

# Die anomale Jahresschwankung des Wärmeinhalts im Englischen Kanal, ihre Ursachen und Auswirkungen\*

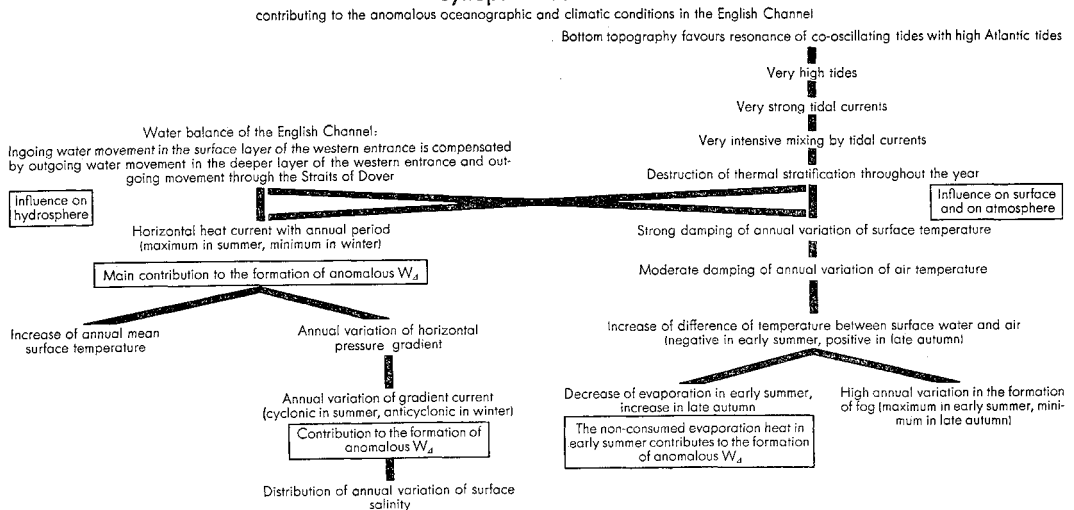
Von Günter Dietrich

(Hierzu Tafel 12 und 13)

**Zusammenfassung.** Es wird der Nachweis erbracht, daß die Zunahme des Wärmeinhalts im Englischen Kanal vom winterlichen Minimum bis zum sommerlichen Maximum den Wärmeumsatz zwischen Atmosphäre und Hydrosphäre in dem gleichen Zeitraum wesentlich übersteigt. Zum Teil ist sie sogar größer, als Sonnen- und Himmelstrahlung bedingen können. Ein vielseitiges Beobachtungsmaterial erlaubt es, enge kausale Verknüpfungen mehrerer hydrosphärischer und atmosphärischer Vorgänge im Kanal aufzuzeigen, die zu diesem scheinbaren Paradoxon beitragen. Sie lassen sich letzten Endes alle auf das Zusammenwirken der starken Gezeitenstrommischung, die innerhalb des Kanals jede thermische Schichtung des Wassers auflöst; mit dem Wasserhaushalt des Kanals zurückführen. Damit ist zugleich an einem Beispiele gezeigt, unter welchen Voraussetzungen und auf welchen Wegen die Gezeiten des Meeres Einflüsse auf die hydrographischen und klimatischen Verhältnisse eines Seegebietes ausüben können.

**The anomalous annual variation of heat content in the water of the English Channel, its causes and effects (Summary).** The increase of heat content in the water of the English Channel from its minimum in winter to its maximum in summer ( $W_d$ ) is proved considerably to exceed the exchange of heat between air and water in the same period. Even the whole effect of the radiation of sun and sky is not sufficient to explain this phenomenon. By aid of a large and manifold mass of observations, close causal interrelations between several hydroospheric and atmospheric processes can be pointed out which contribute to this apparent paradox.

## Synopsis of relations



Finally all the problems under discussion can be traced back to the combined effect of the strong tidal currents which effectively prevent thermic stratification in the Channel, and the water balance of the Channel. Thus are exemplified the conditions under which, and in what manner, the tides can influence the hydrography and the climate of an ocean area.

**Der Nachweis.** Als Wärmeinhalt wird im folgenden diejenige Wärmemenge bezeichnet, die, ausgedrückt in großen Kalorien (kcal), eine Wassersäule bestimmter Länge mit der Grundfläche  $1 \text{ m}^2$  enthält, wobei der Wärmeinhalt Null einer Vergleichswassersäule mit denselben Dimensionen und mit der mittleren Temperatur von  $10^0 \text{ C}$  zugeschrieben wird. Die Jahresschwankung des Wärmeinhalts  $W_d$  ist dann der Unterschied des Wärmeinhalts der Wassersäule zwischen den Zeitpunkten der stärksten sommerlichen Erwärmung und der größten

\* Herrn Prof. Dr. G. Wüst zu seinem 60. Geburtstag in Verehrung gewidmet.

winterlichen Auskühlung. Unter Zugrundelegung der gleichen Definition haben mehrere Autoren (O. Pettersson, F. A. Forel, J. Hann, W. Halbfass, O. Krümmel) um die Jahrhundertwende Berechnungen für verschiedene Punkte der europäischen Meere angestellt; nur wurden die Ergebnisse als Wärmeumsatz bezeichnet. Man wollte damit zum Ausdruck bringen, daß die ermittelten Wärmemengen dem Umsatz zwischen Hydrosphäre und Atmosphäre entsprechen. Solange es sich um abgeschlossene, bewegungslose Wassermassen oder gar um den festen Erdboden handelt, ist diese Vorstellung eindeutig, sobald aber größere Wasserversetzungen und horizontale Austauschvorgänge auftreten, wie sie in allen Meeren vorzufinden sind, wird der Begriff Wärmeumsatz unzutreffend. J. Hann<sup>1</sup> und O. Krümmel<sup>2</sup> sind sich dieser Tatsache bewußt und messen ihren Angaben für die Meere vor allem instruktiven Wert bei, um die unterschiedliche Bedeutung der Meere und des festen Erdbodens für den Wärmehaushalt zu charakterisieren.

Wenn man diese Angaben als rohe Anhaltspunkte für den Wärmeumsatz im Meere wertet, fällt es nicht ins Gewicht, daß die unterschiedliche Wärmekapazität des Meerwassers pro Volumeneinheit gegenüber reinem Wasser meist unberücksichtigt geblieben ist. Mit steigendem Salzgehalt verringert sich die Wärmekapazität und beträgt z. B. bei 35‰ Salzgehalt und 17,5° C (spez. Wärme 0,932 × spez. Gewicht 1,025) nur 95,6% des reinen Wassers. Einschränkend kommt für die älteren Angaben im Meere hinzu, daß sie sich nur auf einzelne Temperaturserien stützen können. In der Tabelle 1 sind zur Veranschaulichung der regionalen Unterschiede die jährlichen Schwankungen des Wärmehalts angegeben, bezogen auf die Wärmekapazität der Volumeneinheit.

Tab. 1. Beispiele für die jährliche Schwankung des Wärmehalts  $W_A$

Gebiet	Verfasser	10 <sup>5</sup> kcal/m <sup>2</sup>
Schwarzes Meer (nördl. Teil)	J. Hann (1906) <sup>1</sup>	4,70
Mittelmeer (Golf v. Neapel)	J. Hann (1906) <sup>1</sup>	4,05
Nordsee (mittl. Teil)	O. Krümmel (1907) <sup>2</sup>	2,95
Ostsee (Åland-See bis 50 m)	D. Wallerius (1933) <sup>3</sup>	4,90
Nordpolarmeer (Ostsib. Meere)	F. Malmgren (1927) <sup>4</sup>	0,68*
Waldboden (Eberswalde)	J. Schubert (1906) <sup>5</sup>	0,129*

\* Beide Werte sind echte Wärmeumsätze zwischen Unterlage und Atmosphäre. Der erste wurde aus Untersuchungen der thermischen Leitfähigkeit der Eisdecke ermittelt.

Zwei Gesichtspunkte sind es, die Veranlassung dazu geben, gerade das  $W_A$  im Englischen Kanal und auf dem vorgelagerten atlantischen Schelf näher zu betrachten:

1. Die ungewöhnlich hohen Schwankungen des Wärmehalts  $W_A$  in einem Teil des Englischen Kanals, die eindeutig nachweisbar sind und die – wie gezeigt wird – als anomal angesprochen werden müssen,
2. die enge Verknüpfung dieser anomalen  $W_A$  mit anderen ozeanographischen und meteorologischen Erscheinungen, die einen Einblick in eine wenig beachtete Kette kausaler Zusammenhänge erlauben.

Der Nachweis und die Betrachtungen über die Ursachen und Wirkungen des anomalen  $W_A$  im Englischen Kanal werden erleichtert durch das verhältnismäßig dichte und vielseitige Beobachtungsmaterial, das von verschiedenen Erscheinungen in Hydrosphäre und Atmosphäre vorliegt.

Bei der Bestimmung von  $W_A$  kann man sich auf Bearbeitungen der Oberflächentemperatur und zahlreicher Messungen des vertikalen Temperatureaufbaus im Meere stützen. Hinsicht-

<sup>1</sup> J. Hann, Über den jährlichen Wärmeumsatz in Binnenmeeren. Meteorol. Z. 1906, S. 377.

<sup>2</sup> O. Krümmel, Handb. Ozeanographie. Bd. 2. Stuttgart 1907, S. 497.

<sup>3</sup> D. Wallerius, Östersjövattnets värmeinhåll. Svenska Hydr.-Biol. Komm., Fyrskpeunders. År 1932. Göteborg.

<sup>4</sup> F. Malmgren, On the properties of sea-ice. The Norw. North Polar Exp. „Maud“ 1918–25. Sci. Res., Vol. I, 5. Bergen 1927.

<sup>5</sup> J. Schubert, Der Wärmeaustausch im festen Erdboden, in Gewässern und in der Atmosphäre. Berlin 1904.

lich des jährlichen Ganges der Oberflächentemperatur im Englischen Kanal liegt eine sorgfältige und kritische Bearbeitung von J. R. Lumby<sup>6</sup> vor. Er verwendet ausschließlich Schiffsbeobachtungen, faßt sie in 41 Arealen zusammen und gibt für jedes Areal Monatsmittel der Einzeljahre und der gesamten Beobachtungsperiode 1903–27. Im einzelnen besitzen die Areale unterschiedliche Größe, maximal etwa 1<sup>o</sup>-Feld, meist etwa 1/4<sup>o</sup>-Feld. Die Verteilung ihrer Schwerpunkte im Jahresmittel läßt nebenbei die Abb. 11, Taf. 13 erkennen, wobei zusätzlich Punkte im Westteil aufgenommen sind, für die J. Proudman<sup>7</sup> Monatsmittel für den Zeitraum 1903–31 und J. W. Sandström<sup>8</sup> für 1900–37 angeben, sowie Punkte an der englischen Küste, für die H. N. Dickson<sup>9</sup> langjährige Monatsmittel 1881–97 veröffentlicht hat.

Die Temperaturverhältnisse in der Tiefe sind auf einer größeren Anzahl von englischen Terminstationen bestimmt worden, die 1903–09 regelmäßig alle Vierteljahr im Rahmen der internationalen Zusammenarbeit durchgeführt wurden und im Bulletin des Conseil International<sup>10</sup> veröffentlicht vorliegen. Eine Diskussion der jeweiligen hydrographischen Verhältnisse zu den einzelnen Terminmonaten hat D. J. Matthews<sup>11</sup> gegeben mit einem kurzen Abriss der mittleren Verhältnisse. Neuere Untersuchungen von französischer Seite von E. Le Danois<sup>12</sup> und besonders von englischer Seite durch H. W. Harvey<sup>13, 14</sup> haben zur Vertiefung der Kenntnisse bei angenähert synoptischen Verhältnissen beigetragen.

Aus diesen angedeuteten Beobachtungsgrundlagen unter Hinzuziehung einer guten Tiefenkarte lassen sich alle Unterlagen ableiten, die für eine hinreichend gesicherte Aussage von  $W_A$  notwendig sind. Angaben über den minimalen winterlichen Wärmeinhalt sind denkbar einfach. Die Wassersäule ist im ganzen Englischen Kanal und auf dem vorgelagerten atlantischen Schelf im Winter winter homotherm, und zwar einschließlich der Monate Dezember–März. Diese Erscheinung ist leicht verständlich, da das Wasser der Biskaya bis zu mehreren hundert Metern konstanten Salzgehalt aufweist, den es beim Übertritt auf den Schelf in der ganzen Wassersäule beibehält. Keine vom Salzgehalt bedingte Dichteschichtung hält damit eine völlige winterliche Durchmischung auf. Die gesicherten Darstellungen der Oberflächentemperatur gelten somit im Winter für alle Tiefen des Kanals. Das Produkt aus der örtlichen minimalen Jahrestemperatur minus 10<sup>o</sup> und der zugehörigen Tiefe sowie der Wärmekapazität pro Volumeneinheit (0,96) ergibt den gesuchten minimalen Wärmeinhalt.

Die Bestimmung des maximalen sommerlichen Wärmeinhalts gestaltet sich ebenfalls verhältnismäßig einfach, wenn man die Eigenarten der thermischen Schichtung berücksichtigt, die im Kanal und auf dem vorgelagerten atlantischen Schelf bestehen. Auf sie sei zunächst näher eingegangen.

In den angeführten drei vollständigen Meßreihen der vertikalen Temperaturverteilung in Tab. 2 sind die verschiedenen regional begrenzten Typen der sommerlichen Schichtung deutlich zu erkennen, wenn man sein Augenmerk weniger auf die gemessenen aktuellen Temperaturen als auf die Verteilung der vertikalen Gradienten legt.

Über den tiefen Teilen der Biskaya liegt unter einer sommerlich erwärmten homothermen Deckschicht eine Sprungschicht der Temperatur, die in eine Schicht mit mäßiger vertikaler

<sup>6</sup> J. R. Lumby, Salinity and temperature of the English Channel. Ministry Agr. & Fish. Invest. Ser. II, Vol. XIV, No. 3, London 1935.

<sup>7</sup> J. Proudman, H. M. Lewis, A. L. Dennis, On the temperature of the surface waters of the Irish Sea. Philos. Trans. Roy. Soc. London, Ser. A, CCXXXVI, No. 765, 1937.

<sup>8</sup> J. W. Sandström, The working up of sea-surface temperatures. Rapp. et P. V. Cons. int. Explorat. Mer., Vol. CXII. Kopenhagen 1943.

<sup>9</sup> H. N. Dickson, The mean temperature of the surface waters of the sea round the British Coasts. Quart. Met. J., Vol. XXV, 1899.

<sup>10</sup> Le Bureau du Cons. int. Explorat. Mer, Bull. Hydrogr. 1902–1938. Kopenhagen.

<sup>11</sup> D. J. Matthews, Report on the physical conditions in the English Channel and adjacent waters, 1906, with a note on the mean conditions from 1903–1909. Mar. Biol. Assoc., Rep. Fish. and Hydrogr. Invest. North Sea and Adjacent Waters. 3. Rep. (Southern Area). London 1911.

<sup>12</sup> E. Le Danois et R. de Buen, Rapports Atlantiques 1921–31. Rapp. et P. V. Kopenhagen.

<sup>13</sup> H. W. Harvey, Hydrography of the English Channel. Cons. int. Explorat. Mer, Rapp. et P. V. Vol. XXXVII, Rapp. Atlantique, 1924. Kopenhagen 1925.

<sup>14</sup> H. W. Harvey, Hydrography of the Mouth of the English Channel, 1925–28; 1929–1932. J. Mar. Biol. Assoc., N. S., Vol. XVI, No. 3; Vol. XIX, No. 2. Plymouth 1930, 1934.

Tab. 2. Beispiele der sommerlichen vertikalen Temperaturverteilung in der Biskaya, im Westausgang und innerhalb des Englischen Kanals

Biskaya "Michael Sars" Stat. 92 <sup>15</sup> 23. VII. 1910 $\varphi = 48^{\circ}29' N, \lambda = 13^{\circ}55' W$ Bodentiefe > 1518 m m            t <sup>0</sup>		Vor Westausgang Kanal Internat. Stat. E. 4 <sup>10</sup> 13. VIII. 1904 $\varphi = 48^{\circ}27' N, \lambda = 6^{\circ}35' W$ Bodentiefe: 142 m m            t <sup>0</sup>		Mittlerer Kanal Internat. Stat. E. 10 <sup>10</sup> 5. VIII. 1904 $\varphi = 49^{\circ}49' N, \lambda = 2^{\circ}33' W$ Bodentiefe: 141 m m            t <sup>0</sup>	
0	16,50	0	17,87	0	15,23
23	,39	5	,98	5	,19
37	12,79	10	,83	10	,04
46	,24	20	,38	20	14,75
91	11,13	30	15,03	30	,69
183	10,84	40	10,87	40	,68
366	,32	50	,83	75	,69
		75	,82	100	,69
		100	,82	140	,68
		137	,83		

Temperaturabnahme überleitet. Auf dem atlantischen Schelf vor dem Kanal sind ebenfalls Deckschicht, Sprungschicht und Unterschicht ausgebildet, aber die Unterschicht von rund 100 m Mächtigkeit ist bis zum Boden homotherm. Im dritten Beispiel, im Englischen Kanal, ist die sommerliche Temperaturschichtung praktisch verschwunden bis auf das geringe Gefälle von rund  $\frac{1}{2}^{\circ} C$  zwischen 5 und 20 m. Das Wasser ist von der Oberfläche bis zum Boden in 140 m nahezu homotherm.

Für die gleichen Punkte E 4 und E 10 in der Tabelle 2 ist der mittlere jährliche Gang des thermischen Aufbaus mit Hilfe von Isoplethen dargestellt (Abb. 1). Dabei wurden die Tiefenbeobachtungen der Terminstationen aus den Jahren 1903–09 mit den langjährigen Monatsmittelwerten der Oberflächentemperatur 1903–27 kombiniert, die J. R. Lumby<sup>6</sup> für die jeweiligen Areale angibt, in denen die Terminstationen liegen. Die Gegenüberstellung der Isoplethendiagramme läßt die Sonderstellung erkennen, die der Kanal in diesem Beispiele thermisch einnimmt. Während des ganzen Jahres ist die Temperatur von der Oberfläche bis zum Boden auch bei mittleren Verhältnissen konstant. Vor dem Kanalausgang auf der Station E 4 ist dagegen das Wasser vom April bis November thermisch geschichtet, und zwar kann man unterscheiden zwischen homothermer Deckschicht, Sprungschicht und homothermer Unterschicht. Die Sprungschicht sinkt im Laufe des Sommers von 20–30 m auf 40–50 m ab. Im Einzelfall erweist sie sich als wesentlich dünner; meist erreicht sie nicht einmal 10 m Dicke. Genauere Angaben sind bei den Beobachtungsabständen, die ebenfalls 10 m betragen, nicht möglich. In der Abbildung 1 wird durch die Mittelbildung aus mehreren Meßreihen eine größere Mächtigkeit der Sprungschicht vorgetäuscht als im Einzelfall auftritt, da die Tiefenlage der Sprungschicht wechselt, und zwar sowohl von Jahr zu Jahr je nach dem sommerlichen Witterungsverlauf, als auch im Zusammenhang mit internen Wellen.

An Hand der beiden Diagramme in Abb. 1 läßt sich  $W_A$  von der ganzen Wassersäule sowie auch von ausgewählten Tiefenstufen leicht bestimmen. Die Abb. 3, auf die wir weiter unten zurückkommen, enthält die Ergebnisse. Sie läßt erkennen, daß der maximale Wärmeinhalt im September erreicht wird, bei den geringeren Tiefen vor dem Westausgang des Kanals auch im August. Jedenfalls sind die Unterschiede zwischen September und August verhältnismäßig klein, so daß man innerhalb der sonstigen Fehlergrenzen bleibt, wenn man die thermischen Verhältnisse im August zur Bestimmung des maximalen Wärmeinhalts benutzt. Man ist gezwungen, den Monat August bevorzugt zu Grunde zu legen, da in ihm als internationalem Terminmonat das Beobachtungsmaterial besonders umfangreich ist.

Der maximale Wärmeinhalt ist gegeben, wenn man nach den oben beschriebenen Schichtungsverhältnissen eine Zweiteilung der Wassersäule vornimmt. (Tiefe der Sprungschicht)  $\times$  (Oberflächentemperatur minus  $10^{\circ}$ ) geben den Wärmeinhalt der oberen Stufe an, (Wasser-

<sup>15</sup> B. Helland-Hansen, Physical oceanography and meteorology. Rep. "Michael Sars" Deep Sea Expedit. 1910, Vol. I. Bergen 1930.

tiefe minus Tiefe der Sprungschicht)  $\times$  (Bodentemperatur minus  $10^0$ ) geben den Wärmeinhalt der unteren Stufe an. Die Summe der Wärmeinhalte unter Berücksichtigung der Wärmekapazität des Seewassers stellt den maximalen Wärmeinhalt dar. Der Unterschied zum minimalen Wärmeinhalt gibt die jährliche Schwankung  $W_A$  an.

Die Unbekannten in diesem Rechnungsgang sind die Tiefe der Sprungschicht und die Bodentemperatur im August. Beide wurden aus allen erreichbaren Beobachtungen 1902–1938, wie sie im Bulletin Hydrographique<sup>10</sup> und den Rapports Atlantiques<sup>12</sup> veröffentlicht sind, abgeleitet. Insgesamt entfallen auf den gewählten Kartenausschnitt (s. Abb. 2) 415 hydrographische Serien von 130 Positionen. Die geographische Verteilung der Tiefenlage der thermischen Sprungschicht im August enthält die Abb. 2. Die Karte der Bodentemperatur ist nicht wiedergegeben. Sie läßt zwar bei dem größeren Material eine Verfeinerung der Darstellung gegenüber der Karte im Atlas der Deutschen Seewarte<sup>16</sup> zu, grundsätzlich Neues tritt aber nicht hervor. Instruktiver und wichtiger für die Klärung der Zusammenhänge verspricht eine andere Darstellung zu sein, die die Karte der Bodentemperatur benutzt und den Temperaturunterschied Oberfläche minus Boden im August angibt. Sie ist in die Abb. 2 mit aufgenommen. Für die Oberfläche wurde dabei die Karte von J. R. Lumby<sup>6</sup> verwendet, im Westen ergänzt durch Unterlagen von J. Proudman<sup>7</sup> und J. W. Sandström<sup>8</sup>. Diese zuletzt genannte Darstellung in Abb. 2 gibt den größten Temperaturunterschied an, der im Mittel im Laufe des Jahres zwischen Oberfläche und Boden auftritt, und da gezeigt werden konnte, daß sich dieser Unterschied auf eine dünne Sprungschicht konzentriert, liefert die Karte zugleich ein Maß für die Intensität der Sprungschicht. In den Seegebieten, wo diese Sprungschicht im August fehlt, fehlt sie auch im ganzen Jahr, und diese Gebiete bleiben ständig von der Oberfläche bis zum Boden schichtungslos. Dabei wird das Wasser als thermisch ungeschichtet angesprochen, wenn die Temperaturunterschiede zwischen Oberfläche und Boden kleiner als  $1^0$  bleiben. Schwache Schichtungen unter  $1^0$  können gelegentlich bei Strahlungswetter auch in ausgesprochenen Mischungsgebieten auftreten.

Die Darstellungen der Tiefenlage der sommerlichen Sprungschicht und des Temperaturunterschieds Oberfläche – Boden in Abb. 2 ergänzen sich gegenseitig. Man erkennt, daß mit der Milderung der Intensität der Sprungschicht, die man im Westausgang des Kanals von West nach Ost beobachtet, ein Anstieg der Sprungschicht von etwa 40 auf 20 m im Mittel verknüpft ist. Ostwärts einer Linie, die von westlich der Bretagne in Richtung auf die englische Kanalküste bei Start Point verläuft, tritt die typische sommerliche Schichtung im Kanal nicht auf, wie man sie sonst in den Meeren der mittleren und höheren geographischen Breiten anzutreffen pflegt. In den Isoplethendiagrammen Abb. 1 und in der Tab. 1 kam bereits die thermische Sonderstellung des Englischen Kanals zum Ausdruck, allerdings bezogen auf einen einzigen Punkt. Die Darstellungen in Abb. 2 lassen darüber hinaus die regionale Abgrenzung dieser Besonderheiten zu und sind zum Verständnis der geographischen Verteilung von  $W_A$  besonders wichtig.

Damit sind in großen Zügen die Beobachtungsgrundlagen angedeutet, die es ermöglichen, die Jahresschwankung des Wärmeinhalts  $W_A$  und ihre geographische Verteilung zu bestimmen. Die Abb. 3 gibt, gestützt auf die Isoplethen der Temperatur in der Abb. 1 den vollständigen jährlichen Ablauf des Wärmeinhalts, und zwar nicht nur in der gesamten Wassersäule bis zum Boden, sondern auch für einzelne Tiefenstufen von 0–20 m, 0–40 m . . . . . und 0–140 m. So beträgt z. B. im Kanal auf der Station E 10 der minimale Wärmeinhalt  $-1,05 \cdot 10^5$  kcal im März/April, der maximale dagegen  $4,95 \cdot 10^5$  kcal im September. Damit erreicht  $W_A$  in 0–100 m:  $6,00 \cdot 10^5$  kcal. Für die gleiche Tiefenstufe gibt die Abb. 3 die jährliche Schwankung des Wärmeinhalts vor dem Kanalausgang auf Station E 4 zu  $2,78 \cdot 10^5$  kcal an. Bei 140 m Tiefe ist das Verhältnis der jährlichen Schwankung von E 10 und E 4 auf 8,38 : 3,13 angestiegen. Der Wert für die Kanalstation muß als ungewöhnlich hoch angesehen werden. Er erweckt den Eindruck eines Paradoxons; denn das Meer nimmt in diesem Falle sehr viel mehr Wärme vom April bis September auf, als der Strahlungsumsatz an der Oberfläche in dieser Zeit zu liefern vermag, ungeachtet der Wärmeverluste, die durch die Ver-

<sup>16</sup> Dtsch. Seew., Atlas für Temperatur, Salzgehalt und Dichte der Nord- und Ostsee. Hamburg 1927.

dunstung und die unmittelbare Wärmeübertragung vom Wasser auf die Luft auftreten. F. Albrecht<sup>17</sup> hat gerade am Beispiel der Scilly-Inseln, die innerhalb unseres Untersuchungsgebietes liegen, die Wärmehaushaltsgleichung vollständig bestimmt. Seine Ergebnisse quantitativ das scheinbare Paradoxon, auch wenn man den einzelnen Gliedern der Haushaltsgleichung nicht allzu große Genauigkeit beimessen darf. Der Wärmeumsatz  $W$  im Meere ist:  $W = S - L - V$ , dabei sind  $S$  der Strahlungsumsatz, der sich aus der Differenz zwischen der Sonnen- und Himmelsstrahlung  $J + D$  und der effektiven Ausstrahlung  $A$  ergibt,  $L$  der Wärmeumsatz durch direkte Wärmeübertragung Wasser-Luft und  $V$  der

Tab. 3. Monatswerte der Komponenten des Wärmehaushalts  $W$  bei den Scilly-Inseln  
(in  $10^5$  kcal/m<sup>2</sup>/Monat, nach F. Albrecht<sup>17</sup>)

Monate	$J + D$	$A$	$S = J + D - A$	$L$	$V$	$W = S - L - V$
I	0,125	0,316	-0,191	0,145	0,351	-0,687
II	0,248	0,316	-0,068	0,088	0,292	-0,448
III	0,503	0,371	0,132	0,124	0,337	-0,328
IV	0,829	0,358	0,471	0,074	0,301	0,096
V	1,061	0,350	0,711	0,057	0,281	0,373
VI	1,092	0,267	0,825	0,000	0,270	0,555
VII	1,052	0,279	0,773	-0,047	0,220	0,600
VIII	0,908	0,287	0,621	-0,058	0,220	0,459
IX	0,636	0,316	0,320	0,000	0,270	0,050
X	0,345	0,308	0,037	0,067	0,349	-0,378
XI	0,178	0,325	-0,147	0,131	0,383	-0,661
XII	0,105	0,316	-0,211	0,142	0,362	-0,714

Wärmeumsatz durch Verdunstung. Für die Zeit der Wärmeaufnahme April-September ergibt sich  $W = (3,721 - 0,026 - 1,562) \cdot 10^5$  kcal/m<sup>2</sup> =  $2,133 \cdot 10^5$  kcal/m<sup>2</sup>. Danach nimmt das Meer an der Oberfläche in 1 m<sup>2</sup> bei den Scilly-Inseln bei den gegebenen meteorologischen Verhältnissen, den entsprechenden Strahlungswerten und bei Zugrundelegung der Sverdrupschen Verdunstungsformel  $2,133 \cdot 10^5$  kcal auf, während sich der Wärmehalt der darunter liegenden Wassersäule bis 100 m Tiefe in der gleichen Zeit auf der Kanalstation um  $6,00 \cdot 10^5$  kcal erhöht. Selbst die gesamte Wärmezufuhr aus Sonnen- und Himmelsstrahlung  $J + D$  ohne den Verlust an effektiver Ausstrahlung  $A$  beträgt bei den Scilly-Inseln nach F. Albrecht<sup>17</sup> für April-September nur  $5,578 \cdot 10^5$  kcal/m<sup>2</sup>, nach H. H. Kimball<sup>18</sup> ergibt sich übereinstimmend bei einer Albedo von 10% für die Wasseroberfläche  $5,51 \cdot 10^5$  kcal/m<sup>2</sup> für den Kanalausgang. Der Strahlungsumsatz  $S$  allein genommen vermag bei den Scilly-Inseln nur  $3,721 \cdot 10^5$  kcal zu liefern; auch unter den besonderen Verhältnissen im Kanal kann er  $4 \cdot 10^5$  kcal/m<sup>2</sup> Jahr nicht übersteigen. Die Gegenüberstellung dieser Werte zeigt, wie ungewöhnlich die Verhältnisse auf der Kanalstation sind und daß man  $W_A$  als anomal ansprechen muß. Wenn man vom Umsatz an Verdunstungswärme  $V$  und der direkten Wärmeübertragung  $L$  absieht - beide erfahren im Kanal Abwandlungen, auf die später zurückgekommen wird (s. Tab. 8) - dann ist ein  $W_A > 4 \cdot 10^5$  kcal/m<sup>2</sup> auf jeden Fall als anomal anzusehen.

Eine Vorstellung der geographischen Verbreitung von  $W_A$  vermittelt die Abb. 4. Diese Karte stützt sich auf ein dichtes Netz von Punkten, für die nach dem angedeuteten Verfahren mit Hilfe der notwendigen Ausgangswerte der Temperatur und Tiefenverteilung  $W_A$  bestimmt wurde. Das Gebiet mit anomalem  $W_A$  erstreckt sich von westlich der Bretagne bis südlich der Insel Wight, seine größte Verbreitung erfährt es nördlich der Bretagne außerhalb der 70 m-Tiefenlinie, seine Höchstwerte von über  $10 \cdot 10^5$  kcal/m<sup>2</sup> weist es lokal begrenzt im Hurd-Tief nördlich der Kanal-Inseln Guernsey und Alderney auf. Das Gesamtgebiet von

<sup>17</sup> F. Albrecht, Untersuchungen über den Wärmehaushalt der Erdoberfläche in verschiedenen Klimagebieten. Reichsamt f. Wetterdienst. Wiss. Abh. Bd. VIII, Nr. 2, Berlin 1940, S. 13ff.

<sup>18</sup> H. H. Kimball, Amount of solar radiation that reaches the surface of the earth on the land and on the sea. Monthly Weather Rev. Vol. 56, 1928.

wenigstens  $2,85 \cdot 10^{10}$  m<sup>2</sup>, das unter Berücksichtigung der Fehlergrenzen günstigstenfalls ein  $W_A$  für das ganze Gebiet von  $11,4 \cdot 10^{15}$  kcal besitzen sollte, sofern dafür der bereits sehr hoch angenommene Wärmeumsatz an der Oberfläche von  $4 \cdot 10^5$  kcal/m<sup>2</sup> allein bestimmend wäre, läßt eine Erhöhung auf  $14,1 \cdot 10^{15}$  kcal erkennen. Wenigstens  $2,7 \cdot 10^{15}$  kcal beträgt demnach die Wärmemenge, die die Anomalie von  $W_A$  im Kanal bedingt.

**Die Ursachen und Auswirkungen.** Die Ursachen der anomalen Jahresschwankung des Wärmeinhalts  $W_A$  im Kanal können in mehreren Prozessen gesucht werden. Einer der wichtigsten scheint ein horizontaler Wärmetransport mit jährlicher Periode zu sein, der sich dem jährlichen Gange des vertikalen Wärmetransportes überlagert. Anzeichen zu einem solchen periodischen horizontalen Wärmetransport liegen vor. Sie sind in erster Linie in dem Zusammenwirken zwischen dem Wasserhaushalt des Kanals und den ungewöhnlichen Mischungsvorgängen im westlichen Kanal zu sehen. Auf beide Erscheinungen sei zum näheren Verständnis ihrer Auswirkungen zunächst eingegangen.

Daß ungewöhnliche Mischungsverhältnisse vorliegen, bedarf nach der Charakterisierung der sommerlichen Schichtung in der Abb. 2 keiner weiteren Beweise. Nur in wenigen örtlich begrenzten Gebieten der europäischen Meere kann man etwas Ähnliches beobachten, daß nämlich der typische sommerliche Aufbau der Temperatur in Deckschicht, Sprungschicht und Unterschicht niemals zustande kommt, auch wenn die Bodentiefe wesentlich größer ist als die Tiefe der Sprungschicht allgemein zu sein pflegt. Im Westteil des Englischen Kanals, und zwar nach der Abb. 2 in einer Zone, die von westlich der Bretagne nach Nordosten in Richtung auf die englische Küste bei Start Point verläuft, wird die sommerliche Schichtung aufgelöst. Östlich dieser Zone bleibt die völlige Durchmischung von der Oberfläche bis zum Boden erhalten.

Die Ursachen für diese ungewöhnlichen Mischungsvorgänge im Kanal müssen in einer erzwungenen Turbulenz gesehen werden, die ihren Ursprung nicht an der Oberfläche haben kann. Der Wind als Turbulenzerreger reicht dafür nicht aus, abgesehen davon, daß keine Anhaltspunkte aus den Windverhältnissen vorliegen, die auf eine örtlich eng begrenzte Steigerung der Turbulenz schließen lassen. Die Turbulenz muß am Meeresboden ausgelöst werden, dafür sprechen die Verhältnisse der sommerlichen Schichtung in der Abb. 2. Deutlich ist zu erkennen, daß die Deckschicht von unten her abgebaut wird, je mehr man sich dem Kanaleingang vom Westen her nähert.

Bis auf die Gezeitenströme sind uns keine Wasserbewegungen bekannt, die hinreichend große Geschwindigkeiten bis zu derartigen Tiefen aufweisen, wie sie am Kanalausgang mit über 100 m vorherrschen. Von den Gezeitenströmen auf Schelfgebieten wissen wir allgemein, daß sie als Bewegungen im Zusammenhang mit einer Welle, deren Länge groß ist gegenüber der Tiefe, fast unvermindert von der Oberfläche bis zum Boden erhalten bleiben. Von den Gezeitenströmen speziell im Englischen Kanal ist aus vielen Messungen für die praktischen Zwecke der Navigation bekannt, daß sie sehr stark sind. W. Hansen<sup>19</sup> gibt für den Kanal im gleichen Heft dieser Zeitschrift eine Karte der mittleren maximalen Geschwindigkeit der Gezeitenströme zur Springzeit, die auf einer kritischen Bearbeitung des umfangreichen Beobachtungsmaterials fußt. Vergleicht man die Verteilung der Geschwindigkeiten mit der Verteilung der charakteristischen Größen der sommerlichen Temperaturschichtung in Abb. 2, so ist ein enger Zusammenhang zwischen Gezeitenströmen und Schichtung offensichtlich. Mit der Zunahme der maximalen Gezeitenstromgeschwindigkeit von etwa 1 sm/h auf dem atlantischen Schelf auf 2 sm/h im Westausgang des Kanals steigt die thermische Sprungschicht von 40 auf 20 m an und löst sich im Gebiet mit 2 sm/h Gezeitenstrom völlig auf. Die Parallelität zwischen der Grenze des sommerlich geschichteten und ungeschichteten Wassers mit den Isotacheen der maximalen Gezeitenströme kann nicht zufällig sein. Die Steigerung der Turbulenz am Boden mit der Zunahme der Gezeitenströme im Kanaleingang von NW nach SE ist mit wachsender Vermischung verbunden. Bei 2 sm/h scheint bei den gegebenen Tiefenverhältnissen eine Grenzgeschwindigkeit zu liegen, oberhalb der keine sommerliche Schichtung im Kanal aufrecht erhalten bleibt. Bis auf eine kleine Zone im östlichen Kanal

<sup>19</sup> W. Hansen, Gezeitenströme im Englischen Kanal, dieses Heft S. 172ff.

beiderseits der Linie Dungeness und Dieppe werden 2 sm/h nur in einzelnen Buchten unterschritten. Die Tiefen sind in diesen Gebieten zu gering, als daß sich die typische sommerliche Schichtung ausbilden könnte.

Der Gedanke, die auffallende sommerliche Homothermie im Englischen Kanal mit der Gezeitenstrommischung zu erklären, ist naheliegend. D. J. Matthews<sup>20</sup> spricht ihn bei der Erläuterung der englischen hydrographischen Terminbeobachtungen, die im Rahmen der internationalen Untersuchungen 1903–1909 ausgeführt wurden, wiederholt aus. Die an dieser Stelle gewählte Darstellungsmethode zur Charakterisierung der sommerlichen Schichtung in Abb. 2 und der Vergleich mit den mittleren maximalen Gezeitenstromgeschwindigkeiten nach W. Hansen lassen darüber hinaus die Zusammenhänge und die regionale Abgrenzung erkennen. Es sei bemerkt, daß auch die schwächeren Gezeitenströme auf dem atlantischen Schelf von etwa 1 sm/h den thermischen Aufbau zu beeinflussen scheinen. Ohne die erzwungene Turbulenz am Boden ist es kaum verständlich, wie die schwache Temperaturabnahme unterhalb der sommerlichen Sprungschicht, die über den tieferen Teilen der Biskaya beobachtet wird, auf dem Schelf verschwindet und statt dessen eine ausgeprägte Homothermie zwischen Untergrenze der Sprungschicht und Meeresboden festzustellen ist, wie sie bereits an Hand der Beispiele in Tab. 2 aufgezeigt wurde.

Mit diesem Hinweis auf die Wirksamkeit der Gezeitenstrommischung für den thermischen Aufbau ist noch keine Erklärung für das anomale  $W_A$  gegeben. Die Mischung wirkt sich nur auf die Verteilung der Wärme in der Vertikalen aus, den Wärmehalt ändert sie nicht. Erst im Zusammenwirken mit horizontalen Wasserversetzungen ergibt sich ein jährlicher periodischer Wärmetransport, der dazu beiträgt, das anomale  $W_A$  zu erklären.

Der Oberflächenstrom setzt mit geringen Geschwindigkeiten vom Ozean in den Kanal. Die mittleren monatlichen Windvektoren in Abb. 5 lassen es für einen Triftstrom zum Teil erwarten, die resultierenden Oberflächenbewegungen in Eingradfeldern nach den holländischen Tabellen<sup>21</sup>, die auf Besteckversetzungen beruhen, sprechen dafür und die Ergebnisse von systematischen Flaschenpostuntersuchungen von J. N. Carruthers<sup>22,23</sup> bestätigen es. Die mittleren monatlichen Windvektoren der Abb. 5 stützen sich vorwiegend auf die Beobachtungen der deutschen Handelsschiffe aus dem Zeitraum 1908–1939, die von der Deutschen Seewarte gesammelt wurden. Die mittleren Windverhältnisse für die beiden Eingradfelder am Kanalausgang 49–50° N, 5–6° W und 48–49° N, 5–6° W sind bei der großen Beobachtungszahl von 533 bzw. 1722 im Monatsdurchschnitt sehr gut belegt<sup>24</sup>. Den resultierenden Windgeschwindigkeiten von 2,7 m/sec im Herbst und Winter und 1,7 m/sec im Frühjahr und Sommer entsprechen Triftströme von 2,8 bzw. 1,8 cm/sec. Nach den Stromversetzungen in den holländischen Tabellen betragen im Eingradfeld südlich Cornwall 49–50° N, 5–6° W Stromrichtung und Geschwindigkeit für den Zeitraum Dezember bis Mai, auf den sich die veröffentlichten Tabellen beschränken, 42° und 2,0 cm/sec, im Eingradfeld 48–49° N, 5–6° W: 101° und 8,9 cm/sec. Nach den Flaschenpostuntersuchungen werden 2–3 sm/Tag = 4–6 cm/sec für den westlichen Kanal angegeben.

Es muß zwangsläufig angenommen werden, daß das Wasser, das in der oberflächennahen Schicht in den Kanal eintritt, zum Teil in der Tiefe durch austretendes Wasser kompensiert wird. Dieser Ausstrom ist in Untersuchungen mit besonderen Flaschenposten am Meeresboden durch J. N. Carruthers<sup>22</sup> (1927) in der Kanalachse auf 2° W und durch H. W. Harvey<sup>13</sup> auf der Termination E 1 25 sm SSW von Plymouth erwiesen. Ein anderer Teil des Einstromes

<sup>20</sup> D. J. Matthews, Report on the physical conditions in the English Channel, 1903. Mar. Biol. Assoc., Rep. Fish. and Hydrogr. Invest. North Sea and Adjacent Waters. 1st Rep. (Southern Area). London, 1905.

<sup>21</sup> Kon. Ned. Med. Inst., Oceanographische en meteorologische waarnemingen in den Atlantischen Ozean. No. 110. Utrecht 1919, 1922.

<sup>22</sup> J. N. Carruthers, Investigations upon the water movements in the English Channel. Summer, 1924. J. Mar. Biol. Assoc., N. S., Vol. XIV, No. 3. Plymouth 1927.

<sup>23</sup> J. N. Carruthers, Further investigations upon the water movements in the English Channel. Ebenda Vol. XVII, No. 1, Plymouth 1930.

<sup>24</sup> Die unveröffentlichten vektoriiellen Monatsmittel stellte freundlicherweise die Abtlg. f. Marit. Meteorol. im Meteorol. Amt f. NW-Deutschland zur Verfügung, wofür auch an dieser Stelle gedankt sei.



aus der Biskaya durchquert den Kanal und tritt durch die Straße von Dover in die südliche Nordsee über. Nach den Ergebnissen von 7-jährigen Strommessungen auf dem Feuerschiff Varne in der Straße von Dover in 10 m Tiefe, die J. N. Carruthers<sup>25</sup> bearbeitet hat, besitzt der Ausstrom vom Kanal in die Nordsee eine mittlere Geschwindigkeit von  $3\frac{1}{3}$  sm/Tag. Die Geschwindigkeit des Einstromes im Westen ist nach den erwähnten Besteckversetzungen und Flaschenpostuntersuchungen angenähert von derselben Größe. Über die vertikale Mächtigkeit des Einstromes im Westen und des Ausstromes im Osten besitzen wir keine direkten Messungen. Setzt man sie als angenähert gleich an, dann verhalten sich die Volumentransporte wie die Breiten der Zugänge, und der Ausstrom im Osten betrüge 22% des Einstromes im Westen. Demnach müßten rund drei Viertel des im Westen einströmenden Wassers als Kompensationsstrom den Kanal im Westen wieder verlassen.

Nach diesen Hinweisen auf die Wirksamkeit der Gezeitenstrommischung sowie auf den Wasserhaushalt im Kanal läßt sich das Zustandekommen eines Wärmetransportes mit jährlicher Periode verstehen. Im Winter, wenn die Wassersäule von der Oberfläche bis zum Meeresboden auf dem atlantischen Schelf sowohl wie im Kanal homotherm ist, kann der Wärmeumsatz im westlichen Kanal durch Strömungen im Gesamteffekt als angenähert Null angesehen werden. Anders im Sommer. Vor dem Kanal trennt, wie anfangs gezeigt wurde, eine scharfe Sprungschicht die hocharwärmte Deckschicht von der kühlen Unterschicht. Beschränkt man schematisch gesehen den Einstrom auf die Deckschicht, und zwar auf die obersten 20 m mit einer wirksamen Breite von 100 km, setzt man ferner seine mittlere Geschwindigkeit mit 5 cm/sec an, was den erwähnten Ergebnissen der Flaschenpostuntersuchungen und Schiffsversetzungen entspricht, dann beträgt der Einstrom  $25,9 \cdot 10^{10}$  m<sup>3</sup>/Monat. Sobald dieses warme ostwärts vordringende Wasser der Deckschicht in das Gebiet der starken Gezeitenstrommischung gerät, wird es mit der ganzen Wassersäule intensiv vermischt. Der Kompensationsstrom in der Tiefe führt große Teile des kühlen Mischwassers mit sich. Nimmt man den Temperaturunterschied zwischen Einstrom und Kompensationsstrom zu 4° C an, was der beobachteten Temperaturdifferenz zwischen Deckschicht und Unterschicht im Sommer südlich Cornwall entspricht (s. Abb. 2), dann werden dem Kanal  $1,04 \cdot 10^{15}$  kcal in einem Sommermonat vom Ozean her zugeführt, d. h. etwa  $3,12 \cdot 10^{15}$  kcal in den Monaten Juni – August, in denen die starke thermische Schichtung besteht, bevor es Anfang September zum höchsten Wärmeinhalt kommt. Rund 25% gehen mit dem warmen Ausstrom nach dem östlichen Kanal und durch die Straße von Dover verloren, so daß etwa  $2,3 \cdot 10^{15}$  kcal dem westlichen Kanal zugute kommen. Demgegenüber wurde an Hand der geographischen Verteilung von  $W_A$  in Abb. 4 gezeigt, daß wenigstens  $2,7 \cdot 10^{15}$  kcal notwendig sind, die Anomalie von  $W_A$  im Kanal zu erklären.

Diese Abschätzungen sind als das zu werten, wofür sie gedacht sind: einen rohen Überblick zu liefern, der zeigt, daß man ohne gewagte Voraussetzungen und in Anlehnung an die beobachteten Erscheinungen das anomale  $W_A$  im Kanal erklären kann. Aus dem Zusammenwirken von Ein- und Ausstrom mit der Auflösung der sommerlichen Schichtung durch Gezeitenstrommischung ergibt sich ein Wärmetransport mit jährlicher Periode, der in den Kanal gerichtet ist und ein Minimum im Winter sowie ein Maximum im Sommer aufweist. Die Größenordnung der Amplitude des Wärmetransportes ist hinreichend, um das anomale  $W_A$  zu erklären. Ein wenig beachteter Vorgang stellt sich als ergiebiger Wärmespende für den Kanal heraus, ohne daß damit gesagt sein soll, daß keine weiteren Prozesse wirksam sind. Sie werden im weiteren Verlauf noch erwähnt.

Die Erklärung des anomalen  $W_A$ , wie sie an dieser Stelle aus der jährlichen Periode der horizontalen Wärmezufuhr vom Ozean in den Kanal versucht wurde, führt zu einer Folgerung, die sich an anderen Beobachtungstatsachen nachprüfen lassen muß. Wenn sich im Winter kein nennenswerter, im Sommer aber ein beachtlicher horizontaler Wärmetransport in den Kanal ergibt, dann muß zwangsläufig das Jahresmittel der Oberflächentemperatur im westlichen Kanal verhältnismäßig hoch sein. Die Abb. 9 stellt die mittlere Jahrestemperatur im langjährigen Mittel als Ergänzung zu den Phasen- und Amplitudenkarten des jährlichen

<sup>25</sup> J. N. Carruthers, The flow of water through the Straits of Dover. Ministry Agr. & Fish., Fish. Invest., Ser. II, Vol. XI, No. 4, Part I u. Ser. II, Vol. XIV, No. 4, Part II. London 1928, 1935.

Ganges dar, die noch später erwähnt wird. Nicht allein, daß die allgemeine Abnahme des Jahresmittels, die bei der Annäherung vom Ozean an den Kontinent in diesen geographischen Breiten normalerweise zu beobachten ist, im westlichen Kanal stark vermindert erscheint, es ist sogar, durch umfangreiches Beobachtungsmaterial gestützt, eine leichte Zunahme des Jahresmittels im Raum nördlich der Bretagne festzustellen. Umgekehrt findet damit diese bisher unverständliche Erscheinung in der Verteilung der mittleren Jahrestemperatur des Oberflächenwassers, die schon in den Atlanten des Bureau du Conseil<sup>26</sup> 1933 und von J. R. Lumby<sup>6</sup> 1935 zu erkennen sind, eine Erklärung.

Die Vermutung ist naheliegend, den jährlichen Gang im horizontalen Wärmetransport mit einem jährlichen Gang des Volumentransportes in Verbindung zu bringen. Die Existenz des letzten ist wahrscheinlich, wenn man die nachweisbaren jährlichen Änderungen der Geschwindigkeiten dafür heranzieht. Bereits auf Grund der resultierenden Winde im Kanalausgang in Abb. 5 ist mit einer Steigerung des Einstromes im Herbst und Winter gegenüber dem Frühjahr und Sommer zu rechnen. Die direkten Strommessungen auf dem Feuerschiff Varne in der Straße von Dover in der Bearbeitung von J. N. Carruthers<sup>25</sup> bestätigen es. Danach sind die Geschwindigkeiten des Ausstromes aus dem Kanal im 7-jährigen Mittel im Herbst und Winter 14% höher als im Frühjahr und Sommer. Der verstärkte winterliche Einstrom bedeutet bei den verhältnismäßig hohen Temperaturen der Biskaya eine Hebung des minimalen Wärmehalts im Kanal. Im Endeffekt wirkt daher eine jährliche Periode des Volumentransportes, wenn sie der angedeuteten Periode der Geschwindigkeit entspricht, eher auf eine Senkung als auf eine beobachtete Steigerung von  $W_A$ .

Einen weiteren Beitrag zur Erklärung des hohen  $W_A$  im Kanal liefern die besonderen Zirkulationsvorgänge. Sie seien zunächst näher betrachtet.

Wenn die Werte von  $W_A$  innerhalb und vor dem Kanal sich wesentlich voneinander unterscheiden, wie es in Abb. 3 zum Ausdruck kommt, dann folgt daraus, daß auch der jährliche Gang der Druckflächen unterschiedlich sein muß. Der Salzgehalt ist bei seinen geringen jährlichen Schwankungen nur wenig daran beteiligt. Zum Überblick wird der jährliche Gang des Meeresniveaus auf den beiden Stationen E 4 und E 10 in Tab. 4 angegeben, und zwar relativ

Tab. 4. Jährlicher Gang der Höhe des Meeresniveaus innerhalb und westlich des Kanals auf den Terminstationen E 10 und E 4 (in dyn cm, bezogen auf die 100 dbar-Fläche)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
E 10	8,2	6,7	6,9	6,6	8,8	12,0	16,3	18,5	19,2	17,3	14,6	10,6
E 4	7,9	7,5	7,5	7,6	8,3	10,1	11,9	13,0	13,2	12,3	11,1	8,9
E 10 - E 4	0,3	-0,8	-0,6	-1,0	0,5	1,9	4,4	5,5	6,0	5,0	3,5	1,7

zur 100 dbar-Fläche. Dabei ist der örtliche Salzgehalt voll berücksichtigt, indem die Monatsmittel, die J. R. Lumby<sup>6</sup> für die Oberfläche angegeben hat, auch für die Tiefe verwendet wurden, was zulässig ist, da das Wasser auf beiden Stationen das ganze Jahr halin praktisch ungeschichtet ist. Die vertikale Temperaturverteilung für die Monatsmitten wurden den Isolethendarstellungen in Abb. 1 entnommen. Auf der Station E 10 steigt nach Tab. 4 die Meeresoberfläche von ihrem Tiefststande im April um 12,6 dyn cm bis zu ihrem Höchststande im September. Bei E 4 beträgt der Anstieg nur 5,7 dyn cm vom März bis September.

Dieser jährliche Gang des Meeresniveaus ist auch in den sogenannten meteorologischen Tiden der harmonisch analysierten Wasserstandsbeobachtungen an der Küste enthalten, dort allerdings zum Teil durch andere Effekte überlagert, vor allem durch die Wirkungen der jährlichen Gänge des Luftdrucks, des Anstaus des Wassers durch den jährlichen Gang des Windes und des Oberwassers der Flüsse. Der erste Effekt läßt sich einfach eliminieren; denn es ist mehrfach an verschiedenen Orten nachgewiesen<sup>27</sup>, daß sich das Meer auf langperiodische Luftdruckänderungen wie ein umgekehrtes Barometer verhält; der zweite Effekt ist örtlich sehr

<sup>26</sup> Bureau du Conseil, Atlas de température et salinité de l'eau de surface de la Mer du Nord et de la Manche. Cons. int. Explorat. Mer. Kopenhagen 1933.

<sup>27</sup> G. Dietrich, Die Lage der Meeresoberfläche im Druckfeld von Ozean und Atmosphäre. Veröff. Inst. Meereskde. Berlin. N. F., R. A., H. 33. Berlin 1937.

verschieden und stark durch die Tiefenverteilung bestimmt, und die Einwirkungen des Oberwassers beschränken sich auf die Umgebung der Flußmündungen. Von den wenigen Orten im westlichen Englischen Kanal, von denen die harmonischen Konstanten der meteorologischen Tiden vorliegen, ist Portland durch seine freie Lage an tiefem Wasser ausgezeichnet, so daß angenommen werden kann, daß der zweite und dritte Effekt zurücktreten. Die Konstanten der meteorologischen Tiden stützen sich auf der Analyse einjähriger Wasserstandsbeobachtungen April 1923/April 1924<sup>28</sup>. Eliminiert man den Effekt des jährlichen Ganges des Luftdruckes in diesem Zeitraum nach den Werten von Greenwich, so betragen die Unterschiede zwischen den Vierteljahresmitteln der Wasserstände August/Oktober und Februar/April bei Portland 10,4 cm, bei E 10 11,6 dyn cm. Diese bemerkenswerte Übereinstimmung der ausgeglichenen Jahresschwankung kann als Hinweis dafür angesehen werden, daß mit 100 dbar angenähert die richtige Tiefenlage der Ausgleichsfläche getroffen sein dürfte.

Es wird darauf verzichtet, die dynamische Topographie der Meeresoberfläche für das ganze Gebiet darzustellen. Das Wesentliche für die vorliegende Fragestellung, nämlich wie sich die unterschiedlichen Gänge von  $W_A$  auf die Wasserbewegungen auswirken, ist bereits an den beiden Reihen des jährlichen Ganges des Meeresspiegels bei den Stationen E 4 und E 10 zu erkennen. Sie zeigen, daß sich im Sommer und Herbst ein kräftiges Oberflächengefälle vom Kanal gegen den Ozean ausbildet, das maximal 6,0 dyn cm im September erreicht, und daß im Frühjahr ein schwächeres Gefälle vom Ozean in den Kanal zustandekommt mit maximal 1,0 dyn cm Gefälle. Dieser deutliche jährliche Gang des horizontalen Druckgefälles muß sich auf einen jährlichen Gang der Wasserbewegung auswirken. Es ist zu beachten, daß der größte Teil dieses Gefälles auf die Mischungszone im westlichen Kanal, die von westlich der Bretagne nach Start Point verläuft, entfällt; denn hier grenzen die Gebiete mit mäßigem und großem  $W_A$  aneinander. Hier liegt, wie die Abb. 2 erkennen läßt, gewissermaßen eine stationäre Front, die von der Gezeitenstrommischung aufrecht erhalten wird. Die Wassermassen unterschiedlicher Dichten, die hier besonders im Sommer aneinander grenzen, können nicht im Gleichgewicht sein. Unter Mitwirkung der ablenkenden Kraft der Erdrotation ergibt sich im westlichen Kanal aus dem aufgezeigten Druckgefälle ein nordwärts gerichteter Gradientstrom im Sommer, ein schwacher südwärts gerichteter im Winter, das heißt dem allgemeinen Triftstrom im westlichen Kanal überlagert sich im Sommer eine zyklonale, im Winter eine antizyklonale Bewegungskomponente. Nimmt man die Breite der Mischungszone nach Abb. 2 zu rund 60 sm an, dann beträgt die sommerliche Nordkomponente des Gradientenstromes 4,9 cm/sec und die winterliche Südkomponente 0,8 cm/sec. Diese Komponenten erscheinen beachtenswert; denn sie sind von der gleichen Größenordnung wie die allgemeine Triftstrombewegung.

Die zyklonale sommerliche Komponente bedeutet unter Mitwirkung der Reibung einen Transport des hoch erwärmten Wassers der randlichen flachen Gebiete zur Kanalmitte und damit einen Beitrag zur Steigerung des sommerlichen Wärmeinhalts; im Winter wirkt die antizyklonale Komponente auf einen Abtransport des warmen Wassers aus der Mitte gegen die ausgekühlten Ränder, damit auf eine Senkung des Wärmeinhalts. Insgesamt wird also die Jahresschwankung des Wärmeinhalts  $W_A$  durch den jährlichen Gang der Zirkulation gesteigert. Wesentliche Beiträge zur Erhöhung von  $W_A$  können diese Vorgänge nicht liefern; denn die Flachwassergebiete im westlichen Englischen Kanal sind geringfügig, und die Komponente des Reibungsstromes ist bei den immerhin mäßigen Gradientenströmen klein. Für quantitative Abschätzungen reichen die Unterlagen schwerlich aus.

Wichtig erscheint in diesem Zusammenhange die Aufdeckung eines jährlichen Ganges der Gradientenstromkomponente, die sich aus den anomalen thermischen Verhältnissen ergibt und die sich der allgemeinen West-Ostbewegung im Kanal überlagert. Die zyklonale Komponente zwischen der Nordküste der Bretagne und Südwest-England läßt im Sommer einen Einstrom erwarten, der vorzugsweise gegen die Bretagne und die Kanalinseln drängt, und einen Ausstrom, der sich an die englische Küste lehnt. Unter dem Einfluß dieser zyklonalen Komponente ist weiter zu erwarten, daß das Wasser, das zwischen Cotentin und Südengland in den östlichen Kanal übertritt, vornehmlich auf die englische Küste drängen wird und da-

<sup>28</sup> Int. Hydrogr. Bureau, Harmonic constants. Spec. Publ. No. 26. Monaco 1930.

durch längs der französischen Küste der Seine-Bucht eine antizyklonale Bewegung begünstigt wird. In der Abb. 6 ist dieses sommerliche Zirkulationsbild schematisch dargestellt, zugleich mit dem winterlichen Bilde. Im Winter ist im westlichen Kanal durch die antizyklonale Zusatzbewegung eine Verlagerung der Zirkulation gegenüber den sommerlichen Verhältnissen zu erwarten, indem sich der Einstrom verstärkt an die englische Küste lehnt und ein Ausstrom längs der Nordküste der Bretagne begünstigt wird. Aus dieser antizyklonalen Bewegung heraus müßte der Durchstrom im östlichen Kanal mehr zur französischen Küste drängen, also auf die Nordküste von Cotentin und die Seine-Bucht.

Dieses Strömungsschema der obersten Wasserschicht, das aus dem anomalen  $W_A$  und dem damit verknüpften jährlichen Gange des Gradientstromes resultiert, läßt sich an Hand von direkten Beobachtungen stützen. Flaschenpostuntersuchungen von J. N. Carruthers (1927)<sup>22</sup> im westlichen Kanal zeigen, daß die Bucht von St. Malo im Sommer durch eine zyklonale Wasserbewegung erfaßt ist, und daß darüber hinaus vielfach Anlandungen der Flaschen, die südwestlich von Jersey ausgesetzt worden waren, nicht nur an der Nord- und Westküste der Bucht von St. Malo stattfanden, sondern auch an der englischen Südküste östlich der Insel Wight, ein Zeichen dafür, daß die sommerliche zyklonale Komponente auf die englische Küste drängt. Gewiß können die jeweiligen Windverhältnisse die Trift der Flaschenposten beeinflussen und die Ergebnisse von einzelnen derartigen Triftuntersuchungen brauchen nicht repräsentativ für die mittleren Wasserbewegungen zu sein. Die Resultate werden aber bestätigt und nicht unerheblich erweitert, wenn man die Verteilung des jährlichen Ganges des Salzgehaltes an der Oberfläche heranzieht.

Ebenso wie für die Oberflächentemperatur hat J. R. Lumby<sup>6</sup> Karten für die mittlere Salzgehaltsverteilung 1903–1927 für jeden Monat gegeben. Neben vielen Einzelheiten zeigen diese Karten im Sommer und Herbst eine Zunge salzreichen Wassers, die längs der Küste der Bretagne von West nach Ost vordrängt; umgekehrt breitet sich im Winter salzärmeres Wasser aus der Bucht von St. Malo längs der Küste der Bretagne gegen den Ozean aus als ein Hinweis für die Umkehr der Wasserbewegung vom Sommer zum Winter. Auf diese Erscheinungen weist bereits J. R. Lumby<sup>29</sup> 1925 hin und wiederholt diese Auslegung in der kurzen Deutung seiner Karten 1935.

Um einen zusammenhängenden Überblick über den jährlichen Gang des Salzgehaltes zu bekommen, wurden die Jahresreihen nach J. R. Lumby<sup>6</sup>, die er für die Schwerpunkte von 40 Arealen angibt, sowie die Jahresreihen von 20 Eingradfeldern nach G. Böhnecke<sup>30</sup> westlich des Kanals und mehrere Reihen von P. M. van Riel<sup>31</sup> aus der südlichen Nordsee harmonisch analysiert. Die Ergebnisse sind in die Form gefaßt:  $S = a_0 + a_1 \cos(\tau - \alpha_1)$ . Der Jahresmittelwert  $a_0$  ist in Abb. 7, die Amplitude  $a_1$  und die Phase  $\alpha_1$  sind in der Abb. 8 durch Isolinien dargestellt.  $\alpha_1$  ist auf den Jahresanfang bezogen und gibt den Zeitraum vom 1. Januar bis zum mittleren Zeitpunkt des Salzgehaltsmaximums an.  $\alpha_1 = 30^\circ$  besagt z. B., daß das Maximum, wenn man den Monat zu 30 Tagen rechnet, am 1. Februar eintritt. Es ist überraschend, wie einfach sich die räumlichen Zusammenhänge in der Phasenverteilung abzeichnen, wenn man berücksichtigt, wie schwach der jährliche Gang ist, wie stark unperiodische Änderungen darin enthalten sind und welche Unsicherheiten dem Beobachtungsmaterial anhaften. Große Teile des Kanals haben die gleiche Phase wie die angrenzenden atlantischen Gewässer von etwa  $30-90^\circ$ , und zwar in einem Streifen, der vom nördlichen Teil des Westausgangs des Kanals in das Gebiet nördlich von Cotentin verläuft und östlich davon gegen die französische Küste drängt. Vor der Nordküste der Bretagne und vor der englischen Südküste liegen geschlossene Gebiete mit Phasen zwischen  $210-270^\circ$ , d. h. der jährliche Gang des

<sup>29</sup> J. R. Lumby, The salinity and water movements in the English Channel and southern Bight during the period 1920–1923. Ministry Agr. & Fish., Fish. Invest. Ser. II, Vol. VII, No. 7, 1924. London 1925.

<sup>30</sup> G. Böhnecke, Temperatur, Salzgehalt und Dichte an der Oberfläche des Atlantischen Ozeans. Wiss. Ergebn. Dtsch. Atlant. Exp. a. d. Forsch. u. Verm. Schiff „Meteor“ 1925–1927. Bd. V, 1. Lfg. Berlin 1936.

<sup>31</sup> P. M. van Riel, Oberflächensalzgehalt im südlichen Teil der Nordsee. J. Cons. int. Explorat. Mer., Vol. IV, Kopenhagen 1929.

Salzgehaltes ist hier gerade invers zu dem im erstgenannten Streifen. Dort treten die Maxima im Februar/März auf, hier im August/September.

Man kann aus dem Verlauf der Isohalinen mit einiger Vorsicht auf die bevorzugte Ausbreitung der Wassermassen schließen und kommt dann zu einem Strombilde, das mit dem Schema in Abb. 6 befriedigend übereinstimmt. August/September ist die Zeit des Salzgehaltmaximums nördlich der Bretagne, zugleich die Zeit der stärksten horizontalen Gradienten nach Tab. 4 und damit die Zeit der stärksten zyklonalen Bewegung, die an die Küste der Bretagne drängt und das salzreiche Wasser vom Ozean heranzführt. Umgekehrt stößt im Zusammenhang mit der antizyklonalen Komponente im Winter das salzärmere Wasser aus der Bucht von St. Malo gegen Westen bis über Ouessant vor. J. R. Lumby schließt, wie bereits erwähnt, aus der Salzgehaltsverteilung ebenfalls auf eine Umkehr der Bewegungen im Laufe des Jahres nördlich der Bretagne und in der Bucht von St. Malo. Die Ursache dafür sieht er allein im jährlichen Gang des Windes. Das Diagramm der Windvektoren in Abb. 5 bestätigt, daß diese Erklärung zum Teil zutreffen mag. Die Winde haben im Frühjahr und Sommer eine südliche Komponente, die den Einstrom stärker gegen die Bretagne drängen müßte als im Herbst und Winter mit ihren vorwiegend gegen Osten gerichteten resultierenden Winden. Aber die Erklärung scheint nur zum Teil zu gelten; denn einmal sind die jährlichen Amplituden der Triftstromkomponente mit 0,5 cm/sec wesentlich geringer als die des Gradientenstromes mit etwa 3,0 cm/sec, und zweitens ist die Übereinstimmung der Phasen zwischen dem jährlichen Windgang und Salzgehaltsgang nahezu um eine Viertelperiode verschoben. Aus diesen Gründen kann im jährlichen Gang des Gradientenstromes und in den daraus resultierenden Sekundärbewegungen der wesentliche Beitrag zur Erklärung der eigenartigen Verteilung des jährlichen Ganges des Salzgehaltes im Kanal nicht nur nördlich der Bretagne, sondern auch in den übrigen Teilen erblickt werden.

Die bisherigen Betrachtungen über die Ursachen und Auswirkungen des anomalen  $W_A$  im Kanal beschränken sich hauptsächlich auf die inneren Vorgänge im Meere. Es bleibt zu prüfen, in welchem Umfange die anomalen thermischen Verhältnisse des Kanals aus der Atmosphäre zu erklären sind und wie weit sich umgekehrt Einflüsse auf die Atmosphäre feststellen lassen. Zunächst seien die thermischen Auswirkungen verfolgt, die geeignet sind, eine Grundlage für einen letzten Beitrag zur Erklärung des anomalen  $W_A$  zu liefern, nämlich aus dem Wärmeumsatz zwischen Atmosphäre und Hydrosphäre.

Der Einblick in die Wechselwirkungen mit der Atmosphäre führt über die Oberflächentemperaturen. Die Elemente ihres jährlichen Ganges sind in den Abb. 9–11 dargestellt. Zur Konstruktion der drei Karten sei ergänzend bemerkt, daß die Amplituden  $a_1$  und Phasen  $\alpha_1$  auf der harmonischen Analyse der Jahreswelle aus den 12 Monatsmittelwerten beruhen, wobei die Phase  $\alpha_1$  der Cosinusfunktion den Zeitraum vom 1. Januar bis zum Eintritt des Temperaturmaximums bezeichnet. Die langjährigen Monatsmittelwerte entstammen den anfangs erwähnten Bearbeitungen von J. R. Lumby<sup>6</sup>, J. Proudman<sup>7</sup>, J. W. Sandström<sup>8</sup> und H. N. Dickson<sup>9</sup>. Das Netz der Schwerpunkte für die Gebiete, in denen die Einzelbeobachtungen zu Mittelwerten von den genannten Bearbeitern zusammengefaßt wurden und das die Abb. 11 wiedergibt, ist besonders eng wie kaum in einem anderen Meeresgebiet, vor allem dank der Bearbeitungsmethode von J. R. Lumby. Unter diesen günstigen Voraussetzungen sind subjektiven Auslegungen beim Entwurf der drei Karten enge Grenzen gezogen. Alle drei Elemente des jährlichen Ganges, nämlich Jahresmittel, Amplituden und Phasen fügen sich zwanglos und erstaunlich gut in ein Bild, das besonders, was die Verteilung von Phasen und Amplituden anbelangt, interessante Zusammenhänge mit der Mischungszone aufweist. In dem Ozeanwasser, das mit östlicher Bewegungskomponente vordringt, setzt bereits westlich der Scilly-Inseln eine Abnahme der Jahresamplitude ein. Ihr Minimum erreichen die Amplituden mit  $< 2,75^\circ$  in der Hauptmischungszone, die von westlich der Bretagne auf Start Point verläuft (s. Abb. 2). Außerdem überquert ein Streifen mit geringen Amplituden den Kanalausgang und wird zwischen den Seillies und Cornwall durch die stärkeren Gezeitenströme (vergl. die Karte der maximalen Gezeitenstromgeschwindigkeit von W. Hansen) und die damit verbundene höhere Gezeitenstrommischung in diesem Gebiet verstärkt.

Die Zone der stärksten Phasenverzögerung deckt sich ebenfalls mit dem Hauptmischungs-

biet, in der die sommerliche Schichtung aufgelöst wird. Im ganzen verspätet sich die Eintrittszeit des Temperaturmaximums vom atlantischen Schelfrande der Biskaya bis in den ästlichen Kanal nördlich der Kanalinseln um etwa 25 Tage. Vom mittleren Kanal gegen die uestennahen Flachwassergebiete verfrüht sich die Eintrittszeit des Jahresmaximums wieder uesträchlich, und zwar um mehr als 15 Tage bis zur Insel Wight, den inneren Teilen der Bucht on St. Malo und der Seine-Bucht, wobei sich gleichzeitig die Amplituden wesentlich verstärken. In der Amplituden- und Phasenverteilung, wie sie die Abb. 10 und 11 zeigen, kommt zusammenfassend gesehen eine außergewöhnliche Dämpfung der Jahreswelle der Oberflächentemperatur im Englischen Kanal zum Ausdruck. Auf die Besonderheiten der Jahresmitteltemperatur in Abb. 9 wurde bereits hingewiesen, wobei die eigenartige und durch zahlreiche Beobachtungen belegte Erscheinung eines Temperaturanstieges im westlichen Kanal eine Erklärung fand.

Die ungewöhnlichen thermischen Verhältnisse im Kanal, besonders in seinem Westteil, die in allen drei Elementen des jährlichen Ganges der Oberflächentemperatur deutlich zum Ausdruck kommen, können nicht ohne Rückwirkungen auf die Atmosphäre bleiben. In

Tab. 5. Harmonische Konstanten für die Jahreswelle der Lufttemperatur längs der französischen Kanalküste

( $T = a_0 + a_1 \cdot \cos(\tau - \alpha_1)$ ,  $a_0$  bezogen auf Meeresniveau,  $\alpha_1$  auf den Jahresanfang)

Station $\varphi$ (N)	$\lambda$	$a_0$	$a_1$	$\alpha_1$	Quelle der Monatsmittel	
Er-Hastellec 47° 21'	3° 16' W	11,8	5,99	209,8°	M. Rouch <sup>32</sup>	1899–1908
St. Mathieu 48° 20'	4° 47' W	11,8	5,09	212,0°	E. Alt <sup>33</sup>	1851–1900
Roscoff 48° 44'	4° 0' W	11,4	4,87	212,6°	E. Alt <sup>33</sup>	1851–1900
Guernsey 49° 27'	2° 32' W	10,7	4,99	216,0°	E. Alt <sup>33</sup>	1851–1900
Cherbourg 49° 38'	1° 39' W	9,8	5,06	209,0°	F. Linke <sup>34</sup>	1901–1930
La Hève 49° 29'	0° 5' E	10,0	5,97	205,9°	F. Linke <sup>34</sup>	1901–1930
Fécamp 49° 46'	0° 22' E	10,0	6,36	205,9°	M. Rouch <sup>32</sup>	1899–1908

In Tab. 5 sind die abgeleiteten Elemente des jährlichen Ganges der Lufttemperatur im Meeresniveau zusammengefaßt, und zwar an Hand langjähriger Monatsmittel von einigen Stationen längs der französischen Küste vom Atlantischen Ozean bis in den östlichen Kanal. Er-Hastellec auf Belle Île, einer kleinen Insel, die der Westküste Frankreichs vorgelagert ist, zeigt verhältnismäßig rein den atlantischen Einfluß. Bereits an der Westspitze der Bretagne bei St. Mathieu ist die Jahresamplitude abgenommen, während die Extreme sich verspätet haben. Diese Tendenz setzt sich fort, je weiter man in den Kanal eindringt, bis bei Guernsey die größte Veräbterung der Extreme erreicht wird. Weiter nach Osten setzt Verfrüherung der Extreme und starke Zunahme der Amplituden ein, eine Erscheinung, die als typisch für die wachsenden kontinentalen Einflüsse zu gelten hat.

Wichtig erscheint es in diesem Zusammenhange, die Verhältnisse der Lufttemperatur auf diese zu prüfen. Hier konnten die Elemente des jährlichen Ganges auf die unveröffentlichten Ingradfeldmittel der Lufttemperatur für jeden Monat gestützt werden, die vornehmlich auf den Beobachtungen der deutschen Handelsschiffe 1908–1938 beruhen<sup>35</sup>. Eine Zusammen-

<sup>32</sup> M. Rouch, Notice météorologique sur les côtes de France et d'Algérie. Paris 1919.

<sup>33</sup> E. Alt, Klimakunde von Mittel- und Südeuropa. Handb. Klimatologie. Bd. III, Teil M. Berlin 1932.

<sup>34</sup> F. Linke, Meteorologisches Taschenbuch. 3. Ausg. Leipzig 1939.

<sup>35</sup> Das Meteorologische Amt für NW-Deutschland stellte die unveröffentlichten Monatsmittelwerte für Ingradfelder dankenswerterweise zur Verfügung.

fassung der Küsten- und Schiffsbeobachtungen erwies sich als nicht tragbar. Möglicherweise enthalten die Schiffsbeobachtungen systematische Beobachtungsfehler, die sich aus der Beobachtungstechnik an Bord ergeben. Aber unter sich kann das Schiffsmaterial als vergleichbar angesehen werden. Es zeigt relativ gesehen die gleichen Amplituden- und Phasenänderungen, wie sie für die Küstenstationen an Hand der Tab. 5 angedeutet wurden. Die Jahresmittelwerte sind in Abb. 12, die Phasen und Amplituden des Jahrganges der Lufttemperatur in Abb. 13 zusammengefaßt.

Die Mischungszone im Wasser des westlichen Kanals spiegelt sich auch in der Amplituden- und Phasenverteilung der Lufttemperatur. Die Beeinflussung durch die Oberflächentemperatur ist offensichtlich, indem besonders vor der Bretagne die Jahresamplitude auf einen Minimalwert von  $< 3,6^{\circ}$  absinkt. Die Verspätung der Jahreswelle erreicht rund 5 Tage zwischen den Gebieten vor dem Westausgang und den zentralen Teilen nördlich der Kanalinseln. Im ganzen gesehen sind tatsächlich unter dem Einfluß der Wechselwirkungen mit den thermischen Besonderheiten des Kanalwassers große Teile des westlichen Kanals ozeanischer als der benachbarte Ozean selbst, wenn man die Jahresamplitude als Maß für die Ozeanität heranzieht, wie es in der Klimatologie gebräuchlich ist.

Im einzelnen vermag sich die Lufttemperatur den Besonderheiten der Oberflächentemperatur nicht voll anzupassen; dafür ist das Gebiet der anomalen thermischen Verhältnisse im Wasser zu klein. Im Ozean in  $8^{\circ}$  W unterscheiden sich die Phasen von Wasser- und Lufttemperatur nach Abb. 11 und 13 um 7–9 $^{\circ}$ , d. h. anschaulich gesehen tritt im Mittel das Jahresmaximum der Oberflächentemperatur 7–9 Tage nach dem Maximum der Lufttemperatur ein. Dieser Unterschied erhöht sich nördlich der Kanalinseln auf 25 Tage. Entsprechend verhalten sich die Amplituden des Jahresganges der Lufttemperatur; in  $8^{\circ}$  W sind sie nach den Abb. 10 und 13 um etwa  $0,2^{\circ}$  höher als die der Wassertemperaturen; im Westausgang des Kanals steigern sich diese Unterschiede auf  $0,8^{\circ}$  C und bleiben in dieser Höhe angenähert im ganzen Kanal erhalten, abgesehen von den Flachwassergebieten. Diese Verlagerung der Jahreswellen der Wasser- und Lufttemperatur veranschaulicht die Tab. 6 an Hand von 2 Beispielen. Das eine bezieht sich auf den Temperaturunterschied bei den Scilly-Inseln 1887–1897 nach H. N. Dickson<sup>9</sup>, das andere auf den Temperaturunterschied innerhalb des Kanals nach den Oberflächentemperaturen von J. R. Lumby<sup>6</sup> 1903–1927 und den Lufttemperaturen nach den deutschen

Tab. 6. Mittlerer monatlicher Temperaturunterschied Wasser-Luft in  $^{\circ}$ C bei den Scilly-Inseln und im Kanal (Eingradfeld 49–50 $^{\circ}$ N, 3–4 $^{\circ}$ W)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	IX	XII
Scilly-Inseln	1,6	1,0	1,5	0,9	0,7	0,0	-0,6	-0,7	0,0	0,7	1,5	1,6
49–50 $^{\circ}$ N, 3–4 $^{\circ}$ W	1,5	0,9	0,7	-0,4	-0,9	-1,2	-1,2	-0,7	-0,1	0,8	2,1	1,5

Schiffsbeobachtungen 1908–1938<sup>35</sup>. Die bemerkenswerte Zunahme im Temperaturunterschied Wasser-Luft im Kanal, die sich aus der angedeuteten unterschiedlichen Dämpfung der jährlichen Gänge von Wasser- und Lufttemperatur ergibt und die in der Tab. 6 anschaulich zum Ausdruck kommt, muß naturgemäß in alle Vorgänge eingreifen, die wesentlich von diesem Temperaturunterschied gesteuert werden. Das sind vor allem die Nebelbildung und die Verdunstung.

Die Auswirkung der anomalen thermischen Verhältnisse auf die Nebelbildung im Kanal sei nur kurz gestreift. Bei den bekannten Mängeln der subjektiven Schätzungen des Nebels sind die Beobachtungsreihen nur mit großer Vorsicht vergleichbar. Trotz dieser unsicheren Grundlage lassen die Monatskarten der Nebelhäufigkeit von W. Köppen<sup>36</sup> deutlich als charakteristische Erscheinung erkennen, daß im Sommer, besonders im Juni/Juli der Kanal durch große Nebelhäufigkeit ausgezeichnet ist im Vergleich zu den benachbarten Seegebieten. Im Herbst ist das Bild gerade umgekehrt; der Kanal ist ausgesprochen nebelarm im Vergleich zu den benachbarten Seegebieten.

<sup>36</sup> Marineleitung, Handbuch des Kanals. II. Teil. Berlin 1933.

Es gibt kaum Stationen im Kanal, die den maritimen Charakter des jährlichen Ganges der Nebelhäufigkeit rein darstellen, da bei dem begrenzten Seegebiet festländische Einflüsse, die eine winterliches Maximum aufweisen, sich leicht überlagern. Die beiden Leuchttürme Les Hanois und Casquets, der erste westlich von Guernsey, der zweite westlich von Alderney, erscheinen durch ihre freie Lage im mittleren Teil des Kanals am besten geeignet, die besonderen Verhältnisse zu charakterisieren (Tab. 7). Die monatliche Anzahl der Stunden mit Nebel von

Tab. 7. Mittlere monatliche Anzahl der Stunden mit Nebel bei den Kanal-Inseln<sup>36</sup> (1887-1904) und bei dem Feuerschiff Seven-Stones<sup>37</sup> zwischen Scilly-Inseln und Cornwall

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Les Hanois 49° 26' N, 2° 42' W	44	98	130	81	169	206	225	69	30	23	5*	18
Casquets 49° 43' N, 2° 33' W	8	86	135	65	134	255	227	130	34	7	7	1*
Seven Stones 50° 04' N, 6° 05' W	100	74*	110	128	143	132	118	92	94	101	79	104

dem Feuerschiff Seven Stones bei den Scilly-Inseln wurde zum Vergleich der maritimen Verhältnisse im mittleren Kanal und vor dem Westausgang des Kanals in die Tabelle aufgenommen. Wie bei Les Hanois und Casquets handelt es sich bei den Werten von Seven Stones um langjährige Mittel. Die Gegenüberstellung veranschaulicht, wie außerordentlich extrem der jährliche Gang im Auftreten von Nebel innerhalb des Kanals ausgebildet ist. Die Monate November/Dezember sind fast völlig ohne Nebel, Juni/Juli sind dagegen ungewöhnlich nebelreich; es ist die Hauptzeit der von der Schifffahrt gefürchteten Kanalnebel. Das sekundäre Maximum im Februar/März bei beiden Leuchttürmen scheint eine Auswirkung des winterlichen Nebelmaximums auf dem Festlande zu sein. Die unterschiedliche Dämpfung des jährlichen Ganges von Wasser- und Lufttemperatur im Kanal führt also zu einem Effekt, der maßgebend in die maritime Klimagegestaltung des Kanals eingreift.

Zum Schluß sei versucht, die Rückwirkungen der besonderen thermischen Verhältnisse im Kanal auf den Wärmeumsatz  $W$  näher zu betrachten, da sie geeignet erscheinen, einen wesentlichen Beitrag zur Erklärung des anomalen  $W_A$  zu liefern. Einen Einblick können die Komponenten der Wärmehaushaltsgleichung vermitteln, vor allem wenn man sie mit den Werten bei den Scilly-Inseln in Tab. 3 nach F. Albrecht<sup>17</sup> vergleicht.

Die Beobachtungsgrundlagen von offener See im westlichen Kanal reichen nicht aus, eine vollständig unabhängige Berechnung der Komponenten von  $W$  vorzunehmen. Es wurden die

Tab. 8. Monatswerte der Komponenten des Wärmehaushalts  $W$  im westlichen Englischen Kanal auf 49<sup>1</sup>/<sub>2</sub>°N, 3<sup>1</sup>/<sub>2</sub>°W in 10<sup>5</sup>kcal/m<sup>2</sup> Monat

(Unter Verwendung der örtlichen Wasser- und Lufttemperaturen, aber der Bewölkung, Luftfeuchtigkeit und Windgeschwindigkeit bei den Scilly-Inseln)

Monate	$J + D$	$A$	$S = J + D - A$	$L$	$V$	$W = S - L - V$
I	0,125	0,315	-0,190	0,130	0,322	-0,642
II	0,248	0,307	-0,059	0,074	0,260	-0,393
III	0,503	0,336	0,167	0,053	0,224	-0,110
IV	0,829	0,315	0,514	-0,030	0,126	0,418
V	1,061	0,299	0,762	-0,062	0,118	0,706
VI	1,092	0,270	0,822	-0,088	0,115	0,795
VII	1,052	0,257	0,795	-0,086	0,113	0,768
VIII	0,908	0,286	0,622	-0,050	0,177	0,495
IX	0,636	0,303	0,333	-0,008	0,228	0,113
X	0,345	0,303	0,042	0,065	0,382	-0,405
XI	0,178	0,336	-0,158	0,182	0,473	-0,813
XII	0,105	0,299	-0,194	0,125	0,330	-0,649

<sup>37</sup> Reichsmarineamt, Nebel und Sturm in der Umgebung der Brit. Inseln. Berlin 1915.



Monatsmittel der Bewölkung, der relativen Luftfeuchtigkeit und Windgeschwindigkeit von den Scillies herangezogen, wie sie F. Albrecht auch benutzt hat, und nur die Luft- und Wassertemperaturen nach den vorliegenden Monatsmittelwerten aus dem westlichen Kanal verwendet, und zwar für die Lufttemperatur die Schiffsbeobachtungen 1908–1938 für das Eingradfeld 49–50° N und 3–4° W und die Wassertemperaturen 1903–1927 für den gleichen Raum nach J. R. Lumby. Die Temperaturdifferenzen Wasser–Luft entsprechen also den Werten in Tab. 6. Unter diesen einschränkenden Voraussetzungen, die zu beachten sind, enthält die Tab. 8 die mittleren monatlichen Komponenten der Wärmehaushaltsgleichung. Die Sonnen- und Himmelstrahlung  $J + D$  ist die gleiche wie für die Scillies. Gegenüber den Werten in Tab. 3 weisen die effektive Ausstrahlung  $A$  kleine und die direkte Wärmeübertragung  $L$  mäßige Verschiebungen auf, während die Verdunstungswärme  $V$  ergebige Veränderungen zeigt, die sich entscheidend auf den Wärmeumsatz  $W$  auswirken. Für die Zeit der Wärmezufuhr April–September ergab sich für die Scilly-Inseln nach F. Albrecht für  $W = S - L - V = (3,721 - 0,026 - 1,562) \cdot 10^5 \text{ kcal/m}^2 = 2,133 \cdot 10^5 \text{ kcal/m}^2$ . Im vorliegenden Fall des mittleren westlichen Kanals ist:

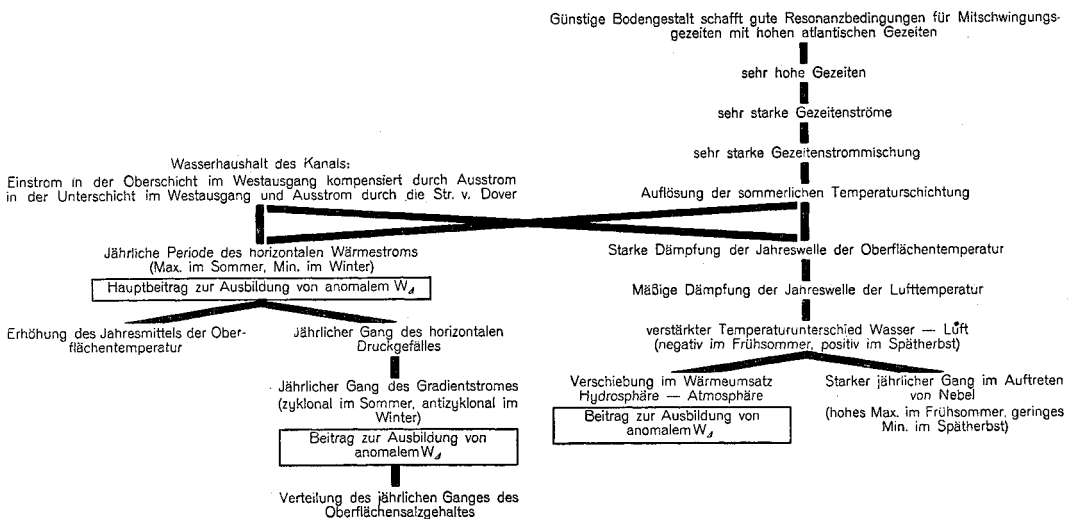
$$W = (3,848 + 0,324 - 0,877) \cdot 10^5 \text{ kcal/m}^2 = 3,295 \cdot 10^5 \text{ kcal/m}^2.$$

Dieser Überschuß von  $1,162 \cdot 10^5 \text{ kcal/m}^2$  im westlichen Kanal gegenüber der Wärmezufuhr vor dem Westausgang des Kanals, der allein 54% der Wärmezufuhr bei den Scillies ausmacht, stellt einen weiteren wesentlichen Beitrag zur Erklärung des anomalen  $W_{\Delta}$  dar.

Im einzelnen mögen diesen Werten Unsicherheiten anhaften, die sich vor allem aus der unzulänglichen Beobachtungsgrundlage ergeben; das Wesentliche wird davon wenig betroffen, nämlich, daß die erwiesene ungleiche Dämpfung des jährlichen Ganges der Wasser- und Lufttemperatur die sommerliche Verdunstung stark herabsetzt und damit zu einer erheblichen Einsparung an Verdunstungswärme beiträgt, die der Steigerung des sommerlichen Wärmeinhalts des Meeres zugute kommt. Zur vollständigen Erklärung des anomalen  $W_{\Delta}$  reicht dieser Beitrag aus dem vertikalen Wärmeumsatz selbst unter günstigsten Annahmen nicht aus. Der entscheidende Anteil scheint neben den angeführten sekundären Vorgängen dem advektiven Wärmestrome mit jährlicher Periode zuzukommen, der auf das Zusammenwirken von Wasserhaushalt und Gezeitenstrommischung zurückgeführt wurde.

### Übersicht über die Zusammenhänge,

die zu den anomalen ozeanographischen und klimatischen Verhältnissen im Englischen Kanal beitragen.



Es gibt selten Gelegenheiten, an einem so vielseitigen und umfangreichen Beobachtungsmaterial die enge kausale Verknüpfung hydrosphärischer und atmosphärischer Erscheinungen nachzuweisen wie im Englischen Kanal. Wenn man sich abschließend die Kette der kausalen

Zusammenhänge, die hier angedeutet wurde, in einem Schema vergegenwärtigt, so stehen im Anfang zwei Grunderscheinungen: die Auflösung jeder Schichtung durch starke Gezeitenstrommischung und der Wasserhaushalt. Die erste läßt sich letzten Endes auf die Begünstigung sehr hoher Gezeiten im Kanal durch die verhältnismäßig hohen atlantischen Gezeiten und durch die Bodengestalt des Kanals zurückführen. Aus dem Zusammenwirken von Wasserhaushalt und Gezeitenstrommischung resultieren Auswirkungen auf verschiedenartige Erscheinungen. Da die Gezeitenstrommischung im Kanal als ungewöhnlich wirksam angesehen werden muß infolge der hohen Stromgeschwindigkeiten und des ausgedehnten Seegebietes, das von diesen starken Wasserbewegungen erfaßt wird, ergeben sich auch ungewöhnliche Beeinflussungen auf diese Erscheinungen. Mehrere davon, die entsprechend ihren ursächlichen Zusammenhängen in dem Schema angeführt sind, wirken auf die Erhöhung der Jahresschwankung des Wärmehalts  $W_{\Delta}$ ; sie tragen dazu bei, daß  $W_{\Delta}$  im Kanal sich zum Teil als wesentlich höher erweist als der Wärmeumsatz an der Oberfläche unter günstigsten Voraussetzungen zu werden vermag, und daß  $W_{\Delta}$  daher als anomal angesprochen werden kann.

## Die Bodenbedeckung des Englischen Kanals und die maximalen Gezeitenstromgeschwindigkeiten

Von Otto Pratje

(Hierzu Tafel 14)

**Zusammenfassung.** Es wurde eine Bodenkarte des Englischen Kanals neu zusammengestellt und darin vier Bodenarten unterschieden: Schlick, Sand, Kies und grober Sand sowie Fels. Ihre Verbreitung wurde mit der Verbreitung der Geschwindigkeitsstufen der maximalen Gezeitenströme dadurch verglichen, daß die entsprechenden Areale ausgemessen wurden. Es ergaben sich sowohl zahlenmäßig für das Gesamtgebiet wie auch für zahlreiche Einzelfälle enge Beziehungen zwischen den maximalen Gezeitenströmen an der Oberfläche des Englischen Kanals und den Korngrößen der Bodenablagerungen.

**The covering of the bottom of the English Channel and the maximum velocities of the tidal currents (Summary).** A new bottom chart of the English Channel has been designed in which four kinds of bottom covering are distinguished: Mud, sand, shingle and gravel, and rocks. Close correlations were found between the maximum tidal currents at the surface and the grain sizes of the sediments of the English Channel, both numerically for the whole area and for numerous particular cases.

Die Berechnung der maximalen Geschwindigkeiten der Gezeiten im englischen Kanal durch Hansen<sup>1</sup> und die umfassende Untersuchung des Wärmehaushaltes im gleichen Meeresraum durch Dietrich<sup>1</sup> waren für mich die Veranlassung, zu untersuchen, wie weit die hydrographischen Verhältnisse mit der Bodenbedeckung in Zusammenhang stehen.

Es wurde auf Grund der Seekarten deutschen und englischen Ursprungs und unter Benutzung des Atlas der Bodenbeschaffenheit des Meeres eine Karte der Bodenbedeckung gezeichnet (s. Tafel 14), in der vier Gruppen von Bodenarten unterschieden wurden:

1. Schlamm- und Schlickböden,
2. Sandböden,
3. Böden mit grobem Sand und Kies,
4. Felsböden.

Dabei sind sicherlich die Flächen mit der Felssignatur zu groß ausgefallen, weil die Felsangaben in den Seekarten sich oft nur auf einzelne Durchragungen der kiesigen und sandigen Decke beziehen und nicht auf große zusammenhängende, freiliegende Felsflächen, während sie in der Karte jedoch zu geschlossenen Felsgebieten zusammengefaßt worden sind. Das war nötig, weil man in den meisten Fällen nicht feststellen konnte, ob Einzelfelsen oder Felsflächen

<sup>1</sup> Im gleichen Heft dieser Zeitschrift, S. 169 und 184.