen Beispielen angeführt werden. Zusammengefaßt wird die Entstehung der in die subtropische Sprungschicht eingeschalteten Mischungszone wie folgt erklärt:

Bei Ausbreitung des salzreichen Roßbreitenwassers nimmt nach MONTGOMERY (1939) die Intensität des Salzgehaltsmaximums im wesentlichen durch seitlichen

Austausch ab. Bei diesen in den σ_t -Flächen ablaufenden Prozessen entsteht eine Art sich selbstverstärkender Mischungskonvektion, die zusammen mit dem vertikalen Geschwindigkeitsgefälle zwischen den beiden advektiv bedingten Zonen hoher Stabilität zu einer internen Mischungsschicht führt.

In der südantlantischen Passatstromregion scheinen zumindest an den Stationen auf 30° W (Station 383 bis 387) die geschilderten Prozesse wenig wirksam zu sein (Abb. 22). Hier ist aber zu berücksichtigen, daß der Unterstrom des salzreichen Wassers der südantlantischen R-Region vor allem längs der brasilianischen Küste (westwärts von 30° W) nach Norden verläuft. Dort ist der seitliche Austausch kräftiger entwickelt als auf 30° W. Die Stationen 531 bis 537 liegen ebenfalls in der Passatstromregion, allerdings in einem Gebiet, in dem der salzreiche Unterstrom fehlt und das vertikale Salzgehaltsgefälle sehr klein ist. Die Dichteverteilung für diese Stationen ist aus Abb. 27 zu entnehmen. Das t - S -Diagramm enthält keinen Hinweis auf eine isopykne Schicht an der rechten Flanke des Antillenstroms.

6.3 Die Struktur der Deckschicht in der Äquatorialstromregion und im Gebiet des Cromwellstromes

Ähnlich wie die Passate beider Hemisphären durch die Mollungenzone unterbrochen werden, schiebt sich zwischen die Passatstromregionen das Gebiet des Äquatorialen Gegenstroms. Die beiden Divergenzzonen am äquatorialen Rand der Passatströme (Abb. 31) und die besonderen Wärme- und Wasserhaushaltsverhältnisse in der Mollungenzone bestimmen die thermohaline Struktur der Deckschicht in der Äquatorialstromregion. Station 372 und 374 (Anhang, S. 132) liegen im Gebiet der Divergenzzone am Südrand des Nordäquatorialstromes und zeigen, daß durch die Auftriebsvorgänge das Salzgehaltsmaximum aufgelöst wird. Die Turbulenz im Gegenstrom unterstützt die Bildung einer etwa 50 m mächtigen homogenen Schicht oberhalb der Temperatursprungschicht, die hier mit fast 0.5°/Meter am kräftigsten entwickelt ist. Infolge des Aufsteigens der subtropi-

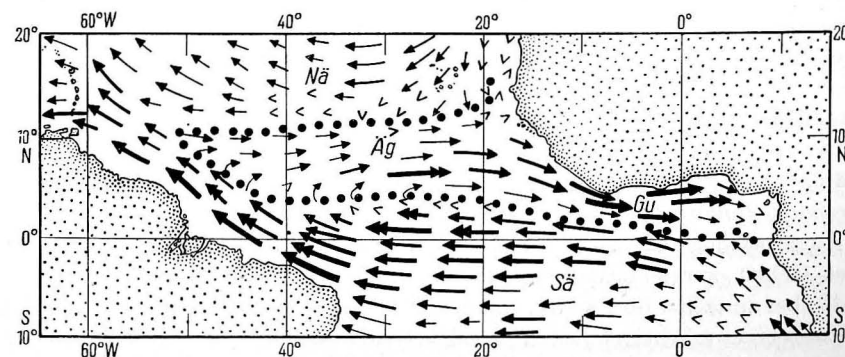


Abb. 31. Oberflächenströmung im Äquatorialgebiet des Atlantischen Ozeans im Nordsommer (nach G. SCHOTT 1943)

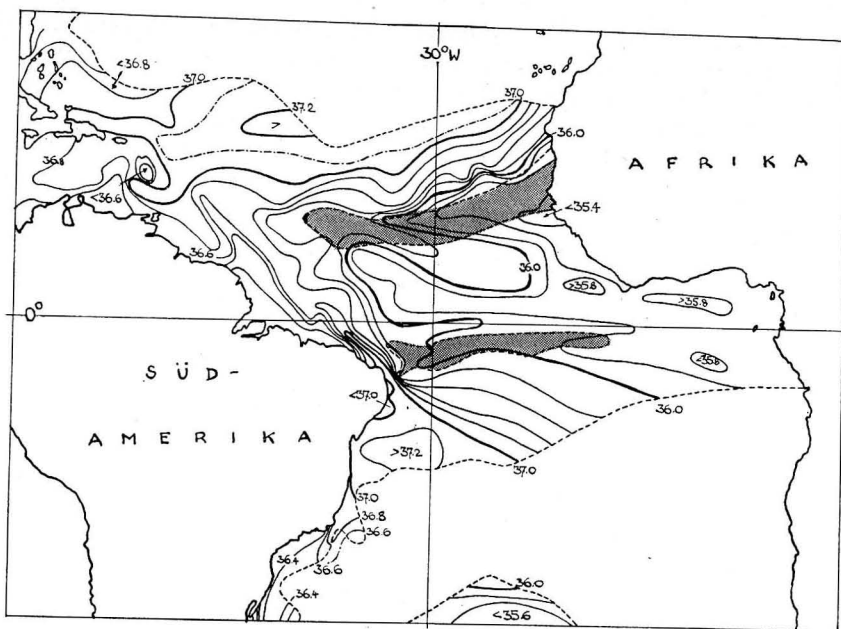


Abb. 32. Ausbreitung der salzreichen Wassermassen der nördlichen und südlichen Roßbreitenregion (nach A. DEFANT 1936)

schraffiert: Gebiete ohne Salzgehaltsmaximum

Beachte Ausbreitung salzreichen Wassers längs des Äquators in östlicher Richtung entgegen der kräftigen Oberflächenströmung in Abb. 31

schen Sprungschicht kommt es in Verbindung mit dem großen Niederschlagsüberschuß zu einer kräftigen Erwärmung und Aussüßung der oberflächennahen Mischungsschicht.

Erst südlich der Divergenzzone zeigt sich wieder das intermediäre Salzgehaltsmaximum (Station 375, Anhang, S. 133). Über die Zirkulations- bzw. Austauschverhältnisse unterhalb der Sprungschicht können mangels Strommessungen keine die bisherigen Anschauungen ergänzenden Angaben gemacht werden. Hingegen ergaben Strommessungen unmittelbar am Äquator, daß hier kräftige Austauschverhältnisse angenommen werden müssen. Das würde auch die früher bereits erwähnte Stabilitätsverteilung an den äquatorialen „Meteor“-Stationen erklären.

Cromwellstromregion. Eine Erweiterung des DIETRICHschen Schemas ist für die Äquatorialgegend erforderlich. Nach den bisherigen Vorstellungen gehört dieses Gebiet zur südatlantischen Passatstromregion. In den letzten Jahren wurde aber zunächst im Pazifik, später auch im Atlantik (VOIGT, 1961) der direkte Nachweis einer mächtigen Ostströmung erbracht, die sich in Tiefen zwischen 50 m und 300 m unter der nach Westen gerichteten Oberflächentrift des Südostpassats symmetrisch zum Äquator zwischen 2° N und 2° S schiebt.

Der Wassertransport dieser Strömung erreicht die Werte der kräftigsten bisher bekannten Meeresströmungen (z. B. Golfstrom) und erzeugt am Äquator ein starkes vertikales Geschwindigkeitsgefälle, das ein Maximum erreicht, wenn im Sommer der Südostpassat über den Äquator weit nach Norden reicht und an der Oberfläche Weststrom um 0.5 kn und in der Tiefe Oststrom von 2 bis 3 kn herrscht. Messungen von VOORHIS (1962) im Atlantik (Tabelle 16) bestätigen unsere Ergebnisse. Im März, wenn die ITC zusammen mit der Mallungenzone sehr weit südlich liegt und den Äquator erreicht, tritt wegen der fehlenden Schubkraft des Südostpassats die Tiefenströmung bis an die Meeresoberfläche empor.

Aus Tabelle 16 erkennt man, daß diese äquatoriale Strömung selbst noch bei sehr hohen Stabilitätswerten turbulent ist. Mithin ist in der Cromwellstromregion mit einer Auffächerung der Sprungschicht zu rechnen. Das vertikale Dichtegefälle muß bedeutend geringer sein und sein Maximalwert in größeren Tiefen liegen als nördlich und südlich des Äquators. Auch eine Zunahme des Salzgehalts mit der Tiefe ist wahrscheinlich, da diese Ostströmung nur von den sich unter der brasilianischen Küste nordwärts ausbreitenden salzreichen Wassermassen der südatlantischen R-Region gespeist werden kann.

Da infolge der hohen Luftfeuchtwerte und der ergiebigen Dauerniederschläge Störungen im Gerät und in der Winde auftraten, konnte die charakteristische thermohaline Schichtung nicht direkt nachgewiesen werden. Die Existenz einer besonderen Struktur der Deckschicht am Äquator — die wegen der unbekanntenen Stromverhältnisse in diesem Gebiet bisher keine Erwähnung fand — deutet sich aber in den wenigen vorhandenen Ergebnissen früherer Expeditionen bereits an.

So zeigen die im Januar/Februar 1911 von A. MERZ auf dem Kabeldampfer „Stephan“ durchgeführten engabständigen Wasserschöpferbeobachtungen zwischen Pernambuco und Monrovia — die A. DEFANT (1936 b) darstellte — am Schnittpunkt des Meßprofils mit dem Äquator (25° W) eine deutliche Abschwächung des Temperaturgradienten in der Sprungschicht, verbunden mit einer Absenkung des maximalen Dichtegradianten, sowie ein abgeschlossenes Salzgehaltsmaximum in rund 70 m Tiefe, das nicht mit dem ebenfalls ostwärts gerichteten Wassertransport des 5° bis 10° nördlich vom Äquator befindlichen eigentlichen Gegenstroms in Verbindung steht.

Die Sonderstellung der Äquatorialgegend innerhalb der Südostpassatregion bestätigen auch Abb. 31 und 32:

Die aus Versetzungsbeobachtungen abgeleitete Karte der Oberflächenströmung von SCHOTT (1942) zeigt an der Meeresoberfläche einheitliche Verhältnisse im Südäquatorialstrom. Eine Darstellung des Salzgehaltsmaximums nach A. DEFANT (1936) enthält aber neben dem in rund 10° N nach Osten vorstoßenden eigentlichen Gegenstrom unmittelbar am Äquator eine schmale, aber deutliche zweite Zone sich ostwärts ausbreitenden salzreichen Wassers, das sich unter die oberflächennahe Westtrift in der SCHOTTschen Darstellung schiebt.

Die Existenz des Cromwellstroms kommt damit auch in den allgemeinen ozeanologischen Zirkulationsverhältnissen zum Ausdruck. A. DEFANT (1961) ergänzte nach der Entdeckung des pazifischen Cromwellstromes das bekannte SVERDRUP-

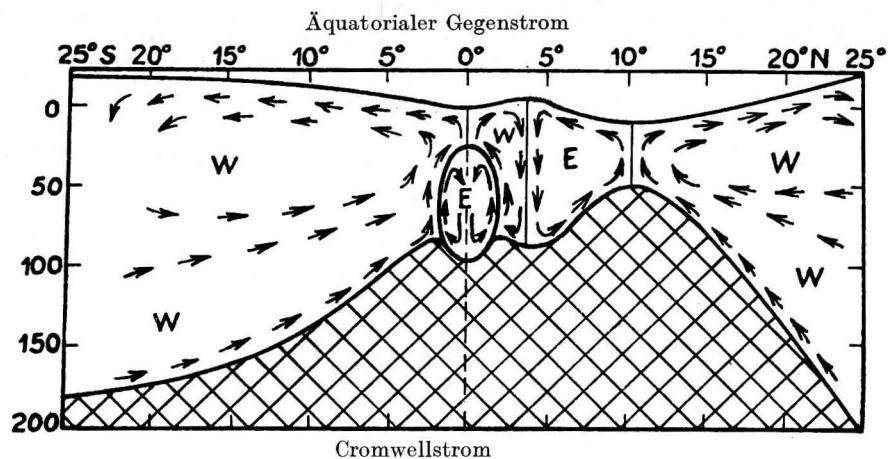


Abb. 33. Schema der Vertikalzirkulation im tropischen Atlantik
(in Anlehnung an A. DEFANT 1961)

W = westwärts gerichteter Wassertransport (Nord- bzw. Südäquatorialstrom)
E = ostwärts gerichteter Wassertransport (Cromwell- und Gegenstrom)
schraffiert: Kaltwassermassen in und unterhalb der Dichtesprungschicht

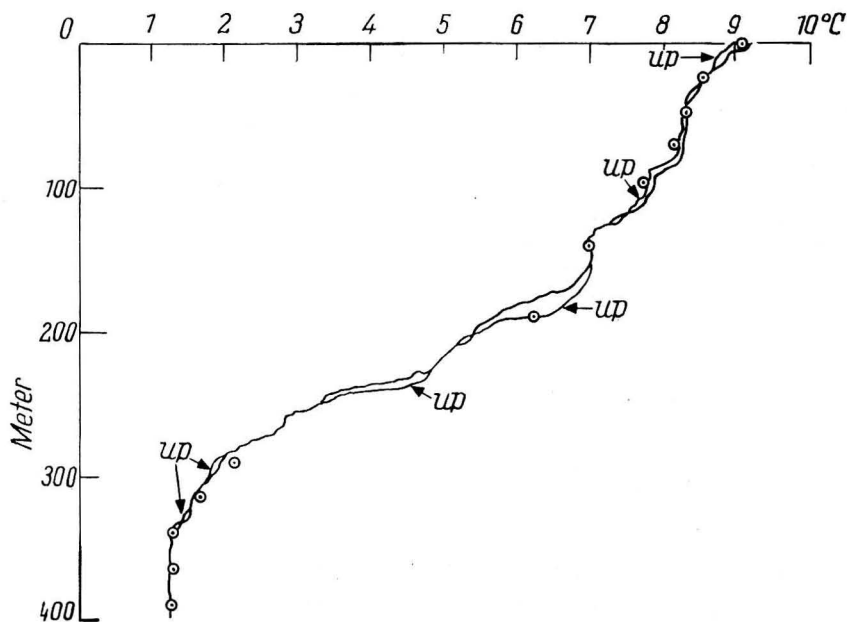


Abb. 34. Typisches Temperaturprofil aus der Deckschicht der Westwindtriftregion
(nach P. G. BOOKER 1961)

Station D 13 (Island-Färörschwelle) geogr. Breite: 63°23'N, geogr. Länge: 11°19'W,
Tiefe: 403 m

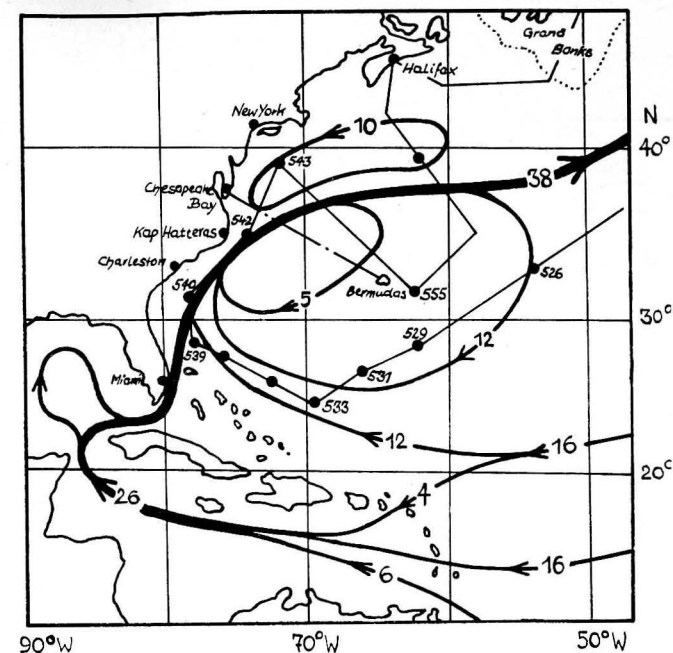


Abb. 35. Anteil der einzelnen Wasserarten am Massentransport (Zahlen in $10^6 \text{ m}^3/\text{s}$) des Golfstroms (nach H. U. SVERDRUP 1942) und Lage der T-S-Fühler-Stationen

sche Schema der Vertikalzirkulation (siehe auch O. MAMAJEW, 1961). Abb. 33 gibt dieses Schema unter Einbeziehung des Cromwellstroms wieder. Es deutet Auftriebserscheinungen am Äquator an, die eine erhöhte Produktivität in der äquatorialen Assimilationsschicht erwarten lassen.

Messungen mit dem T-S-Fühler auf der XII. „Lomonossow“-Expedition im zweiten Halbjahr 1962 (Wiederholung des Längsschnitts auf 30° W) erlauben die thermohaline Feinstruktur und die Austauschverhältnisse in dieser „Äquatorialen Freistrahregion“ weiter zu erkunden.

6.4 Die Struktur der Deckschicht der Freistrahregion, speziell des Golfstroms vor der nordamerikanischen Küste

Die thermohaline Struktur der strahlartigen Strömungen wird gekennzeichnet von den seitlichen Mischungsvorgängen mit den benachbarten, wenig bewegten Wassermassen. Abb. 35 zeigt, daß die Fahrtroute der „Michail Lomonossow“ zur Untersuchung dieser Prozesse in der Freistrahregion des Nordatlantiks günstig gewählt war. Da außerdem die winterliche Konvektion die Temperaturverhältnisse ausgeglichen hatte, war es möglich, Tiefenlage und Mächtigkeit der verschiedenen, zum Massentransport im Golfstrom beitragenden Wasserkörper besser zu veranschaulichen. Abb. 27 gibt einen Überblick über die charakteristi-

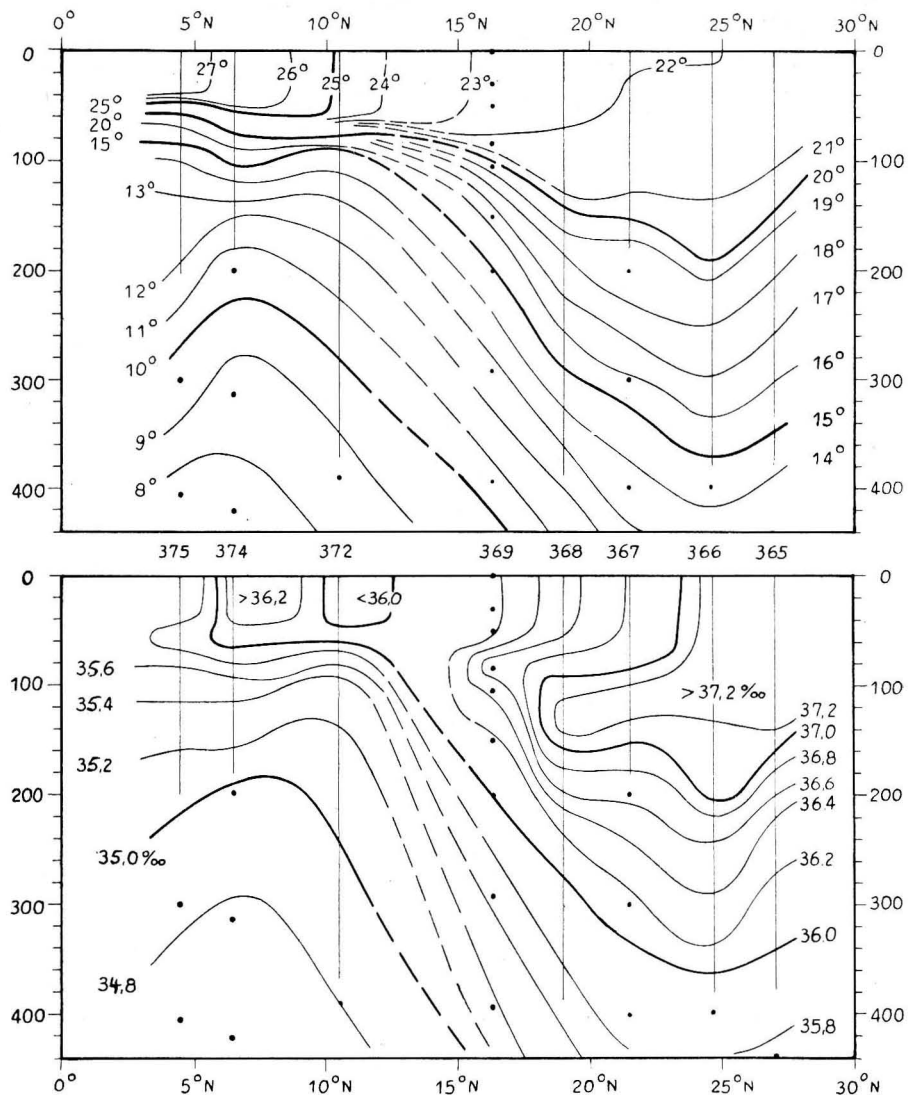


Abb. 36. Verteilung von Temperatur und Salzgehalt auf einem Schnitt längs 30° W von der nördlichen Roßbreitenregion zur Äquatorialstromregion
senkrechte Geraden: T-S-Fühler-Messung
Punkte: Serienbeobachtungen mit Wasserschöpfer

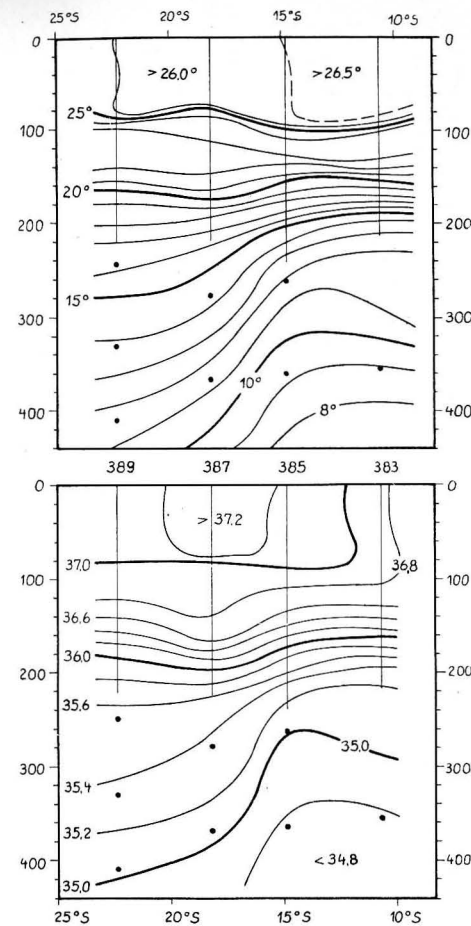


Abb. 37. Verteilung von Temperatur und Salzgehalt auf einem Schnitt längs 30° W im Grenzgebiet der südlichen Roßbreiten- und Passatstromregion
Erklärung: siehe Legende zu Abb. 36

sehen Eigenschaften der in den oberen 400 m des Golfstroms¹⁾ vorhandenen Wasserkörper. Die Buchstaben stehen etwa für die Salzgehaltswerte in der Kernschicht des betreffenden Wassers. Anhand der T-S-Beziehung lassen sich vier verschiedene Wasserkörper unterscheiden:

I. Das Golfstromoberflächenwasser (G), dessen Temperatur von Station 540 über 542 bis 546 infolge der enormen Wärmeabgabe an die Atmosphäre (Temperatur-

¹⁾ In der Bezeichnungsweise nach DIETRICH (1956) spricht man vom Golfstrom bereits nach der Vereinigung der Floridaströmung mit dem Antillenstrom. STOMMEL (1958) dagegen bezeichnet den Abschnitt bis Kap Hatteras als Floridaströmung und als Golfstrom erst den meistuntersuchten Teil der Strahlströmung östlich vom Kap bis zum Südrand der Großen Neufundlandbank.

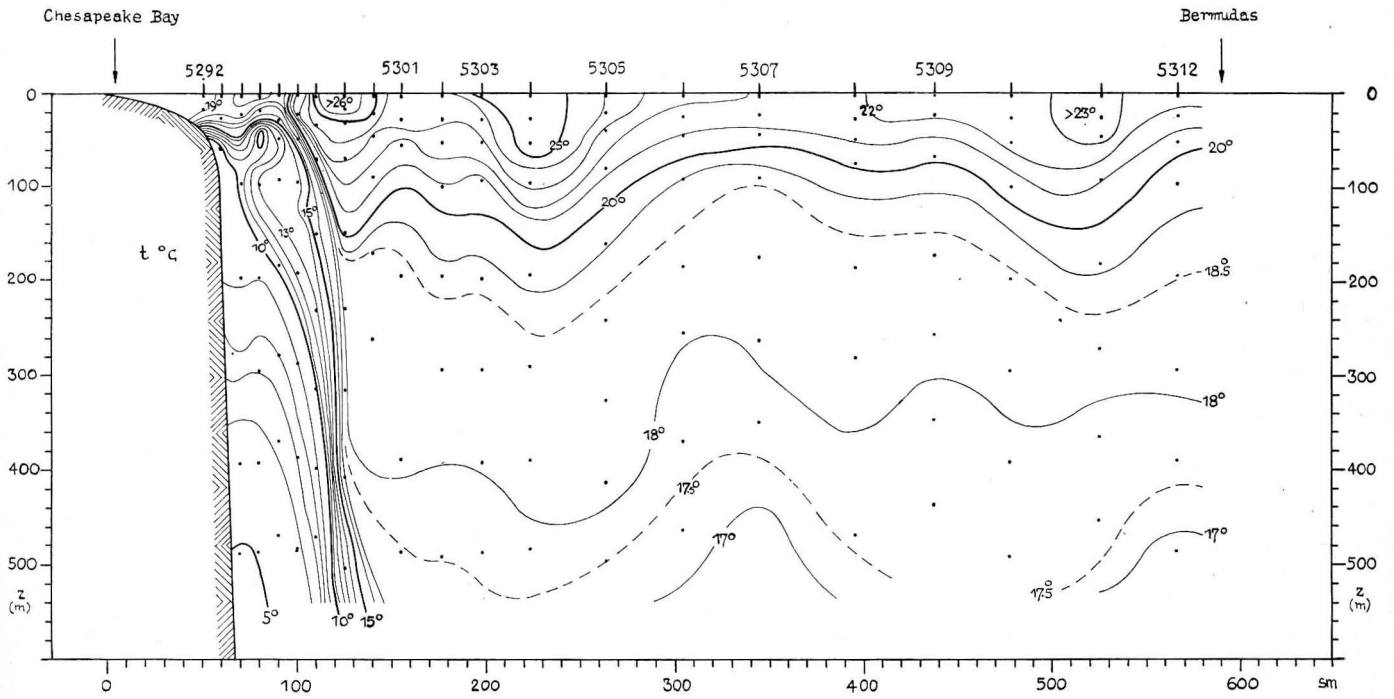


Abb. 39 a. Hydrologischer Schnitt der „Atlantis“ von der Chesapeake Bay zu den Bermudas (9./14. 6. 55)
Temperaturverteilung – Sommer

KLAUS VOIGT

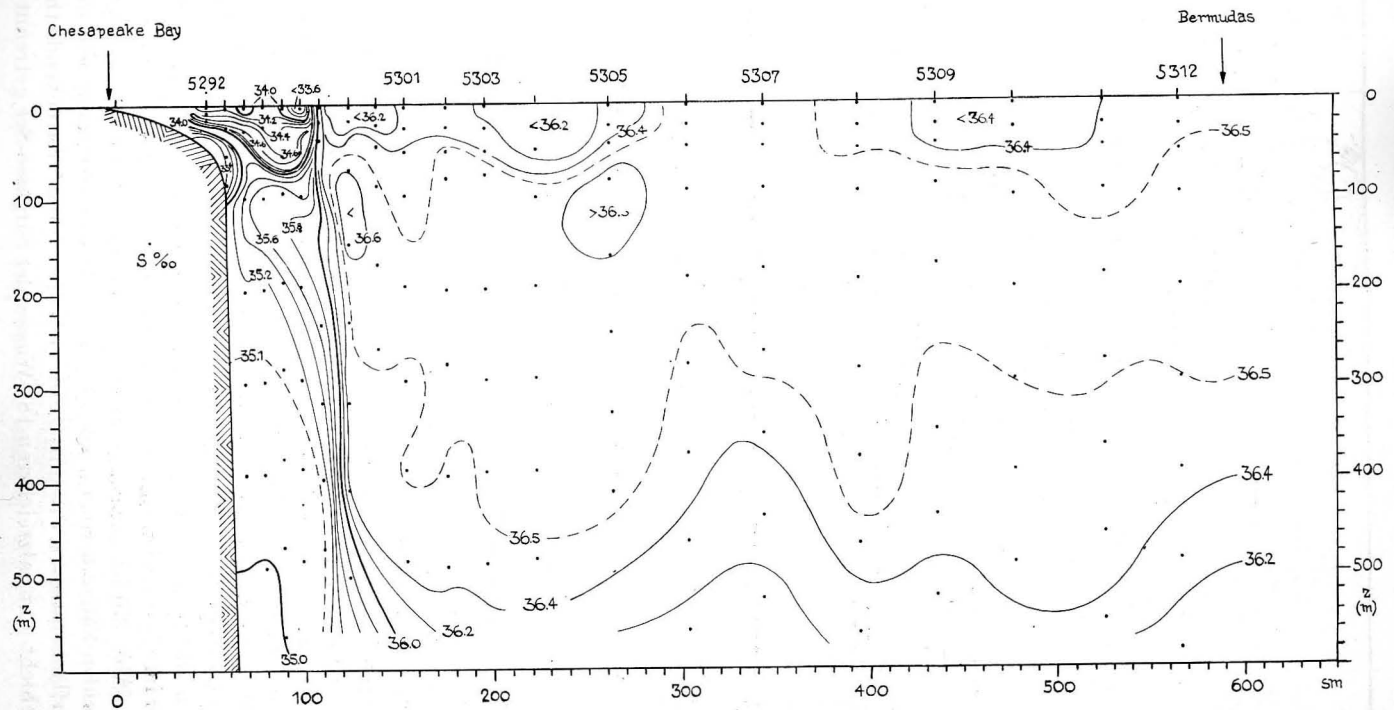


Abb. 39 b. Hydrologischer Schnitt der „Atlantis“ von der Chesapeake Bay zu den Bermudas (9./14. 6. 55)
Salzgehalt – Sommer

Untersuchungen in der Deckschicht des Atlantischen Ozeans

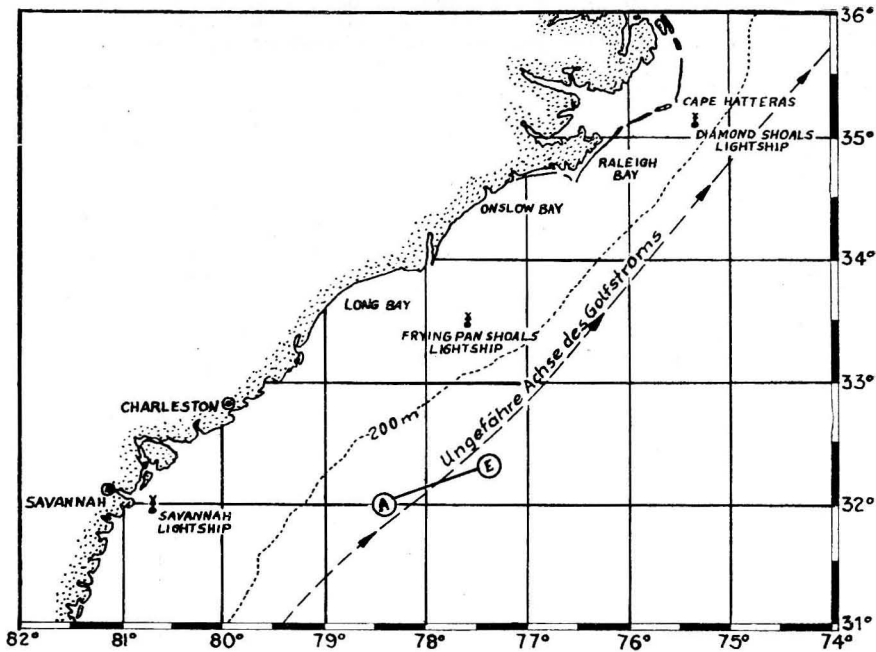


Abb. 40. Trift der „Michail Lomonossow“ während der Dauermessungen auf Station 540 in der Achse des Golfstroms vor der nordamerikanischen Küste

differenz „Wasser-Luft“ nach Abschnitt 10.1 durchweg über 10°) rasch abnimmt.

- Das kalte und wenig salzreiche Schelfwasser (SI) an der Küste der Carolina-Staaten (Slope-water des Floridastroms im Sinne von WEBSTER, 1961).
- Das Antillenstromwasser (A) oder warme, aber salzreiche Oberflächenwasser der südlichen Sargasso-See.
- Das tiefreichende Winterwasser der Sargasso-See (S) oder 18° -Wasser im Sinne von WORTHINGTON (1959).

Das Küstenschelfwasser des Floridastroms verschwindet infolge der kräftigen Turbulenz östlich von Kap Hatteras (Station 542 und 546). Hier wird nach FORD u. a. (1952 b) das wesentlich kältere und salzärmere Slope-water des eigentlichen Golfstroms, das z. B. an Station 543, 544 und 545 an der linken Flanke der Strömung liegt, häufig als Einschubwasser angetroffen. Wegen seiner höheren Dichte wird es im Winter erst in größeren Tiefen beobachtet.

In der linken Hälfte der Abb. 38 ist die Anordnung der Wasserkörper östlich von Kap Hatteras im eigentlichen Golfstrom zu erkennen. Gegenüber den Sommerverhältnissen (Abb. 39) ist der Kalte Wall in den oberen 200 m weitaus weniger geneigt. In beiden Fällen befindet sich östlich von dieser Grenzfläche sehr warmes Golfstromoberflächenwasser, das durch eine sich über 150 m erstreckende thermische Sprungschicht vom salzreicheren 18° -Wasser der Sargasso-See getrennt wird.

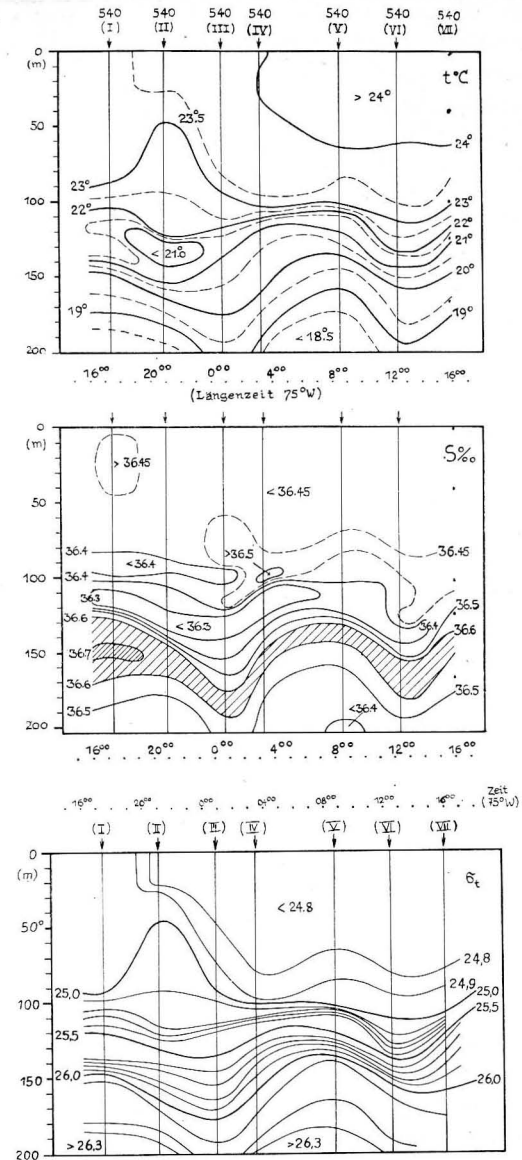


Abb. 41. Ergebnisse der Serienmessungen des T-S-Fühlers auf der Dauerstation 540 (15./16. 2. 60)

- Isoplethen der Temperatur
- Isoplethen des Salzgehalts
- Isoplethen der Dichte σ_t

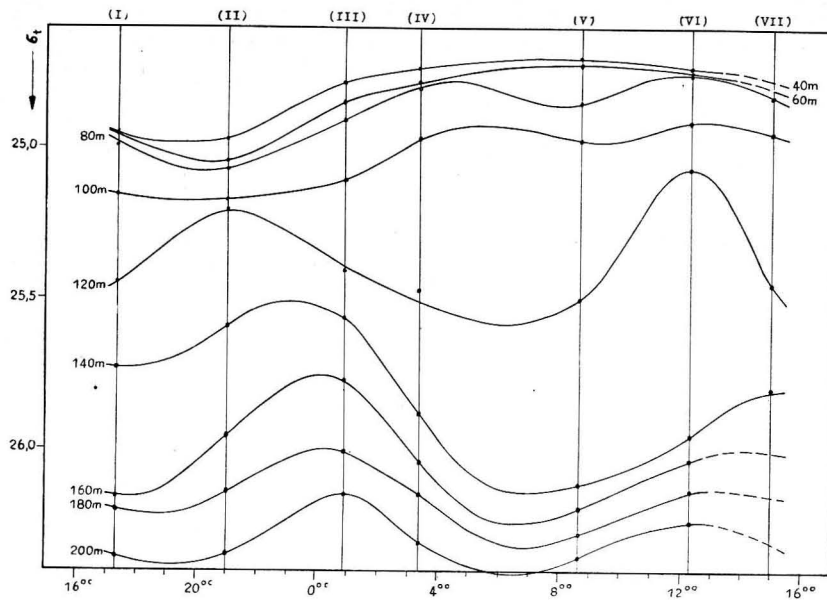


Abb. 42. Dichteänderung in den verschiedenen Meßhorizonten während der Serienmessung auf Station 540 (15./16. 2. 60)

Eine Einbeziehung kalten Wassers von der linken Flanke des Golfstroms her deutet sich an.

Abb. 41 gibt die wesentlichen Züge des thermohalinen Aufbaus im Floridaström wieder. Die Messungen stellen gewissermaßen einen engabständigen Querschnitt dar, weil das Schiff auf der Dauerstation 540 vom linken (A) zum rechten Rand (E) der Strömung vertrieb. Die mittlere Triftgeschwindigkeit ($1\frac{3}{4}$ kn) war aber kleiner als die Stromgeschwindigkeit (4 kn), so daß unter Annahme quasistationärer Verhältnisse der Schnitt etwa von E bis Höhe des „Frying pan“ Feuerschiffs verläuft, da während der über eintägigen Trift die in A gemessene Verteilung inzwischen dorthin vertrieben ist. Die Darstellung ist ferner durch interne Wellen gestört, auf die in Kapitel 7 näher eingegangen wird. Im einzelnen zeigt sich ein vom Westrand her erfolgter Einschub bereits vermischten kalten und salzärmeren Carolina-Schelfwassers in 100 bis 130 m Tiefe. Darunter in Tiefen um 150 m wird ein intermediäres Maximum des Salzgehalts durch die Einbeziehung von Antillenstromwasser hervorgerufen. Die Grenze zwischen beiden Wasserkörpern fällt etwa mit der Zone geringerer Dichtezunahme zusammen, die in die Dichtesprungschicht eingelagert ist (Abb. 41 c).

Im Anhang, S. 140 bis 141, sind die Ergebnisse der Feinstruktursondierungen an den Stationen im Golfstrom dargestellt. Bemerkenswert ist der weniger „gestörte“ Verlauf der Vertikalkurven von Station 540 über 542 zu 546. Die Ursache dafür bildet wahrscheinlich die Zunahme der thermohalinen Konvektion von der Meeresoberfläche her und eine möglicherweise stärkere vertikale Stromscherung in der

Deckschicht des Golfstroms östlich Kap Hatteras. Weiter zeigen die Vertikalprofile, daß die oberflächennahe Mischungsschicht stromab wächst, wobei ihre Temperatur von fast 24° (Station 540) auf 21.5° (Station 546/547) abnimmt und der Salzgehalt sich um etwa 0.07‰ erhöht. Unter Annahme stationärer Verhältnisse und Vernachlässigung des Austauschs mit den benachbarten Wassermassen ergibt sich auf der 860 km langen Strecke zwischen Station 540, Station 542 und 546/547 für die obere Mischungsschicht ein Gesamtenergieverlust von $18 \cdot 10^3 \text{ cal/cm}^2$. Nimmt man eine mittlere Geschwindigkeit von 6 km/h für die Strömung an, dann verteilt sich die Energieabgabe über einen Zeitraum von 6 Tagen, in zufälliger Übereinstimmung mit dem Zeitunterschied zwischen Station 540 (15./16.2.) und Station 546/547 (22. 2. 60). Wird die Salzgehaltszunahme allein dem Unterschied „Verdunstung minus Niederschlag“ zugeschrieben, dann erhält man rund $12 \cdot 10^3 \text{ cal/cm}^2$, die der bis zur Sprungschicht reichenden Meerwassersäule durch Verdunstung mindestens entzogen wurden. Die Differenz zwischen beiden Energiebeträgen ist eine Folge des konvektiven Wärmestroms, des Strahlungsüberschusses, der tatsächlich höheren Verdunstung und des Energiebetrages zum Schmelzen des zum Teil in Form von Schnee gefallenen Niederschlags. Der mittlere Gesamtenergieverlust beträgt somit rund $3 \cdot 10^3 \text{ cal/cm}^2$ Tag, wobei wenigstens $\frac{2}{3}$ dieses Betrages auf die Verdunstung entfallen. Dieser Wert liegt dreimal höher als der nach JACOBS (in [123]) mitgeteilte Durchschnittswert des täglichen Gesamtenergieverlustes in diesem Teil des Golfstroms während der Monate Dezember/Februar. Die Erhöhung der Energiebilanz ist wahrscheinlich mehr ein Resultat der extremen Witterungsverhältnisse im Beobachtungszeitraum als eine Folge des vernachlässigten Austauschs im Meer. Zwischen dem 18. und 21. 2. 60 passierte das Gebiet ein Orkan. An diesen Tagen lag die Windgeschwindigkeit durchweg über 8 Bft und erreichte an Bord maximal 36 m/s. Schätzt man aus den mittleren meteorologischen Daten der Bordwetterwarte in den 6 Tagen die Energiebeträge der einzelnen Wärmehaushaltskomponenten ab, so erreicht der so berechnete Gesamtenergieverlust nur $\frac{1}{2}$ bis $\frac{1}{3}$ des aus dem Wärme- bzw. Massenhaushalt des Meeres berechneten Gesamtbetrages. Das braucht nicht eine Folge des Austauschs im Meer zu sein, denn die Wirkung der hohen Windgeschwindigkeiten und damit im Zusammenhang die Vergrößerung der zur Verdunstung beitragenden Meeresoberfläche (Gischt und Seegang) wird in den einschlägigen Formeln nicht berücksichtigt. Die notwendigen meteorologischen und ozeanologischen Feinprofilmessungen zur näheren Untersuchung des Wärmehaushalts an dieser Hauptenergiequelle der Atmosphäre über dem Nordatlantik konnten von der sowjetischen Thermikgruppe nicht durchgeführt werden, da die Witterungsverhältnisse zur Einstellung aller Arbeiten zwangen.

Zur Abschätzung des Vertikalaustauschs zwischen der Mischungsschicht und den darunter liegenden salzreicheren, aber kälteren Wassermassen waren auch keine Messungen von $\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)$ möglich. Anhand der in [120] zusammengestellten Beobachtungen mit Bathypitotmetern erreicht in Höhe von Kap Hatteras in den oberen 200 m des Golfstroms im Sommer (keine tiefreichende Mischungss-

schicht!) die vertikale Geschwindigkeitsabnahme Werte bis zu 200 cm/s. Nach Ungleichung (8) in Abschnitt 6.2 müßte dann die Stabilität E größer als $5000 \cdot 10^{-8} \text{ m}^{-1}$ sein, wenn keine Turbulenz herrschen soll. Die größten Werte für E' liegen in der Sprungschicht zum salzreichen Antillenstromwasser aber niedriger, und zwar betragen sie an den Stationen

$$542 \quad 2400 \times 10^{-8} \text{ m}^{-1},$$

und $546 \quad 1000 \times 10^{-8} \text{ m}^{-1}$. (Hier trennt nur noch die Salzgehaltssprungschicht beide Wasserkörper.)

Weitere direkte Strombeobachtungen existieren nach STOMMEL (1958) aus diesem Gebiet nicht; die klassischen Ankerstationen PILLSBURYS [116] befanden sich südlich des Blake Plateaus und in der Floridastraße. Indirekte Beobachtungen über die vertikale Stromverteilung lassen jedoch den Schluß zu, daß im Winter infolge der starken thermohalinen Konvektion auch die Stromscherung in der Mischungsschicht und darunter ziemlich gering ist. So konnte z. B. der T-S-Fühler, der zusammen mit dem dicken Meßkabel einen großen Strömungswiderstand darstellt, bis zur jeweiligen Einsatttiefe ohne Abtrift (Kabelwinkel) gefiert werden, und Messungen an der Lee- und Luvseite des treibenden Schiffes waren möglich. Die oben mitgeteilte Stabilitätsabnahme ist so im wesentlichen eine Folge der Dichtezunahme in der Mischungsschicht. Die Abnahme des Dichtesprungs zwischen Golfstromoberflächenwasser und Antillen-(Sargassosee)-wasser ist nicht eine Folge der dynamischen Turbulenz, sondern der Energieverluste durch den Austausch mit der Atmosphäre.

Ein weiteres Kennzeichen der Freistrahregion ist das Mäandrieren des Hauptstromstrichs, das sowohl aus dem Gebiet des eigentlichen Golfstroms als auch des Floridastroms [142] bekannt ist und das zur Ablösung selbständiger Stromwirbel führen kann. Die dabei entstehende charakteristische Verteilung der ozeanologischen Elemente ist mit engabständigen bzw. Mehrschiffebeobachtungen nachweisbar. Bislang standen für diese Zwecke nur kontinuierliche Messungen der Oberflächentemperatur und des Oberflächenstroms (mit Schleppelektroden) sowie Bathythermogramme zur Verfügung. „In situ“ Messungen mit Leitfähigkeitsgeräten würden aber eine Verteilung des wesentlich konservativeren Elements Salzgehalt erbringen und damit eine Untersuchung über den Aufbau dieser Mäander und die seitlichen Mischungsvorgänge sehr erleichtern.

6.5 Die Struktur der Deckschicht in der nordatlantischen Westwindtriftregion

Die wechselhaften maritim-meteorologischen Witterungsverhältnisse sind in der Westwindtriftregion für die veränderlichen Stromversetzungen verantwortlich. Innerhalb dieser Region stellt die ozeanische Polarfront eine Grenze dar, die die salzreichen, warmen Wassermassen des Nordostatlantischen Stroms von den kalten, salzärmeren Wassermassen subpolarer und polarer Herkunft trennt [35]. Eine südliche Fortsetzung der Konvergenzzone, an der Kaltwassermassen absinken, bildet der Kalte Wall an der linken Flanke des Golfstroms, so daß die W_P -Region (Abb. 28) eigentlich bereits an der westlichen Grenze der Freistrah-

region beginnen müßte. Die hier erzwungene Absinkbewegung ist aber dynamisch durch die Strahlströmung des Golfstroms bedingt und nicht wie die eigentliche Konvergenz, die östlich der Neufundlandbank beginnt, das Resultat der vor allem vom mittleren Windfeld erzeugten Oberflächenströmung. Den thermohalinen Aufbau der W_A -Region zeigen die Vertikalprofile an den Stationen 562 (Anhang, S. 144), 543/544/545 (Anhang, S. 141) und 361/359/357 (Anhang, S. 128 und 129). Aus der W_P -Region, die im Nordatlantik etwa durch die Werte $34.8^{\circ}/_{00}$ und 8° (Polarfront) abgegrenzt wird, stammt das Profil an der Station 535 (Anhang, S. 139) und das Temperaturprofil von BOOKER (Abb. 34). Die Station 347 (Anhang, S. 127), die in Sicht der Eisgrenze des Ostgrönlandstroms durchgeführt wurde, liegt bereits in der B_B -Region, deren Verhältnisse sich aber in den Sommermonaten von denen der W_P -Region nicht wesentlich unterscheiden [35].

Im Randwasser an der linken Flanke des Golfstroms liegen die Stationen 543, 544, 545 und 546. Von den ersten 3 Stationen in Höhe der Hudson-Mündung erfolgte der Übergang vom Slope-water zum Golfstromwasser mit einem Temperatursprung von 10° auf weniger als einer Schiffslänge. Weiter stromab an der Station 565 südlich Neuschottlands betrug der Temperaturunterschied nur noch 4° . Die Grenze zwischen E- und W-Region schwankt hier mit dem Mäandrieren der Strömung. In Abb. 1 (bzw. 24) ist nur die mittlere Lage eingetragen. Der stufenförmige Verlauf von t und S an den drei erstgenannten Stationen weist darauf hin, daß diese Serien außerhalb der Gegenströme vorgenommen wurden, die sich küstenwärts an den Golfstrom anschließen. Deutlich ist eine Zunahme des Salzgehalts mit der Tiefe erkennbar als Folge der kräftigen Verdunstungsvorgänge an der Meeresoberfläche und der dadurch eingeleiteten thermohalinen Konvektion. Die nur einen Tag nach Durchzug eines Orkans erfolgten Messungen deuten keine tiefreichende Vermischung infolge dynamischer Turbulenz an. Bei Station 562 dagegen ist die obere Mischungsschicht wahrscheinlich durch dynamischen Austausch stärker homogenisiert. Die übrigen Serien aus der Westwindtriftregion entstammen dem Anfang Mai 1959 durchgeführten Schnitt längs 30° W. (Von der kurzen Serie an Station 339 wurde keine Darstellung angefertigt.) Alle Stationen zeigen die um diese Jahreszeit einsetzende strahlungsbedingte Erwärmung der oberflächennahen Schichten. In der W_A - wie der W_P -Region sind neben kleineren Störungen kräftige Gradientänderungen in den allgemeinen Temperatur- und Salzgehaltsabfall mit der Tiefe zu eingeschaltet. Die Mächtigkeit der schwachgradientigeren Schichten schwankt zwischen 50 und 100 m (s. auch Abb. 34). Dieser Aufbau der Deckschicht dürfte das Resultat der durch die wechselhaften Windverhältnisse hervorgerufenen unterschiedlichen Advektionsvorgänge sein. Die größeren Unstetigkeiten fehlen an Station 361, die bereits am Südrand der W-Region in einem einheitlicheren Windfeld liegt. Eine Bearbeitung sorgfältiger Bathythermogramme der atlantischen Wetterschiffe vermag vielleicht statistische Beziehungen zwischen meteorologischen Faktoren und dem blättrigen Charakter der Deckschicht ergeben.

Die Einschaltung quasihomogener Schichten in das allgemeine Temperatur- und Salzgehaltsgefälle mit der Tiefe erlaubt es nicht, durch weitabständige Punkt-

messungen mit Wasserschöpfern und Kippthermometern die Amplitude und Periode interner Wellen in der Deckschicht richtig wiederzugeben.

6.6 Die Struktur der Deckschicht an der Station 347 im Grenzgebiet zwischen Irminger- und Ostgrönlandstrom (äußere Polarregion)

Station 347 (Anhang, S. 127) befindet sich in der Dänemarkstraße. Die Messungen reichten bis unmittelbar über Grund (356 m). In Bodennähe überströmt mit einer Mächtigkeit von 60 m kaltes Arktisches Tiefenwasser aus dem Norwegisch-Grönländischen Becken die Grönland-Island Schwelle. Ähnliche Verhältnisse zeigt auch das Temperaturprofil nach BOOKER (Abb. 34) auf dem Island-Färör-Rücken.

Oberhalb der Sprungschicht, ab 220 m etwa, liegen an Station 347 relativ warme Wassermassen des Irmingerstroms, die in den oberen 40 m Aussüßungserscheinungen durch Mischung mit Schmelzwasser zeigen. Die Station befand sich wenige Seemeilen außerhalb des Treibeisgürtels, um die Kabel der Meßgeräte nicht durch Eisschollen zu gefährden. Die unmittelbar oberhalb der Sprungschicht auch in den Titrationswerten angedeutete Zunahme des Salzgehalts könnte das Resultat von Absinkprozessen sein, die durch Verdunstung eingeleitet wurden. Wahrscheinlicher handelt es sich aber um weniger von Schmelzprozessen ausgesüßtes Irmingersee-Wasser. Das Salzgehaltsminimum innerhalb der Sprungschicht weist auf den Einschub kälteren Schmelzmischwassers hin, das weiter zur Eisgrenze hin abgesunken ist, wo die Oberflächentemperatur unter 2° liegt (die Gradientenabnahme in der Sprungschicht ist dafür kennzeichnend).

Der Unterschied zwischen elektrischen und titrierten Salzgehaltswerten ändert beim Übergang vom Schmelzmischwasser zum Irmingersee-Wasser sein Vorzeichen, was auf eine geänderte Zusammensetzung der Meersalze in beiden Wasserkörpern hindeutet. Die Differenz liegt jedoch an der Grenze der Meßgenauigkeit des T-S-Fühlers. Die Wirkung der Schmelzvorgänge in der B_x-Region bestimmt zusammen mit den windbedingten Austausch- und Advektionsvorgängen den thermohalinen Aufbau der Deckschicht. Kleinere Gradientenänderungen charakterisieren auch beim Überströmen der Schwellen das homogene Tiefenwasser.

7 Schwingungsvorgänge in der ozeanischen Deckschicht anhand von Dauer- oder Wiederholungsmessungen mit dem T-S-Fühler

Mit dem Auftreten von Schwingungsvorgängen (internen Wellen) ist in allen Teilen des Weltmeeres zu rechnen. Der sichere instrumentelle Nachweis derartiger Vorgänge ist aber ähnlich wie die Durchführung direkter Strommessungen auf hoher See mit einem großen Aufwand verbunden.

Entsprechend der von außen wirkenden Kraft, die einen mehr oder weniger geschichteten Wasserkörper zum Mitschwingen anregt, unterscheidet man

	Periode	erzeugt durch
1. Kurze interne Wellen (Stabilitätsschwingungen)	abhängig vom Dichtegradienten (Abb. 44)	Turbulenz, Konvektion
2. lange interne Wellen	Gezeitenperioden	gezeitenerzeugende Kräfte
3. Trägheitswellen	Trägheitsperiode $\frac{12}{\sin \varphi}$ (Std.)	meteorologische Felder

Die Theorie der langen internen Wellen [47] erlaubt die Berechnung der Periode, der relativen Amplitude sowie der Fortpflanzungsgeschwindigkeit bei einer eng-abständigen vertikalen Dichteverteilung in beliebig stabil geschichteten Wasserkörpern.

Stabilitätsschwingungen im offenen Ozean wurden von HAURWITZ u. a. (1959) (Temperaturmessungen vor den Bermudas) und KRAUSS (1961) (Stromgeschwindigkeitsschwankungen auf dem Island-Färör-Rücken) untersucht. Nach beiden Untersuchungen scheint in allen Horizonten die Stabilitätsperiode aus dem Bereich des maximalen Dichtegradienten zu dominieren.

Im Interesse einer möglichst raschen Vermessung der Vertikalprofile wurden Festhorizontmessungen mit dem T-S-Fühler meist nur über 2 bis 4 Minuten Dauer durchgeführt. Am Ende der V. Expedition gelang es auf Station 387 (18° S, 30° W) bei Dauermessungen in 80 m Tiefe (maximaler Dichtegradient) und 135 m (Zone geringer Stabilität unterhalb der sommerlichen Sprungschicht) Stabilitätsschwingungen nachzuweisen. Abb. 43 enthält die Resultate der Leitfähigkeits- und Temperaturmessungen; Tab. 17 gibt einen Überblick über die Amplitude und Periode der Schwingungen.

Die kurzperiodischen kräftigen Eigenschwingungen der Sprungschicht in 80 m (siehe auch Vertikalprofil im Anhang, S. 134) regen die Wassermassen darunter

TABELLE 17
Zur Periode und Amplitude von Stabilitätsschwingungen an Station 387

(a) Tiefe [m]	σ_t	$\frac{d\sigma}{dz}$	$\frac{dt}{dz}$	$\frac{dS}{dz}$	$T_{ber.}$	$T_{beob.}$
70	24.71	$4.0 \cdot 10^{-5}$	0.206 °C/m	0.031 g/kg m	5.3—6.3 min	7 min
80	25.11	bis	bis	bis		
90	25.29	$2.9 \cdot 10^{-5}$	0.135°/m	0.016 g/kg m		
130	25.51	$1.0 \cdot 10^{-6}$	0.031 °C/m	0.011 g/kg m	33.8 min	6—7 min
140	25.52					
Mittlere Schwankung						
(b)	der Temperatur		des Salzgehalts			
in 80 m	2.3 °C = 17 bis 11 m		0.25‰ = 15.5 bis 8 m			
in 135 m	0.17 °C = 5.5 m		0.06‰ = 5.4 m			

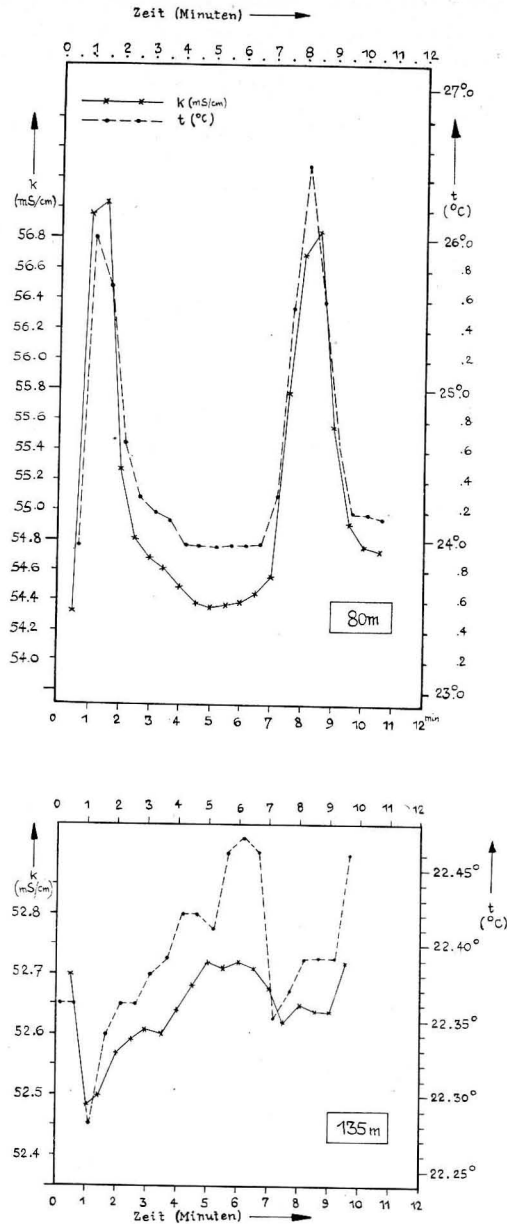


Abb. 43. Dauermessungen von Temperatur und elektrischer Leitfähigkeit an der Station 387 (28. 5. 59)
 a) Ergebnisse in 80 m Tiefe
 b) Ergebnisse in 135 m Tiefe

und sehr wahrscheinlich auch darüber zum Mitschwingen an. Die Höhenamplitude der Sprungschichtschwankung wird von den Annahmen über das vertikale Temperatur- und Salzgehaltsgefälle bestimmt. Der kleinere Wert des Schwankungsbetrages ist dabei der (Tab. 17 b) wahrscheinlichere, da die Dauerregistrierung wie auch das Vertikalprofil und Tab. 17 a deutlich zeigen, daß ein linearer Verlauf des t - bzw. S -Gefälles nicht angenommen werden kann. Die bei derartigen kurzen Schwankungen der Sprungschicht auftretenden Vertikalgeschwindigkeiten liegen bei einigen cm/s und müßten instrumentell nachweisbar sein.

Welche Ursache für die Erregung derartiger Schwankungen an der Station in Frage kommt, läßt sich nicht mit Sicherheit sagen. Laut Tagebuch der Bordwetterwarte herrschten zum Zeitpunkt der Messung folgende Wind- und Seegangsverhältnisse:

- Wind aus 90°/9 m/s (SE-Passat)
- Seegang 3, visuell geschätzte Wellenhöhe: 2.5 bis 3 m
- Wellenperiode: 5 bis 7 s

Nach NEUMANN (1955) ist unter diesen Verhältnissen die Orbitalbewegung der Windwellen bereits weit oberhalb der Sprungschicht völlig erloschen.

Eine Dünung (aus der südatlantischen Westwindtrift) war sicher vorhanden, doch Beobachtungen darüber liegen wahrscheinlich wegen der vorherrschenden Windsee nicht vor. Die Reibungstiefe der vom Passat erzeugten Windtrift liegt bei 125 m, möglicherweise war die Strömung für die Anregung der Eigenschwingungen verantwortlich.

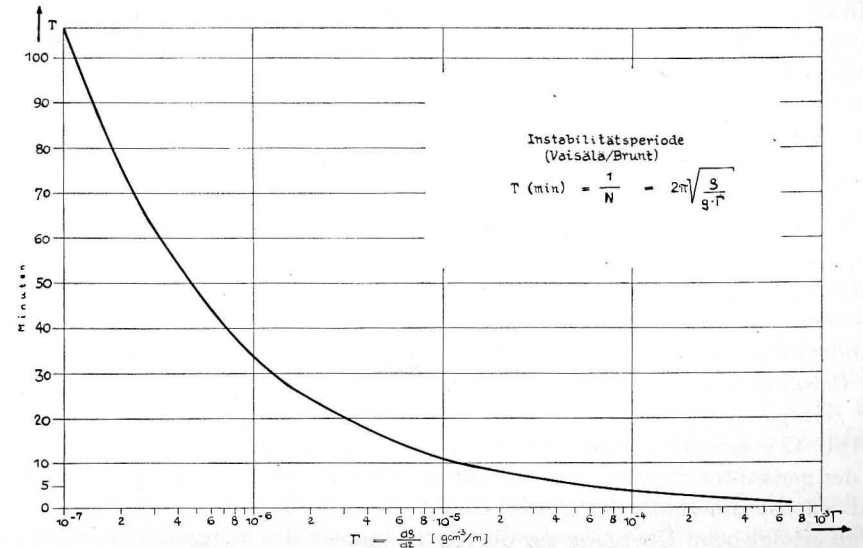


Abb. 44. Abhängigkeit der Periode von Stabilitätsschwingungen (Ordinate) nach VAISÄLÄ/BRUNT vom Dichtegradienten (Abszisse)

Die Registrierung in 135 m weist auf eine Abnahme der Amplitude hin und deutet eine längere Schwingungsperiode an, die aber von der Eigenschwingung der Dichtesprungschicht überlagert ist.

Aus Abb. 44 geht hervor, daß unter ozeanischen Verhältnissen die Registrierfolge (30 s) des T-S-Fühlers ausreicht, um damit Stabilitätsschwingungen zu untersuchen. In stark geschichteten Randmeeren (z. B. Ostsee) erreicht das Dichtegefälle in den Sprungschichten aber Werte von einigen $10^{-3} \text{ g cm}^{-3}/\text{m}$; hier beträgt die Stabilitätsperiode nur noch wenige Vielfache der Meßwertfolge. Das Gerät ist dann außerdem nicht mehr in der Lage, die raschen Änderungen zeitlich richtig abzugleichen.

Zum Nachweis langer interner Wellen konnten auf Station 540 (etwa $32^{\circ} 07' \text{ N}$, $77^{\circ} 44' \text{ W}$) in rund 3stündigem Abstand Vertikalserien durchgeführt werden. Da die an dieser Position für Strommessungen verankerte Boje in der starken Strömung des Golfstroms (4 kn) ins Treiben geriet und durchschnittlich $1\frac{3}{4} \text{ sm/h}$ verfriftete, mußte auf die mögliche Verankerung des Schiffes verzichtet werden, um in Radarsicht der Boje bleiben zu können. Die Ergebnisse dieser eintägigen Trift (Abb. 41) wurden bereits in Abschnitt 6.4 diskutiert. Die Wasserschöpferserie (VII) der sowjetischen hydrologischen Gruppe diente zur Vervollständigung der 24-stündigen Meßserie, da zu diesem Zeitpunkt der T-S-Fühler wegen des Einholens der Strommesserboje nicht mehr ausgelegt werden konnte.

Die Schwankungen in den verschiedenen Meßhorizonten geben nur dann ein richtiges Bild von der Periode und Phase der langen internen Wellen, wenn angenommen werden kann, daß die Ausbreitung der Wellen senkrecht zur Triftrichtung erfolgte.

In allen anderen Fällen ist die Zeitskala falsch, da die Fortpflanzungsgeschwindigkeit interner Gezeitenwellen bei 1 bis 2 m/s liegt, also von derselben Größenordnung ist wie die Triftgeschwindigkeit. Die Verfriftung ist mit Einschränkungen vernachlässigbar, wenn als erregende Kraft etwa großräumige meteorologische Windfelder anzunehmen sind, da die Ausbreitung der Trägheitsschwingungen (in dieser Breite von fast der gleichen Periode wie die ganztägige Gezeit) rund 10mal über der der Gezeitenmischungswellen liegt.

Über die Ausbreitungsrichtung interner Wellen liegen kaum Untersuchungen vor. GAUL (1961) beobachtete auf dem Shelf vor New York senkrecht auf die Küste auflaufende Wellen auf Grund von Dreipunktmessungen verankerter Bojen, an denen sich fernregistrierende Halbleiterthermometer befanden. Die Flutstundenlinien der halbtägigen Tide M_2 weisen nach DIETRICH (1957) im Bereich der Carolina-Küste auf eine quer zur Floridaströmung stattfindende Ausbreitung der „erregenden Kraft.“

Abb. 42 zeigt eine vereinfachte Darstellung der internen Schwingungsvorgänge an der genannten Station. Die scheinbare Periode beträgt in 200 m Tiefe 12 Std. und wächst innerhalb der Sprungschicht zur Oberfläche zu auf rund 15 Std. Dann erfolgt beim Übergang zur oberflächennahen Mischungsschicht ein Phasensprung von 180° , und alle Meßhorizonte zeigen innerhalb der Meßgenauigkeit eine einheitliche ganztägige Periode.

Da nach der Theorie für die langen internen Wellen eine konstante Periode angenommen wird und nur Phase und Geschwindigkeit entsprechend des Dichtegefälles sich ändern, deutet die Verzerrung der Periode innerhalb der mehrfach geschichteten Sprungfläche auf einen Einfluß der Triftgeschwindigkeit. Die Schwingungen in der Mischungsschicht könnten Trägheitsschwingungen sein.

Unabhängig von der Ausbreitungsrichtung der Wellen ist die Amplitudenverteilung, die interne Wellen von 40 m Höhe zeigt.

Zusammengefaßt zeigen die Wiederholungsserien auf Station 540, daß die Vielfalt der internen Schwingungen mit dem Leitfähigkeitsgerät auch in einem kompliziert geschichteten Wasserkörper sehr schnell und genau in allen Meßhorizonten erfaßt werden kann. Bei stationären Verhältnissen (Ankerstationen) dürfte sich der mit dem T-S-Fühler bestimmte zeitliche Verlauf der kontinuierlichen vertikalen Dichteverteilung zur Nachprüfung der FJELDSTADSchen Theorie über die Phasen- und Amplitudenverteilung interner Wellen in einem stetig geschichteten Wasserkörper eignen.

8 Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit stützt sich auf Beobachtungsmaterial, das erstmals mit einem quasikontinuierlich anzeigenden Meßgerät „in situ“ ermittelt wurde. Das Gerät kam auf Expeditionen mit dem Forschungsschiff „Michail Lomonossow“ des Seehydrophysikalischen Instituts der Akademie der Wissenschaften der UdSSR in den Jahren 1958/60 im Atlantik zum Einsatz. Es gestattet die Bestimmung der Verteilung der Temperatur, der elektrischen Leitfähigkeit und des Drucks in der Meßtiefe bis 400 Meter.

Nach einem einleitenden Überblick über die verschiedenen Wege bei der Anwendung der Leitfähigkeitsmeßmethode in der Meereskunde werden das Meßprinzip, die Auswertemethode und die Genauigkeit des im Institut für Regelungstechnik Berlin in Zusammenarbeit mit dem Institut für Meereskunde entwickelten Gerätes mitgeteilt. Durch die Berechnung einer neuen Tabelle zur Bestimmung des Salzgehalts aus der Temperatur (0° bis 28°C) und der Leitfähigkeit (28 bis 60 mS/cm) sowie durch genaue Berücksichtigung des Druckeinflusses auf die elektrische Salzgehaltsbestimmung erreicht die Genauigkeit des Gerätes fast die der herkömmlichen Chlortitration. Zwischen Salzgehaltswerten auf elektrolytischer und titrimetrischer Basis ergeben sich Unterschiede, die eine Folge der inhomogenen Zusammensetzung der Meerwassersalze unter ozeanischen Verhältnissen sind. Zum Abschluß des instrumentell-methodischen Teils wird die allgemeine Problematik der Salzgehaltsbestimmung dargestellt, und Hinweise zum weiteren Ausbau der Leitfähigkeitsmethode, vor allem für „in situ“ Meßverfahren, werden gegeben.

Die Diskussion der Vertikalprofile von Temperatur und Salzgehalt lehnt sich an eine Einteilung des Atlantiks in meeresklimatische Regionen nach DIETRICH an. Die Feinstruktur der Schichtung in den einzelnen Meeresgebieten wird aus den Strömungsverhältnissen und den Energieumsetzungen zwischen Meer und Atmo-

sphäre erklärt. Sämtliche Messungen zeigen kleinere Unstetigkeiten im vertikalen Temperatur- und Salzgehaltsverlauf, die als eine Folge des quantenhaften Charakters des thermohalinen und dynamischen Austausches angesehen werden.

In verschiedenen Stromregionen ergeben sich aus der kontinuierlichen Dichte- bzw. Stabilitätsverteilung neue Auffassungen über die thermohaline Struktur und die Zirkulationsverhältnisse in den oberen 400 Metern. So ist als Resultat der Mischungskonvektion und der dynamischen Turbulenz unter dem intermediären subtropischen Salzgehaltsmaximum eine Zone mit stärkerem Vertikalaustausch in die Sprungschicht eingeschaltet. Im Golfstrom wird die blättrige Anordnung der am Massentransport beteiligten Wasserkörper und die Erhaltung der in der kräftigen Strömung liegenden Grenzschichten behandelt. In der Westwinddriftregion sind die wechselnden Stromversetzungen für die besondere Häufung kleiner Unstetigkeiten im vertikalen Temperatur- und Salzgehaltsgefälle verantwortlich. Den Abschluß des regionalen Teils bilden Ergebnisse über kurzperiodische Stabilitätsschwingungen und lange interne Wellen, die mit dem neuen Gerät bei Dauer-messungen beobachtet wurden.

Zusammengefaßt zeigen die kontinuierlichen Messungen gegenüber den weit auseinander liegenden Wasserschöpfer- und Kippthermometerbeobachtungen nicht nur den wirklichen dreidimensionalen Aufbau des Meeres, sondern geben auch einen besseren Einblick in die Vorgänge, die zu einer vielfältigen Schichtung im Meer führen.

Meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. ing. habil. E. BRUNS, Direktor des Instituts für Meereskunde der Forschungsgemeinschaft der Deutschen Akademie der Wissenschaften, danke ich für das ständige Interesse, das er dem Fortgang der Arbeit entgegenbrachte. Nur durch seine Unterstützung gelang es überhaupt, die verschiedenen Schwierigkeiten bei der Vorbereitung und Durchführung der Untersuchungen im Atlantik zu überwinden und die Arbeit abzuschließen.

Literatur

- [1] ADAMS, L. H. and HALL, R. E., The effect of pressure on the electrical conductivity of solutions of sodium chloride and other electrolytes. *J. physic. Chem.*, vol. 35, (1931) pp. 2145—2163 Ithaca N. Y.
- [2] ARX, W. S. von, A salinometer for use in brackish water. *J. Marine Res.* 6 (1947) H. 2, S. 139—145.
- [3] AULT, J. P., Oceanographic investigations on the cruise VII of the „Carnegie“ 1928—31. *Bull. Nat. Res. Council No. 61* (1927) S. 201.
- [4] AULT, J. P. and FLEMING, J. A., Programm of scientific work on cruise VII of the „Carnegie“ 1928—1931. *Erg.-Heft der Z. d. Ges. f. Erdk. Nr. 3* (1928) S. 41—55.
- [5] AURICH, J., Versuch einer biologischen Gliederung des nördlichen nordatlantischen Ozeans auf Grund der Verteilung des Großplanktons während der deutschen Forschungsfahrten im Internationalen Geophysikalischen Jahr. *Erg.-heft zur Dt. Hydr. Z., Reihe B, H. 3*, (1959) S. 93—98.
- [6] BATHER, J. M. and RILEY, J. P., The precise and routine potentiometric determination of the chlorinity of sea water. *J. d. Conseil* 18 (1952) S. 277—286.
- [7] BEIN, W., HIRSEKORN, H.-G. und MÖLLER, L., Konstantenbestimmungen des Meerwassers und Ergebnisse über Wasserkörper. *Veröff. Inst. f. Meereskunde Berlin, N. F. A 28* (1935) 240 S.
- [8] BLJKER, J., Salt content measurements of river water by means of a self recording conductivity meter. *Anal. Chimic. Acta* 2 (1948) S. 628—634.
- [9] BLINOW, L. K., Einige Aufgaben der Hydrochemie in Flußmündungen an Meeren (russ.). *Trudy Gosud. Okean. Inst.*, B. 52 (1960).
- [10] BÖHNECKE, G., Atlas zu „Temperatur, Salzgehalt und Dichte an der Oberfläche des Atlantischen Ozeans“. *Deutsche Atlant. Exped. „Meteor“ 1925/27 Wiss. Ergeb. Bd. V* (1936).
- [11] BOGDANOW, M. A., POTAITSCHIK, S. I. und EBELMAN, M. S., Die Erforschung des Farör-Island-Rückens (russ.). *Okeanologija* 1 (1961) H. 2, S. 333—335.
- [12] BOOKER, P. G. New sea temperature measuring device. *J. d. Conseil* 26 (1961) H. 2, S. 133—147.
- [13] BRIDGEMANN, P. W., The effect of pressure on the viscosity of forty-three liquids. *Proc. Americ. Acad.* 61 (1926) H. 3, S. 57—150.
- [14] BROWN, N. L. and HAMON, B. V., An inductive salinometer. *Deep Sea Res.* 8 (1961) H. 1, S. 65—75.
- [15] BRUJEWITSCH, S. W. Über die Hauptsalzkomponenten des Ozeanwassers und die Berechnung des Salzgehaltes nach KNUDSEN. (russ.) *Trudy Inst. Okeanolog. ANSSSR*, 47 (1961), S. 144—149.
- [16] BRUNS, E., Meereskundliche Expeditionen der DDR auf dem Forschungsschiff „M. W. Lomonossow“ im Atlantischen Ozean. *Beitr. z. Meereskunde, H. 1*, (1961) S. 7—18.
- [17] CARRIT, D. E., Chemical measurements. *Sympos. Oceanogr. Instrum. Santa Fé Cal. 1952 Nat. Res. Council., Divis. Physic. Sc.* (1952) S. 166—193.
- [18] CARRIT, D. E. and CARPENTER, J. H., The composition of sea water and the salinity-chlorinity-density problem. *Nat. Acad. Sc., Nat. Res. Council Public. No. 600* (1959) S. 67—86.
- [19] CHAUCHARD, A., Variations de la salinité des estuaires mesurees „in situ“ par la conductibilité électrique. *Compt. Rend. Acad. Franc. No. 185* (1927) S. 1503—1505.
- [20] CHAUCHARD, H., Études physico-chimiques sur les eaux de la Rance canalisée. Cahors-Paris 1939.

- [21] CHUNDCHUA, G. G., Direkte Registrierung von Temperatur und Salzgehalt im Antarktischen Sektor des Stillen Ozeans. (russ.). Westnik Mosk. Univ. No. 4 (1960) S. 47—51.
- [22] CHUNDCHUA, G. G., Zur Theorie der kontaktlosen Bestimmung des Salzgehaltes des Meerwassers. (russ.) Izvest. ANSSSR, ser. geofiz. H. 2 (1961).
- [23] MC COURT, C. F., An instrument for the measurement of the density of aqueous ionic solutions. *J. sci. Instruments* **30** (1953) S. 241—245.
- [24] COX, R. A., The constancy of the ratio between conductivity and chlorinity in sea water. ICES-Tagung Kopenhagen 1959 — Hydr. Comm. No. 110 (1959 a).
siehe auch:
FOLKARD, A. R. and TAYLOR, M. E. U., Investigations into the determination of salinity by means of the N. I. O. thermostat salinity meter. ICES-Tagung Kopenhagen 1959 — Hydrographic Committee No. 40 (1959).
- [25] COX, R. A., The preparation and use of sea water sealed in glass tubes as a standard of conductivity. ICES-Tagung Kopenhagen 1959 — Hydr. Comm. No. 111 (1959 b).
- [26] CCX, R. A., The composition of ocean sea water. Abstr. Intern. Assoc. Phys. Oceanogr. XII General Assembly UIGG, Helsinki 1960 (a).
- [27] CCX, R. A., The progress of the standard sea water investigations. ICES-Tagung Moskau 1960 — Hydr. Comm. No. 228 (1960 b).
- [28] COX, R. A., CULKIN, F., GREENHALGH, R. and RILEY, J. P., Chlorinity, conductivity and density of sea water. ICES-Tagung Kopenhagen 1961 — Hydr. Comm. No. 155 (1961).
- [28a] COX, R. A. u. a., *Nature*, **193** (1962) No. 4815, S. 518—520.
- [29] CULBERTSON, M. F., An oceanographic slide rule for computation of temperature, depth and salinity. *Trans. Americ. Geophys. Union* **36** (1955) H. 3, S. 473—480.
- [30] DEFANT, A., Die systematische Erforschung des Weltmeeres. Z. d. Ges. f. Erdk. (Jubil. Sonderband) Berlin 1928, S. 470.
- [30 a] DEFANT, A. und WÜST, G., Die Mischung von Wasserkörpern, im System $S = f(t)$. *Rapp. et Proc.-Verbaux* **64** (1930) S. 40—48.
- [31] DEFANT, A., Die Gezeiten und die inneren Gezeitenwellen des Atlantischen Ozeans. *Wiss. Ergeb. „Meteor“* Bd. VII, Teil I (1932).
- [32] DEFANT, A., Schichtung und Zirkulation des Atlantischen Ozeans. Die Troposphäre. *Wiss. Erg. Dt. Atlant. Exp. „Meteor“* Bd. VI, Teil I, 3. Lieferung 1936 (a).
- [33] DEFANT, A., Atlas zur Schichtung und Zirkulation des Atlantischen Ozeans. *Wiss. Ergeb. „Meteor“* Bd. VI, Teil C „Die Troposphäre“ 1936 (b)
- [34] DEFANT, A., *Physical Oceanography*, vol. 1. Pergamon Press 1961.
- [35] DIETRICH, G., Beitrag zur vergleichenden Ozeanographie des Weltmeeres. *Kieler Meeresforschungen* **12** (1957) H. 1, S. 3—24.
- [36] DIETRICH, G., *Allgemeine Meereskunde*. Berlin 1957.
- [37] DITTMAR, W., Report on researches into the composition of ocean water collected by H. M. S. „Challenger“. *Challenger Reports, Physics and Chemistry*, London, vol. 1 (1884) S. 1—251.
- [38] DOROSCHIEWSKI, A. G. und DWORSCHANTSCHIK, S. W., Zur Frage der Anwendung der elektrischen Leitfähigkeit beim Studium natürlicher Gewässer. (russ.). *J. Russ. Physik.-Chem. Ges. St. Petersburg, Abt. Chemie*, **45** (1913) H. 7/9. 1913.
- [39] DORRESTEIN, R., Een registrerende elektrische Zoutgehalts- en Temperatuurmeter voor Gebruik op Zee. *Kgl. Neederl. Meteorol. Inst. Meded. en Verh.* **59** (1954) S. 387 bis 403.
- [39a] DORRESTEIN, R., An electrical recorder of salinity and water temperature for use at sea. *Int. Hydrographic Rev.* **33** (1956) H. 2, S. 177—189.

- [40] DOWLING, G. B., The Bathyconductograph, an new oceanographic tool. *J. Geophys. Res.* **66** (1961) H. 8, S. 2526.
s. a.: New tool for defense and research. *Proceed. Naval Res.* 1961, S. 24—25.
- [41] EDMONDSON, W. T., Measurements of conductivity of lake water „in situ“. *Ecology* **37** (1956), S. 201—204.
- [42] ESTERSON, G. L. and PRITCHARD, D. W., C. B. I. salinity-temperature meters. *Proceed. of the 1st Conf. on Coastal Engrg. Instr., Berkeley Cal.* 1955, Univ. Calif. Council on Wave Research of the Engineering Foundation 1956, S. 260—271.
- [43] FALKENHAGEN, H., *Elektrolyte*. Leipzig 1933. 2. veränd. Aufl. Leipzig 1953.
- [44] FALKENHAGEN, H., KELBG und SCHMUTZER, Tabellen zur Leitfähigkeit von Meerwasser. In:
LANDOLT-BÖRNSTEIN: Zahlenwerte und Funktionen. Bd. II, Teil 7, Elektr. Eigenschaften, 1960, S. 128.
- [45] FILARSKI, J., JANKO, A., OLSZANSKI, S. und ZAGORSKI, Z., Apparatur zur Fernmessung von Temperatur und Salzgehalt des Meerwassers (poln.). *Prace Morskiego Instytutu Rybackiego w Gdyni* Nr. 10/A (1959) S. 51—67.
- [46] FINK, J., Über den Einfluß des Druckes auf den elektrischen Leitungswiderstand von Elektrolyten. *Wiedem. Ann. Physik u. Chemie, Neue Folge* Bd. 26 (1885), H. 12, S. 481—517.
- [47] FJELSTAD, J. E., Interne Wellen. *Geofysiske Publikationer* **10** (1933) No. 6, S. 53.
- [48] FOFONOFF, N. P., Some properties of sea water influencing the formation of Antarctic bottom water. *Deep Sea Res.* **4** (1956), S. 32—35.
- [48a] FOFONOFF, N. P., Interpretation of oceanographic measurements-thermodynamics. *Nat. Acad. Sc., Nat. Res. Council Publ. No. 600* (1959) S. 38—66.
- [49] FORD, W. L., The field use of a salinity-temperature-depth recorder. *J. Marine Res.* **8** (1949) No. 1, S. 84—96.
- [50] FORD, W. L. and MILLER, A. R., The surface layer of the gulf stream and adjacent waters. *J. Marine Res.* **11** (1952a), No. 3, S. 267—279.
- [51] FORD, W. L., LONGARD, J. R. and BANKS, R. E., On the nature, occurrence and origin of cold low salinity water along the edge of the gulf stream. *J. Marine Res.* **11** (1952b), No. 3, S. 281—293.
- [52] FUGLISTER, F. C. and WORTHINGTON, L. V., Some results of a multiple ship survey of the Gulf Stream. *Tellus* **3** (1951), No. 1, S. 1—14.
- [53] FUGLISTER, F. C., *Atlantic Ocean Atlas*. Woods Hole/Mass. 1960.
- [54] GAUL, R. D., Observations of internal waves near Hudson Canyon. *J. Geophys. Res.* **66** (1961), H. 11, S. 3821—3830.
- [55] GERMAN, J. C., An inductive salinity meter for „in situ“ measurements, *J. d. Conseil* **26** (1960) H. 1, S. 21—32.
- [56] GHEORGHIU, V. G. et CALINICENCO, N., La conductibilité de l'eau de la mer Noire et des lacs littoraux. Sa variation en fonction du temps, de la position et la profondeur. *Ann. Sc. Univ. Jassy* **23** (1937a) H. 1, S. 27—45.
- [57] GHEORGHIU, V. G. et CALINICENCO, N., Relations entre la salinité de l'eau de la mer Noire et la conductibilité électrique, la densité, ou l'indice de réfraction. *Ann. Sc. Univ. Jassy* **23** (1937b) H. 1, S. 222—255.
- [58] GHEORGHIU, V. G. et CALINICENCO, N., Étude sur la variation de la conductibilité électrique de l'eau de la mer Noire avec la température et son emploi à la mesure de la température de l'eau marine. *Ann. Sc. Univ. Jassy* **26** (1940) S. 3—18.
- [59] HARWELL, K. E. and HOOD, D. W., Salinity meter for sonar measurements. *Electronics* **1954**, S. 172—174.
- [60] HAMON, B. V., A portable temperature-chlorinity bridge for estuarine investigations and sea water analysis. *J. sci. Instruments* **33** (1956) S. 329—333.

- [61] HAMON, B. V., A temperature-salinity-depth recorder (Letter to the editor). *J. d. Conseil* **21** (1955) H. 1, S. 72—73.
- [62] HAMON, B. V., The effect of pressure on the electrical conductivity of sea water. *J. Marine Res.* **26** (1958) H. 2, S. 83—89.
- [63] HAURWITZ, B., STOMMEL, H. and MUNK, W. H., On thermal unrest in the ocean. *Rosby Memorial Volume*, New York 1959, S. 74—94.
- [64] HESSELBERG, TH., Über die Stabilitätsverhältnisse bei vertikalen Verschiebungen in der Atmosphäre und im Meer. *Ann. Hydr. marit. Met.* **48** (1918) S. 118—129.
- [65] HERMANN, F., KALLE, K., KOCZY, F., MANIECE, W. und TSCHERNIA, P., Report from the sub-committee for considering standard methods for salinity determination. *J. d. Conseil* **24** (1959) H. 3, S. 429—445.
- [66] HILL, E., The electrical conductivity and refracting power of ninety samples of sea water, and a comparison of these with the salinity and density. *Proceed. Roy. Soc. Edinb.*, **27** (1906) S. 233—243.
- [67] HINKELMANN, H., Ein Gerät zur Schnellregistrierung des Druckes, der Temperatur und des Salzgehaltes für Anwendungen in der Ozeanographie. *Kieler Meeresforschungen* **12** (1956) H. 2, S. 200—201.
- [67a] HINKELMANN, H., Gerät zur Schnellregistrierung in der Ozeanographie. *Z. angew. Physik* **9** (1957) S. 505—513.
- [68] HINKELMANN, H., Ein Verfahren zur elektrodenlosen Messung der elektrischen Leitfähigkeit von Elektrolyten. *Z. angew. Physik* **10** (1958) S. 500.
- [69] HINKELMANN, H., Über eine Darstellung der elektrischen Leitfähigkeit als Produkt zweier Funktionen zum Zwecke einer direkten Messung des Salzgehaltes mit elektrischen Sonden. *Kieler Meeresforschungen* **16** (1960) H. 1, S. 3—8.
- [70] HINKELMANN, H., Nachbildung der Temperaturabhängigkeit der Leitfähigkeit des Seewassers mit Platinthermometern. *Kieler Meeresforschungen* **27** (1961) H. 1, S. 25—31.
- [71] HOY, I., A portable conductivity bridge for field use. *J. Fish. Res. Board Canada*, **16** (1959) H. 3, S. 381—382.
- [72] HUEBNER, G. L., Note on radio frequency salinity measuring equipment at Texas A. and M. College. *Nat. Acad. Sc., Nat. Res. Council, Public. No. 600* (1959) S. 155.
- [73] Hydrographic Department Admiralty, Electrical conductivity of sea water. *Oceanographic information sheet. H. D. 481* (1945).
- [74] ISTOSCHIN, J. W., Verbreitungsgebiet des 18°-Wassers in der Sargasso-See (russ.). *Okeanologija*, Tom **1** (1961) H. 4, S. 600—607.
- [75] JACOBSON, A. W., An instrument for recording continuously the salinity, temperature and depth of sea water. *Trans. Mon. Americ. Electr. Engrs.*, **67** (1948) H. 1, S. 714 bis 722.
- [76] KALLE, K., Ein einfaches Kleinräometer zur exakten Bestimmung des Salzgehaltes im Meerwasser. *Dt. Hydr. Z.* **10** (1957) H. 3, S. 99—108.
- [77] KARSTEN, G., unter Mitarbeit von WEBER, L., Über die bisherigen Ergebnisse und über fernere Aufgaben zur Physik der deutschen Meere. *Wiss. Meeresuntersuchungen (N.F.)* Bd. I (1896) H. 2, S. 167—180.
- [78] KASTEN, H., Abschlußbericht „Salzgehaltsfühler“. VEB WTBG-IfR Berlin 1959, unveröffentlicht.
- [79] Kieler Howaldtswerke, Bathysonde (Typ T 85/1, T. 86/1 und T 87/1), Kiel 1960.
- [80] KNAUSS, J. A., Measurements of the Cromwell Current. *Deep Sea Res.* **6** (1960) S. 265—268.
- [81] KNUDSEN, M., Maaling of Havvandets Temperatur of Saltholdighed ved Hjaelp af elektrisk Telefonbro. *Berichte Komm. wiss. Unters. dän. Fahrwasser*, Bd. II (1900) H. 3.

- [82] KNUDSEN, M., FORCH, C. und SÖRENSEN, S. P. L., Bericht über die chemische und physikalische Untersuchung des Seewassers und die Aufstellung der neuen Hydrographischen Tabellen. *Wiss. Meeresuntersuchungen (N.F.)* Bd. VI, 1902 Abt. Kiel, S. 127 bis 184.
- [83] KRAUSS, W., Short period fluctuations of the bottom currents at Diamond-station H during the International Overflow Programm. *ICES-Tagung Moskau, Hydr. Comm. No. 218* (1961).
- [84] KROEBEL, W., Zur Meßmethodik von ozeanographischen Sondenmeßgeräten. *Kieler Meeresforschungen*, Bd. 27 (1961) H. 1, S. 14—24.
- [85] KRÜMMEL, O. und RUPPIN, E., Über die innere Reibung des Seewassers. *Wiss. Meeresuntersuchungen, N.F.* Bd. 9, Abt. Kiel (1906) S. 29—36.
- [86] KRYPOPOULOS, S., Die Druckabhängigkeit der Dielektrizitätskonstanten einiger Flüssigkeiten bis zu 3000 kg/cm². *Z. Physik* **40** (1926) S. 507—520.
- [87] LABOUREUR, L., Une nouvelle méthode pour la mesure des températures et de salinités sous-marines. *Revue des Travaux de l'Office des Pêches Maritimes Tome IV* (1931) H. 3.
- [88] LANDOLT-BÖRNSTEIN, Zahlenwerte und Funktionen. Bd. IV, 1. Teil Technik S. 591. 1955.
- [89] LANDOLT-BÖRNSTEIN, Zahlenwerte und Funktionen. Bd. II, 6. Teil Elektr. Eigenschaften. 1959, S. 687.
- [90] LEW, H., The salinometer model XI. Report No PS 251, Nat. Def. Council Canada Div. Physics and Engrg. Sept. 15, 1945.
- [91] LINCOLN, J. H., PAQUETTE R. G., and RATRAY, M., Microsalinometer for oceanographic model studies. *Trans. Amer. Geophys. Union* **36** (1955) H. 3, S. 406—412.
- [92] LUSSANA, S., Contributo allo studio delle resistenza elettrica delle soluzioni, considerate come funzione della pressione e della temperatura. *Il Nuovo Cimento, Serie IV, Tomo V, Pisa 1897, Teil 1; S. 357—385, Teil 2, S. 441—459.*
- [93] MAMAJEW, O., Die Cromwell-Strömung (russ.). *Priroda*, Nr. 2 (1961) S. 94—96.
- [94] MANLEY, J., *Proceed. Roy. Soc. Edinb.* **24** (1902) S. 347 (siehe auch HILL, E. (1906)).
- [95] MONTGOMERY, R. B., Ein Versuch, den vertikalen und seitlichen Austausch in der Tiefe der Sprungschicht im äquatorialen Atlantischen Ozean zu bestimmen. *Ann. Hydr. marit. Met.* **67** (1939) S. 242—246.
- [96] MULLER, PH.-T., Sur la variation de composition des eaux minérales et des eaux de source décelée a l'aide de la conductibilité électrique. *Compt. Rend. Acad. Franc.*, No. 132 (1901) S. 1046—1047.
- [97] MYER-COPLANS, Pilot Chart of the North Atlantic Ocean. January 1914 / siehe auch: ROUCH, J., *Traité oceanogr. physique II chap. X, p. 146—154, Payot-Paris 1946.*
- [98] NANSEN, F., The Oceanography of the North Polar Basin *Scient. Results Norweg. North Polar Expedition 1893/96, vol. 3* (1902) S. 197—211.
- [99] NEUMANN, G., On wind generated wave motion at subsurface levels. *Trans. Amer. Geophys. Union* **36** (1955) H. 6, S. 985—992.
- [100] PAQUETTE, R. G., Salinometers. *Nat. Acad. Sc., Nat. Res. Council, Publ. No. 600* (1959) S. 128—145.
- [101] POLLAK, M. J., The use of electrical conductivity measurements for chlorinity determination. *J. Marine Res.* **13** (1954) H. 2, S. 228—231.
- [102] PONSOW, A. G., Die elektrische Leitfähigkeit als Charakteristikum für die Eigenschaften von See- und Flußwasser und die Methode der Bestimmung des Salzgehaltes. (russ.) *Trudy Gosud. Okeanogr. Inst. B.* **49** (1960) S. 189—197.
- [103] PRITCHARD, D. W., The „in situ“ measurement of „salinity“ with the induction-conductivity indicator and comments on the use of sound velocity for „in situ“ measurements. *Nat. Acad. Sc., Nat. Res. Council, Publ. No. 600* (1959) S. 146—154.

- [104] ROCHE, A., La conductivité électrique pour déterminer la salinité de l'eau de mer. Bull. l'Institut Oceanographique Monaco, No. 779 (1939) 235.
- [105] RÖNTGEN, W. C., Über den Einfluß des Druckes auf das galvanische Leitungsvermögen von Elektrolyten. Nachr. Kgl. Ges. Wiss. Göttingen No. 12 (1893) S. 501—511.
- [106] RUPPIN, E., Bestimmung der elektrischen Leitfähigkeit. Wiss. Meeresuntersuchungen, Abt. Kiel, IX (1906) H. 4.
- [107] RUTTNER, F., Die Veränderung des Äquivalentleitvermögens als Maß der Karbonat-assimilation der Wasserpflanzen. Schweiz. Z. Hydrologie 10 (1948) S. 72—89.
- [108] SANDELS, E. G., An instrument for the measurement of salinity in estuaries. J. sci. Instruments 33 (1956) S. 424—428.
- [109] SAUVAGE DE SAINT-MARC, G. und BOUDAN, M., Mesure de salinité. Houille Blanche 6, spec. No. A (1951) S. 263—267.
- [110] SCHIEMER, E. W. and PRITCHARD, D. W., An induction conductivity-temperature indicator. Chesapeake Bay Institute — The John Hopkins Univ. Techn. Report XXV (1961) S. 75.
- [111] SCHLEICHER, K. A. and BRADSHAW, A. Z., A conductivity bridge for the measurement of salinity of sea water. J. d. Conseil 22 (1956) S. 9—20.
- [112] SCHLEICHER, K. E., A note on the constancy of the t/S relationship in a water mass. Erg.-heft zur Dt. Hydr. Z. Reihe B, Nr. 3 (1959) S. 46—47.
- [113] SCHNEIDER-CARIUS, K., Die Sprungschicht in der Troposphäre des Atlantischen Ozeans als hydrographisches Analogon zur Passatinversion der Atmosphäre. Met. Rdsch. 1 (1948) H. 9/10, S. 297—298.
- [114] SCHNEIDER-CARIUS, K., Die Grundschicht der Troposphäre. Leipzig 1953.
- [115] SCHOTT, G., Grundlagen einer Weltkarte der Meeresströmungen. Ann. Hydr. marit. Met. 70 (1942) S. 329 und Nachtrag 71 (1943) S. 281.
- [116] SCHUBERT, O. v., Die Strommessungen Pillsburys in moderner Betrachtung. Ann. Hydr. marit. Met. 60 (1932) S. 378—385.
- [117] SCHULEIKIN, W. W., Eine Methode zur Registrierung des Salzgehalts des Meerwassers (russ.). Trudy Taimirskoi Ekspedizii, Tom II, 1935; s. a.: SNESHINSKI, W. A., Praktische Ozeanographie Leningrad 1951.
- [118] SOPATSCH, E. D., Die elektrische Leitfähigkeit als Methode für die Bestimmung des Salzgehalts des Meerwassers. (russ.). Hydromet. Verlag Moskau 1958.
- [119] STEPANOW, W. N. und SCHAGIN, W. A., Typen der Änderung des Salzgehalts in der Vertikalen im Weltmeer. (russ.). Doklady ANSSSR, 136 (1961) No. 4, S. 927—930.
- [120] STOMMEL, H., The Gulf Stream — a physical and dynamical description. Berkeley/Los Angeles/London 1958.
- [120a] STOMMEL, H., Beispiele der Mischung und selbsterregten Konvektion im t - S -Diagramm (russ.). Okeanologija, II (1962) No. 2, S. 205—209.
- [121] SUBOFF, N. N., Ozeanologische Tabellen (russ.). Hydromet. Verlag, Leningrad, 3. Aufl. 1957(a); s. a.: 2. Aufl. Hydromet. Verlag Moskau 1940.
- [122] SUBOFF, N. N., Verdichtung bei Mischung von Meerwasser verschiedenen Salzgehalts und verschiedener Temperatur (russ.). Hydromet. Verlag Leningrad 1957(b).
- [123] SVERDRUP, H. U., JOHNSON, M. W. and FLEMING, R. H., The Oceans, their physics, chemistry and general biology. Prentice Hall Inc. 1942.
- [124] SWALLOW, M., Measuring deep currents in mid ocean. New Scientist 9 (1961) 740 bis 743.
- [125] SYSOJEW, N. N., Ausstellungs-Seminar ozeanologischer Apparate (russ.). Okeanologija 1 (1961) No. 1, S. 163—166.
- [126] TAMANN, G., Über den Einfluß des Druckes auf das elektrische Leitvermögen von Lösungen. Z. f. Elektrochemie u. angew. phys. Chemie 16 (1910) S. 592—599.
- [127] TAMANN, G., Der Druckeinfluß auf das elektrische Leitvermögen von Salzlösungen. Z. f. anorg. u. allg. Chemie 183 (1929) S. 1—29.

- [128] TAYLOR, G. I., Internal waves and turbulence in a fluid of variable density. Rapp. et Proc.-Verbaux 76 (1931) S. 35—42.
- [129] THOMAS, B. D., THOMPSON, T. G. and UTTERBACK, C. L., The electrical conductivity of sea water. J. d. Conseil IX (1934) H. 1, S. 28—35.
- [130] TORNØE, H., Nyt Magazin for Naturvidenskaberne, 34 (1893) S. 232.
- [131] THURAS, A. L., and WEIBEL, E. E., An electrical instrument for recording sea water salinity. J. Wash. Acad. VIII (1918a) H. 6, S. 145—153.
- [132] THURAS, A. L., An instrument for recording sea water salinity. J. Wash. Acad. VIII (1918b) H. 21, S. 676—687.
- [133] THURAS, A. L., Practical application of the electrical conductivity method of measuring seawater salinity. J. Wash. Acad. XI (1921) H. 7, S. 160—161.
- [134] ULLYOTT, P. and ILGAZ, O., Apparatus and methods for measuring the conductivity of natural waters in marine and semi-marine conditions. Revue de la Faculté des Sciences de l'Université d'Istanbul, A. 7 (1942) S. 190—227.
- [135] VOIGT, K., Äquatoriale Unterströmung auch im Atlantik. Beitr. z. Meereskunde, H. 1 (1961) S. 56—60.
- [136] VOORHIS, A. D., Evidence of an eastward equatorial undercurrent in the Atlantic, from measurements of the current shear. (Letter to the editor). Nature 191 (1961) No. 4784, S. 157/158.
- [137] WATTENBERG, H., Über den Kalkgehalt des Ozeanwassers. II. Mitteilung: Die Verteilung im Atlantischen Ozean. Ann. Hydr. marit. Met. 59 (1931) S. 273—277.
- [138] WATTENBERG, H., Kalziumkarbonat und Kohlensäuregehalt des Meerwassers. Wiss. Erg. Dt. Atlant. Exp. „Meteor“ Bd. VIII, 1. Teil (1933).
- [139] WATTENBERG, H., Die Verteilung des Sauerstoffs und des Phosphats im Atlantischen Ozean. Wiss. Ergebnisse „Meteor“ Bd. IX, Teil II, 1. Lieferung (1938).
- [140] WATTENBERG, H., Atlas zu: Die Verteilung des Sauerstoffs im Atlantischen Ozean. Wiss. Ergebn. „Meteor“ Bd. IX — Atlas — (1939).
- [141] WATTENBERG, H. und JOSEPH, J., Neue Wege zur Messung des Salzgehaltes und der Temperatur des Meerwassers. Ann. Hydr. u. marit. Met. 71 (1943) S. 240—245.
- [142] WEBSTER, F., A description of the Gulf stream meanders off Onslow bay. Deep Sea Res. 8 (1961) H. 2, S. 130—143.
- [143] WENNER, B. F., SMITH, E. H. and SOULE, F. M., Apparatus for the determination aboard ship of the salinity of sea water by the electrical conductivity method. Bur. Standards J. Res. 5 (1930) S. 711—732.
- [144] WILLIAMS, J., A small portable unit for making „in situ“ salinity temperature measurements. Proceed. Instrument. Soc. Americ. 15, Part. 1 (1960) No. 43, S. 1—16.
- [145] WOLKOW, W. G., Expeditionselektrosolimeter. (russ.) Trudy Inst. Okeanolog. ANSSSR, 35 (1959a) S. 33—44.
- [146] WOLKOW, W. G., Schalttechnische und konstruktive Besonderheiten der Leitfähigkeitssalzmeßgeräte für ozeanologische Untersuchungen. (russ.) Trudy Inst. Okeanol. ANSSSR, 35 (1959b) S. 45—60.
- [147] WORTHINGTON, L. V., The 18° water in the Sargasso-Sea. Deep Sea Res. 5 (1959) S. 297—305.
- [148] WÜST, G., Über die Zweiteilung der Hydrosphäre. Dt. Hydr. Z. 2, H. 5, S. 218—225.
- [149] ZISMAN, W. A., The effect of pressure on the electrical conductance of salt solutions in water. Physical Rev. 39 (1932) S. 151—160.

Verzeichnis der Tabellen

- Tab. 1: Übersicht über die Untersuchungen zur Bestimmung der elektrischen Leitfähigkeit des Meerwassers in Abhängigkeit von Temperatur und Salzgehalt
- Tab. 2: Überblick über die verschiedenen Leitfähigkeitsmeßgeräte in der Meereskunde
- Tab. 3: Dichtekorrektur zur Reduktion der Druckmessung auf eine Tiefenmessung
- Tab. 4: Druckkoeffizient der elektrischen Leitfähigkeit von Ozeanwasser bei verschiedenen Temperaturen
- Tab. 5: Mittlere Druckkorrektur der elektrischen Leitfähigkeit von Ozeanwasser für verschiedene Temperaturen und Druckstufen
- Tab. 6: Zur Bestimmung der wahren Meßtiefe der Temperatur- bzw. Leitfähigkeitsmessung während des Hievens oder Fierens der Sonde
- Tab. 7: Schema der Meßwertanzeige am Registriergerät bei steigender bzw. fallender Temperatur
- Tab. 8: Größe des Temperaturgefälles in den tropischen und subtropischen Sprungschichten (nach A. DEFANT 1936)
- Tab. 9: Beziehung zwischen Temperaturgefälle und Temperaturänderung am Meßfühler bei verschiedenen Hiev- oder Fiergeschwindigkeiten
- Tab. 10: Mittlerer Fehler bei unsauberer Temperaturanzeige durch mangelhaften Brückenabgleich
- Tab. 11: Verzeichnis der Originalproben, die der THOMAS-POLLAK-Formel zugrunde liegen
- Tab. 12: Die Zusammensetzung des Maximalfehlers der Salzgehaltsbestimmung bei „in situ“ Messungen auf Leitfähigkeitsbasis
- Tab. 13: Mittelwerte und Streuung der Differenzen zwischen elektrolytisch und titrimetrisch bestimmten Salzgehaltswerten
- Tab. 14: Abweichungen zwischen elektrolytisch und titrimetrisch bestimmten Salzgehaltswerten für verschiedene Wassermassen
- Tab. 15: Vergleich zwischen vollständiger und vereinfachter Berechnung der Stabilität
- Tab. 16: Stromsicherung auf verschiedenen atlantischen Ankerstationen und Hilfsgrößen zur Beurteilung der Austausch- und Stabilitätsverhältnisse
- Tab. 17: Zur Periode und Amplitude von Stabilitätsschwingungen an Station 387

Verzeichnis der Textabbildungen

- Abb. 1: Lage der T-S-Fühler-Stationen und Grenzen der hydrographischen Hauptregionen im Atlantik
- Abb. 2: Prinzipskizze zur induktiven Methode der Leitfähigkeitsmessung
- Abb. 3: Das Temperatur-Leitfähigkeit-Druck-Meßgerät (T-S-Fühler) mit Kabelwinde
- Abb. 4: Prinzipskizze zum Aufbau der Unterwassersonde des T-S-Fühlers
- Abb. 5: Prinzipschaltbild des T-S-Fühlers
- Abb. 6: Prinzipskizze des Druck-(Tiefen-) Meßfühlers
- Abb. 7: Prinzipskizze des Leitfähigkeitsmeßfühlers
- Abb. 8: Prinzipskizze des Temperaturmeßfühlers
- Abb. 9: Ausschnitt aus einem *t-k*-Diagramm
- Abb. 10: Wirkung des Druckeffektes bei „in situ“ Messungen am Beispiel der Station 550
- Abb. 11: Druckkoeffizient der elektrischen Leitfähigkeit für Ozeanwasser in Abhängigkeit von der Temperatur
- Abb. 12: Scheinbare Zunahme des Salzgehaltes infolge des Druckeffektes auf die elektrische Leitfähigkeit von Meerwasser
- Abb. 13: Graphische Darstellung der drei Glieder der THOMAS-POLLAK-Formel
- Abb. 14: Lage der Orte der Probenentnahme zu den Fundamentaluntersuchungen von M. KNUDSEN (1902), B. D. THOMAS (1934) und W. BEIN (1935)

- Abb. 15: Temperaturkoeffizient der elektrischen Leitfähigkeit für Meerwasser von 36⁰/₀₀ S bei Temperaturen zwischen 0° und 30 °C
- Abb. 16: Mittlerer Fehler der Salzgehaltsbestimmung nach THOMAS u. a. (1934) bei 15 °C
- Abb. 17: Korrektur der Tabelle der Britischen Admiralität (1945) auf Grund der THOMAS-POLLAK-Formel
- Abb. 18: Differenz zwischen der BEIN-SUBOFFSchen Tabelle und der Auswertung der THOMAS-POLLAK-Formel
- Abb. 19: Differenz zwischen elektrolytisch und titrimetrisch bestimmten Salzgehaltswerten an den Stationen der 5. und 7. „Lomonossow“-Expedition
- Abb. 20: *t-S*-Diagramm an der Station 347
- Abb. 21: *t-S*-Diagramm der Wiederholungsserien an der Station 368
- Abb. 22: *t-S*-Diagramm aus dem Grenzgebiet der südatlantischen Passatstrom- und Roßbreitenregion
- Abb. 23: *t-S*-Diagramm der Wiederholungsmessungen auf Station 529
- Abb. 24: *t-S*-Diagramm der Wiederholungsserien an der Station 540
- Abb. 25: *t-S*-Diagramm der beiden Serien an der Station 542
- Abb. 26: *t-S*-Diagramm aus der nordatlantischen Passatstromregion
- Abb. 27: Charakteristische Kurven der *t-S*-Beziehung in der Deckschicht des Golfstroms
- Abb. 28: Einteilung des Weltmeeres in hydrographische Regionen nach G. DIETRICH (1956)
- Abb. 29: Typischer Verlauf der Temperatur und des Salzgehaltes bei Stationen mit subtropischem Salzgehaltsmaximum (nach A. DEFANT 1936)
- Abb. 30: Zur Erklärung der Dichtezunahme bei Mischung von Meerwasser verschiedener Temperatur und verschiedenen Salzgehalts, aber fast gleicher Dichte (nach N. N. SUBOFF 1957 b)
- Abb. 31: Oberflächenströmung im Äquatorialgebiet des Atlantischen Ozeans im Nordommer (nach G. SCHOTT 1943)
- Abb. 32: Ausbreitung salzreicher Wassermassen der nördlichen und südlichen Roßbreitenregion (nach A. DEFANT 1936)
- Abb. 33: Schema der Vertikalzirkulation im tropischen Atlantik (in Anlehnung an A. DEFANT 1961)
- Abb. 34: Typisches Temperaturprofil aus der Deckschicht der Westwindtriftregion (nach P. G. BOOKER 1961)
- Abb. 35: Anteil der einzelnen Wasserkörper am Massentransport des Golfstroms (nach H. U. SVERDRUP 1942) und Lage der T-S-Fühler-Stationen
- Abb. 36: Verteilung von Temperatur und Salzgehalt auf einem Schnitt längs 30 °W von der nördlichen Roßbreiten-Region zur Äquatorialstromregion
- Abb. 37: Verteilung von Temperatur und Salzgehalt auf einem Schnitt längs 30° W im Grenzgebiet der südlichen Roßbreiten- und Passatstromregion
- Abb. 38: Hydrologischer Schnitt der „Michail Lomonossow“ von der Hudson-Mündung zu den Bermudas
a) Temperaturverteilung im Winter b) Salzgehaltsverteilung im Winter
- Abb. 39: Hydrologischer Schnitt der „Atlantis“ von der Chesapeake Bay zu den Bermudas
a) Temperaturverteilung im Sommer b) Salzgehaltsverteilung im Sommer
- Abb. 40: Trift der „Michail Lomonossow“ während der Dauermessungen auf Station 540 in der Achse des Golfstroms vor der nordamerikanischen Küste
- Abb. 41: Ergebnisse der Serienmessungen des T-S-Fühlers auf der Dauerstation 540 (a: Temperatur, b: Salzgehalt, c: Dichte)
- Abb. 42: Dichteänderung in den verschiedenen Meßhorizonten während der Serienmessungen auf Station 540
- Abb. 43: Dauermessungen von Temperatur und elektrischer Leitfähigkeit an der Station 387
a) Ergebnisse in 80 m Tiefe b) Ergebnisse in 135 m Tiefe
- Abb. 44: Abhängigkeit der Periode von Stabilitätsschwingungen nach VAISÄLÄ-BRUNT vom Dichtegradienten

Anhang

10 Die Meßergebnisse

Auf den folgenden Seiten werden die Meßergebnisse der T-S-Fühler Sondierungen und die Resultate des Vergleichs mit den Wasserschöpferbeobachtungen der sowjetischen Gruppe zusammengefaßt mitgeteilt.

Diesen Werten vorangestellt ist zunächst ein Verzeichnis der Stationen (S. 124), an denen der T-S-Fühler zum Einsatz kam und das folgende Daten enthält:

- a) Datum und Uhrzeit (GMT) der Profilmessungen mit dem T-S-Fühler,
- b) geographische Länge und Breite des Beobachtungsortes,
- c) Beobachtungen über Windrichtung und -geschwindigkeit (in m/s), Seegang, Wassertemperatur (T_W) und Lufttemperatur (T_L).

Die meteorologischen Daten wurden von der sowjetischen Gruppe zur Verfügung gestellt und für den dem T-S-Fühlereinsatz nächstliegenden 3stündigen synoptischen Beobachtungstermin mitgeteilt.

Im Anschluß an dieses Verzeichnis folgen auf den Seiten 126 bis 144 die graphischen Darstellungen der Temperatur- und Salzgehaltsprofile, wie sie sich bei der Auswertung der Originalregistrierung ergeben haben. Die Salzgehaltswerte an den Stationen 539 bis 562 wurden dabei um durchweg 0.10‰ verringert, da ein zu hoher Wert der Eichkonstante der verwendeten Leitfähigkeitszelle D wahrscheinlich ist.

Bei den graphischen Darstellungen wurde die vertikale Salzgehaltsverteilung im allgemeinen durch eine gebrochene und die Temperaturverteilung durch eine ausgezogene Linie dargestellt. Die Abbildungen enthalten außerdem die Horizontwerte für Temperatur und Salzgehalt der sowjetischen Wasserschöpfermessungen. Soweit es der Darstellungsmaßstab zuließ, wurde auch die Streuung der Salzgehaltsbestimmung ($\pm 0.05\text{‰}$) und der mittlere Fehler der Temperaturmessung ($\pm 0.02\text{ °C}$) zum Vergleich mit eingetragen. Die graphischen Darstellungen wurden nur für die wesentlichen Serien gezeichnet. Die Meßergebnisse sämtlicher Serien enthält Abschnitt 10.4 des Anhangs.

An die Abbildungen der einzelnen Stationen und Serien schließt sich eine Tabelle der Vergleichswerte zwischen elektrolytisch (S_E) und titrimetrisch (S_T) bestimmten Salzgehaltswerten an (S 145).

Die für 52 Beobachtungsserien mitgeteilten Werte sind mittlere Unterschiede aus den oberen 60 Metern, da für diese Schicht ein Fehler bei der Druckkorrektur der elektrischen Leitfähigkeit noch nicht ins Gewicht fällt.

Für jede der vier verwendeten Leitfähigkeitszellen wurden die mittlere Differenz zu den aus Chlortitration ermittelten Salzgehaltswerten und die Streuung dieses Wertes berechnet. Außerdem wurden auch für sämtliche Zellen und Stationen die mittlere Differenz und ihre Streuung angegeben.

Entsprechend der mittleren Salzgehaltsdifferenz ($S_E - S_T$) bei den einzelnen Serien wurden die aus den Leitfähigkeits- und Temperaturmessungen berechneten Salzgehalte korrigiert, um bei den Darstellungen ozeanologischer Schnitte und t-S-Diagramme die Ergebnisse mit den Wasserschöpferbeobachtungen vergleichbar zu machen.

Die korrigierten Salzgehaltswerte sind zusammen mit den Resultaten der Temperaturanzeige für die Standardtiefen während der IGJ in den Tabellen auf Seite 147 bis 151 mitgeteilt.

10.1 Verzeichnis der Stationen

Station Nr.	Datum Uhrzeit (GMT)	geogr. Breite	geogr. Länge	Wetterbeobachtungen			
				Wind[m/s]	See	T_W	T_L
339	21. 4. 59 17 ⁰⁰ —18 ⁰⁰	60° 01' N	08° 20' W	270°/10	3	9°5	9°4
347	27. 4. 59 15 ²⁰ —17 ⁴⁰	66° 04' N	30° 02' W	350°/4	1	3°2	—3°1
353	1. 5. 59 17 ⁴⁰ —19 ¹⁵	54° 02' N	30° 01' W	125°/7	2	8°5	8°6
357	4. 5. 59 11 ⁴⁰ —13 ⁵⁰	45° 57' N	29° 54' W	10°/7	3	13°1	12°5
359	5. 5. 59 14 ⁵⁰ —16 ³⁰	41° 57' N	29° 56' W	330°/4	2	14°8	16°0
361	6. 5. 59 09 ⁰⁰ —10 ³⁰	38° 59' N	29° 53' W	C	0	16°0	15°6
365	10./11. 5. 59 23 ⁴⁵ —00 ⁴⁵ 03 ³⁷ —05 ⁰⁸	27° 01' N	30° 00' W	75°/3 90°/2	— —	21°3 21°3	20°5 20°3
366	11. 5. 59 18 ⁵⁵ —20 ⁴⁵	24° 34' N	30° 00' W	195°/6	1/2	21°1	20°7
367	12. 5. 59 16 ⁴⁵ —17 ⁴⁵	21° 25' N	30° 01' W	60°/4	1	22°3	22°9
368	13./14. 5. 59 18 ²⁵ —20 ¹³ 23 ⁵⁵ —01 ²¹ 03 ⁰⁰ —04 ⁴⁰	18° 59' N	30° 00' W	20°/5 45°/6 40°/5	2 — —	22°5 22°4 22°4	21°7 21°7 21°3
372	17. 5. 59 18 ¹⁰ —19 ⁵⁶	10° 29' N	29° 55' W	65°/6	2	24°9	25°1
374	19. 5. 59 01 ⁰⁷ —02 ³⁵	06° 28' N	29° 58' W	35°/8	—	26°3	25°9
375	19. 5. 59 13 ⁵⁰ —14 ³⁸	04° 28' N	29° 57' W	30°/9	4	28°0	27°7
383	26. 5. 59 14 ²⁰ —15 ³⁵	11° 18' S	30° .07' W	95°/8	3	26°8	27°3
385	27. 5. 59 14 ⁵⁰ —16 ³⁰	14° 42' S	30° 04' W	105°/6	3	26°5	26°8
387	28. 5. 59 13 ²⁴ —14 ⁵⁰	18° 02' S	30° 01' W	90°/8	3	25°8	26°9
389	29. 5. 59 17 ⁰² —18 ⁰⁰	22° 02' S	30° 05' W	90°/10	3	24°9	25°3
526	31. 1. 60 09 ⁰⁰ —09 ⁴⁵	33° 07' N	50° 37' W	280°/10	2/3	20°0	18°7
529	7./9. 2. 60 15 ²⁰ —15 ⁵⁰ (7.) 01 ⁰⁰ —03 ⁰⁰ (8.) 19 ⁰⁰ —20 ⁰³ (8.) 23 ³⁰ —00 ³⁵ (8./9.) 05 ⁰⁰ —06 ¹³ (9.)	28° 40' N	62° 16' W	190°/12 220°/8 270°/10 290°/5 340°/9	4 2 3 — —	21°5 21°2 21°0 20°8 20°8	23°0 19°3 23°1 20°7 19°0
531	10. 2. 60 22 ⁴⁵ —23 ⁴⁵	27° 01' N	66° 26' W	90°/8	3	22°6	21°0

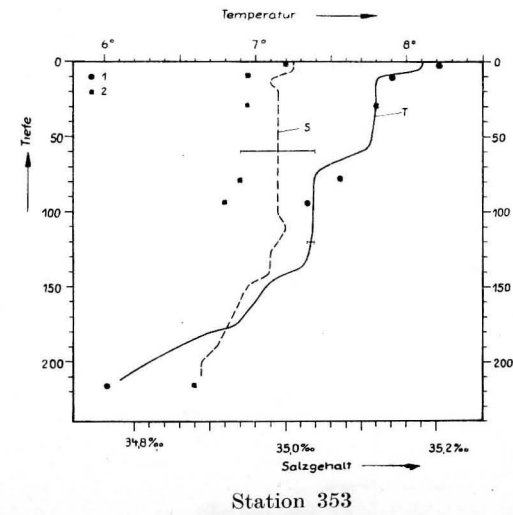
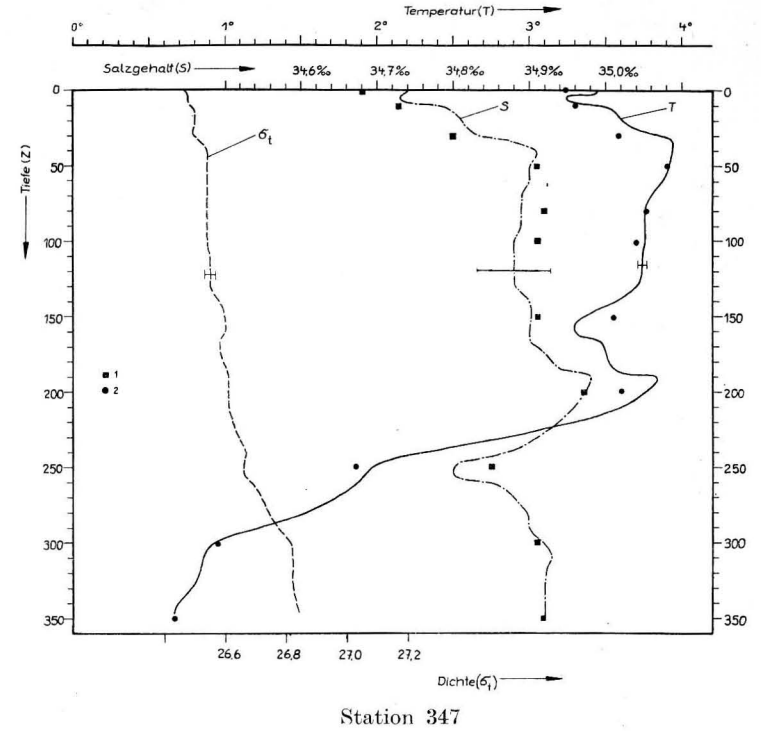
Station Nr.	Datum Uhrzeit (GMT)	geogr. Breite	geogr. Länge	Wetterbeobachtungen			
				Wind[m/s]	See	T_W	T_L
533	11. 2. 60 21 ⁰⁰ —22 ⁰⁵	25° 38' N	69° 57' W	200°/2	1	24°1	26°2
535	12. 2. 60 18 ⁴⁵ —19 ⁰⁵ 21 ¹⁵ —22 ⁰⁵	26° 57' N	72° 55' W	150°/2 C	1 0	22°5 22°5	25°4 24°7
537	13. 2. 60 20 ⁰⁰ —20 ⁵⁰	28° 15' N	76° 15' W	200°/10	3	21°8	24°0
539	15. 2. 60 03 ⁴⁵ —04 ⁴⁵	29° 22' N	78° 29' W	330°/7	—	22°2	8°4
540	15./16. 2. 60	31° 58' N (15. 2.;	78° 20' W 19.45 Uhr)				
(1)	22 ⁰⁰ —22 ⁴⁰ (15.)			360°/2	2	23°6	9°5
(2)	01 ³⁰ —02 ³⁰ (16.)			350°/6	—	23°6	12°0
(3)	05 ²⁰ —06 ⁰⁹ (16.)	Schiff treibt im Golfstrom		260°/1	—	24°0	14°6
(4)	08 ⁴³ —09 ¹⁶ (16.)			250°/6	—	24°0	16°2
(5)	13 ²⁰ —14 ⁰⁵ (16.)			20°/9	2	24°1	14°7
(6)	17 ⁰⁰ —17 ⁴⁵ (16.)	32° 17' N (17. 2.;	77° 20' W 02.30 Uhr)	20°/8	3	24°1	16°0
542	18. 2. 60 02 ³⁰ —03 ³⁰ 05 ⁰⁵ —05 ⁵⁰	35° 32' N	73° 57' W	C 60°/1	— —	23°9 22°8	14°3 14°7
543	22. 2. 60 05 ¹⁵ —05 ⁵⁵	38° 57' N	71° 57' W	260°/10	—	11°8	5°0
544	22. 2. 60 11 ³⁸ —12 ¹⁵	38° 19' N	71° 13' W	280°/12	3	12°2	7°5
545	22. 2. 60 17 ³⁵ —18 ¹⁵	37° 51' N	70° 36' W	340°/1	1	12°0	7°7
546	22. 2. 60 21 ⁰⁰ —21 ²⁵	37° 33' N	70° 15' W	05°/7	2	21°5	8°7
548	24. 2. 60 21 ⁵⁰ —22 ³⁰	36° 25' N	69° 57' W	280°/8	3	18°7	11°6
549	25. 2. 60 05 ⁵² —06 ²⁵	35° 47' N	68° 06' W	320°/10	—	18°7	12°9
550	25. 2. 60 16 ⁰⁰ —16 ²⁵	35° 06' N	67° 09' W	360°/4	1	18°7	14°2
551	25. 2. 60. 23 ¹⁰ —23 ³⁰	34° 31' N	66° 19' W	110°/6	—	18°7	16°0
552	26. 2. 60 06 ⁴⁵ —07 ³⁷	33° 58' N	65° 20' W	170°/13	—	18°8	17°0
553	26. 2. 60 13 ⁰⁵ —13 ³⁵	33° 20' N	64° 34' W	170°/12	4	19°1	17°6
555	27. 2. 60 13 ¹¹ —14 ⁰⁰	32° 09' N	62° 30' W	190°/11	4	19°2	20°0
562	3. 3. 60 15 ⁰⁰ —15 ³⁷	39° 45' N	62° 09' W	325°/14	—	14°7	5°4

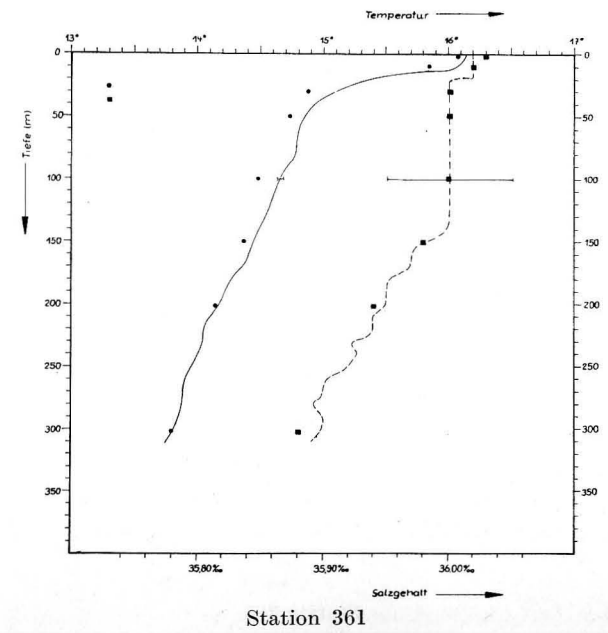
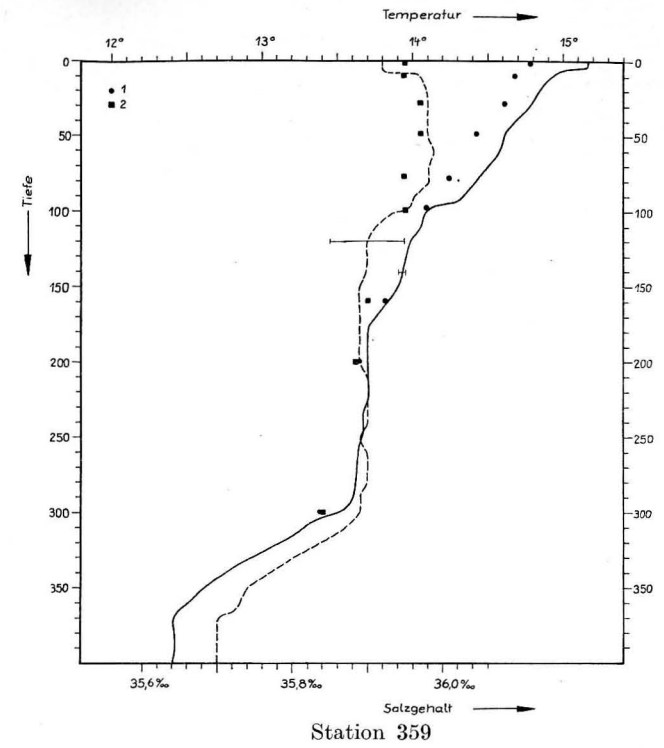
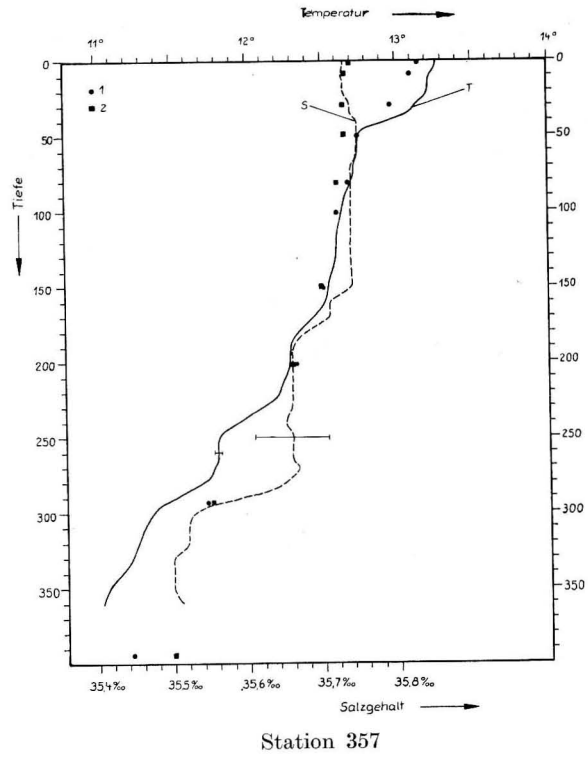
10.2 Graphische Darstellungen der vertikalen Temperatur- und Salzgehaltsprofile

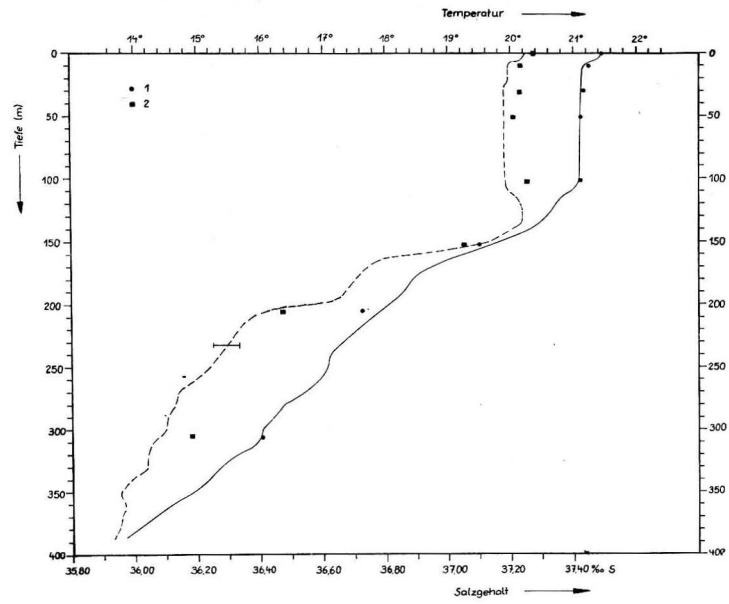
Die Reihenfolge der Abbildungen entspricht der zeitlichen Aufeinanderfolge der Meßserien an den Stationen (Abschnitt 3.1).

Erläuterungen:

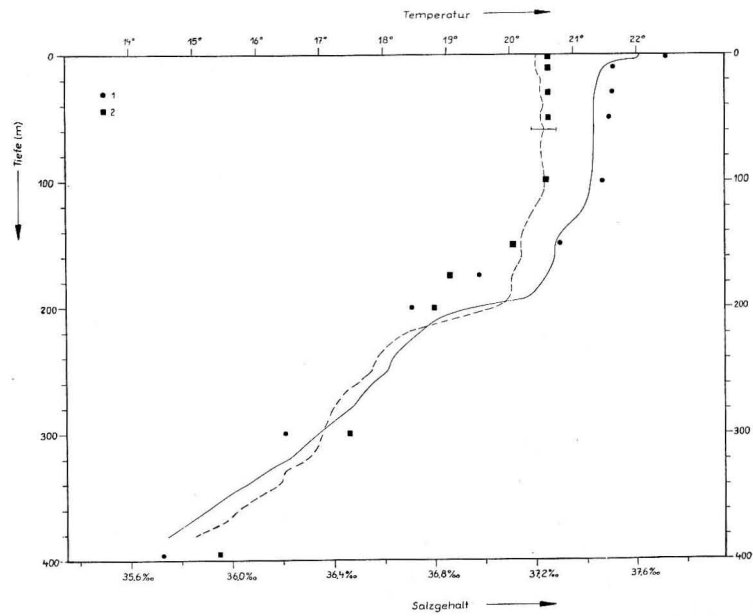
Die mit dem T-S-Fühler gemessene Temperaturverteilung ist durch eine ausgezogene, die Salzgehaltsverteilung durch eine gebrochene Kurve dargestellt. Horizontmessungen mit Wasserschöpfern sind durch Kreise (1-Temperatur) und Quadrate (2-Salzgehalt) symbolisiert.



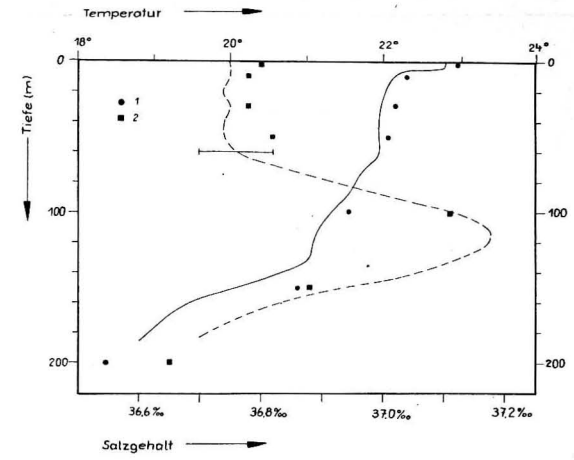




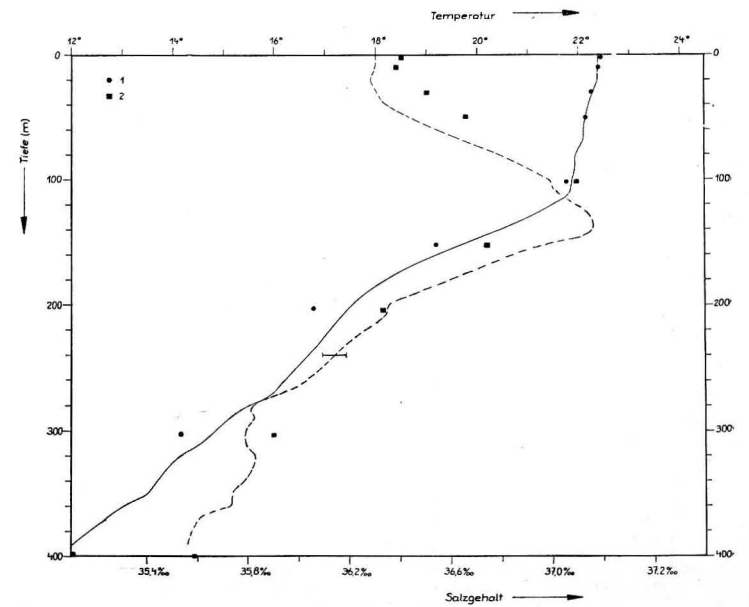
Station 365₂



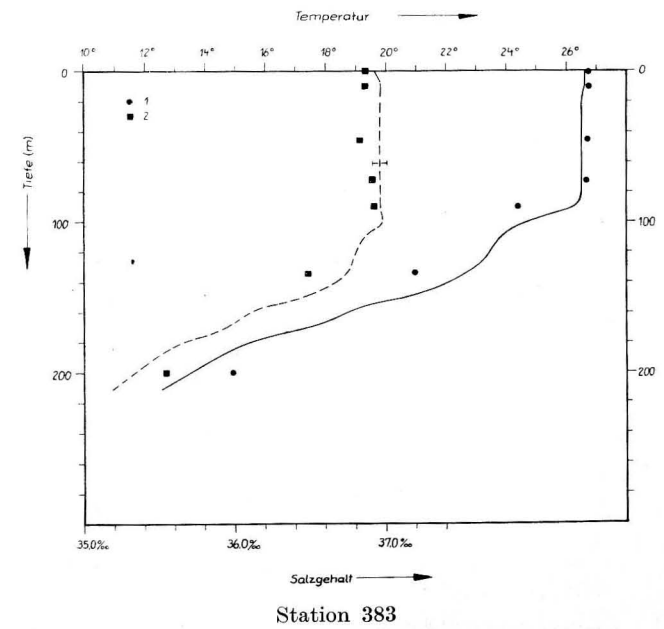
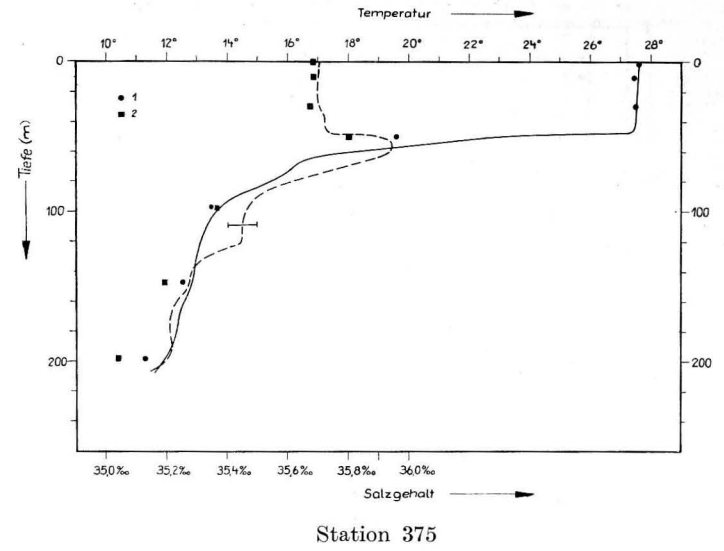
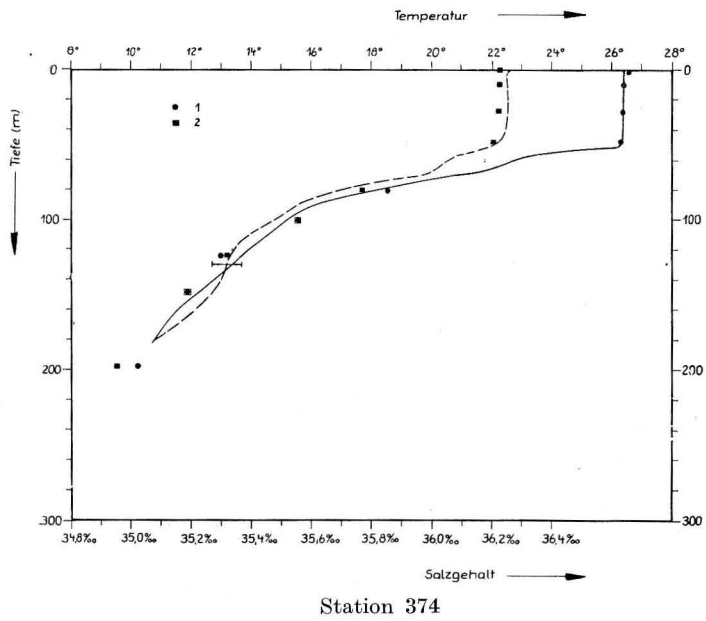
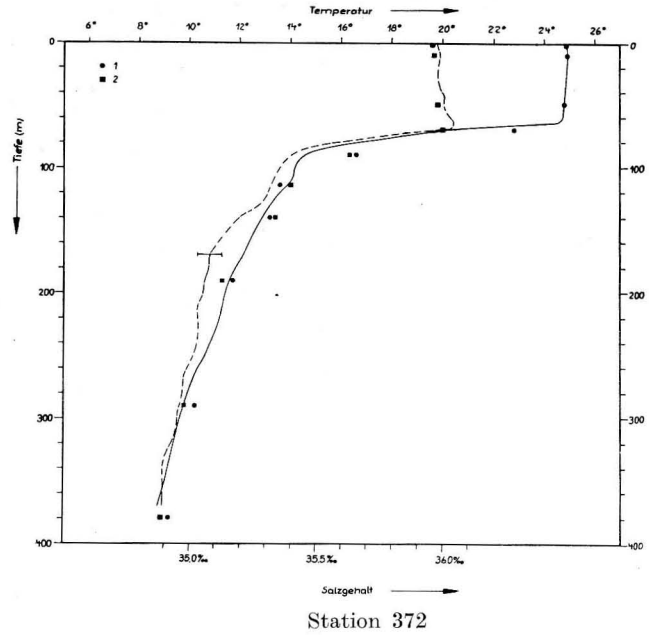
Station 366

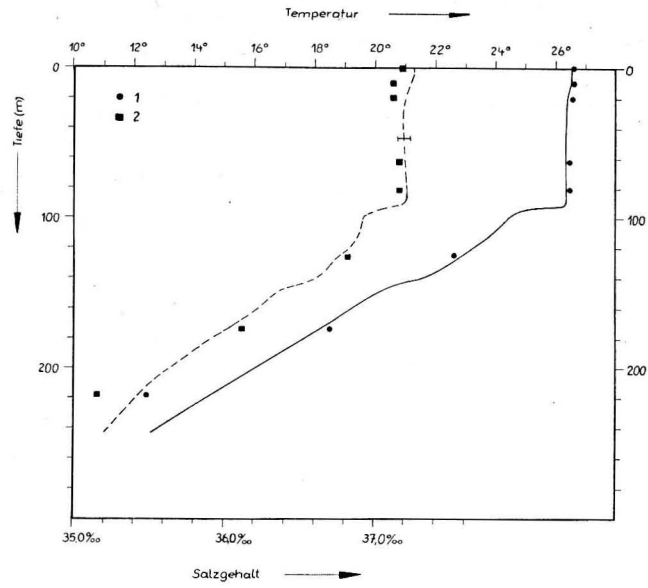


Station 367

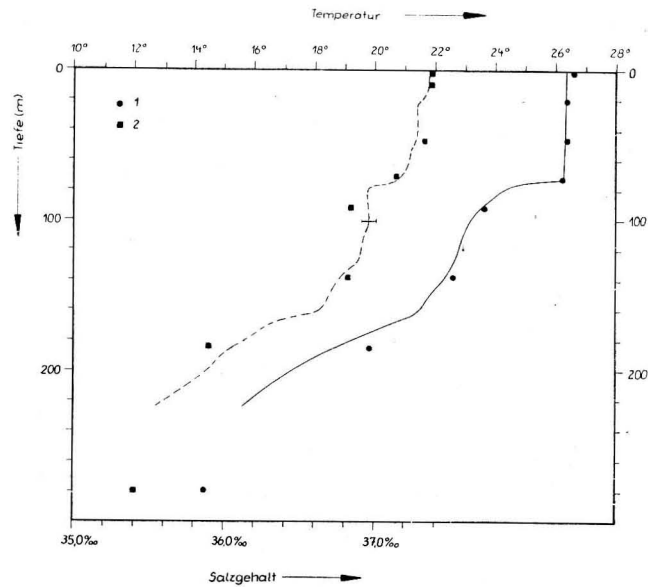


Station 368₃

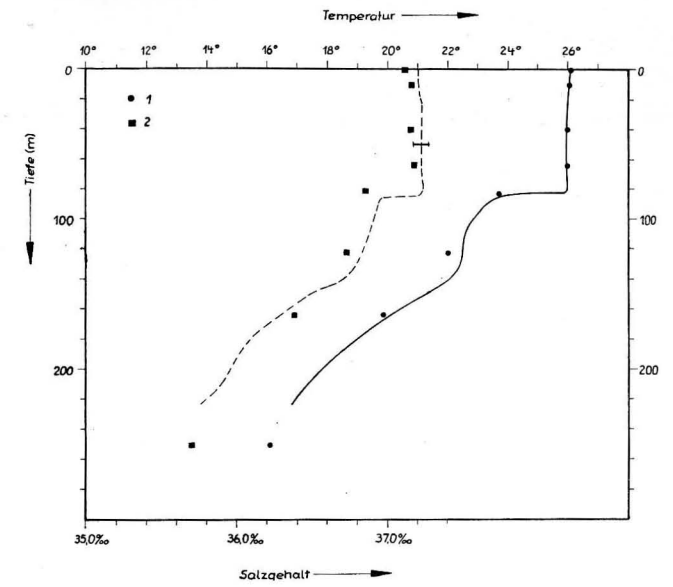




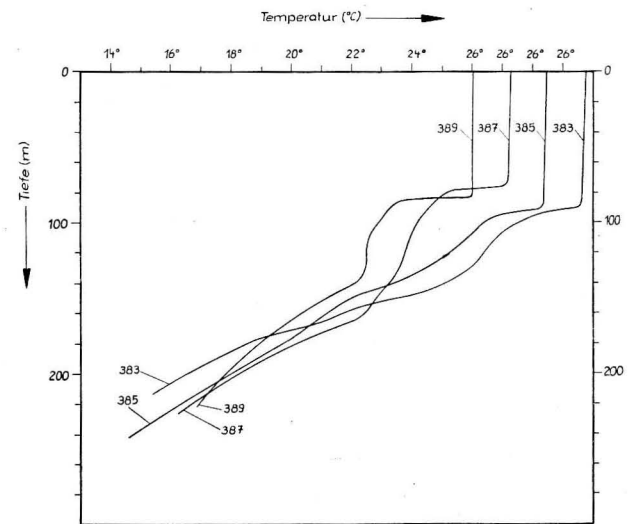
Station 385



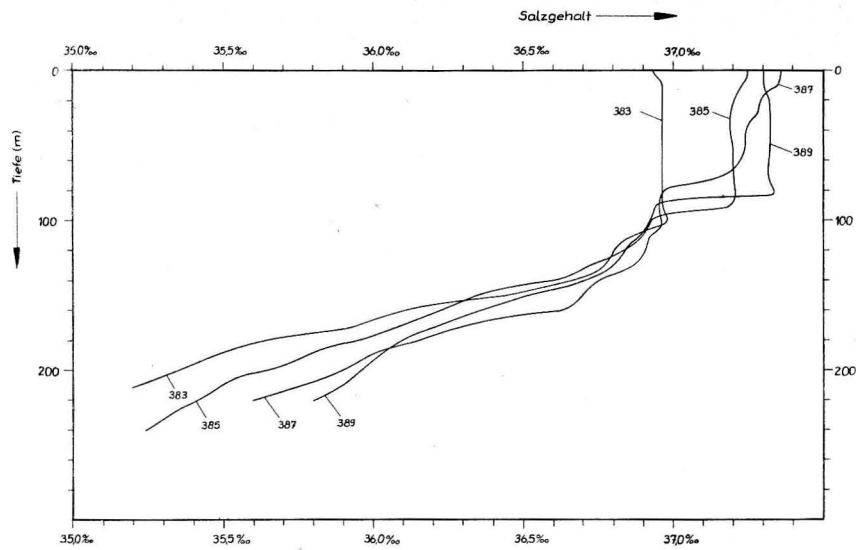
Station 387



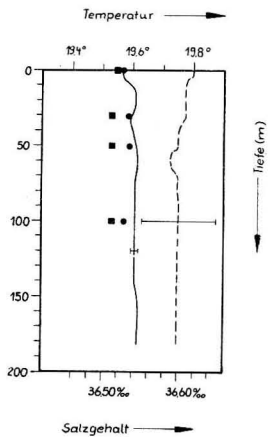
Station 389



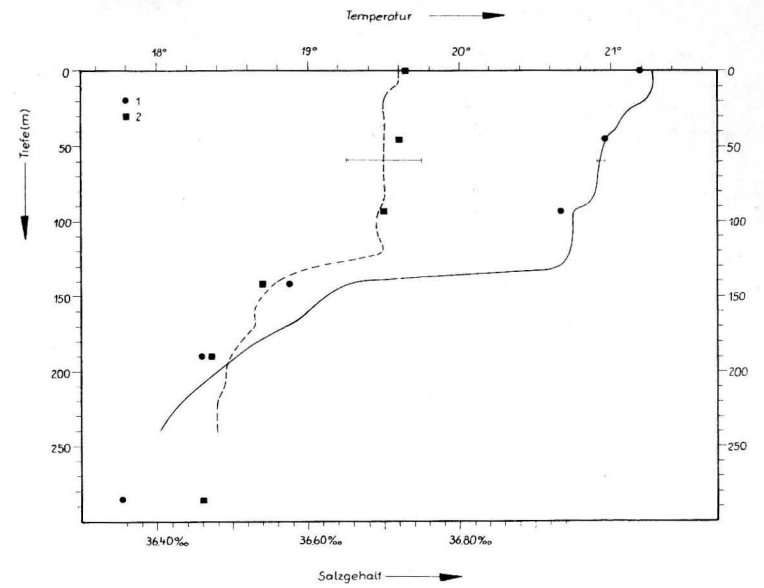
Station 383 bis 389: Vertikale Temperaturverteilung, jede Station jeweils um ein Grad versetzt



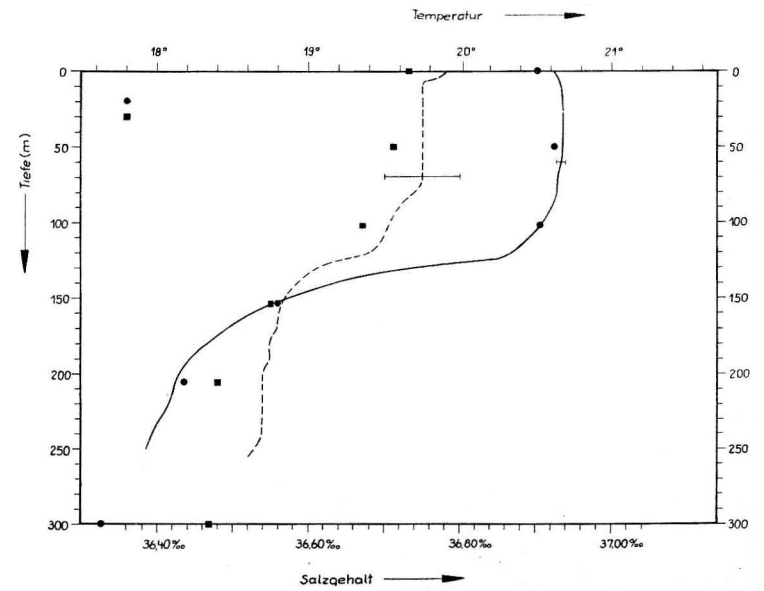
Station 383 bis 389: Vertikale Salzgehaltsverteilung



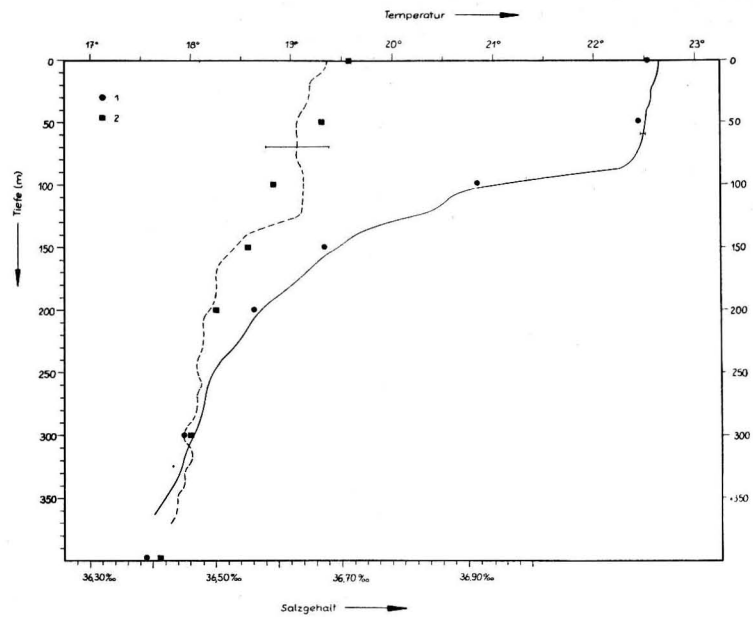
Station 526



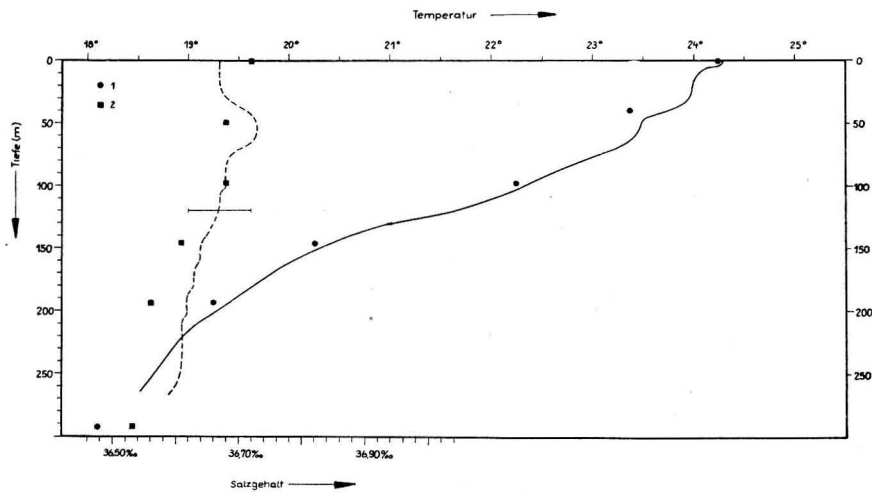
Station 529₂



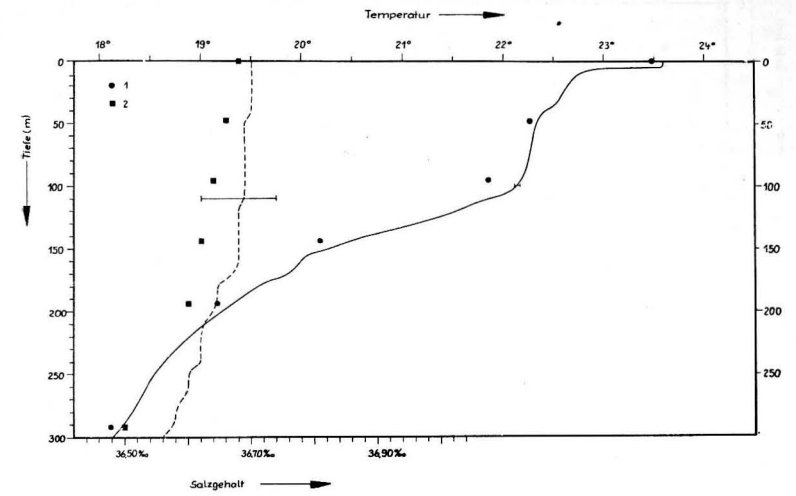
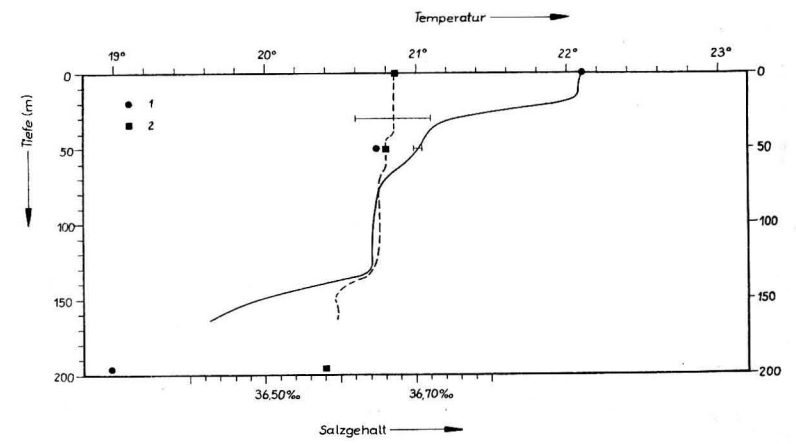
Station 529₃



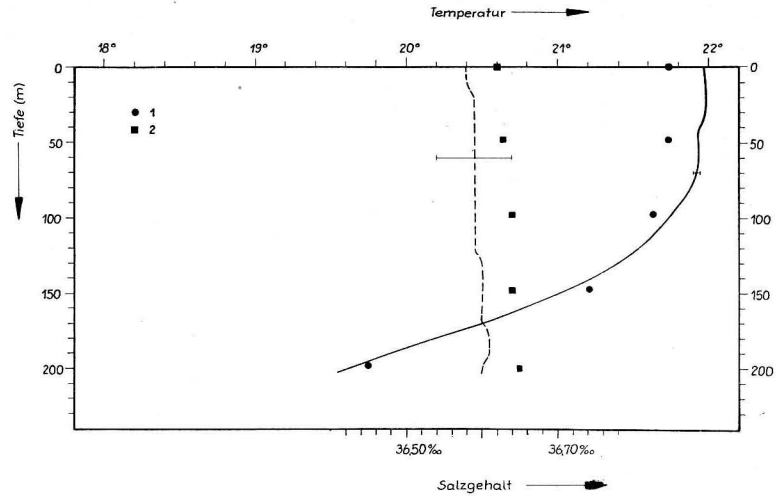
Station 531



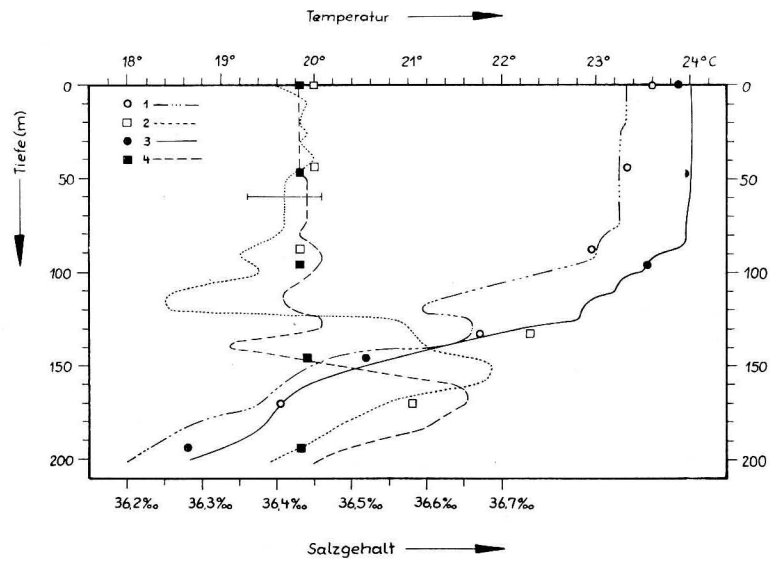
Station 533

Station 535₁

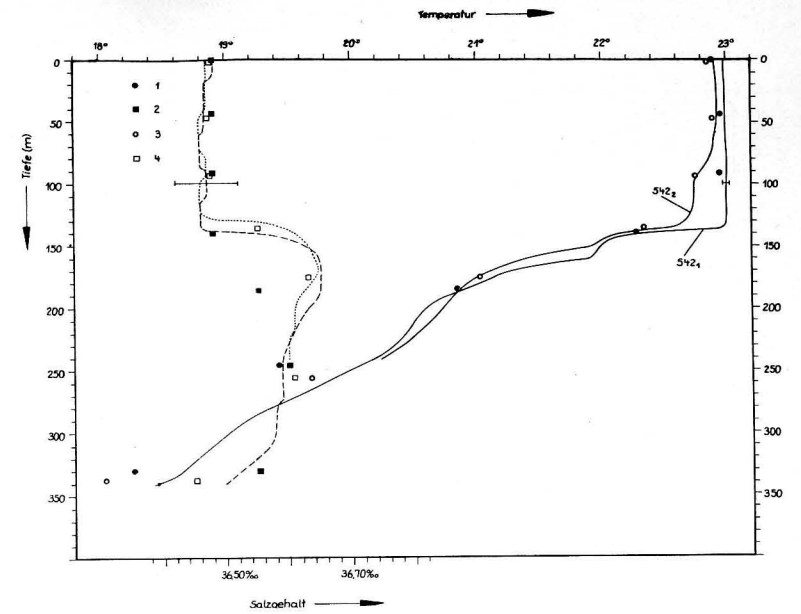
Station 537



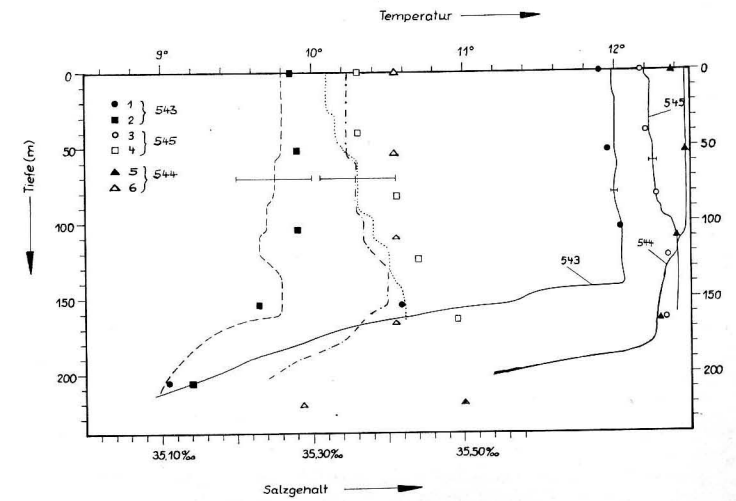
Station 539



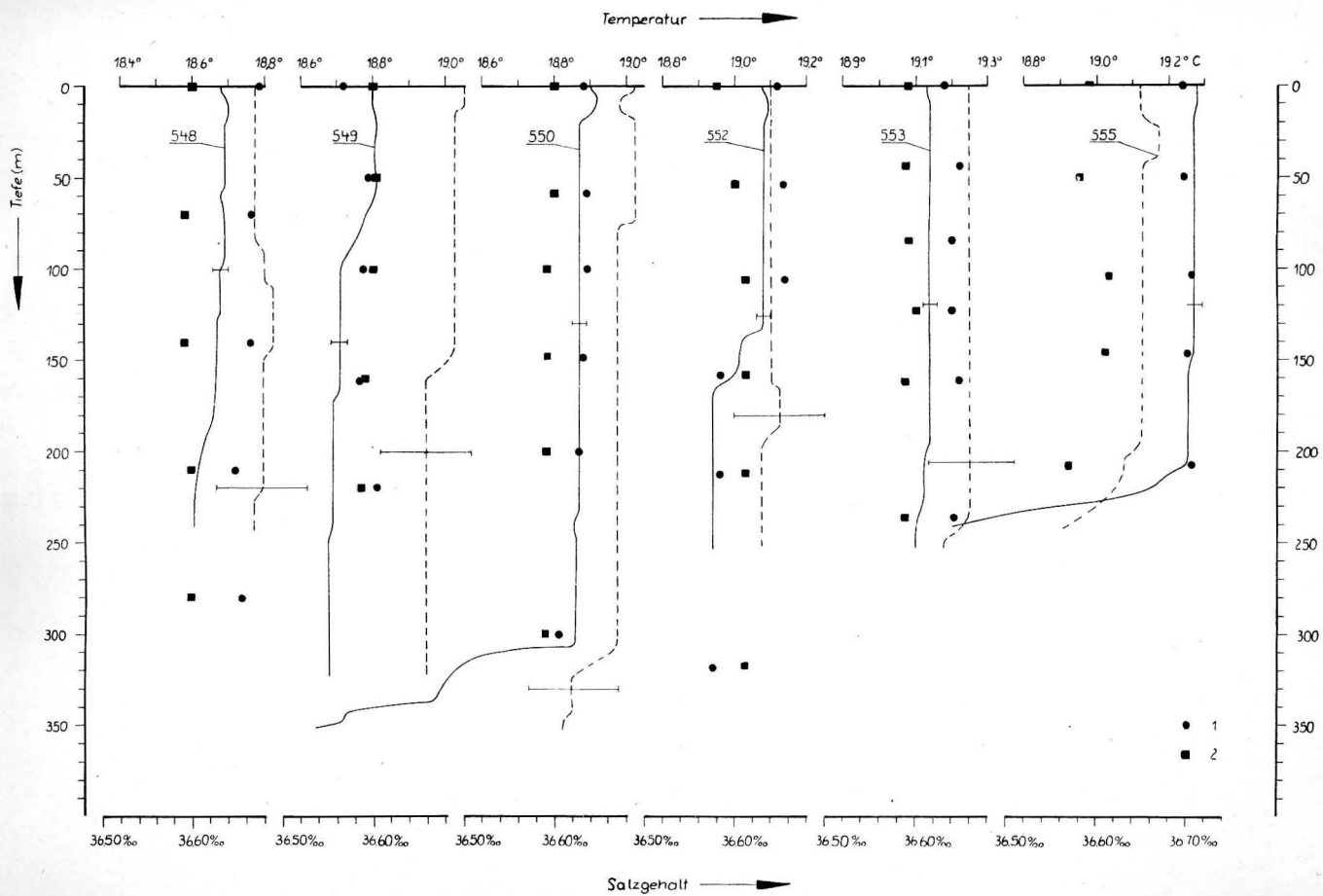
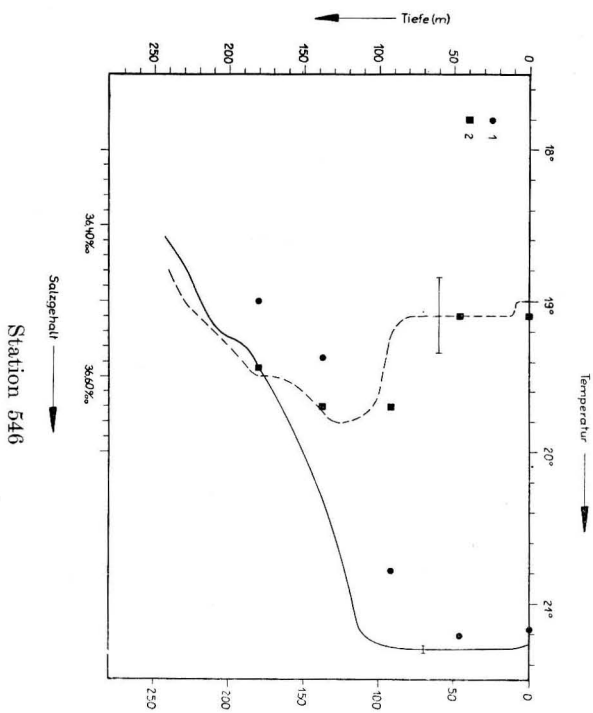
Station 540₍₂₊₆₎ 1 Temperaturverteilung 540₂
 2 Salzgehaltsverteilung
 3 Temperaturverteilung 540₆
 4 Salzgehaltsverteilung

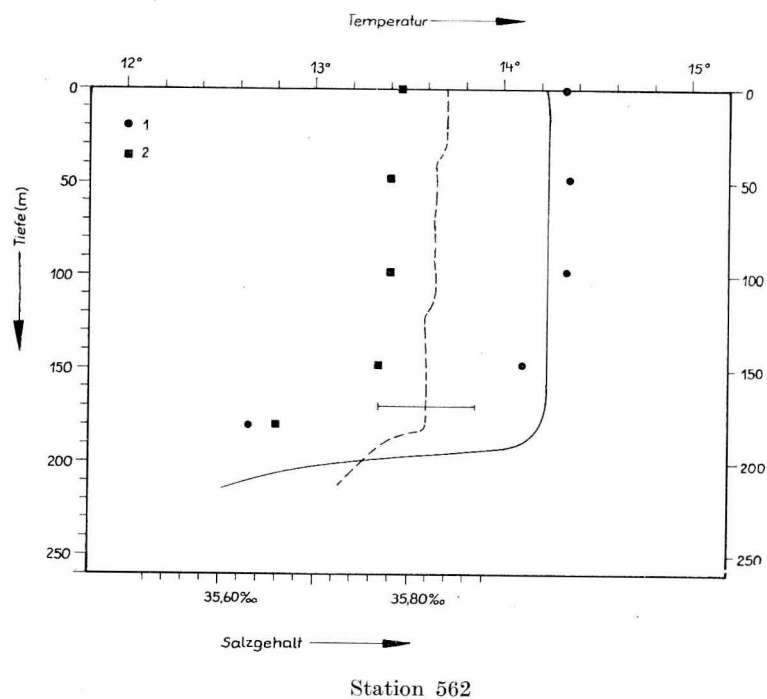


Station 542_(1, 2) 1 Temperaturmessungen Station 542₁
 2 Salzgehaltsbestimmungen
 3 Temperaturmessungen Station 542₂
 4 Salzgehaltsbestimmungen



Station 543, 544 und 545





*10.3 Tabelle der Differenzen zwischen elektrolytisch
und titrimetrisch bestimmten Salzgehaltswerten*

	Station (Serie)	$S_E - S_T$ (‰)	
Zelle A:	339	-0.06	
	347	+0.04	
	353	+0.03	Mittelwert der Differenz
	357	0.00	-0.042
	359	0.00	
	361	0.00	
	365 (1)	-0.04	
	365 (2)	-0.03	
	366	--0.03	
	367	-0.06	
Zelle B:	368 (1)	-0.12	
	368 (2)	-0.14	
	368 (3)	-0.14	
	372	+0.03	
	374	+0.02	
	375	+0.04	Mittelwert der Differenz
Zelle C:	383	+0.10	+0.041
	385	+0.07	
	387	-0.03	
	389	+0.06	
	526	+0.09	
	529 (1)	-0.06	
	529 (2)	-0.02	
529 (3)	-0.04	Mittelwert der Differenz	
529 (4)	+0.04	+0.007	
529 (5)	+0.05		
Zelle D:	531	-0.04	
	533	0.00	
	535 (1)	+0.02	
	535 (2)	+0.04	
	537	0.00	
	539	+0.06	
	540 (1)	+0.08	
	540 (2)	+0.05	
	540 (3)	+0.07	
	540 (4)	+0.07	
540 (5)	+0.09		
540 (6)	+0.10	Mittelwert der Differenz	
542 (1)	+0.09	+0.111	
542 (2)	+0.10		
543	+0.08		
544	+0.04		
545	+0.06		
546	+0.10		
548	+0.17		
549	+0.19		
			Streuung: 0.048

	Station (Serie)	$S_E - S_T$ (‰)
Zelle D (Fortsetz.)	550	+0.20
	551	+0.15
	552	+0.15
	553	+0.17
	555	+0.16
	562	+0.15

Mittelwert aller Zellen: $+0.041$ ‰

Streuung: 0.080

verbesserter Mittelwert: -0.001 ‰

(Sämtliche mit Zelle D bestimmten Salzgehalte um 0.16‰ verringert)

Streuung: 0.057

10.4 Ergebnisse der Temperatur- und Salzgehaltmessungen
in den Standardtiefen während des IGJ

Tiefe m	Station 347 t °C S ‰	Station 353 t °C S ‰	Station 357 t °C S ‰	Station 359 t °C S ‰
Ob.fl.	3.45 34.70	8.11 34.98	13.27 35.73	15.16 35.92
10	3.50 73	7.85 96	13.23 73	14.93 97
20	3.61 77	7.80 96	13.22 73	14.84 98
30	3.85 79	7.80 96	13.13 74	14.78 98
40	3.94 87	7.79 95	12.96 75	14.69 98
50	3.91 86	7.77 96	12.75 75	14.61 98
75	3.78 85	7.44 96	12.71 74	14.46 98
100	3.76 84	7.39 96	12.64 74	14.08 94
150	3.37 86	7.06 92	12.54 74	13.90 89
200	3.75 93	6.31 86	12.28 66	13.70 89
300	0.91 88		11.37 53	13.50 89
400				12.41 70

Tiefe m	Station 339 t °C S ‰
Ob.fl.	9.42 35.39
10	9.43 40
20	9.41 41
30	9.41 41
40	9.32 41
50	9.26 42

Tiefe m	Station 361 t °C S ‰	Station 365 ₁ t °C S ‰	Station 365 ₂ t °C S ‰	Station 366 t °C S ‰
Ob.fl.	16.15 36.02	21.47 37.27	21.42 37.28	22.02 37.23
10	16.07 02	21.20 23	21.16 23	21.49 23
20	15.34 02	21.01 23	21.14 23	21.41 25
30	15.12 00	20.96 23	21.13 22	21.33 25
40	14.93 00	20.95 23	21.12 22	21.33 25
50	14.86 00	20.96 23	21.11 22	21.32 25
75	14.78 00	20.96 23	21.10 22	21.32 25
100	14.66 00	20.95 24	21.09 22	21.27 25
150	14.45 35.98	19.44 10	19.86 18	20.72 17
200	14.18 95		18.10 36.61	19.47 07
300	13.81 80		16.03 14	16.94 36.39

Tiefe m	Station 367 $t^{\circ}\text{C}$ $S^{\circ}/_{00}$	Station 368 ₁ $t^{\circ}\text{C}$ $S^{\circ}/_{00}$	Station 368 ₂ $t^{\circ}\text{C}$ $S^{\circ}/_{00}$	Station 368 ₃ $t^{\circ}\text{C}$ $S^{\circ}/_{00}$
Ob.fl.	22.81 36.84	22.56 36.39	22.40 36.40	22.38 36.44
10	22.11 84	22.52 40	22.39 39	22.38 44
20	22.02 83	22.30 45	22.30 39	22.37 42
30	21.96 84	22.26 45	22.22 44	22.28 45
40	21.95 83	22.21 51	22.17 47	22.21 48
50	21.94 83	22.17 57	22.07 60	22.16 58
75	21.72 96	22.00 84	22.02 80	22.00 86
100	21.33 37.21	21.92 37.04	21.90 37.01	21.88 37.13
150	20.11 36.99	19.64 12	19.44 36.95	19.84 13
200		17.61 36.52	17.47 47	17.56 36.48
300			14.48 35.87	14.86 35.93

Tiefe m	Station 372 $t^{\circ}\text{C}$ $S^{\circ}/_{00}$	Station 374 $t^{\circ}\text{C}$ $S^{\circ}/_{00}$	Station 375 $t^{\circ}\text{C}$ $S^{\circ}/_{00}$	Station 383 $t^{\circ}\text{C}$ $S^{\circ}/_{00}$
Ob.fl.	24.88 35.95	26.43 36.24	27.67 35.66	26.60 36.83
10	24.90 96	26.41 23	27.60 66	26.56 86
20	24.87 95	26.42 23	27.59 66	26.48 86
30	24.85 95	26.42 23	27.57 66	26.49 86
40	24.80 97	26.40 22	27.50 68	26.48 86
50	24.78 97	26.28 20	22.80 86	26.46 86
75	18.17 77	19.82 35.86	15.81 65	26.45 86
100	14.18 33	15.24 47	13.61 42	24.68 88
150	12.67 12	12.08 24	12.79 24	20.61 34
200	11.45 03		11.97 15	13.57 35.25
300	9.64 34.92			

Tiefe m	Station 385 $t^{\circ}\text{C}$ $S^{\circ}/_{00}$	Station 387 $t^{\circ}\text{C}$ $S^{\circ}/_{00}$	Station 389 $t^{\circ}\text{C}$ $S^{\circ}/_{00}$
Ob.fl.	26.50 37.18	26.36 37.39	26.02 37.14
10	26.47 16	26.33 38	26.02 14
20	26.38 13	26.33 32	26.00 16
30	26.37 12	26.32 31	26.00 16
40	26.37 12	26.32 31	25.99 16
50	26.36 13	26.30 27	25.99 16
75	26.36 14	25.96 37.18	25.98 17
100	24.47 36.85	23.14 36.99	22.91 36.86
150	19.95 27	21.80 73	21.26 44
200	16.06 35.57	17.27 35.93	17.87 35.90

Tiefe m	Station 526 $t^{\circ}\text{C}$ $S^{\circ}/_{00}$	Station 529 ₁ $t^{\circ}\text{C}$ $S^{\circ}/_{00}$	Station 529 ₂ $t^{\circ}\text{C}$ $S^{\circ}/_{00}$	Station 529 ₃ $t^{\circ}\text{C}$ $S^{\circ}/_{00}$
Ob.fl.	19.57 36.52	21.12 36.74	21.27 36.74	20.88 36.73
10	19.59 51	21.12 74	21.28 74	20.88 73
20	19.61 51	21.12 74	21.23 72	20.83 73
30	19.59 51	21.08 74	21.08 72	20.78 72
40	19.60 50	20.96 73	21.01 72	20.75 71
50	19.61 50	20.84 73	20.95 72	20.74 71
75	19.61 50	20.80 72	20.91 72	20.69 70
100	19.61 50	20.74 71	20.75 71	20.64 70
150	19.62 50		19.12 56	19.21 58
200			18.41 51	

Tiefe m	Station 529 ₄ $t^{\circ}\text{C}$ $S^{\circ}/_{00}$	Station 529 ₅ $t^{\circ}\text{C}$ $S^{\circ}/_{00}$	Station 531 $t^{\circ}\text{C}$ $S^{\circ}/_{00}$	Station 533 $t^{\circ}\text{C}$ $S^{\circ}/_{00}$
Ob.fl.	20.91 36.73	20.62 36.73	22.65 36.72	24.30 36.67
10	20.91 73	20.67 70	22.63 71	24.07 67
20	20.92 73	20.68 70	22.59 69	23.99 67
30	20.86 73	20.68 70	22.56 69	23.95 68
40	20.80 73	20.68 70	22.52 68	23.78 71
50	20.76 71	20.68 70	22.51 67	23.49 73
75	20.64 71	20.64 70	22.42 68	23.07 69
100	20.62 71	20.55 66	21.10 68	22.32 68
150	18.90 53	18.86 52	19.48 57	20.31 64
200	18.25 52	18.15 49	18.70 53	19.29 62
300			18.03 49	

Tiefe m	Station 535 ₁ $t^{\circ}\text{C}$ $S^{\circ}/_{00}$	Station 535 ₂ $t^{\circ}\text{C}$ $S^{\circ}/_{00}$	Station 537 $t^{\circ}\text{C}$ $S^{\circ}/_{00}$	Station 539 $t^{\circ}\text{C}$ $S^{\circ}/_{00}$
Ob.fl.	23.59 36.68	24.15 36.68	22.09 36.67	21.97 36.62
10	22.76 68	22.62 68	22.08 67	21.98 62
20	22.67 68	22.53 67	21.92 67	21.98 63
30	22.56 68	22.42 67	21.26 67	21.98 63
40	22.43 68	22.33 67	21.07 67	21.95 63
50	22.34 67	22.30 67	21.01 66	21.93 63
75	22.25 67	22.26 67	20.78 65	21.90 63
100	22.13 67	22.00 67	20.71 65	21.73 63
150	20.31 66	20.31 65	19.96 59	21.00 64
200	19.22 62	19.07 60		19.60 64
300	18.16 54			

Tiefe m	Station 540 ₁ <i>t</i> °C <i>S</i> ‰		Station 540 ₂ <i>t</i> °C <i>S</i> ‰		Station 540 ₃ <i>t</i> °C <i>S</i> ‰		Station 540 ₄ <i>t</i> °C <i>S</i> ‰	
Ob.fl.	23.35	36.42	23.79	36.44	23.93	36.44	23.98	36.42
10	23.33	46	23.79	44	23.94	44	24.00	44
20	23.33	45	23.80	44	23.94	43	24.00	44
30	23.26	45	23.42	43	23.91	43	24.00	44
40	23.26	47	23.13	43	23.88	43	23.99	44
50	23.25	43	22.94	44	23.79	44	23.98	43
75	23.18	42	22.81	43	23.62	48	23.80	43
100	22.50	40	22.49	41	22.64	40	23.48	52
150	19.94	71	21.30	68	20.61	36	20.06	61
200	18.06	42	18.08	42	19.44	58	18.27	43

Tiefe m	Station 540 ₅ <i>t</i> °C <i>S</i> ‰		Station 540 ₆ <i>t</i> °C <i>S</i> ‰		Station 542 ₁ <i>t</i> °C <i>C</i> ‰		Station 542 ₂ <i>t</i> °C <i>S</i> ‰	
Ob.fl.	24.08	36.43	24.02	36.43	22.98	36.49	22.91	36.48
10	24.09	45	24.02	43	22.98	49	22.92	48
20	24.10	45	24.02	43	22.99	48	22.92	48
30	24.08	44	24.02	43	22.99	48	22.93	48
40	24.07	43	24.02	43	22.99	48	22.93	48
50	24.06	43	24.01	44	22.99	48	22.93	47
75	23.73	46	23.97	44	23.00	47	22.88	48
100	23.14	42	23.52	45	23.00	48	22.75	46
150	19.30	56	20.54	48	22.00	63	21.95	64
200	18.05	40	18.69	46	20.60	64	20.73	62
300					19.02	59		

Tiefe m	Station 543 <i>t</i> °C <i>S</i> ‰		Station 545 <i>t</i> °C <i>S</i> ‰		Station 546 <i>t</i> °C <i>S</i> ‰		Station 548 <i>t</i> °C <i>S</i> ‰	
Ob.fl.	11.98	35.28	12.20	35.36	21.27	36.50	18.68	36.60
10	11.98	28	12.23	36	21.29	52	18.70	60
20	12.00	28	12.23	36	21.30	52	18.69	60
30	12.00	28	12.23	37	21.30	52	18.69	60
40	12.00	28	12.23	37	21.30	52	18.69	60
50	12.00	28	12.25	38	21.30	52	18.69	60
75	12.00	27	12.26	40	21.30	52	18.69	60
100	12.04	26	12.37	42	21.27	63	18.68	61
150	11.40	28	12.41	46	20.01	62	18.67	61
200	9.35	13			19.24	56	18.63	61

Tiefe m	Station 544 <i>t</i> °C <i>S</i> ‰	
Ob.fl.	12.47	35.41
10	12.47	41
20	12.48	41
30	12.48	41
40	12.48	41
50	12.48	41
75	12.48	42
100	12.48	42
150	12.30	44
200	11.25	31

Tiefe m	Station 549 <i>t</i> °C <i>S</i> ‰		Station 550 <i>t</i> °C <i>S</i> ‰		Station 551 <i>t</i> °C <i>S</i> ‰		Station 552 <i>t</i> °C <i>S</i> ‰	
Ob.fl.	18.80	36.61	18.90	36.60	18.79	36.59	19.08	36.60
10	18.80	61	18.89	59	18.79	59	19.09	60
20	18.81	61	18.87	60	18.80	60	19.08	60
30	18.81	60	19.87	60	18.79	60	19.08	60
40	18.81	60	18.87	60	18.79	60	19.08	60
50	18.81	60	18.87	60			19.08	60
75	18.77	60	18.87	59			19.08	60
100	18.71	60	18.87	58			19.08	60
150	18.71	59	18.87	58			19.01	60
200	18.69	57	18.87	58			18.94	59
300	18.68	57	18.86	58				

Tiefe m	Station 553 <i>t</i> °C <i>S</i> ‰		Station 555 <i>t</i> °C <i>S</i> ‰		Station 562 <i>t</i> °C <i>S</i> ‰	
Ob.fl.	19.13	36.59	19.28	36.59	14.23	35.79
10	19.14	59	19.28	59	14.24	79
20	19.14	59	19.27	60	14.24	79
30	19.14	59	19.27	61	14.24	79
40	19.14	59	19.27	60	14.24	78
50	19.14	59	19.27	59	14.24	78
75	19.14	59	19.27	59	14.24	78
100	19.14	59	19.27	59	14.24	78
150	19.14	59	19.26	59	14.24	77
200	19.13	59	19.25	58	13.15	70