

(Deutsches Hydrographisches Institut, Hamburg.)

## Einfluß der Gezeitenstromturbulenz auf die hydrographische Schichtung der Nordsee.

Von

**G. Dietrich.**

Mit 6 Textabbildungen.

**Zusammenfassung.** Es wird das kritische vertikale Dichtegefälle ermittelt, das die Gezeitenstromturbulenz, die vom Meeresboden ausgeht, zum Erliegen bringt (Abb. 2). Ihm wird jenes vertikale Dichtegefälle gegenübergestellt, das der tägliche Wärmestrom durch die Turbulenz der winderzeugten Oberflächenströmungen bewirkt (Abb. 3). In derjenigen Tiefe, in der beide Gefällswerte gleich werden, liegt die Obergrenze der bodennahen Mischungsschicht, deren Verteilung in der Nordsee auf zwei ozeanographischen Schnitten verfolgt wird, die mit dem Vermessungs- und Forschungsschiff „Gauss“ im August 1953 ausgeführt wurden (Abb. 1). Der eine Schnitt verläuft vom Nordausgang der Nordsee zu den westfriesischen Inseln, der andere von der schottischen zur norwegischen Küste (Abb. 4). Durch diese Anordnung konnten alle charakteristischen sommerlichen Lagen in der Nordsee erfaßt werden: der Übergang von der unbedeutenden bodennahen Mischungsschicht in der nördlichen Nordsee zur mächtigen Mischungsschicht der mittleren Nordsee, die dort in den Gebieten mit höheren Gezeitenströmen die normale sommerliche Sprungschicht zu einer wenige Dezimeter dicken Schicht zusammendrängt und die in den Gebieten mit starken Gezeitenströmen in die oberflächennahe Mischungsschicht übergreift. Als Folge davon wird in ausgedehnten Gebieten Schichtungslosigkeit während des ganzen Jahres aufrechterhalten. Die weitreichenden, verschiedenartigen Einflüsse dieser Mischungsvorgänge machen sich unter anderem auf den Jahresgang der Oberflächentemperatur der Nordsee deutlich bemerkbar (Abb. 5 und 6).

**Summary.** The critical vertical density gradient for suppressing the tidal current turbulence which originates from the bottom of the sea is determined (fig. 2). It is compared with the vertical density gradient caused by the daily heat transport in consequence of the turbulence of the wind-produced surface currents (fig. 3). At the depth where the two gradients become equal there lies the upper limit of the mixed ground layer. Its distribution in the North Sea is shown by two oceanographic profiles on the basis of measure-

ments carried out by the survey and research ship „Gauss“ in April 1953 (fig. 1). One profile extends from the northern exit of the North Sea to the West-Frisian islands, the other one from the Scotch to the Norwegian coast (fig. 4). By this arrangement all characteristic summer situations in the North Sea could be included: the change from the small mixed ground layer in the northern North Sea to the mighty mixed ground layer of the central North Sea compressing there, in regions with higher tidal currents, the normal summer discontinuity layer to a few decimeters and, in regions with strong tidal currents, reaching into the mixed surface layer. As a consequence in vast regions a state without stratification is maintained during the whole year. The far-reaching and various influences of these mixing processes, e. g. on the annual variation of the surface temperature of the North Sea, are evident (fig. 5 and 6).

**Résumé.** On recherche le gradient vertical critique de densité capable d'annuler le remous dû à la marée au fond de la mer (fig. 2) et on le compare au même gradient produit par le réchauffement diurne combiné avec la turbulence des courants de surface dûs au vent (fig. 3). La profondeur à laquelle ces deux gradients sont identiques fixe la limite supérieure de la couche de mélange voisine du fond. La distribution de cette couche dans la Mer du Nord ressort de deux profils relevés par le navire océanographique „Gauss“ en août 1953 (fig. 1). L'un des profils va de l'extrémité septentrionale de cette mer jusqu'aux îles occidentales de la Frise; l'autre s'étend de la côte écossaise à celle de la Norvège (fig. 4). De cette façon une étude de tous les caractères estivaux de la Mer du Nord met en évidence le passage de la faible couche de mélange dans le Nord à la couche très importante dans la région moyenne; cette dernière couche a pour effet de réduire à quelques décimètres la couche de transition estivale normale dans les régions à courants de marées profonds tandis qu'elle pénètre dans la couche de mélange de surface dans les régions à forts courants de marée. En vertu de ces processus, l'absence de stratification se maintient pendant toute l'année dans de vastes régions. Les effets variés et lointains de ces phénomènes de mélange se font nettement sentir, entre autres, sur la variation annuelle de la température de surface dans la Mer du Nord (fig. 5 et 6).

Für periodische Wasserbewegungen, die mit Wellen verknüpft sind, deren Länge groß ist gegenüber der Wassertiefe, ist bezeichnend, daß sie recht gleichmäßig die ganze Wassersäule erfassen. In Bodennähe beobachtet man infolge der Bodenreibung eine deutliche Abnahme der Maximalgeschwindigkeit. J. VAN VEEN (1936) und W. HANSEN (1952) fanden übereinstimmend an Hand von Strommessungen in der Straße von Dover bzw. in der Ems die Geschwindigkeit  $u$  in einer beliebigen Tiefe  $z$ , wenn die Wassertiefe  $h$  beträgt und die Geschwindigkeit an der Oberfläche  $u_0$  ist,

$$u = u_0 \cdot \left(\frac{z}{h}\right)^\alpha,$$

wobei sich  $\alpha \approx 1/5$  ergab gegenüber  $\alpha = 1/7$  nach den halbempirischen Überlegungen von L. PRANDTL (1927). Diese vertikale Geschwindigkeitsverteilung, die für Gezeitenströme im ungeschichteten Wasser gilt, sei einer der Ausgangspunkte der folgenden Betrachtung. Ein zweiter, der für die Nordsee zutrifft, besagt, daß dort im allgemeinen die beobachteten

maximalen Geschwindigkeiten der Gezeitenströme erheblich höhere Werte annehmen, als die jener Wasserbewegungen, die auf unmittelbare Wirkung des Windes und der Dichteunterschiede zurückgehen. Die beiden letzten

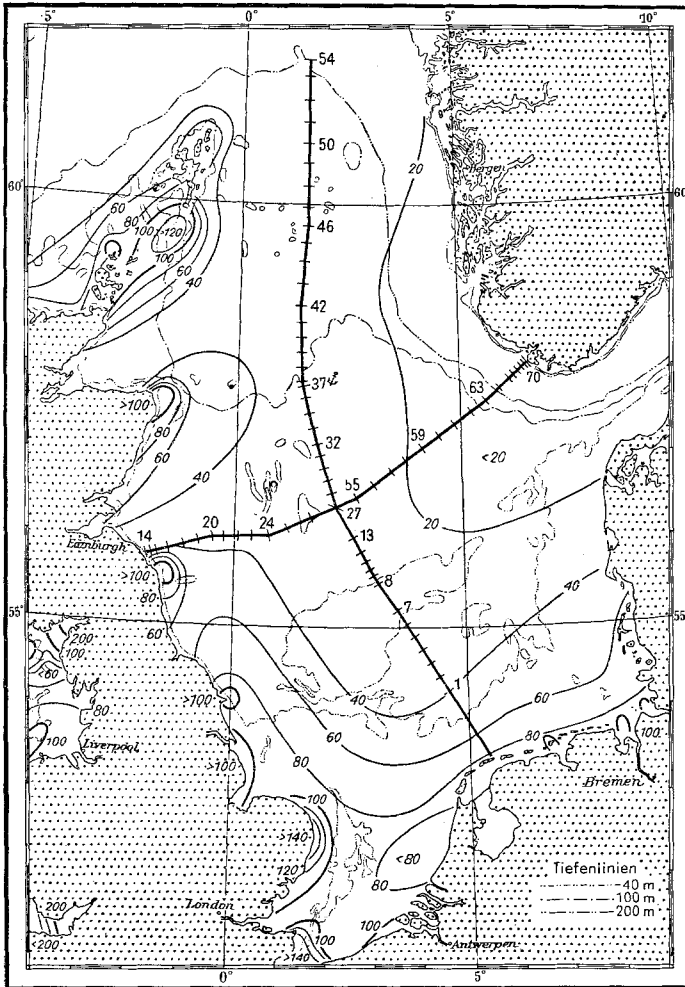


Abb. 1. Verteilung der Maximalgeschwindigkeit (cm/sec) der Gezeitenströme in der Nordsee zur Springzeit (nach G. DIETRICH, 1950a), sowie Verlauf der Temperaturschnitte in Abb. 4 mit den ozeanographischen Stationen 1–70, ausgeführt vom Forschungs- und Vermessungsschiff „Gauß“ im August 1953.

Anteile erreichen im tiefen Wasser nur selten 10 cm/sec, während die Gezeitenströme nach der Abb. 1, abgesehen von der nordöstlichen Nordsee, über 20 cm/sec betragen und in der südlichen Nordsee und in den Shetland-Gewässern sich sogar bis auf über 80 cm/sec steigern. Die Geschwindig-

keitsangaben, die in der Abb. 1 für Springzeit gelten, vermindern sich auf etwa 60% zur Nippzeit. Wenn Einflüsse auf die Schichtung vom Boden der Nordsee ausgehen, dann dürfte nach diesen Beobachtungstatsachen in erster Linie die Turbulenz der Gezeitenströme daran beteiligt sein.

Der dritte Ausgangspunkt der folgenden Betrachtung betrifft das Kriterium zur Aufrechterhaltung einer vertikalen Turbulenz bei stabiler Schichtung. Bei turbulenter Bewegung werden Flüssigkeitsballen gehoben, andere dafür gesenkt. Zur Erfassung dieses Vorganges kann man sich des bekannten Prandtl'schen Ansatzes für den Mischungsweg bedienen, wonach die Größenordnung der vertikalen turbulenten Störgeschwindigkeit  $w' \approx l \frac{du}{dz}$  ist, wobei  $l$  den Mischungsweg und  $u$  die mittlere Horizontalgeschwindigkeit, welcher die turbulenten Störgeschwindigkeiten überlagert sind, in einem Niveau angeben. Die kinetische Energie der turbulenten Vertikalbewegung eines Flüssigkeitsballens vom Volumen  $V$  beträgt  $\rho \frac{V \cdot w'^2}{2} \approx \frac{1}{2} \rho V l^2 \left( \frac{du}{dz} \right)^2$ , wobei  $\rho$  die Dichte ist. Die Arbeit, die bei der Verlagerung des Flüssigkeitsballens aufgewendet wird, ist  $-g \frac{d\rho}{dz} \cdot \frac{l^2}{2} V$ , wobei  $g$  die Schwerebeschleunigung darstellt. Was an Arbeit aufgewendet wird, geht an kinetischer Energie der turbulenten Vertikalbewegung verloren, und wenn die zur Verfügung stehende kinetische Energie kleiner ist als die zu leistende Arbeit, dann erlischt zwangsläufig die turbulente

Vertikalbewegung. Das Verhältnis  $Ri = \frac{g}{\rho} \frac{\frac{d\rho}{dz}}{\left( \frac{du}{dz} \right)^2}$  stellt also ein Kriterium

für die Aufrechterhaltung der Turbulenz dar. Es ist die Richardsonsche Zahl, die nach L. F. RICHARDSON benannt ist, der sie 1920 einführte und die eine kritische Beziehung zwischen der Dichteschichtung und dem Geschwindigkeitsgefälle angibt.

Die quantitativen Angaben für die Richardsonsche Zahl gehen auseinander. RICHARDSON selbst setzte  $Ri = 1$ , L. PRANDTL (1949) kommt zu den Werten 0,5 bis 0,7, S. PETERSEN und W. SWINBANK (1947) gelangen auf Grund großräumiger Untersuchungen der Turbulenz in der freien Atmosphäre zu  $Ri \approx 0,65$ , H. SCHLICHTINGS (1935) kleiner kritischer Wert von  $Ri = 0,0417$ , der auf Grund von theoretischen Überlegungen für eine Strömung über eine Platte mit Dichteschichtung in der Grenzschicht gilt und der von L. PRANDTL und H. REICHARDT (1934) im Windkanal für diesen Fall bestätigt wurde, kann nicht unbedingt vergleichbar sein; er steht unter der stabilisierenden Wirkung der festen Wand und der Dichteschichtung in der Grenzschicht. Die Anwendung des einfachen Richardsonschen Kriteriums in unmittelbarer Nähe von starren Grenzflächen, z. B. in der untersten Atmosphäre, ist deshalb wenig erfolgreich gewesen. Es scheinen zusätzliche Terme wirksam zu werden, die K. L. CALDER (1949) prüfte und die vielleicht von der Natur der Grenzfläche abhängen. Abseits von der Grenzfläche scheint nach den bisherigen

Untersuchungen der kritische Wert von  $Ri = 0,5$  angenähert zuzutreffen. Er wird im folgenden verwendet und besagt: wenn  $Ri > 0,5$  ist, erlischt die vertikale Turbulenz und eine vorhandene Dichteschichtung bleibt bestehen; wenn  $Ri < 0,5$  ist, wird das Wasser turbulent durchgemischt und in den homogenen Zustand überführt.

Gestützt auf die erwähnte vertikale Geschwindigkeitsverteilung im Gezeitenstrom läßt sich auf Grund der Richardsonschen Zahl entscheiden, welches vertikale Dichtegefälle notwendig ist, damit die Turbulenz im

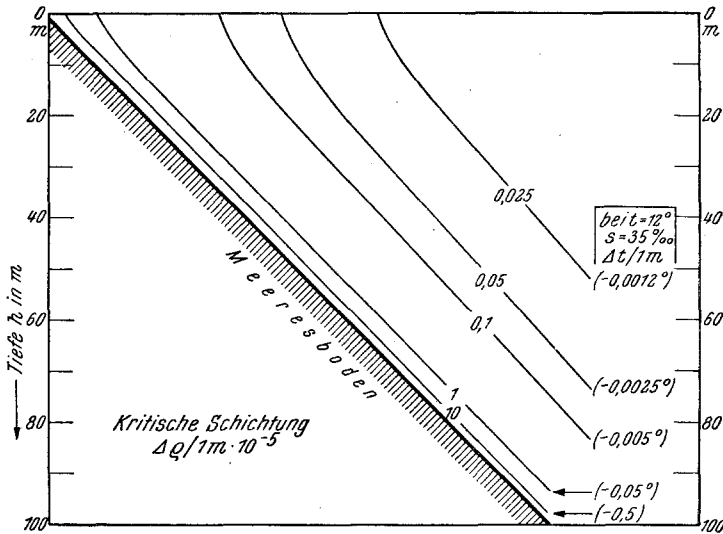


Abb. 2. Kritisches Dichtegefälle für die vertikale Turbulenz der Gezeitenströme bei  $u_0 = 0,7$  m/sec.

Gezeitenstrom erlischt und die Vermischung aufhört. Aus der Gleichung der Geschwindigkeitsverteilung des Gezeitenstromes ergibt sich die Ableitung nach der Tiefe

$$\frac{du}{dz} = \frac{\alpha u_0}{h} \left(\frac{z}{h}\right)^{\alpha-1}$$

Führt man diesen speziellen Ausdruck für das vertikale Geschwindigkeitsgefälle in die Richardsonsche Beziehung ein, und löst sie nach dem kritischen Grenzwert der Dichteschichtung auf, dann wird

$$\frac{d\rho}{dz} = \frac{\rho}{2g} \frac{\alpha^2 u_0^2}{h^2} \left(\frac{z}{h}\right)^{2\alpha-2}$$

Die Abb. 2 gibt das Ergebnis einer numerischen Auswertung dieses letzten Ausdruckes wieder. Sie enthält die kritischen Werte für das vertikale Dichtegefälle  $\Delta \rho / 1 m \cdot 10^{-5}$  für Wassersäulen von 0 bis 100 m Länge und für eine Geschwindigkeit des Gezeitenstroms an der Oberfläche  $u_0 = 0,7$  m/sec. Mit wachsender Entfernung vom Boden nehmen die kritischen Werte des Dichtegefälles, die in der Lage sind, die Turbulenz

des Gezeitenstromes zum Erliegen zu bringen, schnell ab. Um eine anschauliche Vorstellung von diesen kritischen Werten zu vermitteln, 1 m in der Abb. 2 die Werte des vertikalen Temperaturgefälles auf sind angegeben, die dem kritischen Dichtegefälle jeweils entsprechen, wenn man von einer Wassertemperatur  $t = 12^\circ$  und einem Salzgehalt  $S = 35\text{‰}$  ausgeht. In etwa 10 m Bodenabstand würde demnach ein Dichtegefälle  $\Delta\rho/1 \text{ m} \cdot 10^{-5} = 1$  bzw. ein Temperaturgefälle  $\Delta t/1 \text{ m} = -0,05^\circ$  die Turbulenz des Gezeitenstroms zum Erlöschen bringen, wenn  $u_0 = 0,7 \text{ m/sec}$  ist.

Auf dem Wege über die Vermischung üben die Gezeitenströme eine dauerhafte Wirkung auf die hydrographische Schichtung im Meere aus. Da Einschränkungen dieser Wirkung von der Dichteschichtung ausgehen, wird man zwangsläufig zur Frage geführt, welches Dichtegefälle sich in der Nordsee ausbilden kann. Die Betrachtung sei auf den wirkungsvollsten Prozeß beschränkt, der in der Nordsee zur Bildung einer Dichteschichtung beiträgt. Es ist der Erwärmungsvorgang im Frühjahr. Als gesicherte Beobachtungstatsache in der Nordsee gilt, daß im Winter und Frühjahr das Wasser von der Oberfläche bis zum Boden örtlich die gleiche Temperatur und den gleichen Salzgehalt aufweist, also völlig homogen ist. Eine Ausnahme macht lediglich die nordöstliche Nordsee, wo advektiv salzarmes baltisches Wasser sich über salzreiches atlantisches Wasser schiebt. Von diesem Gebiet sei hier abgesehen. Die winterliche Homogenität der Nordsee erklärt sich aus der vertikalen Konvektion, die sich im Laufe des Herbstes bis zum Winter infolge der Abkühlung an der Oberfläche einstellt. Die Frühjahrserwärmung findet also eine homogene Ausgangslage vor. Untersucht sei jetzt die Frage, welches Dichtegefälle sich maximal durch die Erwärmung einstellen kann.

Zunächst steht fest, daß die Erwärmung im Tagesrhythmus vor sich geht und daß sie sich primär auf eine sehr dünne Oberflächenschicht beschränkt. Für die Verdunstungs- und Kondensationswärme sowie für die direkte Wärmeübertragung aus der Luft ist dies ohne weiteres einzusehen. Von der Einstrahlung ist bekannt, daß der langwellige Teil, der die eigentliche Wärmestrahlung ausmacht, in dem obersten Zentimeter fast vollständig absorbiert ist. Es müßte sich also, wenn man sich einen strahlungsreichen Frühlingstag vorstellt, eine hochoberwärmte dünne Schicht von leichtem Wasser bilden. Bei Wind lassen die überbrechenden Wellen in den obersten Metern eine solche Temperaturschichtung überhaupt nicht aufkommen, und darunter sorgt die Turbulenz der wind-erzeugten Strömung für einen vertikalen Wärmeaustausch zur Tiefe, der mehrere tausendmal größer als die physikalische Wärmeleitung ist. W. SCHMIDT (1925) bestimmt auf Grund der Beobachtungen an Triftströmen für starke Winde die Abhängigkeit des Austausches von der Windgeschwindigkeit  $v$ , wobei  $v$  in m/sec ausgedrückt wird:  $A = 4,3 \cdot v^2$ . Es ergibt sich z. B. für frische Winde von etwa 8,5 m/sec:  $A = 300 \text{ g cm}^{-1} \text{ sec}^{-1}$  und für stürmische Winde von etwa 15 m/sec:  $A = 1000 \text{ g cm}^{-1} \text{ sec}^{-1}$ .

Von diesen Werten, die für den Impulsaustausch gelten, wird angenommen, daß sie angenähert für den Wärmeaustausch zutreffen. Sie

werden unter der weiteren Voraussetzung herangezogen, daß sie tiefenunabhängig sind. Dann läßt sich aus dem bekannten Tagesgang der Oberflächentemperatur an einem strahlungsreichen Frühlingstag der Tagesgang der Temperatur in verschiedenen Tiefen berechnen. Im Anschluß daran ist es möglich, eine Aussage über das Dichtegefälle zu machen, das sich bei einem bestimmten Austausch im Tagesgang einstellen kann, wenn man von einem homogenen Ausgangszustand ausgeht.

Der Tagesgang der Oberflächentemperatur läßt sich in guter Annäherung als harmonische Welle auffassen:  $t_0 = a_0 \cos \frac{2\pi}{T} t$ . Nach der Theorie der Wärmeleitung nimmt der Tagesgang in der Tiefe bei einem Austausch  $A$  die Form an:

$$t_z = a_0 e^{-\beta z} \cos \frac{2\pi}{T} \left( \tau - \frac{T}{2\pi} \beta z \right),$$

wobei  $\beta = \sqrt{\frac{\rho \pi}{A z}}$  bedeutet. In diesen Gleichungen sind  $a_0$  die Amplitude des Tagesganges der Oberflächentemperatur,  $T = 24$  Stunden und  $\rho$  die Dichte des Wassers. Das vertikale Temperaturgefälle, das sich einstellt, ergibt sich zu:

$$\frac{dt}{dz} = \sqrt{2} \beta a_0 e^{-\beta z} \sin \left[ \frac{2\pi}{T} \left( \tau - \frac{T}{2\pi} \beta z \right) - \frac{\pi}{4} \right].$$

Wenn der periodische Anteil gleich eins wird, nimmt das Temperaturgefälle seinen maximalen Betrag an, den es im Verlauf eines Tages erreichen kann:

$$\frac{dt}{dz} = \sqrt{2} \alpha a_0 e^{-\beta z}.$$

Die numerischen Ergebnisse für zwei Beispiele enthält die Tabelle auf der rechten Seite der Abb. 3. Sie geben die Dichtegradiënten  $\Delta \rho / 1 \text{ m} \cdot 10^{-5}$  an, die den errechneten Temperaturgradienten bei  $12^\circ$  und  $35^\circ/_{00}$  entsprechen würden. Das erste Beispiel geht von einem starken Austausch  $A = 1000$  aus, das zweite von einem mäßigen Austausch  $A = 300$ . In beiden Fällen wird  $\rho = 1,027$  und  $a_0 = 0,2^\circ$  zugrunde gelegt. Eine derartige Tagesamplitude von  $0,2^\circ$  ist in der offenen Nordsee im Frühjahr durch Beobachtungen belegt (G. DIETRICH, 1953). In 30 m würde nach der Tabelle z. B.  $0,052 \cdot 10^{-5}/1 \text{ m}$  Dichtegefälle im Tagesgang bei hohem Austausch erreicht werden und  $0,072 \cdot 10^{-5}/1 \text{ m}$  bei mäßigem Austausch. Dem entsprechen  $-0,0026^\circ/1 \text{ m}$  bzw.  $-0,0036^\circ/1 \text{ m}$  im Temperaturgefälle. In der Abb. 3 selbst sind auf Grund der Tabelle für  $A = 1000$  drei Isolinien des Dichtegefälles dargestellt, das sich maximal durch den vertikalen Wärmestrom im Tagesgang einstellen kann. Die Abbildung enthält außerdem die Isolinien des Dichtegefälles der Abb. 2. Diese geben an, welches Dichtegefälle gefordert wird, um die Turbulenz des Gezeitenstromes zum Erliegen zu bringen. Es ist ersichtlich, daß in den oberen Schichten auf tiefem Wasser mehr an Dichtegefälle an einem einzigen günstigen Frühlingstage geliefert wird, als zum Erlöschen der Gezeitenstromturbulenz erforderlich ist. Die Mischung der Gezeiten-

ströme wird in diesen Schichten unwirksam. Dort, wo Angebot und Nachfrage gleich werden, nämlich das Angebot an Dichtegefälle durch den täglichen Wärmestrom und die Nachfrage an Dichtegefälle, um die Gezeitenstromturbulenz zum Erliegen zu bringen, liegt die obere Grenze der Gezeitenstrommischung (Linie I in Abb. 3), darunter bis zum Boden kann der Tagesgang der Temperatur kein hinreichendes Dichtegefälle aufbauen, das nicht mit jeder Gezeitenstromperiode wieder zerstört würde. Die bodennahe Schicht, die in der Abb. 3 gerastert ist, bliebe unter den

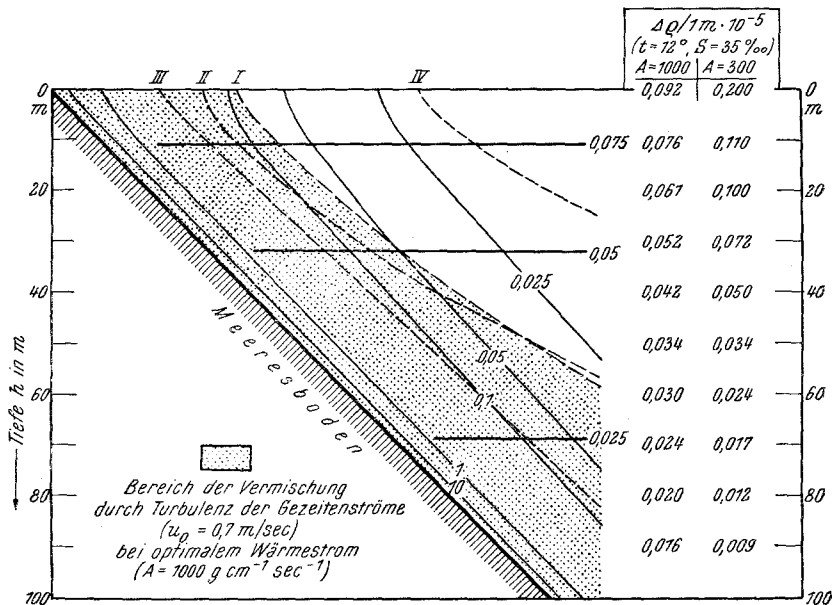


Abb. 3. Obere Grenzen der Gezeitenstrommischung: I bei  $u_0 = 0,7$  m/sec,  $A = 1000$ ; II bei  $u_0 = 0,7$  m/sec,  $A = 300$ ; III bei  $u_0 = 0,35$  m/sec,  $A = 1000$ ; IV bei  $u_0 = 1,4$  m/sec,  $A = 1000$ . ——— Kritisches Dichtegefälle  $\Delta\rho/1 m \cdot 10^{-5}$  für die Turbulenz der Gezeitenströme bei  $u_0 = 0,7$  m/sec (s. Abb. 2). ——— Dichtegefälle  $\Delta\rho/1 m \cdot 10^{-5}$  durch Tagesgang des Wärmestromes bei  $A = 1000$  g  $cm^{-1} sec^{-1}$ . Tabelle rechts: Dichtegefälle  $\Delta\rho/1 m \cdot 10^{-5}$  infolge Tagesgang des Wärmestromes bei  $A = 1000$  und  $A = 300$ .

genannten Voraussetzungen homogen. Dies gilt unter den günstigen Annahmen (hoher, tiefenunabhängiger Austausch), die für den in die Tiefe eindringenden täglichen Wärmestrom im Frühjahr gemacht wurden. Um so mehr trifft es für die sommerlichen Verhältnisse zu; denn mit der Entwicklung einer sommerlichen Sprungschicht in den oberen Schichten wird der vertikale Wärmestrom unter der Sprungschicht sehr viel schwächer oder kommt ganz zum Erliegen.

Das Beispiel in der Abb. 3 gilt zunächst nur für die besonderen numerischen Ausgangswerte  $u_0 = 0,7$  m/sec und  $A = 1000$ . Benutzt man den kleineren Austausch  $A = 300$ , dann verlagert sich die Reichweite der bodennahen Mischungszone bis zu der in der Abbildung angegebenen



Linie II. Es ist ersichtlich, daß eine Änderung des Austausches nicht sonderlich ins Gewicht fällt. Sehr viel entscheidender erweist sich der Einfluß der Geschwindigkeit des Gezeitenstromes  $u_0$ , da in die Gleichung für die kritische Richardsonsche Beziehung das Quadrat der Geschwindigkeit eingeht. Verwendet man den halben Wert der Geschwindigkeit (Linie III in Abb. 3), dann vermindert sich die bodennahe Mischungsschicht bei 100 m Tiefe auf 26 m Mächtigkeit gegenüber 48 m bei  $u_0 = 0,7$  m/sec und erhöht sich auf etwa 80 m Mächtigkeit bei  $u_0 = 1,4$  m/sec (Linie IV). Da eine Deckschicht von etwa 0 bis 20 m ohnehin ständig durch die Turbulenz der winderzeugten Strömungen und Wellen durchmischt ist, hieße dies, daß im letzten Fall bei den hohen Stromgeschwindigkeiten von 1,4 m/sec die ganze Wassersäule bis 100 m Tiefe ständig durchmischt wäre.

Aus den bisherigen Überlegungen ergeben sich bestimmte Erwartungen an die Wirkung der Gezeitenstromturbulenz auf den hydrographischen Aufbau der Nordsee, die besonders an Hand neuerer Beobachtungen der sommerlichen Temperaturschichtung sich prüfen lassen. Sie müssen sich darin ausdrücken, daß die sommerliche thermische Schichtung, wie sie für die Meere in höheren Breiten normal ist, und die unter einer homogenen Decke eine dünne Sprungschicht und darunter eine allmähliche Temperaturabnahme aufweist, einen erheblichen Wandel erfährt. Im einfachsten Fall bei schwacher Wirkung der Gezeitenstromturbulenz, d. h. auf größerer Tiefe oder bei schwachen Gezeitenströmen, kann nur ein Teil des unteren Stockwerks homogenisiert werden. Deckschicht, Sprungschicht und der obere geschichtete Teil der Unterschicht bleiben aber unberührt. Mit zunehmender Bedeutung der Gezeitenstromturbulenz wird als erstes die ganze Unterschicht vollständig homogenisiert werden, sodann wird die vertikale Mächtigkeit der Sprungschicht eingengt, bis schließlich die Reichweite der bodennahen Mischungsschicht sich mit der Reichweite der oberflächennahen Mischungsschicht überschneidet und überhaupt keine Sprungschicht zur Ausbildung gelangen kann. Das ist gleichbedeutend damit, daß das ganze Jahr Homothermie von der Oberfläche bis zum Boden bestehen bleibt.

Es werden zwei Temperaturschnitte herangezogen, der eine liegt in der Längsachse der Nordsee (Abb. 4 a), der andere senkrecht dazu (Abb. 4 b). Die Abb. 1 enthält die Lage der Schnitte und läßt zugleich die maximalen Gezeitenstromgeschwindigkeiten erkennen, die auf den Schnitten auftreten. Eigentlich sollte man die vertikale Dichteverteilung betrachten, da von ihr die Aufrechterhaltung der Turbulenz abhängt. Da aber die Salzgehaltsschichtung in der Nordsee sehr gering ist, bestimmt die Temperaturschichtung fast ausschließlich die Dichteschichtung. Beide Temperaturschnitte fußen auf Beobachtungen, die im August 1953 mit dem Vermessungs- und Forschungsschiff „Gauß“ des Deutschen Hydrographischen Instituts ausgeführt wurden. Sie stützen sich auf Messungen, die in geringen vertikalen Abständen mit Kippthermometern gemacht wurden. Zur Fixierung der Intensität und Tiefenlage der Sprungschicht, wozu selbst diese kleinen Abstände nicht immer ausreichten, konnten

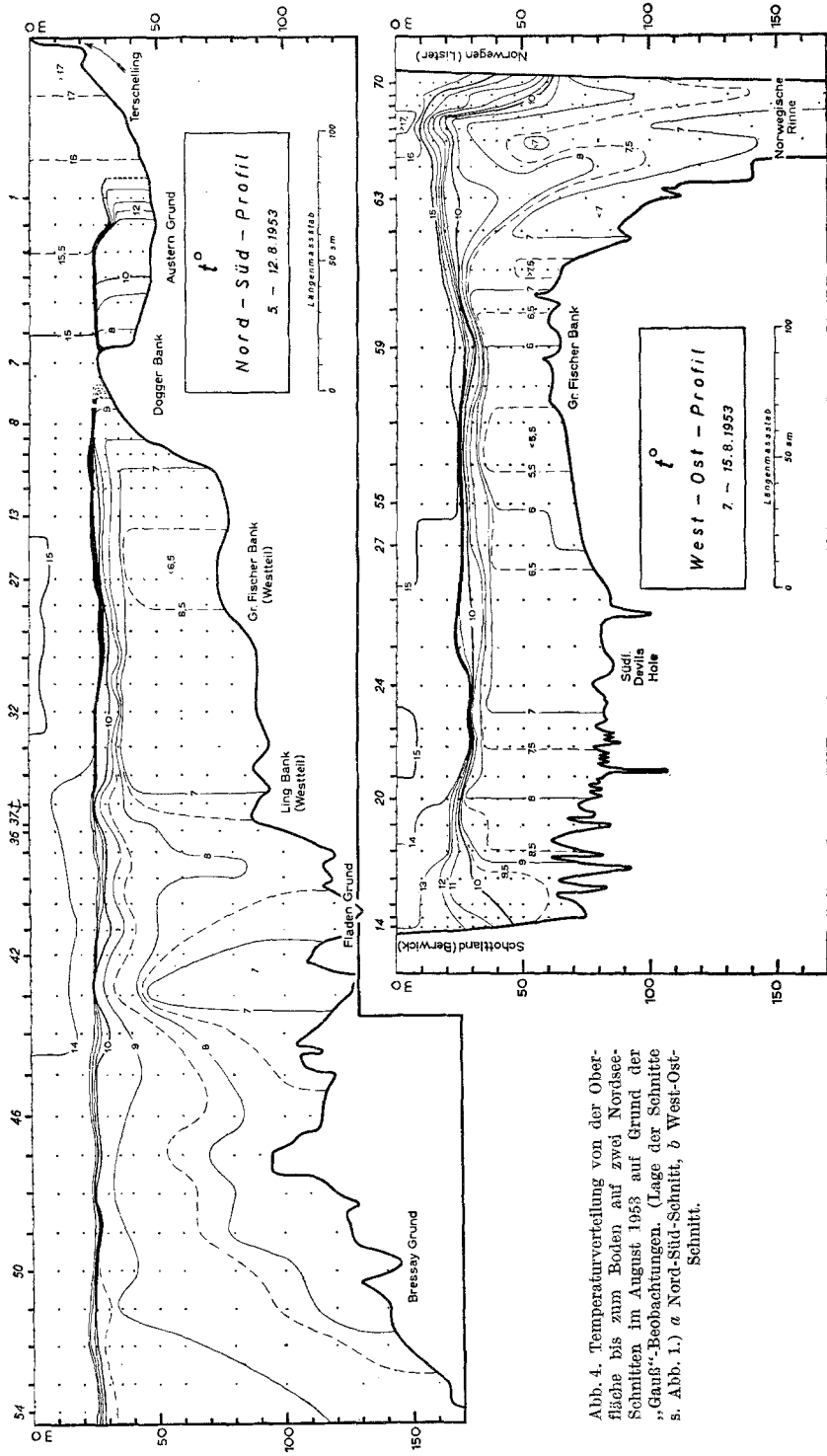


Abb. 4. Temperaturverteilung von der Oberfläche bis zum Boden auf zwei Nordsee-Schnitten im August 1953 auf Grund der „Gaus“-Beobachtungen. (Lage der Schnitte s. Abb. 1.) a Nord-Süd-Schnitt, b West-Ost-Schnitt.

Registrierkurven der vertikalen Temperaturverteilung von J. JOSEPH herangezogen werden, die auf der „Gauß“-Fahrt gleichzeitig zu den Messungen mit Kippthermometern unter Benutzung von Thermoelementen erhalten wurden. In der nördlichen Nordsee über den Bressay und Fladen-Grund beschränkt sich die untere Mischungsschicht bei den schwachen Gezeitenströmen auf die Bodennähe. Man trifft auf eine sommerliche Schichtung, die der ozeanischen Form nahekommt. In der mittleren Nordsee sind die Tiefen geringer und die Gezeitenströme höher. Man begegnet einer völlig homogenen Unterschicht, in der die Temperatur in der Vertikale bis auf  $\frac{2}{100}^{\circ}$  konstant ist, d. h. bis zur Grenze der Beobachtungsgenauigkeit. Die thermische Sprungschicht ist bereits merklich zusammengedrückt, denn der Temperaturübergang zwischen Deckschicht und Bodenschicht, der über dem Fladen-Grund in einer etwa 50 m dicken Schicht vor sich geht, erfolgt in der mittleren Nordsee in einer etwa 10 m dicken Schicht. Wird das Wasser flacher oder der Gezeitenstrom stärker, was nördlich und südlich der Dogger-Bank zutrifft, dann konzentriert sich die Sprungschicht auf einen einzigen Temperatursprung, der nach den Messungen der Temperatur mit Thermoelementen in wenigen Metern, teilweise in einigen Dezimetern, vor sich geht. Wird der Gezeitenstrom schließlich so groß, daß die bodennahe Mischungsschicht sich mit der oberflächennahen Mischungsschicht überschneidet, dann bleibt völlige Homogenität im Sommer erhalten, wie man sie über dem südlichen Austern-Grund wie überhaupt in der ganzen südlichen Nordsee antrifft.

Ebenso wie im Längsschnitt durch die Nordsee erkennt man an einem Querschnitt von Schottland nach Südnorwegen die Wirkung der Turbulenz der Gezeitenströme. Über der Norwegischen Rinne deutet die Temperaturverteilung unterhalb der Sprungschicht auf Vertikalzirkulation und Advektion, nicht aber auf Gezeitenstrommischung. Dafür sind die Gezeitenströme zu schwach und das Wasser zu tief. Bereits über der Großen Fischer Bank ist die Unterschicht vertikal völlig homogen, und diese Homogenität bleibt bis zur schottischen Seite der Nordsee bestehen. Dort wird, wenn man sich der Küste nähert, mit den zunehmenden Gezeitenströmen die bodennahe Mischungsschicht mächtiger, ihre obere Grenze flacher und die Sprungschicht schärfer, bis man eine Zone erreicht, in der die bodennahe Mischungsschicht bis in die oberflächennahe Schicht übergreift. Eine völlige Homogenität vor der schottischen Küste kommt auf diesem Profile nicht zustande. Nach sommerlichen hydrographischen Beobachtungen von schottischen Forschungsschiffen, die aus früheren Jahren vorliegen, kann man sie aber zeitweise antreffen. Unsere „Gauß“-Beobachtungen wurden kurz nach Nippzeit ausgeführt, also bei relativ schwachen Gezeitenströmen. Es wäre denkbar, daß zur Springzeit bei den hohen Gezeitenströmen sich eine volle Homogenisierung einstellt. Dies würde bedeuten, daß man in diesen Gebieten eine 14tägige Periode der Temperatur in Oberflächennähe antreffen müßte.

Der Unterschied in der Schichtung zwischen Gebieten mit schwacher und starker Gezeitenstrommischung erscheint im Querschnitt zwischen Schottland und Norwegen besonders sinnfällig. Auf der norwegischen

Seite reicht die Sprungschicht bis an den Festlandssockel, auf der schottischen Seite dagegen beginnt sie sich in etwa 30 sm Abstand vor der Küste aufzulösen. Dafür steigt durch die vertikale Vermischung die Temperatur in Bodennähe, wenn man sich der schottischen Küste nähert, während die Oberflächentemperatur gleichzeitig abnimmt. Die niedrigen sommerlichen Oberflächentemperaturen von weniger als  $13^{\circ}\text{C}$  auf dem Schnitt im August 1953 brauchen also nicht allein als Wirkung einer kalten Meeresströmung gedeutet zu werden, sondern lassen sich als Folge der Gezeitenstrommischung in vertikaler Richtung verstehen. Auf der

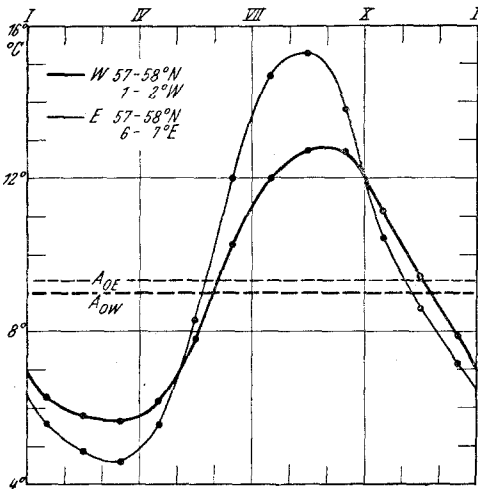


Abb. 5. Mittlerer Jahresgang der Oberflächentemperatur 1906 bis 1938 in einem Eingradfeld der westlichen Nordsee (W) und der östlichen Nordsee (E).  $A_0$ : Jahresmittel.

wird, regional in verschiedenem Umfange je nach der Gezeitenstromturbulenz zum Teil in die Tiefe entführt wird, dann bedeutet das zugleich, daß die tieferen Schichten im Frühjahr und Sommer als Wärmespeicher wirken. Aus dieser Erscheinung resultieren eine Reihe von Folgerungen, die den Jahresgang der Wassertemperatur an der Oberfläche betreffen.

Im Herbst, wenn die Temperatur an der Oberfläche abnimmt, kommt die im Frühjahr und Sommer der Tiefe zugeführte Wärme durch Konvektion wieder der Oberfläche zugute. Dieselben Gebiete, die im Frühjahr und Sommer relativ kalt an der Oberfläche erschienen, werden im Herbst und Winter relativ warm. Die beiden Jahresgänge in Abb. 5, der eine für ein Ein-Grad-Feld vor der schottischen, der andere vor der süd-norwegischen Küste, veranschaulichen diese Erscheinung. Insgesamt gesehen wird der Jahresgang der Oberflächentemperatur durch die Gezeitenstrommischung gedämpft, indem die Amplituden gesenkt werden und die Eintrittszeiten der Extreme sich verspäten. Der Einfluß auf die Eintrittszeiten ist in der Phasenkarte für den ganzjährigen harmonischen

norwegischen Seite, wo dieser Mischungseinfluß fehlt, ist die Oberflächentemperatur zur gleichen Zeit höher als  $17^{\circ}\text{C}$ . Die Unterschiede in den Oberflächentemperaturen im Sommer zwischen schottischer und norwegischer Seite gehören zu den regelmäßig im Jahresablauf wiederkehrenden Erscheinungen in der Nordsee, die auch in langjährigen Mittelwerten zum Ausdruck kommen. Sie lassen sich an dem Atlas der Monatskarten der Oberflächentemperatur von G. BÖHNECKE und G. DIETRICH (1951) in den Einzelheiten verfolgen.

Wenn die Wärme, die an der Oberfläche im Frühjahr und Sommer aufgenommen

Temperaturgang in Abb. 6 erkennbar. Der Karte liegt das erreichbare Beobachtungsmaterial 1906 bis 1938 zugrunde, das die Stationsbeobachtungen und die gradfeldweise geordneten Schiffsbeobachtungen um-

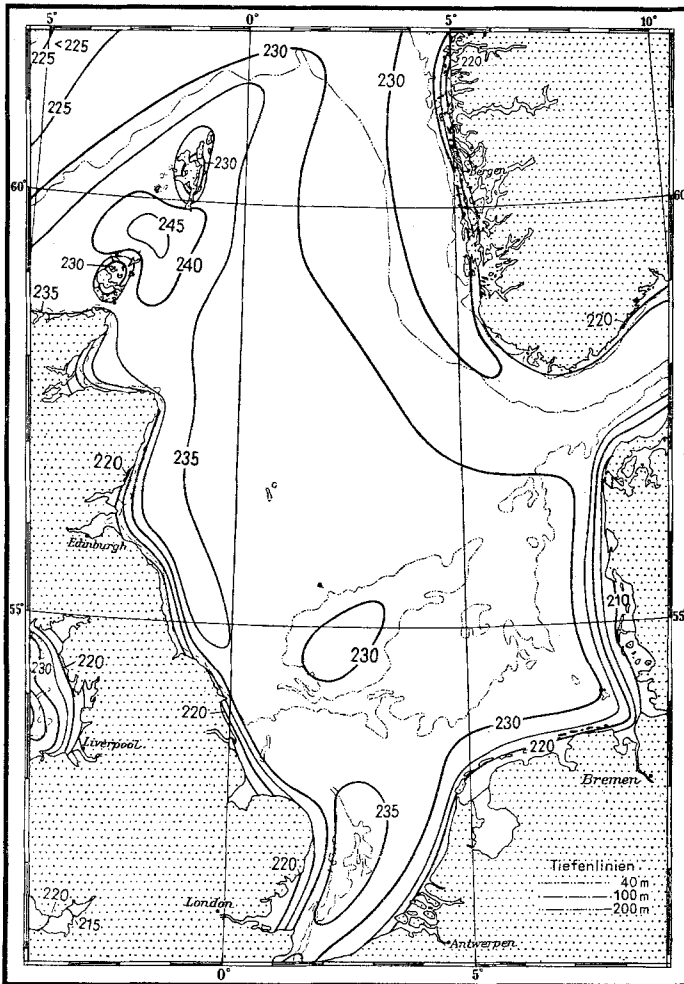


Abb. 6. Mittlere Eintrittszeit des Jahresmaximums der Oberflächentemperatur in der Nordsee, ausgedrückt in Grad, bezogen auf Januarbeginn 0. (210° = 1. August, 230° = 21. August.)

faßt und das nach der kritischen Bearbeitung harmonisch analysiert wurde. Die Bearbeitung selbst ist an anderer Stelle eingehender behandelt (G. DIETRICH, 1953). Der Jahresgang kann als harmonische Welle aufgefaßt werden:

$$t = A_0 + A_1 \cdot \cos(\gamma - C_1).$$

Der Phasenwinkel  $\gamma$  ist vom Januarbeginn gezählt.  $A_0$  ist das Jahresmittel,  $A_1$  die Jahresamplitude. In der Abbildung sind die  $C_1$ -Werte, die die Eintrittszeit des Jahresmaximums angeben, in Grad dargestellt.  $C_1 = 230^\circ$  entspricht dem Eintritt des Jahresmaximums am 21. August,  $C_1 = 210^\circ$  am 1. August. Die Karte läßt erkennen, in welchem beachtlichen Umfang sich die Eintrittszeiten des Jahresmaximums der Oberflächentemperatur in den tieferen Gewässern mit starken Gezeitenströmen verspäten. Maximal wird  $C_1 > 245^\circ$  erreicht, und zwar zwischen den Shetlands und den Orkney-Inseln. Diesem Wert stehen als andere Extreme  $C_1 < 210^\circ$  in den flachen Gewässern bei den nordfriesischen Inseln gegenüber. Insgesamt bleibt der Eintrittszeit des sommerlichen Maximums der Oberflächentemperatur innerhalb der Nordsee ein Spielraum von über einem Monat.

Das Hauptaugenmerk der vorliegenden Betrachtung galt der Beeinflussung der hydrographischen Schichtung durch die Gezeitenstromturbulenz. Verknüpfungen mit weiteren Vorgängen bleiben nicht aus. Bei den engen Wechselbeziehungen zwischen Meeresoberfläche und unterer Atmosphäre kann die Dämpfung des Jahresganges der Oberflächentemperatur in den Gebieten mit tiefreichender Mischung nicht ohne Wirkung auf atmosphärische Erscheinungen sein. Zwar konnten die Zusammenhänge am Beispiel der Nordsee noch nicht im einzelnen verfolgt werden, aber im Englischen Kanal, der sich durch hohe und tiefreichende Gezeitenstrommischung auszeichnet, ließ sich eine erkennbare Dämpfung des Jahresganges der Lufttemperatur nachweisen (G. DIETRICH, 1950). Deutlicher sind die Einflüsse auf das örtliche und zeitliche Auftreten der Nebel, die im Mai/Juni ihr Maximum erreichen, wenn das Wasser durch die Dämpfung des Temperaturganges wesentlich kälter als die Luft an der Meeresoberfläche wird. Im Spätherbst sind dieselben Gebiete praktisch nebelfrei, weil dann umgekehrt das Wasser durch die Wärmereserve in der Tiefe auch an der Oberfläche eindeutig wärmer als die Luft wird.

Die Wirkung der Gezeitenstromturbulenz bleibt nicht auf die Verteilung der Wärme im Meere und in der unteren Atmosphäre beschränkt, sie betrifft die Vermischung aller dem Meerwasser anhaftenden Eigenschaften, darunter auch die Nährstoffe. Die physikalischen Verhältnisse und die Nährstoffverteilung bilden aber wesentliche Umweltbedingungen des Lebens im Meere, so daß auch enge kausale Verknüpfungen zwischen der Turbulenz der Gezeitenströme und meeresbiologischen Erscheinungen zu erwarten sind.

#### Literatur.

- BÖHNECKE, G. und G. DIETRICH: Monatskarten der Oberflächentemperatur für die Nord- und Ostsee und die angrenzenden Gewässer. Dtsch. Hydr. Inst. Nr. 2336. Hamburg 1951.
- CALDER, K. L.: The criterion of turbulence in a fluid of variable density, with particular reference to conditions in the atmosphere. Quart. J. R. Met. Soc. 75, 71 (1949).

- DIETRICH, G.: a) Die natürlichen Regionen von Nord- und Ostsee auf hydrographischer Grundlage. Kieler Meeresforschungen 7, 35 (1950).  
— b) Die anomale Jahresschwankung des Wärmeinhalts im Englischen Kanal, ihre Ursachen und Auswirkungen. Dtsch. Hydrogr. Z. 3, 184 (1950).  
— Die Elemente des jährlichen Ganges der Oberflächentemperatur in der Nord- und Ostsee und den angrenzenden Gewässern. Dtsch. Hydrogr. Z. 6, 49 (1953).
- HANSEN, W.: Dynamische Ozeanographie in LANDOLT-BÖRNSTEIN, Zahlenwerte und Funktionen, 3. Berlin 1952.
- PETERSSEN, S. und W. C. SWINBANK: On the application of the Richardson criterion to large-scale turbulence in the free atmosphere. Quart. J. R. Met. Soc. 73, 335 (1947).
- PRANDTL, L.: Über den Reibungswiderstand strömender Luft. Ergebnisse Aerodyn. Versuchsanstalt Göttingen. 1927.
- PRANDTL, L. und H. REICHARDT: Einfluß von Wärmeschichtung auf die Eigenschaften einer turbulenten Strömung. Deutsche Forschung, Heft 21 (1934).
- PRANDTL, L.: Führer durch die Strömungslehre. Braunschweig 1949.
- SCHLICHTING, H.: Turbulenz bei Wärmeschichtung. Z. angew. Math. Mech. 15 (1935).
- SCHMIDT, W.: Der Massenaustausch in freier Luft und verwandte Erscheinungen. Probl. Kosmisch. Physik. 7 (1925).
- VAN VEEN, J.: Onderzoekingen in de Hoofden. s'Grafenhage 1936.