

## Stromgeschwindigkeiten im Tiefen- und Bodenwasser des Atlantischen Ozeans auf Grund dynamischer Berechnung der *Meteor*-Profile der Deutschen Atlantischen Expedition 1925/27

Von GEORG WÜST

Institut für Meereskunde der Universität Kiel

**Summary**—This new dynamic study of the *Meteor* profiles (German Atlantic Expedition, 1925–27) is based on the “dynamic reference surface” of DEFANT (1941), which admittedly is only a first approximation. It is particularly concerned with the current velocities of the deep and bottom water of the Atlantic Ocean. Selected transverse profiles, longitudinal sections and charts indicate unexpectedly large measurable current velocities in the axis of the North Atlantic Deep Current and of the Antarctic Bottom Current flowing along the foot of the continental slope off South America. On the average, these have a velocity of 9.2 and 7.2 cm/sec, and reach maximal velocities of 17.4 and 12.5 cm/sec. These calculated current velocities are probably not too high because of the great distances between stations along the profiles.

The sources of error of the dynamic method are discussed. It appears reasonable to believe that a useful approximation has actually been determined.

### EINLEITUNG

NICHTS KANN den unbefriedigenden Stand unserer Kenntnisse über die Stromgeschwindigkeiten in der Tiefsee besser beleuchten als das Urteil eines so erfahrenen Ozeanographen wie G. E. R. DEACON (1954), der folgendes schreibt: “We have known for 150 years that there is water, nearly ice-cold, at the bottom of the tropical Atlantic Ocean, and that it must flow there from the Antarctic, but we can still argue whether it took 18 years or 1800, and there is as much uncertainty about the forces which move it there.” Diese Ungewissheit rührt daher, dass es bisher weder durch direkte Strommessungen auf Ankerstationen noch durch indirekte Methoden der Berechnung oder Schätzung gelungen ist, die kontinuierlichen Wasserbewegungen in den Tiefen von mehr als 2500 m nach Richtung und Geschwindigkeit genügend genau zu erfassen und damit zu einer brauchbaren quantitativen Lösung des Zirkulationsproblems zu gelangen. Hinsichtlich der Strommessungen auf Ankerstationen hat kürzlich K. F. BOWDEN (1954) gezeigt, dass “direct measurements have provided a comparatively small portion of our knowledge of subsurface currents in the oceans” und betont, dass es eine vordringliche Aufgabe der ozeanographischen Forschung sei, mit verbesserten Methoden und Instrumenten—wenn möglich völlig unabhängig von jeder Eigenbewegung des Schiffes und über jeweils etwa 1 Woche—die mittleren Strömungen und ihre nicht-periodischen Schwankungen in der Tiefsee zu messen. Denn nur auf diesem Wege vermöge man—so argumentiert BOWDEN weiter—, die mit anderen, indirekten Methoden “geschätzten” Werte der ozeanischen Tiefenzirkulation zu verifizieren, nur so könne man zu zuverlässigen Werten gelangen, die nicht nur für die Ozeanographie, sondern auch für die Meeresgeologie und die marine Biologie der Tiefsee im Hinblick auf die Bearbeitung der Sedimentprobleme und der Probleme der Verbreitung der Organismen so unentbehrlich sind.

Bei dieser Sachlage erscheint eine erneute dynamische Bearbeitung der *Meteor*—Profile 1925/27, wie sie vom Verfasser im folgenden in Angriff genommen ist und welche die Berechnung der absoluten Stromkomponenten und der transportierten Wassermengen senkrecht zu den Profilen in den Tiefen zwischen der DEFANT'schen Bezugsfläche (Nullfläche) und dem Tiefseeboden zum Ziel hat, durchaus geboten. Denn nur auf diese Weise besteht Aussicht, die von A. DEFANT (1936 A) und G. WÜST (1936) gewonnenen Vorstellungen räumlich und in quantitativer Richtung zu erweitern und zu fundieren.\* Bei der Berechnung der zahlreichen Tabellen und der Eintragung der Werte in mehr als 30 grosse dynamische Profile und Karten, die später in extenso an anderer Stelle veröffentlicht werden sollen, habe ich mich der sorgfältigen Hilfe durch Herrn cand. rer. nat. E. NOODT erfreut.

#### RÜCKBLICK AUF DIE BISHERIGEN INDIREKTEN SCHÄTZUNGEN DER STROMGESCHWINDIGKEIT

Die Bedeutung unserer neu berechneten Werte der Stromgeschwindigkeit wird erst ersichtlich, wenn wir sie in Beziehung stellen zu den bisherigen Ergebnissen der nicht sehr zahlreichen Versuche, auf indirekte Weise zu Schätzungen bzw. Näherungswerten dieses Faktors für die Tiefsee zu gelangen. Aus diesem Grunde sei ein kurzer Rückblick vorausgeschickt, wobei hinsichtlich der Geschichte der allgemeinen, d.h. mehr qualitativen Erforschung der Ausbreitung des atlantischen Tiefen- und Bodenwassers auf die ausführlichen Darstellungen des Verfassers im *Meteor*—Werk (1933 und 1936) verwiesen werden kann.

Die ersten Versuche von FORCH (1911), THOULET (1921, 1925), WATTENBERG (1927), DEACON (1931), CASTENS (1931, 1932) und SEIWELL (1939) haben heute im wesentlichen nur historische und rechnerische Bedeutung, da die ihnen zugrundeliegenden Annahmen bzw. Voraussetzungen, wie im *Meteor*—Werk dargelegt worden ist, in der Tiefsee nicht erfüllt sind. So hat der Verfasser (1933, S.55) gezeigt, dass "es verfehlt ist, in der Temperaturzunahme des antarktischen Bodenstroms von Süden nach Norden in der Westmulde und Ostmulde einen sichtbaren Effekt der Erdwärme zu erblicken und aus dieser Temperaturzunahme und dem annähernd bekannten vom Erdinnern ausgehenden Wärmestrom etwa die Geschwindigkeit des Bodenstroms berechnen zu wollen", wie es C. FORCH (1911) versucht hat. Denn "diese Zunahme der Temperatur beruht, wie die Kurven lehren, ganz überwiegend auf dem Vorgang der Vermischung" (WÜST 1933, S.55). Auch THOULETS (1921; 1925) beharrliche Auffassung von der Bewegungslosigkeit der Wassermassen in den Tiefen von mehr als 2000 m ist heute überholt. Denn "gerade im untersten Stockwerk des Ozeans sind die Wassermassen in der Temperatur und im Salzgehalt wesentlich stärker differenziert als in der darüberliegenden Tiefenschicht, verharren keineswegs in Bewegungslosigkeit, sondern befinden sich offenbar in der Mehrzahl der Tiefseebecken in merklich strömender Bewegung, die wir unmittelbar aus dem Verlauf der Isothermen ablesen können" (WÜST 1933, S.34). Andererseits hat der Verfasser (1936, S. 182–201) durch eine kritische Prüfung hinsichtlich der von WATTENBERG (1927) vermuteten jahreszeitlich bedingten Schwankungen von Salzgehalt, Sauerstoff

\* Die Durchführung dieser umfangreichen Untersuchung, von der mit Genehmigung des Herausgebers der Wissenschaftlichen Ergebnisse der Deutschen Atlantischen Expedition, Herrn Prof. Dr. A. DEFANT, hier eine erste Mitteilung vorgelegt wird, ist dem Verfasser durch die Bewilligung einer Sachbeihilfe seitens der Deutschen Forschungsgemeinschaft ermöglicht worden, wofür aufrichtig gedankt sei.

und Temperatur in den Kernschichten des subantarktischen Zwischenwassers und des nordatlantischen Tiefenwassers klargestellt, dass aus den Beobachtungen des *Meteor* keine klar definierten räumlichen Unterschiede dieser 3 Faktoren im "Stromstrich" der Kernschichten nachweisbar sind, die mit Sicherheit auf jahreszeitlich bedingte, periodische Einflüsse in den Absinkgebieten zurückgeführt werden und dazu dienen können, die Geschwindigkeiten der Ausbreitung dieser Wasserarten zu berechnen. So erweist sich leider auch dieser originelle von WATTENBERG (1927) geäußerte Gedanke, der dann von DEACON (1931), CASTENS (1931, 1932) und SEIWELL (1934) aufgegriffen worden ist, nicht als realisierbar, zumal anzunehmen ist, "dass unperiodische Schwankungen eine grössere Rolle spielen, als man bisher im allgemeinen annimmt" (WÜST 1936, S.193), eine Vermutung, die durch eine neuere Untersuchung von WORTHINGTON (1954) gestützt wird. WATTENBERG (1935) hat noch einen anderen, ebenfalls recht interessanten Weg zur Berechnung des Massenaustausches über dem Tiefseeboden und damit zur Berechnung der Geschwindigkeit des antarktischen Bodenstroms beschritten. Aus der Zunahme der spez. Alkalinität längs seinem Vordringen im Brasilianischen Becken, d.h. aus der Abgabe des aus dem Sediment gelösten Kalziumkarbonats berechnet er zunächst den vertikalen Austauschkoeffizienten  $A$  zu  $4 \text{ cm}^{-1} \text{ g sec}^{-1}$ . Unter Benützung des von A. DEFANT (1935) zu 4-9 abgeleiteten Verhältnisses  $A : c$  kommt WATTENBERG (1935) zu dem Ergebnis, "dass eine mittlere Geschwindigkeit ( $c$ ) von 0.5 bis 1 cm/sek im Antarktischen Bodenstrom einen hohen Grad von Wahrscheinlichkeit besitzt", was in guter Übereinstimmung stehe mit dem von H. MOSBY (1934) geschätzten Wert von 1 cm/sek. In der definitiven Bearbeitung der "Ausbreitungs- und Vermischungsvorgänge im antarktischen Bodenstrom und im subantarktischen Zwischenwasser" berechnet A. DEFANT (1936 B) erneut aus den vom Verfasser konstruierten Längsschnitten der potentiellen Temperatur und des Salzgehalts in den Bodenschichten auf der Westseite des Atlantischen Ozeans die Grösse des Verhältnisses  $A : c$  in den einzelnen Tiefen und Zonen und gelangt unter Annahme des WATTENBERGSchen Austauschwertes  $A = 4$  zu folgenden Geschwindigkeitswerten\* im *Hauptstromstrich des antarktischen Bodenstroms*:

über den Schwellen zwischen 1.5 und 2 cm/sek

über den Mulden zwischen 0.5 und 1 cm/sek.

Für den Stromstrich des *unteren nordatlantischen Tiefenstroms* erhält er auf diese Weise Geschwindigkeitswerte zwischen 0.3 und 0.8 cm/sek. Die eingehende Analyse der Ausbreitung und Vermischung der Wassermassen in der atlantischen Kaltwassersphäre mittels der Kernschichtmethode hat den Verfasser (WÜST 1936, S.243) zu der Erkenntnis geführt, "dass bei allen 5 Wasserarten von meridionalen Komponenten und einem stromartigen Charakter der Ausbreitung nur ganz auf der Westseite des Ozeans gesprochen werden kann. In die östlicheren Regionen werden die Wasserarten durch zonale Ausbreitung, ja stellenweise entgegengesetzte Bewegungen bzw. durch ganz allmähliche Einwirbelung verfrachtet". Und an anderer Stelle: "Denn die Verbreitung der verschiedenen Wasserarten im Ozeanraum ist nicht identisch mit der wahren Bewegung im Raume. Nur in den Achsen der Kernmassen kann durch Pfeile die Richtung der Tiefwasserbewegungen dargestellt

\* Hiermit hat DEFANT (1936 B) die in seiner vorläufigen Mitteilung (1935) auf die gleiche Weise für den Bodenstrom berechneten Geschwindigkeiten, die "zwischen 1 und 5 cm/sek liegen, im allgemeinen aber kaum 10 cm/sek übersteigen dürften", als zu hoch gekennzeichnet.

werden". In einer zusammenfassenden Darstellung seiner verschiedenen Untersuchungen über "Bodentemperatur und Bodenstrom in der atlantischen, indischen und pazifischen Tiefsee" hat sich der Verfasser (WÜST 1938 B) schliesslich auch der Frage der absoluten Geschwindigkeiten im Stromstrich des antarktischen Bodenstroms zugewandt. Unter der unbewiesenen Annahme, dass in der oberen Hälfte der Grenzschicht zwischen dem Tiefen- und dem Bodenwasser, bei der in der atlantischen Westmulde vielfach (besonders im Argentinischen und Brasilianischen Becken) "geradezu von einer Sprungschicht der Temperatur und des Salzgehalts zwischen 3500 und 4500 m Tiefe" (WÜST 1933, S.70) gesprochen werden kann, die dynamische Bezugsfläche zu suchen ist, hat diese damalige vorläufige dynamische Bearbeitung von 9 Meteor- Querprofilen zwischen  $55^{\circ}$  S und  $5^{\circ}$  S für den Stromstrich zu Nordkomponenten im Betrage von 0.8 bis 4.0 cm/sek, im Durchschnitt 2.2 cm/sek geführt. DEFANT (1941) hat es aber in seiner umfassenden Bearbeitung des atlantischen Massfeldes auf Grund von 629 Stationen sehr wahrscheinlich gemacht, dass die dynamische Bezugs- oder Nullfläche nicht identisch ist mit solchen Grenz- bzw. Sprungschichten, sondern dass sie nur aus dem Massenaufbau des Meeres ermittelt werden kann und zwar als *die* Schicht, in welcher die Differenzen der dynamischen Tiefen zwischen benachbarten Stationen praktisch konstant sind und daher die Wasserversetzungen als sehr nahe Null angenommen werden dürfen. Natürlich ist sich DEFANT (1941) darüber im klaren, dass es zunächst nur "eine reine Annahme ist, wenn man nun innerhalb dieser Schicht die Bezugsfläche zur Überführung der relativen Topographien der Druckflächen in absolute legt". DEFANT (1941, S.242) fährt fort: "aber die Annahme gewinnt sofort an grosser Wahrscheinlichkeit und innerer Sicherheit, wenn man bemerkt, dass die für einzelne Stationspaare bestimmten Lagen der Bezugsfläche sich in ein in sich geschlossenes System zusammenfügen, wenn man den ganzen Ozean betrachtet." Eine wesentliche Stütze sieht DEFANT ferner in der inneren Übereinstimmung seiner Stromfelder der stationären Konvektionsströme mit den Ausbreitungskarten der verschiedenen Wasserarten, welche der Verfasser mittels der Kernschichtmethode unter Eintragung von Pfeilen der Hauptausbreitung 1936 abgeleitet hat. Aus einem Überblick über die "Fernwirkungen antarktischer und nordatlantischer Wassermassen in den Tiefen des Weltmeeres", in welchem der Verfasser (1951) in vereinfachter Form die DEFANTschen Stromkarten für 800 und 2000 m Tiefe und die diesen Niveaus am nächsten kommenden Ausbreitungskarten der Kernmassen des subantarktischen Zwischenwassers und des mittleren nordatlantischen Tiefenwassers gegenübergestellt hat, geht diese grosse innere Übereinstimmung der beiden voneinander unabhängigen Methoden besonders klar hervor. In der 2000-decibar-Fläche findet DEFANT in der ganzen Westhälfte des Ozeans—ganz in Übereinstimmung mit den Ergebnissen der Kernschichtmethode—vorwiegend meridionale Strömungen nach Süden, welche das in den grönländischen Gewässern abgesunkene sauerstoffreiche Tiefenwasser auf direktem Wege bis nach  $30^{\circ}$ – $40^{\circ}$  S verfrachten mit mittleren Geschwindigkeiten im Stromstrich ganz auf der Westseite von 2 cm/sek und maximalen von 7 cm/sek. Nur in der Querschnittsverengung am Äquator vor Kap San Roque werden nach DEFANT Stromstärken von 8 bis 14 cm/sek erreicht. Seit 1941 sind dem Verfasser keine weiteren Berechnungen von Stromgeschwindigkeiten in der Tiefsee bekannt geworden ausser einem kühnen und summarischen Versuch von G. A. RILEY (1951), die *mittleren* Geschwindigkeiten der Nord- und Südkomponenten zwischen 0 und 4000

m und in den verschiedenen geographischen Breiten, gemittelt jeweils über die ganze Breite des Ozeans, zu berechnen. Für 4000 m Tiefe gibt RILEY Mittelwerte zwischen 0.01 und 0.08 cm/sek an, Werte, die für unsere Problemstellung, die auf die absoluten Geschwindigkeiten im Stromstrich des nordatlantischen Tiefenstroms und des antarktischen Bodenstroms abzielt, keine Bedeutung besitzen.

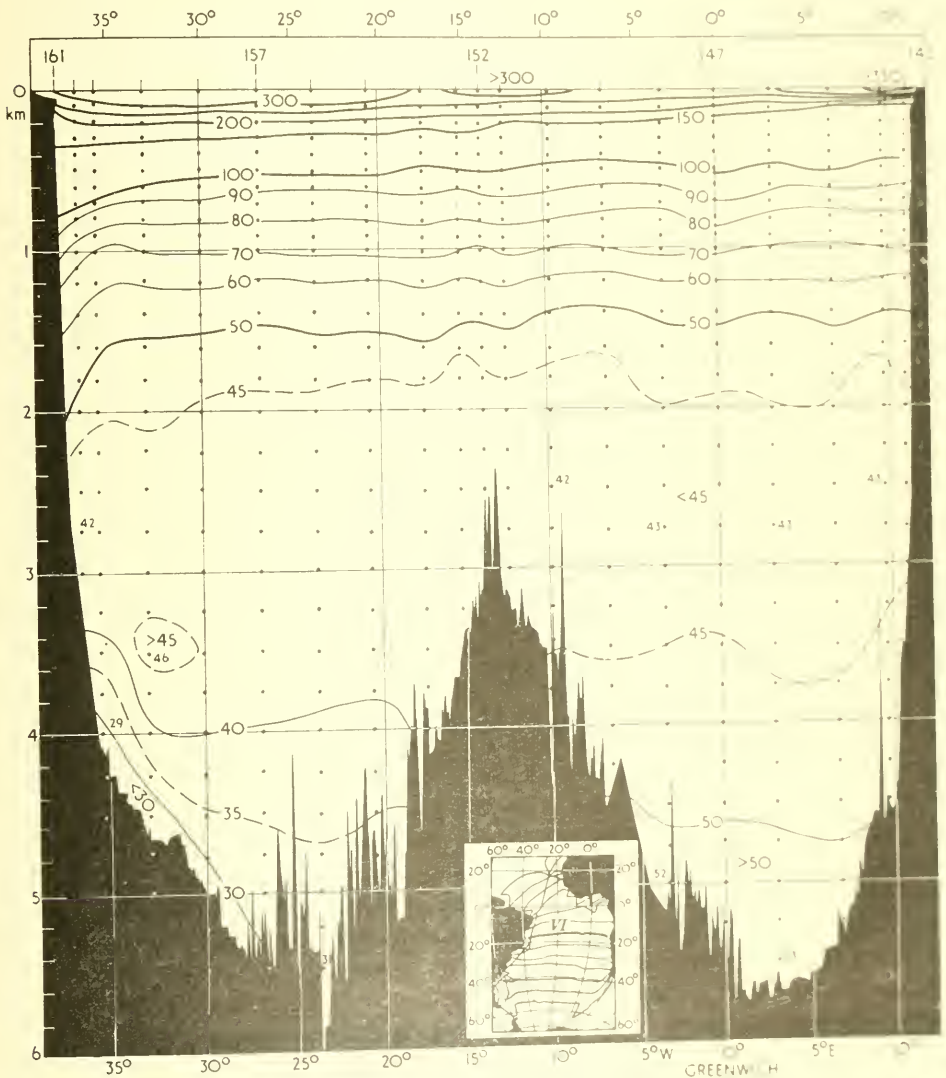


Fig. 1. Vertikalschnitt der Anomalien des spezifischen Volumens  $\delta = 10^3 (\sigma - \sigma_{35, 0, p})$ . *Küstern* Schnitt, "Meteor"—Profil VI (Mai-Juni 1926) durch das Brasilianische und das Angola-Becken in 15°–18° S.

DIE DYNAMISCHE BEARBEITUNG DER METEOR-PROFILE

Unsere neue dynamische Untersuchung knüpft—besonders im Hinblick auf die Topographie der dynamischen Bezugsfläche—an die Untersuchung DEHANTS (1941)

über " die absolute Topographie des physikalischen Meeresniveaus und der Druckflächen, sowie die Wasserbewegungen im Atlantischen Ozean " an und erweitert sie auf die Schichten zwischen 2500 m Tiefe und dem Tiefseeboden, jedoch mit dem durch die geringere Beobachtungsdichte gegebenen Unterschied, dass wir nicht eine Lösung für den Gesamttraum, d.h. nicht die Konstruktion von geschlossenen Stromfeldern für die einzelnen Niveaus wie DEFANT anstreben. Wir beschränken uns vielmehr auf die Stromkomponenten senkrecht zu den *Meteor*- Profilen und versuchen lediglich, für den Hauptstromstrich des Tiefen- und Bodenstroms ganz auf der Westseite des Ozeans die berechneten Werte der Stromstärke auf die " wahre " Stromrichtung zu reduzieren. Die wesentlichen Grundlagen unserer Berechnungen sind durch die Werte der Anomalien des spezifischen Volumens  $\delta = 10^5 (\alpha - \alpha_{35,0,p})$  gegeben, wie sie in den " Listen der dynamischen Werte für die Standardhorizonte an den Beobachtungsstationen " des Forschungsschiffes *Meteor* vom Verfasser (1938 A) veröffentlicht sind. Jedoch erweist es sich für unsere Aufgabe als erforderlich, ab 2500 m Tiefe nach unten den Abstand der Standardtiefen—durch vertikale und horizontale Interpolationen und Kontrollen mittels der im Atlas zu Band VI enthaltenen Vertikalschnitte und Horizontalkarten von  $t^\circ$ ,  $S^\circ/\text{‰}$  und  $\sigma_t$  (WÜST, 1936)—grundsätzlich auf 250 m zu verringern und möglichst bis zum Tiefseeboden zu erweitern, um die wahrscheinlichen Werte der Anomalien des spezifischen Volumens für unsere dynamische Berechnung einsetzen zu können, besonders im Bereich der submarinen Steilabfälle des Meeresbodens. Denn nur auf diese Weise ist es möglich, die von HELLAND-HANSEN (1934) angegebene Methode der " Fortsetzung der Berechnung in Gebiete geringerer Tiefe " anzuwenden. Die nunmehr zwischen 0 und 1000 m Tiefe für alle 100 m, zwischen 1000 und 2000 m Tiefe für alle 200 m und zwischen 2000 m Tiefe und dem Tiefseeboden für alle 250 m Tiefenabstand vorliegenden Werte  $\delta$  (der Anomalien des spezifischen Volumens) haben wir für alle *Meteor*- Profile in Vertikalschnitte grossen Masstabs eingetragen und durch eine möglichst engabständige Konstruktion der Isosteren (für alle 5 Einheiten unterhalb  $\delta = 50$ ) noch einmal kontrolliert und in ihrer räumlichen Verteilung festgelegt. Hierdurch ist eine genügend gesicherte Extrapolation zum Tiefseeboden und die Fortführung der dynamischen Berechnung in Gebiete geringerer Tiefe nach der Methode HELLAND-HANSENS gegeben. In Fig. 1 und 2 sind als Beispiele in starker Verkleinerung die zwei Isosteren—Vertikalschnitte für die *Meteor*- Profile VI ( $15^\circ$ – $18^\circ$  S) und I ( $40^\circ$ – $42^\circ$  S) reproduziert. In beiden Schnitten erkennen wir zunächst die grosse Zahl von Fixpunkten, welche der Isosterenkonstruktion zugrundeliegen und dann die bemerkenswerte Drängung und Schrägstellung der Isosteren zwischen 3000 m und 5000 bzw. 5500 m Tiefe in der Westmulde, was uns schon darauf hinweist, dass die Höchstzahl der Solenoide nicht in der Kältezone der Westmulde, sondern links von ihr ganz am Westrande des Brasilianischen und des Argentinischen Beckens gelegen ist. Ganz anders liegen die Verhältnisse in den grossen Tiefen der ostatlantischen Mulde. Hier bestehen noch bemerkenswerte Unterschiede zwischen dem Angola-Becken (nördlich des Walfischrückens) und dem Kap-Becken (südlich davon). Während ansonsten die Anomalien des spezifischen Volumens mit der Tiefe abnehmen, wachsen sie in dem (durch den Walfischrücken gegen den antarktischen Bodenstrom) abgeriegelten Angola-Becken ab ca. 3000 m mit der Tiefe, so dass hier am Boden  $\delta$  - Werte  $> 50$  existieren, gegenüber  $< 30$  bzw. 25 im Westen, wo sich also am Fusse des

Kontinentalabfalls jeweils die absoluten Minima der Anomalien der spezifischen Volumina innerhalb der Vertikalschnitte befinden.

Mittels des so verdichteten Netzes von Fixpunkten sind für alle *Meteor*- Profile zwischen den benachbarten Stationen zunächst die Werte von  $A = \int v dp$ , d.h. die Anzahl der Solenoide berechnet und aus diesen unter Berücksichtigung der

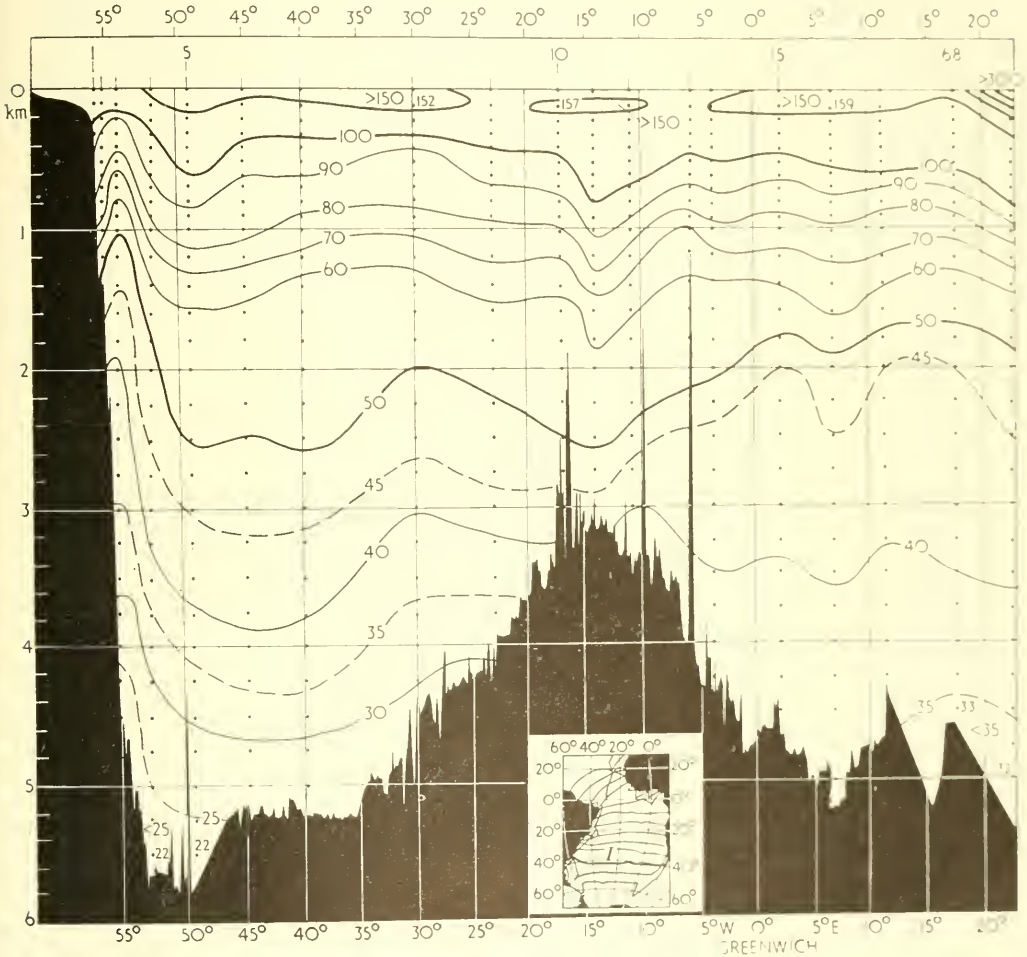


Fig. 2. Vertikalschnitt der Anomalien des spezifischen Volumens  $\delta = 10^3 (\sigma - \sigma_{35, 0, p.})$ . *Isosteren-Schnitt*, "Meteor"-Profil I (Juni-Juli 1925) durch das Argentinische und das Kap-Becken in 40-42° S.

geographischen Breite  $\varphi$  und des Abstandes  $L$  zwischen den Stationen die Geschwindigkeitsdifferenzen  $c_0 - c_1$  — unter Weglassung der Stationspaare, die zwischen 4° N und 4° S gelegen sind — ermittelt, und zwar nach der bekannten Formel von HELLAND-HANSEN und SANDSTRÖM, die auf der BJERKNESSEN'Schen Zirkulationstheorie beruht:

$$c_0 - c_1 = \frac{A}{2W \cdot L \cdot \sin \varphi}$$

Die für jedes Stationspaar gültige dynamische Bezugsfläche  $D_0$  ist sodann aus DEFANTS Karte der "Tiefenlage der Bezugsfläche zur Ermittlung der absoluten Topographie der einzelnen Isobarenflächen" (1941, Beilage XIX), welche Isobasen für

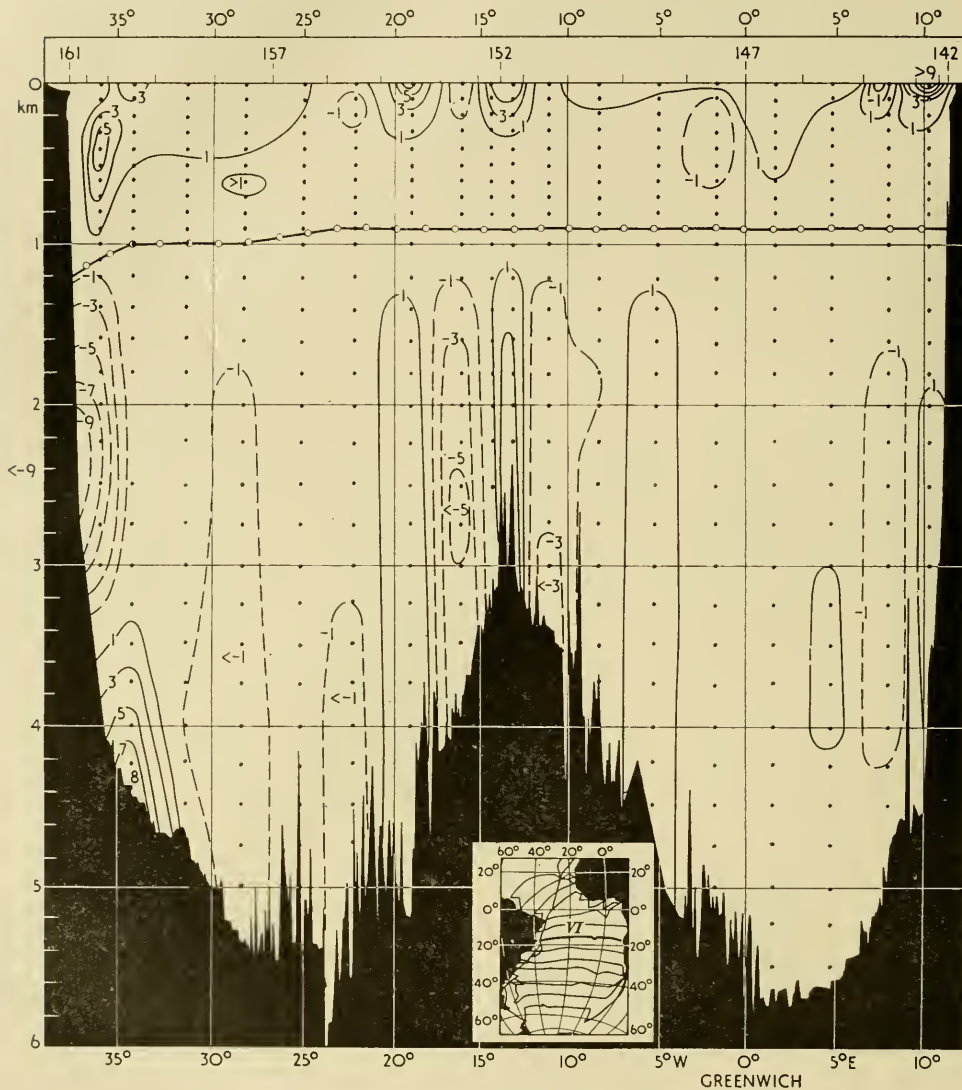


Fig. 3. Vertikalschnitt der berechneten *Geschwindigkeitskomponenten* (cm/sek) senkrecht zum "Meteor"—Profil VI (Mai-Juni 1926) durch das Brasilianische Becken und das Angola-Becken in 15°–18° S.

nördliche Komponenten ausgezogene Isotachen,  
 südliche Komponenten gestrichelte Isotachen,  
 —O—O—O— dynamische Bezugsfläche n. DEFANT (1941).

alle 100 m enthält, auf 1 Hektometer genau entnommen und der Berechnung der absoluten Stromgeschwindigkeiten  $c_1$  zugrundegelegt worden. Diese Werte  $c_1$  stellen die Geschwindigkeitskomponenten des stationären Konvektionsstroms senkrecht



zu den *Meteor*- Profilen dar, bezogen auf die ganze Strecke zwischen zwei Stationsvertikalen. Dadurch, dass nach den Plänen von A. MERZ (1925) die Querprofile des *Meteor* über den Ozean senkrecht zu den wichtigsten ozeanischen Böschungen der Kontinentalabfälle und des Atlantischen Zentralrückens angelegt worden sind, bestehen von vornherein günstige Voraussetzungen für die Anwendung des Bjerknes-schen Verfahrens; denn sowohl Theorie als Beobachtung lehren, dass das Relief

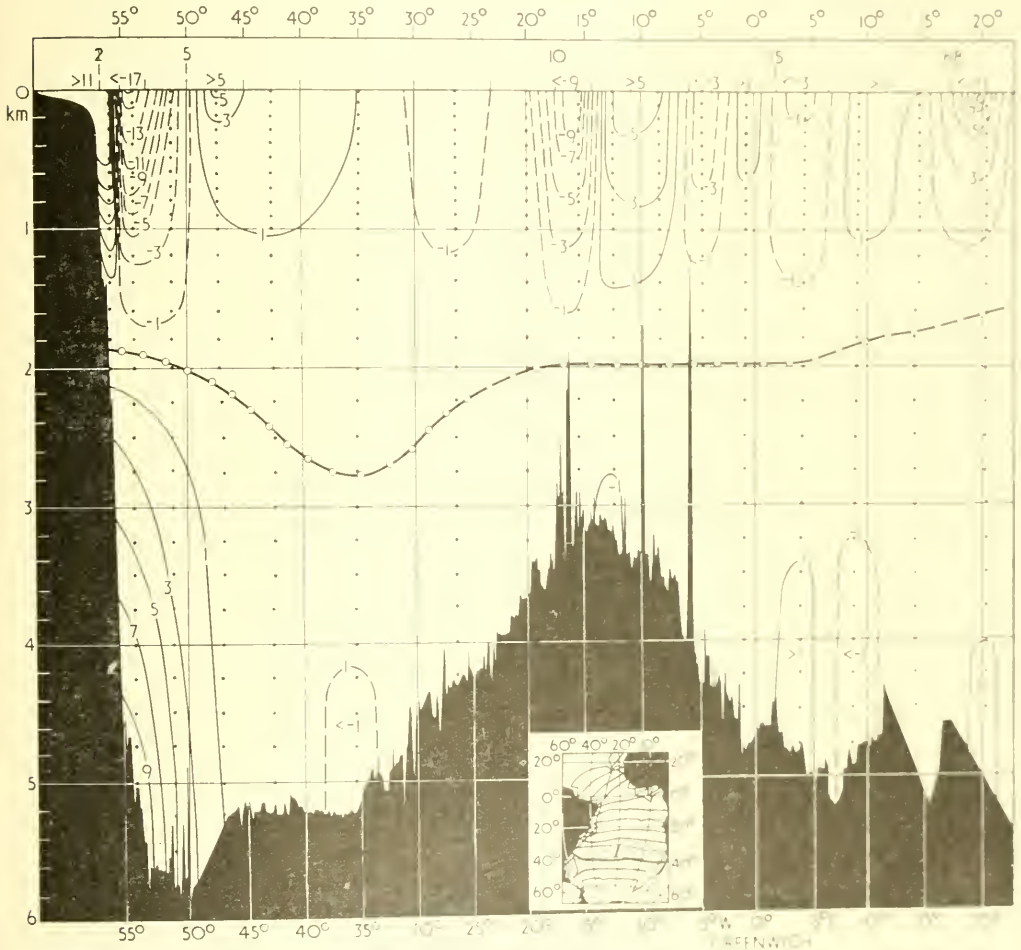


Fig. 4. Vertikalschnitt der berechneten *Geschwindigkeitskomponenten* (cm sek) senkrecht zum "Meteor"—*Profil I* (Juni-Juli 1925) durch das Argentinische und das Kap-Becken in 40–42 S. nördliche Komponenten ausgezogene Isotachen, südliche Komponenten gestrichelte Isotachen, —O—O—O—dynamische Bezugsfläche n. DELANT (1941).

von wesentlichem Einfluss auf die Wasserbewegung ist und dass die Stromlinien in den tiefsten Wasserschichten sich weitgehend den Isobathen angleichen. Die Stromkomponenten (senkrecht zu den *Meteor*- Profilen) werden sich also zumindest in der Nähe des Stromstrichs stark den Werten des wahren stationären Konvektionsstromes annähern, wobei zwar zu bedenken ist, dass sie nicht Punktwerte der

Geschwindigkeit, sondern Durchschnittswerte für einzelne Tiefenniveaus zwischen zwei benachbarten Stationen darstellen. Je weiter der Stationsabstand, umso mehr werden diese Durchschnittswerte Minimalwerte im Vergleich zu den möglichen

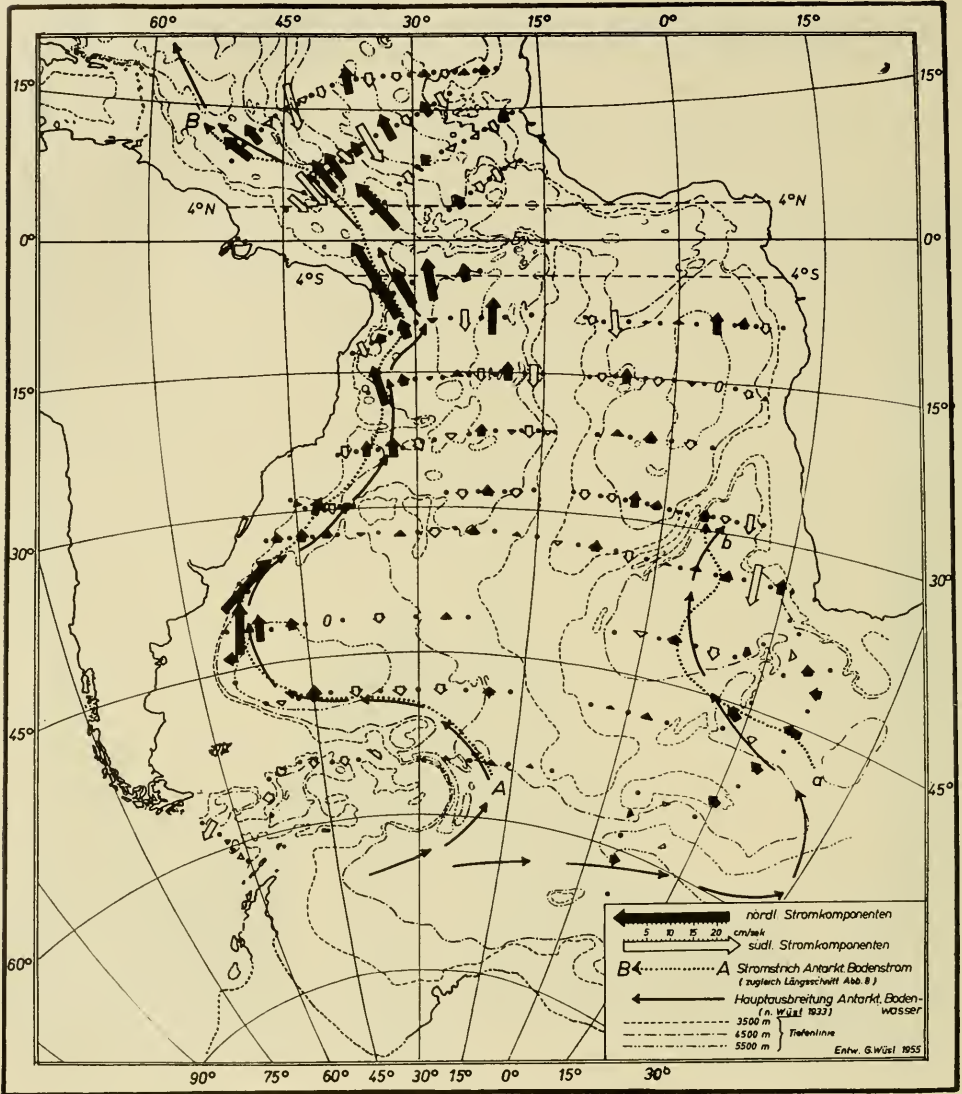


Fig. 5. Regionale Verteilung der Geschwindigkeitskomponenten (cm/sek) senkrecht zu den Meteor-Profilen (unter Weglassung der Stationen zwischen 4° N und 4° S) in der bodennahen Schicht der atlantischen Tiefsee (> 3500 m).<sup>\*</sup> Berechnet aus der Massenverteilung unter Zugrundelegung der von A. DEFANT (1941) abgeleiteten "dynamischen Bezugsfläche".

Punktwerten der Geschwindigkeit sein, worauf wir noch zurückkommen werden. Andererseits ist zu bedenken, dass die dynamische Berechnung den Einfluss der Reibung völlig vernachlässigt. Hier hat W. HANSEN (1950) in seinen "Bemerkungen

<sup>\*</sup> Der Pfeil von 21 cm/sek vor Kap San Roque ist zweifelhaft und zutilgen (cf. Fussnote S.386).

zu neuzeitlichen Problemen der Ozeanographie" darauf hingewiesen, dass die Berechnung der Stromgeschwindigkeiten aus dem Massenaufbau trotz der Vernachlässigung der Reibung in all den Fällen zu brauchbaren Resultaten führt, in denen die senkrecht zur Hauptstromrichtung existierende Druckverteilung bekannt ist und von dieser ausgegangen wird. Dies erklärt auch nach HANSEN, "warum die von WÜST (1924) durchgeführte Untersuchung des Floridastromes so gute Übereinstimmung zwischen Beobachtung und Rechnung nach dem dynamischen Verfahren trotz Vernachlässigung der Reibung lieferte." (HANSEN, 1950, S.27).<sup>\*</sup> Die Orientierung der *Meteor*-Profile senkrecht zu den Isobathen der Kontinentalabfälle bietet auch aus diesem Grunde günstige Voraussetzungen für die Anwendung des BJERKNES-schen Verfahrens, besonders bei der Berechnung der Stromgeschwindigkeiten in den Stromstrichen des nordatlantischen Tiefenstroms und des antarktischen Bodenstroms, die—wie wir noch zeigen werden—sich ganz an den Südamerikanischen Kontinentalabfall anlehnen.

#### DIE VERTIKALE VERTEILUNG DER GESCHWINDIGKEITSKOMPONENTEN IN DEN QUERSCHNITTEN

Auf Grund dieser  $c_1$ -Werte haben wir *Isotacheen-Schnitte* konstruiert, lediglich zu einer groben Veranschaulichung der Verteilung der Geschwindigkeitskomponenten senkrecht zu den Profilen und nicht etwa zur späteren Berechnung der transportierten Wassermengen, da ja eigentlich nur Punktwerte der Geschwindigkeit und nicht unsere Durchschnittswerte, die für relativ grosse Stationsabstände von 100 bis 500 km gültig sind, für eine solche Konstruktion verwendet werden dürfen. Als Beispiele reproduzieren wir hier in Fig. 3 u. 4 wieder die *Meteor*-Profile VI und I in starker Verkleinerung mit den Isotacheen für 1, 3, 5, 7 und 9 cm/sek, die im Falle nördlicher Komponenten ausgezogen, im Falle südlicher Komponenten gestrichelt sind. Wir erkennen, dass unterhalb der DEFANTSchen Bezugsfläche, welche ebenfalls eingetragen ist, nur an den submarinen Steilabfällen des südamerikanischen Kontinentalblocks (und bei Profil VI auch des Atlantischen Zentralrückens) Stromgeschwindigkeiten von mehr als 3 cm/sek auftreten, dass also in der Tat im wesentlichen nur ganz auf der Westseite der atlantischen Westmulde von messbaren Geschwindigkeiten im Tiefen- und Bodenwasser gesprochen werden kann. Profil VI lehrt, dass die Strommaxima (von mehr als 9 cm/sek) im Nordatlantischen Tiefenstrom (mit südlichen Komponenten) in ca. 2250 m Tiefe etwas weiter westlich liegen als die Strommaxima (von mehr als 7 cm/sek) im antarktischen Bodenstrom (mit nördlichen Komponenten) am Tiefseeboden, d.h. der Stromstrich liegt bei diesen beiden Zirkulationsgliedern nicht in ein und derselben Vertikalfäche. Dies aber gerade ist bisher stillschweigend bei allen Bearbeitungen von Längsschnitten der Temperatur und des Salzgehalts aus der Tatsache der relativ scharfen Grenzschiebt zwischen Tiefen- und Bodenwasser und der Überlagerung des Bodenwassers durch das Tiefenwasser in der ganzen Westmulde vorausgesetzt worden. Zwischen den Stationspaaren, bei denen der Stromstrich des Bodenstroms mit nördlichen Komponenten erfasst wird, existiert gar kein messbarer Tiefenstrom nach S. Bemerkenswert ist ferner, dass sowohl in Profil VI als auch in Profil I der

<sup>\*</sup> Nur im äquatorialen Bereich kann, wie auch HANSEN (1950) betont, nicht auf die Berücksichtigung der Reibung verzichtet werden, weshalb wir bei unserer Berechnung die *Meteor*-Stationen zwischen 4° N und 4° S haben wegfallen lassen.

Stromstrich des antarktischen Bodenstroms westlich der tiefsten Einsenkungen des Brasilianischen bzw. Argentinischen Beckens gelegen und um rund 1000 m auf den Kontinentalabfall heraufgeschoben ist. Bei Profil I in 41° S besitzt der nordatlantische

*Tabelle I*  
*Berechnete Stromgeschwindigkeiten und Austauschwerte im Stromstrich des Antarktischen Bodenstroms am Westrand des Atlantischen Tiefseebodens (auf Grund dynamischer Berechnung der Meteor-Profile unter Benutzung der DEFA-Tischen Bezugsfläche)*

| 1             | 2                         | 3                | 4          | 5                        | 6                             | 7   | 8                               | 9                              | 10                        | 11                                    | 12  |
|---------------|---------------------------|------------------|------------|--------------------------|-------------------------------|---|---------------------------------|--------------------------------|---------------------------|---------------------------------------|---|
| Geogr. Breite | Meteor-Profil             | Meteor-Stationen | Abstand km | Tiefe des Strom-maximums | Komponenten senkr. zum Profil | Wahrscheinliche Werte, auf wahre Richtung reduziert | Schätzung d. vertik. Austauschs | Bemerkungen                    |                           |                                       |   |
|               | Nr.                       | Nr.              | km         | m                        | Richtung $\alpha$             | Ge-<br>schw.<br>$c_1$ (cm/sek)                      | Rich-<br>tung<br>$\alpha$       | Ge-<br>schw.<br>$c_2$ (cm/sek) | A : $c_2$<br>n.<br>Defant | $A_{-1}$<br>cm <sup>-1</sup><br>g sec |   |
| 10-1° N       | XIII                      | 290-289          | 261        | 5000                     | 305                           | 5-6   | 295                             | 5-8                            | 4                         | 23                                    | } Nordameri-<br>kan. Becken                     |
| 7-5° N        | XIV                       | 300-301          | 171        | 4500                     | 325                           | 7-3   | 295                             | 8-4                            | 5                         | 42                                    |   |
| 4-7° N        | XII                       | 260-261          | 158        | 3500                     | 315                           | 12-5  | 315                             | 12-5                           | 4                         | 50                                    | } Para-<br>Schwelle                             |
| 5-3° S        | IX                        | 207-208          | 150        | 3500                     | 330                           | (21-3)  | 330                             | (21-3)                         | 2                         | (43)                                  |   |
| 5-6° S        | XI                        | 251-250          | 309        | 5000                     | 330                           | 9-0   | 330                             | 9-0                            | 5                         | 45                                    | } Brasilia-<br>nisches<br>Becken                |
| 10-1° S       | VIII                      | 202-201          | 354        | 5000                     | 340                           | 3-5   | 360                             | 3-8                            | 8                         | 28                                    |   |
| 16-8° S       | VI                        | 160-159          | 279        | 4500                     | 340                           | 7-8   | 340                             | 7-8                            | 3                         | 23                                    | } Rio-Grande<br>Schwelle                        |
| 23-8° S       | VII                       | 167-168          | 315        | 4000                     | 360                           | 2-3   | 45                              | 3-4                            | 2                         | 7*                                    |   |
| 29-6° S       | II                        | 46-45            | 210        | 4000                     | 20                            | 2-9   | 45                              | 3-2                            | 3                         | 10                                    |   |
| 32-7° S       | IV                        | 88-87            | 276        | 4750                     | 360                           | 1-8*  | 45                              | 2-6*                           | 4                         | 10                                    | } Argentin.<br>Becken                           |
| 37-1° S       | IVa                       | 97-98            | 106        | 3750                     | 50                            | 12-4  | 50                              | 12-4                           | 3                         | 37                                    |   |
| 41-3° S       | I                         | 3-4              | 206        | 5250                     | 10                            | 9-6   | 10                              | 9-6                            | 4                         | 38                                    | } Beobachtun-<br>gen aus Boden-<br>nähe fehlen. |
| 48-5° S       | III                       | 55-56            | 326        | 5500                     | 360                           | 2-1   | 285                             | 7-5                            | (4)                       | 29                                    |   |
| 55-0° S       | V                         | 123-124          | 379        | (3500)                   | 306                           | (0-3)   | 325                             | (0-4)                          | —                         | —                                     |   |
|               | Mittel zw. 10° N u. 50° S |                  |            | —                        | —                             | 6-4   | —                               | 7-2                            | —                         | 29                                    | } einschl. zwei-<br>felhafte Werte              |
|               | Mittel zw. 10° N u. 55° S |                  |            | —                        | —                             | (7-0)   | —                               | (7-7)                          | —                         | (30)                                  |   |

Maxima fett, Minima\*, zweifelhafte Werte in ( )

Tiefenstrom keine messbaren Südkomponenten mehr; offenbar ist hier seine Energie bereits erlahmt. Die anderen, hier nicht wiedergegebenen Isotacheen-Profile (II-V, VII-XIV) zeigen ähnliche Verhältnisse, wenngleich manchmal das eine oder das andere der beiden Zirkulationsglieder weniger ausgeprägt erscheint. Aber immer zeigt sich—mit Ausnahme der südlichsten Profile V und III, wo offenbar zonale Bewegungen dominieren—auf der Westseite der westatlantischen Mulde die Intensifikation der Stromgeschwindigkeiten mit den durch diese beiden entgegengesetzten Tiefwasserbewegungen bedingten Stromkomponenten nach N bzw. S, aber in benachbarten Vertikalebene. Auffallend ist schliesslich, dass sich der subantarktische Zwischenstrom in unseren Isotacheenprofilen nicht—auch nicht auf der Westseite—durch intermediäre Strommaxima mit messbaren Geschwindigkeiten ( $> 3$  cm/sek) heraushebt. Offenbar werden die salzarmen subantarktischen Wassermassen noch durch die tieferreichenderen vorwiegend windbedingten Meeresströmungen der Deckschicht erfasst und bis in die tropischen Gebiete verfrachtet, und nicht durch einen eigentlichen, subantarktischen „Zwischenstrom“, der in der vertikalen Verteilung der Geschwindigkeit durch ein intermediäres Strommaximum gekennzeichnet wäre.

#### DIE REGIONALE VERTEILUNG DER GESCHWINDIGKEITSKOMPONENTEN IN DEN BODENNAHEN SCHICHTEN UND IM 3000-M-NIVEAU

Aus den Arbeitskarten unserer Isotacheenprofile entnehmen wir die Geschwindigkeitskomponenten  $c_1$  der untersten, den Tiefseeboden überlagernden 250m-Schicht bei all den über 3500 m tiefen Stationspaaren und tragen sie mit Pfeilen entsprechender Länge und Richtung (positive Werte senkrecht zum Profil nach nördlichen, negative nach südlichen Richtungen) in eine Karte der Bodenströme ein (Fig. 5). Nördliche Komponenten sind durch ausgefüllte dicke Pfeile, südliche durch offene dicke Pfeile gekennzeichnet. Wir erkennen nunmehr noch klarer, dass der antarktische Bodenstrom auf der Südhalbkugel messbare Geschwindigkeiten ( $> 3$  cm/sek) nur ganz auf der Westseite der Westmulde, d.h. am Fusse des Kontinentalabfalles etwa 1000 m über dem eigentlichen Tiefseeboden besitzt. Weiter östlich existieren—von einigen Ausnahmen besonders im Kap—und Agulhasbecken abgesehen—nur ganz schwache Komponenten. Nördlich des Äquators verlagert sich der Stromstrich des antarktischen Bodenstroms offenbar mehr nach der Ostseite der westatlantischen Mulde. Durch die punktierte Linie  $A - B$  haben wir die Strommaxima in der Westmulde (südlich des Walfischrückens auch in der Ostmulde durch die punktierte Linie  $a - b$ ) verbunden und damit die Lage und Generalrichtung des Hauptstromstrichs des antarktischen Bodenstroms festgelegt. Die feinen langen Pfeile der Hauptausbreitung der Wasserart sind so genau wie möglich aus der Karte der „Ausbreitung des antarktischen Bodenwassers (dargestellt durch den prozentischen Anteil der antarktischen Komponente  $A_1$ )“ übertragen, welche der Verfasser (1936, Beilage XXII) mittels der Kernschichtmethode erhalten hat. Wir stellen fest, dass sich die beiden auf unabhängige Weise gewonnenen Lagen der Achsen (Strommaxima und Hauptausbreitung des Bodenwassers) weitgehend decken. Im nördlichen Argentinischen und im Brasilianischen Becken liegt der dynamische Stromstrich um ein Stationspaar, d.h. um durchschnittlich 200 km, weiter westlich als die Achse der Ausbreitung des antarktischen Bodenwassers, was aus dynamischen Gründen zu erwarten ist. Denn

das Strommaximum muss mit den stärkeren horizontalen Gradienten von  $t$  und  $S$  — links von der Kaltwasserzunge der Hauptausbreitung der Wasserart—zusammenfallen. Aus dem Verlauf des Hauptstromstrichs vermögen wir nunmehr angenähert die "wahre" Richtung des Bodenstroms zwischen den betr. Stationspaaren zu erschliessen und die Geschwindigkeitskomponenten auf diese "wahren" Richtungen zu reduzieren. Dies ist in Tabelle 1 geschehen, welche in Spalte 6 und 7 die Stromkomponenten  $c_1$  des Stromstrichs senkrecht zu den Profilen und in Spalte 8 und 9 die auf die "wahre" Richtung des Stromstrichs reduzierten Werte  $c_2$  enthält. Wegen der günstigen Orientierung der *Meteor*-Querprofile (senkrecht zu den Steilabfällen und den vermuteten Stromrichtungen) gibt diese Reduktion beim Bodenstrom in den Geschwindigkeitswerten nur eine Vergrösserung der Geschwindigkeit um durchschnittlich 10% aus (beim Tiefenstrom von nur durchschnittlich 6%). Wir sehen aus der Tabelle, dass die einzelnen Geschwindigkeiten zwischen 2.6 cm/sek und 12.5 cm/sek variieren. Der Mittelwert aus allen Profilen zwischen 10° N und 50° S (unter Weglassung der äquatorialen Stationen zw. 4° N und 4° S) beträgt 7.2 cm/sek, ist also 4 bis 15 mal so gross wie die letzten Schätzungen von WATTENBERG (1935) und DEFANT (1936 B). *Wir haben es also im Stromstrich des antarktischen Bodenstroms in Tiefen zwischen 3500 und 5500 m mit unerwartet grossen Geschwindigkeiten zu tun*, die maximal auf 12.5 cm/sek\* ansteigen, und diese Werte stellen, wie wir noch zeigen werden, wahrscheinlich keine Höchstwerte dar. Bei einem Mittelwert von 7.2 cm/sek würden die Wassermassen im Stromstrich des antarktischen Bodenstroms 3.3 Jahre benötigen, um die etwa 7700 km lange Strecke vom Südrand des Argentinischen Beckens (48° S) bis zum Nordrande des Brasilianischen Beckens (5° S) zurückzulegen. Die Gesamtlänge des gewundenen Stromstrichs in der Westmulde von dem Entstehungsgebiet des antarktischen Bodenwassers in der südlichen Weddellsee (72° S) bis zum Äquator dürfte rund 12000 km betragen. Um diese Strecke von der Antarktis bis zum Äquator zurückzulegen, würde der Bodenstrom rund 5 Jahre und 4 Monate benötigen, also nur etwa den 3.4 ten Teil der Zeit von 18 Jahren, welche DEACON (1954) für den Weg des eiskalten Bodenstroms von der Antarktis zum tropischen Atlantischen als möglichen Minimalwert genannt hat. Unsere neuen Geschwindigkeitswerte gestatten uns auch, unter Benutzung der von DEFANT (1936 B) ermittelten Werte von  $A : c$  die *Beträge des vertikalen Austauschkoefizienten*  $A$  zu schätzen; dies ist in Spalte 10 und 11 geschehen. Es ergibt sich mit  $29 \text{ cm}^{-1} \text{ g sec}^{-1}$  ein *bemerkenswert hoher Mittelwert dieses Austauschkoefizienten*, der in den einzelnen Profilen zwischen den Werten  $A = 7$  und  $A = 50$  schwankt. Unsere bisherigen Vorstellungen über die Grösse des Austauschkoefizienten bedürfen also auch einer Korrektur. *Der neue Mittelwert von  $A = 29$  ist 7 mal so gross als der bisher geschätzte Wert  $A = 4$* ; er gilt natürlich nicht für die unterste 20 — 50 m dicke Bodenwasserschicht in den Tiefseebecken, für welche es F. F. KOCZY (1950) auf Grund der *Albatross*-Messungen wahrscheinlich gemacht hat, dass sich hier die Wassermassen "anscheinend turbulenzfrei" über den Boden bewegen und der Austausch stark herabgesetzt ist. Nur an Schwellen und Bodenerhebungen ist" nach KOCZY—die Turbulenz erhöht, wodurch der Austausch beschleunigt wird.

\* Zusatz bei der Korrektur: Der für 5.3° S (Profil IX) errechnete Maximalwert von 21.3 cm/sek, der noch in Fig. 5, 8 u. 9 eingetragen ist, ist nachträglich als zu hoch erkannt, daher in Tab. I als zweifelhaft eingeklammert und auch im Text nicht mehr verwendet.

Eine entsprechende Tabelle mit den Stromgeschwindigkeiten und Austauschwerten haben wir aus den Vertikalschnitten auch für den *Stromstrich des Nordatlantischen Tiefenstroms*, der sich zwischen 10° N und 30° S ganz an den Westrand der westatlantischen Mulde anlehnt, zusammengestellt (Tab. II). Das Strommaximum mit

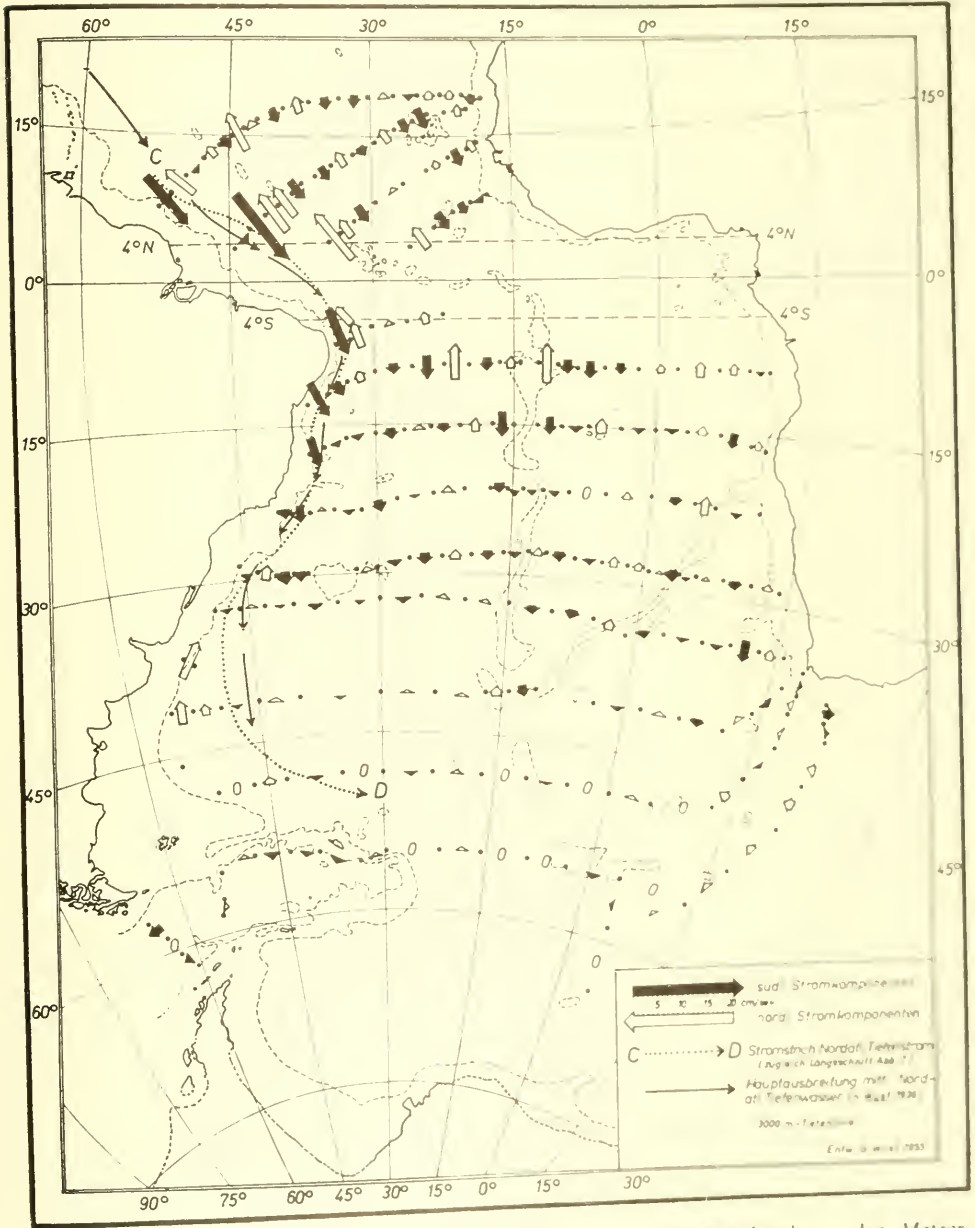


Fig. 6. Regionale Verteilung der Geschwindigkeitskomponenten (cm/sek) senkrecht zu den Meteor-Profilen (unter Weglassung der Stationen zwischen 4° N und 4° S) in 3000 m Tiefe. Berechnet aus der Massenverteilung unter Zugrundelegung der von A. DIANI (1941) abgeleiteten "dynamischen Bezugsfläche".

*Tabelle II*  
 Berechnete Stromgeschwindigkeiten und Austauschwerte im Stromstrich des Nordatlantischen Tiefenstroms am Westrand der Atlantischen Tiefsee (auf Grund dynamischer Berechnung der Meteor-Profile unter Benutzung der DEFYANT'schen Bezugsfläche)

| 1                          | 2             | 3                | 4          | 5                       | 6                             | 7   | 8   | 9                                 | 10                  | 11                              | 12                               |
|----------------------------|---------------|------------------|------------|-------------------------|-------------------------------|---|---|-----------------------------------|---------------------|---------------------------------|----------------------------------|
| Geogr. Breite              | Meteor-Profil | Meteor-Stationen | Abstand km | Tiefe des Strommaximums | Komponenten senkr. zum Profil | Wahrscheinliche Werte, auf wahre Richtung reduziert | Wahrscheinliche Werte, auf wahre Richtung reduziert | Schätzung d. vertikal. Austauschs | Bemerkungen         |                                 |                                  |
|                            | Nr.           | Nr.              |            | m                       | Richtung $\theta$             | Geschw. $c_1$ (cm/sek)                              | Richtung $\theta$                                   | Geschw. $c_2$ (cm/sek)            | $A : c_2$ n. Defant | $A_{-1}$ cm <sup>-1</sup> g sec |                                  |
| 8·5° N                     | XIII          | 291-290          | 202        | 3000                    | 140                           | 11·7  | 110   | 13·6                              | (6)                 | (80)                            | } Nordameri-<br>kan. Becken      |
| 6·2° N                     | XIV           | 299-300          | 259        | 3500                    | 140                           | 17·4  | 140   | 17·4                              | (10)                | (174)                           |                                  |
| —                          | XII           | —                | —          | —                       | —                             | —   | —   | —                                 | —                   | —                               | } äquatoriale<br>Zone            |
| 4·6° S                     | IX            | 208-209          | 167        | (1800)                  | (150)                         | (6·1)   | (150)   | (6·1)                             | —                   | —                               |                                  |
| 6·5° S                     | XI            | 252-251          | 163        | 3000                    | 160                           | 9·7   | 160   | 9·7                               | (6)                 | (40)                            | } Brasilian-<br>isches<br>Becken |
| 12·3° S                    | VIII          | 204-203          | 259        | 2500                    | 155                           | 8·5   | 180   | 9·3                               | —                   | —                               |                                  |
| 17·6° S                    | VI            | 162-160          | 175        | 2250                    | 165                           | 8·4   | 180   | 8·8                               | —                   | —                               |                                  |
| 23·8° S                    | VII           | 166-167          | 208        | 3000                    | 180                           | 3·1   | 210   | 3·7                               | 9                   | 33                              |                                  |
| 29·8° S                    | II            | 45-44            | 172        | 3250                    | 180                           | 1·8   | 210   | 2·1*                              | 10                  | 21                              | } Argenti-<br>nisches<br>Becken  |
| 32·5° S                    | IV            | 89-88            | 271        | 3000                    | 180                           | (0·6*)  | (180)   | (0·6)                             | —                   | —                               |                                  |
| 41·6° S                    | I             | 5-6              | 372        | 3250                    | (180)                         | (0·2)   | (180)   | (0·2*)                            | —                   | —                               |                                  |
| 48·5° S                    | III           | 55-56            | 326        | 2000                    | (180)                         | (0·4)   | (150)   | (0·5)                             | —                   | —                               | (ohne den eingeklamm. Wert)      |
| Mittel zw. 10° N und 30° S |               |                  |            |                         | —                             | 8·7   | —   | 9·2                               | —                   | 27                              |                                  |
| Mittel zw. 10° N und 50° S |               |                  |            |                         | —                             | (6·2)   | —   | (6·5)                             | —                   | (70)                            | incl. eingeklammerte Werte.      |

Maxima fett, Minima\*, zweifelhafte Werte in ( )



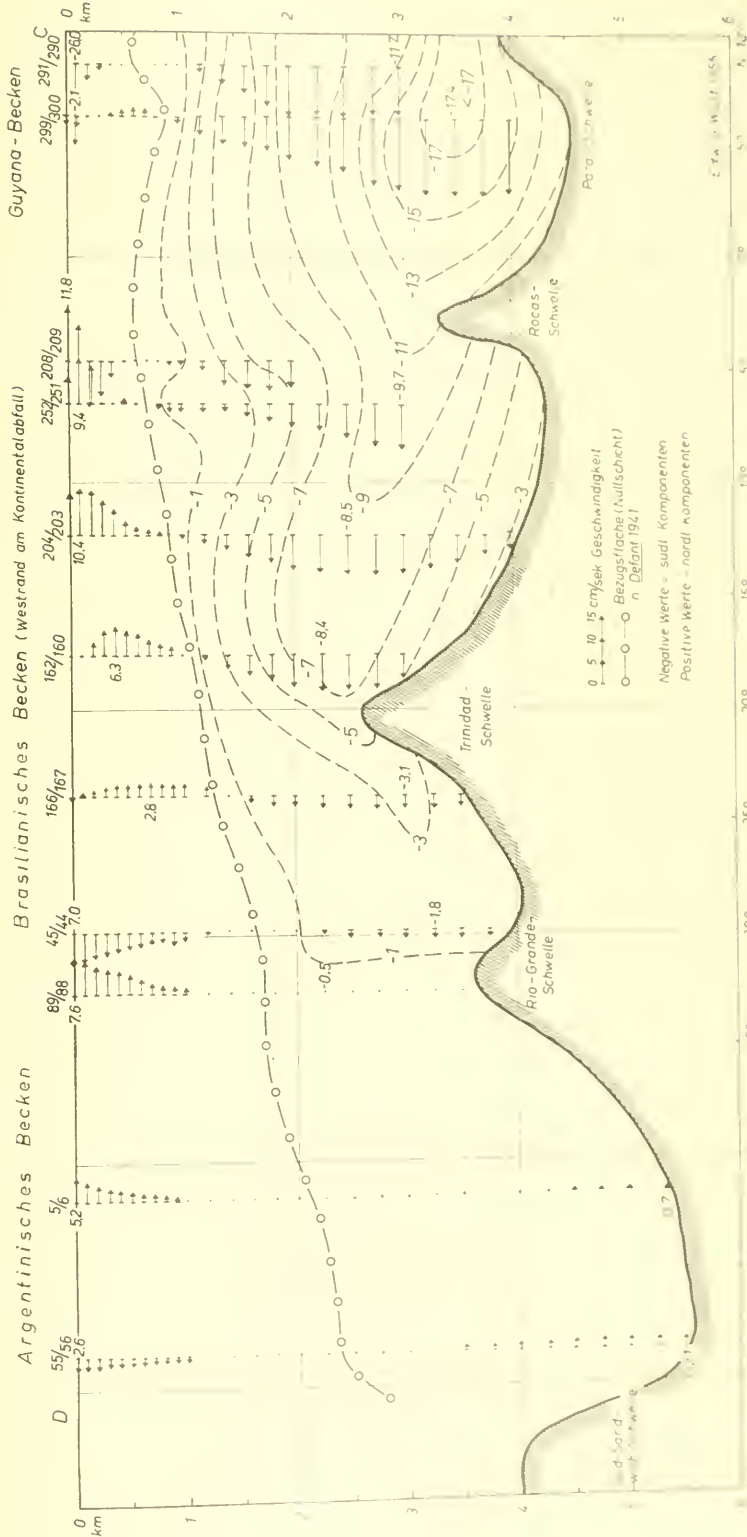


Fig. 7. Längsschnitt der Geschwindigkeit (cm sek) der Stromkomponenten (senkrecht zu den Meteor-Profilen) im Stromstich D-C (vgl. Fig. 6) des Nordatlantischen Tiefenstroms am Westrand der Atlantischen Tiefsee (auf Grund dynamischer Berechnung der Meteor-Profile).



im Stromstrich als Mittelwert der Komponenten (senkrecht zum Schnitt) ein Wert von 8.7 cm/sek, bei Reduktion auf die "wahre" Richtung von 9.2 cm/sek; die Einzelwerte schwanken zwischen 1.8 (bzw. 2.1) und 17.4 cm/sek. Diese Werte liegen etwas höher als die Werte, die DEFANT (1941) für 2000 m Tiefe, d.h. etwa für die Schicht des oberen nordatlantischen Tiefenwassers, erhalten hat. Die Schätzung des vertikalen Austauschkoeffizienten, der sich im Mittel zu  $A = 27 \text{ cm}^2 \text{ g sec}^{-1}$  ergibt, ist hier mit grösseren Unsicherheiten behaftet, da für diese Schichten nur spärlichere Angaben des Wertes  $A : c$  seitens DEFANT vorliegen.

Da das Strommaximum des Tiefenstroms mit südlichen Komponenten im Mittel etwa bei 3000 m Tiefe liegt, wählen wir dieses Niveau von 3000 m, um die regionale Verteilung der Geschwindigkeitskomponenten in der Nähe der Kernschicht des mittleren Nordatlantischen Tiefenwassers kartographisch darzustellen (Fig. 6). Wir erkennen, dass sich zwischen 10° N und 30° S der Stromstrich des Tiefenstroms—in noch stärkerem Masse als der Bodenstrom—ganz an den südamerikanischen Kontinentalabfall anlehnt und dass weiter östlich und südlich kaum noch messbare Geschwindigkeiten auftreten. Nur dort, wo der antarktische Bodenstrom eine grosse vertikale Mächtigkeit besitzt, treten in unserer Karte von 3000 m messbare nördliche Geschwindigkeitskomponenten auf (offene Pfeile). Die punktierte Linie C—D stellt den Hauptstromstrich des Tiefenstroms dar und ist gegeben durch die Verbindungslinie der Strommaxima. Südlich 30° S ist diese Linie hypothetisch, da hier die meridionalen Komponenten unter die Grenze der Messbarkeit (3 cm/sek) sinken. Dieser Hauptstromstrich C—D des nordatlantischen Tiefenstroms deckt sich, wie unsere Karte lehrt, weitgehend mit der Achse der Hauptausbreitung des mittleren nordatlantischen Tiefenwassers, die wir 1936 aus der Kernschicht des intermediären Sauerstoffmaximums erschlossen haben (WÜST, 1936, Beilage XVIII)—wiederum ein Beleg für die innere Übereinstimmung der Ergebnisse der beiden Methoden, des dynamischen Verfahrens und der Kernschichtmethode.

#### DIE LÄNGSSCHNITTE DER GESCHWINDIGKEIT IN DEN STROMSTRICHEN

Das neue Bild, das wir durch die dynamische Bearbeitung der *Meteor*-Profile von den Stromvorgängen in der atlantischen Tiefsee zwischen 10° N und 55° S gewonnen haben, wollen wir abrunden durch die Konstruktion von Längsschnitten der Geschwindigkeit längs den Stromstrichen des nordatlantischen Tiefenstroms und des antarktischen Bodenstroms am Westrande der Westmulde (Figs. 7 und 8). Die Lage der beiden Längsschnitte C—D und B—A ergibt sich aus den beiden Karten der Geschwindigkeitskomponenten (Figs. 5 und 6). Durch Vergleich dieser beiden gewonnenen Linien erkennen wir, dass die vertikale Schnittfläche, d.h. der Stromstrich des nordatlantischen Tiefenstroms zwischen 10° N und 35° S um durchschnittlich 200 km westlicher liegt als Schnittfläche und Stromstrich des antarktischen Bodenstroms. Im Argentinischen Becken zwischen 35° S und 50° S ist das Umgekehrte der Fall.

Der *Geschwindigkeitslängsschnitt des Nordatlantischen Tiefenstroms* (Fig. 7) zeigt zwischen 10° N und 33° S ein in sich geschlossenes und durchaus plausibles Isotacheenbild. Das von N nach S kontinuierlich abnehmende Strommaximum liegt allenthalben 300–700 m, im Durchschnitt 500 m über dem zwischen 2500–4500 m Tiefe gelegenen Meeresboden. Der Tiefenstrom reicht in diesen Breiten überall bis zum Meeresboden; er wird nicht von nördlichen Komponenten eines Bodenstroms unterlagert. Nur südlich 40° S tritt der Bodenstrom schwach in Erscheinung.

Der nordatlantische Tiefenstrom mit seinen meridionalen Komponenten endet praktisch bereits in  $33^{\circ}$  S. Die Maximalwerte der Stromgeschwindigkeit nehmen in gesetzmässiger Weise von  $17.4$  cm/sek in  $6.2^{\circ}$  N (über der Para-Schwelle) bis auf  $1.8$  cm/sek in  $29.8^{\circ}$  S (über der Rio-Grande-Schwelle) ab. Diese Abnahme der maximalen Stromgeschwindigkeit nach S scheint nicht streng proportional mit der zurückgelegten Entfernung zu erfolgen, sondern im Bereich der Schwellen (Para-Schwelle, Trinidad-Schwelle) rascher vor sich zu gehen. Der Tiefenstrom reicht nach oben bis zur Bezugsfläche, die nach DEFANT (1941) von  $600$  m in  $10^{\circ}$  N auf  $1700$  m in  $33^{\circ}$  S abfällt. In den Zonen zwischen  $10^{\circ}$  N und  $33^{\circ}$  S wird innerhalb unserer Schnittfläche der ganze Raum zwischen Bezugsfläche und Meeresboden vom Tiefenstrom mit südlichen Komponenten eingenommen. Dieses Strombild steht in guter innerer Übereinstimmung mit der Ausbreitung des sauerstoffreichen Tiefenwassers ( $> 5$  cm), wie wir sie in dem ganz auf der Westseite gelegenen Hauptschnitt dargestellt haben (WÜST, 1936, Beilage XXIII). Auch hier endet diese Ausbreitung in ca.  $35^{\circ}$  S.

Der *Geschwindigkeits-Längsschnitt des antarktischen Bodenstroms* (Fig. 8) zeigt nicht ein so geschlossenes Strombild. Das Strommaximum liegt mit variierenden Werten zwischen  $2$  und  $13$  cm/sek allenthalben in Bodennähe. Nur zwischen  $5^{\circ}$  N und  $10^{\circ}$  N, d.h. im Guyana-Becken, befindet es sich, nachdem der Bodenstrom die Para-Schwelle überschritten hat, merklich über dem Tiefseeboden. Die bodennahen Geschwindigkeitsmaxima nehmen nicht in gesetzmässiger Weise von S nach N, d.h. in der Richtung des Bodenstroms ab. In dieser um  $200$  km gegenüber dem Stromstrich des Tiefenstroms seitlich nach E verschobenen Schnittfläche wird vielfach der ganze Raum zwischen Bezugsfläche und Tiefseeboden von Nordstrom eingenommen. Nur im Brasilianischen Becken zeigt er mehrfach eine geringere vertikale Mächtigkeit und gibt darüber schwachen südlichen Komponenten Raum. Auffallend sind die isolierten Strommaxima von mehr als  $12$  cm/sek in  $37^{\circ}$  S und von mehr als  $13$  cm/sek in ca.  $5^{\circ}$  S, die mit der Morphologie in Zusammenhang zu stehen scheinen. Auf jeden Fall sind im Isotacheenbild des antarktischen Bodenstroms die grossen Gesetzmässigkeiten, wie wir sie 1933 aus den Längsschnitten der potentiellen Temperatur ablesen zu können meinten, durch eine Reihe von Zufälligkeiten, die sicher z.T. in den Fehlerquellen des dynamischen Verfahrens liegen, überdeckt. Bodenstrom und Tiefenstrom sind offenbar nicht Glieder *einer* in sich geschlossenen meridionalen Zirkulation innerhalb ein und derselben vertikalen Schnittfläche, sondern sind nebeneinander gelagert am schräg zur Tiefsee einfallenden Kontinentalabfall, so dass der nordatlantische Tiefenstrom den antarktischen Bodenstrom verdrängt und selbst bis zum Boden mit südlichen Komponenten reicht und umgekehrt. So sind die schematischen Auffassungen, die wir 1936 aus den Längsschnitten der ozeanographischen Faktoren und mittels der Kernschichtmethode gewonnen haben, in dieser Hinsicht zu modifizieren. *Wasserartgrenzen können nicht*—auch nicht, wenn sie so ausgeprägt sind wie in der Westmulde zwischen dem Bodenwasser und dem Tiefenwasser—*identisch sein mit Zirkulationsgrenzen*. In unseren Längsschnitten der Geschwindigkeiten haben wir durch Pfeile die Stärke der meridionalen Komponenten des stationären Gradientenstroms auch in den oberhalb der Bezugsfläche gelegenen Schichten dargestellt. *Es ist ersichtlich, dass die Stromgeschwindigkeiten in den grossen Tiefen und in Bodennähe in den Stromstrichen grössenordnungsmässig gelegentlich den Geschwindigkeiten der Konvektionsströmungen in den oberflächlichen*

*Schichten nahekommen*—eine Konsequenz, die auf den ersten Blick überraschen muss, da sie zu den im Grunde noch immer vorherrschenden Vorstellungen kaum messbarer Wasserbewegungen in der Tiefsee (siehe DEACON 1954) im Widerspruch steht.

#### KRITIK DER ERGEBNISSE

Unsere Ergebnisse über die absoluten Stromgeschwindigkeiten in der Tiefsee stehen und fallen mit den Annahmen über die Tiefenlage der "dynamischen Bezugsfläche", in denen wir uns ganz an DEFANTS Auffassungen (1941) angeschlossen haben. So lange nicht die praktische Brauchbarkeit der Annahmen über diese in sich geschlossene gekrümmte "Nullschicht" auf andere Weise—etwa durch systematische Strommessungen in den grossen Tiefen (was bisher nicht möglich gewesen ist)—erwiesen ist, kann *unsere Untersuchung nur als ein neuer Versuch* gewertet werden, in dieser wichtigen Frage der absoluten Tiefwasserbewegungen einen Schritt weiterzukommen. Die innere Übereinstimmung der abgeleiteten Stromfelder in sich und mit den durch die Kernschichtmethode gewonnenen Vorstellungen scheint—wie auch bei der Untersuchung von DEFANT (1941)—dafür zu sprechen, dass mit unseren Versuchen zunächst eine *geophysikalisch sinnvolle, erste Approximation* an die Wirklichkeit gefunden ist. Jedoch müssen wir uns im klaren sein, dass selbst dann, wenn die DEFANTSche Bezugsfläche sich als richtig erweisen sollte, unsere Geschwindigkeitswerte auch *nur grobe Annäherungen* darstellen können wegen der verschiedenen, schwer abschätzbaren weiteren Fehlerquellen des dynamischen Verfahrens, die sich aus der Vernachlässigung der Reibung, der Annahme stationärer Bedingungen und der Weitabständigkeit der Stationen ergeben.

Dass die aus der Vernachlässigung der Reibung resultierende Fehlerquelle in all den Fällen bedeutungslos ist, wo die Strömungen praktisch senkrecht zu den *Meteor*-Profilen verlaufen, d.h. besonders in den Stromstrichen am südamerikanischen Steilabfall, haben wir schon oben betont. Aber zweifellos kann durch diese Fehlerquelle in den übrigen Gebieten die Vergleichbarkeit der berechneten Stromkomponenten herabgesetzt sein. Auch die Annahme stationärer Bedingungen kann vielfach nur in grober Annäherung erfüllt sein, wenn wir mit A. DEFANT (1950) an die Wirkungen der internen Wellen (von Gezeitenperiode) auf den vertikalen Massenaufbau denken und an die Verfälschungen, die hierdurch bei den dynamischen Berechnungen auftreten können. Auf die Möglichkeit solcher Verfälschungen war der Verfasser schon während der *Meteor*-Expedition aufmerksam geworden, als "die systematische Untersuchung der periodischen Schwankungen von Temperatur und Salzgehalt auf den Ankerstationen ergeben hatte, dass die einmalige Durchführung der obersten 200 m tief reichenden Serie zur Erfassung des mittleren Zustandes nicht ausreicht". "Aus diesem Grunde wurden auf den Profilen VIII, IX und X während der Stationsaufenthalte regelmässige dreistündige Wiederholungen der obersten Serie vorgenommen", gelegentlich bis 1000 m Tiefe (Wüst, 1932, S.37/38). In diesen Profilen beruhen also unsere dynamischen Berechnungen in den oberen Serien auf *mittleren* Zustandskurven, wodurch der Einfluss interner Wellen weitgehend ausgeschaltet ist. In allen anderen Profilen müssen wir damit rechnen, dass die Anzahl der Solenoide zwischen den Stationspaaren durch die Wirkungen interner Wellen mehr oder minder verfälscht sein kann.

Schliesslich haben wir schon betont, dass bei dem relativ weiten Stationsabstand die von uns berechneten Schichtmittelwerte der Stromgeschwindigkeit nur Minimalwerte sein können im Vergleich zu den möglichen Punktwerten der Geschwindigkeit, wie sie etwa durch direkte Strommessungen erhalten werden. Alle feineren Züge der Zirkulation müssen durch diese Art der Berechnung und Mittelbildung abgeschwächt bzw. ausgetilgt werden, worauf STOMMEL (1949, S.214) in seinen ausgezeichneten Betrachtungen über "The Necessity of a Spectrum of Eddies in the Ocean" hingewiesen hat. Die Existenz eines ganzen Spektrums von den grossen Wirbeln der grossen Meeresströmungen über die kleineren Wirbel bis zu den kleinsten molekularen Wirbeln herab, ist also nach ihm notwendig für den Verbrauch der kinetischen Energie, welche durch die Tangentialkraft des Windes auf die Meeresoberfläche übertragen wird. Alle Spitzenwerte der Geschwindigkeit werden auf diese Weise reduziert, alle Komponenten der Wasserbewegung, die zu einer niedrigeren Ordnung der ganzen Skala gehören, müssen in den Ergebnissen so "weitabständiger" Berechnungen fehlen. "Therefore, it is important to recognize that the term "velocity"

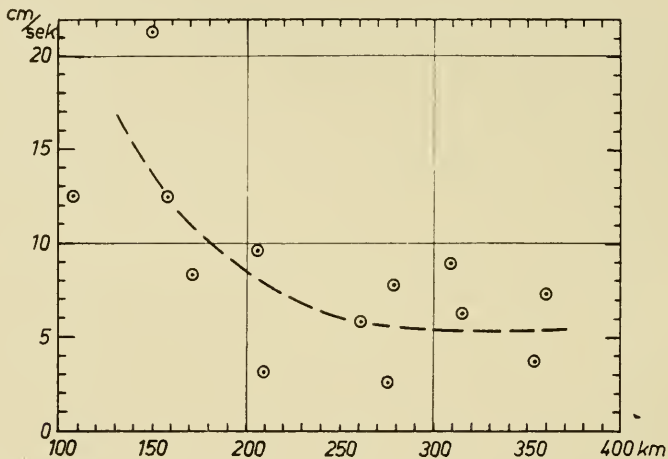


Fig. 9. Beziehung zwischen den berechneten Stromgeschwindigkeiten in cm/sek (im Stromstrich des Antarktischen Bodenstroms) und den zugehörigen Stationsabständen in km.

is meaningless unless accompanied by some indication of the mode of averaging employed in its determination." (STOMMEL 1949, S.215). Wesentlich wäre nun, dass, um wenigstens die regionale Vergleichbarkeit der berechneten Geschwindigkeiten sicherzustellen, die Stationspaare jeweils ungefähr denselben Abstand besässen. Der mittlere Stationsabstand auf den *Meteor*-Profilen dürfte bei 200–300 km liegen, im einzelnen aber variieren die Abstände zwischen rund 100 und rund 500 km mit einer Verdichtung über den Steilabfällen. Das muss zur Folge haben, dass unsere neuen Geschwindigkeitswerte in den Tabellen, Karten und Schnitten nicht streng vergleichbar sind und dass eine Reihe der regionalen Unterschiede, wie z.B. in dem Geschwindigkeitslängsschnitt für den Stromstrich des antarktischen Bodenstroms, auf "Zufälligkeiten" in den Stationsabständen beruhen. Darauf deutet auch Fig. 9, in welche die für den Stromstrich des Bodenstroms berechneten Geschwindigkeiten in Beziehung gesetzt sind zu den korrespondierenden Stationsabständen.

Bei aller Streuung der Punkte ist eine Abhängigkeit unverkennbar: bei Abständen von 100–160 km liegen die Geschwindigkeitswerte zwischen 12 und (21)\* cm/sek, bei Abständen von 200–360 km liegen die Werte zwischen 2 und 10 cm/sek. Hieraus können wir folgern, dass wir allenthalben im Stromstrich des antarktischen Bodenstroms Geschwindigkeiten von mehr als 10 cm/sek gefunden haben würden, wenn der Stationsabstand grundsätzlich überall 100 km betragen hätte. Das grosse Programm der systematischen Aufnahme eines ganzen Ozeanraumes innerhalb 2 1/4 Jahre hat damals bei der *Meteor* Expedition eine solche Verdichtung des Stationsnetzes nicht gestattet. MERZ hat damals auf die Erfassung von kleineren Grenzwirbeln, solcher 2. Ordnung, verzichtet, "die späterhin Aufgaben für oft wiederholte Spezialuntersuchungen abgeben könnten" (1925, S.575) und sich für grössere Stationsabstände von ca. 2½ Längengraden entschieden, die er für die Erfassung der "grossen stationären Wirbelbildungen, deren Kenntnis für eine tiefere Erkenntnis der Bewegungsvorgänge unentbehrlich erscheint", erforderlich gehalten hat. Bewusst ist also MERZ hinter den Auffassungen (besonders norwegischer Forscher) zurückgeblieben, die für die dynamische Berechnung der Meeresströmungen einen wesentlich kleineren Stationsabstand—damals 20 sm, heute 10 sm—gefordert haben. Bei der Bearbeitung des Bimini-Schnittes, bei dem der Abstand der Stationsvertikalen mit 16 km immer unter 10 sm geblieben ist, hat der Verfasser (Wüst 1924, S.35–41) unter Benutzung der aus Strommessungen und dem vertikalen Aufbau erschlossenen Nullfläche zeigen können, dass hier im Floridastrom die aus dem Massenfeld berechneten Schichtmittelwerte der Geschwindigkeit ganz im Einklang stehen mit den von PILLSBURY (1891) direkt gemessenen Punktwerten der Geschwindigkeit. Aus all diesen Überlegungen müssen wir folgern, dass im Stromstrich des Tiefenstroms bzw. des Bodenstroms die Spitzenwerte der berechneten Geschwindigkeiten noch höhere Beiträge als 17 bzw. 13 cm/sek erreichen könnten, wenn die Stationsabstände nur 20–40 km gross gewesen wären. Damit gewinnt unsere frühere Behauptung *noch mehr an Wahrscheinlichkeit, dass die Stromgeschwindigkeiten in der Tiefsee in den Stromstrichen an den Kontinentalabfällen grössenordnungsmässig gelegentlich den Geschwindigkeiten der Konvektionsströmungen in den oberflächlichen Schichten nahekommen*—wenn man dabei natürlich von den extremen Geschwindigkeiten im Golfstromsystem oder in ähnlich starken Gefällsströmungen absieht. Aber diese Behauptung gilt nur in dem Masse, in dem sich die DEFANTSchen Annahmen über die Tiefenlage der dynamischen Bezugsfläche als brauchbare Annäherungen erweisen, was heute nur aus verschiedenen Indizien vermutet, aber nicht bewiesen werden kann. Die Bewegungsgrösse ist der nach Raum und Zeit variabelste ozeanographische Faktor, und nichts kann die heutige Lage der dynamischen Ozeanographie—auch im Hinblick auf die Tiefenzirkulation—besser charakterisieren als die folgenden Worte STOMMELS (1949, S.224): In fact, there seems to be no means of achieving a sharply focused picture in the study of ocean currents. What appeared yesterday as a smooth broad stream appears today as an amazingly corrugated irregular one, and tomorrow probably ever finer details of greater complexity will make an appearance. So the oceanographer is assailed by growing doubts as to whether or not he can ever hope to describe the details with any meaning." Eine solche Skepsis darf uns aber natürlich nicht hindern, zu versuchen, das Problem der Geschwindigkeit der Tiefwasserbewegungen mit allen nur denkbaren quantitativen Methoden weiterhin in Angriff zu

\* Dieser Wert ist zu hoch (cf. Fussnote S.386).

nehmen und zu immer grösseren Annäherungen an die Wirklichkeit zu gelangen. Hier möchte ich auf das ideenreiche, vielfach fast philosophisch anmutende Buch von H. B. BIGELOW (1931) hinweisen, betitelt "Oceanography, its scope, problems and economic importance", wo er in dem noch heute sehr lesenswerten Abschnitt über die Zirkulationsprobleme schreibt: "In this field, the task immediately urgent is to determine, for as many sectors of different currents as possible, and for as many different ocean areas, whether the internal hydrostatic forces at work are, or are not, quantitatively sufficient, and do, or do not, act in the direction proper to produce the general type and velocity of circulation that other lines of evidence have shown to prevail". Die vorliegende Untersuchung, die später an anderer Stelle durch die Berechnung der durch die *Meteor*-Profile transportierten Wassermengen fortgeführt wird, versucht, hinsichtlich der Tiefen- und Bodenströmungen in der atlantischen Tiefsee einen Beitrag zur Beantwortung dieser Fragen BIGELOWs zu liefern.\*

\* Wir haben es bisher vermieden, von den Ursachen dieser Tiefenzirkulation zu sprechen, zumal es sich ja hierbei um Kreisprozesse handelt. Letzten Endes steht natürlich die Asymmetrie der atlantischen, über den Äquator nach beiden Seiten weit hinausgreifenden Tiefwasserbewegungen in Zusammenhang mit der zum Äquator asymmetrischen Verteilung von Wasser und Land auf Nord- und Südhemisphäre, den stärkeren kontinentalen Einflüssen im N, den seitlichen Begrenzungen des "atlantischen Tales" und der Existenz von Nebenmeeren in seiner Nordhälfte. In dieser Frage sei auf das Referat eines Vortrags von E. T. EADY über "Circulation of waters in the oceans" (*Nature*, April 1951, S.513-515) verwiesen, in welchem sich folgende interessanten Ausführungen finden: "Regarding the causes of this circulation, Dr. EADY hazarded the guess that the difference in ocean geography between the hemispheres is responsible. The wind-stress in the Roaring Forties' must generate a vertical circulation which in the absence of land barriers would cause descent near 30° S. But the Atlantic, unlike the Antarctic, is bounded laterally, and it seems possible that the water follows the path of least resistance, flowing up to high latitudes where its high density enables it to be easily forced down. (The existence of a land boundary is necessary to enable the water to adjust its angular momentum, through external pressure, during its change of latitude)." Leider hat EADY, soweit dem Verfasser bekannt ist, diese Untersuchungen über die Tiefenzirkulation bisher nicht in extenso veröffentlicht.

## REFERENCES

- BIGELOW, H. B. (1931), *Oceanography, its Scope, Problems and Economic Importance*. London, Chapman and Hall, 263 pp.
- BOWDEN, K. F. (1954), The direct measurement of subsurface currents in the ocean. *Deep-Sea Res.*, 2 (1), 33-47.
- CASTENS, G. (1931), Stromgeschwindigkeiten und Wasserrumsätze in den Tiefen des Ozeans. *Ann. Hydrogr.*, usw., 59, 335-339.
- CASTENS, G. (1932), Tiefenstrom-Geschwindigkeiten im Nordatlantischen Ozean. *Ann. Hydrogr.*, usw., 60, 39-41.
- DEACON, G. E. R. (1931), Velocity of deep currents in the South Atlantic. *Nature*, 128, 267.
- DEACON, G. E. R. (1954), Exploration of the deep sea. *J. Inst. Navig.*, 7 (2), 165-174.
- DEFANT, A. (1935), Zur Dynamik des antarktischen Bodenstromes im Atlantischen Ozean. *Z. Geophys.*, 11, 50-55.
- DEFANT, A. (1936 A), Die Troposphäre. *Wiss. Ergeb. Deutsch. Atlant. Exped.—"Meteor"*, 6 (1, 3), 289-411.
- DEFANT, A. (1936 B), Ausbreitungs- und Vermischungsvorgänge im Antarktischen Bodenstrom und im subantarktischen Zwischenwasser. *Wiss. Ergeb. Deutsch. Atlant. Exped.—"Meteor"*, 6 (2, 2), 55-96.
- EFANT, A. (1941), Die absolute Topographie des physikalischen Meeresspiegels und die Druckflächen, sowie die Wasserbewegung im Atlantischen Ozean. *Wiss. Ergeb. Deutsch. Atlant. Exped.—"Meteor"*, 1925-1927, 6 (2, 5), 191-260.
- DEFANT, A. (1950), Reality and illusion in oceanographic surveys. *J. Mar. Res.* 9 (2), 120-138.
- FORCH, C. (1911), *Kaysers Physik des Meeres*. Paderborn, 377 pp.
- HANSEN, W. (1950), Bemerkungen zu neuzeitlichen Problemen der Ozeanographie. *Dtsch. Hydrogr. Z.*, 3 (1/2), 20-23.
- HELLAND-HANSEN, B. (1934), The Sognefjord section. In: *James Johnstone Memorial Volume*, Liverpool Univ. Press, 257-274.



- KOCZY, F. F. (1950), Die bodennahen Wasserschichten der Tiefsee. *Naturwissenschaften*, **37** (15), 360.
- MERZ, A. (1925), Die Deutsche Atlantische Expedition auf dem Vermessungs- und Forschungsschiff *Meteor*. *Sitzungsber. Preuss. Akad. Wissenschaft, Berlin, Phys.-Math. Kl.*, **31**, 562–586.
- MOSBY, H. (1934), The waters of the Atlantic Antarctic Ocean. *Sci. Rev. Norwegian Antarctic Exped.*, 1927–1928, **1** (11), 1–131.
- PILLSBURY, J. E. (1891), The Gulf Stream. A description of the methods employed in the investigations and the results of the research. *Rept. Superintendent, U.S. Coast and Geodetic Survey, Appendix 16*.
- RILEY, G. A. (1951), Oxygen, phosphate and nitrate in the Atlantic Ocean. *Bull. Bingham Oceanogr. Coll.*, **13** (1), 1–126.
- SEIWELL, H. R. (1934), The distribution of oxygen in the western basin of the North Atlantic. *Pap. Phys. Oceanogr., Meteorol.*, **3** (1), 1–86.
- STOMMEL, H. (1949), Horizontal diffusion due to oceanic turbulence. *J. Mar. Res.*, **8** (3), 199–225.
- THOULET, J. (1921), Sur la circulation océanique profonde. *Bull. Inst. Océan., Monaco*, **404**, 1–10.
- THOULET, J. (1925), Contribution à l'étude de la circulation océanique. *Ann. Inst. Océanogr., Monaco*, **2**, 409–423.
- WATTENBERG, H. (1927), Dritter Bericht über die chemischen Arbeiten. *Z. Gesellschaft Erdkunde, Berlin*, **3**, 137–143.
- WATTENBERG, H. (1935), Kalkauflösung und Wasserbewegung am Meeresboden. *Ann. Hydrogr., usw.*, **63**, 387–391.
- WORTHINGTON, L. V. (1954), A preliminary note on the time scale in the North Atlantic circulation. *Deep-Sea Res.*, **1**, 244–251.
- WÜST, G. (1924), Florida- und Antillenstrom. Eine hydrodynamische Untersuchung. *Veröff. Inst. Meereskunde, Berlin*, **12**, 1–48.
- WÜST, G. u.a. (1932), Ozeanographische Instrumente und Methoden. Das ozeanographische Beobachtungsmaterial. *Wiss. Ergeb. Deutsch. Atlant. Exped.—“Meteor”*, 1925–1927, **4** (1/2), 1–298.
- WÜST, G. (1933), Das Bodenwasser und die Gliederung der Atlantischen Tiefsee. *Wiss. Ergeb. Deutsch. Atlant. Exped.—“Meteor”*, 1925–1927, **6** (1, 1), 1–107.
- WÜST, G. (1935), Die Stratosphäre. *Wiss. Ergeb. Deutsch. Atlant. Exped.—“Meteor”*, 1925–1927, **6**, (1, 2, Atlas), 109–288.
- WÜST, G. (1938 A), Die dynamischen Werte für die Standardhorizonte an den Beobachtungsstationen. *Wiss. Ergeb. Deutsch. Atlant. Exped.—“Meteor”*, 1925–1927, **6** (2, 3), 99–181.
- WÜST, G. (1938 B), Bodentemperatur und Bodenstrom in der atlantischen, indischen und pazifischen Tiefsee. *Gerlands Beiträge zur Geophysik*, **54** (1), 1–8.
- WÜST, G. (1951), Über die Fernwirkungen antarktischer und nordatlantischer Wassermassen in den Tiefen des Weltmeeres. *Naturwiss. Rundschau*, **3**, 97–108.