

# Copyright ©

---

Es gilt deutsches Urheberrecht.

Die Schrift darf zum eigenen Gebrauch kostenfrei heruntergeladen, konsumiert, gespeichert oder ausgedruckt, aber nicht im Internet bereitgestellt oder an Außenstehende weitergegeben werden ohne die schriftliche Einwilligung des Urheberrechtinhabers. Es ist nicht gestattet, Kopien oder gedruckte Fassungen der freien Onlineversion zu veräußern.

German copyright law applies.

The work or content may be downloaded, consumed, stored or printed for your own use but it may not be distributed via the internet or passed on to external parties without the formal permission of the copyright holders. It is prohibited to take money for copies or printed versions of the free online version.

## Beitrag zur Bestimmung der turbulenten Vertikaldiffusion im geschichteten Meer am Beispiel des Skagerraks<sup>1)</sup>

VON KLAUS EHRICKE

**Zusammenfassung:** Der vertikale turbulente Diffusionskoeffizient  $K_z$  wurde aus der mittleren Salzgehaltsverteilung und einem mittleren Stromprofil berechnet. Die dazu erforderlichen Daten konnten durch die wiederholte Aufnahme von vertikalen Salzgehalts- und Stromprofilen an ausgewählten Positionen gewonnen werden. Diese Daten geben für den betrachteten Zeitraum die mittleren Verhältnisse in dem untersuchten Seegebiet wieder. Von früheren Bestimmungen des Diffusionskoeffizienten, die auf Punkt- oder Einzelmessungen beruhten, unterscheidet sich die hier zur Anwendung gekommene Methode zur Bestimmung von  $K_z$  durch die Anlage der Messungen. Das betrifft sowohl die Anordnungen der Stationen, als auch die Zahl der Messungen und die Möglichkeit der kontinuierlichen Registrierung von Temperatur, Salzgehalt und Strömung.

Bei der Diskussion der Ergebnisse der vorliegenden Arbeit wurde der gemessene Zusammenhang zwischen dem Diffusionskoeffizienten und der Richardson-Zahl den theoretischen Beziehungen zwischen dem Diffusionskoeffizienten und der Richardson-Zahl von MUNK und ANDERSON (1948) und MAMAJEV (1958) gegenübergestellt. Es ergab sich: Beide Formeln sind im Rahmen der Meßgenauigkeit gleich gut zur Beschreibung des Zusammenhanges zwischen Diffusionskoeffizienten und Richardson-Zahl geeignet. In Oberflächennähe ist nur eine angenäherte Übereinstimmung zwischen dem theoretisch vorhergesagten und der gemessenen Abhängigkeit von  $K_z$  und  $Ri$  vorhanden. Dagegen findet man eine gute Annäherung der gemessenen Werte mit der Theorie im Bereich großer Diffusionskoeffizienten.

**Some results from the determination of vertical eddy-diffusion in stratified water in the Skagerrak (Summary):** The vertical eddy-diffusion coefficient  $K_z$  was computed from the mean salinity-distribution and current profiles. The data were obtained from repeated vertical profiles of salinity and currents at selected positions. The method applied here for determining the eddy-diffusion coefficient, differs from older ones which use individual measurements only, mainly in three points: the special arrangement of the stations (triangel), a great number of measurements and the continuous registration of temperature, salinity, and current.

In this work the relations between  $K_z$  and  $Ri$  (Richardson-Number) as measured are compared with the theoretical correlations between  $K_z$  and  $Ri$  obtained by MUNK and ANDERSON (1948) and MAMAJEV (1958). It is shown that both formulas describe the connection between the above mentioned parameters equally well. Near the surface the predicted relation between  $K_z$  and  $Ri$  corresponds only approximately to the measured one. In the range of large diffusion-coefficients the measured values fit well to the theoretical curves.

### 1. Der turbulente Diffusionskoeffizient — Definition und Möglichkeit der Messung

Die vorliegende Arbeit behandelt Messungen, die zur Bestimmung des turbulenten Diffusionskoeffizienten im Skagerrak durchgeführt wurden. Die theoretischen Grundlagen dazu basieren im wesentlichen auf Arbeiten von O. REYNOLDS (1894) und J. I. TAYLOR (1921, 1931). Bei J. PROUDMAN (1953) und J. O. HINZE (1959) findet man eine ausführliche Diskussion dieser Beziehungen. Im folgenden werden diese Grundlagen für den vorliegenden Fall so spezialisiert, daß einfache Ausdrücke zur Berechnung des Diffusionskoeffizienten zur Verfügung stehen.

<sup>1)</sup> Diese Untersuchung stellt die gekürzte Dissertation des Verfassers dar (Kiel, Math.-Nat. Fakultät 1969). Beitrag zur Internationalen Skagerrak-Expedition 1966.

Die Bewegungen im Ozean kann man als Summe einer mittleren Bewegung  $\mathbf{V}$  und eines überlagerten turbulenten Anteils  $\mathbf{v}'$  auffassen, der die Vermischungsvorgänge im wesentlichen bestimmt. Mit einem entsprechenden Störungsansatz erhält man für konservative Eigenschaften, z. B. für den Salzgehalt  $S$ , die folgende Beziehung

$$\frac{\partial S}{\partial t} + U \frac{\partial S}{\partial x} + V \frac{\partial S}{\partial y} + W \frac{\partial S}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left( K_x \frac{\partial S}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_y \frac{\partial S}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_z \frac{\partial S}{\partial z} \right) \quad (1)$$

Die molekulare Diffusion ist dabei vernachlässigt, die zurbulenten Diffusionskoeffizienten  $K_x, K_y, K_z$  sind definiert durch

$$\overline{u' s'} = -K_x \frac{\partial S}{\partial x}, \quad \overline{v' s'} = -K_y \frac{\partial S}{\partial y}, \quad \overline{w' s'} = -K_z \frac{\partial S}{\partial z}$$

Weiter sind  $\mathbf{V} = \begin{Bmatrix} U \\ V \\ W \end{Bmatrix}$ ,  $\mathbf{v}' = \begin{Bmatrix} u' \\ v' \\ w' \end{Bmatrix}$ ,  $S$  der mittlere Salzgehalt,  $s'$  der zugehörige

Störungsterm.

Die bisherigen Untersuchungen über die Eigenschaften der turbulenten Diffusionskoeffizienten haben folgende Ergebnisse gebracht (vgl. H. U. SVERDRUP, 1942):

- a) Die Größe des Diffusionskoeffizienten ist abhängig von der räumlichen Ausdehnung der Turbulenzelemente.
- b) Der Diffusionskoeffizient ist eine Funktion der Zeit.
- c) Der Diffusionskoeffizient ist räumlich variabel.

Durch den im Punkt a) genannten Zusammenhang ergibt sich noch eine weitere, sehr spezifische Eigenschaft des Diffusionskoeffizienten. Je nach Beschaffenheit des betrachteten Seegebietes (Größe, Umrandung, Tiefe, Strömung usw.) kann die Größe der Turbulenzelemente einen mehr oder weniger weiten Bereich überstreichen. Das bedeutet, daß der Diffusionskoeffizient zu einer vorgegebenen Zeit an einem bestimmten Ort je nach dem betrachteten Raumbereich verschiedene Werte annehmen kann.

Im folgenden soll die Vermischungsgleichung durch Vereinfachungen dem vorliegenden Problem angepaßt werden. Folgende Terme sollen dabei als klein vernachlässigt werden (vgl. J. PROUDMAN 1953):

$$W \frac{\partial S}{\partial z}, \quad \frac{\partial}{\partial x} \left( K_x \frac{\partial S}{\partial x} \right) \quad \text{und} \quad \frac{\partial}{\partial y} \left( K_y \frac{\partial S}{\partial y} \right)$$

Damit erhält man aus Gleichung (1)

$$\frac{\partial S}{\partial t} + U \frac{\partial S}{\partial x} + V \frac{\partial S}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K_z \frac{\partial S}{\partial z} \right) \quad (2)$$

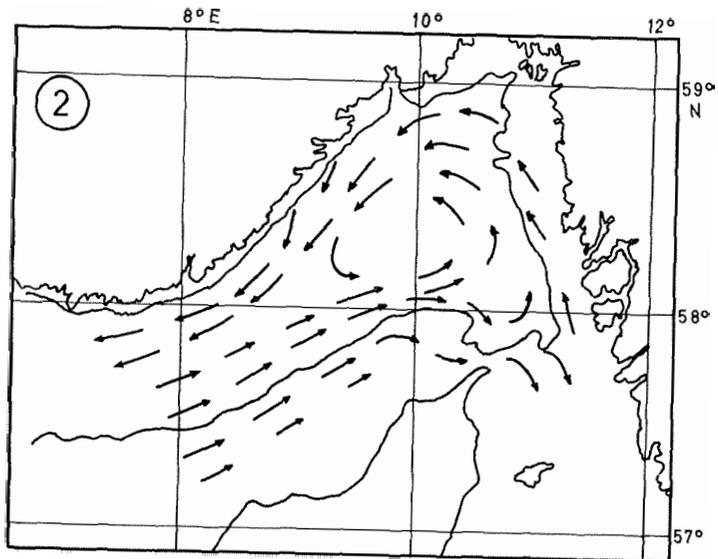
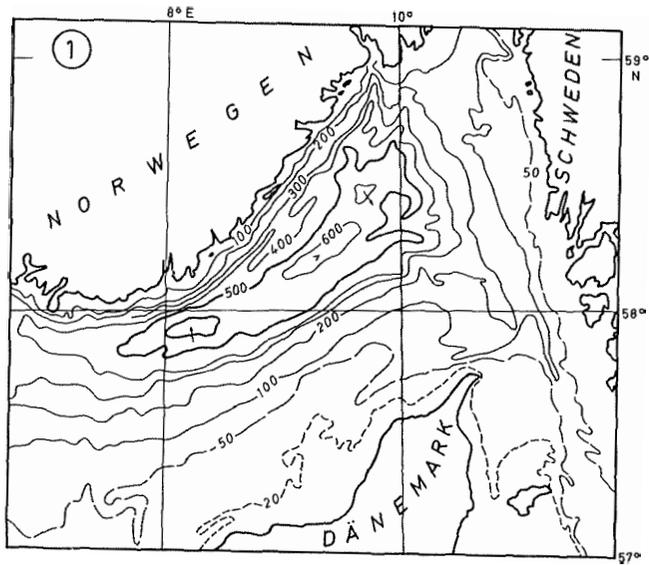
Benutzt man die Annahme, daß  $K_z = \text{const.}$  ist und führt man zur Abkürzung

$$\frac{\partial S}{\partial t} + U \frac{\partial S}{\partial x} + V \frac{\partial S}{\partial y} = \Sigma$$

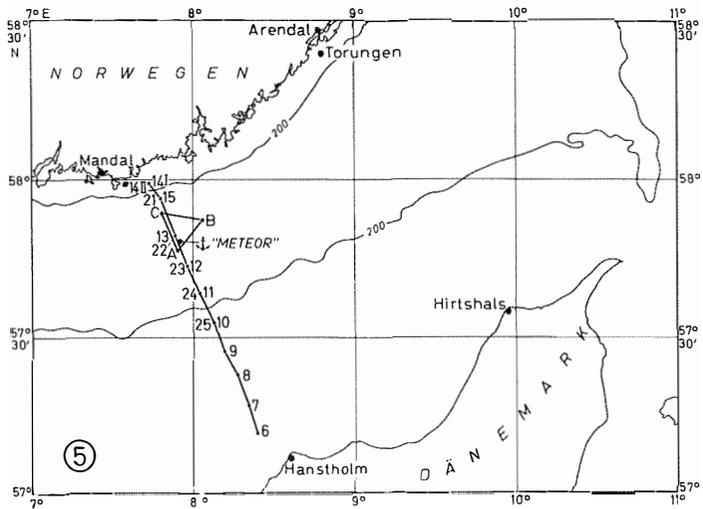
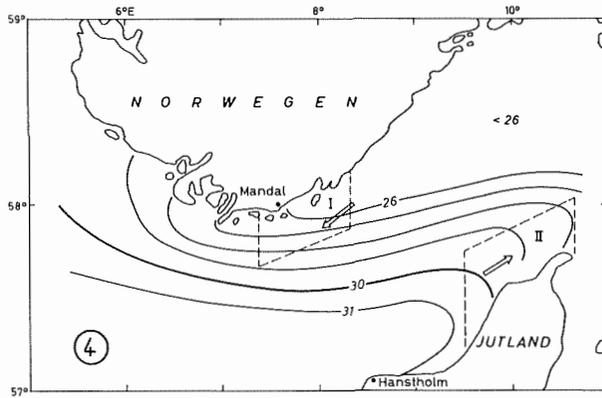
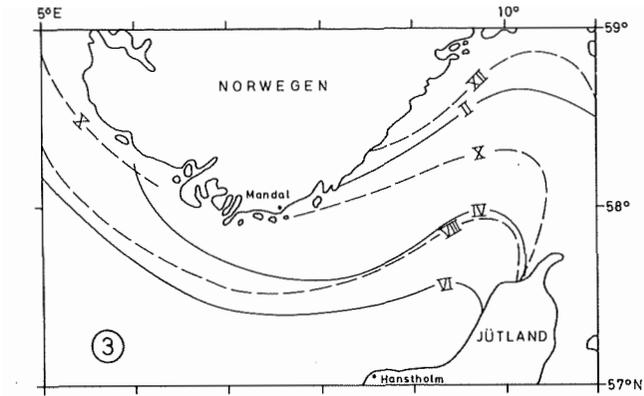
#### Legende zu den nebenstehenden Abbildungen (Tafel 1)

Abb. 1: Tiefenkarte des Skagerraks (Tiefen in m) (nach: Deutsche Fischereikarte Nr. D 112 Fc).

Abb. 2: Schematische Darstellung der mittleren Oberflächenströmung im Skagerrak (nach G. KOBE, 1934).



Tafel 1 (zu K. Ehrlicke)



Tafel 2 (zu K. Ehrlicke)

ein, so folgt aus Gl. (2)

$$\Sigma = K_z \frac{\partial^2 S}{\partial z^2} \text{ bzw. } K_z = \frac{\Sigma}{\frac{\partial^2 S}{\partial z^2}} \quad (3)$$

Die Gleichung (3) stellt die Grundlage für die späteren Berechnungen dar. Der Diffusionskoeffizient ist direkt aus dieser Gleichung mit Hilfe der Meßergebnisse bestimmbar, die den Salzgehalt als Funktion von  $x$ ,  $y$ ,  $z$  und  $t$  und die Strömungskomponenten  $U$  und  $V$  als Funktion der Tiefe angeben.

Die turbulente Bewegung wird durch die Stabilität der Dichteschichtung und durch die Stromscherung bzw. durch die Richardson-Zahl bestimmt. Die Richardson-Zahl  $Ri$  läßt sich für eine mittlere Strömung in  $x$ -Richtung schreiben als

$$Ri = \frac{g \Gamma}{\left( \frac{\partial U}{\partial z} \right)^2} \quad (4)$$

Dabei ist  $\Gamma$  der Ausdruck für die Stabilität, die für geringe Wassertiefen in brauchbarer Näherung durch den Zusammenhang

$$\Gamma = \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z}$$

berechnet werden kann, wobei  $\rho$  der Wert für die mittlere Dichte ist.

Untersuchungen über den Zusammenhang zwischen dem Diffusionskoeffizienten und der Richardson-Zahl wurden von W. H. MUNK und E. R. ANDERSON (1948) in einer Arbeit über die thermische Sprungschicht angestellt. Die Autoren kommen dabei zu einem Ausdruck der Form

$$K_z = K_{zo} (1 + \beta Ri)^{-\frac{3}{2}} \quad (5)$$

Dabei ist  $K_{zo}$  der vertikale Diffusionskoeffizient für den Fall der neutralen Stabilität und  $\beta$  eine Konstante.

Diese Gleichung steht im Zusammenhang mit analogen Betrachtungen für die Atmosphäre, die in einer Arbeit von C. G. ROSSBY und R. B. MONTGOMERY (1935) enthalten sind.

Eine andere Relation zwischen dem Diffusionskoeffizienten und der Richardson-Zahl stellte J. MAMAJUV (1958) auf. In der hier benutzten Schreibweise lautet die Beziehung

$$K_z = K_{zo}^* e^{-\varepsilon Ri} \quad (6)$$

$K_{zo}^*$  hat die gleiche Bedeutung wie in Gl. (5) und  $\varepsilon$  ist eine Konstante.

#### Legende zu den nebenstehenden Abbildungen (Tafel 2)

Abb. 3: Mittlere Lage der 31‰-Isohaline an der Oberfläche für die ausgewählten Monate. Die römischen Zahlen bezeichnen den Monat. (Nach: ICES 1962, Mean monthly temperature and salinity of the surface layer of the North Sea and adjacent waters from 1905 to 1954).

Abb. 4: Mittlere Isohalinen für die Oberfläche in den Monaten Juni bis Juli (nach: ICES Mean monthly temperature and salinity of the surface layer of the North Sea and adjacent waters from 1905 to 1954). I und II bezeichnen mögliche Arbeitsgebiete.

Abb. 5: Lage der hydrographischen Schnitte I und II und des Dreieckskurses von F. K. „Alkor“ im Juli 1966.

Diese Beziehung von MAMAJEV ergibt im Gegensatz zu dem von MUNK und ANDERSON angegebenen Zusammenhang (5) auch noch für negative Werte von  $Ri$  sinnvolle Ergebnisse.

Die vorliegende Arbeit ist im wesentlichen darauf ausgerichtet, diese Zusammenhänge zwischen Richardson-Zahl und Diffusionskoeffizienten zu untersuchen und die Ergebnisse der Messungen mit den Beziehungen (5) und (6) zu vergleichen.

Als Beispiele dafür, in welchem Bereich sich die bisher berechneten vertikalen Diffusionskoeffizienten bewegen, seien im folgenden einige Werte angegeben. Eine der ersten Bestimmungen des vertikalen Diffusionskoeffizienten wurde von J. P. JACOBSEN (1913) im Kattegat ausgeführt. Die berechneten Werte lagen zwischen  $0,04$ — $0,11$   $\text{cm}^2/\text{sec}$ . Untersuchungen von H. JEFFREYS (1920) in der Norwegischen See ergaben vertikale Diffusionskoeffizienten zwischen  $8$  und  $35$   $\text{cm}^2/\text{sec}$ . In der gleichen Größenordnung, nämlich zwischen  $2,9$  und  $10$   $\text{cm}^2/\text{sec}$ , liegen die Ergebnisse von A. DEFANT (1936) aus fünf Stationen im Bereich des antarktischen intermediären Stromes. Aus den Daten der „Meteor“-Expedition 1925—27 in den Südatlantik berechnete G. WÜST (1955) vergleichbare Werte:  $7$   $\text{cm}^2/\text{sec}$ .— $50$   $\text{cm}^2/\text{sec}$ . Ein kleinerer Wert für den vertikalen Diffusionskoeffizienten wurde von R. B. MONTGOMERY (1939) im Gebiet des äquatorialen Gegenstromes im Atlantik bestimmt:  $K_z = 0,36$   $\text{cm}^2/\text{sec}$ .

Die bisherigen Messungen hatten als Basis Einzelmessungen mit relativ großen räumlichen Abständen, bei denen vorausgesetzt wurde, daß sie die mittleren Verhältnisse gut annähern. In der vorliegenden Arbeit wurde versucht, zu einer sichereren Aussage über den Diffusionskoeffizienten durch Mittelbildung über viele, an der gleichen Stelle nacheinander erhaltenen Daten zu gelangen. Dabei konnte die Dichte der Daten in der Vertikalen durch kontinuierliches Messen sehr hoch gewählt werden.

## 2. Das Skagerrak als Versuchsfeld

Im folgenden wird anhand der bisher aus dem Skagerrak bekannten hydrographischen Verhältnisse geprüft, ob das vorgesehene Arbeitsgebiet für die Lösung des vorliegenden Problems günstige Voraussetzungen bietet.

Die für das Skagerrak charakteristische Bodentopographie wird aus der Abb. 1 deutlich. Größere Wassertiefen sind lediglich im Bereich der Norwegischen Rinne anzutreffen, während sich vor der jütländischen Küste ein breites Flachwassergebiet erstreckt.

Die Strömungsverhältnisse im Skagerrak werden durch den Massentransport zwischen Nordsee und Ostsee bestimmt. Neben der zur jütländischen und norwegischen Küste parallel laufenden Strömung, die durch den Ein- und Ausstrom bedingt ist, erfolgt, wie Abb. 2 zeigt, im zentralen Skagerrak die Wasserbewegung in Form eines zyklonalen Wirbels (G. KOBE, 1934). In der Nähe der norwegischen Küste erfolgt in Oberflächennähe der Ausstrom von Ostsee-Wasser (G. KOBE, 1934, G. DIETRICH, 1950). Den Einstrom von Nordseewasser findet man auf der jütländischen Seite mit Kern (Salzgehalt  $35,1$  bis  $35,2$ ‰) in etwa  $100$  m Wassertiefe.

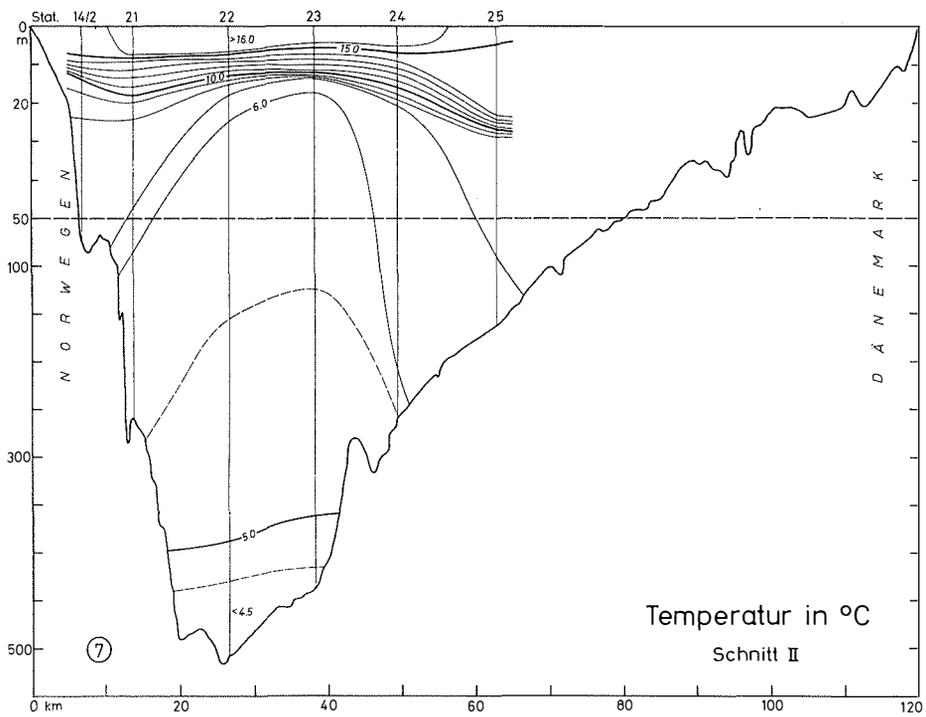
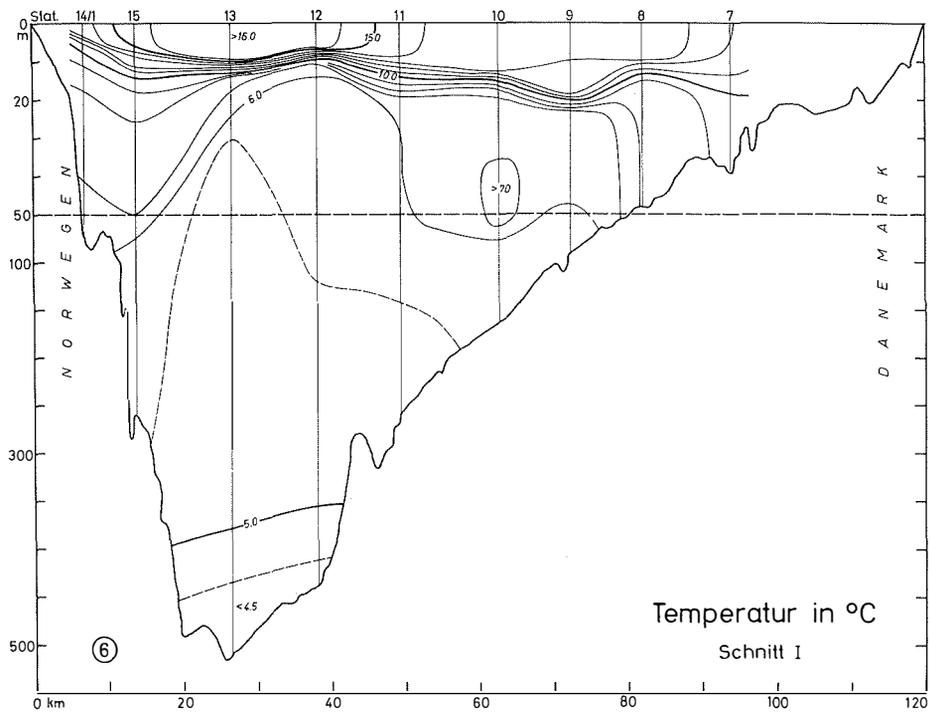
Während der Sommermonate ist der Ausstrom aus der Ostsee wegen seiner relativ hohen Wassertemperaturen (ca.  $16^\circ\text{C}$ ) und des geringen Salzgehaltes (ca.  $26$ ‰) gut zu lokalisieren (vgl. G. KOBE, 1934, R. LJØEN, 1965). Die geographische Lage der  $31$ ‰-Isohaline an der Oberfläche für verschiedene Jahreszeiten ist in Abb. 3 dar-

---

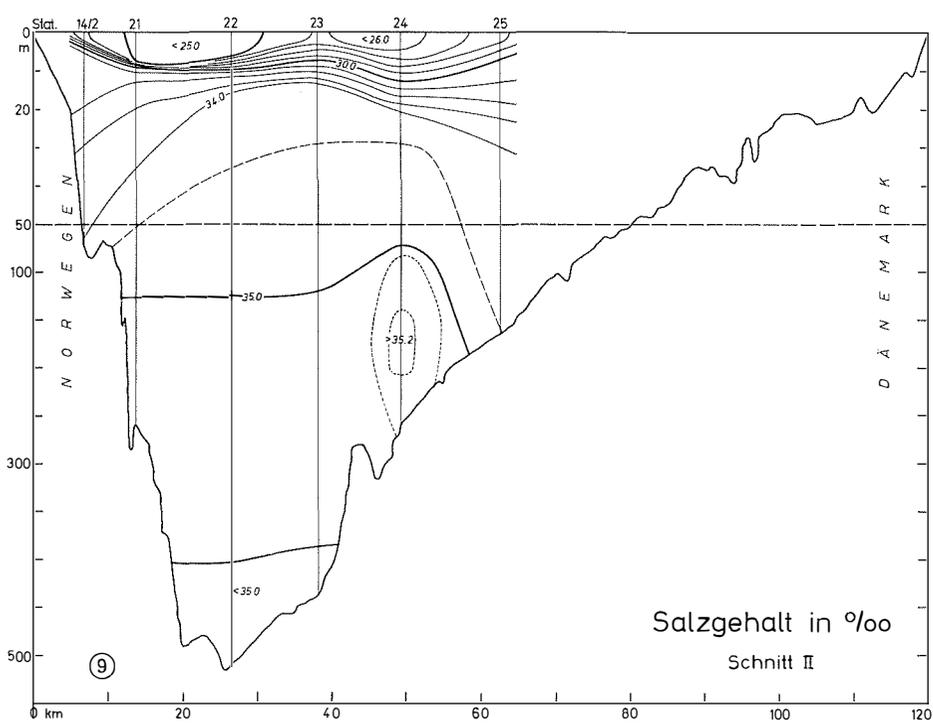
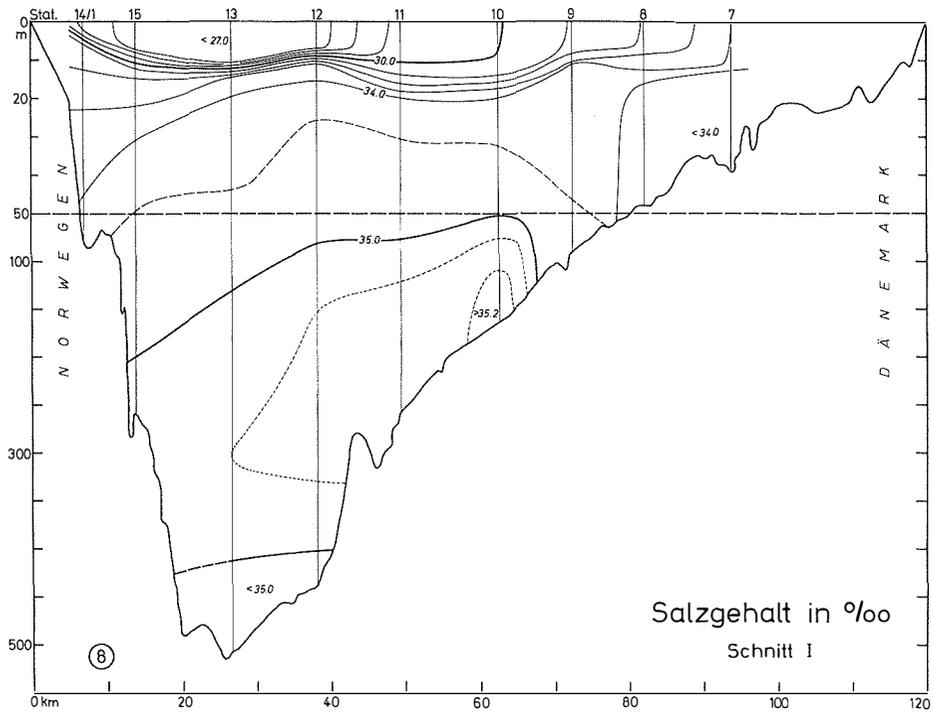
### Legende zu den nebenstehenden Abbildungen (Tafel 3)

Abb. 6: Temperaturverteilung auf dem hydrographischen Schnitt beim 1. Überlauf (1. 7. 1966, Schnitt I).

Abb. 7: Temperaturverteilung auf dem hydrographischen Schnitt beim 2. Überlauf (2. 7. 1966, Schnitt II).



Tafel 3 (zu K. Ehrlicke)



Tafel 4 (zu K. Ehrlicke)

gestellt. Sie zeigt deutlich die jahreszeitlichen Änderungen des Salzgehaltes. Der Einstrom von Nordsee-Wasser in das Skagerrak macht sich auf der jütländischen Seite auch noch in Oberflächennähe durch höhere Salzgehaltswerte ( $32-33\text{‰}$ ) bemerkbar. Bei den Temperaturwerten ( $12-13^{\circ}\text{C}$ ) ist der Unterschied nicht in dem gleichen Maße signifikant. Die genannten Zahlen sind Mittelwerte aus den Monaten Juni/Juli. Während der Wintermonate ist das Oberflächenwasser des Skagerrak in Temperatur und Salzgehalt, abgesehen vom östlichen Teil, nahezu homogen. Die mittleren Strömungsgeschwindigkeiten sind relativ groß. In Oberflächennähe wurden z. B. an der schwedischen Küste Strömungsgeschwindigkeiten von  $30-45\text{ cm/sec}$  (A. SVANNSON, 1965) und an der norwegischen Küste  $75\text{ cm/sec}$  (B. HELLAND-HANSEN, 1907) gemessen. An der südlichen Seite der Norwegischen Rinne am Ausgang des Skagerraks wurden in  $10\text{ m}$  Tiefe Strömungen von  $39\text{ cm/sec}$  und in  $110\text{ m}$  Tiefe noch Werte von  $17\text{ cm/sec}$  ermittelt (A. SVANNSON, 1961). In der Höhe von Skagen liegen die Strömungswerte in  $50\text{ m}$  Tiefe im Mittel bei  $13\text{ cm/sec}$  in Richtung  $75^{\circ}$  und in  $100\text{ m}$  Tiefe bei  $21\text{ cm/sec}$  in Richtung  $130^{\circ}$  (A. SVANNSON und L. LYBECK, 1962).

### 3. Das Meßprogramm im Skagerrak und die verwendeten Meßgeräte

Aus der Gleichung (3) folgt, daß zur Berechnung des vertikalen Diffusionskoeffizienten neben dem Stromprofil die mittlere vertikale und horizontale Verteilung des Salzgehaltes bekannt sein müssen. Das bedeutet, daß auf mehreren Stationen Dauermessungen durchgeführt werden müssen, durch die sowohl die räumliche Verteilung als auch die zeitlichen Änderungen des Salzgehaltes bestimmt werden können.

Um einfache Verhältnisse bei den Messungen und der Auswertung zu haben, waren im einzelnen folgende Forderungen bei der Auswahl des Beobachtungsgebietes zu berücksichtigen:

a) Es muß ein Arbeitsgebiet mit möglichst großen horizontalen und vertikalen Salzgehaltsgradienten ausgewählt werden.

b) Während der Meßdauer muß in dem Beobachtungsgebiet eine mittlere Strömung erwartet werden können, die sich nur wenig ändert und deshalb durch einen konstanten Wert angenähert werden kann. Ihre Richtung soll nicht quer zur Richtung des horizontalen Salzgehaltsgradienten liegen.

Nach Abb. 4 ist in den Monaten Juni und Juli an der norwegischen Küste (Gebiet I) und vor der jütländischen Küste (Gebiet II) ein großer horizontaler Salzgehaltsgradient zu erwarten.

In beiden Gebieten ist der horizontale Salzgehaltsgradient groß und die Vorzugsrichtung der Strömung, die ebenfalls in Abb. 4 eingezeichnet ist, entspricht den oben gestellten Forderungen. Da im Gebiet I der größere vertikale Salzgehaltsgradient auftritt und außerdem wegen der größeren Wassertiefe geringere Störeffekte der Bodentopographie erwartet werden können, wurde das Arbeitsgebiet im Bereich I festgelegt.

Bei den Messungen zur Bestimmung des Diffusionskoeffizienten wäre es wünschenswert gewesen, mindestens an drei Positionen Vertikalmessungen vom verankerten Schiff auszuführen. Das war im Rahmen der Expedition nicht möglich. Um trotzdem eine Trennung von räumlichen und zeitlichen Änderungen der Salzgehaltsverteilung in guter Näherung zu erhalten, wurden die Eckpositionen eines Dreiecks mit  $10\text{ m}$

---

#### Legende zu den nebenstehenden Abbildungen (Tafel 4)

Abb. 8: Salzgehaltsverteilung auf dem hydrographischen Schnitt beim 1. Überlauf (1. 7. 1966, Schnitt I).

Abb. 9: Salzgehaltsverteilung auf dem hydrographischen Schnitt beim 2. Überlauf (2. 7. 1966, Schnitt II).

Seitenlänge von einem Schiff in zyklischer Wiederholung angelaufen. Auf diesen drei Positionen wurde die vertikale Salzgehaltsverteilung gemessen und daraus die horizontale Verteilung für die vorgegebenen Tiefenhorizonte bestimmt. Die geographische Lage des Dreiecks ist aus der Abb. 5 zu entnehmen.

Zusätzlich zu diesen Messungen wurden zur allgemeinen Orientierung Messungen auf hydrographischen Schnitten und einer Dauerstation durchgeführt. Der Schnitt lag zwischen Hanstholm (Dänemark) und Mandal (Norwegen) und wurde zweimal nacheinander abgefahren. Mit Hilfe einer Dauerstation sollte geprüft werden, welche Änderungen in der Salzgehaltsverteilung innerhalb eines Zeitintervalls von einigen Stunden auftreten können. Die Lage des Schnittes ist ebenfalls in der Abb. 5 dargestellt, die Dauerstation lag auf Position 13.

Für die Messungen wurden folgende Meßgeräte verwendet:

a) Bathysonde

Das Verfahren zur kontinuierlichen Messung von Temperatur und Leitfähigkeit ist an anderer Stelle beschrieben (H. HINKELMANN, 1956, 1957, 1958; W. KROEBEL, 1961; G. SIEDLER, 1963). Die gemessenen Daten für Temperatur, Leitfähigkeit und Druck wurden auf einem Doppelfunktions-x-y-Schreiber registriert und parallel dazu auf einem Magnetband in analoger Form gespeichert (G. SIEDLER, 1968). Für die Berechnungen von Temperatur, Salzgehalt und Tiefe sind nur die auf dem Magnetband aufgezeichneten Daten benutzt worden.

b) Hydrographische Serienmessungen

An ausgewählten Stationen wurden neben den Messungen mit der Bathysonde auch hydrographische Serienmessungen durchgeführt. Die Wasserproben wurden mit Kippwasserschöpfern nach Nansen genommen. Die Bestimmung des Salzgehaltes erfolgte mit einem Laborsalinometer mit Temperaturkompensation. Die mit den Kippthermometern gemessenen Temperaturen wurden nach den üblichen Verfahren korrigiert. Die so bestimmten Werte für Temperatur und Salzgehalt sind zur Korrektur der Bathysondendaten benutzt worden.

c) Rotorstrommesser

Verwendet wurde ein Strommesser mit Savonius-Rotor, Stromfahne und Kompaß, dessen Meßgrößen über ein Mehrleiterkabel an Bord übertragen wurden (vgl. F. SNODGRASS, 1961). Ein Stromprofil wurde wie folgt gewonnen: Die Strömungsgeschwindigkeit und die Richtung des Stromes sind auf der Registrierung von etwa 30 m bis zum Boden konstant. Nimmt man an, daß die Strömung in der Tiefe klein ist gegenüber der oberflächennahen Strömung, kann man die gemessene konstante Strömung ab 30 m als scheinbare Strömung, bewirkt durch die Schiffsverdriftung, ansehen. Mit der damit bekannten Schiffsverdriftung läßt sich die wahre Strömung bestimmen.

Sind  $v_w$  die wahre Strömungsgeschwindigkeit,  $v_s$  die scheinbare Strömungsgeschwindigkeit, bewirkt durch die Schiffsverdriftung, und  $v_{ob}$  die mit dem Strommesser bestimmte Geschwindigkeit, folgt das vertikale Stromprofil aus

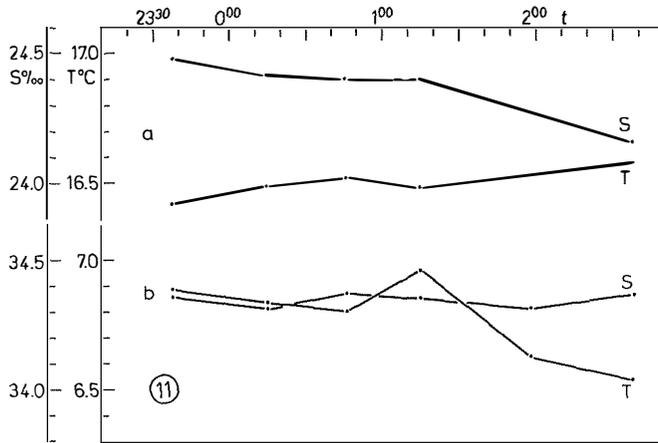
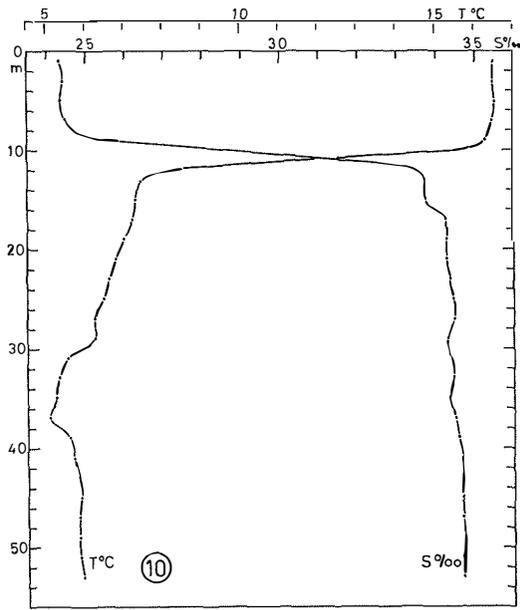
$$v_w = v_{ob} - v_s \quad (7)$$

---

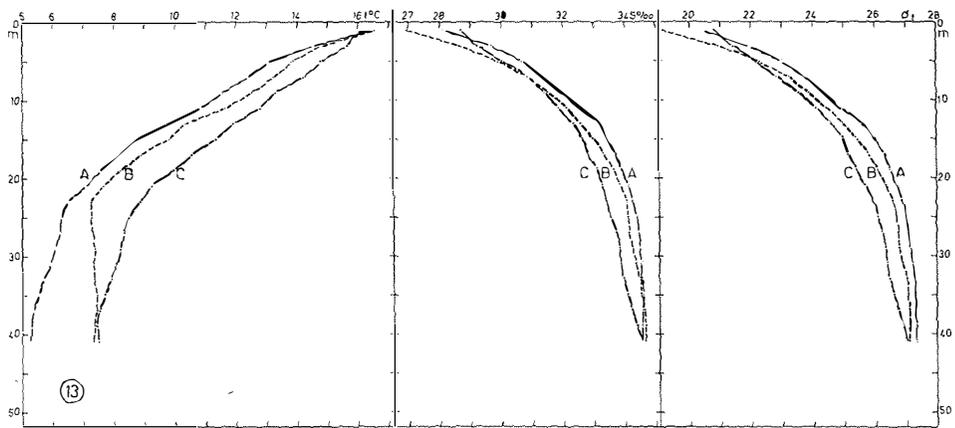
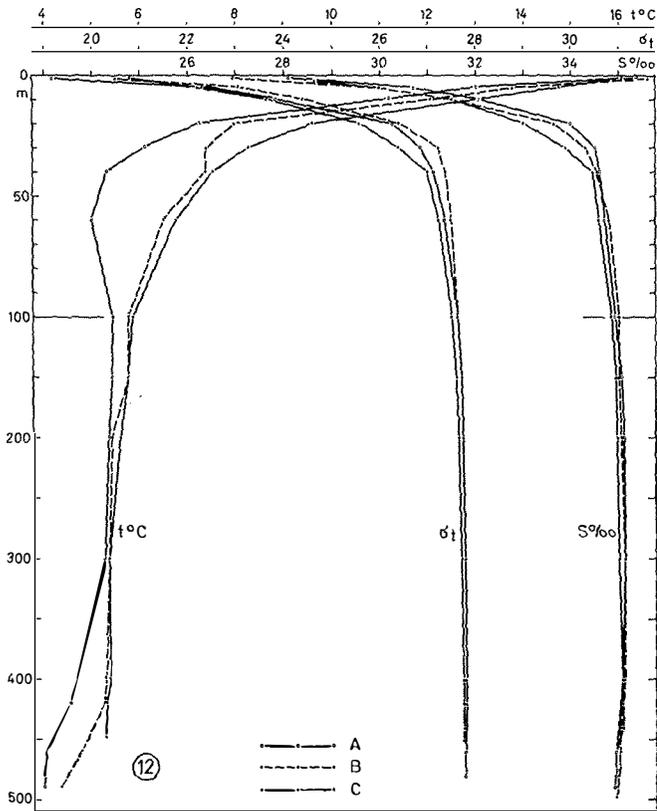
Legende zu den nebenstehenden Abbildungen (Tafel 5)

Abb. 10: Mittlere Verteilung von Salzgehalt und Temperatur als Funktion der Tiefe auf der Dauerstation.

Abb. 11: Der zeitliche Verlauf von Temperatur und Salzgehalt auf der Dauerstation in den Tiefen 1 m (a) und 20 m (b).



Tafel 5 (zu K. Ehrlicke)



Tafel 6 (zu K. Ehrlicke)

#### 4. Die Meßdaten

Für die Auswertung der Messungen ist es erforderlich, einen Überblick über die Windverhältnisse während der Beobachtungszeit zu haben, da Windstärke und Windrichtung deutlichen Einfluß auf die hydrographischen Verhältnisse haben (G. DIETRICH, 1950). Eine wesentliche Änderung der Windrichtung müßte bei der Betrachtung der Salzgehaltsverteilung berücksichtigt werden. Während der eigentlichen Untersuchungen zur Bestimmung des Diffusionskoeffizienten änderte sich die Luftdruckverteilung nicht wesentlich. Dadurch blieben die Änderungen im Windfeld an dieser Stelle klein. Gemessen wurde in Übereinstimmung mit den Angaben in den Wetterkarten während der Beobachtungszeit Winde von Bft. 3—4 aus westlicher bis nordwestlicher Richtung. Dieses Ergebnis gestattet bei den nachfolgenden Betrachtungen den Wind und damit die windbedingte Strömung als annähernd konstant anzusetzen.

Die Abb. 6 und 8 zeigen die Ergebnisse der hydrographischen Messungen auf dem Schnitt Hanstholm—Mandal (siehe Abb. 5) beim ersten Überlauf für Temperatur und Salzgehalt (Schnitt I, Stationen 7—15). Der Schnitt wurde ein zweites Mal abgefahren, (Schnitt II, Stationen 14 II, 21—25), wobei jedoch nur im Bereich der Norwegischen Rinne gemessen wurde. Die Vertikalschnitte aus dem zweiten Überlauf sind in den Abb. 7 und 9 dargestellt.

Im Schnitt I ist bei Station 13 an der Oberfläche das aus der Ostsee stammende warme und salzarme Wasser zu erkennen. In Zusammenhang damit steht ein großer vertikaler Gradient für Salzgehalt, Temperatur und Dichte in diesem Gebiet. Der Kern des Einstroms von Nordseewasser mit einem Salzgehalt von  $35,2\text{‰}$  wurde an der Station 10 in Tiefen von 100 m bis zum Boden nachgewiesen. In der Norwegischen Rinne selbst (Stationen 12, 13, 15) konnte in Tiefen unterhalb von 500 m Wasser mit einem Salzgehalt von etwa  $34,9\text{‰}$  und Temperaturen kleiner als  $5^{\circ}\text{C}$  registriert werden. Einige Autoren (O. PETERSON und G. EKMAN, 1891, G. KOBE, 1934, R. JØEN, 1965) sehen den Ursprung dieses Wassers im Atlantischen Ozean, was aufgrund der hier gemessenen Temperaturen und Salzgehalte gerechtfertigt erscheint. Zwischen dem ersten und zweiten Überlauf des Schnittes lag eine Zeitsdifferenz von ca. 10 Stunden. Die Messungen ergaben, daß die allgemeine Struktur der Schichtung, wie sie in Schnitt I auftritt, auch beim zweiten Überlauf erhalten bleibt. Die Messungen zeigen weiter, daß die Lage des Beobachtungsgebietes (bei Station 13) günstig gewählt wurde — es umfaßt den Kern des Baltischen Stromes — und daß sich in diesem Gebiet innerhalb eines Zeitraumes von ca. 10 Stunden die Schichtungsverhältnisse nicht wesentlich ändern.

Auf der Dauerstation wurden 6 Vertikalmessungen mit der Bathysonde durchgeführt. Das Schiff wurde dabei ständig mit Hilfe der Decca-Navigation und Funkpeilung auf Position gehalten. Aus diesen Messungen wurde die mittlere Verteilung für Temperatur und Salzgehalt berechnet. Daraus ergaben sich folgende Ergebnisse:

a) Der mittlere Aufbau der Schichtung während dieser Beobachtungen ist durch eine homogene Deckschicht und eine ausgeprägte Sprungschicht gekennzeichnet. Es traten sowohl ein Temperatur- als auch ein Salzgehaltssprung auf (siehe Abb. 10). Unterhalb der Sprungschicht sind die Änderungen des Salzgehaltes relativ gering, bei der Temperatur dagegen ist noch bis etwa 30 m Tiefe ein vertikaler Gradient von ca.  $0,1^{\circ}\text{C}/\text{m}$  erkennbar.

---

#### Legende zu den nebenstehenden Abbildungen (Tafel 6)

Abb. 12: Mittlere Temperatur  $T$ , Salzgehalt  $S$  und Dichte  $\sigma_t$  als Funktion der Tiefe über die gesamte Wassersäule an den Positionen A, B und C des Dreieckskurses.

Abb. 13: Mittlere Temperatur  $T$ , Salzgehalt  $S$  und Dichte  $\sigma_t$  in den Tiefen bis 40 m an den Positionen A, B und C des Dreieckskurses

b) Bei der Untersuchung der zeitlichen Veränderlichkeit wurden die Temperatur- und Salzgehaltswerte oberhalb und unterhalb der Sprungschicht gesondert betrachtet (siehe Abb. 11). Aus der Darstellung ist zu entnehmen, daß in keinem der beobachteten Fälle große sprunghafte Änderungen der Werte erkennbar sind und daß während der Beobachtungszeit von ca. 3 Stunden sich Salzgehalt und Temperatur in gegensätzlicher Richtung ändern.

Aus diesen Ergebnissen läßt sich folgern, daß sich im Verlauf eines Meßzyklus auf dem Dreieckskurs (Dauer ca. 4 Stunden) die hydrographischen Verhältnisse wahrscheinlich nur wenig ändern und daß eine lineare Interpolation zwischen den Meßwerten auf ein und derselben Station als eine brauchbare Näherung angesehen werden kann.

Die Bathysondenaten, die bei den Messungen auf dem Dreieckskurs aufgenommen wurden, sind in folgender Weise bearbeitet worden: Für jede der Meßstellen (A, B, C) auf dem Dreieckskurs wurde aus den ca. 8000 errechneten Einzeldaten eine mittlere Vertikalverteilung von Temperatur, Salzgehalt und Dichte bestimmt. Da die Daten nicht in äquidistanten Tiefen vorlagen, wurde die Wassersäule in 2 m dicke Schichten aufgeteilt. Für jede der drei Stationen wurden alle Daten (getrennt nach Temperatur, Salzgehalt und Dichte) in den verschiedenen Tiefenstufen erfaßt und in die dazugehörige Schicht eingeordnet. Aus allen Werten, die dann in einer Schicht liegen, wurde der Mittelwert gebildet. Die Berechnung des Diffusionskoeffizient nach Gl. (3) erfolgt unter Berücksichtigung der mittleren Verhältnisse. Da kleinräumige Änderungen mit kurzzeitigen Vorgängen verknüpft sind, die aufgrund der Untersuchungstechnik nicht hinreichend genau erfaßt werden können, ist es nicht sinnvoll, diese Änderungen zu berücksichtigen. Es wurde deshalb eine Filterung der Vertikalverteilungen durch dreifach überbreitende Mittelung vorgenommen. Die so gewonnene mittlere Vertikalverteilung von Temperatur, Salzgehalt und Dichte über die gesamte Wassersäule ist in der Abb. 12 dargestellt. Den Bereich bis 40 m Wassertiefe zeigt getrennt davon die Abb. 13. In größeren Tiefen als 40 m sind die Unterschiede zwischen den einzelnen Stationen hinsichtlich des Salzgehaltes und der Dichte gering. Größere Unterschiede gibt es nur bei der vertikalen Temperaturverteilung.

Die zeitlichen Änderungen des Salzgehaltes wurden für die Tiefen 3 m, 5 m, 7,5 m, 10 m, 12,5 m, 15 m und 20 m bestimmt und in Abb. 14 dargestellt. Dabei wurde für ausgewählte Tiefen aus allen Messungen auf dem Dreieckskurs der Salzgehalt als Funktion der Zeit angegeben. Aus den Kurven wurden durch dreifach übergreifende Mittelung kurzzeitige Schwankungen ausgefiltert. Man erkennt bei den oberflächennahen Werten im wesentlichen eine Abnahme des Salzgehaltes mit der Zeit, deren Wert mit wachsender Tiefe kleiner wird. Die Länge der Meßzeit, die im vorliegenden Fall auf 70 Stunden begrenzt ist, erwies sich als zu kurz, um Aussagen über langzeitige Änderungen in größeren Tiefen machen zu können.

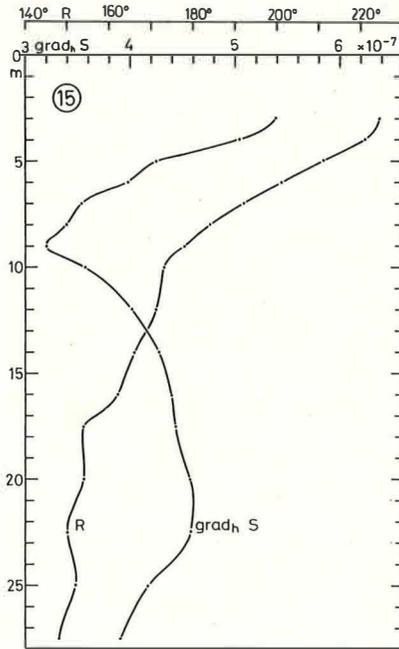
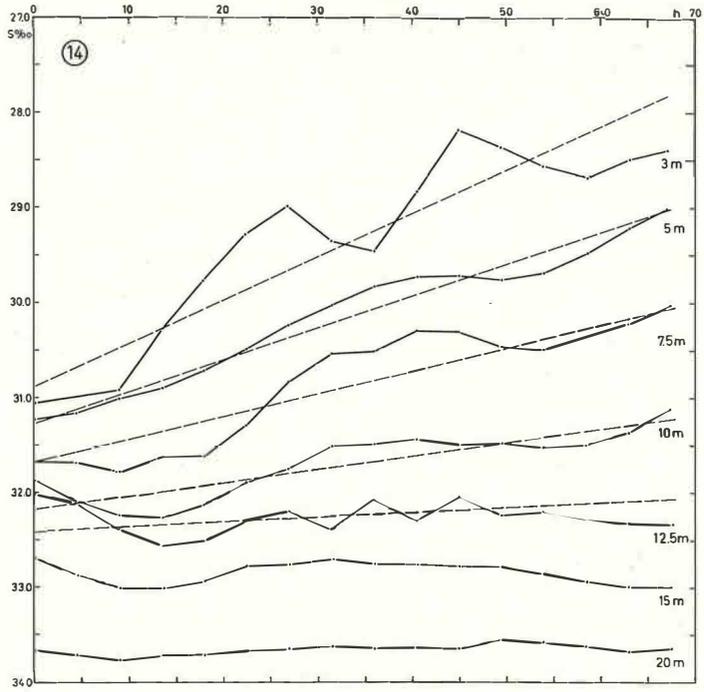
Für die Rechnungen im Kapitel 5 werden die zeitlichen Salzgehaltsänderungen durch Geraden angenähert. Die Steigung der Geraden  $S = mt + n$  wurde durch Ausgleichsverfahren bestimmt. Es ergeben sich die Steigungen aus der Beziehung:

---

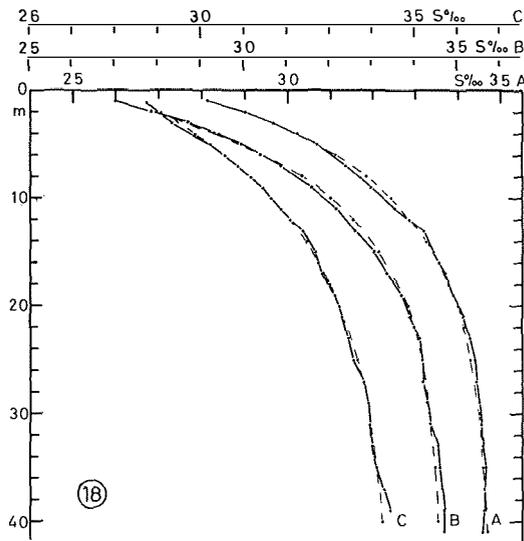
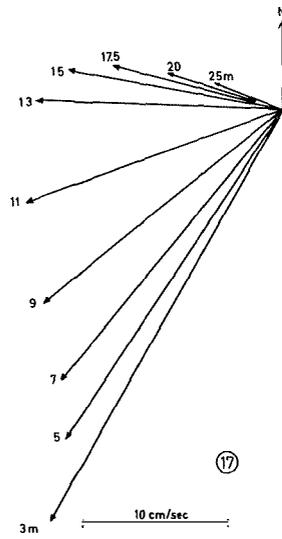
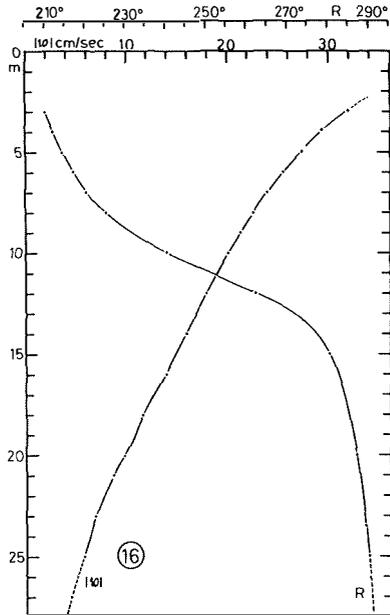
Legende zu den nebenstehenden Abbildungen (Tafel 7)

Abb. 14: Gemittelte zeitliche Änderungen des Salzgehaltes im Beobachtungsgebiet für ausgewählte Tiefen aus allen Messungen auf dem Dreieckskurs.

Abb. 15: Betrag und Richtung der horizontalen Salzgehaltsgradienten im Gebiet des Dreieckskurses als Funktion der Tiefe.



Tafel 7 (zu K. Ehrlicke)



Tafel 8 (zu K. Ehrlicke)

$$m = \frac{\sum_{i=1}^j S_i t_i}{\sum_{i=1}^j t_i^2} \quad (8)$$

wenn  $t_i$  und  $S_i$  die zueinander gehörigen Wertepaare und  $j$  die Zahl der Wertepaare sind. Die berechneten Geraden sind in der Abb. 14 gerissen eingezeichnet.

Für die Bestimmung des mittleren horizontalen Salzgehaltsgradienten wurden die früher berechneten mittleren Salzgehaltsverteilungen an den drei Stationen (siehe Abb. 13) zugrundegelegt. Jeweils für vorgegebene Tiefen wurde der horizontale Gradient bestimmt, wobei der Differentialquotient durch den Differenzenquotienten angenähert wurde (siehe Abb. 15).

Es wurden sieben Strommessungen auf der Position A ausgeführt. Unter Benutzung der Gl. (7) erhält man aus den Registrierungen den wahren Strom (Abb. 16). Die Rechnungen wurden erst in drei Meter Tiefe begonnen, da die Oberflächenwerte der Richtung stark durch den Magnetismus des Schiffskörpers verfälscht sein können. Abb. 17 zeigt, daß der Strom eine Tiefenabhängigkeit hat, die in ihrer Tendenz den Ergebnissen der EKMANschen Theorie (V. W. EKMAN, 1905) folgt (Windrichtung: NW).

### 5. Die Meßergebnisse

Die Berechnungen des Diffusionskoeffizienten nach Gl. (3) können dadurch vereinfacht werden, daß man einen einfachen, differenzierbaren analytischen Ausdruck für die Abhängigkeit des Salzgehaltes von der Tiefe ermittelt, der eine gute Annäherung der gemessenen Verteilung darstellt. Es zeigte sich, daß eine Funktion der Form

$$S = S_0 - b e^{-az} \quad (9)$$

die Salzgehaltsverteilung besonders gut annäherte. Dabei bedeuten:  $a$ ,  $b = \text{Konstanten}$  mit  $b = (S_T - S_0)$ ,  $S_0 = \text{Salzgehalt an der Oberfläche}$ ,  $S_T = \text{Salzgehalt in 40 m Tiefe}$ .

Die Koeffizienten, mit denen die Gl. (9) die Meßwerte am besten annäherte, wurden durch lineare Regression bestimmt und ergeben folgende Gleichungen für die vertikalen Salzgehaltsverteilung ( $S$  in ‰,  $z$  in m):

$$\left. \begin{aligned} \text{Station A: } S &= 34,75 - (34,75 - 27,75) e^{-0,11 z} \\ \text{Station B: } S &= 34,60 - (34,60 - 26,00) e^{-0,12 z} \\ \text{Station C: } S &= 34,50 - (34,50 - 24,00) e^{-0,08 z} \end{aligned} \right\} \quad (9a)$$

In der Abb. 18 sind die aus den Messungen direkt gemittelten Kurven und die nach der Gl. (9a) bestimmten (gerissen) eingezeichnet.

Die Berechnung der zweiten Ableitung des Salzgehaltes nach der Tiefe gestaltete sich mit der Gl. (9) einfach:

$$\frac{\partial^2 S}{\partial z^2} = -a^2 b e^{-az} \quad (10)$$

#### Legende zu den nebenstehenden Abbildungen (Tafel 8)

Abb. 16: Gemittelte vertikale Strömungsverteilung (Betrag der Geschwindigkeit  $\mathcal{V}$ , Richtung R) aus den wiederholten Rotorstrommessungen.

Abb. 17: Vektordarstellung der Daten in Abb. 16.

Abb. 18: Gemessene und berechnete Abhängigkeit des mittleren Salzgehaltes von der Tiefe auf den Positionen A, B und C des Dreieckskurses.

Für die Bestimmung von  $\Sigma$  aus Gl. (3) benötigt man die lokalzeitlichen Änderungen des mittleren Salzgehaltes. Man erhält sie als Steigung der Näherungsgeraden in Abb. 14.

Die numerischen Werte der horizontalen Salzgehaltsgradienten  $\frac{\partial S}{\partial x}$  und  $\frac{\partial S}{\partial y}$  sind bereits bekannt, ebenfalls die Komponenten U und V des wahren mittleren Stromes  $\mathfrak{V}_w$ . Die daraus berechneten Diffusionskoeffizienten als Funktion der Tiefe sind in Abb. 19 dargestellt. Da sowohl die Werte für die horizontale Salzgehaltsverteilung als auch für die Strömung unterhalb von 27,5 m unsicher werden, sind die Diffusionskoeffizienten nur bis zu dieser Tiefe angegeben. Die Ergebnisse zeigen, wie unter den gegebenen Schichtungsverhältnissen zu erwarten, eine Zunahme des vertikalen Diffusionskoeffizienten mit der Tiefe. Oberhalb von 6 m ergeben sich negative vertikale Diffusionskoeffizienten. Dieses Ergebnis kann durch die Vernachlässigung des Terms  $W \frac{\partial S}{\partial z}$  in der Gl. (1) verursacht sein. Bei den beobachteten ablandigen Winden ist eine aufwärts gerichtete Wasserbewegung vor der norwegischen Küste wahrscheinlich. Eine Abschätzung zeigt, daß sich bei Berücksichtigung einer Aufwärtsbewegung in Oberflächennähe von mindestens  $10^{-4}$  cm/sec für  $K_z$  positive Werte ergeben. Da der Term  $W \frac{\partial S}{\partial z}$  in der Gl. (1) im vorliegenden Fall sehr schnell mit der Tiefe abnimmt, hat dieser Term unterhalb von ca. 10 m keinen nennenswerten Einfluß mehr.

Um für die erhaltene vertikale Verteilung des Diffusionskoeffizienten die Zusammenhänge gemäß der Gln. (5) und (6) zu prüfen, wird im folgenden die zugehörige Verteilung der Richardson-Zahl berechnet. Dazu ist die Kenntnis der Stabilität und der Stromscherung für die einzelnen Tiefen erforderlich. Für die Berechnung der Stabilität wurde, wie auch bei der Bestimmung von  $\frac{\partial^2 S}{\partial z^2}$  der Ausdruck  $\frac{\partial \rho}{\partial z} = 10^{-3} \frac{\partial \sigma_{TP}}{\partial z} = 10^{-3} \frac{\partial \sigma_T}{\partial z}$  durch Differentiation einer Funktion  $\sigma_T = f(z)$  gewonnen. Es wurde wie beim Salzgehalt folgender Ansatz benutzt.

$$\sigma_T = D - c e^{-dz} \quad (11)$$

Die Konstanten wurden wieder durch lineare Regression bestimmt. Es ergeben sich folgende Beziehungen:

$$\left. \begin{array}{l} \text{Station A: } \sigma_T = 27,5 - 8,0 e^{-0,12 z} \\ \text{Station B: } \sigma_T = 27,1 - 9,1 e^{-0,12 z} \\ \text{Station C: } \sigma_T = 27,0 - 7,0 e^{-0,08 z} \end{array} \right\} \quad (12)$$

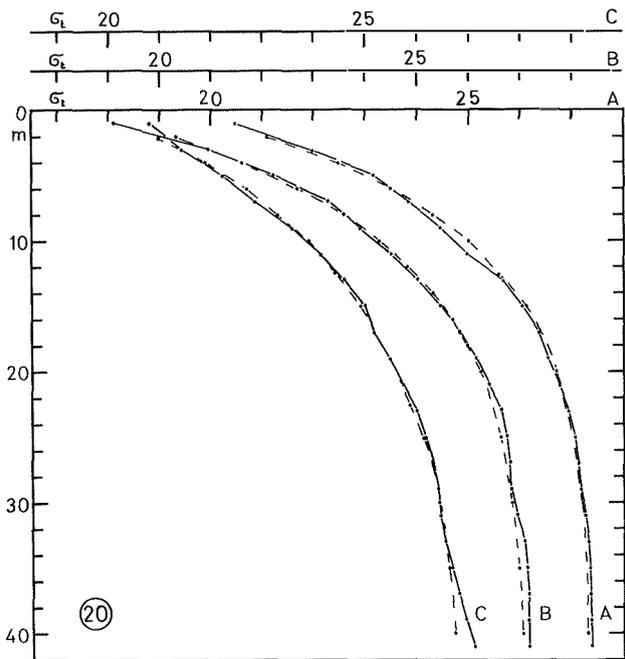
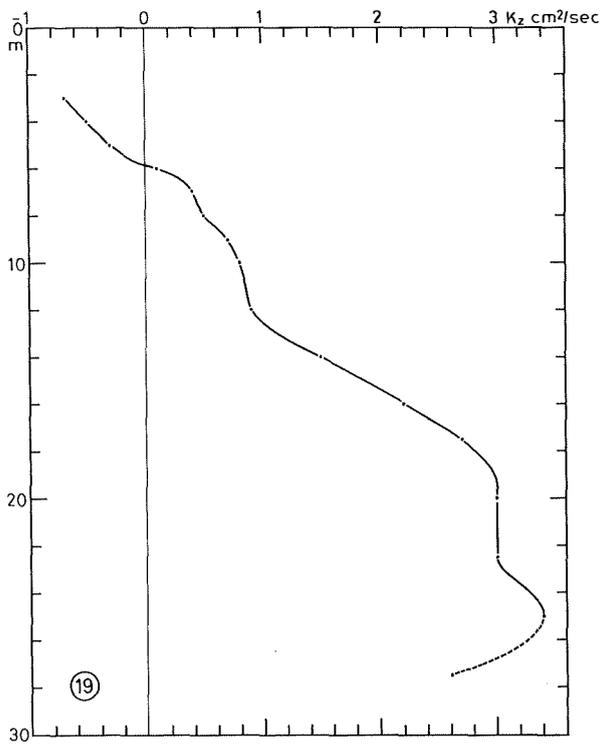
In der Abb. 20 sind die gemessenen Kurven und die nach den Gln. (12) berechneten Kurven eingezeichnet. Die Ableitungen  $\frac{\partial \rho}{\partial z}$  können damit angegeben werden. Damit läßt sich die Stabilität bestimmen:

$$\Gamma = \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z}$$

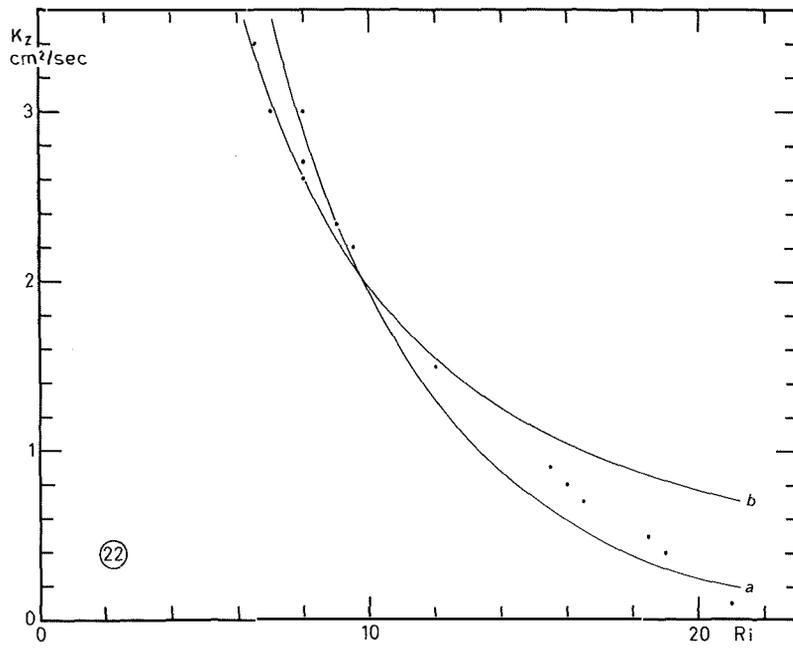
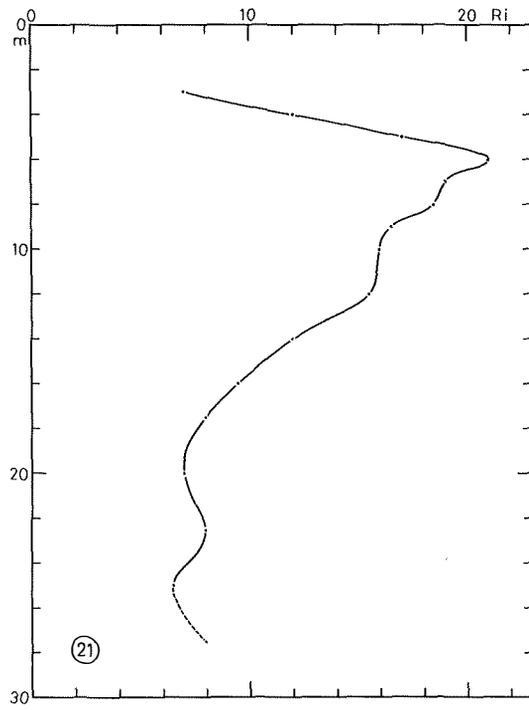
Legende zu den nebenstehenden Abbildungen (Tafel 9)

Abb. 19: Der berechnete mittlere Diffusionskoeffizient als Funktion der Tiefe.

Abb. 20: Gemessene und berechnete Abhängigkeit (gerissene Kurve) der mittleren Dichte von der Tiefe auf den Positionen A, B und C des Dreieckskurses.



Tafel 9 (zu K. Ehrlicke)



Tafel 10 (zu K. Ehrlicke)

Die Stromscherung erhält man aus den Differenzquotienten der mittleren Strömung als Funktion der Tiefe. Damit läßt sich die Richardson-Zahl berechnen, das Ergebnis ist in Abb. 21 dargestellt. Auffällig ist das Maximum der Richardson-Zahl in ca. 6 m Tiefe, das durch zustande kommt, daß oberhalb von 6 m neben der hohen Stabilität eine starke vertikale Stromscherung auftritt. Bei ca. 6 m Tiefe beginnt die Stromscherung abzunehmen, die Stabilität bleibt dagegen noch relativ hoch. Unterhalb von 6 m nimmt die Stabilität stärker ab als der vertikale Gradient der Strömung.

Aus den Vertikalverteilungen  $K_z = f(z)$  und  $Ri = f(z)$  erhält man  $K_z = f(Ri)$  für bestimmte Wertepaare. Dieser Zusammenhang ist in Abb. 22 dargestellt. Die Abbildung zeigt wie erwartet mit abnehmender Richardson-Zahl eine Zunahme des Diffusionskoeffizienten. Um zu prüfen, ob die gemessenen Werte den theoretisch vorhergesagten Zusammenhängen zwischen dem Diffusionskoeffizienten und der Richardson-Zahl folgen, wurden durch die Meßwerte Kurven gemäß den Gln. (5) und (6) gelegt. Die Koeffizienten für die beste Annäherung der Kurven an die Meßwerte wurden wieder durch lineare Regression bestimmt. Dabei ergeben sich im Bereich der gemessenen Richardson-Zahlen von 6—21 folgende Koeffizienten:

$$K_{z_0} = 14.3 \quad \beta = 0.2 \quad K_{z_0}^* = 36.1 \quad \varepsilon \approx 0.6$$

Um ein Maß für die Übereinstimmung der Kurven mit den Meßpunkten zu erhalten, wurden die mittleren Schwankungen  $q$  für die  $n$  Punkte berechnet:

$$q = \sqrt{\frac{\sum_i (K_{z_i} - \hat{K}_{z_i})^2}{n}}$$

$K_{z_i}$  und  $\hat{K}_{z_i}$  sind die Werte für den  $i$ -ten Meßpunkt und den zugehörigen Punkt auf der Kurve. Benutzt man die oben eingeführten Zahlenwerte, so ergibt sich für Gl. (5) die folgende mittlere Schwankung:

$$q = 0,27$$

Für Gl. (6) folgt:

$$q = 0,3$$

Die Werte für die mittleren Schwankungen in den beiden untersuchten Fällen sind nicht signifikant unterschiedlich, so daß nicht entschieden werden kann, ob die Meßwerte eher der Formel (5) oder der Formel (6) folgen. Beide Formeln sind im Rahmen der Meßgenauigkeit gleich gut zur Beschreibung der Funktion  $K_z = f(Ri)$  geeignet. Wie die Abbildung 22 weiter zeigt, ist der Unterschied zwischen den Kurven nach den Gleichungen (5) und (6) besonders groß im Bereich kleiner vertikaler Diffusionskoeffizienten. Da, wie oben ausgeführt, in diesem Bereich die Vernachlässigung der möglichen Vertikalbewegungen die Ergebnisse verfälscht, ist die Unsicherheit bei der Bestimmung des funktionellen Zusammenhanges weitgehend durch diese Vernachlässigung bedingt.

#### Legende zu den nebenstehenden Abbildungen (Tafel 10)

Abb. 21: Die RICHARDSON-Zahl als Funktion der Tiefe für das Gebiet des Dreieckskurses.

Abb. 22: Der vertikale Diffusionskoeffizienten als Funktion der RICHARDSON-Zahl nach den Meßergebnissen und nach den Gleichungen (6) nach MAMAJEV (a) und (5) nach MUNKNUD ANDERSON (b).

## Literaturverzeichnis

- BOWDEN, K. F. (1962): Turbulence. The Sea. W. N. Hill, New York — London. — CONSEIL PERMANENT INTERNATIONAL POUR L'EXPLORATION DE LA MER (ICES) (1962): Mean monthly temperature and salinity of the surface layer of the North Sea and adjacent waters from 1905 to 1954. Kopenhagen. — DEFANT, A. (1936): Ausbreitungs- und Vermischungs-Vorgänge im Antarktischen Bodenstrom und im Subantarktischen Zwischenwasser. *Wiss. Ergeb. Deutsch. Atl. Exp. „Meteor“*, Bd. 6, Teil 2 (2), S. 78. — DIETRICH, G. (1950): Die natürlichen Regionen von Nord- und Ostsee auf hydrographischer Grundlage. *Kieler Meeresforsch.* 7, 35—69. — EKMAN F. L. (1870): Om salthalten i havsvattenet utmed Bohuslänska Kusten. *K. Vetenskapakad. Handlingar*, 9, 44 pp. — EKMAN, V. W. (1905): On the influence of the earth's rotation on ocean currents. *Ark. f. Mat., Astron. och Fysik*, 2, No. 11, pp. 1—53. — HELLAND-HANSEN, B. (1907): Current measurements in Norwegian fjords, the Norwegian Sea and the North Sea in 1906. *Bergens Mus. Aarb.* 15, 1—61. — HINKELMANN, H. (1956): Ein Gerät zur Schnellregistrierung des Druckes, der Temperatur und des Salzgehaltes für Anwendung in der Ozeanographie. *Kieler Meeresforsch.* 12, 200—201. — HINKELMANN, H. (1957): Gerät zur Schnellregistrierung in der Ozeanographie. *Z. angew. Physik*, 9, 505—513. — HINKELMANN, H. (1958): Ein Verfahren zur elektrodenlosen Messung der elektrischen Leitfähigkeit von Elektrolyten. *Z. angew. Physik*, 10, 500—503. — HINZE, H. O. (1959): Turbulence — An Introduction on its Mechanism and Theory. New York—London. — JACOBSEN, J. P. (1913): Beitrag zur Hydrographie der Dänischen Gewässer. *Medd. Komm. Havunders.*, Ser. Hydr., 2, No. 2, p. 94. — JEFFREYS (1920): On turbulence in the ocean. *Phil. Mag.* 39, p. 578. — KOBE, G. (1934) Der hydrographische Aufbau und die dadurch bedingten Strömungen im Skagerrak. *Veröff. Inst. f. Meeresk.*, Berlin. — KROEBEL, W. (1961): Zur Meßmethodik von ozeanographischen Sondenmeßgeräten. *Kieler Meeresforsch.* 17, 17—24. — LJOEN, R. (1965): On the exchange of deep waters in the Skagerrak. *Cons. Perm. Int. Expl. Mer. Hydrogr. Comm. Paper C. M.* 157. — MAMAJEV, O. I. (1958): The influence of stratification on vertical turbulent mixing in the sea. *Bull. Acad. Sci. U.S.S.R., Geophys. Ser.* (7), 870—875, (Eng. Ed. 49+—497). — MONTGOMERY, R. B. (1939): Ein Versuch, den vertikalen und seitlichen Austausch in der Tiefe der Sprungschicht im äquatorialen Atlantischen Ozean zu bestimmen. *Ann. Hydr. marit. Meteorol.*, 67, p. 242. — MUNK, W. H. und E. R. ANDERSON (1948): Notes on a theory of the thermocline. *J. Mar. Res.* 7, 276—295. — PETERSSON, O. und EKMAN, G. (1891): Grunddragen af Skageracks och Kattegats hydrografi enligt den svenska vinterexpeditiones 1890 iakttagelser samt föregående arbeten. *Kungl. Svenska Vetenskaps Akad. Handl. h. f.* 24, 1—102. — PROUDMAN, J. (1953): *Dynamical Oceanography*. London. — REYNOLDS, O. (1894): On the dynamical theory of incompressible viscous fluids and the determination of the criterion. *Phil. Trans. Roy. Soc., A*, 186, p. 123. — ROSSBY, C. G. und R. B. MONTGOMERY (1935): The layer of frictional influence in wind and ocean currents. *Papers Phys. Eceanogr. Met., Mass. Inst. Techn. and Woods Hole Oceanogr. Inst.*, 3 (3). — SIEDLER G. (1963): On the situ measurement of temperature and electrical conductivity of sea-water. *Deep-Sea Research*, 10, 269 bis 277. — SIEDLER, G. (1968): In situ measurements and automatic recordings of conductivity, temperature and pressure. *Electronic Engineering in Oceanography*, Institution of Electronics and Radio Engineers, London. — SNODGRASS, J. M. (1961): Some recent developments in oceanographic instrumentation. *JUGG — Symposium on radiant energy in the sea. Helsinki 1960. Monographie U°* 83—91. — SVANSSON, C. A. (1961): Currents in the Skagerack. *Cons. Perm. Int. Expl. Mer. Hydrogr. Comm. CM No.* 127. — SVANSSON, C. A. und L. LYBECK (1962): Currents in the Skagerack II. *Cons. Perm. Int. Expl. Mer. Hydrogr. Comm. CM. No.* 130. — SVANSSON, C. A. (1965): Some hydrographic problems of the Skagerack. *Progress in Oceanography* 3, 355—372. — SVERDRUP, H. U., M. W. JOHNSON und R. H. FLEMING (1942): *The Oceans, their Physics, Chemistry, and General Biology*, Englewood Cliffs. — TAYLOR, G. I. (1921): Diffusion by continuous movements. *Proc. Lond. Math. Soc.*, 20, 196—212. — TAYLOR, G. I. (1931): Internal waves and turbulence in a fluid of variable density. *Rapp. Sons. Explor. Mer.*, 76, 35—43. — WÜST, G. (1955): Stromgeschwindigkeiten im Tiefen- und Bodenwasser des Atlantischen Ozeans auf Grund dynamisches Berechnung der Meteor-Profile der Deutschen Atlantischen Expedition 1925/27. *Deep-Sea Res., Suppl. to 3*, 373—397.