

Beiträge zur Hydrographie und Wärmebilanz der Nordsee*

Gerd Axel Becker

UDC 551.465.43:551.465.52:551.465.73; North Sea

Inhaltsverzeichnis

- 1 Einleitung
- 2 Allgemeine Hydrographie der Nordsee
 - 2.1 Morphologische Gliederung der Nordsee
 - 2.2 Hydrographische Gliederung der Nordsee
 - 2.3 Bewegungsvorgänge in der Nordsee
 - 2.3.1 Gezeiten
 - 2.3.2 Winderzeugte Strömung
 - 2.3.3 Einfluß der großräumigen atlantischen Zirkulation auf das Strömungssystem der Nordsee
 - 2.4 Schichtung
- 3 Spektrum der Schwankungen hydrographischer Größen in der Nordsee
 - 3.1 Temperaturschwankungen
 - 3.1.1 Datenquellen
 - 3.1.2 Analysen der Jahreswelle
 - 3.1.3 Klimatologische Schwankungen der Temperatur
 - 4 Wärmestrom an der Grenzfläche Wasser – Luft
 - 4.1 Klimatologische Daten hydrometeorologischer Größen für die Nordsee
 - 4.2 Direkte und diffuse Solarstrahlung an der Meeresoberfläche
 - 4.3 Langwellige Rückstrahlung
 - 4.4 Ströme fühlbarer und latenter Wärme
 - 4.5 Jahresgang der Wärmestrombilanz
 - 5 Wärmehaushalt der Nordsee
 - 5.1 Bestimmung der Tiefe der Sprungschicht
 - 5.2 Analytischer Ausdruck für die Tiefe der Sprungschicht
 - 5.3 Anwendung des analytischen Ausdrucks auf die Nordsee
 - 5.4 Jahresgang des Wärmeinhalts der Nordsee
 - 5.5 Einfluß des advektiven Wärmestroms auf die Wärmebilanz
 - 6 Schlußbemerkungen
 - 7 Dank

Literatur

* Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades der Naturwissenschaften im Fachbereich Geowissenschaften der Universität Hamburg.

Zusammenfassung

Die Jahresschwankung der Wassertemperatur ist das herausragende periodische Signal bei der Untersuchung langer Reihen aus der Nordsee. Anhand der harmonischen Analyse der bekannten 50jährigen monatlichen Mittelwerte für verschiedene Tiefenhorizonte und der Analyse 10jähriger wöchentlicher SST-Karten der Nordsee werden die Unterschiede der Jahresschwankung zwischen der Deck- und der Bodenschicht diskutiert. Es wird gezeigt, daß die Erklärung für die ungewöhnliche Amplitudenverteilung nicht in dem häufig verwendeten, ungenauen Begriff „zunehmender Kontinentalität“ gefunden werden kann. Dazu werden die unter Anwendung einfacher Bulkformeln ermittelten turbulenten Wärmestromkomponenten sowie die mit einem Strahlungsmodell bestimmte lang- und kurzwellige Strahlungsbilanz herangezogen.

Als ein bedeutsames Ergebnis für die Massen- und Salzbilanz der Nordsee ergeben sich erste Abschätzungen des atmosphärischen Wasserumsatzes mit der Aussage, daß im Winterhalbjahr der Wasserumsatz in der westlichen Nordsee negativ ist. Daraus folgt eine Salzgehaltszunahme an der Oberfläche, die zu einer Verstärkung der winterlichen Konvektion führt. Die Salzgehaltszunahme täuscht zudem eine stärkere Advektion atlantischen Wassers in die Nordsee vor. Die positive Bilanz des Wasserumsatzes in den Sommermonaten unterstützt und stabilisiert vertikale Dichtegradienten und hemmt den turbulenten Vertikalaustausch.

Mit der Hilfe eines einfachen, lokalen Sprungschichtmodells wird gezeigt, daß in überwiegenden Teilen der Nordsee die lokale Netto-Wärmestromdichte den Jahresgang der Temperatur der Wassersäule und deren Schichtung bilanziert. Ausgenommen davon sind die Gebiete mit advektivem Wärmestrom.

Aus der Abschätzung des Jahresganges des Wärmeinhalts der Nordsee und der Bilanz des Netto-Wärmestroms an der Grenzfläche Wasser – Luft ergibt sich die qualitative Aussage, daß die Nordsee im Jahresmittel Energie an die Atmosphäre abgibt. Mit neueren Zahlen für die Advektion der Nordsee wird nachgewiesen, daß advektive Wärmeströme im tiefen Wasser der Norwegischen Rinne, aus dem Englischen Kanal und aus dem Nordatlantik das Wärmedefizit der Nordsee ersetzen.

Contributions to the hydrography and heat budget of the North Sea (Summary)

The annual fluctuation of the water temperature is the predominant periodic signal in long observation series from the North Sea. On the basis of harmonic analysis of the familiar 50-year monthly mean values for various depth horizons and of 10-year weekly SST charts of the North Sea the differences in the annual fluctuation between the surface layer and the bottom layer are discussed. It is shown that an explanation for the noticeable amplitude distribution cannot be found in the frequently used, inexact expression "increasing continentality". For this purpose, the turbulent heat flux components determined by applying bulk formulae are used, as well as the long-wave and short-wave radiation budget determined with the help of a radiation model.

As a significant result for the mass and salinity balance of the North Sea, a first estimate of the atmospheric water exchange leads to the statement that in the winter period the water exchange in the western North Sea is negative. From this results an increase in surface salinity, which leads to an increase in convection at this time of the year. Moreover, the increase in salinity gives the impression of a more intensive advection of Atlantic water into the North Sea. The positive balance of the water exchange in the summer months supports the development of vertical density gradients and stabilizes these gradients, as well as inhibiting the turbulent vertical exchange.

With the help of a simple local thermocline model it is shown that the local net heat exchange balances the annual fluctuation of the temperature of the water column and its stratification in the greater part of the North Sea. Exceptions are the areas with advective heat transport.

From the estimate of the annual fluctuation of the heat content of the North Sea and the balance of the net heat flux at the air – sea interface results the qualitative statement that the North Sea releases energy into the atmosphere on an annual average. It is shown by means of new figures for the advection of the North Sea that advective heat transports in the deep waters of the Norwegian Deep, from the English Channel and from the North Atlantic compensate for the heat deficit of the North Sea.

Contributions à l'hydrographie et au bilan thermique de la Mer du Nord (Résumé)

La variation annuelle de la température de l'eau est le signal périodique prédominant de longues séries d'observations en Mer du Nord. L'auteur analyse les différences que présentent les variations annuelles entre la couche de surface et la couche de fond en partant de l'analyse harmonique des moyennes mensuelles de la température à diverses profondeurs pendant 50 ans et des cartes hebdomadaires de température de surface en Mer du Nord pour une période de dix ans. On montre que la répartition remarquable des amplitudes ne peut être expliquée par la notion fréquemment utilisée et inexacte de «Continentalité croissante». Pour cela, on se sert des composants turbulents du flux de chaleur déterminés en appliquant des formules «bulk» simples ainsi que du bilan de rayonnement à longues et courtes longueurs d'ondes défini à l'aide d'un modèle de rayonnement.

Une première estimation des échanges d'eau de l'atmosphère, qui se présente comme un résultat significatif du bilan de salinité et des masses, conduit à affirmer que l'échange d'eau en Mer du Nord occidentale est négatif en période hivernale. Il s'ensuit une augmentation de la salinité en surface, laquelle entraîne une hausse de la convection à cette époque de l'année. De plus, l'augmentation de la salinité donne l'impression d'une advection plus intensive de l'eau de l'Atlantique en Mer du Nord. Le bilan positif des échanges d'eau durant les mois d'été entretient le développement de gradients de densité verticaux et stabilise ces gradients, tout en empêchant l'échange turbulent vertical.

On montre à l'aide d'un modèle simple de thermocline locale que l'échange local net de chaleur équilibre les variations annuelles de température de la colonne d'eau et de sa stratification dans la plus grande partie de la Mer du Nord. Font exception les domaines de transport advectif de chaleur.

De l'estimation des variations annuelles de chaleur de la Mer du Nord et du bilan du flux net de chaleur à l'interface air-mer, résulte l'affirmation qualitative que, en moyenne annuelle, la Mer du Nord cède de l'énergie à l'atmosphère. De nouveaux chiffres pour l'advection en Mer du Nord montrent que les transports advectifs de chaleur dans les eaux profondes de la fosse norvégienne, de la Manche et de l'Atlantique Nord compensent le déficit thermique de la Mer du Nord.

I Einleitung

Die Nordsee ist – trotz ihrer relativ geringen räumlichen Ausdehnung – ein überaus bedeutsames Meeresgebiet. Die Bedeutung liegt nicht allein auf dem ökonomischen Sektor, sondern vor allem auch im politischen Bereich. Die Nordsee ist ein Kernstück des EG-Meeres, das im Zeichen der internationalen Tendenzen zu einer Nationalisierung der Ozeane und Meere eine neue Qualität der regionalen politischen Interessenteilung aufweist. Sowohl die Europäische Gemeinschaft als auch die Bundesrepublik Deutschland haben daher erkannt,

daß es notwendig ist, sich politisch mit dem Problem „Nordsee“ auseinanderzusetzen. Um die notwendigen Voraussetzungen für den langen politischen Entscheidungsprozeß zu schaffen, sind von der EG und auch von der Bundesrepublik Deutschland Gutachten über das Gesamtsystem Nordsee angefordert worden. Der Rat der Sachverständigen für Umweltfragen hat in einem Gutachten für die Bundesregierung umfangreiches Material gesammelt, zusammengefaßt und kommentiert (Rat der Sachverständigen für Umweltfragen [1980]).

Die wirtschaftliche Bedeutung der Nordsee ist vielfältig. Sie reicht von der traditionellen Fischerei und dem Seetransport bis zu den immer wichtiger werdenden Öl- und Gaslagerstätten. Darüber hinaus muß die Nordsee als billiges Abfallbecken und Deponie für große Mengen von Schmutz- und Schadstoffen herhalten.

Es wird immer deutlicher, daß die verschiedenen Wirtschaftszweige dabei in der Ausnutzung dieses kleinen, begrenzten Meeres in Konkurrenz treten. Noch sind keine entscheidenden gegenseitigen Beeinflussungen oder Nachteile bekannt geworden. Im Gegenteil! Mit Ausnahme der Fischereierträge, die seit der Mitte der siebziger Jahre stagnieren oder zurückgehen – hervorgerufen auch durch eine Überfischung –, nimmt die Exploitation der Erdöl- und Erdgaslager ständig zu. Der Seeverkehr zeigt zwar konjunkturelle Schwankungen, steigt im Mittel aber ebenfalls an. Zunehmend ist auch die Tendenz zur weiteren Belastung der Nordsee mit Schmutz- und Schadstoffen (Sibthorp [1975]).

Alle diese Aktivitäten greifen in das Gesamtsystem Nordsee ein und rufen möglicherweise irreversible Veränderungen hervor.

Wenn die Nordsee auch zu den Meeresgebieten gehört, aus denen überaus zahlreiche wissenschaftliche Untersuchungen und Publikationen vorliegen (Model [1966]), so muß doch konstatiert werden, daß wir weit davon entfernt sind, das Gesamtsystem mit dem Zusammenwirken aller physikalischen, chemischen und biologischen Komponenten zu verstehen. Nicht einmal die Hydrographie der Nordsee ist ausreichend gut bekannt.

Bei den Arbeiten zu einer vom ICES* durch eine internationale Expertengruppe** angelegten Untersuchung über die Erneuerung und den Austausch von Wassermassen der Nordsee stellte sich heraus, daß auch die Kenntnisse über das Schichtungs- und Strömungssystem der Nordsee, über die Advektion und den Wasserumsatz noch lückenhaft sind.

Mit dem zunehmenden Interesse an ökologischen Fragestellungen und der fortschreitenden Entwicklung hydrodynamisch-numerischer Modelle sind Konzeptionen entwickelt worden, insbesondere im Sonderforschungsbereich 94 an der Universität Hamburg (Sonderforschungsbereich Meeresforschung [1979]), in den nächsten Jahren den Wärme- und Stoffhaushalt der Nordsee numerisch zu simulieren.

Als Assistent der Deutschen Wissenschaftlichen Kommission für Meeresforschung habe ich von 1969 bis 1975 wöchentliche Karten der Temperatur des Oberflächenwassers der Nordsee herausgegeben. Schon 1969 wurde begonnen, jährliche Prognosen für die sommerliche Bodenwassertemperatur für die Fischerei zu geben (Becker [1969, 1970a, 1972d, 1973b, 1974a]). Zahlreiche fischereibiologische Untersuchungen des Fischbestandes der Nordsee sind in diesen Jahren mit hydrographischem Beobachtungsmaterial und Auswertungen unterstützt worden (Becker [1970b, 1970c, 1972a, 1972b, 1972c, 1973a, 1973c, 1973d, 1973e]; Becker und Huber [1973]; Becker [1974b]; Dornheim und Becker [1975]).

Aus der intensiven Beschäftigung mit der Hydrographie der Nordsee sind in den letzten Jahren einige Beiträge zu den Jahrestagungen und Symposien des ICES geliefert worden. Neben Fragen der zeitlichen Variabilität der hydrographischen Schichtung (Becker [1973c]) wurden insbesondere Probleme der maritimen Klimatologie des Europäischen Schelfmeeres (Becker und Kohnke [1975, 1977]) behandelt. Statistische Untersuchungen über das Verhalten der Oberflächentemperatur der Nordsee führten zu zwei Beiträgen über die jährliche Welle der Oberflächentemperatur (Becker [1978]) und über die Wärmestrombilanz an

* ICES International Council for the Exploration of the Sea, Kopenhagen

** Study Group on Flushing Times of the North Sea

der Grenzfläche Luft – Wasser (Becker [1979]). Auf der Basis dieser Untersuchungen soll im folgenden versucht werden, die thermischen Verhältnisse der Nordsee zu beschreiben, Energiebilanzen aufzustellen und den Jahresgang der saisonalen Schichtung mit Hilfe eines einfachen Modells zu beschreiben.

Es war nicht zu vermeiden, die umfangreichen Daten und die daraus gewonnenen Ergebnisse zum Teil in zahlreichen Abbildungen darzustellen. Die vorliegende Arbeit hat daher in einigen Teilen die Form eines klimatologischen Atlases.

2 Allgemeine Hydrographie der Nordsee

Die ältesten, bekannten wissenschaftlichen Beschreibungen und Untersuchungen über die Nordsee liegen mehr als 150 Jahre zurück (Arends [1826]). Diese und weitere Arbeiten beschäftigen sich verständlicherweise mit den physikalischen Problemen, die den Menschen an der Küste und auf See täglich im Kampf gegen die Naturgewalten begegnen, den Gezeiten und den Sturmfluten.

Das wachsende Interesse an der Kenntnis der regionalen und zeitlichen Änderung von Temperatur, Salzgehalt und Dichte führte etwa in den siebziger Jahren des 19. Jahrhunderts auch zum Beginn von regelmäßigen Beobachtungen dieser physikalischen Größen. Auf Helgoland und auf dem holländischen Feuerschiff „Noordhinder“ beginnen die „langen Reihen“, die heute ein unersetzliches, wissenschaftliches Material stellen. Denjenigen, die diese Reihen begonnen haben und die die Fortsetzung der Beobachtungen gegen alle kurzfristigen Schwierigkeiten jeder Art aufrechterhalten haben, kann heute nicht genug gedankt werden.

In dieser Zeit beginnen auch die ersten großräumigen hydrographischen Aufnahmen der Nordsee (Meyer [1872]). Es folgen Jahre, in denen viele Einzelaspekte und wissenschaftliche Beobachtungen gesammelt und veröffentlicht werden. Böhnecke veröffentlicht im Jahre 1922 eine grundlegende Arbeit über den Salzgehalt und die daraus abgeleiteten Strömungen der Nordsee (Böhnecke [1922]). Die Strömungskarten werden noch heute, obwohl nur qualitative Angaben enthaltend, viel benutzt. Der nächste bedeutende Abschnitt der wissenschaftlichen Untersuchung der Nordsee beginnt in den fünfziger Jahren mit Arbeiten von Dietrich (Dietrich [1950]), der den jährlichen Gang der Temperatur und des Salzgehaltes in der Nordsee beschreibt, sowie mit klimatologischen Arbeiten, die von Böhnecke und Dietrich publiziert werden (Böhnecke und Dietrich [1951]). Aus diesen Daten entstehen dann Analysen der Jahreswelle der Temperatur (Dietrich [1953]). Etwa zur gleichen Zeit werden von Hansen (Hansen [1952, 1954]) hydrodynamisch-numerische Methoden zur Ermittlung der Gezeiten eingeführt und von Dietrich (Dietrich [1954]) der Einfluß der Gezeitenstromturbulenz auf die hydrographische Schichtung untersucht. Abgeschlossen wird dieser fruchtbare Abschnitt durch eine Reihe von Atlanten und Übersichtsarbeiten (Tomczak und Goedecke [1962, 1964]; Goedecke, Smed und Tomczak [1967]; Lee und Ramster [1968]) in den sechziger Jahren. Gleichzeitig entstehen Arbeiten über Anwendungen von hydrodynamisch-numerischen Verfahren auf die Nordsee (Sündermann [1966]; Brett-schneider [1967]).

Mit der Veröffentlichung von Symposiumsbeiträgen über die Nordsee werden in den siebziger Jahren sowohl die Ergebnisse von Bearbeitungen hydrographisch-chemisch-biologischer Daten (Goldberg [1973]; Hempel [1978]) als auch die Ergebnisse der verschiedenen Modelluntersuchungen veröffentlicht (Backhaus [1979]).

Ein großes internationales Forschungsprogramm in der Nordsee – JONSDAP* '76 – mit den Unterprogrammen FLEX und IN-OUT hatte zum Ziel, Transportbilanzen für die Nordsee aufzustellen und die Wechselwirkung zwischen hydrographischen, chemischen und biologischen Größen zu studieren. Bisher sind zahlreiche Teilaspekte publiziert worden (Pichot [1980]); eine Zusammenfassung der Ergebnisse steht aber noch aus.

* JONSDAP Joint North Sea Data Acquisition Programme

Im Zusammenhang mit den Arbeiten zur Frage der Wassererneuerung der Nordsee ist dem ICES ein erster, vorläufiger Bericht vorgelegt worden (Otto [unveröff.]), der umfassend die Hydrographie der Nordsee darstellt.

Im folgenden soll ein Überblick über den derzeitigen Stand der Kenntnisse der allgemeinen Hydrographie der Nordsee gegeben werden.

2.1 Morphologische Gliederung der Nordsee

Die Ansichten über die geographische Ausdehnung des Gebietes „Nordsee“ gehen relativ weit auseinander. Insbesondere die nördliche Begrenzung und die Einbeziehung oder der Ausschluß des Skagerraks sind Punkte anhaltender Diskussion. Als allgemein anerkannte Grenze für die Ausdehnung der Nordsee setzten sich immer mehr die vom Internationalen Hydrographischen Büro (IHB), Monaco, festgesetzten Grenzen durch.

Danach gelten folgende Grenzlinien:

- zum Europäischen Nordmeer:
die Linie von der Nordspitze der Shetland Inseln ($60^{\circ} 51' N$, $0^{\circ} 53' W$) entlang dem Meridian $0^{\circ} 53' W$ nach dem $61^{\circ} N$ Breitenparallel und von dort ostwärts nach Norwegen;
- zum Skagerrak:
die Linie von Hanstholm (Dänemark) nach Lindesnes (Norwegen);
- zum Englischen Kanal:
die Linie vom South Foreland (England) zum Cap Griz Nez (Frankreich);
- zum Atlantischen Ozean:
die Verbindung von Schottland über die Orkney Inseln zu den Shetland Inseln.

Die Abb. 1 zeigt eine vereinfachte Tiefenkarte der Nordsee mit den IHB-Grenzen. Das Skagerrak wird nach der Definition des IHB als selbständiges Meeresgebiet geführt.

Die Fläche der Nordsee beträgt etwa $525\,000\text{ km}^2$ und das Volumen $42\,300\text{ km}^3$. Die Volumenänderung des Nordseewassers verursacht durch meteorologisch bedingte Wasserstandsänderungen (Wyrski [1952]) ist klein ($< 0,5\%$) verglichen mit dem Gesamtvolumen. Noch eine Größenordnung kleiner ist die durch Dichteeffekte verursachte Volumenänderung.

In der jetzigen Form ist die Nordsee erst nach der letzten Eiszeit (vor etwa 7000 Jahren) entstanden (Pratje [1937]). Noch jünger ist die Dover-Straße, die vor nur wenigen tausend Jahren durchgebrochen ist. Die Fauna der Nordsee ist so überwiegend noch nördlich geprägt, es werden nur wenig subtropische oder atlantische Arten in der südlichen Nordsee beobachtet.

Vom Typ her ist die Nordsee ein Rand- oder Schelfmeer. Als Extrem kann die Nordsee auch als ein Ästuar angesehen werden, wenn die Definition von Cameron und Pritchard [1963] benutzt wird. Die Nordsee ist – idealisiert – ein nach Nordwesten offenes Viereck, das freie Verbindung mit dem Atlantischen Ozean bzw. dem Europäischen Nordmeer aufweist. In der Nordsee mischen sich Wassermassen ozeanischen Ursprungs mit den Süßwasserzuflüssen ($\approx 300\text{ km}^3/\text{a}$) und dem Ostseeausstrom ($\approx 500\text{ km}^3/\text{a}$).

Die Küste der Nordsee ist sehr stark gegliedert. Es treten sehr unterschiedliche Küstenformen auf. So werden Watt- und Dünenküsten überwiegend im kontinentalen Küstenbereich, felsige Steil- oder Gebirgsküsten an der schottischen und norwegischen Küste angetroffen. Die Topographie der Nordsee ist insgesamt relativ ruhig. Das kommt auch zum Ausdruck in den von Fischern geprägten Namen „Long Forties“, „Breite Vierzehn“ oder „Helgoländer Allee“ (Dietrich und Ulrich [1968]). Der relativ gleichmäßige Abfall des Norddeutschen Flachlandes setzt sich in der Nordsee in nordwestlicher Richtung fort. Als Störungen der Topographie sind im wesentlichen die Doggerbank und die Norwegische Rinne anzusehen. Die „Teufelslöcher“ beeinflussen wegen ihrer geringen Ausdehnung die Hydrographie der Nordsee nicht oder nur in geringem Umfang. Die sehr flache Doggerbank beeinflusst die Zirkulation der Nordsee in besonderem Maße.

Die Norwegische Rinne, die sich vom Europäischen Nordmeer – mit einer Schwellentiefe von nur 273 m vor Utsira – über 900 km bis zum Oslofjord erstreckt und die eine Tiefe bis zu

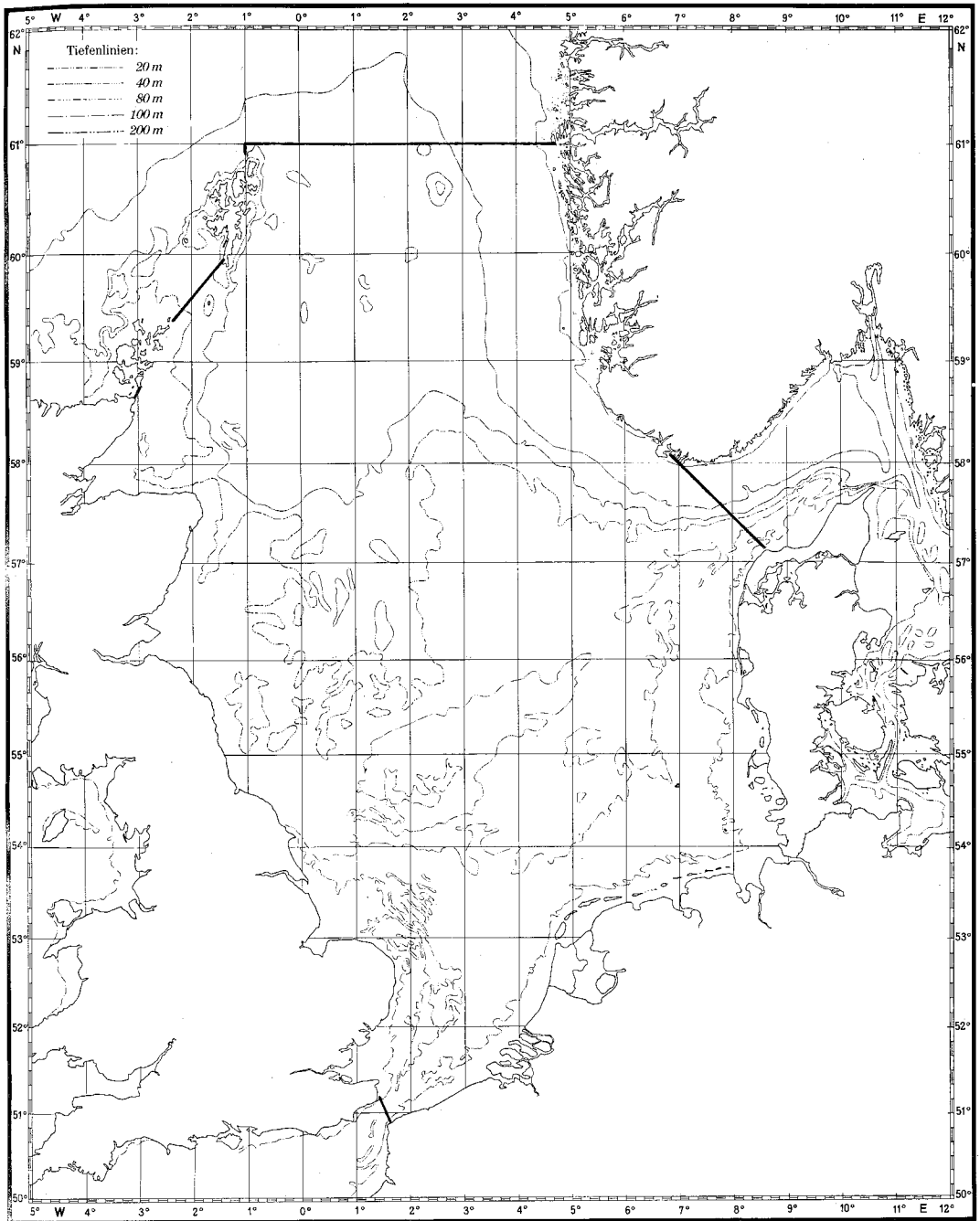


Abb. 1. Grenzen der Nordsee nach IHB, Monaco
 Fig. 1. North Sea boundaries in accordance with IHB, Monaco

710 m aufweist, hat einen erheblichen Einfluß auf die Wassererneuerung der Nordsee und der Ostsee. Sowohl bei Feldarbeiten als auch bei numerischer Simulation erweist sich die Norwegische Rinne als eine der Hauptschwierigkeiten bei der Beschreibung der physikalischen

Vorgänge. Verschiedene nationale und internationale Programme zur Untersuchung der komplizierten hydrographischen Struktur dieses Gebietes (Skagerrak Expedition des ICES 1966, Norwegian Coastal Current Project) haben noch keinen endgültigen Aufschluß über Ein- und Ausstromverhältnisse in diesem Bereich gebracht.

2.2 Hydrographische Gliederung der Nordsee

Eine regionale Klassifikation eines Ozeans oder Schelfmeeres kann nach sehr unterschiedlichen Kriterien vorgenommen werden. In ozeanischen Bereichen werden vor allem T-S-Verhältnisse zur Charakterisierung regionaler Unterschiede benutzt. In einem Schelfmeer – wie der Nordsee – müssen wegen der starken zeitlichen Änderung der hydrographischen Parameter weitere und/oder andere Kriterien herangezogen werden.

Für die Nordsee hat Dietrich (Dietrich [1950]) die Einteilung in hydrographische Regionen aufgrund des Jahresganges der thermohalinen Schichtung vorgenommen.

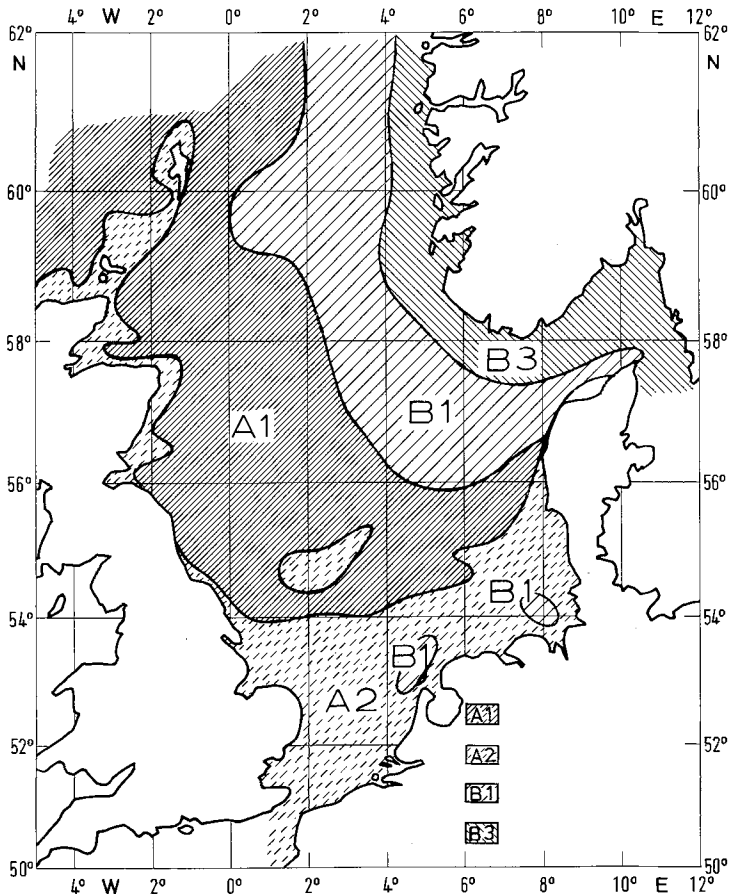


Abb. 2. Hydrographische Regionen der Nordsee nach Dietrich [1950]
 Fig. 2. Hydrographic regions of the North Sea in accordance with Dietrich [1950]

Dietrich benutzte fünf formale Kriterien:

- ganzes Jahr homohalin A₁ zeitweise oder ganzes Jahr thermisch geschichtet
- ganzes Jahr homohalin A₂ ganzes Jahr homotherm
- zeitweise oder ganzes Jahr halin geschichtet B₁ Deckschicht mit geringem, Bodenschicht mit regelmäßigem jährlichen Gang des Salzgehalts
- zeitweise oder ganzes Jahr halin geschichtet B₂ Deckschicht mit geringem, Bodenschicht ohne regelmäßigem jährlichen Gang des Salzgehalts
- zeitweise oder ganzes Jahr halin geschichtet B₃ Deckschicht mit starkem, Bodenschicht mit regelmäßigem jährlichen Gang des Salzgehalts

Mit dieser Bewertung kommt Dietrich zu hydrographischen Regionen, die über die Stabilität der Schichtung und ihren Jahresgang hinaus auch Aussagen über die Dominanz konvektiver oder advektiver Prozesse erlauben.

Eine andere Einteilung – im wesentlichen für fischereibiologische Zwecke – hat Laevastu (Laevastu [1963]) in einem Atlas publiziert. Er unterscheidet drei Originalwassermassen und fünf Mischwassertypen, für die die regionale Verteilung für den Sommer und den Winter angegeben werden. Gleichzeitig enthält dieser Atlas Abschätzungen über die Advektion von atlantischem Wasser, von Kanalwasser sowie Wasser des Baltischen Ausstroms.

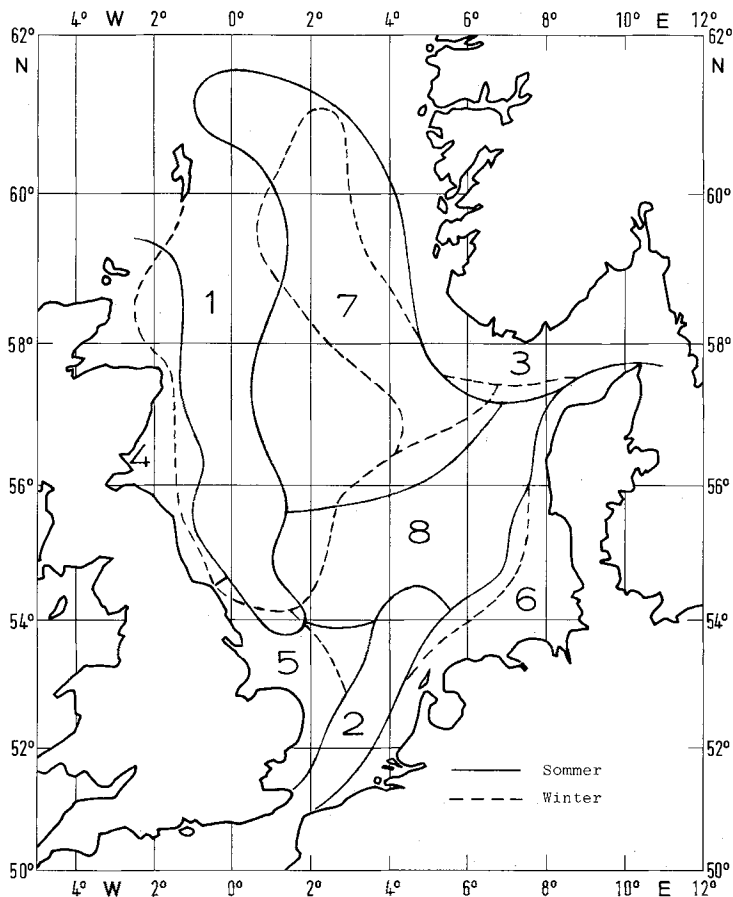


Abb. 3. Hydrographische Regionen der Nordsee nach Laevastu [1963]
 Fig. 3. Hydrographic regions of the North Sea in accordance with Laevastu [1963]

Ferner wird die Süßwasserzufuhr von Land angegeben. Sowohl die Zahlen für die Advektion als auch für die Süßwasserzufuhr müssen heute als überholt angesehen werden.

Die Abbildung 3 zeigt die Wassermassenverteilung nach Laevastu.

Da die Abgrenzung der verschiedenen Wassertypen bei Laevastu objektiven Kriterien nicht genügt, ist von der ICES Study Group on Flushing Times of the North Sea (1977) eine zwar ähnliche Unterteilung vorgenommen worden, die hydrographischen Regionen sind aber in Übereinstimmung mit den statistischen Rechtecken des ICES entlang von 1° -Meridianen und $(1/2)^\circ$ -Breitenparallelen abgegrenzt worden. Volumen- und Transportabschätzungen

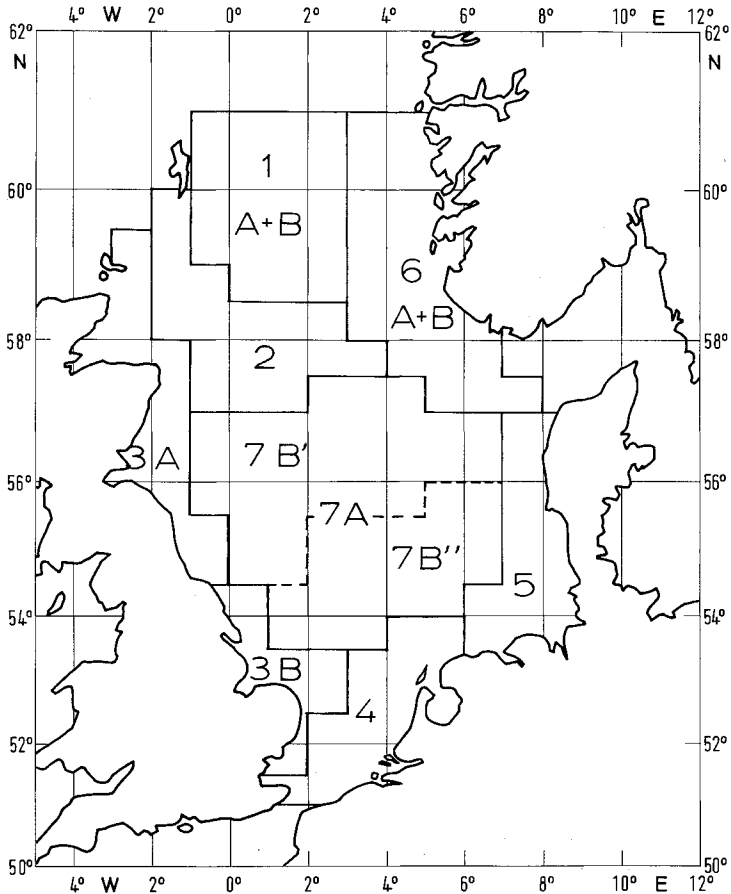


Abb. 4. Hydrographische Regionen der Nordsee nach ICES Study Group (1977)

Fig. 4. Hydrographic regions of the North Sea in accordance with ICES Study Group (1977)

werden dadurch erleichtert. Unter der Berücksichtigung hydrographischer, chemischer und fischereibiologischer Aspekte teilte die ICES Study Group die Nordsee in sieben Regionen auf, die in Abb. 4 dargestellt werden. Diese Gebiete können wie folgt charakterisiert werden:

- Region 1** Wassermassen ozeanischen Ursprungs mit relativ geringem Transport. Im Sommer thermisch geschichtet; Mischwasser-Plankton-Gemeinschaft; Laichgrund des Schellfischs.
- Region 2** Mischwassertyp zwischen ozeanischem und Küstenwasser mit deutlichem, in die Nordsee gerichteten Transport (Fair Isle Current). Im Sommer teilweise geschichtet. Enthält im Herbst Plankton aus den westbritischen Schelfgebieten.

- Region 3A,B Relativ langsamer, südwärts gerichteter Transport. Übergangszone von durchmischem zu geschichtetem Wasser. Salzgehalt nach Süden abnehmend durch zunehmenden Süßwasserzufluß. Neritische Plankton-Gemeinschaft. Laichgrund des Herings und der Sprotte.
- Region 4 Einstrom von Kanalwasser, gemischt mit Küstenwasser. Starke horizontale Salzgehaltsgradienten. Haline Schichtung nur unmittelbar vor der Küste. Neritische Plankton-Gemeinschaft. Laichgebiet der Scholle.
- Region 5 Im allgemeinen nordwärts gerichteter Transport. Küstenwasser, teilweise halin, zeitweise thermisch geschichtet. Neritische Plankton-Gemeinschaft.
- Region 6A Deckschicht
Nördlicher Transport des Norwegischen Küstenwassers und des Baltischen Ausstroms. Permanente Dichteschichtung. Neritische Plankton-Gemeinschaft.
- Region 6B Tiefenschicht
Horizontale Inhomogenitäten mit südwärts gerichtetem Transport ozeanischen Wassers auf der Westseite. Nordwärts gerichteter Transport von Mischwasser auf der Ostseite.
- Region 7A Wassertransport in variablen Richtungen mit geringen Geschwindigkeiten. Gut ausgeprägte sommerliche Temperatursprungschicht. Gemischte Plankton-Gemeinschaft mit stärkerer neritischer Komponente. Laichgrund des Kabeljaus.
- Region 7B', B'' Bodenwasserschicht
Im Sommer nördlich und südlich der Doggerbank zwei getrennte Wasserkörper.

Eine Zusammenstellung der Volumina der hydrographischen Regionen 1 bis 7 gibt die

Tabelle 1
(Angaben in km³)

1	2	3	4	5	6	7
7357	5632	3748	1225	969	13787	9576

Diese Werte wurden gewonnen aus der sehr sorgfältigen Tiefendiskretisierung für ein numerisches Nordseemodell mit ≈ 20 km Gitterabstand (Backhaus [1978]). Abweichend von den bisherigen Abschätzungen des Volumens wurde der mittlere Wasserstand der Nordsee zugrundegelegt.

Bei kleinräumigen regionalen hydrographischen Untersuchungen sind wesentlich feinere Untergliederungen vorgenommen worden. Für die Nordsee als Gesamtsystem scheint aber eine stärkere regionale Untergliederung wegen der großen zeitlichen und räumlichen Variabilität nicht sinnvoll zu sein. Wie neuere Fernerkundungsaufnahmen mit hochauflösenden Sensoren im thermischen Infrarot zeigen, ist die Annahme, daß die verschiedenen Wassermassen bzw. hydrographischen Regionen der Nordsee in sich relativ homogen sind, für einige Gebiete nicht zulässig.

Die Abb. 5 zeigt eine TIROS-N IR-Aufnahme der östlichen Nordsee vom 10. 5. 1979. Die Grautonskala reicht von weiß (kalt) bis hin zum schwarzen Bereich (warm). Die kalte Oberfläche von Wolken und die Schneebedeckung Norwegens sind weiß wiedergegeben. Da die Aufnahme synoptisch ist, können dynamische Vorgänge im Oberflächenwasser erkannt und interpretiert werden. Sowohl über der Norwegischen Rinne als auch in der Deutschen Bucht sind Wirbelstrukturen zu erkennen, die die Unzulässigkeit der bisherigen Annahmen von homogenen mittleren Verhältnissen zeigen, wie sie aus quasi-synoptischen hydrographischen Beobachtungen abgeleitet sind.

2.3 Bewegungsvorgänge in der Nordsee

Die Strömung an einem Ort in der Nordsee setzt sich im wesentlichen zusammen aus den Komponenten:

- Gezeiten,
- meteorologisch bedingte Strömung,



Abb. 5. TIROS-N-Satellitenaufnahme im thermischen Infrarot, östliche Nordsee vom 10. Mai 1979
(University of Dundee, Electronics Laboratory)

Fig. 5. TIROS-N IR image, Eastern North Sea, 10 May 1979
(University of Dundee, Electronics Laboratory)

- winderzeugte Strömung,
- luftdruckerzeugte Strömung,
- Einfluß der großräumigen atlantischen Zirkulation (Advektion),
- dichtebedingte Strömung.

Die verschiedenen Komponenten können sich beliebig überlagern. Aus Strömungsmessungen läßt sich im allgemeinen nur das Gezeitensignal eindeutig heraustrennen.

2.3.1 Gezeiten

Die harmonischen Gezeiten der Nordsee werden nicht lokal durch die gezeitenerzeugenden Kräfte hervorgerufen. Die Gezeiten des Nordatlantiks erzeugen hier eine Mitschwingzeit. Eine aus Beobachtungen abgeleitete Karte der Amplitude und Phase der Eintrittszeit des maximalen Gezeitenstroms ist von Sager (Sager [1962]) angegeben worden. Die Abbildungen 6.1, 6.2 zeigen die Amplitude und die Phase des maximalen Gezeitenstroms zur mittleren Springzeit bezogen auf den mittleren Durchgang des Mondes durch den Meridian von Greenwich (nach Sager). Die Abbildungen zeigen, daß die Gezeitenwelle der halbtägigen M_2 -Hauptmondflut aus dem Atlantik durch den Englischen Kanal und durch den Nordeingang – im wesentlichen zwischen Schottland und den Shetland Inseln – in die Nordsee einläuft und sich dort contra solem ausbreitet. Die Phasenverteilung ist bedingt durch diese beiden in die Nordsee einlaufenden Wellen und durch die Topographie. Darüber hinaus ist zu vermuten, daß eine Wechselwirkung zwischen der allgemeinen, gezeitenunabhängigen Zirkulation und der Gezeitenwelle besteht.

Die Amplitude des Gezeitenstroms ist stark abhängig von der Wassertiefe bzw. von dem Tiefengradienten. Die stärksten Gezeitenströme werden in den Pentlands ($> 4 \text{ m s}^{-1}$) und in der inneren Deutschen Bucht ($> 1,5 \text{ m s}^{-1}$) beobachtet. Die Ergebnisse von Sager werden bestätigt durch numerische Modelle (Brettschneider [1967]) zur Simulation der vertikalen Gezeiten (Gezeitenhub). Numerische Modelle haben insbesondere auch die komplizierte Phasenverteilung und die aus Beobachtungen abgeleitete bzw. vermutete Lage der Amphidromien bestätigt.

Durch die nichtlineare Wechselwirkung des Gezeitenstroms mit der Topographie wird der streng harmonische Gezeitenstrom so deformiert, daß ein Reststrom entsteht. Sowohl in Küstengebieten als auch in Gebieten mit starken Tiefenänderungen treten dann stärkere Restströme auf, die 15 cm s^{-1} erreichen können (Backhaus [1979]).

Während in dem größten Teil der Nordsee die durch die halbtägige Gezeit hervorgerufene Bodenreibung überwiegt, erreichen in den östlichen Regionen der Nordsee die winderzeugten Strömungen Beträge, welche die der Gezeit überschreiten können und die daher die Bodenreibung bestimmen (Pingree und Griffith [1980]).

Den durch die M_2 -Gezeit hervorgerufenen mittleren Transport hat Maier-Reimer mit Hilfe eines numerischen Modells ermittelt (Maier-Reimer [1977]). Die Abbildung 7 zeigt den durch die M_2 -Gezeit und einen mittleren jährlichen Windstress hervorgerufenen Transport.

Bei den numerischen Modellen handelt es sich bisher im wesentlichen um barotrope Simulationen. Strommessungen zeigen aber, daß bei der Existenz von vertikalen Dichtegradienten erhebliche Stromscherungen auch im Gezeitenstrom auftreten. Unterschiedliche Drehrichtungen des Gezeitenstroms werden zum Beispiel vor der schottischen Küste und teilweise auch in der Deutschen Bucht beobachtet. Die Ursache dafür ist die Bodenreibung (Backhaus [1979]).

Die Gezeiten beeinflussen die Hydrographie der Nordsee in weiterem Maße. Durch die regional verschieden starke Gezeitenstromturbulenz wird die Ausdehnung des Gebietes bestimmt, in dem eine saisonale thermische Schichtung aufgebaut wird (Pingree und Griffith [1978]).

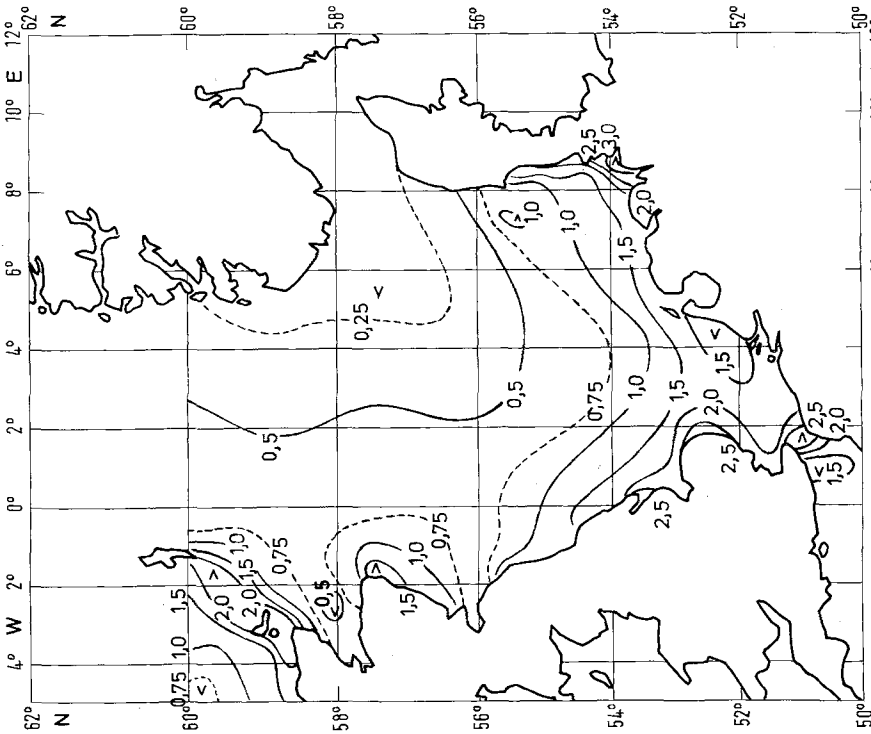


Abb. 6.1. Maximalgeschwindigkeit des Gezeitenstroms zur mittleren Springzeit in Knoten (nach Sager [1962])
 Fig. 6.1. Maximum tidal current stream speed during mean springtime in knots (in accordance with Sager [1962])

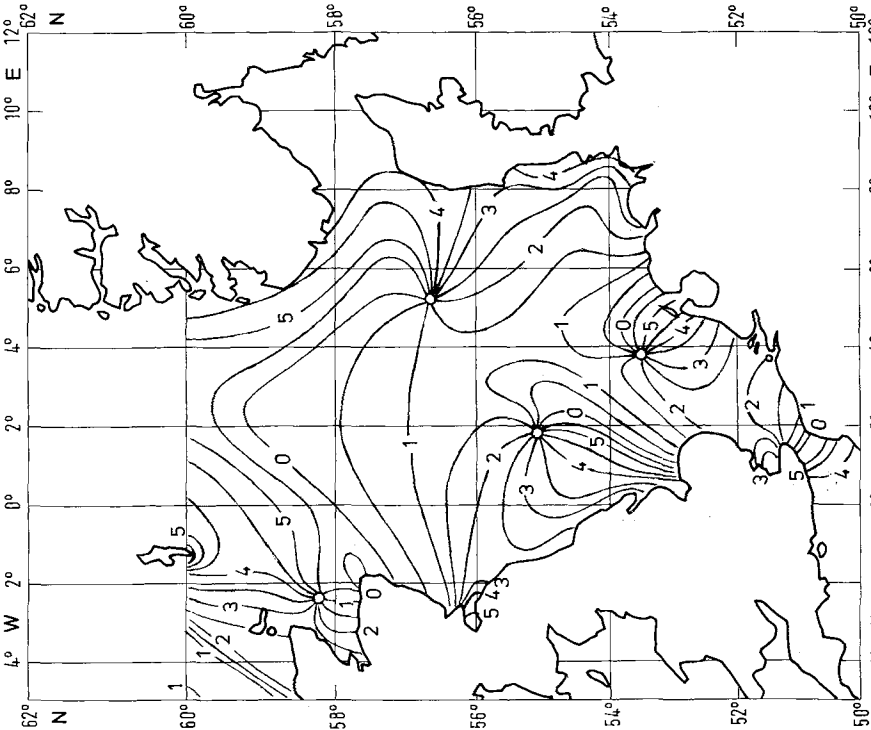


Abb. 6.2. Eintrittszeit des maximalen Gezeitenstroms zur mittleren Springzeit in Stunden nach dem Durchgang des Mondes durch den Meridian von Greenwich (nach Sager [1962])
 Fig. 6.2. Time of the mean maximum spring tidal stream in hours after meridian transit of the moon at Greenwich (in accordance with Sager [1962])

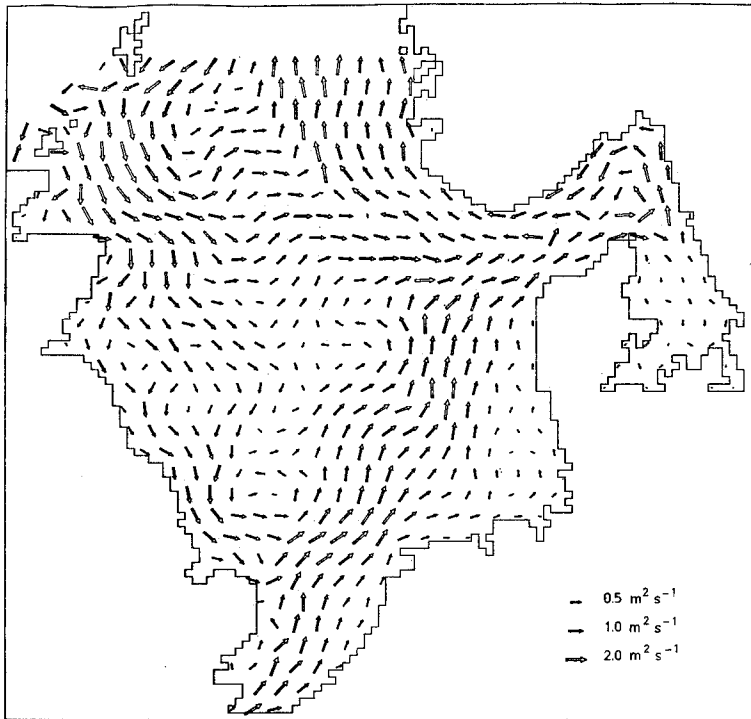


Abb. 7. Mittlerer Wassertransport, M_2 -Gezeit und Jahresmittel des Windschubs
(Maier-Reimer [1977])

Fig. 7. Mean transport, M_2 tide and yearly mean wind stress (Maier-Reimer [1977])

2.3.2 Winderzeugte Strömung

Das herausragende Signal bei Strömungsuntersuchungen in der Nordsee ist fast immer bei der Periode der halbtägigen M_2 -Gezeit zu finden; die winderzeugten Strömungen können aber das Gezeitensignal kurzfristig so überlagern, daß die Stromrichtung umgekehrt wird. Das gilt insbesondere in den östlichen Teilen der Nordsee, in denen die Amplituden des Gezeitenstroms relativ klein sind.

Allgemein ist die Korrelation zwischen dem lokalen Wind bzw. dem Windschub und dem lokalen Reststrom nur gering (Koltermann und Lange [1975]).

Die ersten Untersuchungen über das Strömungssystem der Nordsee wurden mit Hilfe von an der Oberfläche driftenden Flaschenposten erzielt. Einen Überblick über diese Arbeiten gibt Lee (Lee [1970]). Alle Driftkörperuntersuchungen zeigen, daß an der Oberfläche treibende Drifter sowohl direkt durch den Wind als auch mit dem sie umgebenden Wasser verdriftet werden. Unmittelbar unter der Wasseroberfläche treibende Driftkarten, die das Deutsche Hydrographische Institut am Beginn der sechziger Jahre in großer Menge ausgebracht hatte, ergaben relativ hohe Verdriftungsraten (Neumann [1966]). Die besten rechnerischen Ergebnisse wurden mit einem Windfaktor von 4,2 Prozent der Windgeschwindigkeit erzielt. Eine signifikante Ablenkung der Driftrichtung der ausgebrachten Karten von der Windrichtung wurde nicht gefunden. Es muß vermutet werden, daß derartige Oberflächendrifter schneller als das sie umgebende Wasser driften, da sie keinen turbulenten Impuls an das Wasser abgeben.

Ergebnisse von Driftkörperuntersuchungen in tieferen Wasserhorizonten, insbesondere durch Bodendrifter, hat Ramster (Ramster [1965]) für die südliche Nordsee publiziert. Er

konnte für das Gebiet südwestlich der Doggerbank saisonale Unterschiede im Strömungsverlauf aufzeigen.

Die Abbildung 8 zeigt das Reststromsystem für die Jahreszeiten.

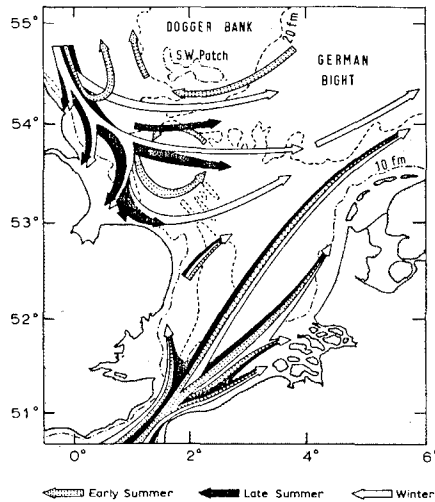


Abb. 8. Mittlerer Transport von Bodendriftern in der Südlichen Bucht für verschiedene Jahreszeiten

(Ramster [1965])

Fig. 8. Mean transport of bottom drifters in the Southern Bight for different seasons

(Ramster [1965])

Driftkörperauswürfe in der Deutschen Bucht (Prahm-Rodewald [1980]) bestätigen, daß Driftkarten direkt mit dem Wind, Bodendrifter aber mit den Wasserkörpern selbst driften.

Für die nördliche Nordsee konnte Dooley (Dooley [1974]) zeigen, daß neben Gebieten mit relativ persistentem Reststrom auch Areale gefunden werden, in denen der Transport des Wassers überwiegend durch das Windfeld hervorgerufen wird.

Die Abbildung 9 gibt neben den Haupt-Einstrom- und -Ausstromgebieten auch die Gebiete an, in denen auf Grund der Windverhältnisse sehr komplexe Stromverhältnisse angetroffen werden.

In einer nicht publizierten Untersuchung über die Korrelation zwischen dem Luftdruckfeld über der Nordsee und dem Reststrom zwischen Schottland (Peterhead) und Norwegen (Egersund) ergaben sich zum Teil signifikante Korrelationen (Becker [1975]). Korreliert wurden die Komponenten des Reststroms mit den ersten fünf Koeffizienten eines zweidimensionalen Polynoms der Form

$$P(x, y) = A_0 + A_1x + A_2y + A_3x^2 + A_4y^2 \dots$$

mit dem die Druckfelder approximiert wurden.

Während keine Korrelation mit dem mittleren Luftdruck (A_0) über der Nordsee gefunden wurde, zeigten sich bei den Koeffizienten A_1 , A_2 , die die mittleren Ost-West- bzw. Nord-Süd-Neigungen des Druckfeldes beschreiben, zum Teil signifikante Korrelationskoeffizienten.

Es liegen erste Ergebnisse hydrodynamisch-numerischer Modelle vor, die deutlicher als Feldbeobachtungen den Einfluß des Windes auf die Zirkulation der Nordsee aufzeigen.

Maier-Reimer (Maier-Reimer [1979]) hat aus der M_2 -Gezeit und einem mittleren jährlichen Windschub über der Nordsee die resultierende Stromfunktion angegeben, die in der Abbildung 10 dargestellt ist.

Von Pingree und Griffith (Pingree und Griffith [1980]) sind für ausgewählte, konstante Windfelder die resultierenden Reststromfelder vorgelegt worden.

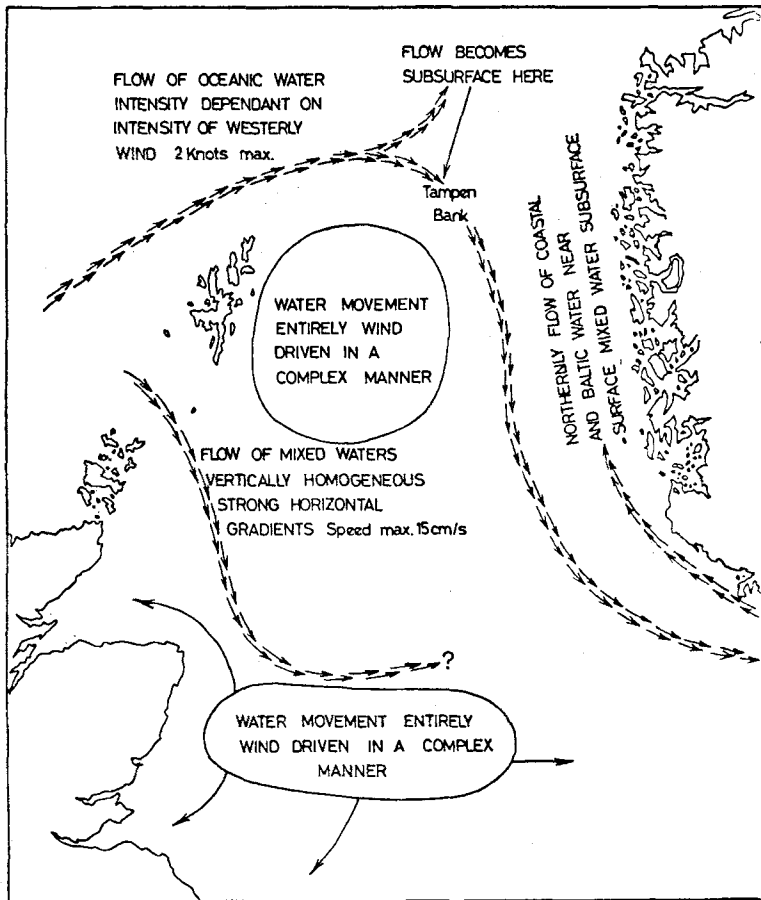


Abb. 9. Reststromsystem der nördlichen Nordsee (Dooley [1974])

Fig. 9. Residual current system of the Northern North Sea (Dooley [1974])

Die Modellierung des saisonalen Ganges der windinduzierten Strömung steht noch aus. Erste Ergebnisse hat Davis (Davis [1980]) vorgelegt, der mittlere Windschubfelder für die vier Quartale benutzte, um die Reststromfelder an der Oberfläche und in Bodennähe zu bestimmen. Bereits mit diesen Windschubdaten ergeben sich deutliche saisonale Unterschiede.

2.3.3 Einfluß der großräumigen atlantischen Zirkulation auf das Strömungssystem der Nordsee

Als Randmeer des Nordatlantiks wird die Nordsee auch durch dessen Strömungssystem beeinflusst. Der Nordatlantik führt der Nordsee relativ salzreiches Wasser durch den Englischen Kanal und durch den Nordeingang zu. Gleichzeitig dämpft das Wasser des Nordatlantiks die jahreszeitlichen Schwankungen der Temperatur.

Mit den Süßwasserzuflüssen und dem Baltischen Ausstrom wird der Nordsee weiteres Wasser zugeführt. Da die Massenbilanz der Nordsee im Mittel ausgeglichen ist, muß das der Nordsee zugeführte Wasser diese auch wieder verlassen. Direkte Messungen der advektiven Flüsse liegen bisher nicht vor. Aus zahlreichen Strömungsmessungen, aus hydrographischen Schnitten, aus Bilanzrechnungen und aus numerischen Modellen liegen aber Abschätzungen vor, die aufgrund der sehr unterschiedlichen Methoden eine sehr große Streubreite aufweisen, zum Teil sogar widersprüchlich sind, wie eine Untersuchung von Otto (Otto [1978]) zeigt.

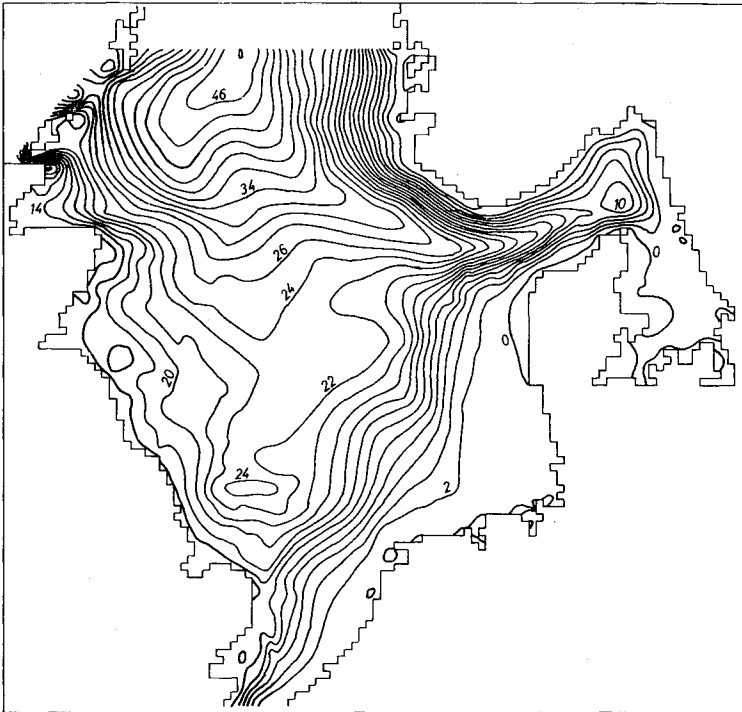


Abb. 10. Resultierende Stromfunktion ($10^4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), M_2 -Gezeit und Jahresmittel des Windschubs (Maier-Reimer [1979])

Fig. 10. Resulting stream function ($10^4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), M_2 tide and yearly mean wind stress (Maier-Reimer [1979])

Als die derzeit sicherste Abschätzung können folgende Zahlen genannt werden:

- durch den Englischen Kanal gelangen im Mittel etwa $3,4 \cdot 10^3 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$ Wasser in die Nordsee;
- zwischen Schottland und den Shetland Inseln werden im Mittel etwa $9 \cdot 10^3 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$ Wasser zugeführt;
- die Advektion im Tiefenwasser der Norwegischen Rinne weist große lokale Unterschiede auf. Während auf der Westseite der Rinne beträchtliche Mengen in die Nordsee hinein transportiert werden – in der Größenordnung von 20 bis $50 \cdot 10^3 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$ – geht etwa die gleiche Menge auf der Ostseite der Rinne aus der Nordsee heraus. Die Norwegische Rinne trägt somit mit ihren tieferen Wasserschichten nur wenig zur Gesamtbilanz des Wasserumsatzes der Nordsee bei. Dies gilt aber nur für die Masse. Für die Wärmebilanz der Nordsee sind diese Transporte von großer Bedeutung, da erhebliche Wärmeströme transportiert werden.

Von erheblicher ökologischer Bedeutung ist der Ausstrom von $1,2 \cdot 10^3 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$ salzreichen Wassers ozeanischen Ursprungs, das von der Norwegischen Rinne in das Skagerrak und von dort über das Kattegat in der Bodenschicht in die Ostsee gelangt (Jacobsen [1980]).

Der mittlere Ausstrom salzärmeren Ostseewassers dagegen beträgt etwa $1,7 \cdot 10^3 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$.

- Die advektiven Ströme in die Nordsee werden kompensiert durch einen Ausstrom über der Norwegischen Rinne, der etwa $9 \cdot 10^3 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$ beträgt, sowie durch einen überwiegenden Ausstrom zwischen der Norwegischen Rinne und den Shetland Inseln von etwa $4 \cdot 10^3 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$.

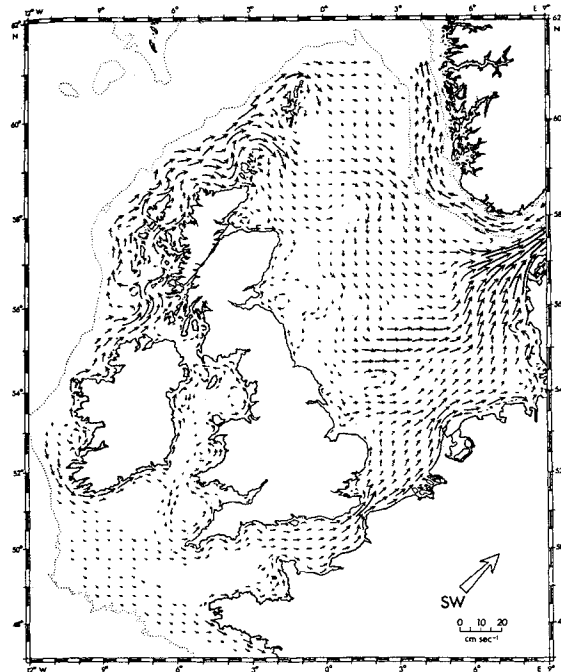


Abb. 11.1. Reststromsystem der Nordsee bei konstantem Südwestwind (Pingree and Griffith [1980])
Fig. 11.1. The wind driven residual currents resulting from a uniform SW wind stress (Pingree and Griffith [1980])

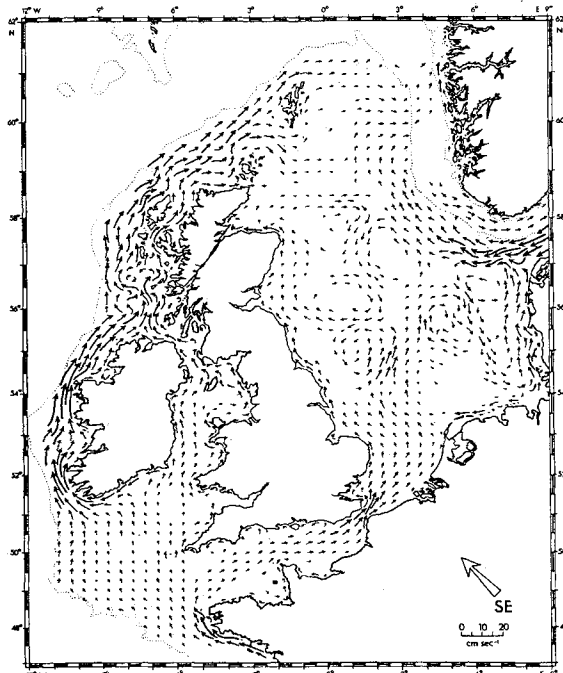


Abb. 11.2. Reststromsystem der Nordsee bei konstantem Südostwind (Pingree and Griffith [1980])
Fig. 11.2. The wind driven residual currents resulting from a uniform SE wind stress (Pingree and Griffith [1980])

Die Abschätzung der advektiven Ströme auf der Basis von Bilanzierungen mit radioaktiven Tracern, die aus dem Englischen Kanal und der Irischen See in die Nordsee transportiert werden (Anonym [1979]), kommt zu vergleichbaren Zahlen mit Ausnahme für das Gebiet der Norwegischen Rinne. Dort sind die radioaktiven Tracer – im wesentlichen Cs¹³⁷ (Kautsky [1976]) – durch Messungen nicht ausreichend erfaßt.

Die Abbildungen 12.1 und 12.2 zeigen Schemadiagramme für die verschiedenen advektiven Ströme in die und aus der Nordsee heraus.

Die Zahlen in den Kreisen stehen für:

- 1 Fair Isle Current (FIC)
- 2 Einstrom aus dem Englischen Kanal
- 3 Ausstrom östlich der Shetland Inseln
- 4 Einstrom im Tiefenwasser der Norwegischen Rinne
- 5 Ausstrom im Tiefenwasser der Norwegischen Rinne
- 6 Ausstrom im Oberflächenwasser der Norwegischen Rinne (Baltischer Strom, Norweg. Küstenstrom)
- 6a Einstrom in der Deckschicht über der Norwegischen Rinne
- 7 Baltischer Strom
- 8 Ausstrom in der Unterschicht Skagerrak/Kattegat

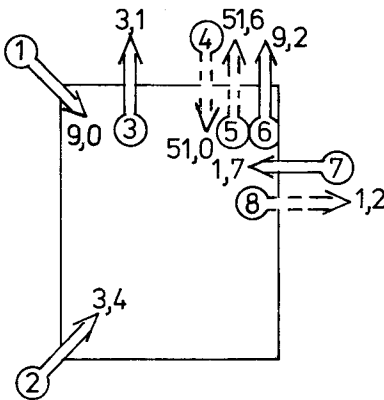


Abb. 12.1

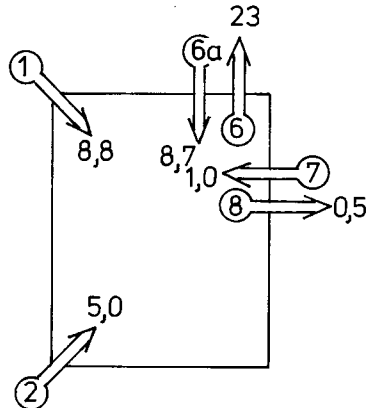


Abb. 12.2

Abb. 12.1. Schemadiagramm der mittleren jährlichen Flüsse ($\text{km}^3/\text{a} \times 10^3$) nach Daten der ICES Flushing Times Study Group (1977)

Fig. 12.1. Scheme of the yearly mean flow ($\text{km}^3/\text{a} \times 10^3$) from data of the ICES Flushing Times Study Group (1977)

Abb. 12.2. Schemadiagramm der mittleren jährlichen Flüsse ($\text{km}^3/\text{a} \times 10^3$) nach Commission of the European Communities (1979)

Fig. 12.2. Scheme of the mean yearly flow ($\text{km}^3/\text{a} \times 10^3$) in accordance with Commission of the European Communities (1979)

2.4 Schichtung

Eines der wesentlichen Merkmale der Nordsee ist die saisonal auftretende, vertikale Temperaturschichtung. Neben vertikalen Temperaturgradienten werden regional auch vertikale Salzgehaltsgradienten beobachtet, die zu einer verstärkten Stabilität der Schichtung führen. Die Ursache der vertikalen Schichtung ist sowohl in den besonderen Bedingungen des Wärme- und Wasserumsatzes an der Grenzfläche als auch in den örtlich unterschiedlich starken Gezeitenströmen bzw. der Gezeitenstromturbulenz zu finden.

Von Simpson und Hunter (Simpson und Hunter [1974]) ist ein Kriterium angegeben worden, das gestattet, den Übergang von durchmischtem zu geschichtetem Wasser aus der Amplitude des Gezeitenstroms und der Wassertiefe zu bestimmen.

Der Schichtungparameter S ist definiert durch

$$S = \log_{10} (h/C_D \langle |U|^3 \rangle),$$

h ist die Wassertiefe und U die Amplitude des maximalen Gezeitenstroms. C_D ist hier der Bodenreibungskoeffizient. Der kritische Wert des Schichtungsparameters für den Übergang von durchmischtem zu geschichtetem Wasser wird von Pingree und Griffith (Pingree und Griffith [1978]) mit $S = 1,5$ angegeben (in cgs-Einheiten).

Die Abbildung 13 gibt die mit einem numerischen Gezeitenmodell vorhergesagten Positionen von Frontalzonen, die die Gebiete ständiger Durchmischung von denen trennen, die saisonal geschichtet sind. Haline Schichtung ist bei dieser Abschätzung nicht berücksichtigt. Vergleichen wir die Abbildung 13 mit den von Dietrich (Dietrich [1950]) angegebenen mittleren Intensitäten bzw. Tiefenlagen der Sprungschicht im Hochsommer (Abbildungen 14.1 bis 14.2), so ergibt sich eine erstaunlich gute Übereinstimmung in der Ausdehnung des saisonal

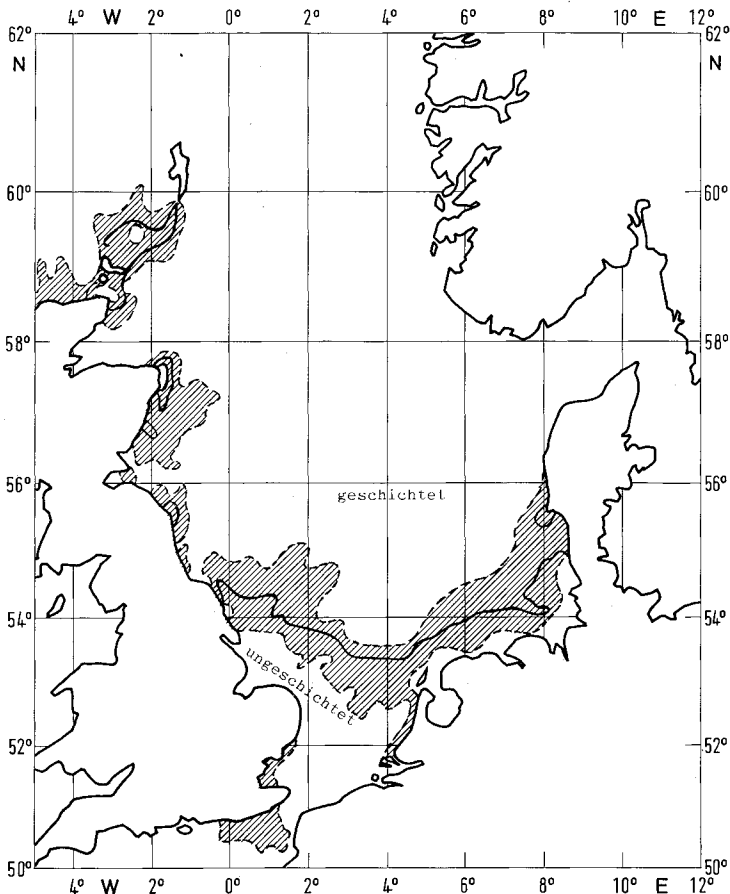


Abb. 13. Lage von Frontalzonen, vorhergesagt mit einem numerischen Gezeitenmodell (nach Pingree und Griffith [1978])

Fig. 13. Position of frontal zones predicted with the help of a numerical tidal model (in accordance with Pingree and Griffith [1978])

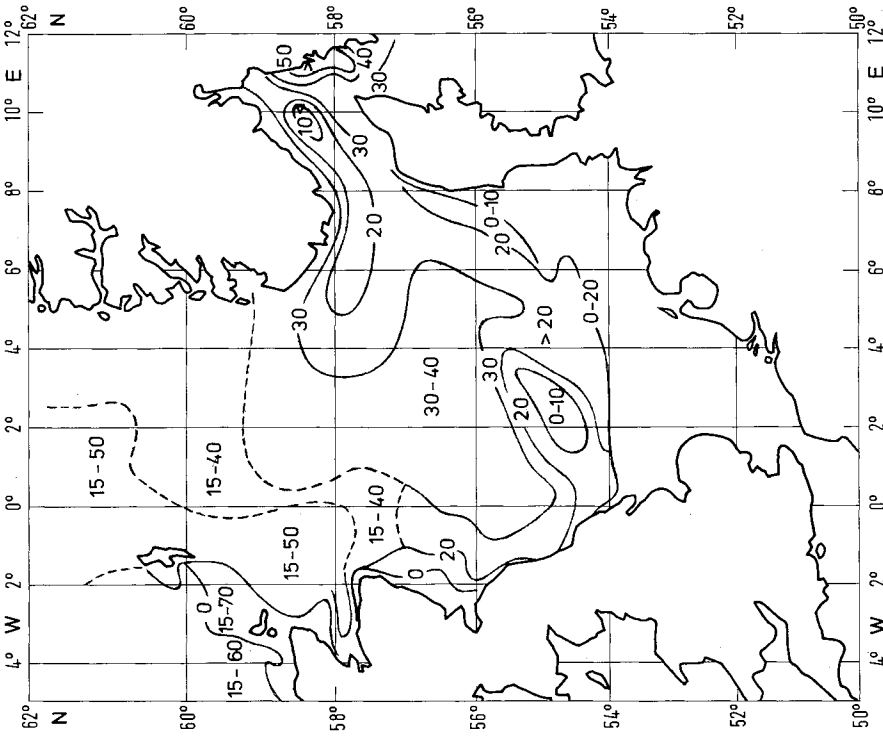


Abb. 14.2. Mittlere Tiefenlage der Temperatursprungschicht im Hochsommer in Meter (nach Dietrich [1950])
 Fig. 14.2. Mean depth of the thermocline in summer (in accordance with Dietrich [1950]) in metres

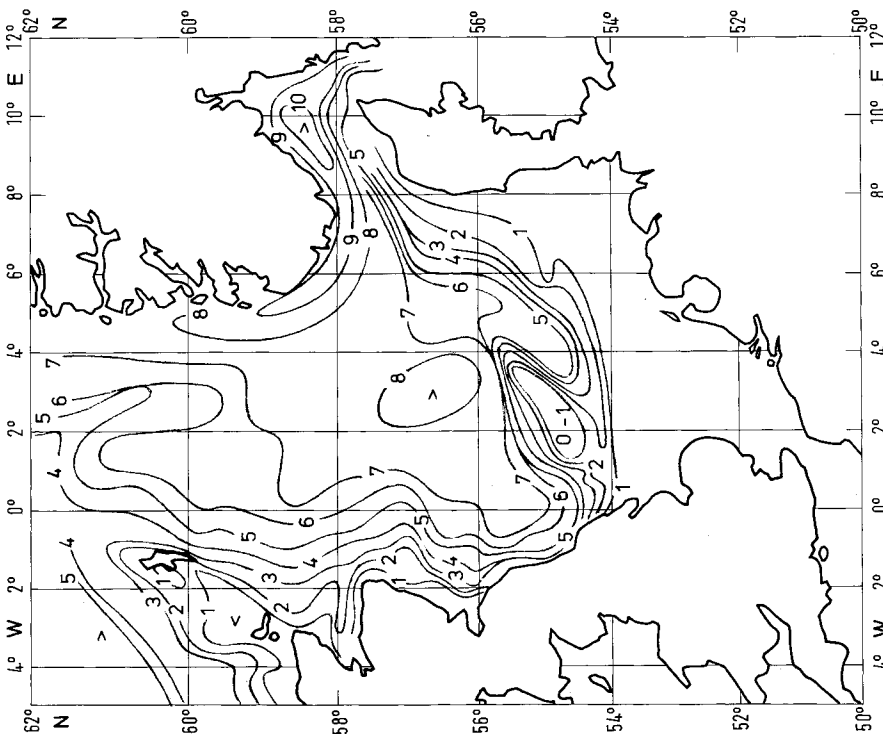


Abb. 14.1. Mittlere Intensität der Temperatursprungschicht im Hochsommer in Kelvin (nach Dietrich [1950])
 Fig. 14.1. Mean intensity of the thermocline in summer in Kelvin (in accordance with Dietrich [1950])

geschichteten Gebietes. Erstaunlich ist jedoch, daß die Doggerbank, die allgemein als vertikal homogenes Areal gilt, in dem Modell von Pingree und Griffith als geschichtet erscheint. Die Ursache dafür ist vermutlich darin zu finden, daß bei der geringen Wassertiefe der Doggerbank die windinduzierte turbulente Vermischung für homogene Verhältnisse sorgt.

Die in Abbildung 14.2 angegebenen Tiefenintervalle für die Sprungschichttiefe sind relativ groß. Dies liegt im wesentlichen an den methodischen Schwierigkeiten bei der Bestimmung mittlerer Gradienten bzw. mittlerer Tiefenlagen aus diskreten Meßwerten, wie sie in der Form hydrographischer Serienwerte vorlagen und für diesen Atlas benutzt wurden. Die Inhomogenitäten der Daten und die Probleme bei der statistischen Behandlung sind auch die Ursache, daß der von Tomczak und Goedecke (Tomczak und Goedecke [1964]) vorgelegte Atlas über die thermische Schichtung der Nordsee – nach meinen Erfahrungen – sowohl in der Ausdehnung des vertikal geschichteten Gebietes als auch in der Intensität der Schichtung eher unterschätzt. So gibt dieser Atlas zum Beispiel in der Deutschen Bucht ein nur kleines Gebiet als thermisch geschichtet an. Eigene Beobachtungen in den letzten Jahren (Becker [1979]; Becker und Prahm-Rodewald [1980]) zeigen aber, daß in der Deutschen Bucht häufiger geschichtetes Wasser in den von Pingree und Griffith berechneten Grenzen angetroffen wird.

Die Behandlung bzw. Darstellung klimatologischer Werte für die Schichtung wird dadurch erschwert, daß in der Nordsee mit hochauflösenden Sensoren Temperaturgradienten gemessen wurden, die zwischen Null und sehr großen Werten liegen. So wurden in der Deutschen Bucht Temperatursprünge von etwa 10 K/m beobachtet (Becker [1970b, 1973c]).

Die zeitliche Variabilität der Sprungschicht im höherfrequenten Bereich (< 24 h) ist relativ groß. Ursache sind interne Wellen, insbesondere interne Gezeiten. Untersuchungen in der nördlichen Nordsee während des Fladengrund-Experiments (FLEX '76) geben Aufschluß über die vertikale Verteilung der Amplituden ausgewählter Frequenzen für drei verschiedene Schichtungsstadien (Soetje [1980]).

Die Abbildung 15 zeigt die Ergebnisse von Zeitreihenanalysen der mit einem CTD-System (Bathysonde) gemessenen hydrographischen Schichtung an der Zentralstation (nördliche Nordsee, Fladengrund). Dargestellt sind die vertikale Verteilung der Amplituden der halbtägigen M_2 -Gezeit, der Trägheitsperiode und der täglichen Welle.

In der Meßphase „Meteor I“ bei vertikal nahezu homogenem Wasser sind die Amplituden der täglichen und halbtägigen Temperaturschwankungen über den Tiefenbereich 0 bis 100 m fast konstant. In den Meßphasen „Meteor II“ und „Meteor III“, in denen unterschiedlich starke Schichtung beobachtet wurde, zeigt sich im Sprungschichtbereich ein Maximum in der Amplitudenverteilung der halbtägigen internen M_2 -Gezeit. Die Amplitude der Tageswelle hat an der Grenzfläche ihr Maximum, bedingt durch den Tagesgang der Wärme- und Strahlungsflüsse. Ein sekundäres Maximum wird im Sprungschichtbereich gefunden.

Zeitreihen der hydrographischen Größen, die während JONSWAP* '69 in der Deutschen Bucht gewonnen wurden, bestätigen die Ergebnisse aus FLEX '76 (Becker [1973c]). Die Abbildung 16 zeigt den zeitlichen Verlauf von Temperatur, Salzgehalt und Dichteindex in drei Tiefenhorizonten über einen Zeitraum von etwa zehn Tagen. Die Reihen sind zusammengestellt aus Serienwerten, die im stündlichen Abstand gewonnen wurden. Die Temperatur und auch der Salzgehalt wie auch der Dichteindex zeigen in der Sprungschicht (15 m) die stärksten Schwankungen. Die deutlich sichtbaren, periodischen Variationen in 32 m Tiefe, die sowohl in der Temperatur als auch im Salzgehalt auftreten, sind hier auf horizontale Gradienten dieser beiden Größen zurückzuführen. Die horizontale Kohärenz der internen Temperaturfluktuationen an der Sprungschicht ist hoch, zumindest im Bereich von einigen Kilometern Distanz.

Abschätzungen der Richardson-Zahl, die ein Kriterium für die Existenz von turbulenter kinetischer Energie ist, welche notwendig ist, turbulente Mischungsprozesse aufrecht zu

* JONSWAP Joint North Sea Wave Experiment

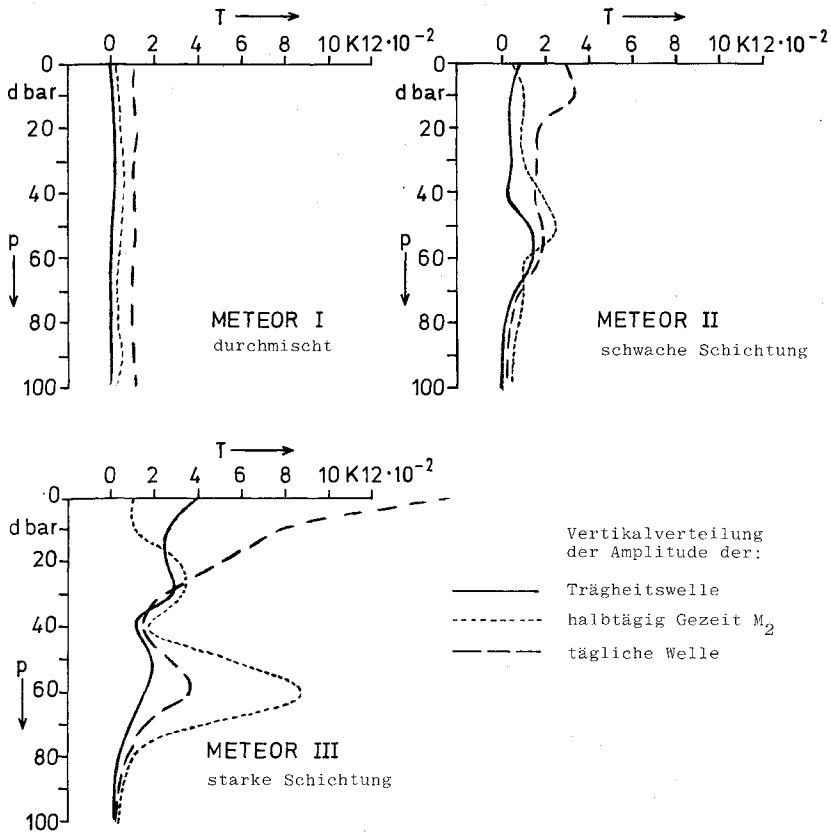


Abb. 15. Ergebnisse der Zeitreihenanalyse der CTD-Beobachtungen an der Zentralstation in der FLEX-Box, Fladengrund-Experiment (Soetje [1980])

Fig. 15. Results of a Fourier analysis of the CTD data, at the central station of the FLEX box, Fladengrund Experiment (Soetje [1980])

erhalten, zeigen für die sommerliche Nordsee in vielen Fällen im Sprungschichtbereich sehr große Werte. Der turbulente Austausch zwischen der Deck- und der Bodenschicht ist während der Zeit der sommerlichen Thermocline weitgehend unterbrochen. Die Änderung der Temperatur des Bodenwassers der zentralen Nordsee wird im Sommer bestimmt durch horizontale Advektion und durch molekulare Diffusion.

Diese Tatsache ist benutzt worden, die Temperatur des Bodenwassers der zentralen Nordsee bereits im April/Mai für den folgenden Sommer vorherzusagen. Derartige Vorhersagen werden seit 1969 abgegeben. Sie haben sich im allgemeinen als recht genau und daher für fischereibiologische Zwecke auch als nützlich herausgestellt.

Als wichtiger Prozeß bei dem Auf- und Abbau der saisonalen Sprungschicht bzw. von Vertikalgradienten hat sich der Wasserumsatz der Nordsee erwiesen. Unter Wasserumsatz wird die Süßwasserzufuhr durch die Festlandsabflüsse, die Zufuhr relativ salzarmen Wassers mit dem Baltischen Ausstrom und die Zufuhr von Süßwasser durch Regen oder der Entzug von Wasser durch Verdunstung verstanden.

Während sich die kontinentale Süßwasserzufuhr im wesentlichen in einer Zunahme der Stabilität der halinen Schichtung und dem Auftreten von Fronten in den Küstengewässern auswirkt, beeinflusst der Baltische Strom die hydrographische Struktur über der Norwegischen Rinne außerordentlich stark.

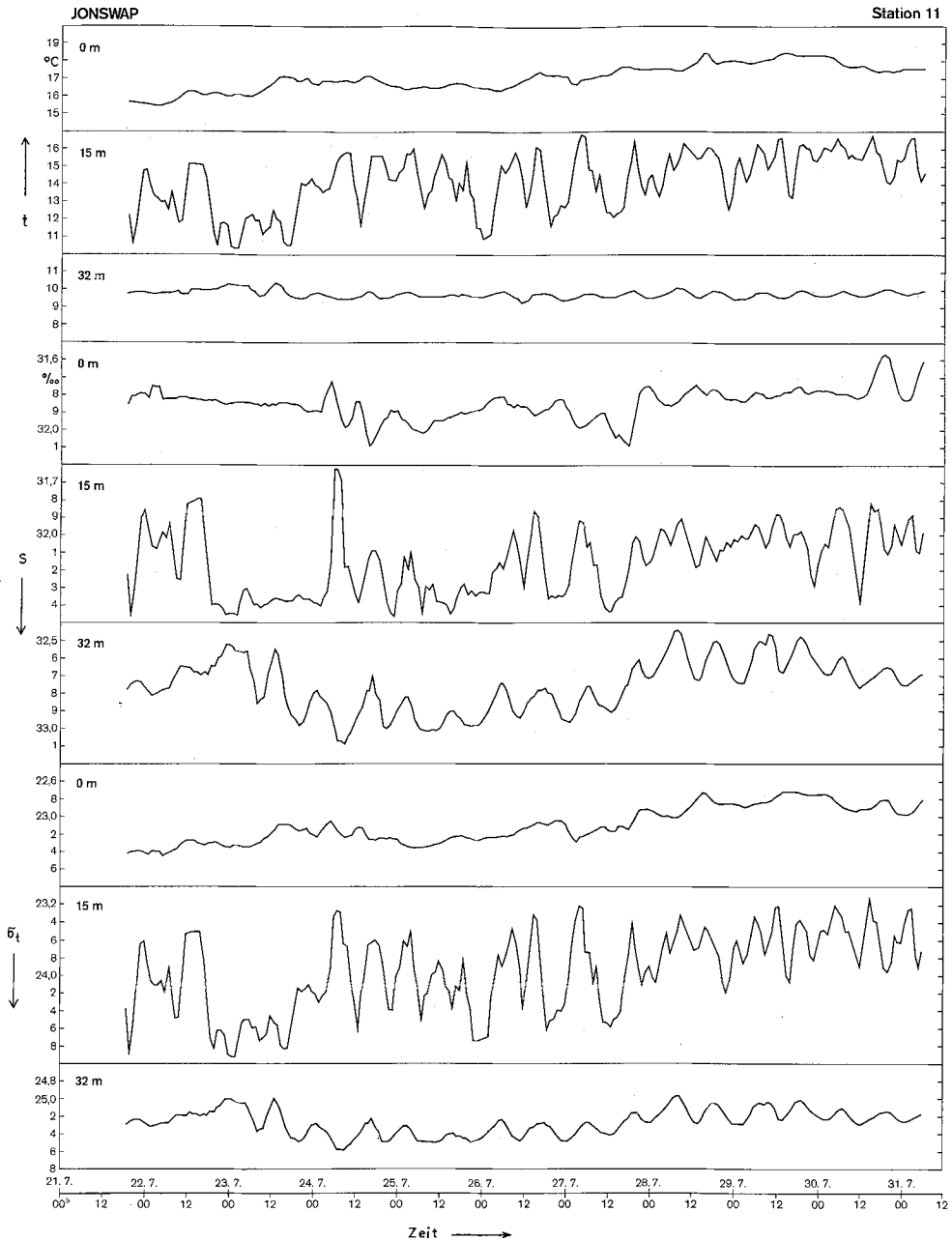


Abb. 16. Zeitlicher Verlauf von Temperatur, Salzgehalt und Dichteindex in drei Tiefenhorizonten während JONSWAP '69

Fig. 16. Time series of temperature, salinity and density index in three depth horizons during JONSWAP '69

Der atmosphärische Wasserumsatz begünstigt bei positivem Umsatz

$$S = P - E; \text{ mit } P \text{ Niederschlagshöhe} \\ \text{und } E \text{ Verdunstungshöhe}$$

den Aufbau vertikaler Dichtegradien. Bei negativem Umsatz – also bei Überwiegen von Verdunstung – wird die konvektive Vermischung gefördert.

Dooley (Dooley [1974]) zeigte die gute Korrelation zwischen der kumulativen saisonalen Variation des Wasserumsatzes mit der saisonalen Variation der Ausdehnung der 35×10^{-3} -Isohaline in der Nordsee. Neuere Abschätzungen des Niederschlages über der Nordsee (Schmidt [1980]) sowie aus klimatologischen Daten für den latenten Wärmestrom (Becker [unveröff.]) berechnete Verdunstungshöhen erlauben, den atmosphärischen Wasserumsatz abzuschätzen.

In den Abbildungen 17.1 bis 17.5 sind die für die vier Quartale und das Jahr berechneten Wasserumsätze dargestellt. Ein wichtiges Resultat dieser Abschätzung ist der im Winterhalbjahr negative Wasserumsatz der westlichen/südwestlichen Nordsee. In dieser Jahreszeit wird die durch die Oberflächenabkühlung verursachte konvektive Vermischung verstärkt durch die salzgehaltsbedingte Dichtezunahme an der Oberfläche. Die Salzgehaltszunahme an der Oberfläche täuscht zudem eine Advektion salzreicheren, atlantischen Wassers vor. Im Sommerhalbjahr verstärkt der im Mittel positive Umsatz in der gesamten Nordsee den Aufbau der saisonalen thermischen Sprungschicht und trägt zu deren Stabilisierung bei.

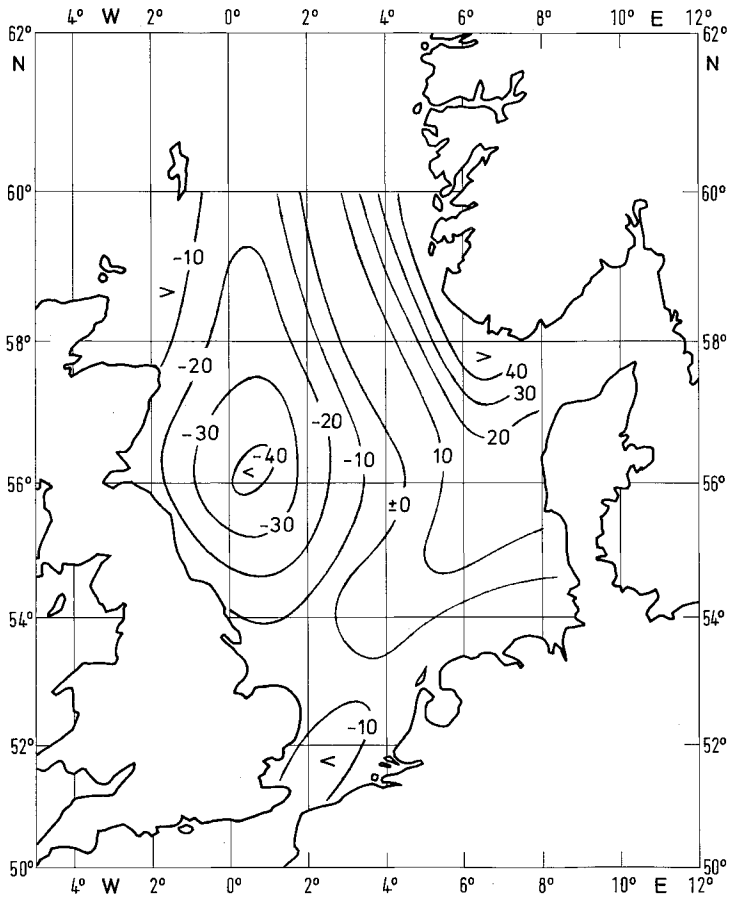


Abb. 17.1. Mittlerer atmosphärischer Wasserumsatz im Quartal Januar bis März in Millimeter (Negatives Vorzeichen – Verlust)

Fig. 17.1. Mean excess of precipitation over evaporation in the quarter January to March in millimetres (negativ sign – loss)

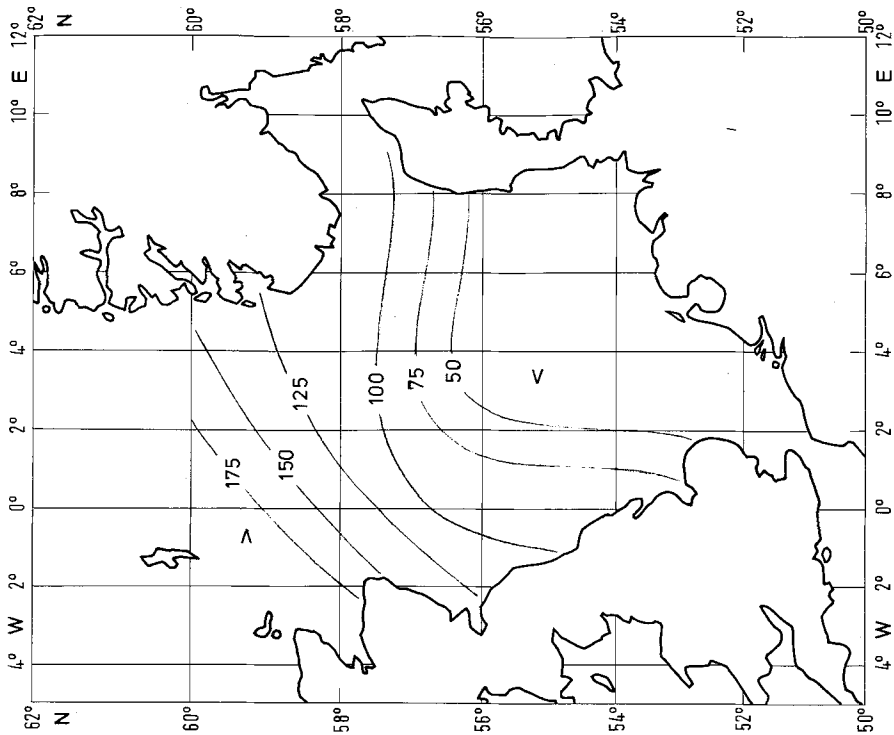


Abb. 17.3. Mittlerer atmosphärischer Wasserumsatz im Quartal Juli bis September in Millimeter

Fig. 17.3. Mean excess of precipitation over evaporation in the quarter July to September in millimetres

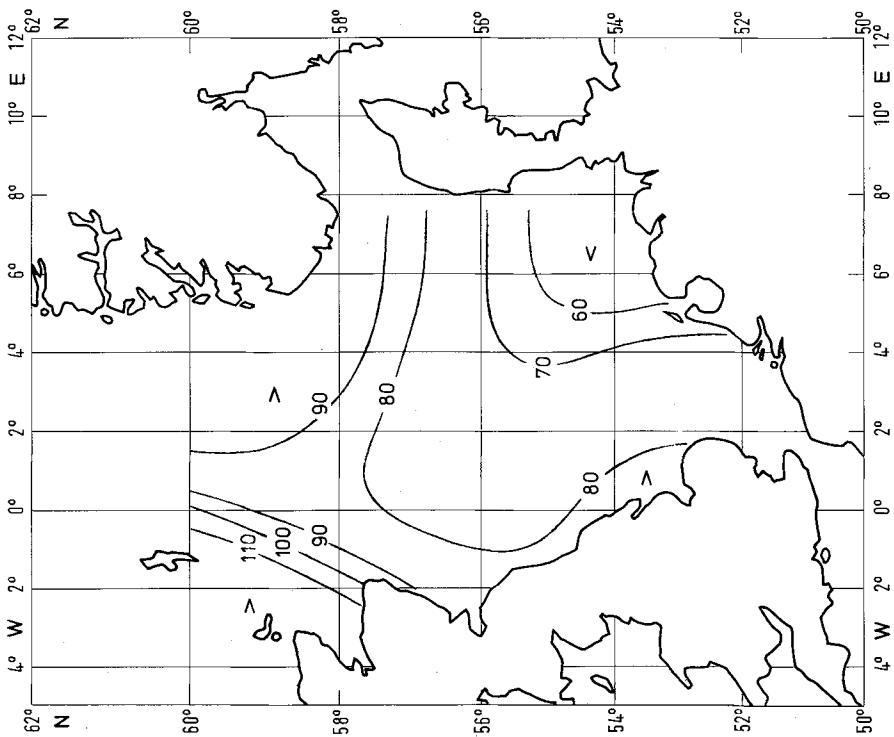


Abb. 17.2. Mittlerer atmosphärischer Wasserumsatz im Quartal April bis Juni in Millimeter

Fig. 17.2. Mean excess of precipitation over evaporation in the quarter April to June in millimetres

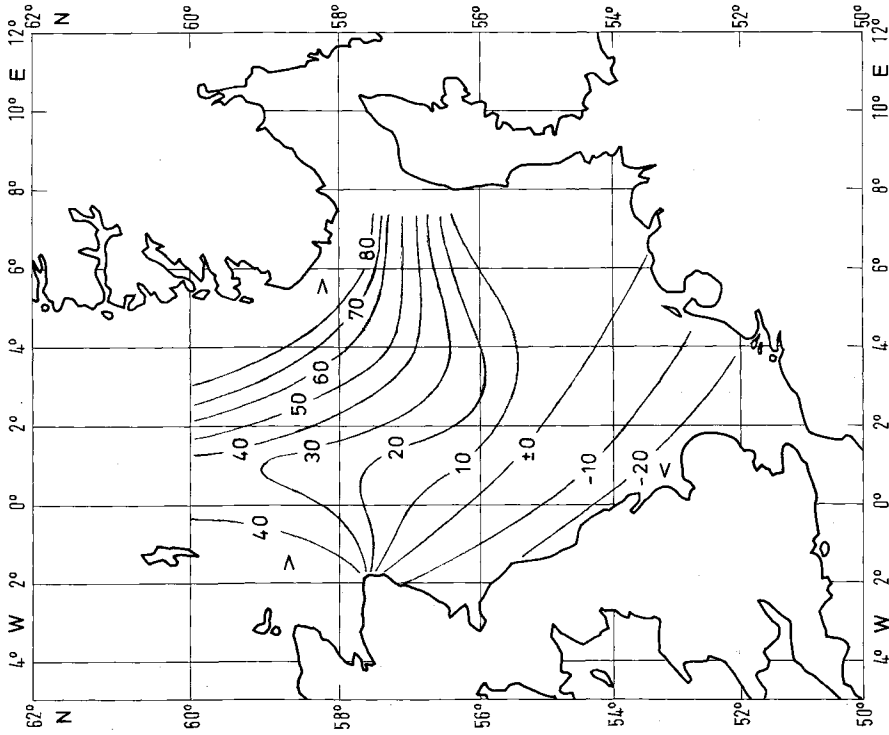


Abb. 17.4. Mittlerer atmosphärischer Wasserumsatz im Quartal Oktober bis Dezember in Millimeter

Fig. 17.4. Mean excess of evaporation over precipitation in the quarter October to December in millimetres

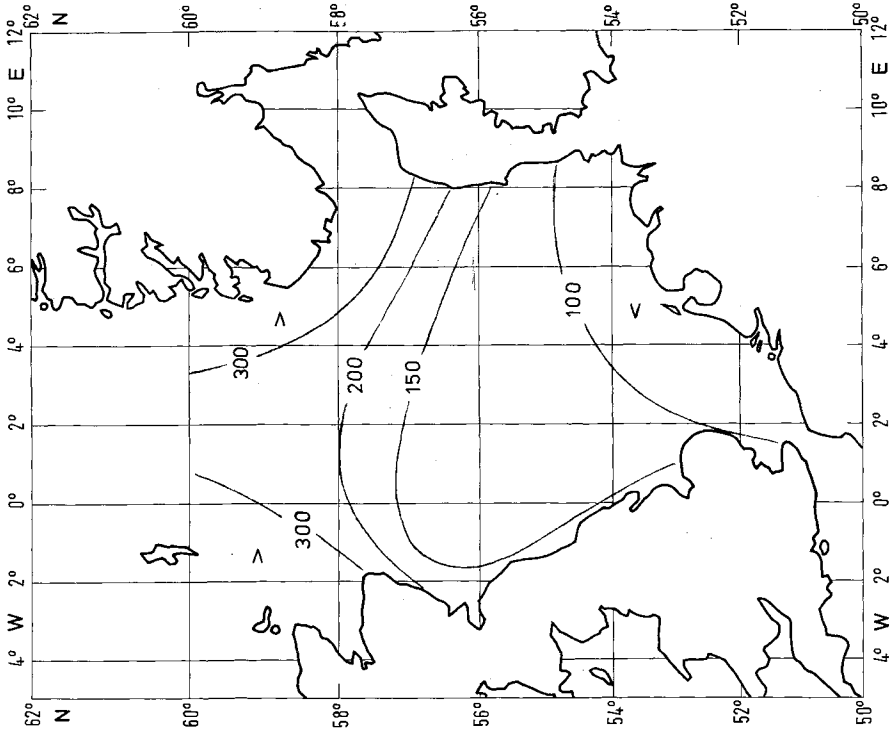


Abb. 17.5. Jahresmittel des atmosphärischen Wasserumsatzes in Millimeter

Fig. 17.5. Yearly mean excess of evaporation over precipitation in millimetres

3 Spektrum der Schwankungen hydrographischer Größen in der Nordsee

Schätzungen der relativen Varianz von langen Temperaturreihen weisen ein kontinuierliches Spektrum über alle Perioden (Hasselmann [1976]) bzw. über alle Wellenlängen auf. Ein mittleres Varianzspektrum hat Mitchell (Mitchell [1976]) angegeben. Es reicht im Periodenbereich vom Alter der Erde bis zu Perioden von einer Stunde.

Im folgenden soll nur der Teil des Spektrums betrachtet werden, der abgeleitet werden kann aus der Beobachtung meeresphysikalischer Parameter, d. h. etwa Schwankungen oder Änderungen der Wassertemperatur in den letzten 100 Jahren. Wie die Abbildung 18 zeigt, weist das Varianzspektrum in diesem Periodenbereich drei Energiekonzentrationen (Peaks) auf, die streng periodische Prozesse anzeigen.

In mittleren Breiten ist die saisonale Temperaturschwankung – die Jahreswelle – das herausragende periodische Ereignis. Nur die täglichen und die durch die horizontalen Verlagerungen der halbtägigen Mondzeiten hervorgerufenen Temperaturschwankungen können, wenn auch wesentlich schwächer, vergleichbar aufgezählt werden.

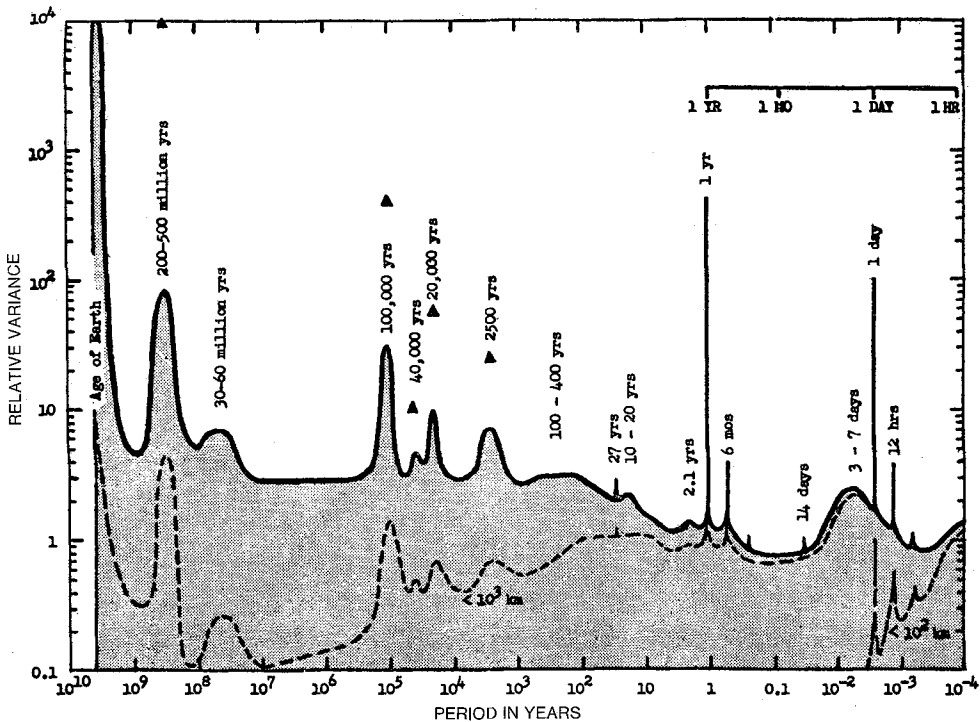


Abb. 18. Schätzung der relativen Varianz der Temperatur (Mitchell [1976])

Fig. 18. Estimate of the relative temperature variance (Mitchell [1976])

3.1 Temperaturschwankungen

3.1.1 Datenquellen

Zur Bestimmung der Jahreswelle der Temperatur stehen verschiedene Datensätze zur Verfügung. Die umfangreichste Datensammlung hydrographischer Beobachtungen liegt beim ICES Service Hydrographique vor, die im wesentlichen umfasst:

- Oberflächenbeobachtungen
- hydrographische Serien
- Bathythermographenregistrierungen
(einschließlich Expandable Bathythermograph, XBT)

Die außerordentlich große Zahl von Temperaturbeobachtungen, die in den meteorologischen Wettertelegrammen (OBSE) enthalten sind, liegt leider nicht als geschlossene Datensammlung vor. Dieses Datenmaterial ist zudem sehr heterogen und von begrenzter Genauigkeit (Walden [1966]; Saur [1963]; Tabata [1979]). Die große Zahl dieser Beobachtungen erlaubt aber statistische Aussagen.

Eine weitere Quelle, insbesondere für klimatologische Untersuchungen, sind die sogenannten „langen Reihen“. Es sind im allgemeinen Beobachtungen von Feuerschiffen aus, von vorgeschobenen Leuchttürmen oder auch von Küstenstationen. Leider sind viele Reihen durch den Einzug von Feuerschiffen oder durch personelle Engpässe abgebrochen.

Eine andere Art „langer Reihen“ sind die Bearbeitungen von Smed (Smed [1952]), der für monatliche Intervalle für bestimmte Areale des Nordatlantiks und der Nordsee aus allen verfügbaren Quellen Daten zusammengestellt und Monatsmittelwerte angegeben hat. Die Brauchbarkeit derartiger Reihen ist durch viele Untersuchungen, insbesondere des langperiodischen Anteils belegt (Colebrook [1976]).

Eine Datensammlung ähnlicher Art sind die digitalisierten wöchentlichen Analysen der Oberflächentemperatur der Nordsee. Diese Karten liegen ohne Unterbrechung seit 1968 vor. Zur Analyse werden die meteorologischen Telegramme kommerzieller Schiffe, Beobachtungen von Feuerschiffen, Leuchttürmen und Ölrigs sowie Daten verschiedener Küstenstationen benutzt. Vermehrt gehen auch spezielle Beobachtungen von Forschungsschiffen in das Datenkollektiv ein. Im allgemeinen liegen für das noch quasi-synoptische Wochenintervall zwischen 300 bis 600 Beobachtungen vor. Die Analysenmethode ist beschrieben worden von Mittelstaedt (Mittelstaedt [1969]). Da die verwendeten Einzelbeobachtungen entweder nicht oder aber in sehr unterschiedlichen Archiven gespeichert werden, wurden die analysierten Felder diskretisiert und gespeichert. Das 20-Seemeilen-Gitter enthält für die Nordsee 420 Punkte. Die mehr als $2,5 \cdot 10^5$ Werte liegen auf Magnetplatte vor.

3.1.2 Analysen der Jahreswelle

Auf der Basis des Atlases „Monatskarten der Oberflächentemperatur für die Nord- und Ostsee und die angrenzenden Gewässer“ von Böhnecke und Dietrich hat Dietrich [1953] anhand von 692 Jahresreihen, die harmonisch analysiert wurden, die Amplitude und Phase des Jahresganges der Oberflächentemperatur angegeben. Dietrich zeigte, daß bereits das halbjährliche Glied verhältnismäßig klein ist. Der Anteil des dritteljährlichen Gliedes verschwindet bereits.

Aus dem Amplitudenverhältnis und der Phasendifferenz der jährlichen und halbjährlichen Welle gibt Dietrich die Verfrühungen der jährlichen Welle an

$$A = C_1 - \left(\frac{C_2}{2} + 180^\circ \right).$$

C_1 Phase der jährlichen Welle

C_2 Phase der halbjährlichen Welle

Bei völliger Symmetrie der jährlichen Welle ist die Verfrühung Null. Mit zunehmender Verfrühung wächst die Asymmetrie des Jahresganges. Der Temperaturanstieg im Frühjahr erfolgt schneller als die Temperaturabnahme im Herbst. Die Verfrühung des Eintritts des sommerlichen Temperaturmaximums weist für den überwiegenden Teil der Nordsee nur geringe lokale Unterschiede auf. Das Amplitudenverhältnis zwischen der jährlichen und der halbjährlichen Welle zeigt dagegen einen deutlichen Nord-Süd-Gradienten, der auf eine Beeinflussung der halbjährlichen Welle durch den Nordatlantik bzw. das Europäische Nordmeer hinweist.

Nachdem zehnjährige Reihen der digitalisierten wöchentlichen SST-Karten des Deutschen Hydrographischen Instituts vorlagen, wurde dieses Material ebenfalls einer harmonischen Analyse unterzogen. Eine vorherige Prüfung der Daten ergab, daß das zehnjährige Mittel nur unwesentlich von dem fünfzigjährigen Mittel abweicht.

Die Abbildung 19.1 zeigt die Differenz zwischen dem zehnjährigen (1968 bis 1978) und dem fünfzigjährigen (1905 bis 1954) Mittel.

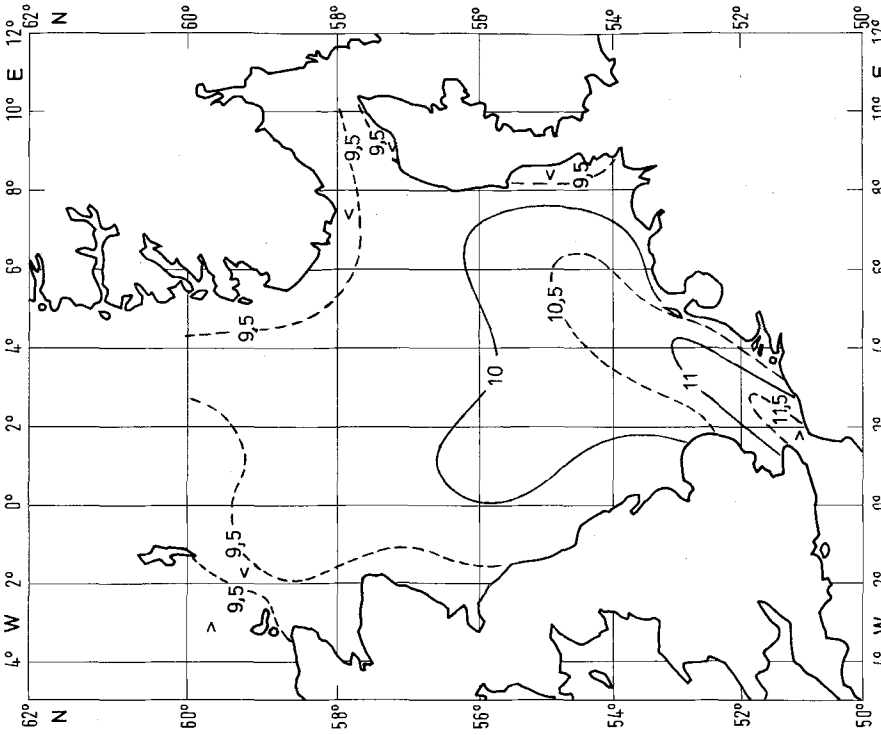


Abb. 19.2. Jahresmittel der SST (A_0) in Grad Celsius
Fig. 19.2. Yearly harmonic mean SST (A_0) in degrees Celsius

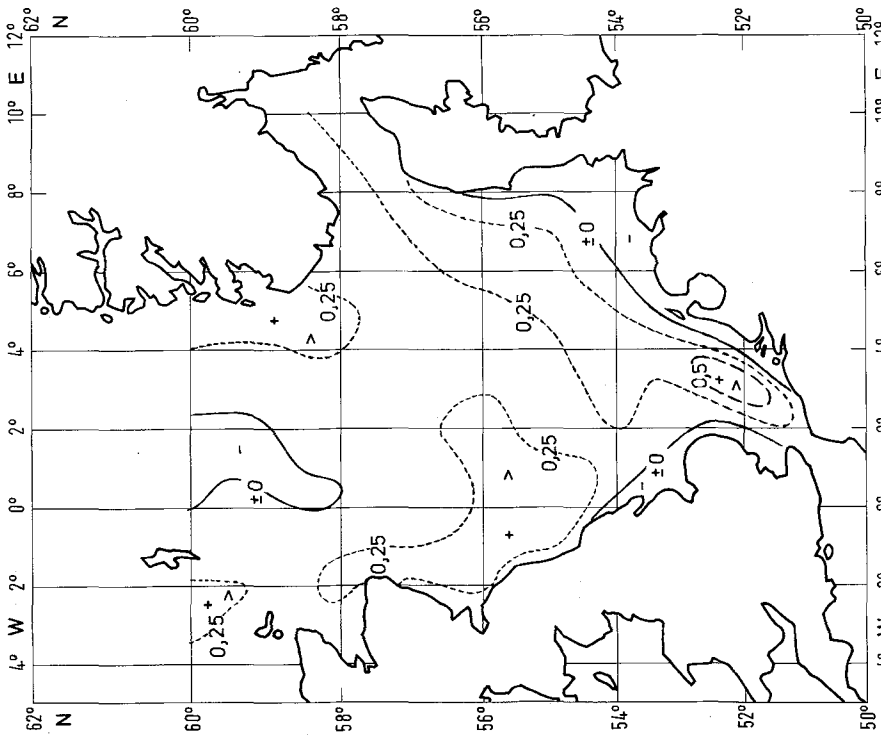


Abb. 19.1. Abweichung des Zehnjahresmittels der SST (1968 bis 1978)
von dem Fünfzigjahresmittel (1905 bis 1954) in Kelvin
Fig. 19.1. Deviation of the 10-year mean SST (1968 to 1978)
from the 50-year mean SST
(1905 to 1954) in Kelvin

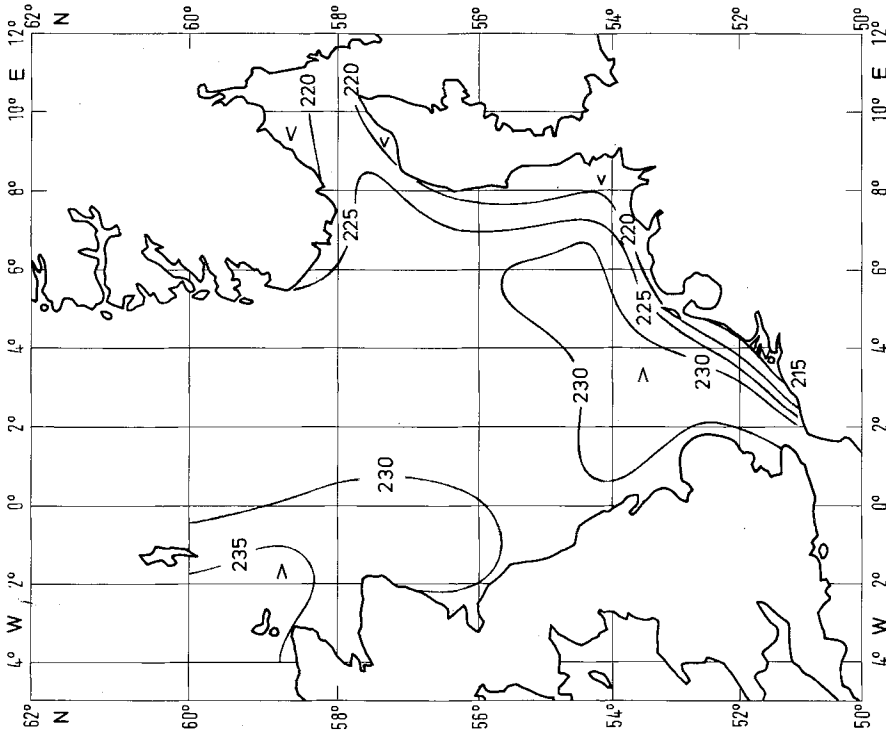


Abb. 19.4. Phase der jährlichen Welle der SST in Tagen
 Fig. 19.4. Phase of the yearly harmonic SST wave in days

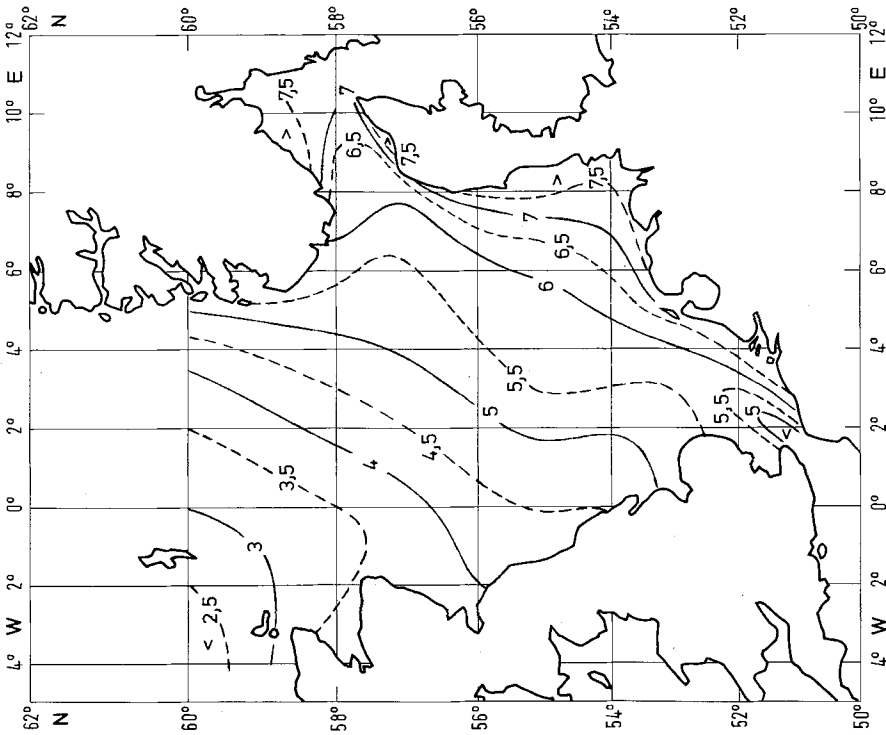


Abb. 19.3. Amplitude der jährlichen Welle der SST in Kelvin
 Fig. 19.3. Amplitude of the yearly harmonic SST wave in Kelvin

Die mittlere Temperaturverteilung (A_0), die Amplituden- und die Phasenverteilung – Abbildungen 19.2 bis 19.4 – bestätigen eindrucksvoll die bereits von Dietrich vorgelegten Analysen. Es zeigt sich, daß der Einfluß des Englischen Kanals und der Einfluß des Nordost-Atlantiks auf die Eintrittszeit des jährlichen Temperaturmaximums eine verspätende Wirkung haben. Die Zeitdifferenz des Eintritts beträgt aber innerhalb der Nordsee nicht mehr als etwa drei Wochen.

Auch bei dieser Analyse bestätigt sich die gleichmäßige, fast lineare Zunahme der Amplitude der Jahreswelle bei den Shetland Inseln von etwa 2,5 K bis auf etwa 8,5 K in den nordfriesischen Wattengebieten. Dietrich nahm an, daß die unterschiedlich starke Gezeitenstromturbulenz in der Nordsee zu dieser Amplituden- und Phasenverteilung führt.

Vergleichen wir die Amplitudenverteilung mit der Topographie der Nordsee (Abb. 1), finden wir keine hohe Korrelation. Berücksichtigen wir die Amplitude des maximalen Gezeitenstroms (Abb. 6.1) bzw. die Verknüpfung zwischen Tiefe und Gezeitenstrom, nämlich den Schichtungsparameter (Abb. 13), finden wir darin allein keine Erklärung. Ebenso kann kein deutlicher Einfluß des Reststromsystems der Nordsee auf die Amplitudenverteilung gesehen werden.

In der allgemeinen, mehr geographisch-klimatologischen Literatur wird diese Zunahme der Amplitude mit Annäherung an den Kontinent erklärt durch eine zunehmende Kontinentalität des Klimas. Dies hieße, daß der Jahresgang des Netto-Energieaustauschs zwischen der Nordsee und der Atmosphäre eine gleiche Amplituden- und Phasenverteilung wie der Jahresgang der Oberflächentemperatur haben müßte. Wir werden darauf in 4.5 zurückkommen.

Die Jahreswelle der Temperatur im Bodenwasser, analysiert aus dem Material von Tomczak und Goedecke [1962], zeigt – verglichen mit der Oberflächentemperatur – ein anderes Bild.

Die Abbildungen 20.1 bis 20.3 zeigen Mittelwert, Amplitude und Phase der Jahreswelle der Bodenwassertemperatur. Die minimale Amplitude der Jahreswelle tritt in der Norwegischen Rinne mit weniger als 0,5 K auf. In den ausgedehnten Arealen der zentralen Nordsee beträgt die Jahresamplitude noch weniger als 1 K. Mit Annäherung an die englische und die kontinentale Küste nimmt die Amplitude im Bodenwasser zu und erreicht teilweise den Betrag der Oberflächenamplitude. Die Phasenverteilung zeigt deutlich, daß das Temperaturmaximum in Bodennähe später als an der Oberfläche eintritt. So werden in der zentralen Nordsee die maximalen Temperaturen erst in der zweiten Dezemberhälfte, in der Norwegischen Rinne teilweise sogar erst im Januar beobachtet.

Insgesamt ist der Jahresverlauf der Bodenwassertemperatur unharmonischer als der an der Oberfläche.

3.1.3 Klimatologische Schwankungen der Temperatur

Untersuchungen der längerperiodischen Schwankungen der Temperatur an der Oberfläche sind für die Nordsee insbesondere durch Goedecke (Goedecke [1952]) und Tomczak (Tomczak [1967]) ausgeführt worden. Während Goedecke im wesentlichen lange Reihen aus der Deutschen Bucht untersuchte, hat Tomczak mit dem Datenmaterial aus dem Zeitraum von 1905 bis 1954 gearbeitet, das auch den bekannten Mittelwertatlanten der Nordsee zugrunde liegt.

Beide Autoren weisen eine mittlere Temperaturzunahme im Oberflächenwasser nach, die bei linearer Ausgleichsrechnung signifikant ist. Die Temperaturzunahme für den Berichtszeitraum zeigt relativ starke regionale und jahreszeitliche Unterschiede. Goedecke zeigt einen Zusammenhang der Erwärmung der Nordsee mit der des Europäischen Nordmeeres und des Nordostatlantischen Ozeans. Als Ursache für die Erwärmung der Nordsee werden von Tomczak ein verstärkter Einfluß des Atlantischen Ozeans und der Ostseeabflüsse auf die Nordsee, kontinentale Festlandseinflüsse sowie atmosphärische Beeinflussung genannt.

Auf die Schwierigkeiten bei der Ermittlung von Temperaturtrends durch lineare Ausgleichung haben Becker und Kohnke [1975] hingewiesen und vorgeschlagen, derartige Reihen mit numerischen Filtern zu behandeln, um den höherfrequenten Teil des Spektrums bis hin zur Frequenz der Jahreswelle zu eliminieren.

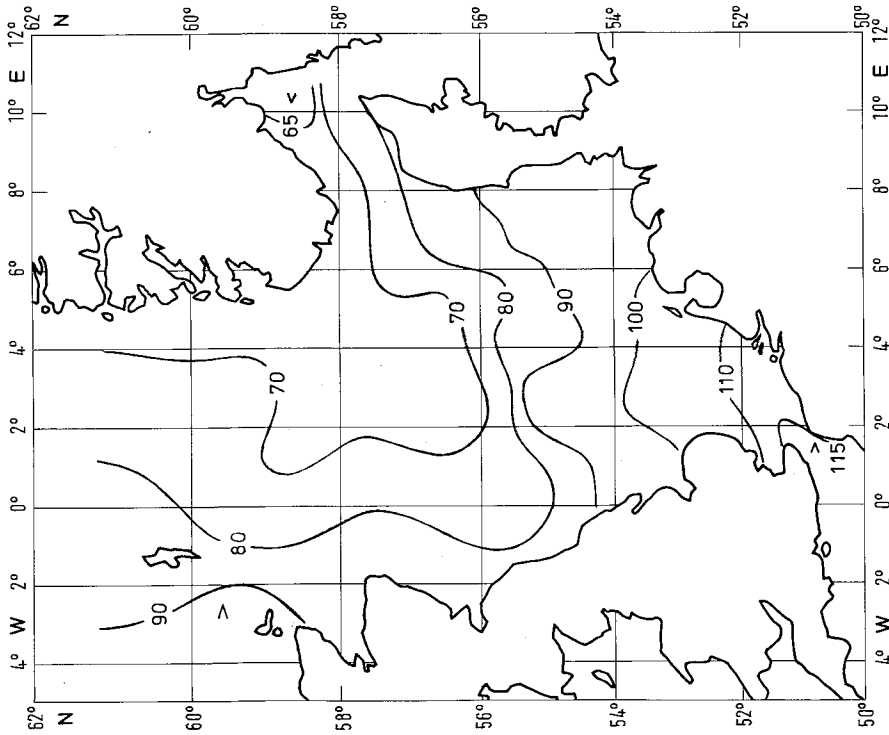


Abb. 20.1. Mittelwert der Bodenwassertemperatur
in Grad Celsius $\times 10$
Fig. 20.1. Yearly harmonic mean near bottom water temperature
in degrees Celsius $\times 10$

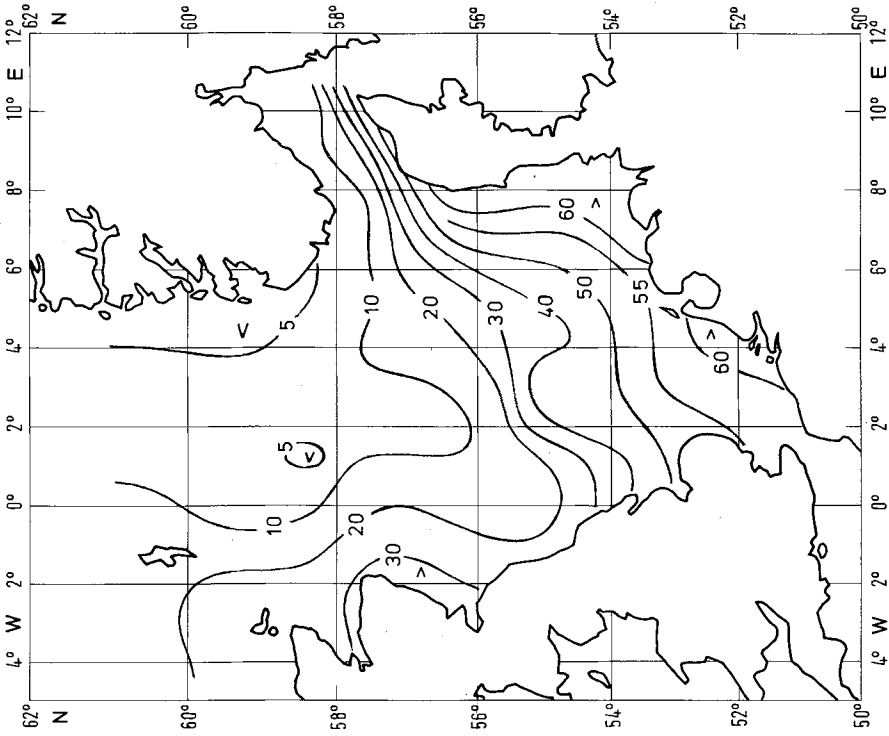


Abb. 20.2. Amplitude der jährlichen Welle der Bodenwassertemperatur
in Kelvin $\times 10$
Fig. 20.2. Amplitude of the yearly harmonic near bottom water
temperature in Kelvin $\times 10$

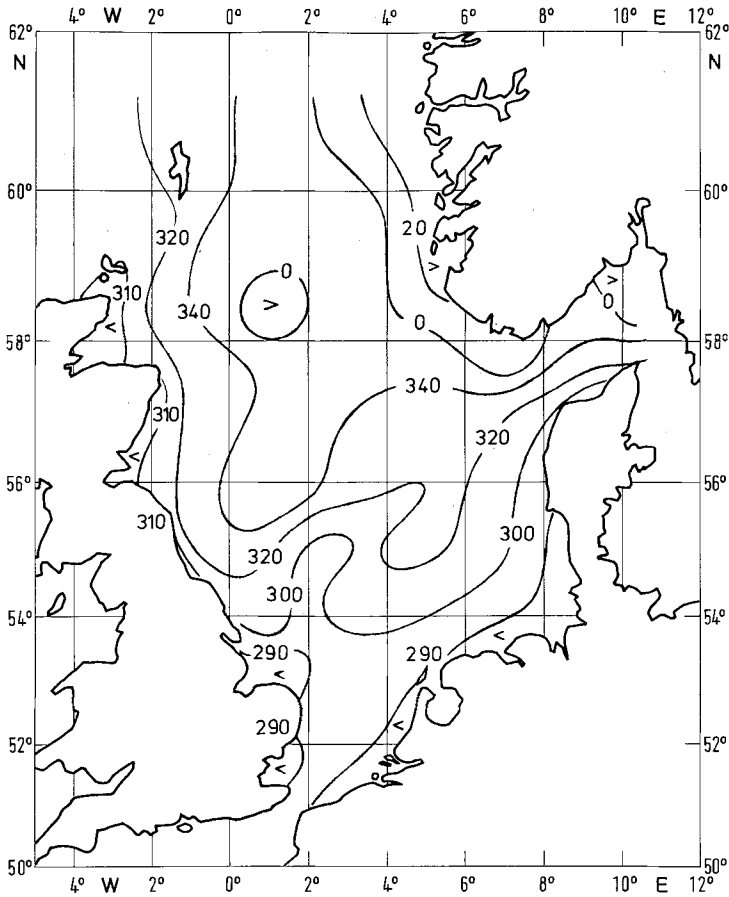


Abb. 20.3. Phase der jährlichen Welle der Bodenwassertemperatur in Tagen
 Fig. 20.3. Phase of the yearly harmonic near bottom water temperature in days

Anhand von fünf langen Reihen vom ostatlantischen Schelf und der Nordsee konnte nachgewiesen werden (Becker und Kohnke [1977]), daß dort in etwa den letzten einhundert Jahren kein linearer Trend, weder eine generelle Temperaturzunahme noch eine Temperaturabnahme, gefunden werden kann.

In der Abbildung 21 sind die gefilterten Temperaturreihen (alle Perioden ≤ 1 Jahr sind eliminiert) dargestellt. Die Abbildung zeigt, daß die starken Temperaturschwankungen im Periodenbereich von 2 bis 5 Jahren längerperiodische Änderungen verdecken; ein signifikanter Trend über das Gesamtintervall kann nicht gefunden werden.

Zwischen den Temperaturreihen aus der Biskaya und der südlichen Nordsee werden hohe Kohärenzen festgestellt. Dagegen ist die Kohärenz zwischen der Biskaya-Reihe und der Reihe von den Färöern wie auch zwischen dieser und denen der Nordsee im längerperiodischen Bereich nicht signifikant.

Diese Aussage deckt sich mit Untersuchungen von Colebrook und Taylor (Colebrook and Taylor [1979]). Diese fanden, daß im Nordatlantik Temperaturschwankungen gekoppelt sind an Veränderungen des Nordatlantischen Stromsystems; die Oberflächentemperaturen der Nordsee werden dagegen überwiegend durch den direkten Wärmeaustausch mit der Atmosphäre gesteuert, wobei dieser stark beeinflusst wird durch die meridionale Komponente des Oberflächenwindes.

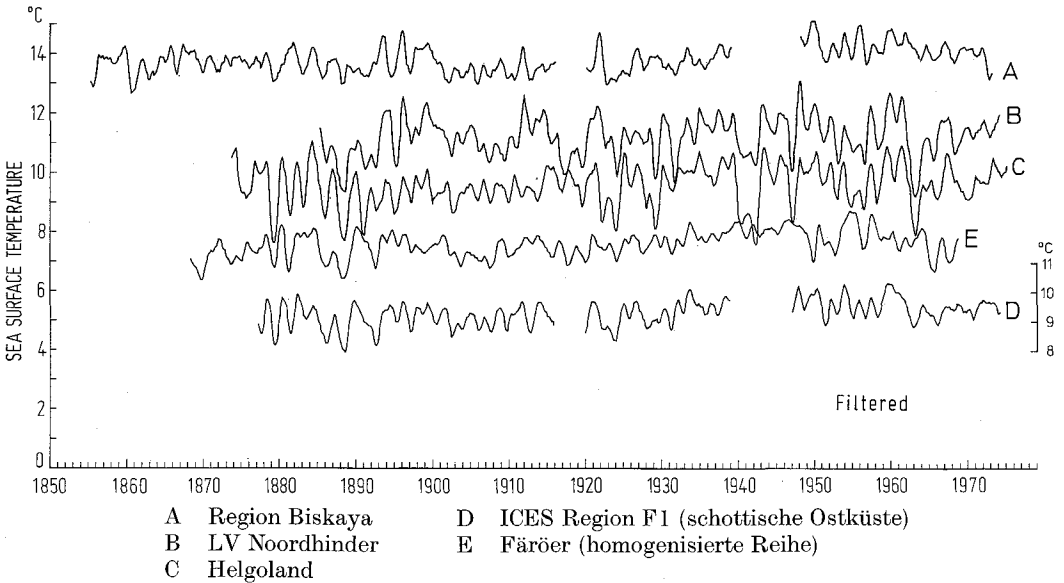


Abb. 21. Gefilterte SST-Reihen (Tiefpass-Filter) aus dem Zeitraum 1854 bis 1973 für fünf Gebiete des ostatlantischen Schelfs (Becker und Kohnke [1977])

Fig. 21. Filtered SST series (Low Pass Filter) 1854 to 1973 from five East Atlantic shelf areas (Becker and Kohnke [1977])

Damit kann geschlossen werden, daß die nördliche Nordsee an der Oberfläche großräumig nicht oder nur geringfügig durch advective Wärmeströme aus dem Atlantik oder Europäischen Nordmeer beeinflusst wird, während advective Ströme vom Englischen Kanal in der südlichen Nordsee nicht ausgeschlossen werden können, wie die hohen Kohärenzen zeigen.

Untersuchungen der längerperiodischen Temperaturschwankungen im Bodenwasser der Nordsee liegen bisher wegen der fehlenden Datendichte nicht vor, so daß Aussagen über die Veränderlichkeit der Temperatur des Bodenwassers der zentralen Nordsee und der Norwegischen Rinne nicht gemacht werden können. Auch liegen keine Informationen über die Schwankungen der Mächtigkeit der sommerlichen Deckschicht vor.

Aus der Abschätzung der Wärmebilanz wird in Abschnitt 5.5 gezeigt werden, daß im Tiefenwasser der Norwegischen Rinne ein in die Nordsee gerichteter Wärmestrom aus dem Europäischen Nordmeer erfolgen muß. Eine Kopplung der längerperiodischen Temperaturschwankungen der Norwegischen Rinne mit dem Europäischen Nordmeer muß als wahrscheinlich gelten.

4 Wärmestrom an der Grenzfläche Wasser – Luft

Der Umsatz thermischer Energie an der Grenzfläche Wasser – Luft setzt sich im wesentlichen aus den vier Komponenten zusammen:

- direkte und diffuse Sonnenstrahlung (I)
- fühlbarer Wärmestrom (Q_H)
- latenter Wärmestrom (Q_E)
- langwellige Abstrahlung (Q_B)
der Meeresoberfläche.

Die Netto-Wärmestromdichte ist damit:

$$Q = I - Q_H - Q_E - Q_B \quad (4.1)$$

Für die Wärmeströme an der Oberfläche liegen Messungen für die Nordsee – für die Beschreibung des Jahresganges – in ausreichender Zahl nicht vor.

Während des Fladengrund-Experiments sind über etwa drei Monate Messungen der vertikalen Ströme bzw. Berechnungen derselben ausgeführt worden, die einen Einblick geben in die zeitliche Variabilität der Netto-Wärmestromdichte zur Zeit der Erwärmungsphase der nördlichen Nordsee (Soetje und Huber [1980]).

In der Abbildung 22 sind der zeitliche Verlauf der Netto-Wärmestromdichte und der Impulsflußdichte an der Grenzfläche sowie die Änderungen der Oberflächentemperatur dargestellt. Das herausragende Signal in der Wärmestrombilanz ist die tägliche Welle, die in dem vorliegenden Zeitintervall eine mittlere Amplitude von etwa 250 W m^{-2} hat. Während Ende März die Tagesbilanz noch etwa ausgeglichen ist, nimmt die Wärmestromdichte in die Wassersäule bis zum Juni auf etwa 200 W m^{-2} zu.

Bemerkenswert ist ferner, daß im Juni an einzelnen Tagen keine negativen Wärmeströme auftraten. Das heißt, daß der fühlbare Wärmestrom die langwellige Abstrahlung und den latenten Wärmestrom kompensieren muß.

Die Untersuchungen von Soetje und Huber zeigen auch, daß der Wärmeinhalt der Wassersäule an der FLEX-Zentralstation in der nördlichen Nordsee während der saisonalen Erwärmungsphase nahezu bilanziert wird durch die Netto-Wärmestromdichte an der Grenzfläche Wasser – Luft.

Globale Abschätzungen der Wärmestrombilanz sind von Budyko (Budyko et al. [1962]) vorgelegt worden. Daraus sind von Kim und Gates (Kim and Gates [1979]) Werte für die jährliche Schwankung der Wärmestrombilanz veröffentlicht worden. Die global angelegten Darstellungen lösen aber die Nordsee nur unzureichend auf.

Klimatologische Werte des Netto-Energieumsatzes mit einer ausreichenden zeitlichen und räumlichen Auflösung lassen sich gegenwärtig nur unter der Verwendung von einfachen Bulk-Austauschbeziehungen gewinnen.

Für die Parametrisierung der einzelnen Komponenten des Wärmestroms durch die Oberfläche sind sehr unterschiedliche Ansätze gemacht worden. Unter Verwendung verschiedenster Datensätze ist daraus eine Vielzahl von Bulkformeln entstanden, die sich zum Teil nur durch die Koeffizienten unterscheiden; teilweise ist aber auch mit für die praktische Benutzung schwer meßbaren Parametern gearbeitet worden.

In der vorliegenden Arbeit werden Bulkformeln benutzt, die von Haney (Haney [1971]) angegeben worden sind. Diese haben den Vorteil gegenüber anderen, daß nur meteorologische Standardbeobachtungen verwendet werden, wie sie zum Beispiel für die Nordsee im Seewetteramt Hamburg gesammelt und statistisch bearbeitet werden.

Die Solarstrahlung wurde mit einem Modell von Nagel (Nagel [1971]) bestimmt, das sich auf die Benutzung einer meteorologischen Standardbeobachtung, dem Bedeckungsgrad, beschränkt.

Die Anwendung von Bulkformeln zur Abschätzung der Wärmeströme und die Benutzung eines einfachen Strahlungsmodells enthalten einige Unsicherheiten. Wie neuere Untersuchungen (z. B. Wear and Strub [1981]; Esbensen und Reynolds [1981]) zeigen, muß mit mittleren Fehlern bis zu 10% gerechnet werden. Die eigentliche Schwierigkeit bei der

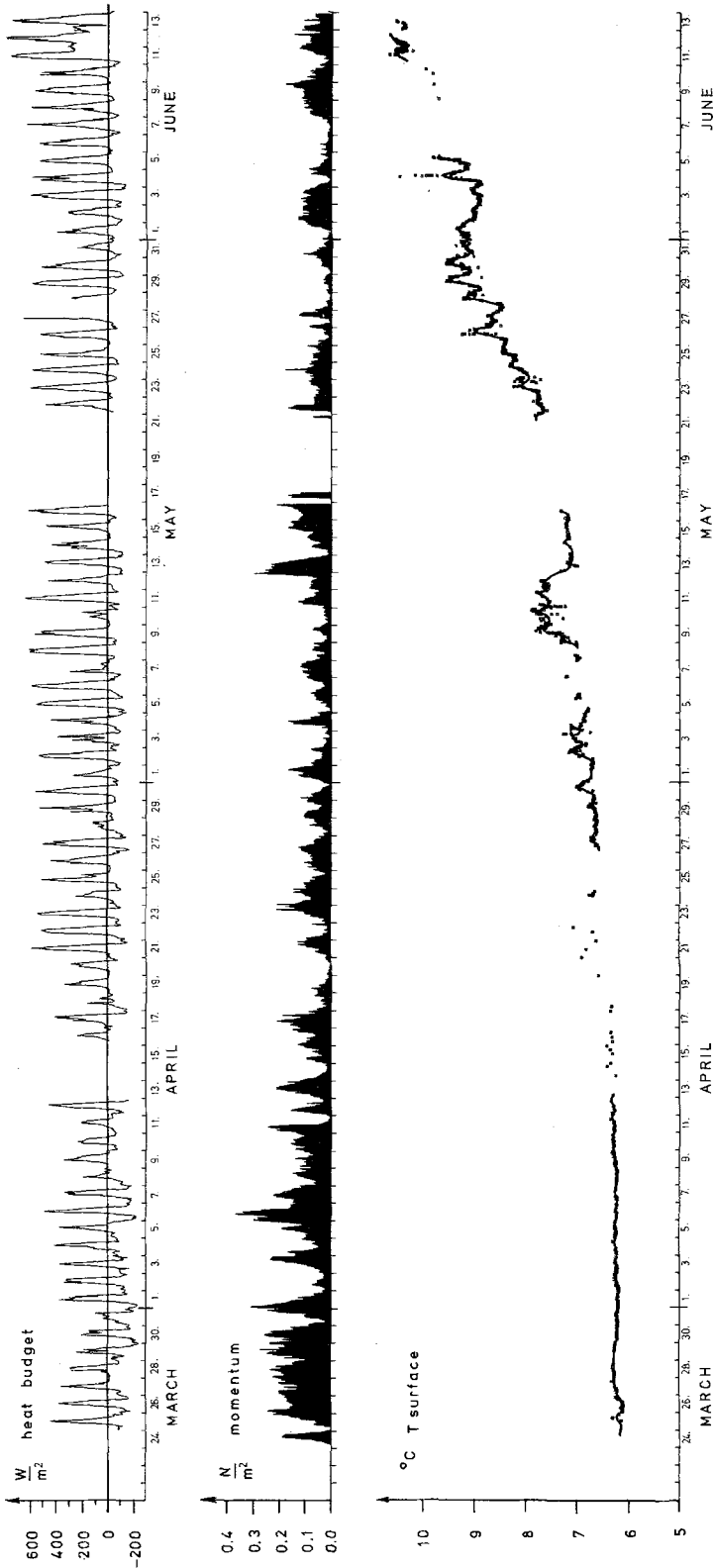


Abb. 22. Netto-Wärmestromdichte, Impulsflußdichte und Oberflächentemperaturverlauf während FLEX '76 (Soetje und Huber [1980])
 Fig. 22. Net heat flux, flux of momentum and SST during FLEX '76 (Soetje and Huber [1980])

Ermittlung des Jahresganges der Netto-Wärmestromdichte an der Grenzfläche Wasser—Luft ist das Fehlen ausreichend dichter, regional unterscheidender Mittelwerte meteorologischer Größen, insbesondere bei der Bewölkung.

Die Ergebnisse und die Erfahrungen, gewonnen bei der Anwendung einfacher Ansätze zur Ermittlung der Netto-Wärmestromdichte, sind allgemein positiv.

Riepma konnte zum Beispiel zeigen (Riepma [1978]), daß während JONSDAP '76 in der südlichen Nordsee die Veränderung des Wärmeinhalts der Wassersäule, gemessen mit Hilfe von Thermistoren in Strommesserverankerungen, übereinstimmt mit der Bilanz der Wärmeströme — bestimmt mit Bulkformeln — und der beobachteten Solarstrahlung. Riepma fand, daß das Mittel der Änderung des Wärmeinhalts und des Netto-Energieumsatzes für die Beobachtungszeit von 21 Tagen genau 118 W m^{-2} betrug und sich damit kompensierte. Riepma schloß unter Berücksichtigung der Strombeobachtungen, daß advektive Prozesse in der südlichen Nordsee in dieser Zeit nur eine untergeordnete Rolle spielten. Darüber hinaus bestätigt dieses Ergebnis, daß die Fehler bei der Anwendung der mit Bulkformeln bestimmten Netto-Wärmeströme relativ klein sind, wenn klimatologische Daten verwendet werden.

4.1 Klimatologische Daten hydrometeorologischer Größen für die Nordsee

Zur Bestimmung der Flüsse von latenter Wärme, fühlbarer Wärme und der langwelligen Rückstrahlung wurden klimatologische Monatswerte des Luftdrucks, der Lufttemperatur, der Windgeschwindigkeit, der relativen Feuchte, der Bedeckung und der Wassertemperatur benutzt. Die meteorologischen Monatsmittelwerte wurden den „Seehandbüchern für die Nordsee“ (Deutsches Hydrographisches Institut [1977–1980]) und unveröffentlichten Daten des Seewetteramtes Hamburg entnommen. Die Monatsmittelwerte der Temperatur des Wassers an der Oberfläche wurden aus den zehnjährigen Reihen der quasi-synoptischen Oberflächentemperaturkarten des Deutschen Hydrographischen Instituts ermittelt. Während die letzteren bereits auf einem engabständigen 20-Seemeilen-Gitter vorlagen, sind die meteorologischen Werte als Mittelwerte für verschiedene Areale unterschiedlicher Größe der Nordsee vorhanden. Hier wurde angenommen, daß klimatologische, meteorologische Mittelwerte eine geringere räumliche Variabilität als z. B. hydrographische Parameter haben. Die Mittelwerte wurden daher als repräsentativ für die Gebiete angenommen, aus denen Beobachtungen zur Berechnung des Mittelwertes benutzt worden sind. Eine Glättung zwischen den Gebieten ist nicht erfolgt. Während in der südlichen und zentralen Nordsee die klimatologischen Mittelwerte für ausreichend kleine Areale bekannt sind, liegen diese für die nördliche Nordsee und für das Skagerrak nur großräumig vor. Für die weiteren Rechnungen wurden die klimatologischen Werte auf das 20-Seemeilen-Gitter übernommen.

4.2 Direkte und diffuse Solarstrahlung an der Meeresoberfläche

Die im folgenden beschriebene Bestimmung der direkten und diffusen Solarstrahlung an der Meeresoberfläche wurde ausgeführt unter der Verwendung eines von Nagel angegebenen Strahlungsmodells (Nagel [1971]). Dieses Modell geht aus von der bekannten spektralen Verteilung der Solarstrahlung an der Obergrenze der Atmosphäre und den entsprechenden Transmissionswerten durch die Atmosphäre.

Die Albedo der Meeresoberfläche α ist hier allein eine Funktion der Zenithdistanz der Sonne ϑ (Pivovarov, Anisimova, Yerikova [1965]; Friedrich [1978]).

$$\alpha(t) = 0,04 / (0,04 + \cos \vartheta(t)) \quad (4.2.1)$$

Die Zenithdistanz ϑ ist

$$\cos \vartheta(t) = \sin \varphi \sin D + \cos \varphi \cos D \cos l, \quad (4.2.2)$$

wobei φ die geographische Breite, D die Deklination und l der Stundenwinkel, bezogen auf den lokalen Sonnenhöchststand, bedeuten.

Die Deklination ist eine Funktion der Zeit t

$$D(t) = A \sin(k - \lambda) \quad \text{mit} \quad A = 23^\circ \quad \text{für} \quad 1 \text{ d} \leq t \leq 365 \text{ d} \\ k = 183 \text{ d} + t \\ \lambda = 9 \text{ d} \quad (4.2.3)$$

Der Stundenwinkel l ergibt sich aus den Auf- und Untergangzeiten der Sonne, die für die nördliche und die südliche Begrenzung der Nordsee ermittelt wurden mit den im Deutschen Hydrographischen Institut benutzten Verfahren, die die Höhenparallaxe der Sonne und die Refraktion der Atmosphäre berücksichtigen. Das Modell von Nagel umfaßt einen Spektralbereich von 0,3 bis 4,0 μm , der in neun Intervalle aufgeteilt ist. Im ersten Intervall ($n = 1$), das den gesamten Spektralbereich berücksichtigt, wird die diffuse Solarstrahlung modelliert.

Der Fluß der diffusen Solarstrahlung an der Meeresoberfläche ist

$$I_1(0, t) = (1 - \alpha(t)) I_1^+ \tau_1 \quad (4.2.4)$$

wobei I^+ der ungestörte direkte Fluß und τ die Transmission ist.

Im n -ten Intervall ($2 \leq n \leq 9$) gilt

$$I_n(0, t) = (1 - \alpha(t)) \tau_n \cos \vartheta(t) I_n^+ \cos \vartheta(t). \quad (4.2.5)$$

Für die effektive Solarstrahlung an der Meeresoberfläche gilt dann

$$I(0, t) = \sum_{n=1}^9 I_n(0, t). \quad (4.2.6)$$

Mit den von Nagel angegebenen Transmissionswerten wurden die Solarstrahlung schrittweise – in zwanzigminütigen Intervallen – von Sonnenaufgang bis Sonnenuntergang – tagesweise berechnet. Die Berechnung wurde für die südliche und die nördliche Begrenzung der Nordsee, für wolkenfreien und für bedeckten Himmel vorgenommen. Für die in der Nordsee liegenden Gitterpunkte wurde zwischen den Rändern linear interpoliert.

Unter Berücksichtigung der klimatologischen Bedeckungswerte wurden für jeden Gitterpunkt linear zwischen den Strahlungswerten für klaren und bedeckten Himmel interpoliert. Dieses Verfahren ist bei der Verwendung klimatologischer Daten zulässig (Reed [1977]).

Insgesamt jedoch ist sowohl die Benutzung derartiger Transmissionswerte als auch der einfache Ansatz für die Albedo mit großen Unsicherheiten behaftet. Zudem wird bei den Bedeckungswerten nicht nach verschiedenen Wolkenarten und Schichtdicken unterschieden. Wie die Ergebnisse zeigen, liegen die Werte für die Solarstrahlung, gemittelt über einen Tag, aber innerhalb der aus Messungen und aus Ableitungen bekannten Werte (Budyko et al. [1962]).

Die Strahlung wurde jeweils über einen Tag aufsummiert und daraus eine mittlere Energieflußdichte gespeichert. Die mittleren Monatswerte sind in den Abbildungen 23.1 bis 23.12 wiedergegeben.

Während in den Wintermonaten von etwa Oktober bis März im wesentlichen nur ein Süd-Nord-Gradient der Solarstrahlung an der Meeresoberfläche der Nordsee auftritt, sind in dem Sommerhalbjahr bemerkenswerte, regionale Unterschiede zu sehen, die auf unterschiedliche Bewölkung zurückzuführen sind.

Sowohl durch die Vercodung der meteorologischen Standardbeobachtungen in Achtel-Einheiten als auch durch die geringe räumliche Auflösung der klimatologischen Werte wird die Genauigkeit der Solarstrahlungsabschätzung reduziert.

4.3 Langwellige Rückstrahlung

Die langwellige Rückstrahlung hängt im wesentlichen – nach dem Planckschen Strahlungsgesetz – von der vierten Potenz der Temperatur des strahlenden Körpers ab. Die Abhängigkeit von der Bedeckung, der relativen Feuchte und dem Dampfdruck ist relativ gering, so daß die regionalen und zeitlichen Unterschiede bei der Ermittlung des Netto-Energieflusses gering sind.

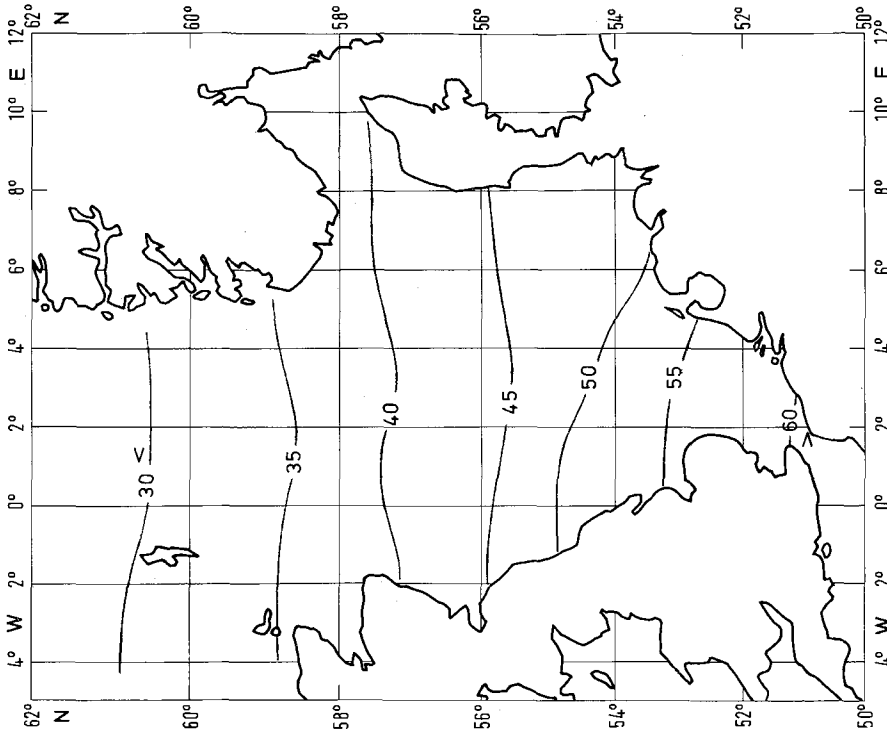


Abb. 23.2. Mittlere Bestrahlungsstärke durch die direkte und diffuse Sonnenstrahlung in W/m^2 für den Monat Februar
Fig. 23.2. Mean solar radiation for February in W/m^2

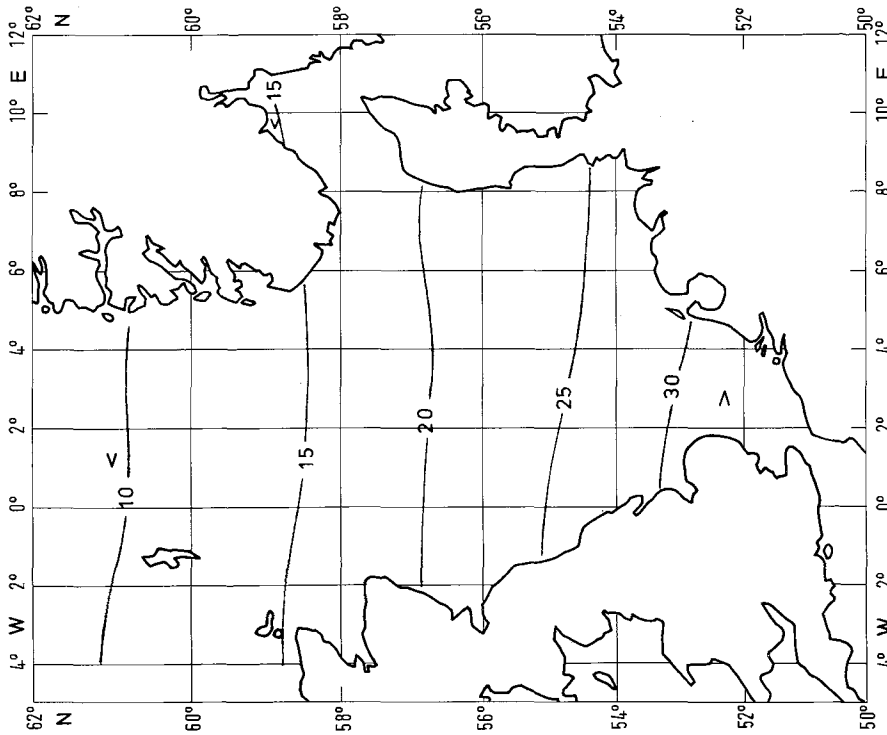


Abb. 23.1. Mittlere Bestrahlungsstärke durch die direkte und diffuse Sonnenstrahlung in W/m^2 für den Monat Januar
Fig. 23.1. Mean solar radiation for January in W/m^2

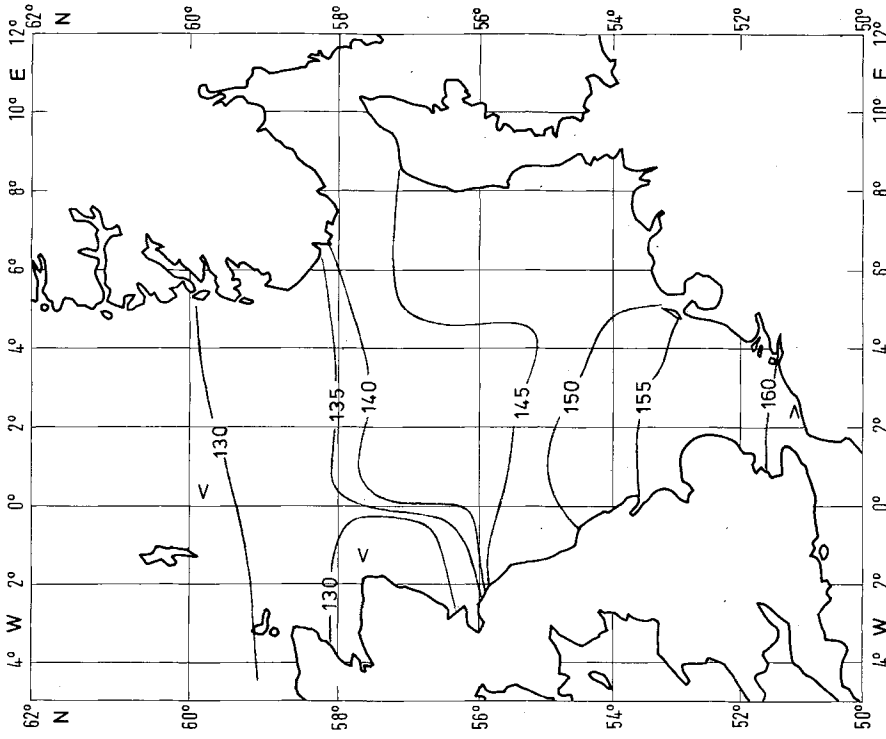


Abb. 23.4. Mittlere Bestrahlungsstärke durch die direkte und diffuse Sonnenstrahlung in W/m^2 für den Monat April
Fig. 23.4. Mean solar radiation for April in W/m^2

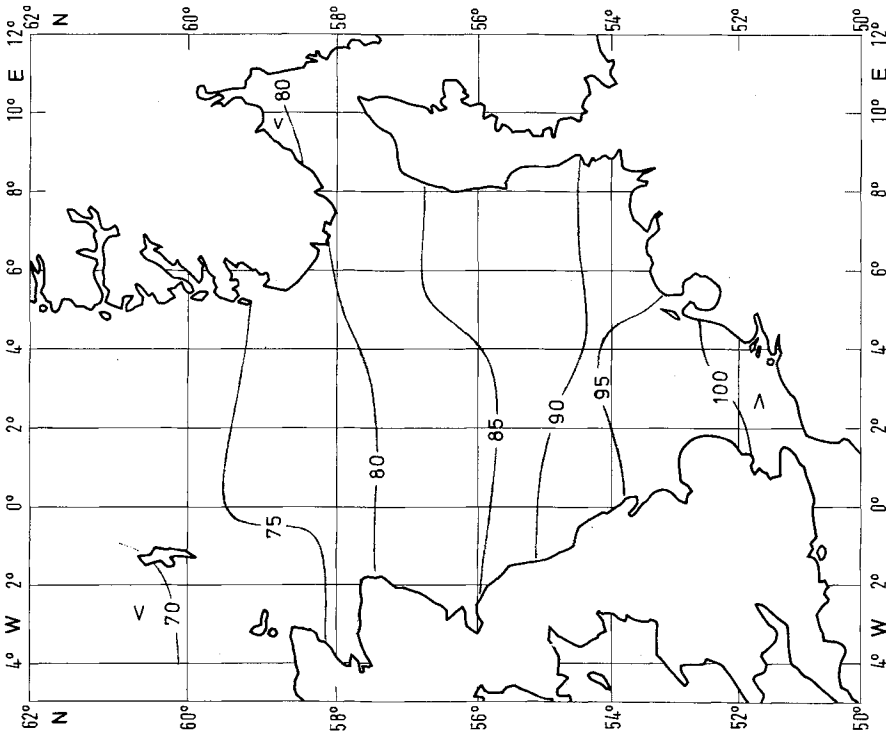


Abb. 23.3. Mittlere Bestrahlungsstärke durch die direkte und diffuse Sonnenstrahlung in W/m^2 für den Monat März
Fig. 23.3. Mean solar radiation for March in W/m^2

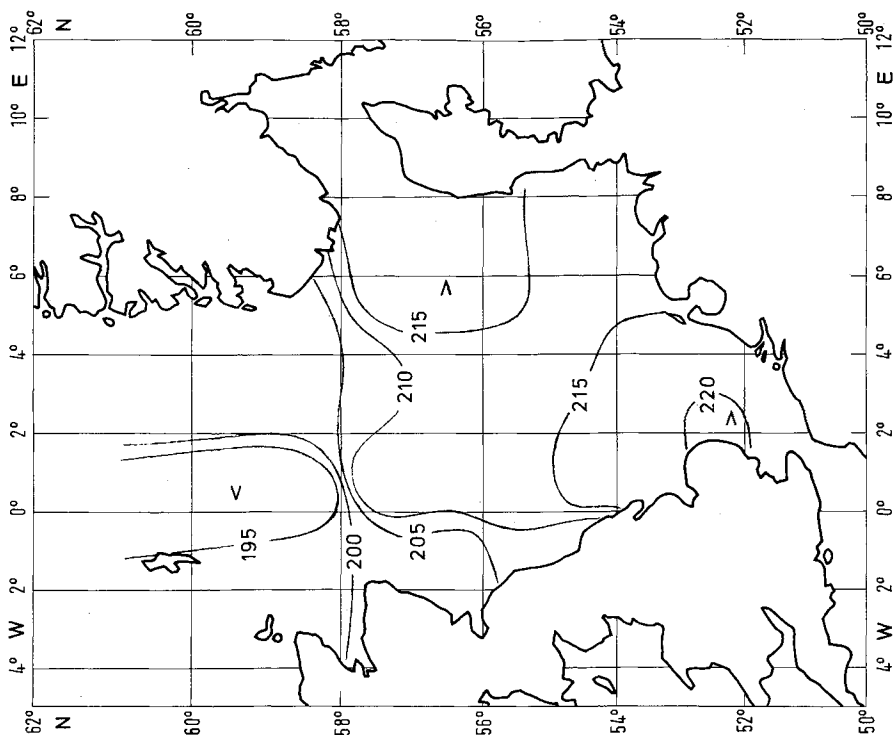


Abb. 23.6. Mittlere Bestrahlungsstärke durch die direkte und diffuse Sonnenstrahlung in W/m^2 für den Monat Juni
Fig. 23.6. Mean solar radiation for June in W/m^2

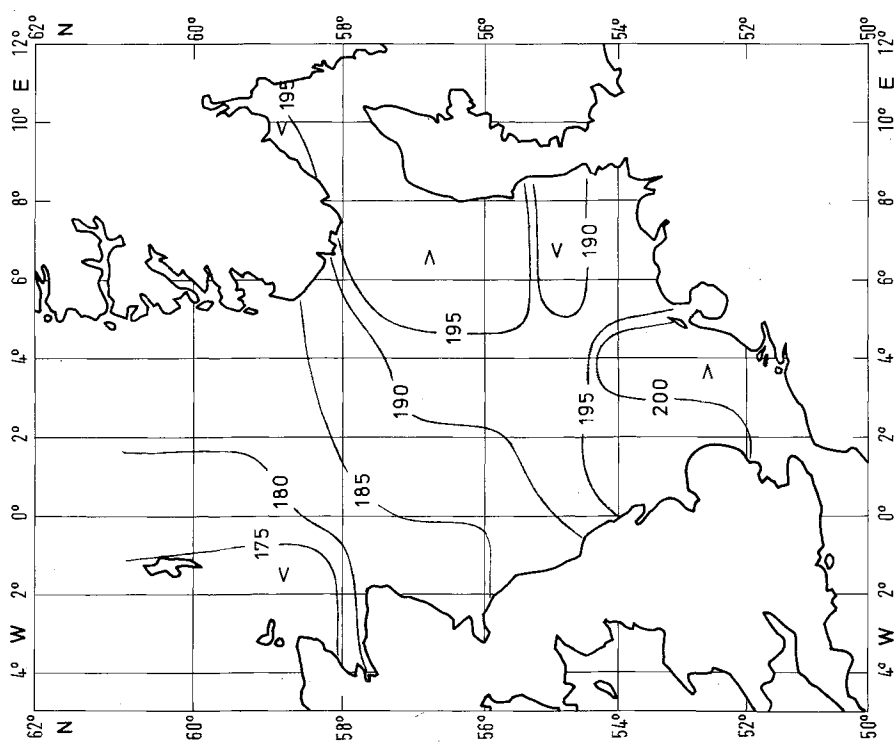


Abb. 23.5. Mittlere Bestrahlungsstärke durch die direkte und diffuse Sonnenstrahlung in W/m^2 für den Monat Mai
Fig. 23.5. Mean solar radiation for May in W/m^2

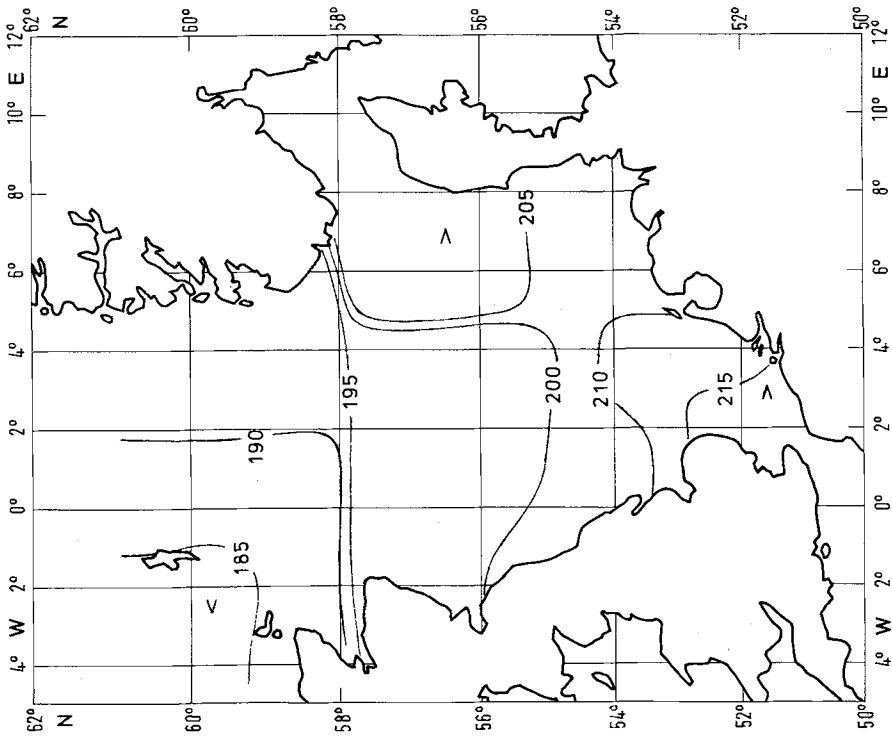


Abb. 23.7. Mittlere Bestrahlungsstärke durch die direkte und diffuse Sonnenstrahlung in W/m^2 für den Monat Juli.
Fig. 23.7. Mean solar radiation for July in W/m^2

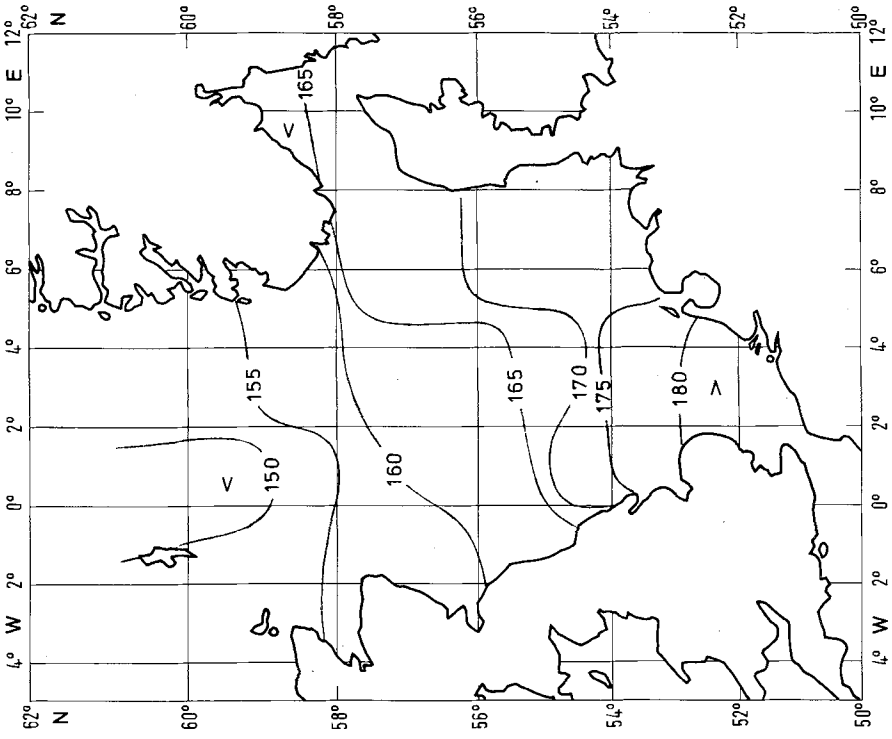


Abb. 23.8. Mittlere Bestrahlungsstärke durch die direkte und diffuse Sonnenstrahlung in W/m^2 für den Monat August.
Fig. 23.8. Mean solar radiation for August in W/m^2

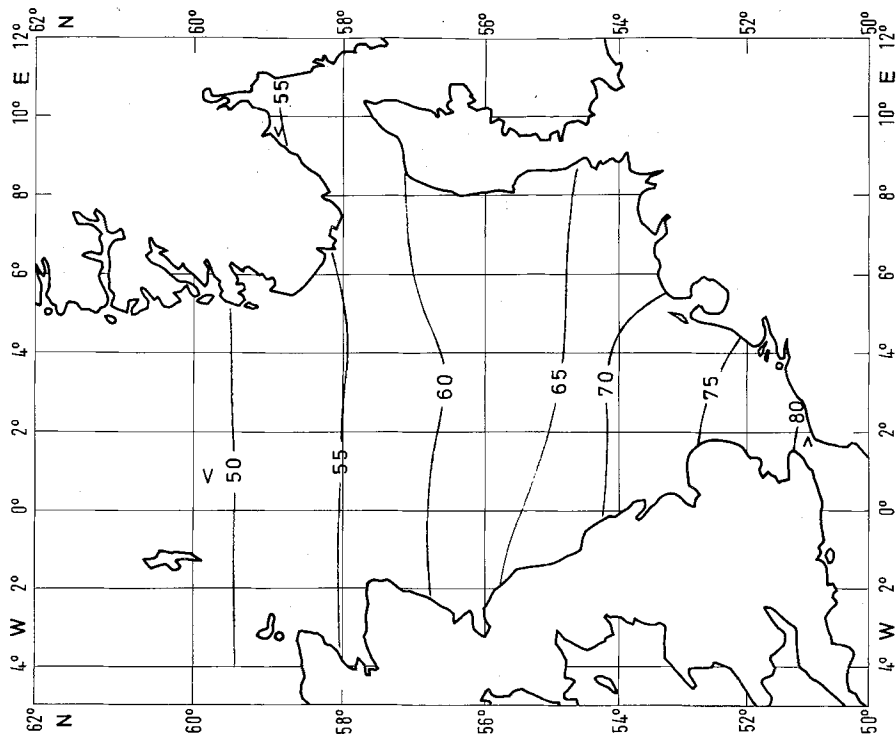


Abb. 23.10. Mittlere Bestrahlungsstärke durch die direkte und diffuse Sonnenstrahlung in W/m^2 für den Monat Oktober
Fig. 23.10. Mean solar radiation for October in W/m^2

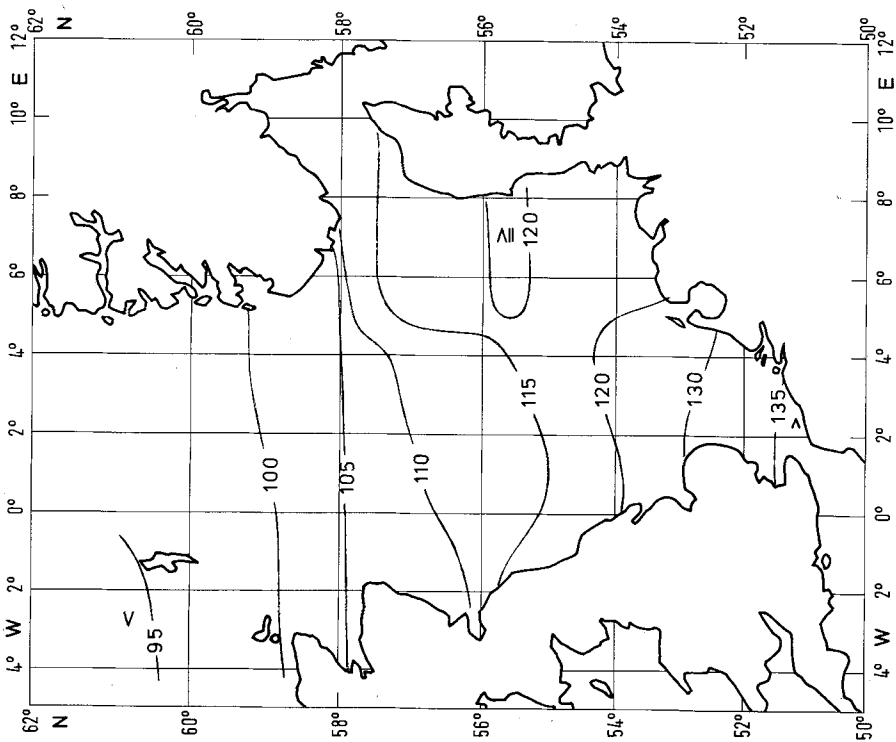


Abb. 23.9. Mittlere Bestrahlungsstärke durch die direkte und diffuse Sonnenstrahlung in W/m^2 für den Monat September
Fig. 23.9. Mean solar radiation for September in W/m^2

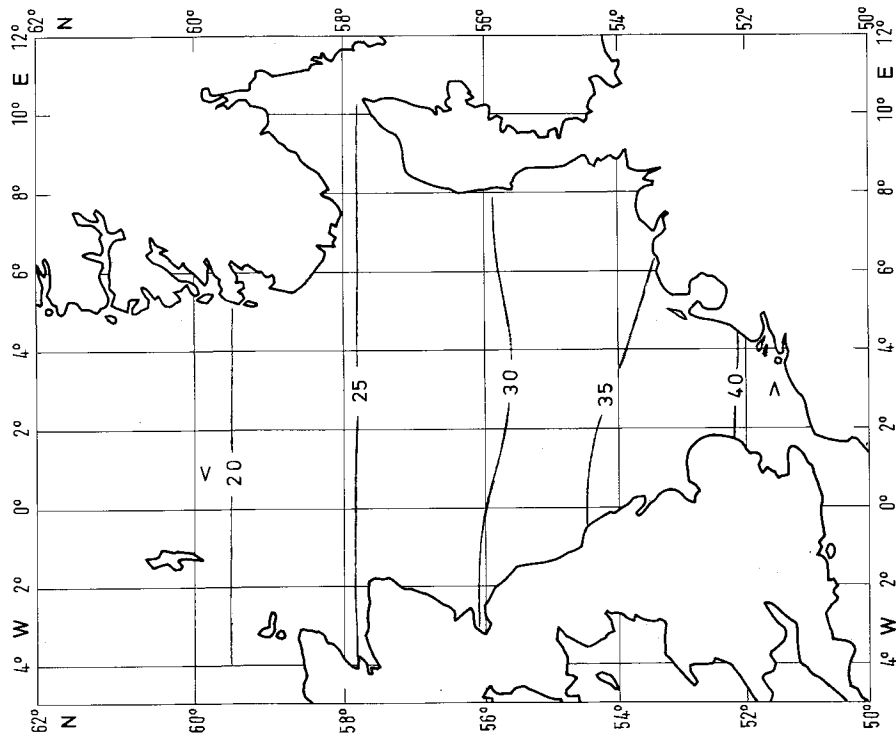


Abb. 23.11. Mittlere Bestrahlungsstärke durch die direkte und diffuse Sonnenstrahlung in W/m^2 für den Monat November
Fig. 23.11. Mean solar radiation for November in W/m^2

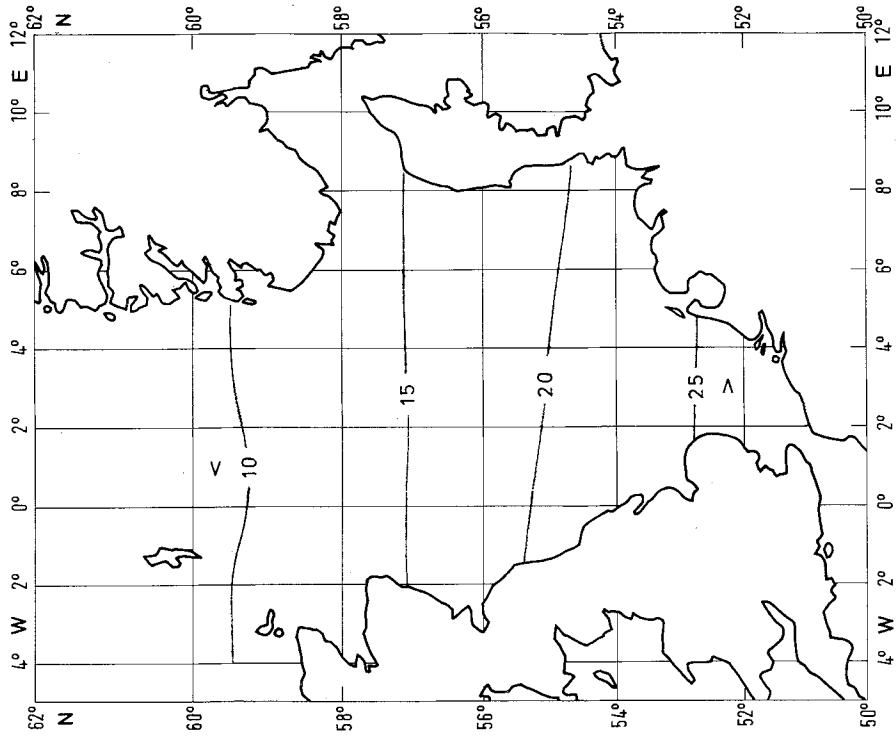


Abb. 23.12. Mittlere Bestrahlungsstärke durch die direkte und diffuse Sonnenstrahlung in W/m^2 für den Monat Dezember
Fig. 23.12. Mean solar radiation for December in W/m^2

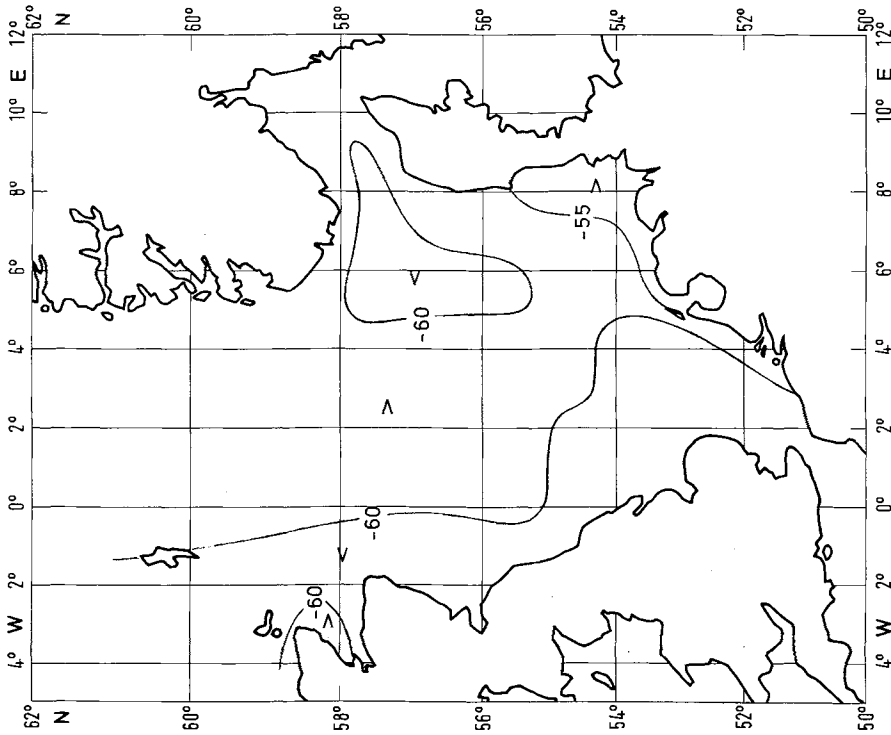


Abb. 24.1. Mittlere spezifische Ausstrahlung durch die Wärmestrahlung der Wasseroberfläche in W/m^2 für den Monat Januar

Fig. 24.1. Mean surface long-wave radiation for January in W/m^2

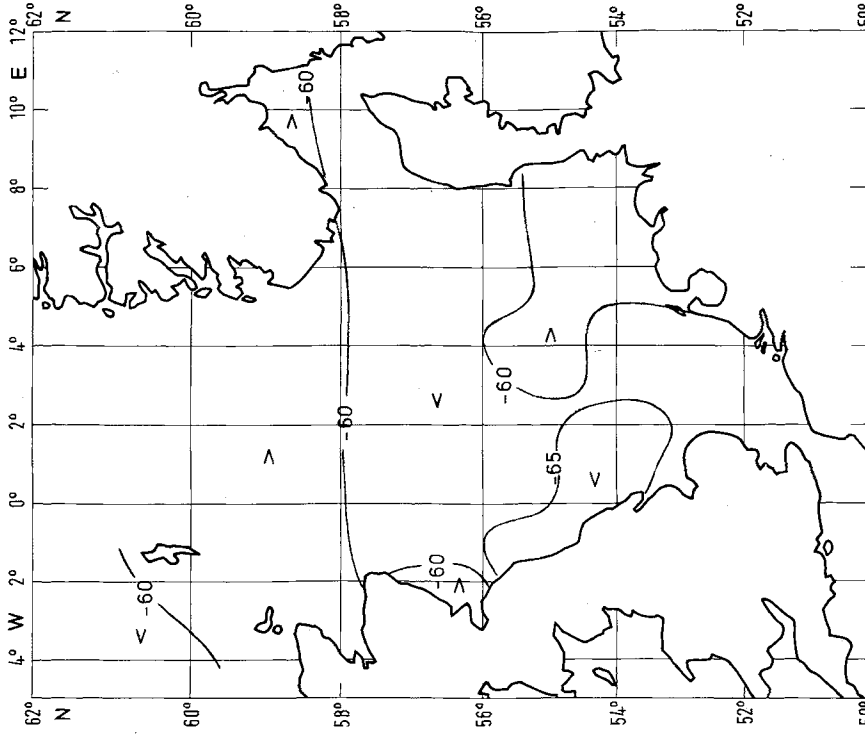


Abb. 24.2. Mittlere spezifische Ausstrahlung durch die Wärmestrahlung der Wasseroberfläche in W/m^2 für den Monat Februar

Fig. 24.2. Mean surface long-wave radiation for February in W/m^2

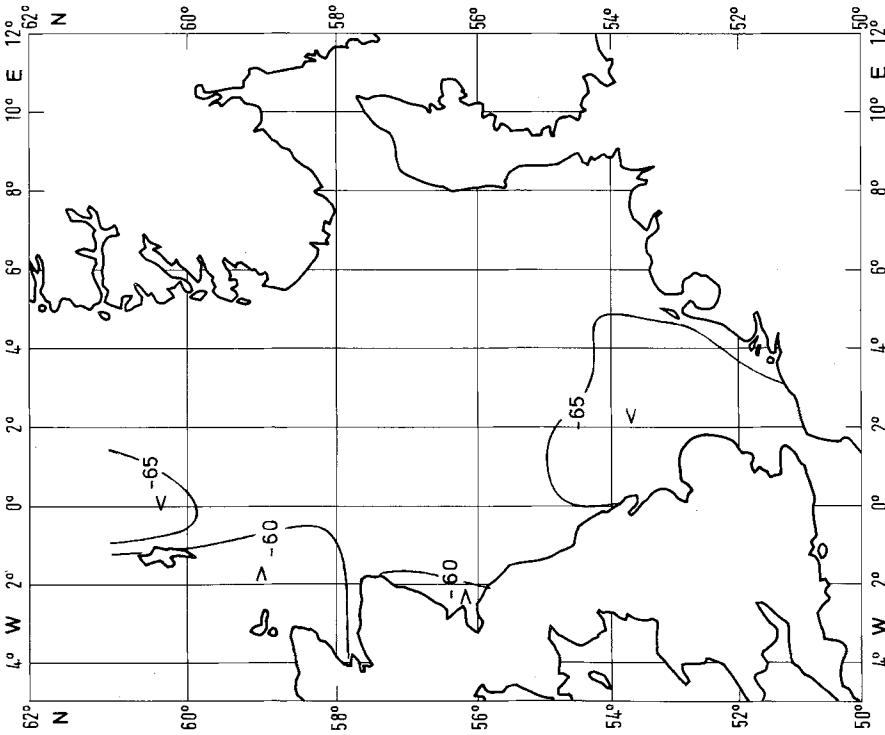


Abb. 24.3. Mittlere spezifische Ausstrahlung durch die Wärmestrahlung der Wasseroberfläche in W/m^2 für den Monat März

Fig. 24.3. Mean surface long-wave radiation for March in W/m^2

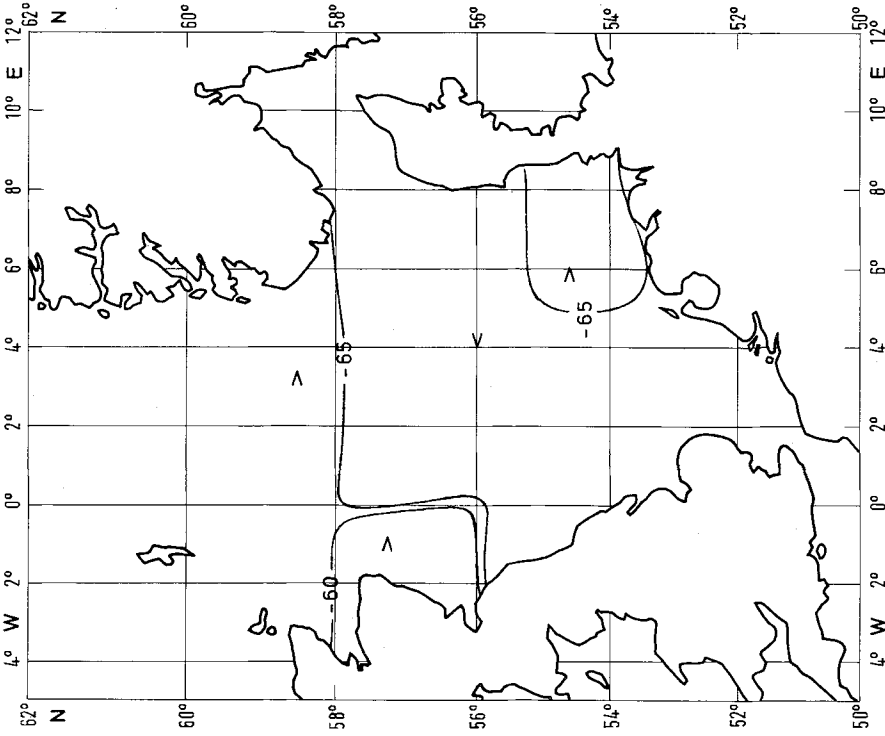


Abb. 24.4. Mittlere spezifische Ausstrahlung durch die Wärmestrahlung der Wasseroberfläche in W/m^2 für den Monat April

Fig. 24.4. Mean surface long-wave radiation for April in W/m^2

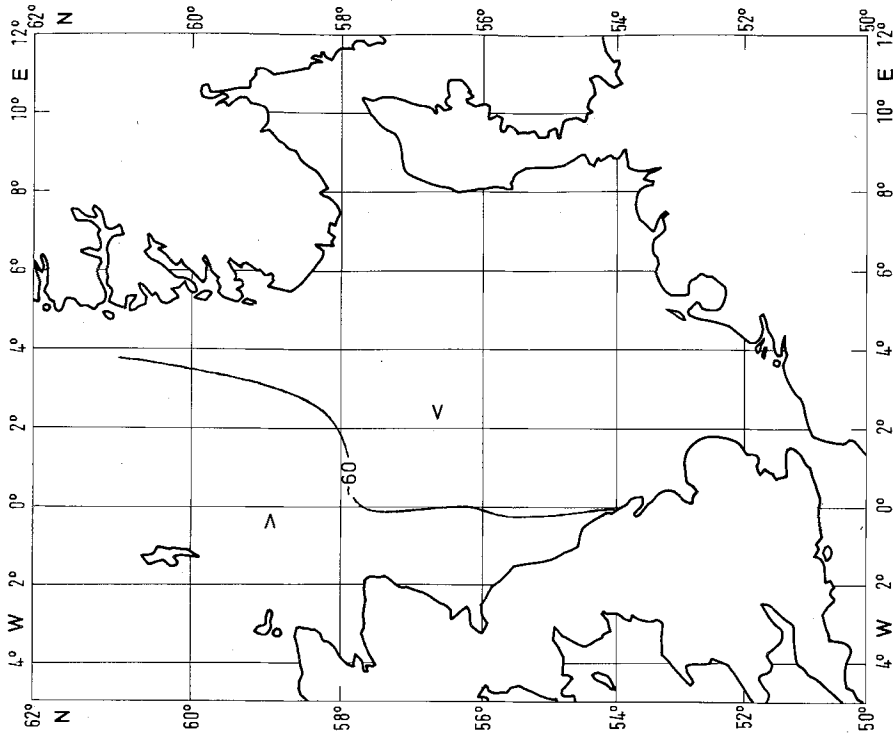


Abb. 24.6. Mittlere spezifische Ausstrahlung durch die Wärmestrahlung der Wasseroberfläche in W/m^2 für den Monat Juni

Fig. 24.6. Mean surface long-wave radiation for June in W/m^2

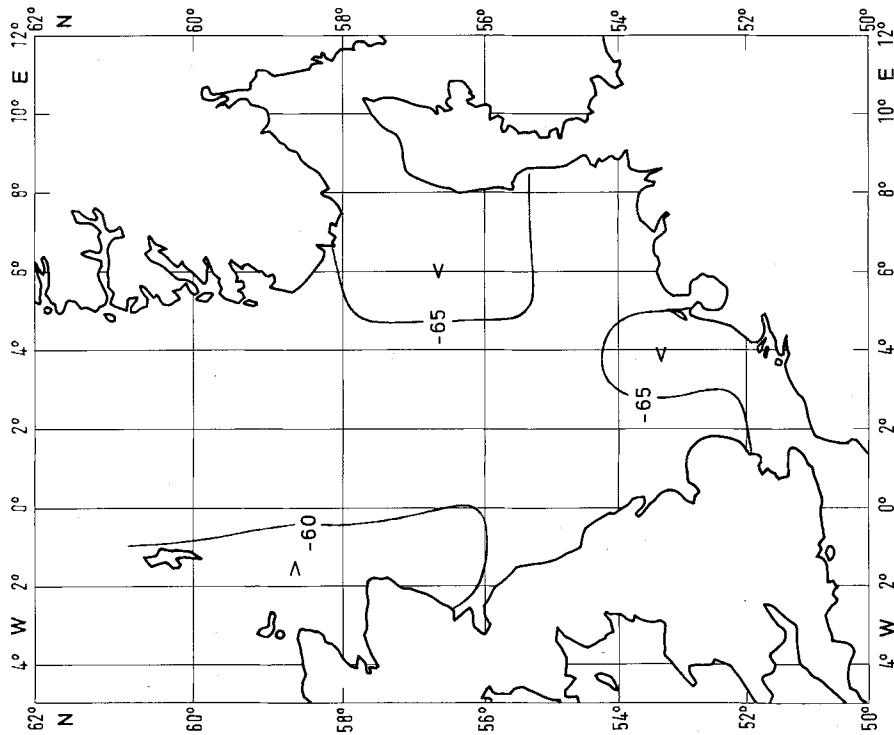


Abb. 24.5. Mittlere spezifische Ausstrahlung durch die Wärmestrahlung der Wasseroberfläche in W/m^2 für den Monat Mai

Fig. 24.5. Mean surface long-wave radiation for May in W/m^2

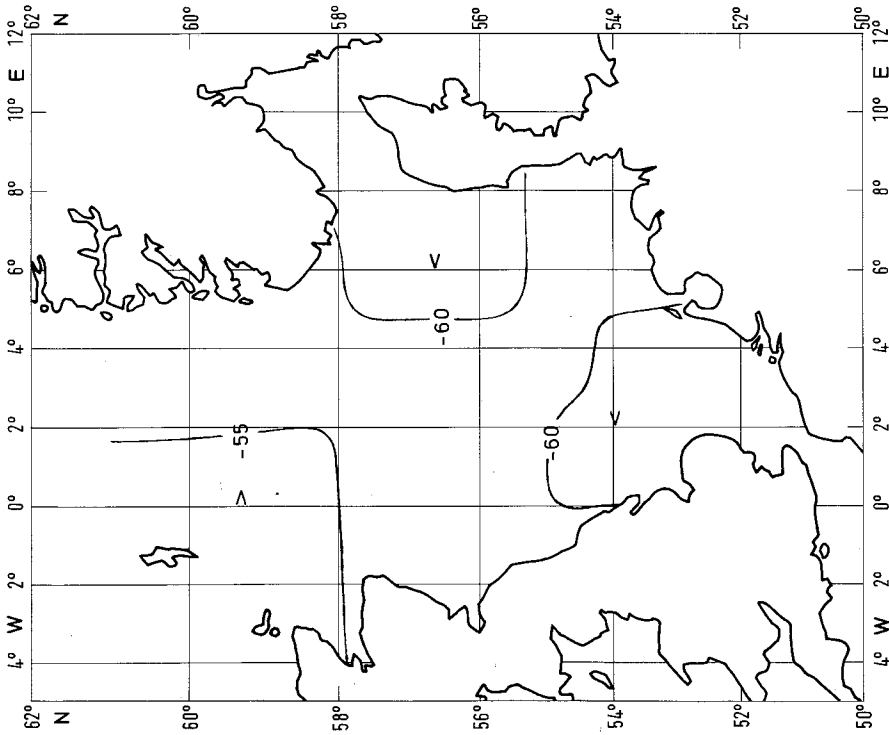


Abb. 24.7. Mittlere spezifische Ausstrahlung durch die Wärmestrahlung der Wasseroberfläche in W/m^2

für den Monat Juli

Fig. 24.7. Mean surface long-wave radiation for July in W/m^2

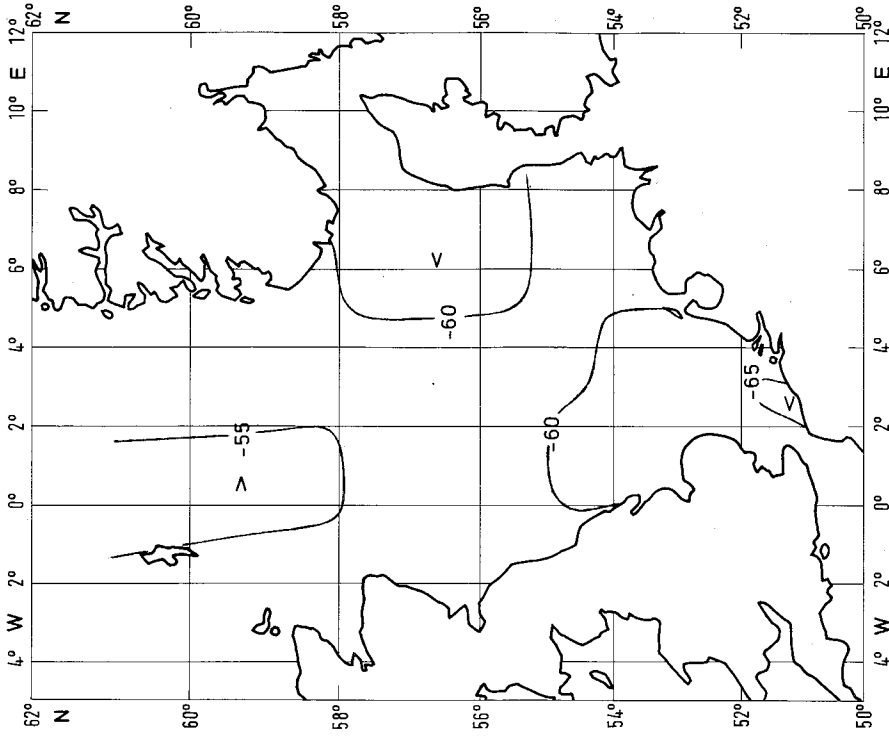


Abb. 24.8. Mittlere spezifische Ausstrahlung durch die Wärmestrahlung der Wasseroberfläche in W/m^2 für den Monat August

Monat August

Fig. 24.8. Mean surface long-wave radiation for August in W/m^2

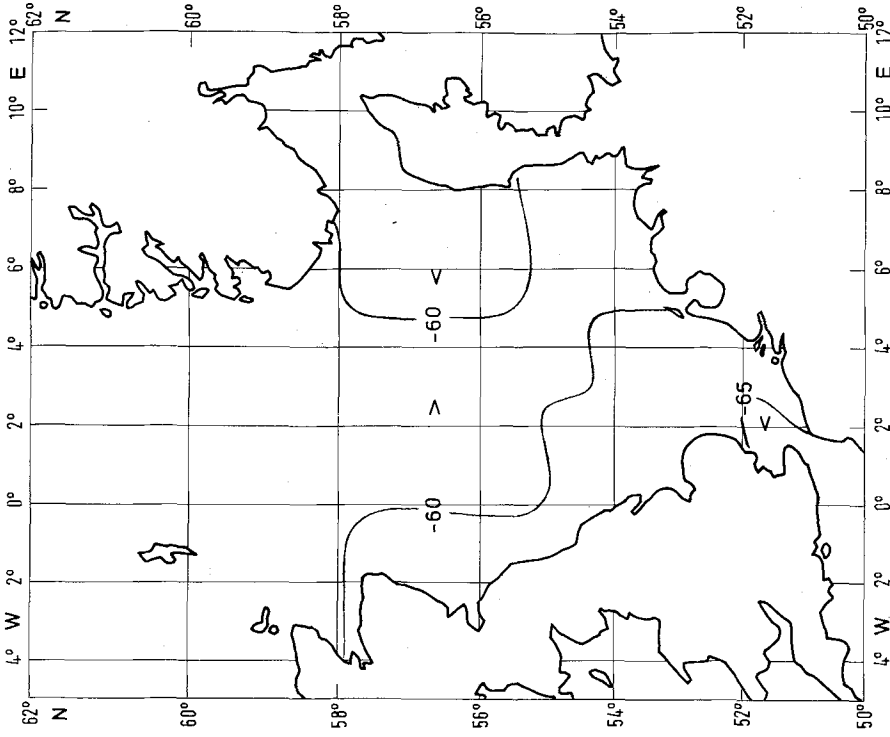


Abb. 24.10. Mittlere spezifische Ausstrahlung durch die Wärmestrahlung der Wasseroberfläche in W/m^2 für den Monat Oktober

Fig. 24.10. Mean surface long-wave radiation for October in W/m^2

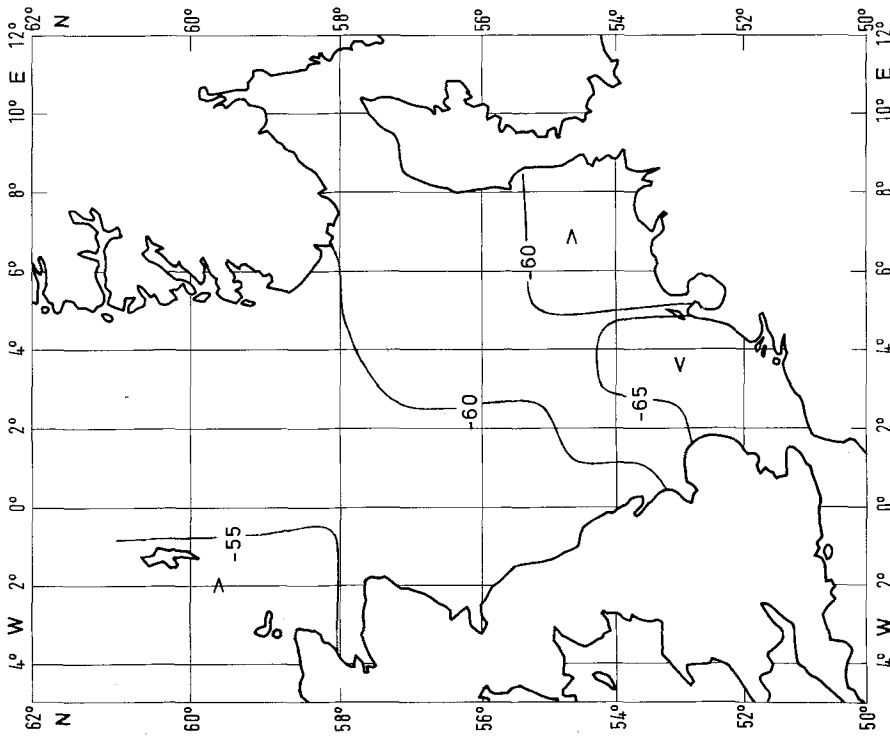


Abb. 24.9. Mittlere spezifische Ausstrahlung durch die Wärmestrahlung der Wasseroberfläche in W/m^2 für den Monat September

Fig. 24.9. Mean surface long-wave radiation for September in W/m^2

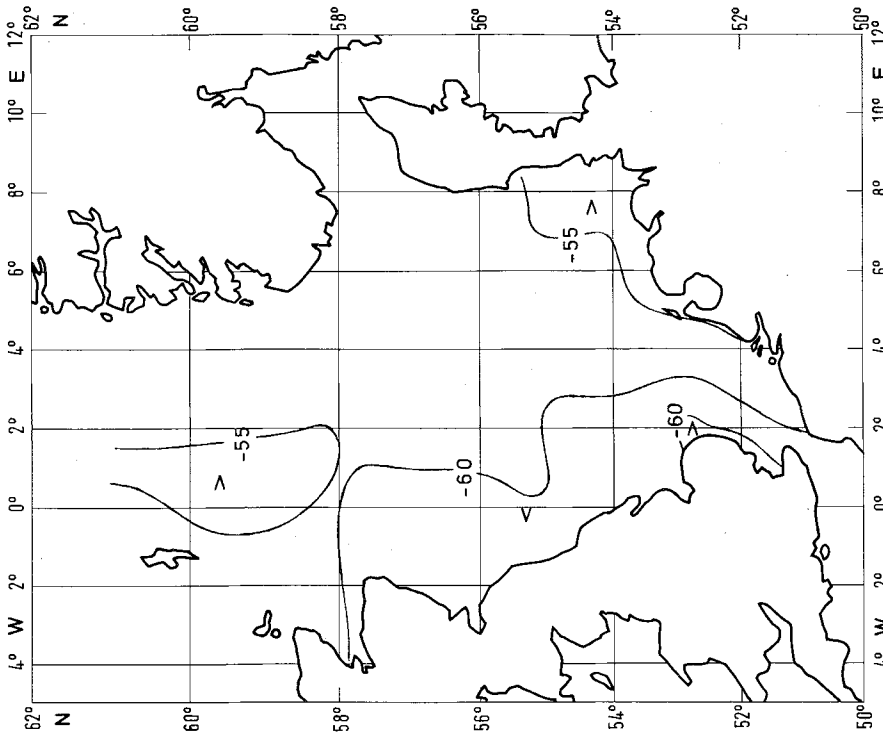


Abb. 24.12. Mittlere spezifische Ausstrahlung durch die Wärmestrahlung der Wasseroberfläche in W/m^2 für den Monat Dezember

Fig. 24.12. Mean surface long-wave radiation for December in W/m^2

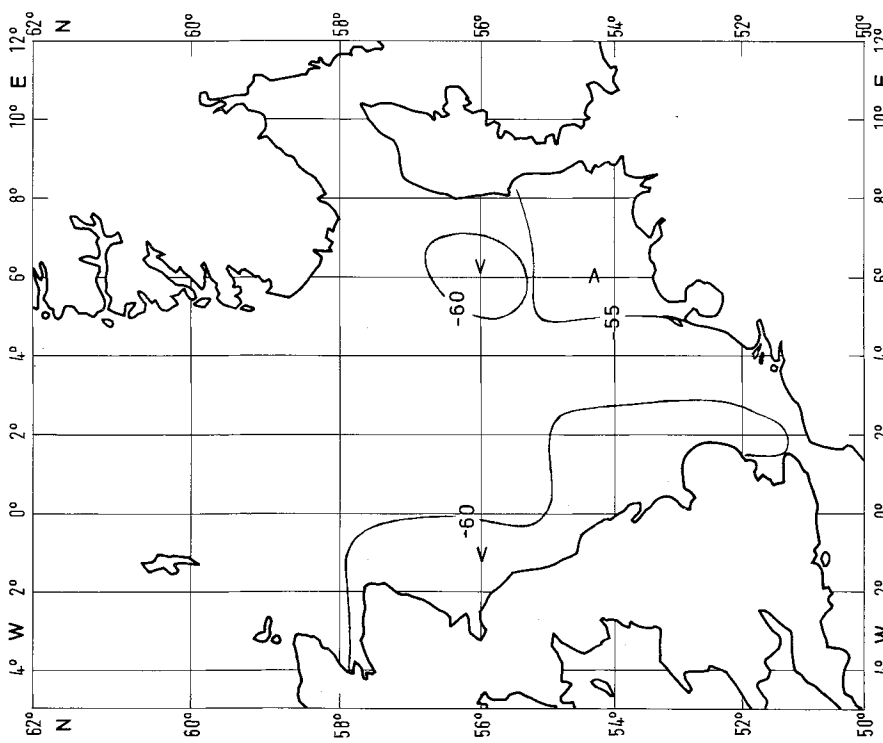


Abb. 24.11. Mittlere spezifische Ausstrahlung durch die Wärmestrahlung der Wasseroberfläche in W/m^2 für den Monat November

Fig. 24.11. Mean surface long-wave radiation for November in W/m^2

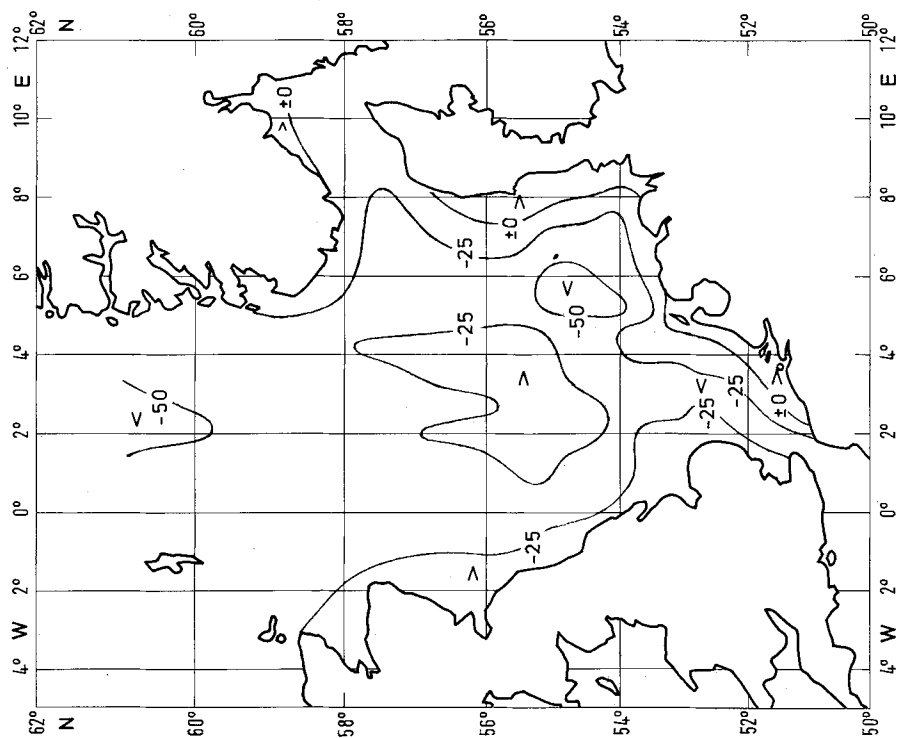


Abb. 25.1. Mittlere fühlbare Wärmestromdichte in W/m^2 für den Monat Januar

Fig. 25.1. Mean sensible heatflux for January in W/m^2

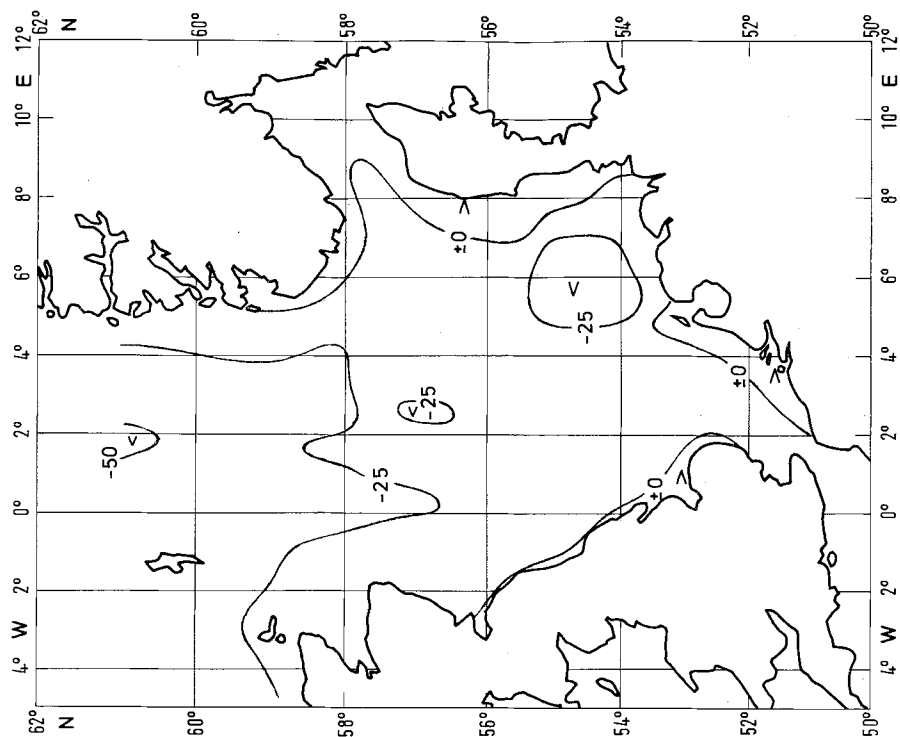


Abb. 25.2. Mittlere fühlbare Wärmestromdichte in W/m^2 für den Monat Februar

Fig. 25.2. Mean sensible heatflux for February in W/m^2

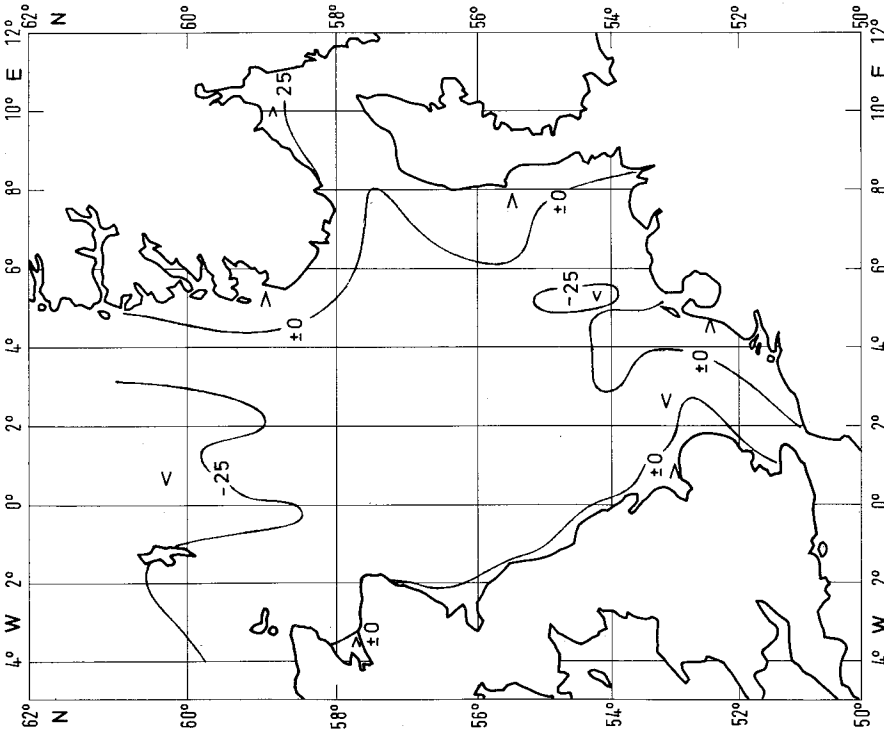


Abb. 25.3. Mittlere fühlbare Wärmestromdichte in W/m^2 für den Monat März

Fig. 25.3. Mean sensible heatflux for March in W/m^2

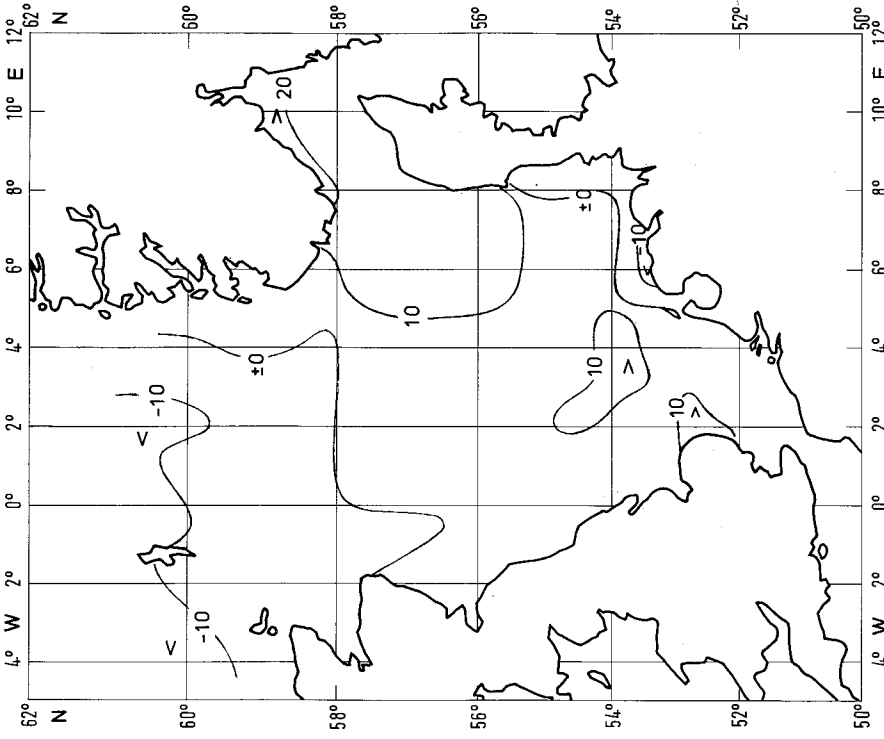


Abb. 25.4. Mittlere fühlbare Wärmestromdichte in W/m^2 für den Monat April

Fig. 25.4. Mean sensible heatflux for April in W/m^2

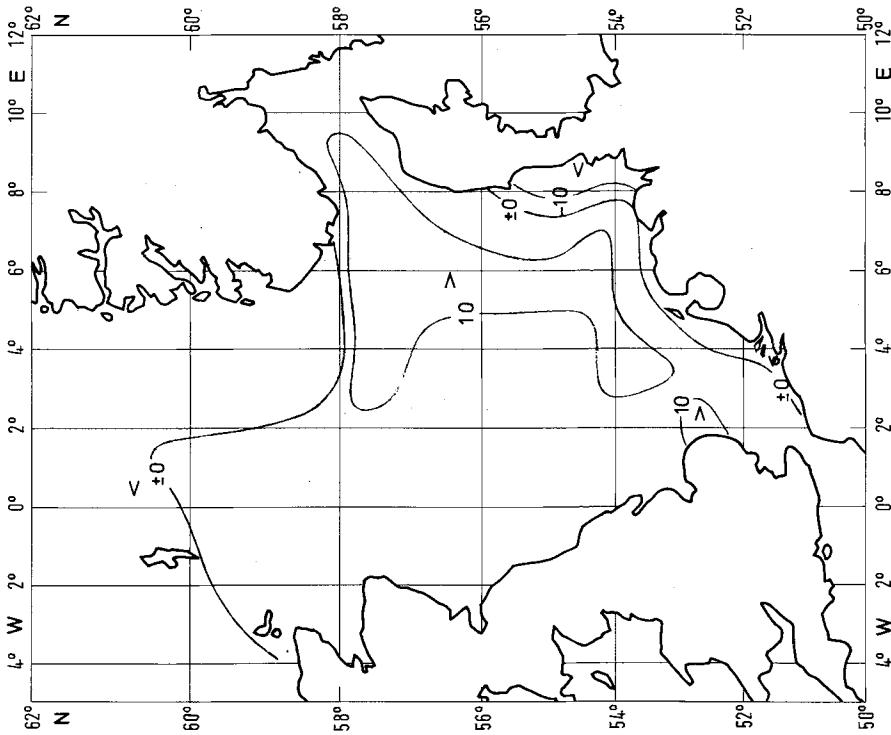


Abb. 25.5. Mittlere fühlbare Wärmestromdichte in W/m^2 für den Monat Mai

Fig. 25.5. Mean sensible heatflux for May in W/m^2

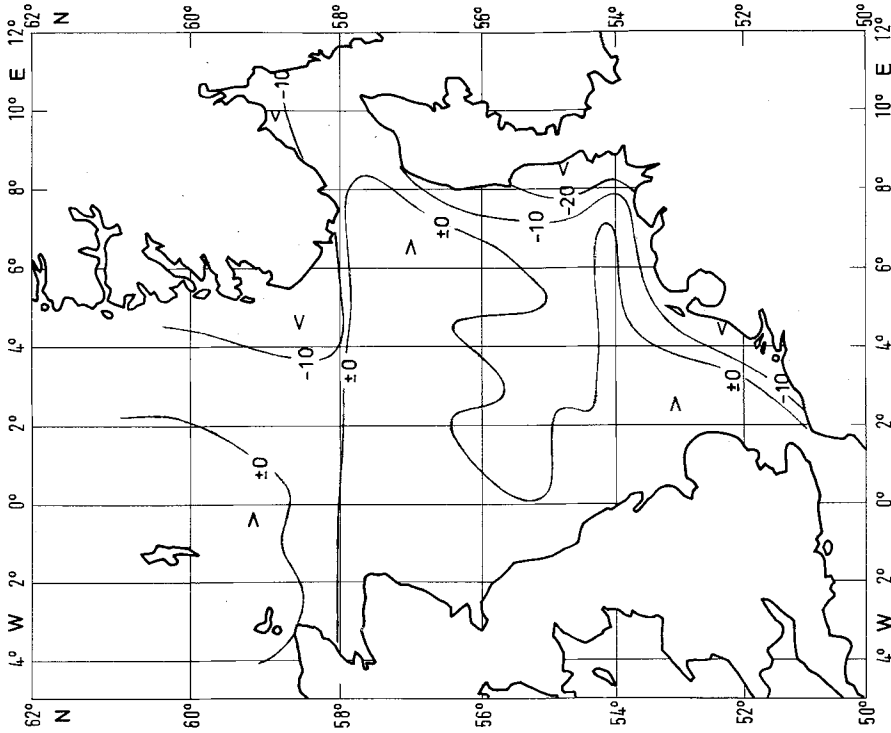


Abb. 25.6. Mittlere fühlbare Wärmestromdichte in W/m^2 für den Monat Juni

Fig. 25.6. Mean sensible heatflux for June in W/m^2

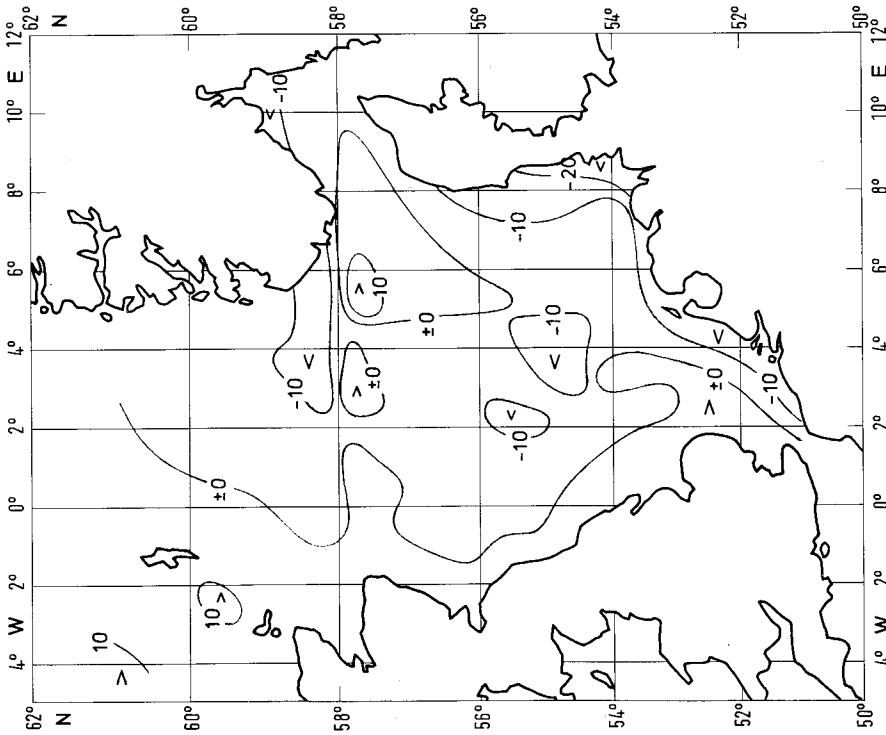


Abb. 25.7. Mittlere fühlbare Wärmestromdichte in W/m^2 für den Monat Juli

Fig. 25.7. Mean sensible heatflux for July in W/m^2

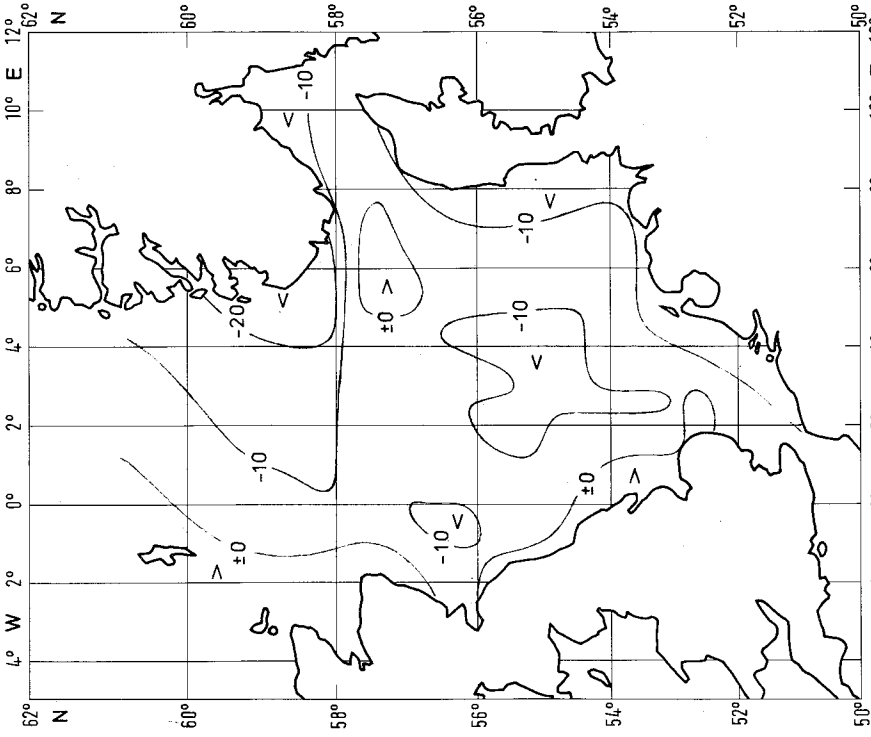


Abb. 25.8. Mittlere fühlbare Wärmestromdichte in W/m^2 für den Monat August

Fig. 25.8. Mean sensible heatflux for August in W/m^2

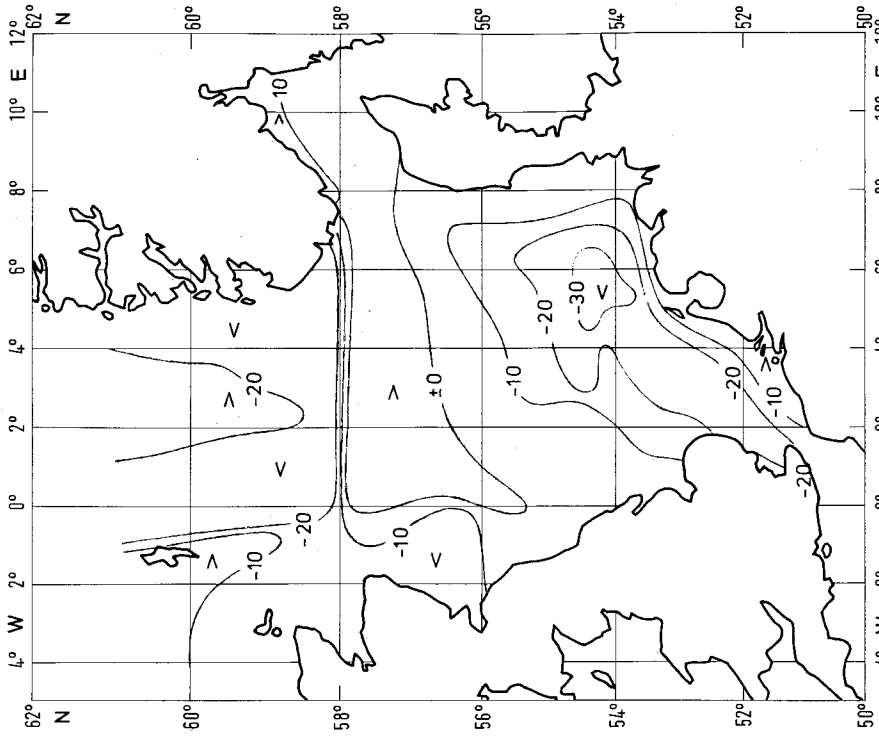


Abb. 25.10. Mittlere fühlbare Wärmestromdichte in W/m^2 für den Monat Oktober
Fig. 25.10. Mean sensible heatflux for October in W/m^2

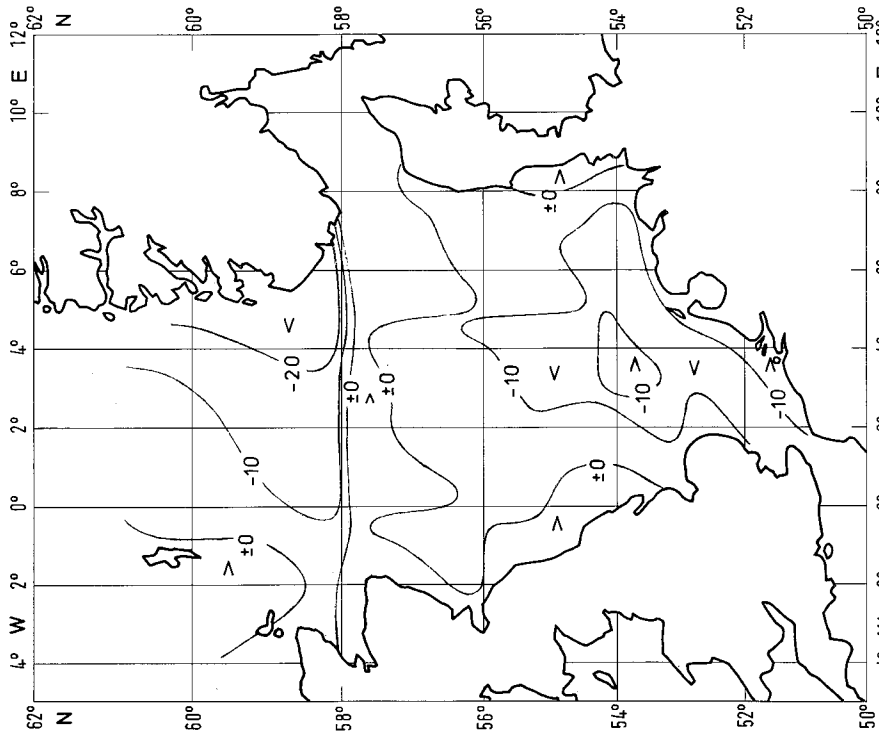


Abb. 25.9. Mittlere fühlbare Wärmestromdichte in W/m^2 für den Monat September
Fig. 25.9. Mean sensible heatflux for September in W/m^2

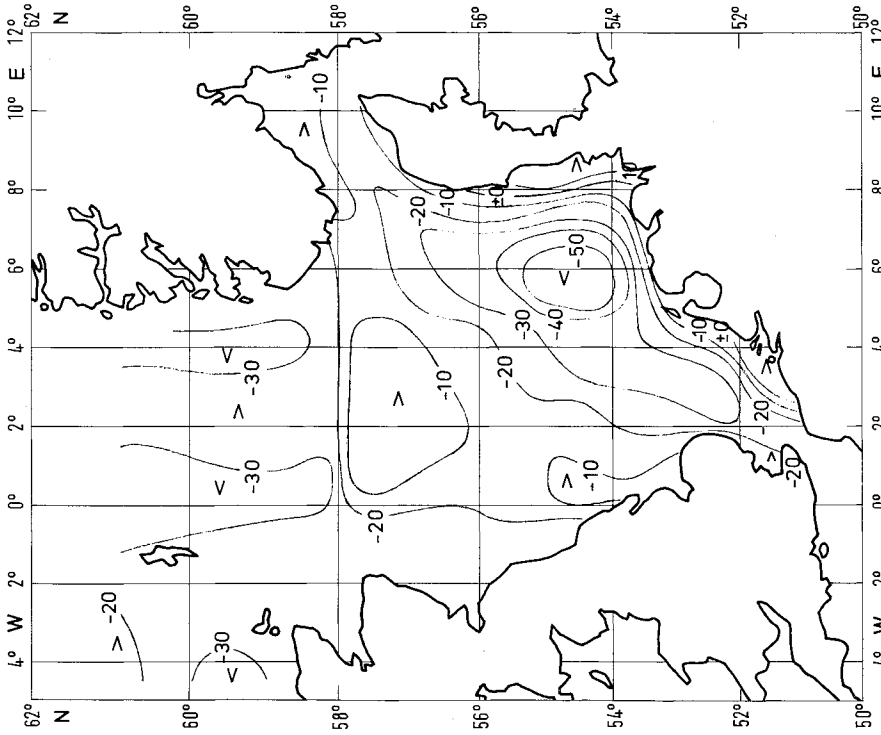


Abb. 25.11. Mittlere fühlbare Wärmestromdichte in W/m^2 für den Monat November

Fig. 25.11. Mean sensible heatflux for November in W/m^2

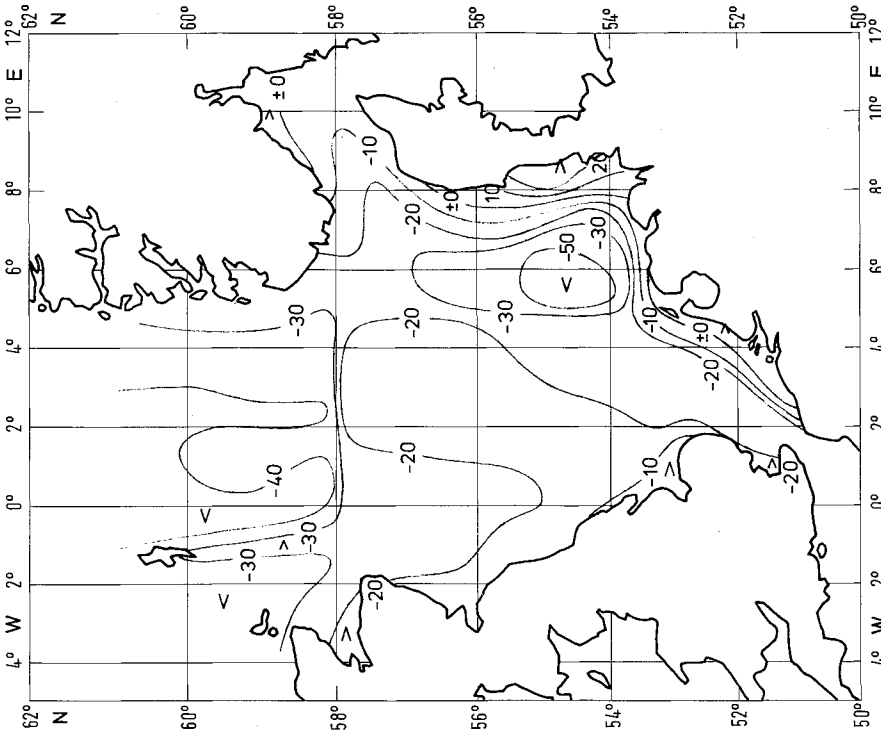


Abb. 25.12. Mittlere fühlbare Wärmestromdichte in W/m^2 für den Monat Dezember

Fig. 25.12. Mean sensible heat flux for December in W/m^2

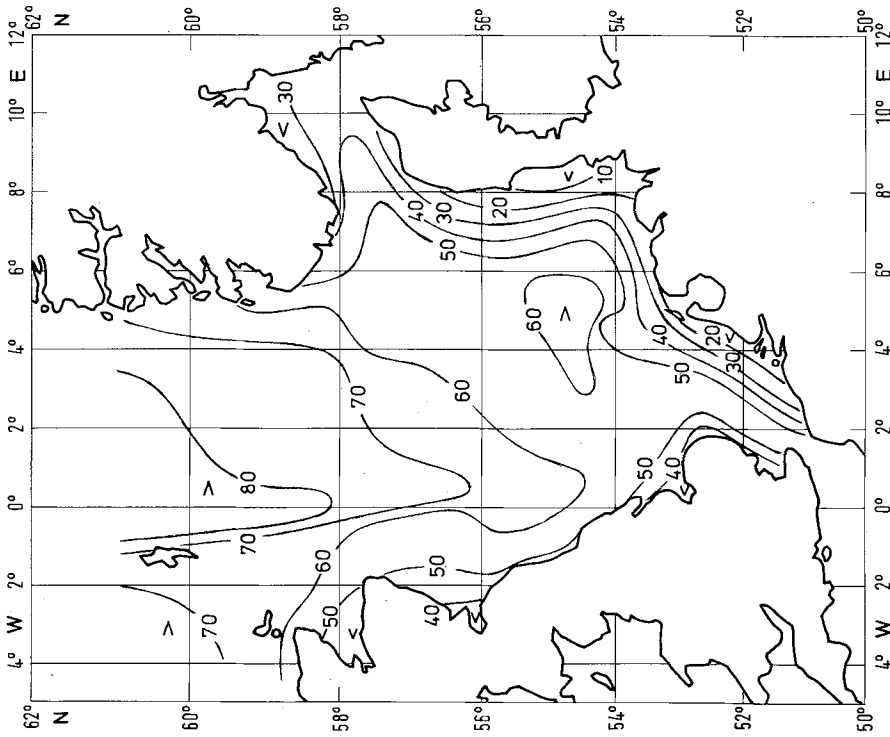


Abb. 26.1. Mittlere Verdunstungshöhe für den Monat Januar in Millimeter

Fig. 26.1. Mean evaporation for January in millimetres

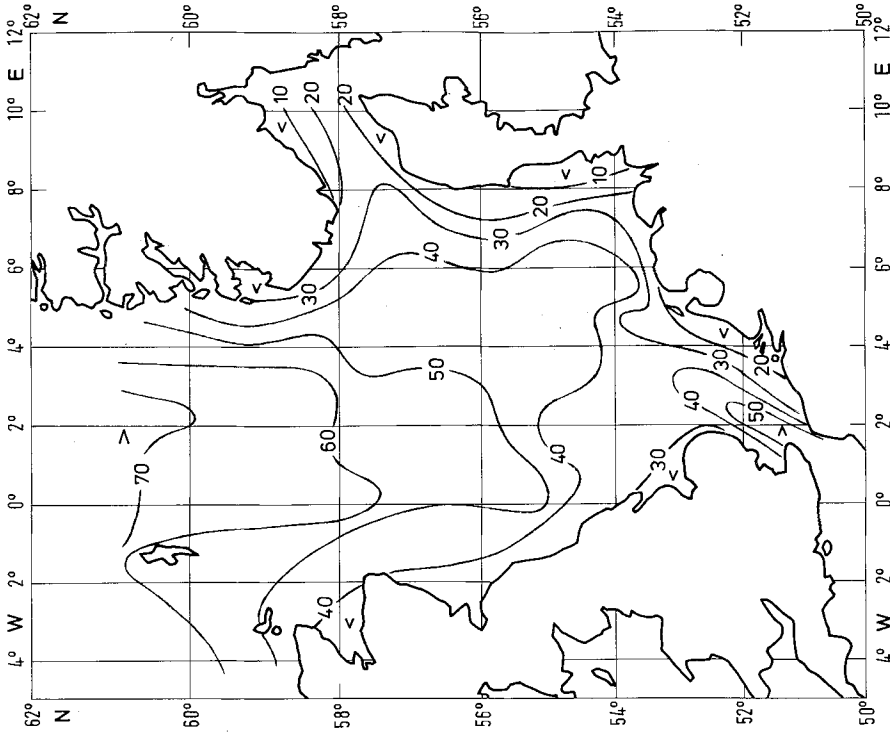


Abb. 26.2. Mittlere Verdunstungshöhe für den Monat Februar in Millimeter

Fig. 26.2. Mean evaporation for February in millimetres

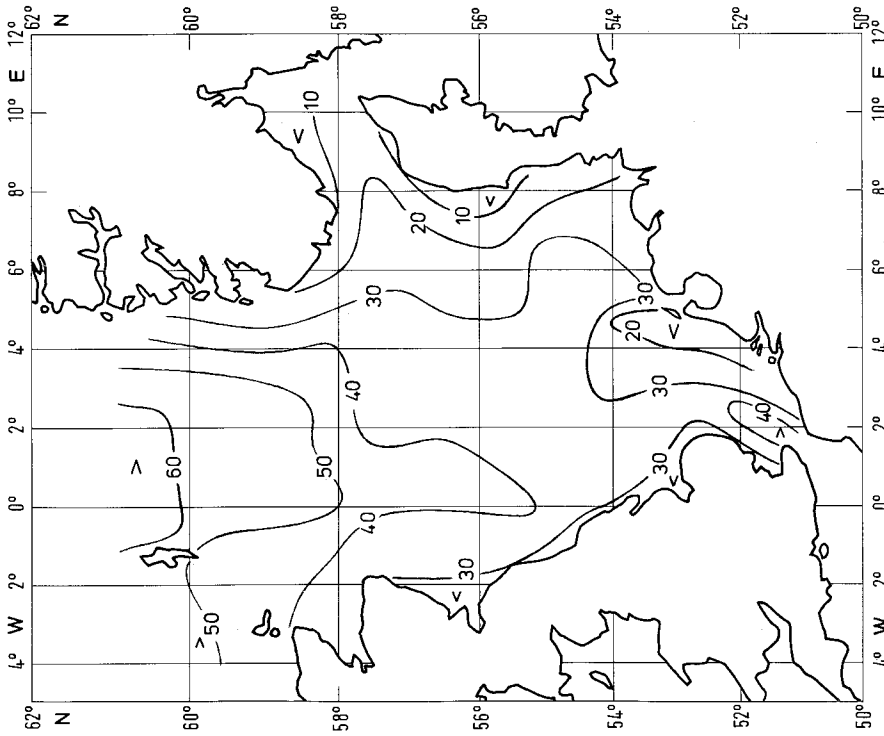


Abb. 26.3. Mittlere Verdunstungshöhe für den Monat März in Millimeter

Fig. 26.3. Mean evaporation for March in millimetres

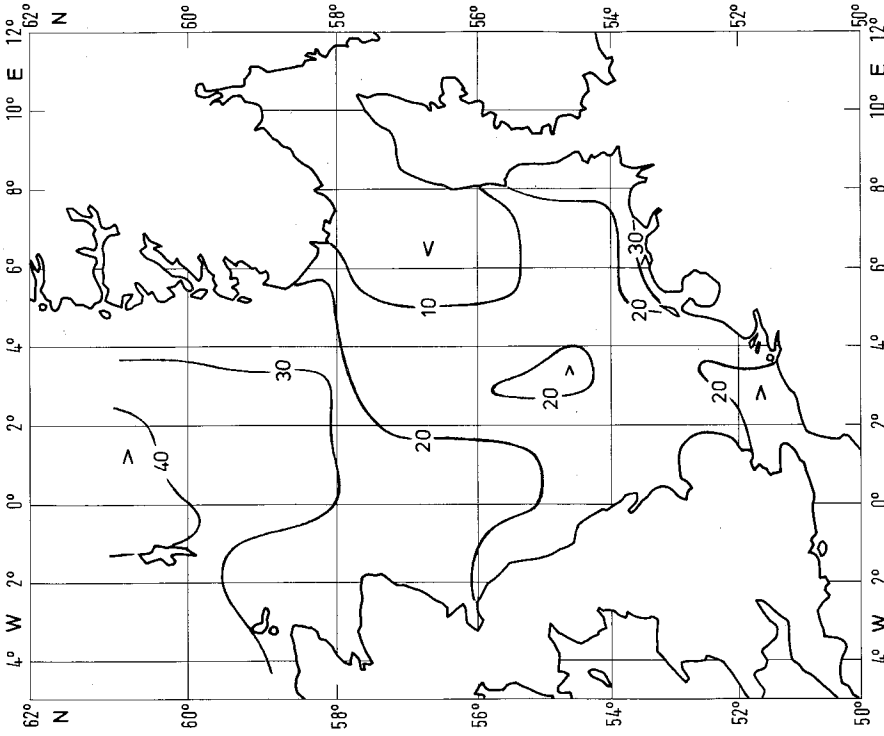


Abb. 26.4. Mittlere Verdunstungshöhe für den Monat April in Millimeter

Fig. 26.4. Mean evaporation for April in millimetres

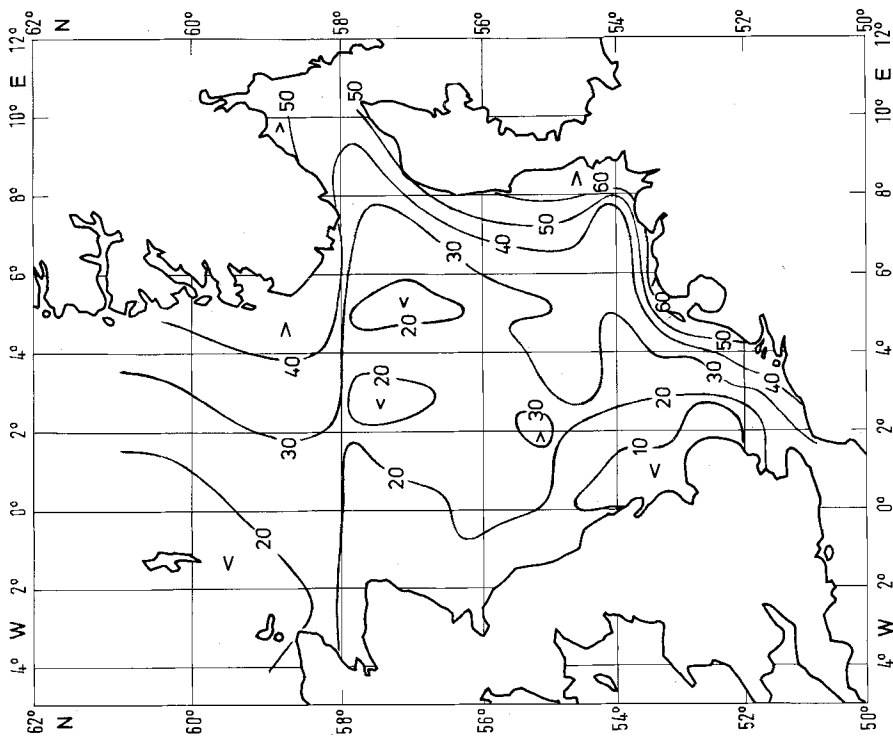


Abb. 26.6. Mittlere Verdunstungshöhe für den Monat Juni in Millimeter

Fig. 26.6. Mean evaporation for June in millimetres

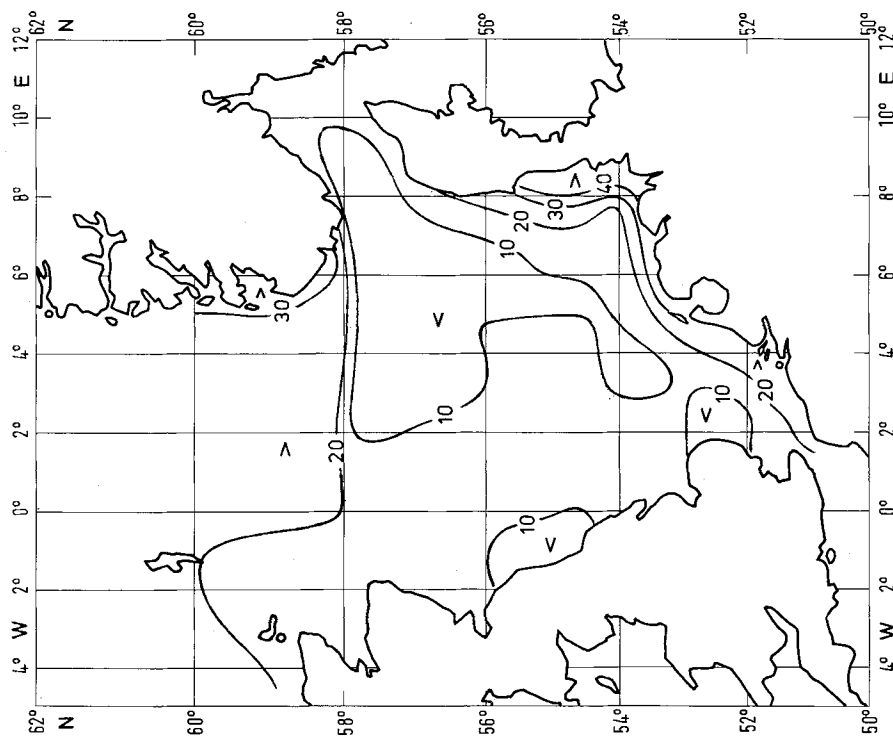


Abb. 26.5. Mittlere Verdunstungshöhe für den Monat Mai in Millimeter

Fig. 26.5. Mean evaporation for May in millimetres

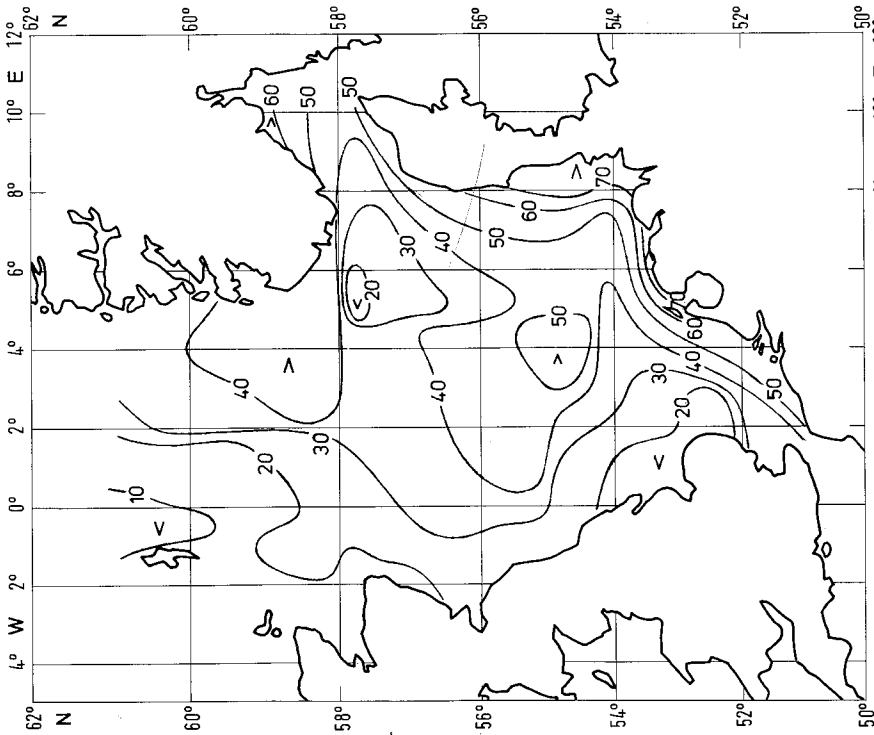


Abb. 26.7. Mittlere Verdunstungshöhe für den Monat Juli in Millimeter

Fig. 26.7. Mean evaporation for July in millimetres

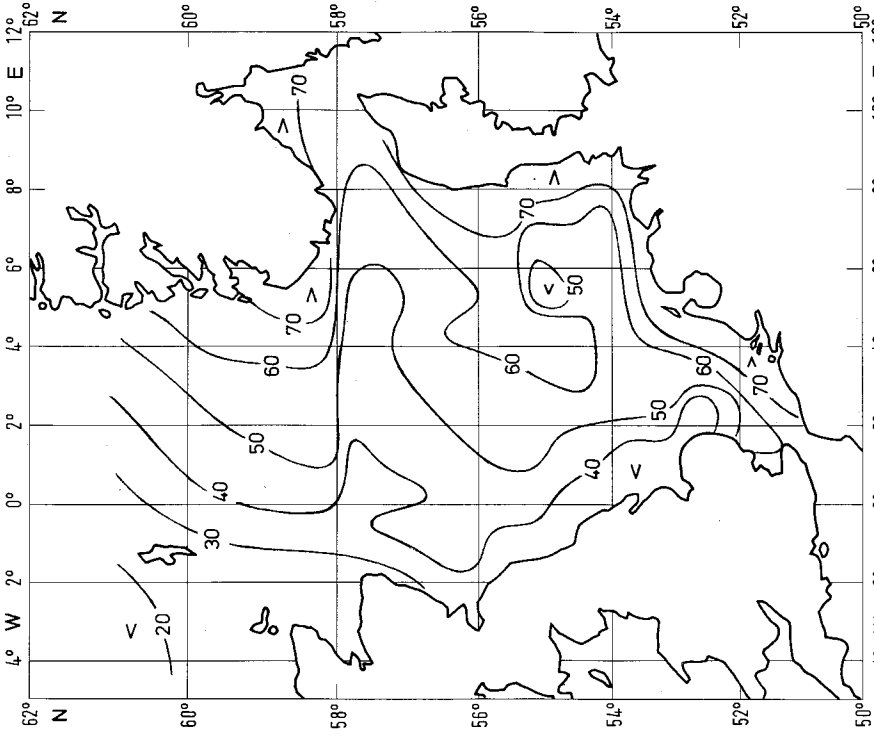


Abb. 26.8. Mittlere Verdunstungshöhe für den Monat August in Millimeter

Fig. 26.8. Mean evaporation for August in millimetres

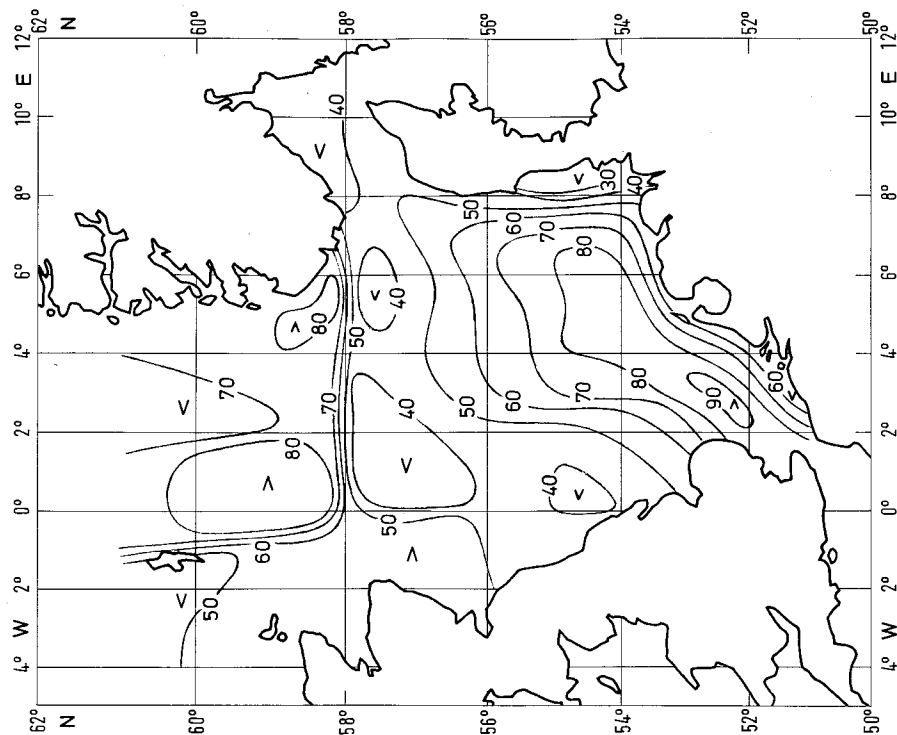


Abb. 26.10. Mittlere Verdunstungshöhe für den Monat Oktober in Millimeter

Fig. 26.10. Mean evaporation for October in millimetres

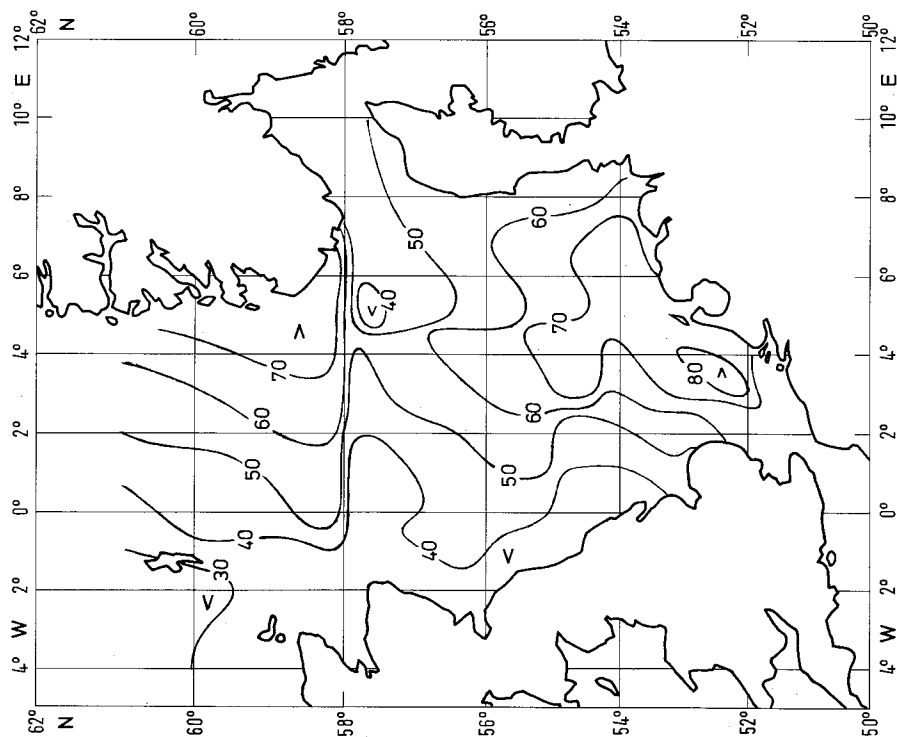


Abb. 26.9. Mittlere Verdunstungshöhe für den Monat September in Millimeter

Fig. 26.9. Mean evaporation for September in millimetres

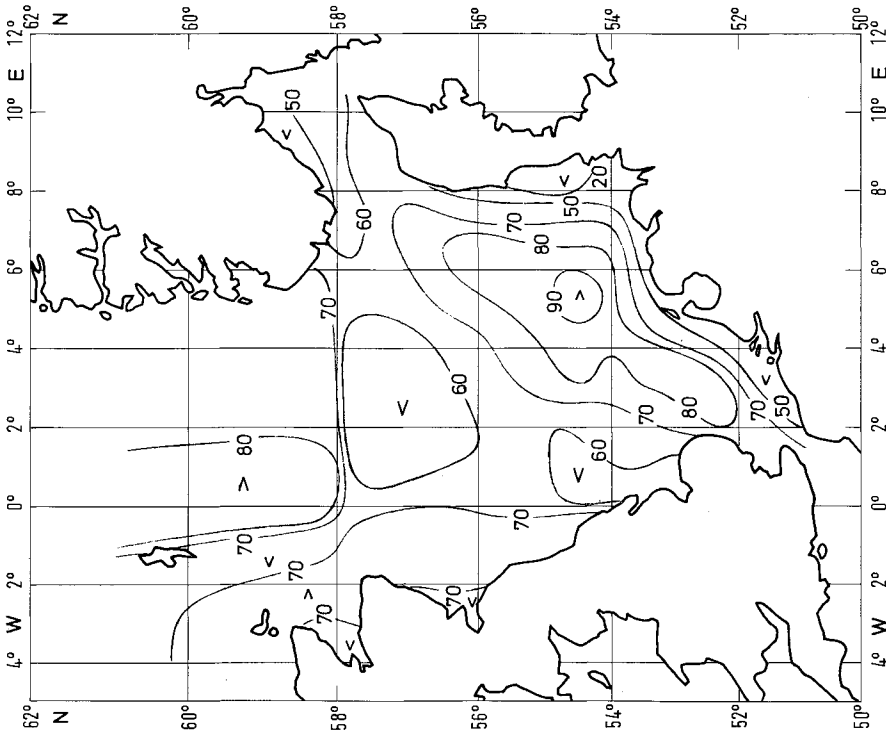


Abb. 26.11. Mittlere Verdunstungshöhe für den Monat November in Millimeter

Fig. 26.11. Mean evaporation for November in millimetres

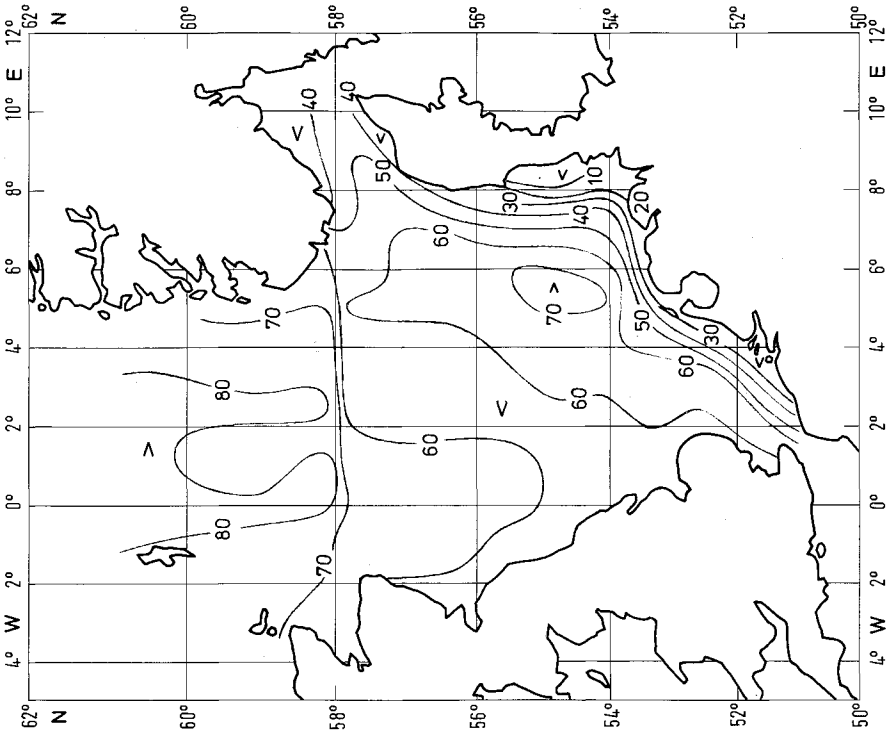


Abb. 26.12. Mittlere Verdunstungshöhe für den Monat Dezember in Millimeter

Fig. 26.12. Mean evaporation for December in millimetres

Hier wird die spezifische Ausstrahlung durch die Wärmestrahlung mit einer von Haney (Haney [1971]) angegebenen Bulkformel

$$Q_B = C_B (0,39 - 0,05 RE_S)^{\frac{1}{2}} (1 - 0,6 C^2) (T_A^4 - 4T_A^3 \Delta T) \quad (4.3.1)$$

bestimmt.

Es bedeuten

Q_B spezifische Ausstrahlung durch die Wärmestrahlung

R relative Feuchte

E_S Sättigungsdampfdruck

C Bedeckung

T_A Lufttemperatur

ΔT Temperaturdifferenz Wasser - Luft

C_B $1,33566 \times 10^{-12} \text{ cal s}^{-1} \text{ cm}^{-2} \text{ K}^{-4} = 3,1900 \cdot 10^{-9} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$

In den Abbildungen 24.1 bis 24.12 sind die Monatsmittelwerte für die spezifische Ausstrahlung durch die Wärmestrahlung dargestellt.

Die Isolinien sind im Abstand von 5 W m^{-2} gezeichnet. Wie die Abbildungen 24.1 bis 24.12 zeigen, schwankt die spezifische Ausstrahlung durch die Wärmestrahlung über das ganze Jahr nur etwa zwischen 55 und 65 W m^{-2} . Deutliche regionale Unterschiede treten nicht auf. Die hydrographischen Strukturen bilden sich in der Verteilung der Isolinien nicht ab.

4.4 Ströme fühlbarer und latenter Wärme

Die Ströme fühlbarer und latenter Wärme sind ebenfalls mit von Haney [1971] angegebenen Bulkformeln bestimmt worden.

$$Q_H = C_H V_A \Delta T \quad (4.4.1)$$

$$Q_E = C'_E V_A E_S P_A^{-1} (1 - R + C''_E \Delta T T_A^{-2}) \quad (4.4.2)$$

mit

Q_H fühlbare Wärmestromdichte

Q_E latente Wärmestromdichte

V_A Windgeschwindigkeit

P_A Luftdruck

E_S Sättigungsdampfdruck

C_H $4,032 \times 10^{-7} \text{ cal cm}^{-3} \text{ K}^{-1} = 9,6302 \times 10^{-2} \text{ J m}^{-3} \text{ K}^{-1}$

C'_E $6,217512 \times 10^{-4} \text{ cal cm}^{-3} = 1,485027 \times 10^2 \text{ J m}^{-3}$

C''_E $5,4180178 \times 10^3 \text{ K}^{-1}$

C'''_E $2,353 \times 10^3 \text{ K}$

Der Sättigungsdampfdruck wurde mit der Fleagle-Businger-Gleichung

$$E_S = 10^{(9,4051 - C'''_E T_A^{-1})} \quad (4.4.3)$$

bestimmt.

Die Abbildungen 25.1 bis 25.12 zeigen die mittleren Monatswerte der fühlbaren Wärmestromdichte.

Bemerkenswert ist, daß durch den fühlbaren Wärmestrom im Mittel zwar überwiegend Wärmeverluste der Wassersäule auftraten; die Wassersäule kann über den fühlbaren Wärmestrom auch Energie gewinnen.

Der abwärts gerichtete fühlbare Strom, also der Energiegewinn des Wassers, erreicht im Monatsmittel maximal etwa 25 W m^{-2} . Dieser Wert wird im Skagerrak unmittelbar an der norwegischen Küste im Februar und März erreicht. Ursache ist stark abgekühltes Wasser, das von mäßig erwärmter Meeresluft überlagert wird, so daß negative Temperaturdifferenzen

zwischen dem Wasser und der Luft auftreten. Auffällig ist der Strom fühlbarer Wärme im Monat Mai, wo der überwiegende Teil der Nordsee durch einen geringen, aber positiven fühlbaren Wärmestrom einen zusätzlichen Energiegewinn erfährt, der den Aufbau vertikaler Temperaturgradienten in der Wassersäule begünstigt.

Der Energieverlust durch fühlbare Wärmeströme erreicht bis zu 60 W m^{-2} . Maxima treten in den Wintermonaten in der nördlichen Nordsee und auch in der äußeren Deutschen Bucht auf.

Unverkennbar zeigen die Isolinien des fühlbaren Wärmestroms Strukturen, die typisch sind für die hydrographischen Parameter. Für die Nordsee sind das im wesentlichen ein küstenparalleler Verlauf der Isolinien und auch Verteilungen, die gekoppelt sind an den atlantischen Einstrom im Norden und am Ausgang des Englischen Kanals.

In den Abbildungen 26.1 bis 26.12 sind die Ergebnisse der latenten Wärmestromabschätzungen dargestellt, wobei aus dem latenten Wärmestrom mit Hilfe von

$$E = Q_E \cdot L^{-1} \cdot \Delta t \rho^{-1} \quad (L \text{ Verdunstungswärme, } \Delta t \text{ Zeitintervall, } \rho \text{ Dichte}) \quad (4.4.5)$$

für ein Zeitintervall von einem Monat die Verdunstungshöhen bestimmt wurden.

Trotz der großen Unsicherheiten bei der Bestimmung der Verdunstungshöhe zeigen die Abbildungen deutlich, daß erhebliche zeitliche und lokale Unterschiede des latenten Wärmestroms in der Nordsee angetroffen werden. Generell läßt sich ein Nord-Süd-Gradient feststellen. Im Winterhalbjahr treten die höchsten Ströme zwischen den Shetland-Inseln und Norwegen, die geringsten Ströme in den kontinentalen Küstengebieten auf.

Im Sommerhalbjahr dagegen kehrt sich der Gradient um; die höchsten Verdunstungen werden im Juli und August in der Deutschen Bucht gefunden. Die mittleren maximalen monatlichen Verdunstungshöhen erreichen etwa 80 mm.

Die Minima treten zur Zeit der geringsten Windgeschwindigkeiten im April und im Mai auf. In der freien Nordsee liegen die monatlichen Verdunstungshöhen dann nur bei 0 bis 20 mm.

Der Vergleich der hier vorgelegten Ergebnisse mit den von Schott (Schott [1966]) berechneten Verdunstungshöhen für ausgewählte Stationen bzw. Areale der Nordsee ergibt nur zum Teil befriedigende Übereinstimmung. Im vierten Quartal (Oktober-Dezember) liegen die hier angegebenen Verdunstungshöhen deutlich unter den von Schott bestimmten Werten. Dies ist im wesentlichen zurückzuführen auf den von Schott verwendeten quadratischen Windansatz (im Gegensatz zu Gl. 4.4.2). Eine Verifikation berechneter Verdunstungshöhen durch Messungen steht noch aus.

Wie bereits in Abschnitt 2.4 angeführt, wird die Verdunstung im Mittel durch Niederschläge kompensiert. Es gelangt mehr Wasser aus der Atmosphäre in die Nordsee als aus dieser verdunstet. Für die Wärmestromdichte hat das aber keine oder nur geringe Auswirkungen.

4.5 Jahresgang der Wärmestrombilanz

Aus den Wärme- und Strahlungsflußkomponenten an der Grenzfläche werden mit der Gleichung (4.1) die Netto-Wärmestromdichte aus den in den Abschnitten 4.2 bis 4.4 dargestellten klimatologischen Monatswerten bestimmt.

Die so ermittelten mittleren monatlichen Wärmestromdichten sind in den Abbildungen 27.1 bis 27.12 wiedergegeben.

Die Karten zeigen, daß die Netto-Wärmestromdichte an der Grenzfläche ausgeprägte, jahreszeitliche und regionale Unterschiede aufweist. Die Anordnung der Isolinien zeigt teilweise große Ähnlichkeit mit den bekannten hydrographischen Strukturen der Nordsee. Daraus kann geschlossen werden, daß eine größere wechselseitige Abhängigkeit zwischen dem Netto-Wärmestrom einerseits und den meteorologischen und hydrographischen Parametern andererseits vorhanden ist als gemeinhin angenommen wurde.

Eine in gleicher Weise wie in Abschnitt 3.1.2 vorgenommene harmonische Analyse dieser Monatskarten ergibt die in den Abbildungen 28.1 bis 28.3 dargestellten harmonischen Konstanten.

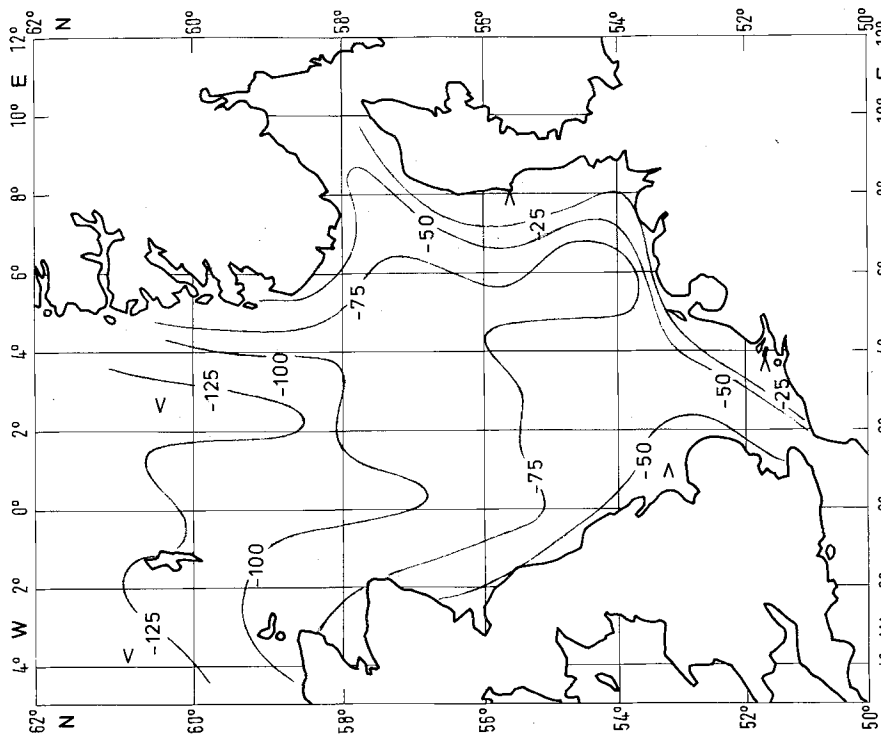


Abb. 27.2. Mittlere Netto-Wärmestromdichte an der Grenzfläche Wasser - Luft in W/m^2 für den Monat Februar
 Fig. 27.2. Mean net heat flux at the air - sea interface for February in W/m^2

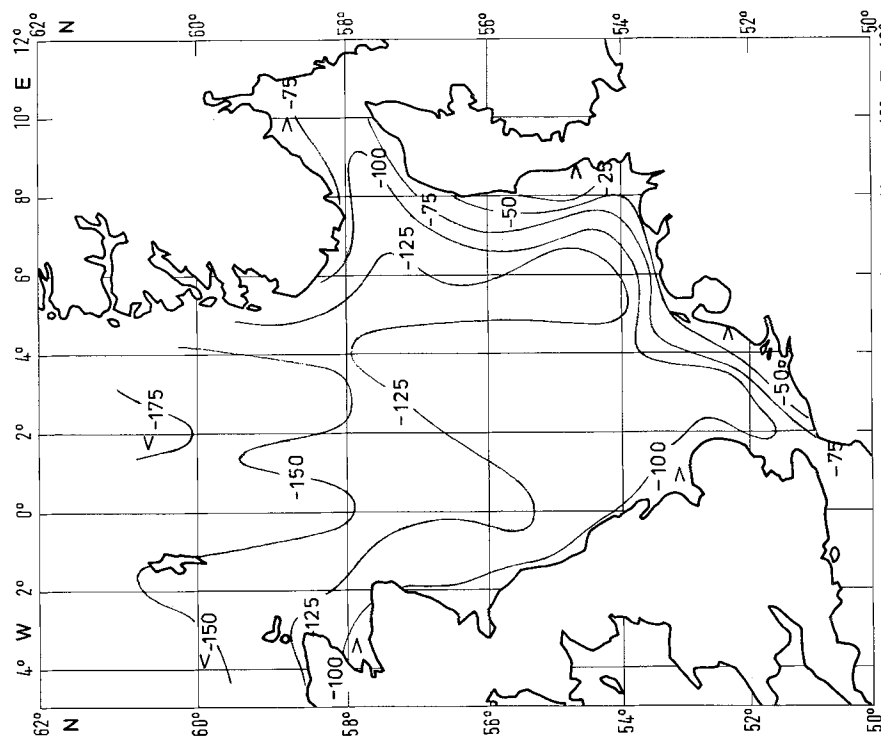


Abb. 27.1. Mittlere Netto-Wärmestromdichte an der Grenzfläche Wasser - Luft in W/m^2 für den Monat Januar
 Fig. 27.1. Mean net heat flux at the air - sea interface for January in W/m^2

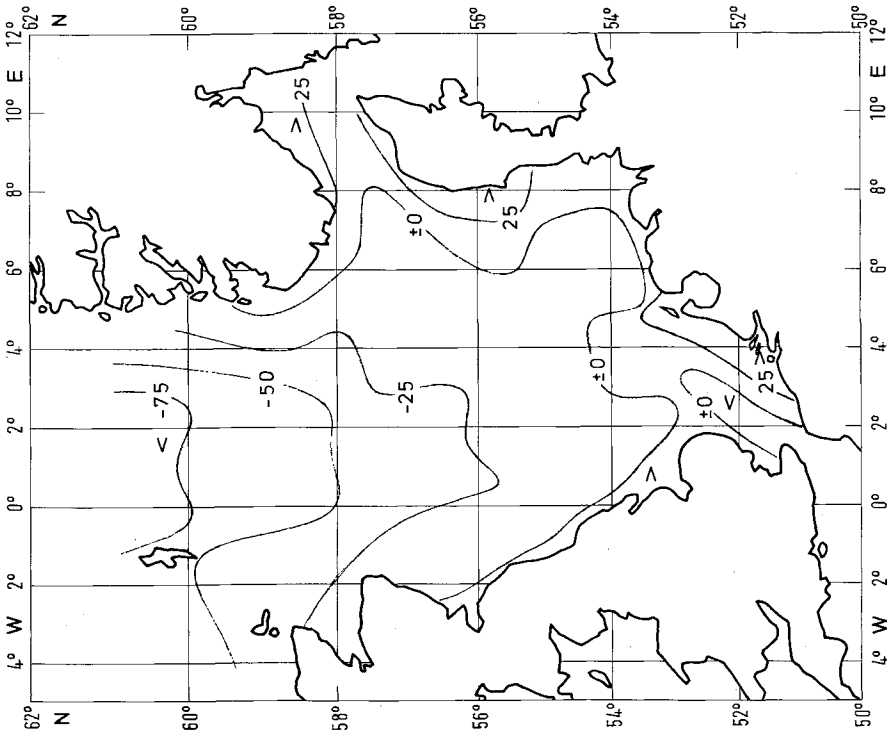


Abb. 27.3. Mittlere Netto-Wärmeströmdichte an der Grenzfläche Wasser - Luft in W/m^2 für den Monat März
Fig. 27.3. Mean net heat flux at the air - sea interface for March in W/m^2

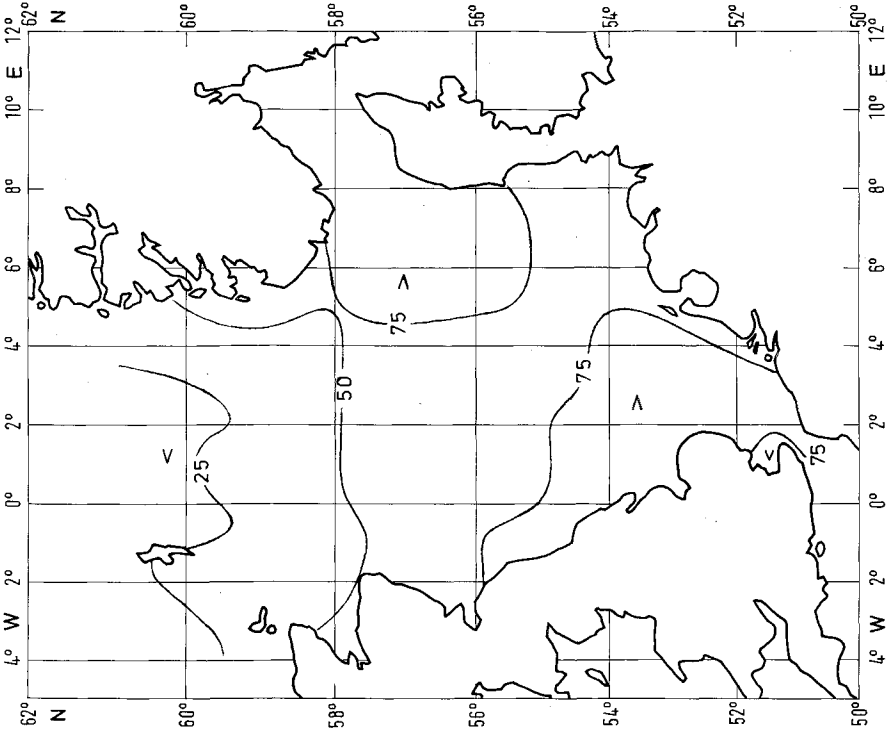


Abb. 27.4. Mittlere Netto-Wärmeströmdichte an der Grenzfläche Wasser - Luft in W/m^2 für den Monat April
Fig. 27.4. Mean net heat flux at the air - sea interface for April in W/m^2

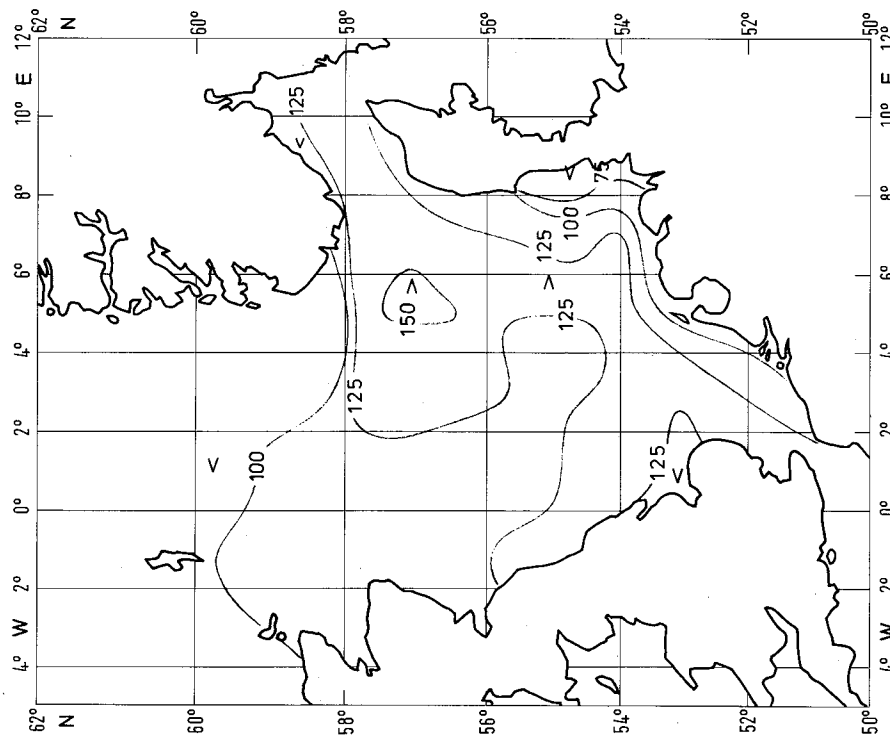


Abb. 27.5. Mittlere Netto-Wärmestromdichte an der Grenzfläche Wasser - Luft in W/m^2 für den Monat Mai
 Fig. 27.5. Mean net heat flux at the air - sea interface for May in W/m^2

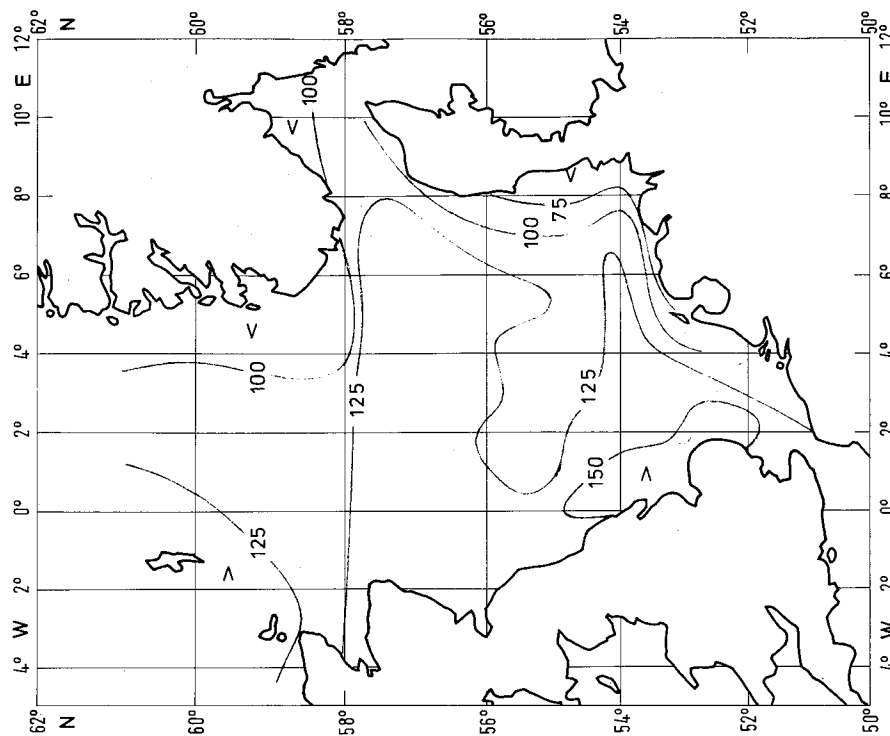


Abb. 27.6. Mittlere Netto-Wärmestromdichte an der Grenzfläche Wasser - Luft in W/m^2 für den Monat Juni
 Fig. 27.6. Mean net heat flux at the air - sea interface for June in W/m^2

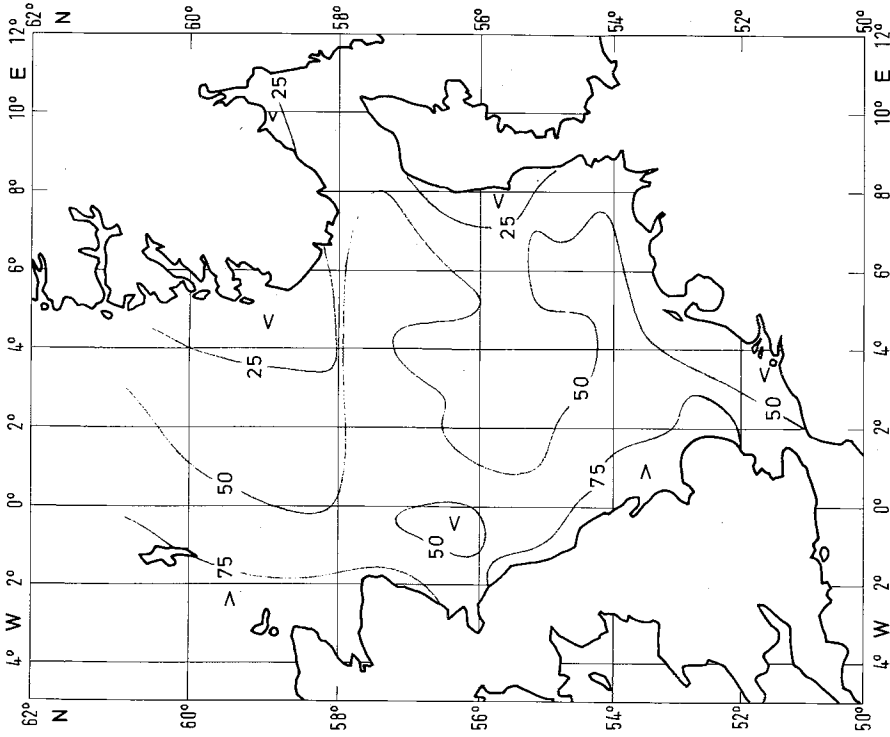


Abb. 27.8. Mittlere Netto-Wärmestromdichte an der Grenzfläche
Wasser – Luft in W/m^2 für den Monat August

Fig. 27.8. Mean net heat flux at the air – sea interface
for August in W/m^2

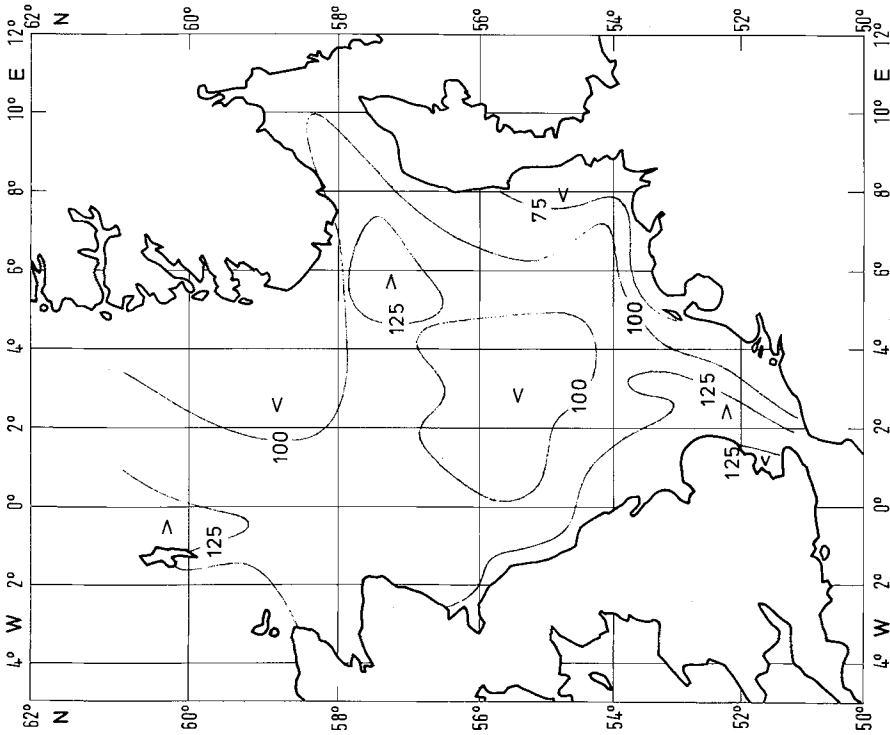


Abb. 27.7. Mittlere Netto-Wärmestromdichte an der Grenzfläche
Wasser – Luft in W/m^2 für den Monat Juli

Fig. 27.7. Mean net heat flux at the air – sea interface for July in W/m^2

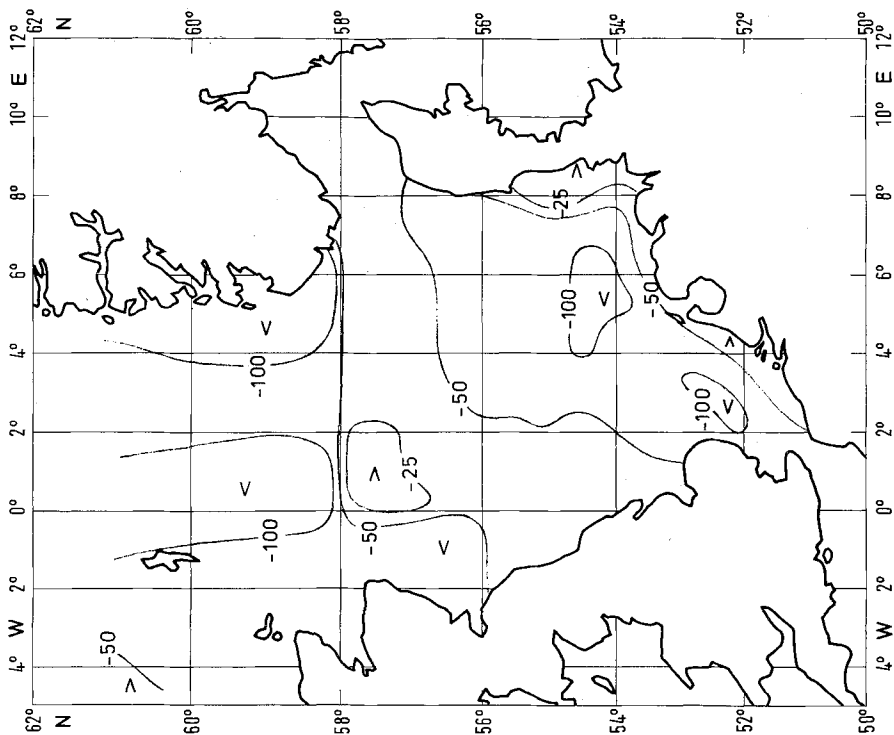


Abb. 27.10. Mittlere Netto-Wärmestromdichte an der Grenzfläche
Wasser - Luft in W/m^2 für den Monat Oktober
Fig. 27.10. Mean net heat flux at the air - sea interface
for October in W/m^2

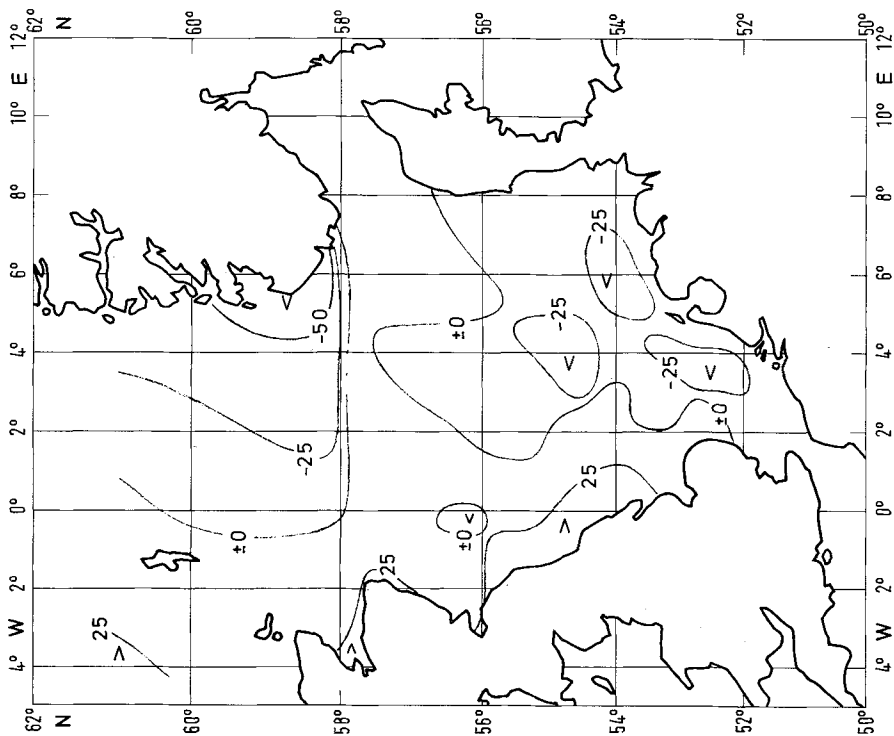


Abb. 27.9. Mittlere Netto-Wärmestromdichte an der Grenzfläche
Wasser - Luft in W/m^2 für den Monat September
Fig. 27.9. Mean net heat flux at the air - sea interface
for September in W/m^2

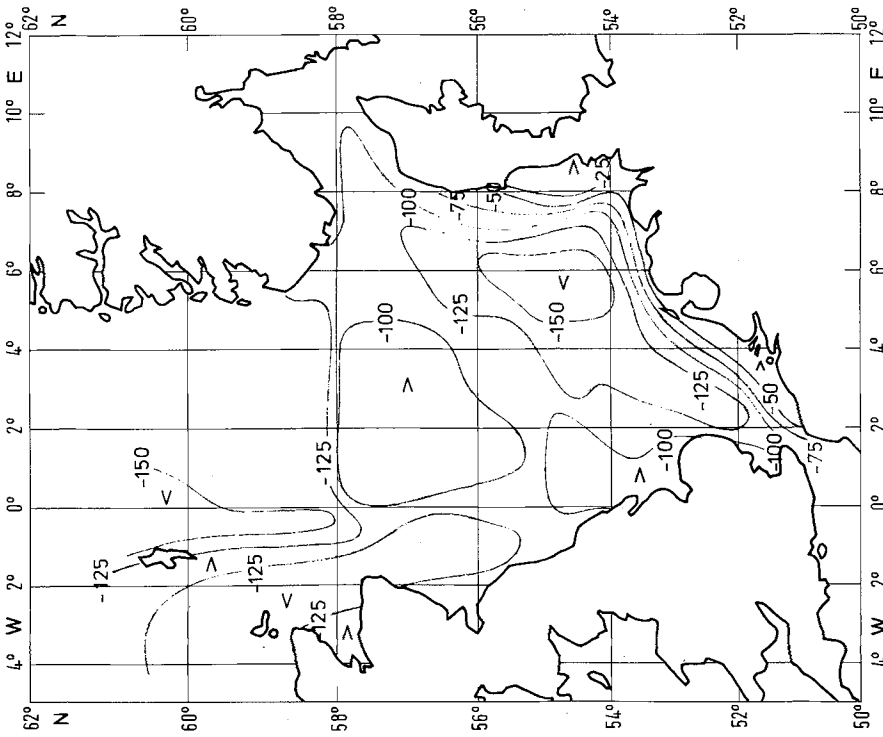


Abb. 27.11. Mittlere Netto-Wärmestromdichte an der Grenzfläche
Wasser - Luft in W/m^2 für den Monat November

Fig. 27.11. Mean net heat flux at the air - sea interface
for November in W/m^2

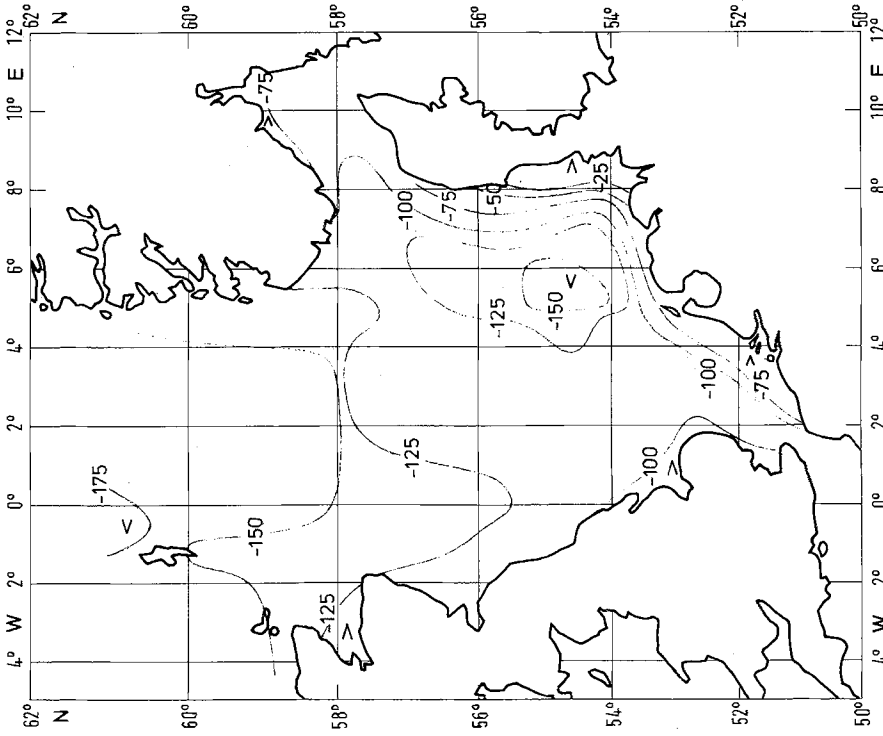


Abb. 27.12. Mittlere Netto-Wärmestromdichte an der Grenzfläche
Wasser - Luft in W/m^2 für den Monat Dezember

Fig. 27.12. Mean net heat flux at the air - sea interface
for December in W/m^2

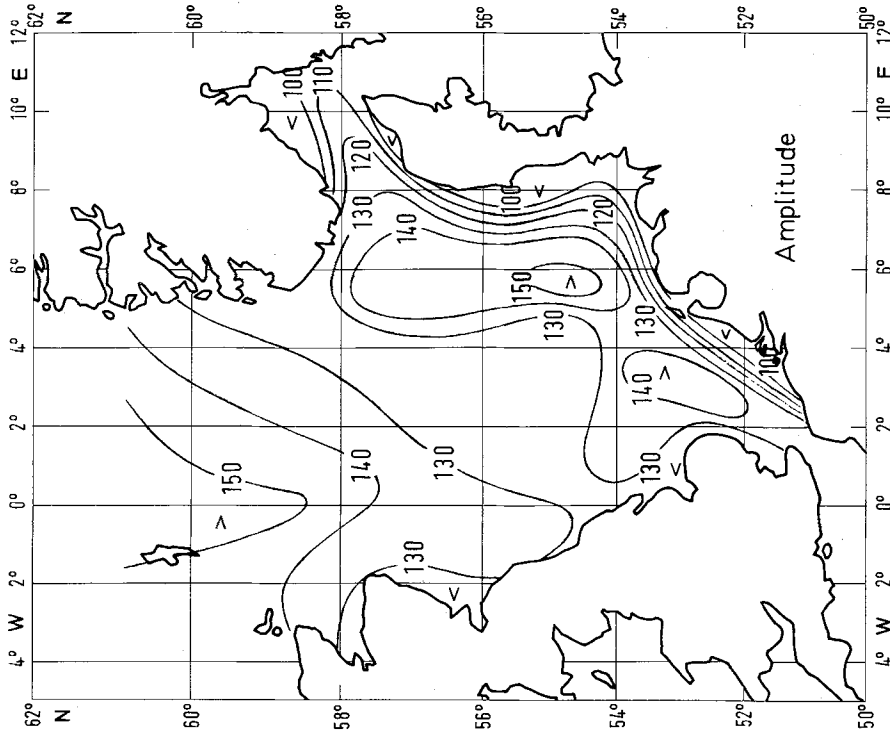


Abb. 28.2. Amplitude der jährlichen Welle der Netto-Wärmestromdichte in W/m^2

Fig. 28.2. Amplitude of the yearly harmonic net heat flux wave in W/m^2

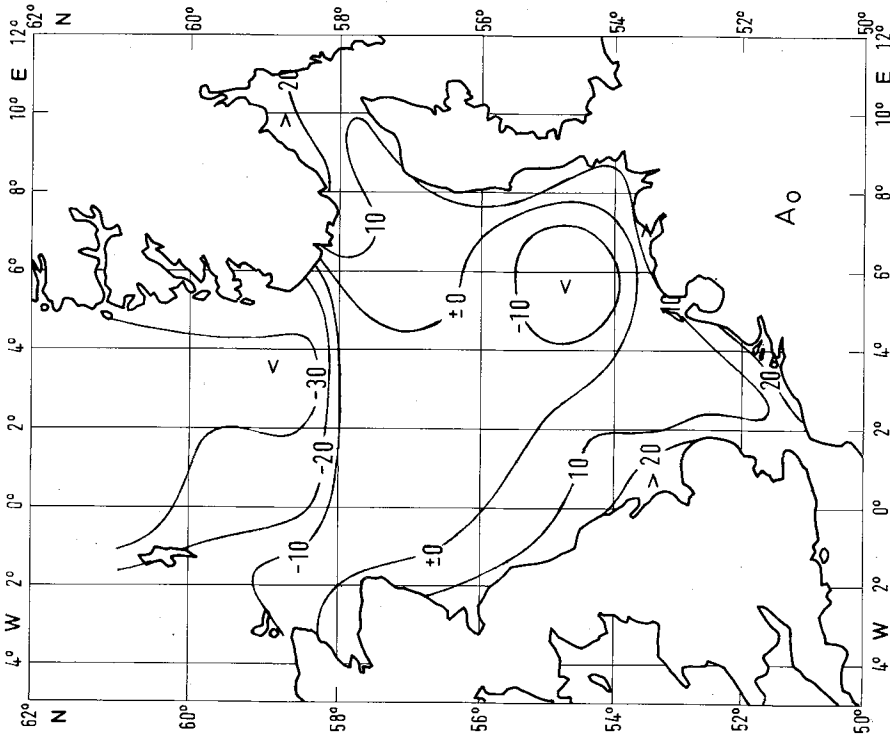


Abb. 28.1. Jahresmittel der Netto-Wärmestromdichte in W/m^2

Fig. 28.1. Yearly harmonic mean net heat flux in W/m^2

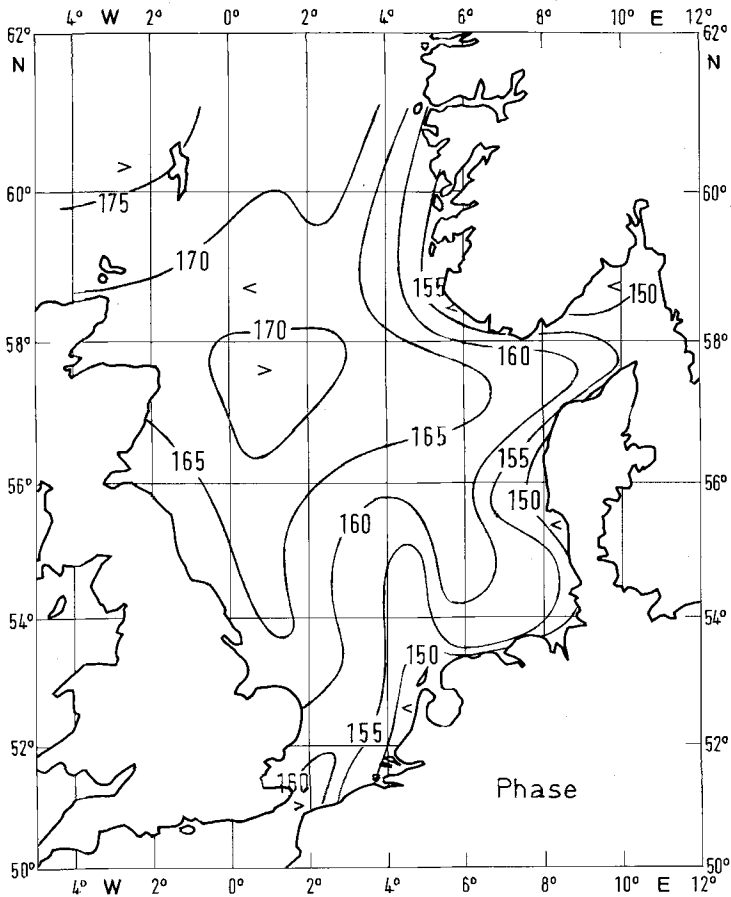


Abb. 28.3. Phase der jährlichen Welle der Netto-Wärmestromdichte in Tagen
 Fig. 28.3. Phase of the yearly harmonic net heat flux wave in days

Der mittlere Wärmestrom zeigt, daß die Nordsee im Jahresmittel Energie an die Atmosphäre abgibt. Über die Fläche der Nordsee gemittelt ergibt sich ein mittlerer Wärmeverlust von etwa 5 W m^{-2} . Integriert über die Fläche sind das $27 \cdot 10^{11} \text{ W}$.

Die stärksten Wärmeverluste treten in der nördlichen Nordsee mit etwa 30 W m^{-2} auf. Dies ist eine Folge des im Mittel deutlich stärkeren Windes über der nördlichen Nordsee. Energiegewinne sind an der englischen Küste, in der Südlichen Bucht, in den kontinentalen Küstengebieten und im Skagerrak zu verzeichnen.

Die Amplitudenverteilung zeigt, daß im Einflußgebiet des Atlantikwassers und des Englischen Kanals die größten Jahresschwankungen auftreten. In den kontinentalen Küstengebieten und im Skagerrak werden die kleinsten Jahresschwankungen beobachtet. Der Einfluß des Atlantiks und des Englischen Kanals haben eine verspätende Wirkung auf die Eintrittszeit des Maximums des Netto-Wärmestroms.

Bemerkenswert ist die Verfrühung des Jahresmaximums vor der nordfriesisch-jütischen Küste, das dort bereits Ende Mai/Anfang Juni, etwa drei Wochen vor dem Jahresmaximum der Solarstrahlung, eintritt.

Vergleicht man die Amplitude der Jahreswelle am Nordeingang der Nordsee mit den aus globalen Daten von Budyko (Budyko et al. [1962]) abgeleiteten Jahresschwankungen, so kann eine befriedigende Übereinstimmung festgestellt werden.

Die geographische Lage der Nordsee, die insgesamt nur schwache Kopplung an den Atlantischen Ozean, die Öffnung nach Norden und die aufgrund der geringen mittleren Tiefe nur relativ kleine Wärmekapazität führen dazu, daß dieses Meeresgebiet – bezogen auf den Weltozean – mit die stärksten Jahresschwankungen des Netto-Wärmestroms aufweist.

Der Vergleich der Verteilung der Jahresschwankung der Oberflächentemperatur (Abbildung 20.3) mit der des Netto-Wärmestroms zeigt keinerlei Ähnlichkeit. Die Jahresschwankung der Temperatur an der Oberfläche kann somit nicht allein durch den Wärmeaustausch mit der Atmosphäre erklärt werden.

Erklärt werden kann die Verteilung der Amplitude der Jahresschwankung nur durch den Wärmehaushalt der Nordsee. Das Zusammenwirken von Gezeitenstromturbulenz und Wassertiefe, die Beziehung zwischen dem Netto-Wärmestrom und dem Wärmehalt sowie der thermischen Schichtung formen die Jahreswelle der Temperatur an der Oberfläche.

5 Wärmehaushalt der Nordsee

Die Hydrosphäre ist ein integrierter Bestandteil des Weltklimasystems. Wegen der langen Response- und Relaxationszeiten des Weltozeans beeinflußt dieser das Klima der Atmosphäre im Periodenbereich von Monaten bis hin zu vielen Jahren.

Zum Verständnis der gegenseitigen Abhängigkeit von Ozean und Atmosphäre haben Wärmebilanzuntersuchungen der Weltmeere entscheidende Beiträge geliefert (Hastenrath [1977]; Merle [1980]). Auf die gute Korrelation zwischen der SST-Anomalie (Sea Surface Temperature) des Pazifik im Sommer und der SLP-Anomalie (Sea Level Pressure) im darauffolgenden Herbst hat Namias [1976] hingewiesen. Davis [1978] zeigte, daß die SST-SLP-Beziehung starke saisonale Abhängigkeiten aufweist.

Gekoppelte Atmosphären-Ozean-Modelle, die in den letzten Jahren entwickelt worden sind, simulieren derartige Phänomene. Übersichten über den Stand solcher Modelle und Untersuchungen geben Haney [1979] und Gates [1979].

Klimaschwankungen – definiert als Änderung eines Kollektivs meteorologischer Größen im Periodenbereich oberhalb von zwei Wochen – sind ein globales oder aber zumindest ein hemisphärisches Ereignis.

Diagnostische oder prognostische Modelle des Atmosphären-Ozean-Systems sind daher im allgemeinen von globaler Ausdehnung. Die durch die Computertechnik gesetzten Grenzen schließen bei derartigen Modellen noch eine räumliche Auflösung aus, die die relativ kleinen Schelfmeere einschließt.

Die Aussagekraft von globalen Modellen ist zur Zeit noch qualitativer Art. Entscheidende Verbesserungen dieser Modelle durch die Berücksichtigung von Schelfmeeren werden vermutlich nicht erreicht werden. Bei globalen Energiebilanzabschätzungen können Schelfmeere nicht vernachlässigt werden, da diese Quellen oder Senken thermischer Energie sein können, die advektiv transportiert wird.

Unabhängig von der Frage der globalen Klimaschwankungen sind Probleme der Schwankungen der hydrographischen Verhältnisse in den Schelfmeeren von besonderer Bedeutung. Als Gebiete erhöhter biologischer Produktion können die weitgehend abgeschlossenen Randmeere bei Änderung der Umweltbedingungen mit Populationsschwankungen reagieren oder sogar mit Bestandsänderungen, die erhebliche wirtschaftliche Bedeutung haben können.

Für den Wärmehaushalt der Nordsee ist der Energieinhalt der durchmischten Schicht wesentlich. Wie wir gesehen haben, ist die Jahresschwankung der Temperatur des Bodenwassers klein, verglichen mit der der Deckschicht. In den Gebieten der Nordsee mit ausgeprägter Temperatursprungschicht ist zudem die Temperaturanomalie des Bodenwassers – bezogen auf die langjährigen monatlichen Mittelwerte – ebenfalls klein. Für den Jahresgang des Wärmehaltes der Nordsee ist somit die Frage nach der Temperatur und der Dicke der durchmischten Schicht entscheidend.

Das umfangreiche hydrographische Beobachtungsmaterial aus der Nordsee würde nach der Anwendung von räumlicher und zeitlicher Interpolation erlauben, sowohl die Frage nach der Temperatur und der Mächtigkeit der Deckschicht zu beantworten als auch Aussagen über die Schwankung des Wärmehaltes der Nordsee im längerperiodischen Bereich zu machen.

Die Arbeiten dafür werden vorbereitet*. Hier wird mit den vorgelegten klimatologischen Werten der Temperatur an der Oberfläche und am Boden sowie der Netto-Wärmestromdichte der Jahresgang der saisonalen Schichtung – flächenhafte Ausdehnung und Tiefe der Temperatursprungschicht – bestimmt und der Jahresgang des Wärmeinhalts der Nordsee insgesamt abgeschätzt.

5.1 Bestimmung der Tiefe der Sprungschicht

Einen Überblick über MLD-Modelle (**M**ixed-**L**ayer-**D**epth) hat Garwood (Garwood [1979]) gegeben. Im allgemeinen sind MLD-Modelle zur Simulation ozeanischer Deckschichtprozesse entwickelt worden, wobei im wesentlichen eindimensionale Modelle bevorzugt worden sind. Da in den großen Ozeanen die großräumige saisonale Schichtung überwiegend durch die lokalen vertikalen Wärmeströme gesteuert wird (Gill und Niiler [1973]), sind MLD-Modelle überwiegend advektionsfrei. Die Anwendung von ozeanischen MLD-Modellen auf Schelfmeere ist wenig sinnvoll, da durch die Besonderheiten dieser Meere, wie erhöhte Gezeitenstromturbulenz, atmosphärischer Wasserumsatz und Süßwasserzufuhr, eine Reihe von wichtigen physikalischen Prozessen nicht modelliert ist. Für die Modellierung des Jahresganges der thermischen Schichtung der Nordsee müssen unter anderem berücksichtigt werden:

- Gezeiten der Nordsee
- Advektion von Atlantik, dem Englischen Kanal und Ostsee (Skagerrak)
- atmosphärischer Wasserumsatz
- Süßwasserzuflüsse
- Jahresgang des windinduzierten Strömungssystems

Da insbesondere die Kenntnisse über die Schwankungen des Reststromsystems und der Advektion noch zu lückenhaft sind, wird hier ein einfacher Ansatz zur Modellierung des Jahresganges der thermischen Schichtung gewählt. Es wird angenommen, daß Deck- und Bodenschicht in sich vertikal homogen sind. Ferner wird angenommen, daß der Temperatursprung in der Sprungschicht der Differenz zwischen der Oberflächen- und Bodentemperatur entspricht; der Temperaturgradient in der Sprungschicht wird unendlich groß.

Die Abbildung 29 stellt schematisch das Temperaturprofil und die im folgenden verwendeten Bezeichnungen dar.

Mit den bekannten Jahresgängen von $T(z=0)$, $T(z=h)$ und $Q(z=0)$ läßt sich eine Lösung für die Tiefe der Sprungschicht D angeben.

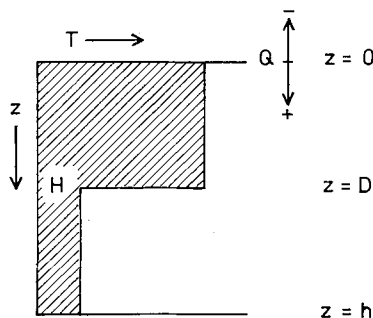


Abb. 29. Schematisches Temperaturprofil und verwendete Bezeichnungen
Fig. 29. Schematic temperature profile and symbols

* Institut für Meereskunde der Universität Hamburg und Deutsches Hydrographisches Institut

5.2 Analytischer Ausdruck für die Tiefe der Sprungschicht

Der Wärmeinhalt der Wassersäule $H^*(t)$ läßt sich in erster Näherung ausdrücken durch

$$H^*(t) = H^*(t=0) + \int Q(t) dt + \int Q_A(t) dt. \quad (5.2.1)$$

Dabei bedeuten

$H^*(t=0)$	Wärmeinhalt der Wassersäule zur Zeit des Jahresminimums
$Q(t)$	Netto-Wärmestromdichte an der Grenzfläche Wasser – Luft
$Q_A(t)$	advective Wärmestromdichte infolge von Meeresströmungen.

Im folgenden wurde angenommen, daß Q_A für die Nordsee vernachlässigbar klein ist, so daß der Wärmeinhalt nur von der lokalen Netto-Wärmestromdichte abhängt.

Unter der Voraussetzung, daß der Jahresgang der Temperatur an der Oberfläche und am Boden sowie die Netto-Wärmestromdichte an der Grenzfläche Wasser – Luft bekannt sind, läßt sich eine Lösung für die Tiefe der Sprungschicht angeben.

Es seien bekannt:

$$\begin{aligned} T(z=0, t), \\ T(z=h, t), \\ Q(z=0, t). \end{aligned}$$

Der Wärmeinhalt der Wassersäule bei vertikal homogenem Wasser ist

$$H^*(t) = \rho c_p \int_0^h T(z=0, t) dz. \quad (5.2.2)$$

ρ ist die Dichte des Wassers und c_p die spezifische Wärme.

Bei geschichtetem Wasser mit der Voraussetzung, daß die Deck- und die Bodenschicht in sich vertikal homogen sind, ist der Wärmeinhalt der Wassersäule

$$H^*(t) = \rho c_p \int_0^D T(z=0, t) dz + \rho c_p \int_D^h T(z=h, t) dz. \quad (5.2.3)$$

Wenn der Wärmeinhalt nur von der lokalen Netto-Wärmestromdichte abhängt, kann der Wärmeinhalt ausgedrückt werden durch

$$H^*(t) = H^*(t=0) + \int_{t=0}^t Q(z=0, t) dt \quad (5.2.4)$$

mit

$$H^*(t=0) = c_p \int_0^h T(z=0, t=0) dz. \quad (5.2.4a)$$

Aus (5.2.3), (5.2.4) und (5.2.4a) folgt für den Wärmeinhalt der geschichteten Wassersäule

$$\int_{t=0}^t Q(t) dt = \rho c_p \int_0^D T(z=0, t) dz + \int_D^h T(z=h, t) dz - \int_0^h T(z=0, t=0) dz. \quad (5.2.5)$$

Integration und Umschreiben von (5.2.5) ergibt

$$D(t) = \frac{1}{\rho c_p} \left(\sum_{t=0}^t Q(t) - h (T(z=h, t) - T(z=0, t=0)) / (T(z=0, t) - T(z=h, t)) \right). \quad (5.2.6)$$

Mit (5.2.6) steht ein Ausdruck zur Verfügung, der numerisch leicht zu behandeln ist.

Bei der Anwendung von (5.2.6) können Probleme durch die Daten, insbesondere während des Winterhalbjahres, auftreten.

Aus (5.2.3) und (5.2.5) ergeben sich

$$\frac{dH^*}{dt} = F \left(\frac{dT(z=0, t)}{dt}, \frac{dT(z=h, t)}{dt} \right) \quad (5.2.7a)$$

und

$$\frac{dH^*}{dt} = F^*(Q(t)). \quad (5.2.7b)$$

Durch die Vorgabe von T und Q kann der Fall auftreten, daß

$$F \neq F^* \quad (5.2.8)$$

wird. In diesem Fall wird mit (5.2.6) eine Tiefe der Sprungschicht bestimmt, die negativ oder aber größer als die Wassertiefe ist. Im einzelnen kann nicht entschieden werden, ob F oder F^* fehlerhaft sind oder ob die Voraussetzung $Q_A(t) = 0$ verletzt ist.

Um die Bestimmung unzulässiger Sprungschichttiefen zu vermeiden, müssen bei der Anwendung von (5.2.6) verschiedene Fälle unterschieden und Einschränkungen gemacht werden.

Fall 1: $D < 0 \rightarrow D = 0$

Ergibt sich bei der Anwendung von (5.2.6) eine negative Sprungschichttiefe, wird diese auf Null gesetzt.

Die Ursache für das Versagen von (5.2.6) kann entweder am fehlerhaften $T(z=0, z=h)$ oder aber an einem zu geringen Netto-Wärmestrom Q liegen. Fehler bei der Bestimmung des Netto-Wärmestroms können sowohl durch schlechte Daten als auch durch die Art der Parametrisierung verursacht sein. Die Ursache für das Auftreten von Fall 1 kann auch eine Folge advektiven Verlustes von thermischer Energie sein.

Fall 2: $D > h \rightarrow D = h$

Wird die Sprungschichttiefe bei der Anwendung von (5.2.6) größer als die Wassertiefe, wird jene auf den Wert der Wassertiefe gesetzt.

Bei Fall 2 wird der Wassersäule entweder zu viel Energie zugeführt oder die Temperaturwerte sind falsch (zu niedrig).

Wegen der Unsicherheit bei der Bestimmung des Netto-Wärmestroms muß damit gerechnet werden, daß die Fälle 1 und 2 überwiegend durch fehlerhafte Netto-Wärmeströme auftreten.

Bei der Anwendung von (5.2.6) wird ferner die Erfahrung eingebracht, daß sich eine Sprungschicht nur dann ausbildet und persistent ist, wenn die Stabilität der Schichtung groß genug ist, bzw. die turbulente kinetische Energie klein ist. Daraus folgt

Fall 3: $\Delta T \leq 1 \text{ K} \rightarrow D = 0$

und

Fall 4: $D \leq 10 \text{ m} \rightarrow D = 0$.

5.3 Anwendung des analytischen Ausdrucks auf die Nordsee

Für die Anwendung des analytischen Ausdrucks zur Ermittlung der Tiefe der Sprungschicht werden die in den Abschnitten 3.1 und 4.5 beschriebenen Datensätze benutzt. Im Fall von Instabilitäten in der Temperaturschichtung wurden zwischen den Temperaturen an der Oberfläche und am Boden gemittelt.

Die Gleichung (5.2.5) setzte voraus, daß der Wärmeinhalt der Wassersäule nur vom lokalen, vertikalen Netto-Wärmestrom an der Grenzfläche Wasser – Luft abhängt. Für die Nordsee bedeutet das eine Vernachlässigung des Ein- und Ausstroms sowie des horizontalen Wärmeaustauschs.

Für die 420 Nordsee-Gitterpunkte des 20-Seemeilen-Netzes wurden durch eine lineare Interpolation zwischen den Monatsmittelwerten von $T(z=0)$, $T(z=h)$ und $Q(z=0)$ tägliche Werte bestimmt. Beginnend mit dem Tag, an dem die Netto-Wärmestromdichte positiv wird,

d. h. der Wassersäule thermische Energie zugeführt wird, wurde für jeden Punkt in Tages-schritten der Wärmeinhalt der Wassersäule und die Tiefe der Sprungschicht errechnet.

Zur besseren Beurteilung der Ergebnisse wurden nach acht verschiedenen Kriterien unterschieden und Kennziffern gesetzt.

KZ 0	$0 < D < h$	
KZ 1	$\frac{dH^*}{dt} < 0$	$F < F^*$
KZ 2	$\frac{dH^*}{dt} > 0$	$F > F^*$
KZ 3	$\frac{dH^*}{dt} > 0$	$F < F^*$
KZ 4	$\frac{dH^*}{dt} < 0$	$F > F^*$
KZ 5	$0 < \Delta T \leq 1,0 \text{ K} \rightarrow D = 0$	
KZ 6	$\Delta T = 0 \text{ K}$	
KZ 7	$D \leq 10 \text{ m} \rightarrow D = 0$	

Die Ergebnisse wurden als jährliche Reihen an den einzelnen Gitterpunkten, aber auch als Felder für die Mitte der einzelnen Monate abgespeichert.

Die Abbildung 30 zeigt die Ausgangsdaten und die Ergebnisse der Anwendung von (5.2.6) für einen einzelnen Gitterpunkt der zentralen Nordsee.

Aufgetragen sind die Jahresgänge der Temperatur an der Oberfläche und am Boden, der der Netto-Wärmestromdichte und der des Wärmeinhalts der Wassersäule. Eingezeichnet ist ferner die Tiefenlage der Sprungschicht von Mai bis November.

Der Abbildung 30 ist zu entnehmen, daß

- die Wassersäule nur im Januar völlig homogen ist;
- das Jahresminimum der Temperatur und des Wärmeinhalts zusammenfällt mit dem Vorzeichen-Wechsel des Netto-Wärmestroms;
- die Tiefe der Sprungschicht im Mai bei 30 m liegt und zum Juni auf 20 m ansteigt. Dies ist eine Folge des stark zunehmenden Netto-Wärmestroms im Mai bei nur geringer zunehmenden Wassertemperaturen;
- die Tiefe der Sprungschicht von Juni bis August sich nur geringfügig ändert.

Die Abbildung 30 zeigt sehr deutlich die Phasenbeziehung zwischen dem Wärmestrom, den Temperaturen an der Oberfläche und am Boden sowie dem Wärmeinhalt der Wassersäule.

Das Jahresminimum des Wärmeinhalts tritt im März mit etwa $14,4 \cdot 10^8 \text{ J m}^{-2}$, das Maximum im September mit etwa $27,0 \cdot 10^8 \text{ J m}^{-2}$ auf. Das Jahresmaximum des Wärmeinhalts fällt zusammen mit der Änderung der Richtung des Netto-Wärmestroms im Herbst.

Die aus den Jahresreihen entnommenen Werte für die Tiefe der Sprungschicht für die Monatsmitten von Mai bis Oktober sind in den Abbildungen 31.1 bis 31.6 wiedergegeben.

Diese Abbildungen zeigen die räumliche Ausdehnung des Gebietes, in dem mit (5.2.6) und bei Anwendung der Kriterien 1 bis 4 eine persistente Sprungschicht bestimmt werden kann. Das Resultat bestätigt weitgehend die Vorstellungen und Erfahrungen, die bei eigenen hydrographischen Arbeiten in der Nordsee gewonnen wurden. Eine Ausnahme ist das Gebiet der Norwegischen Rinne, für das die Gleichung (5.2.6) versagt, da dort $F \neq F^*$ ist.

Mißt man die Karten an der von Dietrich (Dietrich [1950]) angegebenen mittleren Tiefenlage (Tiefenintervall) der Temperatursprungschicht im Hochsommer (Abbildung 14.2), kann außerhalb des Gebietes der Norwegischen Rinne im allgemeinen gute Übereinstimmung festgestellt werden. Allerdings sind die von Dietrich angegebenen Tiefenintervalle relativ groß.

Vergleicht man die hier vorgelegten Karten mit den von Tomczak und Goedecke

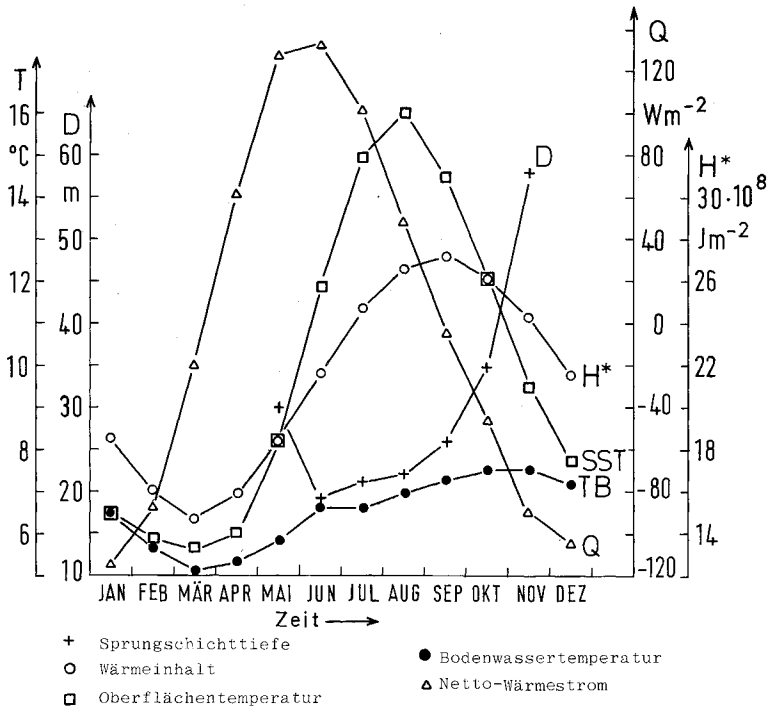


Abb. 30. Jahresgang der SST, der Bodenwassertemperatur, der Netto-Wärmestromdichte an der Grenzfläche Wasser – Luft und Wärmeinhalt der Wassersäule. Tiefenlage der Sprungschicht von Mai bis November, ermittelt mit der Gleichung (5.2.6) an einem Punkt der zentralen Nordsee

Fig. 30. The yearly cycle of the SST, of the bottom water temperature, of the net heat flux at the air – sea interface and the heat content of the water column. Depth of the thermocline from May to November calculated with the aid of formula (5.2.6) at a point in the central North Sea

(Tomczak und Goedecke [1964]) publizierten Horizontalkarten (nur Juni bis September), ist die Übereinstimmung im Juni gering, in den anderen Monaten nur befriedigend. Die Ursache für die Unterschiede liegt auch begründet in den Schwierigkeiten bei der statistischen Behandlung und Darstellung von Schichtungsdaten in dem klimatologischen Atlas von Tomczak und Goedecke. Betrachtet man statt der Horizontalkarten die gleichfalls in dem Atlas dargestellten Vertikalschnitte, ist die Übereinstimmung im Rahmen der Genauigkeit gut.

In den Abbildungen 32.1 und 32.2 sind die aus dem Atlas entnommenen Tiefenlagen der Sprungschicht auf einem West-Ost-Schnitt ($56^{\circ} 30' N$) denen mit (5.2.6) berechneten Sprungschichttiefen in den Monaten Juli und September gegenübergestellt. Als Tiefenlage der Sprungschicht in dem Atlas wurde die Zone der stärksten vertikalen Temperaturänderung definiert. Allgemein ist die numerisch bestimmte Sprungschichttiefe geringer als die der Zone der stärksten Temperaturänderung.

Wird die Untergrenze der durchmischten Schicht als Tiefe der Sprungschicht definiert – im Juli die Tiefenlage der $12^{\circ}C$ -Isotherme, im September die der $13^{\circ}C$ -Isotherme –, ist die Übereinstimmung zwischen Beobachtung und Modell bemerkenswert gut.

Verschiedene Versuche, die Eingangsdaten zu ändern bzw. zu modifizieren, erbrachten für die Tiefe der Sprungschicht keine wesentliche Änderung.

In erster Näherung kann deshalb angenommen werden, daß das hier beschriebene Verfahren den saisonalen Gang der thermischen Schichtung der Nordsee für die Gebiete, die überwiegend gesteuert werden durch die lokalen Netto-Wärmestromdichte, ausreichend gut reproduziert.

Damit ist die angewendete Methode geeignet, auch Aussagen über den Jahresgang des Wärmeinhalts der Nordsee zu machen.

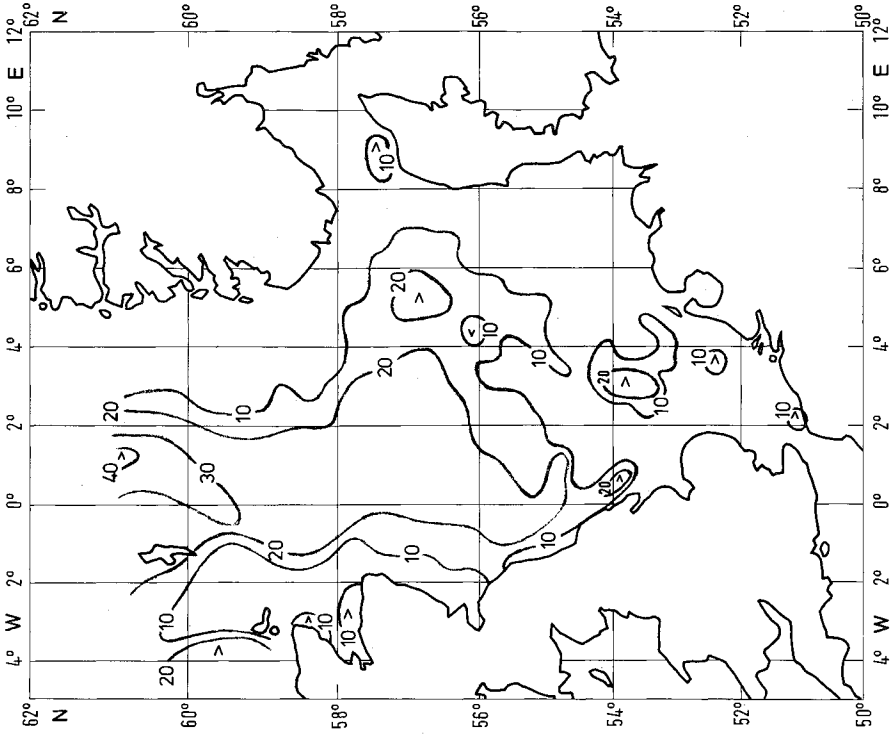


Abb. 31.2. Mittlere Tiefenlage der Sprungschicht in Meter am 15. Juni

Fig. 31.2. Mean depth of the thermocline in metres on 15 June

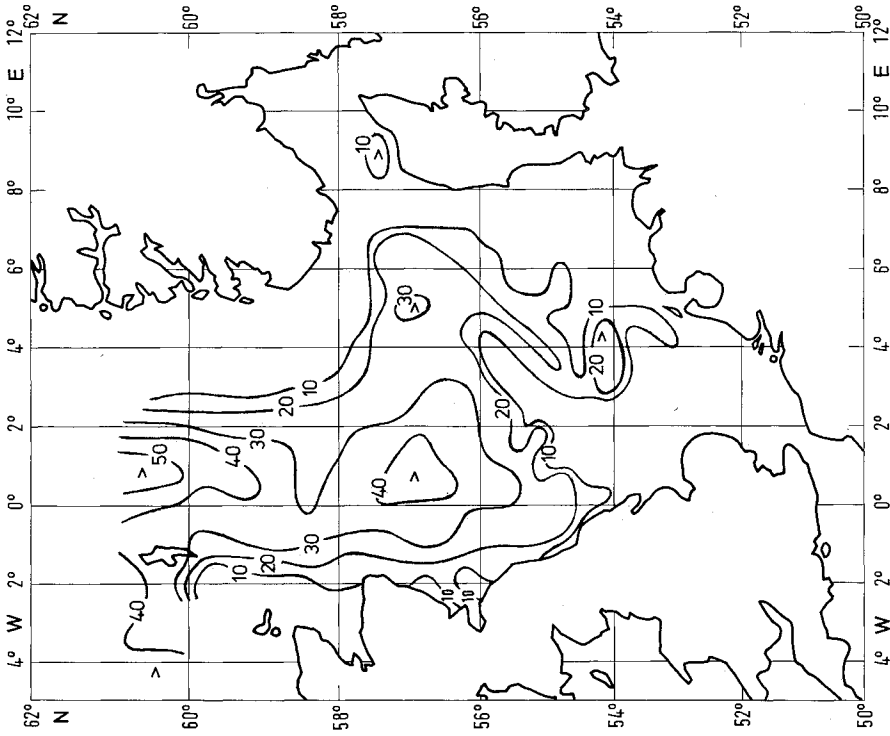


Abb. 31.1. Mittlere Tiefenlage der Sprungschicht in Meter am 15. Mai

Fig. 31.1. Mean depth of the thermocline in metres on 15 May

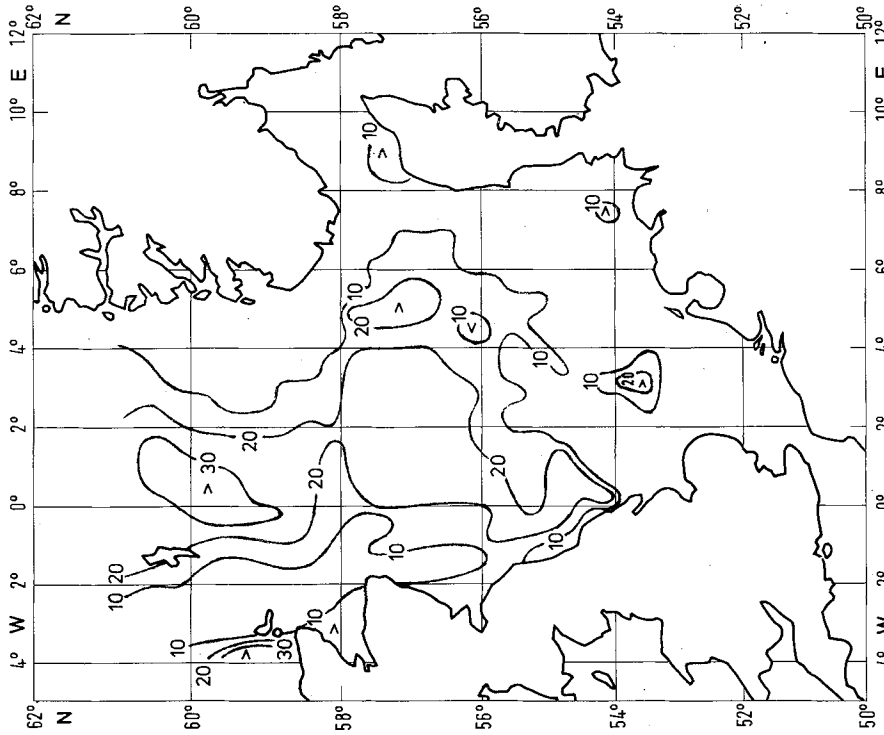


Abb. 31,3 Mittlere Tiefenlage der Sprungschicht in Meter am 15. Juli

Fig. 31.3. Mean depth of the thermoelne in metres on 15 July

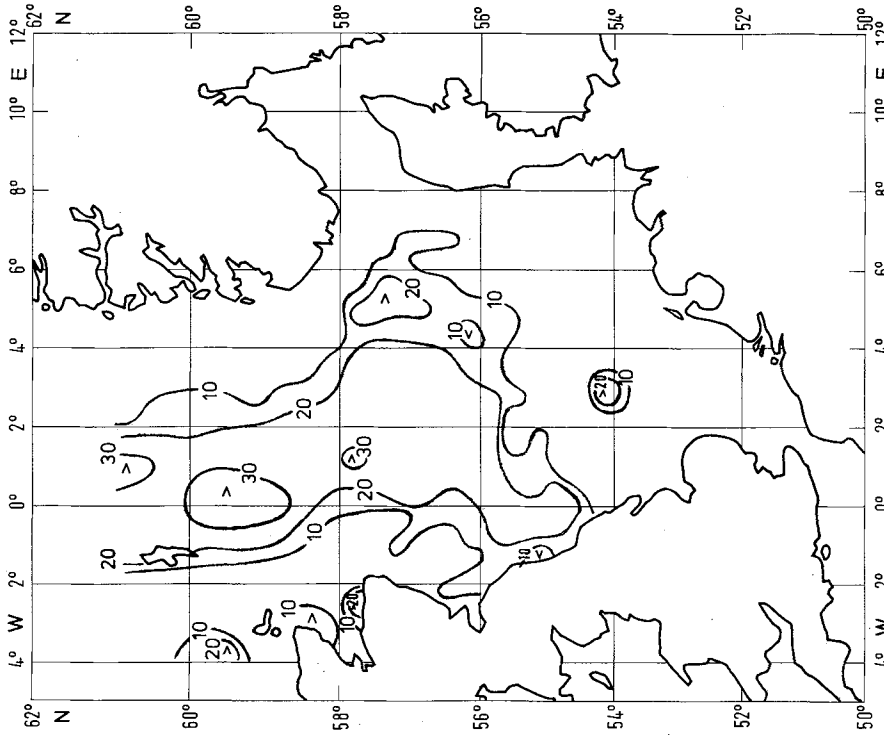


Abb. 31.4. Mittlere Tiefenlage der Sprungschicht in Meter am 15. August

Fig. 31.4. Mean depth of the thermocline in metres on 15 August

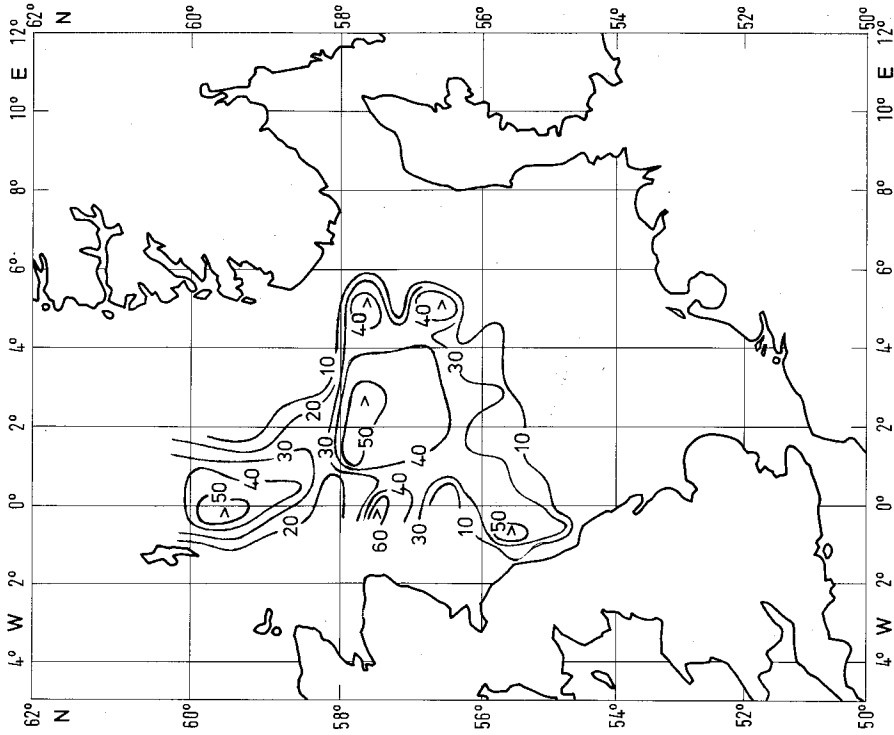


Abb. 31.6. Mittlere Tiefenlage der Sprungschicht in Meter

am 15. Oktober

Fig. 31.6. Mean depth of the thermocline in metres on 15 October

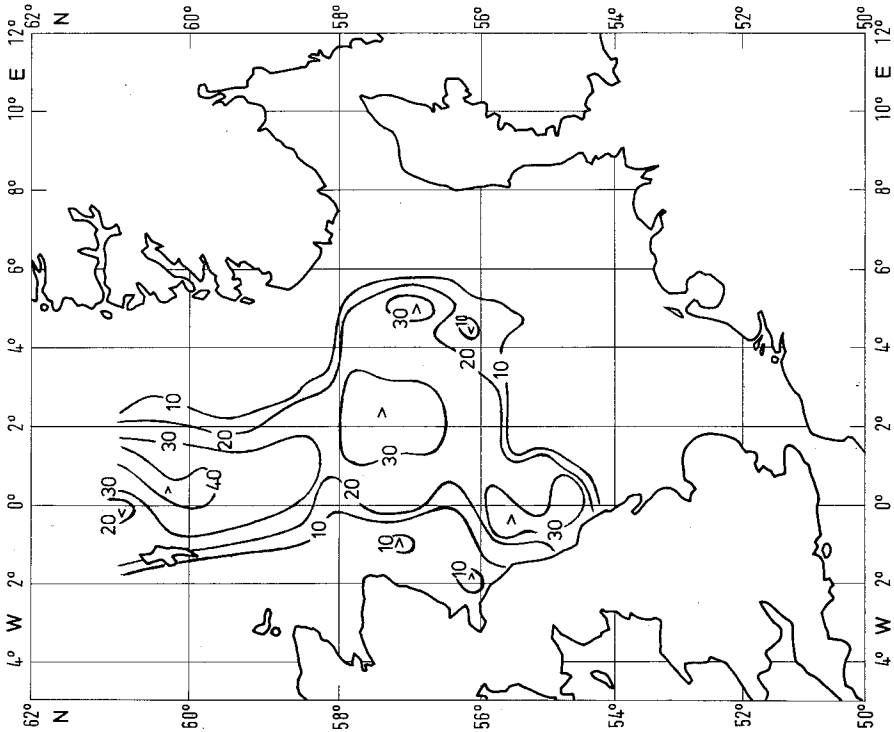


Abb. 31.5. Mittlere Tiefenlage der Sprungschicht in Meter

am 15. September

Fig. 31.5. Mean depth of the thermocline in metres on 15 September

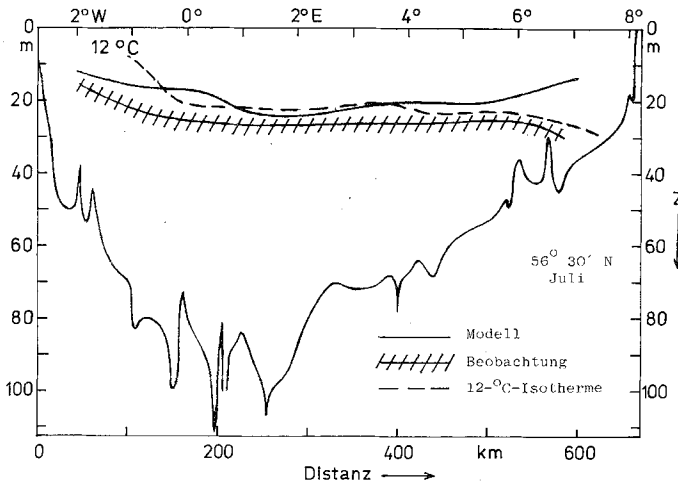


Abb. 32.1. Vergleich der Modell-Ergebnisse mit Mittelwerten auf einem West-Ost-Schnitt durch die Nordsee für Juli

Fig. 32.1. Comparison of the model results with mean conditions on a west-east section through the North Sea for July

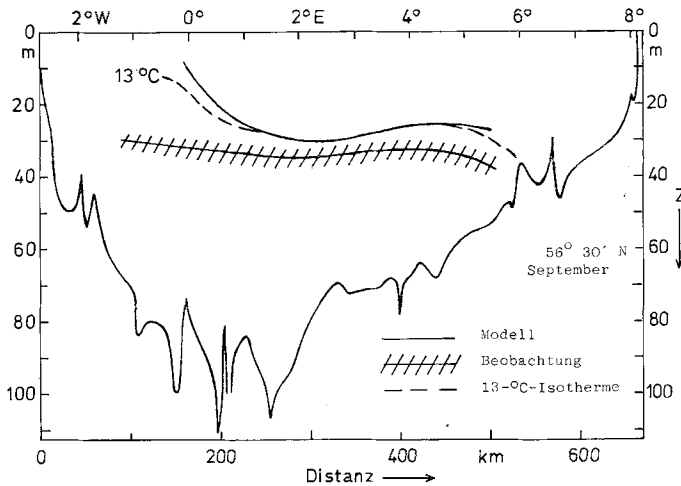


Abb. 32.2. Vergleich der Modell-Ergebnisse mit Mittelwerten auf einem West-Ost-Schnitt durch die Nordsee für September

Fig. 32.2. Comparison of the model results with mean conditions on a west-east section through the North Sea for September

5.4 Jahrgang des Wärmeinhalts der Nordsee

Der Jahrgang des Wärmeinhalts der Wassersäule wurde bestimmt mit der Gleichung (5.2.3). Bei vertikal homogenem Wasser wurde die Gleichung (5.2.2) verwendet. In den Gebieten, in denen sich mit (5.2.6) keine Sprungschichttiefe bestimmen ließ, in denen aber vertikale Temperaturgradienten beobachtet werden, wurde ein konstanter Temperaturgradient zwischen der Oberfläche und dem Boden angenommen und die Temperatur vertikal gemittelt.

Mit dieser Annahme wird die komplizierte hydrographische Struktur der Norwegischen Rinne nicht ausreichend berücksichtigt (Ljøen [1980]). Für eine erste Abschätzung des Wärmeinhaltes liefert der Ansatz aber brauchbare Ergebnisse.

Der Wärmeinhalt wurde täglich bestimmt. Anhand der monatlichen Mittelwerte wurde der Jahresgang analysiert und Mittelwert sowie Amplitude und Phase der Jahreswelle bestimmt.

Die Abbildungen 33.1 bis 33.4 zeigen das Ergebnis der harmonischen Analyse.

Der Jahresmittelwert des Wärmeinhalts spiegelt im wesentlichen die Topographie der Nordsee wider. Das Maximum des mittleren Wärmeinhalts wird über der tiefsten Stelle der Norwegischen Rinne mit mehr als $1500 \cdot 10^7 \text{ J m}^{-2}$ gefunden. Das Minimum liegt in den flachen Teilen der Deutschen Bucht ($< 80 \cdot 10^7 \text{ J m}^{-2}$).

Über die gesamte Nordsee betrachtet schwanken die Amplituden der Jahreswelle (Abb. 33.2) zwischen $45 \cdot 10^7 \text{ J m}^{-2}$ und $600 \cdot 10^7 \text{ J m}^{-2}$. Die Verteilung der Amplituden hängt dabei sowohl von der Topographie der Nordsee als auch von der Verteilung der Amplitude des Netto-Wärmestroms an der Grenzfläche ab.

Zur Eliminierung des Tiefeneinflusses wurde die Amplitude der Jahreswelle des Wärmeinhalts, bezogen auf ein Volumenelement, bestimmt (Abb. 33.3).

Der Vergleich zwischen den Abbildungen 19.3 und 33.3 zeigt deutlich, daß in erster Näherung eine gute Korrelation zwischen der Amplitude der Jahreswelle der Oberflächentemperatur und der des auf ein Volumenelement bezogenen Wärmeinhalts besteht.

Die Phasenverteilung der Jahreswelle des Wärmeinhalts (Abb. 33.4) ist in den vertikal durchmischten Gebieten nahezu identisch mit der der Oberflächentemperaturwelle.

In den Gebieten mit saisonaler Sprungschicht beeinflusst die Phase der Bodenwassertemperaturwelle die des Wärmeinhalts in der Weise, daß die Eintrittszeit des maximalen Wärmeinhalts der zentralen Nordsee teilweise erst in der ersten Oktoberhälfte auftritt. Dies bedeutet – gegenüber der Eintrittszeit des Maximums des Wärmeinhalts in der Deutschen Bucht – eine Verspätung von etwa 2 Monaten.

Zur regionalen Klassifizierung des Wärmeinhalts wurde der Jahresgang für diejenigen hydrographischen Regionen der Nordsee bestimmt, die in Abschnitt 2.2 beschrieben und in der Abbildung 4 dargestellt sind.

Die über die Volumina der Boxen (Tabelle 1) integrierten Wärmeinhalte sind in der Abbildung 34 dargestellt.

Wegen der sehr unterschiedlichen Volumina und der daraus resultierenden Differenzen im Wärmeinhalt mußte eine logarithmische Darstellung gewählt werden. Die Amplitude der mittleren Jahresschwankung des Wärmeinhalts der Nordsee insgesamt wird mit $5,1 \cdot 10^{20} \text{ J}$ abgeschätzt.

5.5 Einfluß des advektiven Wärmestroms auf die Wärmebilanz

Aus der Abbildung 28.2 ist zu entnehmen, daß der Netto-Wärmestrom im Jahresmittel, über die Fläche der Nordsee integriert, negativ ist. Dieses Ergebnis läßt sich in zweifacher Weise deuten. Entweder heißt das, daß der Netto-Wärmestrom mit seinen verschiedenen Komponenten nicht korrekt bestimmt werden konnte, oder, daß die Nordsee im Mittel Energie an die Atmosphäre abgibt. Es kann nicht entschieden werden, ob dem Fehler bei der Abschätzung der Netto-Wärmestromdichte oder dem physikalischen Prozeß einer mittleren Energieabgabe an die Atmosphäre das größere Gewicht zukommt.

Bei den Wärmeinhaltsabschätzungen wurde jeweils F mit F^* verglichen und die sich ergebenden Differenzen über die einzelnen Monate und über das Jahr aufsummiert. Unter der Voraussetzung, daß der berechnete Netto-Wärmestrom korrekt bestimmt wurde, kann die Differenz nur durch advektiven Wärmestrom – entweder als Energiegewinn oder als Energieverlust – interpretiert werden. Die über einen Monat oder das ganze Jahr aufsummierte Differenz wird hier „advektive Differenz“ genannt.

In den Abbildungen 35.1 bis 35.2 ist die advektive Differenz, bezogen auf ein Einheitsvolumen, für zwei Monate (Juni und Dezember) dargestellt.

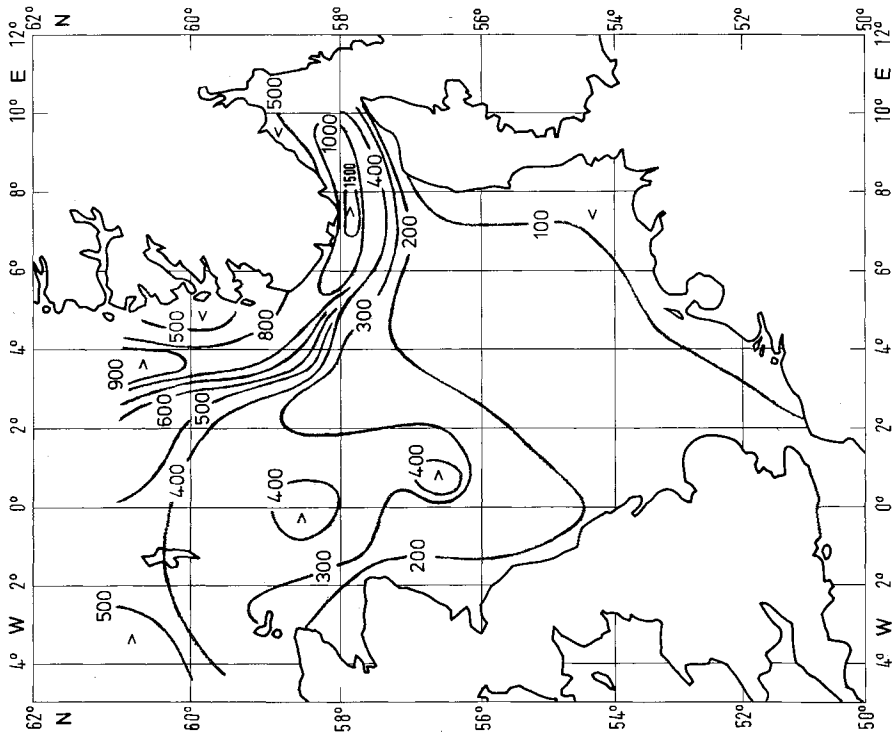


Abb. 33.1. Jahresmittelwert des Wärmehaltes der Wassersäule
 (A_0) in $J/m^2 \times 10^7$
 Fig. 33.1. Yearly harmonic mean heat content of the water column
 (A_0) in $J/m^2 \times 10^7$

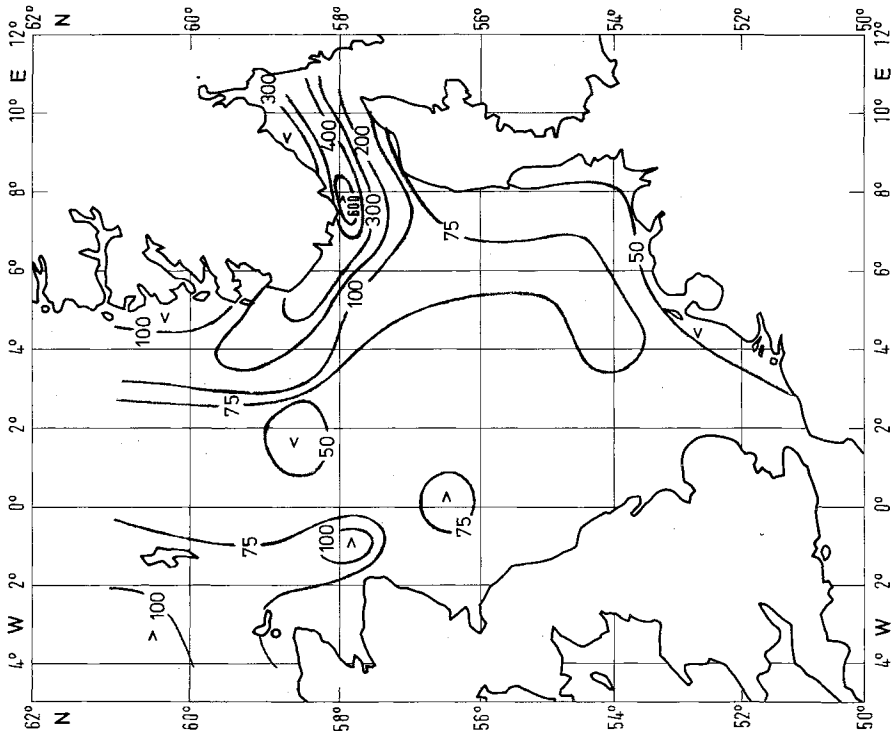


Abb. 33.2. Amplitude der jährlichen Welle des Wärmehaltes
 der Wassersäule in $J/m^2 \times 10^7$
 Fig. 33.2. Amplitude of the yearly harmonic wave of the heat content of
 the water column in $J/M^2 \times 10^7$

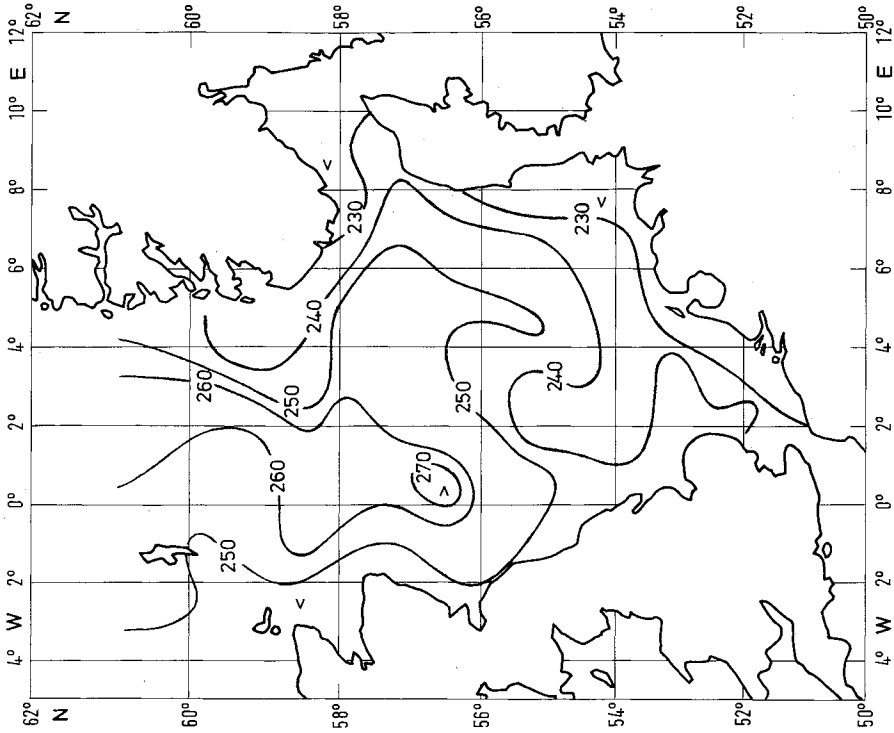


Abb. 33.4. Phase der jährlichen Welle des Wärmeinhalts in Tagen
Fig. 33.4. Phase of the yearly harmonic wave of the heat content
in days

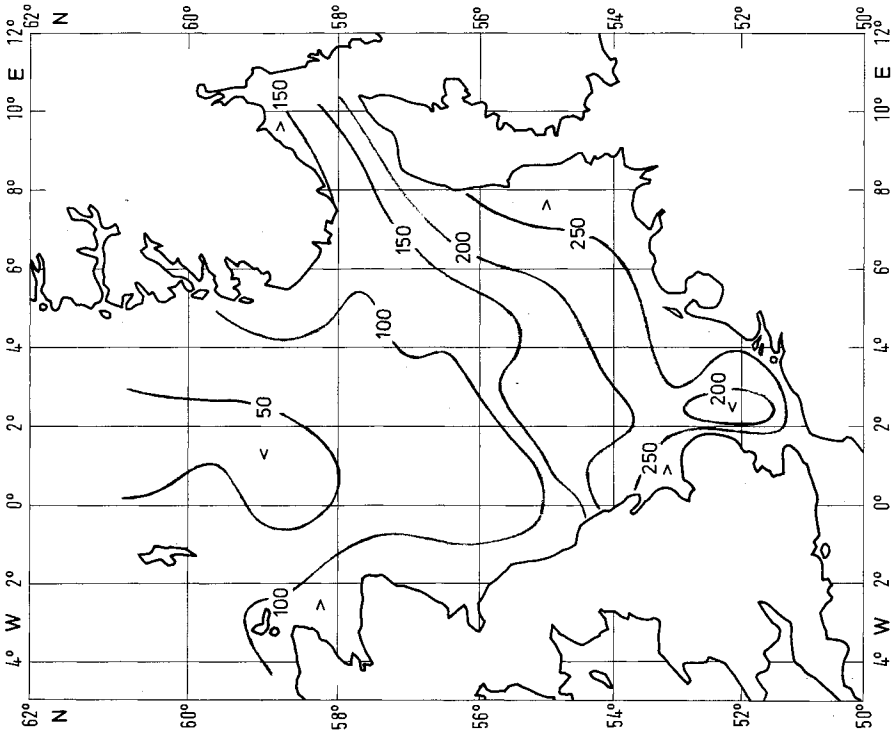


Abb. 33.3. Amplitude der jährlichen Welle des Wärmeinhalts bezogen
auf ein Volumenelement in $\text{J}/\text{m}^3 \times 10^5$
Fig. 33.3. Amplitude of the yearly harmonic wave of the heat content
related to a volume element in $\text{J}/\text{m}^3 \times 10^5$

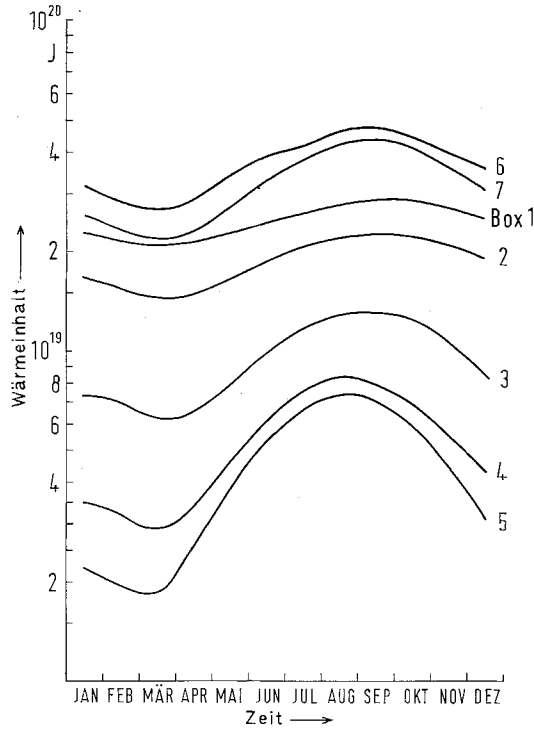


Abb. 34. Jahresgang des Wärmeinhalts von sieben verschiedenen Nordsee-Regionen (s. a. Abb. 4)
 Fig. 34. Yearly cycle of the heat content of seven different North Sea regions (see also Fig. 4)

Im Juni treten, signifikant von Null verschieden, Differenzen nur in vier voneinander getrennten Gebieten der Nordsee auf, von denen drei deutlich als die Gebiete identifiziert werden, in denen advective Prozesse ablaufen (Abschnitt 2.3.3). Das vierte Areal umfaßt Gebiete der Deutschen Bucht. Dort ergeben sich in dem inneren Teil negative Differenzen, die aus

$$F < F^*$$

folgen und interpretiert werden als Überschuß von Wärmeenergie, die in nordwestlicher Richtung in das Gebiet transportiert wird, das positive Differenzen ($F > F^*$) aufweist.

In der Südlichen Bucht, im Einflußbereich des Englischen Kanals, treten positive Differenzen auf, die auf advective Wärmeströme in die Nordsee hinein deuten. Westlich dieses zungenförmigen Einschubs liegt unmittelbar vor der englischen Küste ein kleineres Gebiet mit negativen Differenzen, die einen seewärts gerichteten turbulenten Wärmestrom vermuten lassen.

Der atlantische Einstrom zwischen Schottland und den Shetland Inseln führt der Nordsee im Juni ebenfalls Wärme zu. Der advective Wärmestrom muß hier in den tieferen Wasserschichten erfolgen, interpretiert man die bekannten Mittelwertdarstellungen der Temperatur und leitet daraus Gradienten ab.

Über der Norwegischen Rinne ergeben sich im Nordteil negative Werte für die advective Differenz, im Südteil, der eine wesentlich größere Fläche umfaßt, werden positive Werte bestimmt. Die negativen Werte können zurückgeführt werden auf den Wärmestrom im Oberflächenwasser mit dem norwegischen Küstenstrom. Das wird bestätigt durch die Temperaturgradienten in den Mittelwertatlanten.

Die positiven Differenzen können sich nur durch advective Wärmegewinne in tieferen Wasserschichten erklären lassen.

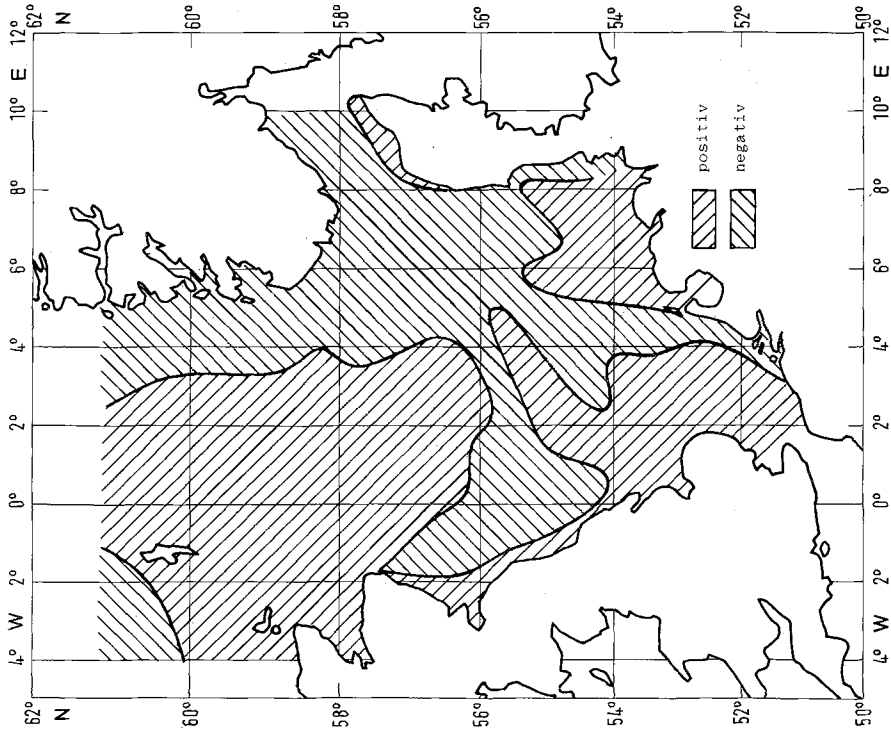


Abb. 35.2. Advective Differenz bezogen auf ein Volumenelement im Dezember
Fig. 35.2. Advective difference related to a volume element in December

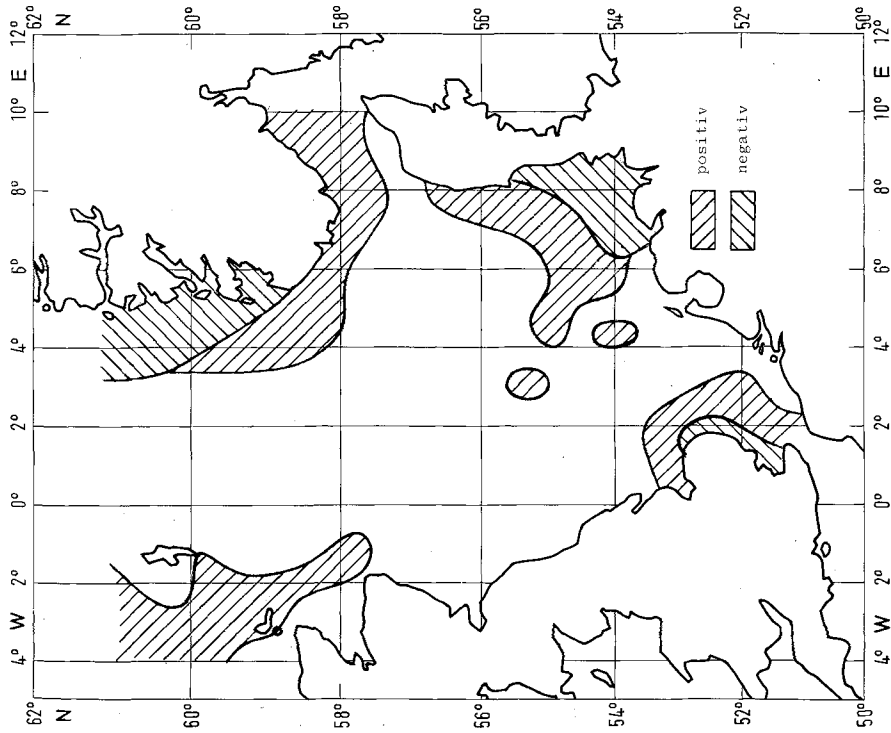


Abb. 35.1. Advective Differenz bezogen auf ein Volumenelement im Juni
Fig. 35.1. Advective difference related to a volume element in June

Die Verteilung der advektiven Differenzen im Dezember ist komplizierter; die Differenzen selber sind vom Betrag her niedriger als zum Beispiel im Juni. Eine Interpretation muß unterbleiben, da das bei den geringen Unterschieden zu falschen Schlüssen führen könnte.

Mit den hier verwendeten relativ einfachen Ansätzen können allgemeine Aussagen über den Jahresgang der advektiven Differenz nicht gemacht werden. Deutlicher wird der Einfluß der Advektion aber bei Betrachtung der über das Jahr gemittelten advektiven Differenz. Über das Jahr und über die Fläche der Nordsee gemittelt ergibt sich ein Betrag von etwa 8 W m^{-2} . Das sind $0,42 \cdot 10^{13} \text{ W}$ für die gesamte Nordsee.

Aus der mittleren Jahresschwankung des Wärmehalts der Nordsee von $5,1 \cdot 10^{20} \text{ J}$ folgt eine mittlere Wärmestromdichte von $1,6 \cdot 10^{13} \text{ W}$. Daraus ergibt sich, daß etwa 25 Prozent der Gesamtwärmestromdichte der Nordsee auf advektive Prozesse zurückgeführt werden müssen. Mit einem angenommenen maximalen Fehler von 10 Prozent bei der Abschätzung der Netto-Wärmestromdichte an der Grenzfläche Wasser – Luft liegt somit der Einfluß des advektiven Wärmestroms in die Nordsee deutlich über dem möglichen maximalen Fehler.

Mit den im Abschnitt 2.3.3 angegebenen advektiven Strömen in die Nordsee und mit den mittleren Temperaturgradienten in den Einstromgebieten läßt sich abschätzen, ob die von der Nordsee im Jahresmittel an die Atmosphäre abgegebene Wärmemenge durch advektiven Wärmestrom in die Nordsee hinein kompensiert werden kann.

Der temperaturbezogene Wärmestrom E ist

$$E = c_p \cdot q \quad \text{mit} \quad \begin{array}{l} c_p \text{ spezifische Wärmekapazität} \\ q \text{ Massenstrom} \end{array}$$

Die spezifische Wärmekapazität des Wassers wurde angenommen mit

$$c_p = 3,98 \cdot 10^3 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}.$$

Aus dem temperaturbezogenen Wärmestrom läßt sich der mittlere Wärmestrom Q_A^* mit

$$Q_A^* = E \cdot \Delta T$$

abschätzen, wobei ΔT die mittlere Temperaturdifferenz zwischen dem in die Nordsee transportierten Wasser und dem Nordseewasser ist.

Während für den Einstrom aus dem Englischen Kanal (ECW)* und für den atlantischen Einstrom zwischen Schottland und den Shetland Inseln (FIC)** eine mittlere Temperaturdifferenz aus den Abbildungen 19.2 und 20.2 angegeben werden kann, ist die Abschätzung für das Gebiet der Norwegischen Rinne nur qualitativ möglich.

Der Einstrom aus dem Europäischen Nordmeer in die Norwegische Rinne (NAE)*** findet überwiegend an der westlichen Flanke der Rinne statt. Dieser Einstrom ist gekennzeichnet durch Salzgehalte, die eindeutig einem modifizierten Nord-Atlantik-Wasser zuzuordnen sind (T-S-Charakteristik des NAW $\geq 9 \text{ }^\circ\text{C}$, $\geq 35,32 \text{ }^\circ\text{/}_\text{00}$, Müller, Meincke und Becker [1979]). Wie neueren Bearbeitungen (Ljøen [1980]) zu entnehmen ist, nimmt die Temperatur dieses Wassers von der Utsira-Schwelle von etwa $8,5 \text{ }^\circ\text{C}$ auf einen Wert von etwa $6,5 \text{ }^\circ\text{C}$ auf der Höhe von Lindesnes ab. Das gilt aber nur für den Sommer (Juni). Für den Winter ist das Temperaturgefälle im Einstrom über der Norwegischen Rinne nicht so ausgeprägt, wie der Atlas von Tomczak und Goedecke [1962] zeigt. Danach ist für diese Zeit eine Differenz von weniger als $0,5 \text{ K}$ anzunehmen.

In der Tabelle 2 sind die Ergebnisse der Abschätzung des advektiven Wärmestroms wiedergegeben. Für die Bestimmung des Massenstroms wurde konstante Dichte ($\rho = 1026 \text{ kg m}^{-3}$) angenommen.

Die Tabelle 2 zeigt, daß bei der Annahme stark vereinfachender bzw. vernachlässigender Voraussetzungen zumindest qualitativ ein mittlerer Wärmestrom in die Nordsee hinein nachgewiesen werden kann. Die Summe der drei durch Transport hervorgerufenen Wärmeströme

* ECW English Channel Water

** FIC Fair Isle Current

*** NAE Nord-Atlantik-Einstrom

Tabelle 2

Abschätzung des advektiven Wärmestroms
Estimate of the advective heat transport

Quelle	Volumen-transport	Massen-strom	temperatur-bezogener Wärmestrom	mittlere Temperatur-differenz	Wärme-strom
	$\text{km}^3 \text{ a}^{-1} \cdot 10^3$	$\text{kg s}^{-1} \cdot 10^8$	$\text{W K}^{-1} \cdot 10^{11}$	K	$\text{W} \cdot 10^{11}$
FIC	9	2,9	11	0,5	5,8
ECW	3,4	1,1	5	1,5	6,6
NAE	22-54	7,2-17,5	28-70	0,5	14-36

liegt zwischen $0,3 \cdot 10^{13}$ und $0,5 \cdot 10^{13}$ W und damit in der Größenordnung des Wärmebilanzdefizits von $0,4 \cdot 10^{13}$ W.

Neuere Arbeiten über den meridionalen ozeanischen Wärmestrom (z. B. Bryan [1979]; Hastenrath [1980]) geben im Nordatlantik zwischen 50° N bis 60° N Zahlen von $1 \cdot 10^{14}$ W advektiv nach Norden transportierter Wärmeenergie an. Mit den hier vorgelegten Abschätzungen ergibt sich daraus, daß davon im Mittel 5 Prozent zur Deckung des Wärmebilanzdefizits der Nordsee abfließen.

6 Schlußbemerkungen

In der vorliegenden Abhandlung wurde zur Einführung ein Überblick über den derzeitigen Stand der Kenntnisse der allgemeinen Hydrographie der Nordsee gegeben.

Anhand der Spektren der Schwankungen der Temperatur der Nordsee wurde auf das herausragende periodische Ereignis – die Jahresschwankung der Temperatur – eingegangen und die Unterschiede zwischen der Deck- und Bodenschicht diskutiert. Es wurde gezeigt, daß die Erklärung für die ungewöhnliche Amplitudenverteilung der Temperatur an der Oberfläche nicht in dem ungenauen Begriff „zunehmender Kontinentalität“ gefunden werden kann.

Mit der Hilfe einfacher Bulkformeln für die Bestimmung der Wärme- und Strahlungsflußkomponenten wurden klimatologische Monatswerte angegeben und der Jahresgang des Netto-Wärmestroms an der Grenzfläche diskutiert.

Hingewiesen wurde auf die Notwendigkeit der Gewinnung sicherer klimatologischer Monatswerte für die meteorologischen Standardbeobachtungen mit der Angabe der Streubreiten.

Als ein bedeutsames Ergebnis für die Massen- und Salzbilanz der Nordsee ergaben sich erste Abschätzungen des atmosphärischen Wasserumsatzes mit der Aussage, daß im Winterhalbjahr der Wasserumsatz in der westlichen Nordsee negativ ist. Daraus folgt eine Salzhaltzunahme an der Oberfläche, die zu einer Verstärkung der winterlichen Konvektion führt. Außerdem täuscht die Salzhaltzunahme eine stärkere Advektion atlantischen Wassers vor.

Es konnte gezeigt werden, daß in überwiegenden Teilen der Nordsee die lokale Netto-Wärmestromdichte den Jahresgang der Temperatur der Wassersäule und deren Schichtung bilanziert.

Aus der Abschätzung des Jahresgangs des Wärmeinhalts der Nordsee ergab sich die qualitative Aussage, daß die Nordsee im Jahresmittel Energie an die Atmosphäre abgibt, die durch advektive Wärmeströme aus dem Nordatlantik bzw. dem Englischen Kanal ersetzt wird.

Mit diesen Ergebnissen wird ein Beitrag zum besseren Verständnis der Hydrographie der Nordsee und ihrer Kopplung an den Atlantischen Ozean geleistet.

7 Dank

Die vorliegende Abhandlung ist wesentlich gefördert worden durch die Arbeiten, die im Rahmen meiner dienstlichen Verpflichtungen zu leisten waren.

Dem Deutschen Hydrographischen Institut, der Deutschen Wissenschaftlichen Kommission für Meeresforschung und der Study Group on Flushing Times of the North Sea bin ich deshalb zu Dank verpflichtet.

Frau Dr. Prahm-Rodewald, die mit großem Verständnis meine Arbeiten gefördert und durch sachkundige Diskussionsbeiträge unterstützt hat, gilt mein besonderer Dank.

Meinem Mitarbeiter, Herrn P. Kempe, danke ich für die große Hilfe bei der Anfertigung vieler Zeichnungen.

Allen Kollegen aus dem Deutschen Hydrographischen Institut, mit denen ich in den letzten Jahren zusammengearbeitet habe und die dadurch einen Beitrag zu dieser Arbeit geleistet haben, insbesondere Herrn D. Kohnke, sei an dieser Stelle gedankt. Für viele Ratschläge und Ermutigungen danke ich Herrn K. C. Soetje und Dr. J. Backhaus.

Für kritische, konstruktive Kommentare danke ich Herrn Professor Dr. J. Sündermann und Herrn Professor Dr. G. Fischer.

Alle Rechenarbeiten wurden auf der Rechenanlage des Deutschen Hydrographischen Instituts durchgeführt. Die notwendigen Programme wurden entweder selbst geschrieben oder aber im Werkvertrag (SST-Daten und Statistik) vergeben. Für die harmonische Analyse wurde ein Programm von Dr. Pansch, Deutsches Hydrographisches Institut, benutzt.

Das Seewetteramt Hamburg stellte freundlicherweise unveröffentlichte meteorologische Daten (Dr. L. Kaufeld) sowie einen internen Bericht über Niederschlagsmengen über der Nordsee zur Verfügung (H. Schmidt).

Andere Quellen und Hilfsmittel, die benutzt wurden, sind jeweils im Text der Arbeit zitiert.

Literatur

- Anonym, 1979: Methodology for evaluating the radiological consequences of radioactive effluents released in normal operation. Joint Rep. Nt. Rad. Proc. Comm. Energie Atomique. Doc. No. V/3865/79-EN, FR.
- Arends, F., 1826: Gemälde der Sturmfluten vom 3. bis 5. Februar 1825. Bremen: Kaiser i. Komm. 532 S.
- Backhaus, J., 1978: Pers. Mitteilung.
- Backhaus, J., 1979: First results of a three-dimensional model on the dynamics in the German Bight. In: Proc. of 10th Internat. Liège Colloq. on Ocean Hydrodynam. Ed. by J. C. J. Nihoul. Amsterdam [usw.]: Elsevier. S. 333-349. (Elsevier Oceanography Series. 25.)
- Becker, G. A., 1969: Versuch einer Temperaturvorhersage für die Nordsee für den Sommer 1969. Quasi-synopt. Oberflächentemperaturkarten Nordsee. Beil. 7 S.
- Becker, G. A., 1970a: Bodentemperaturvorhersage für das Nordseewasser im Sommer 1970. Inform. Fischwirtsch. **17**, 43-45.
- Becker, G. A., 1970b: Hydrographic conditions in the northern and central North Sea in the summer of 1969. Ann. biol., Copenh. **26**, 44-51.
- Becker, G. A., 1970c: Hydrographic conditions in the northern North Sea in November - December 1969. Ann. biol., Copenh. **26**, 52-54.
- Becker, G. A., 1972a: Synoptic charts based upon the hydrographic investigations in the North Sea during the ICES Young Herring Survey, and synoptic sea surface temperature charts, February 1969. Ann. biol., Copenh. **27**, 25-28.
- Becker, G. A., 1972b: Hydrographic investigation in British waters, July 1970. Ann. biol., Copenh. **27**, 43-49.
- Becker, G. A., 1972c: Hydrographical conditions in the English Channel and the southern North Sea, December 1970. Ann. biol., Copenh. **27**, 52.
- Becker, G. A., 1972d: Eine Vorhersage der Temperatur des Bodenwassers der zentralen Nordsee für den Sommer 1972. Inform. Fischwirtsch. **19**, Nr. 3/4, 5 S.
- Becker, G. A., 1973a: Hydrographic investigation in the North Sea and in British waters in the summer of 1971. Ann. biol., Copenh. **28**, 23-27.
- Becker, G. A., 1973b: Vorhersage. Die Bodentemperatur der Nordsee im Sommer 1973. Inform. Fischwirtsch. **20**, 72-75.
- Becker, G. A., 1973c: Temporal variations of the hydrographic stratification of the northern German Bight. Internat. Council for the Exploration of the Sea. C.M. 1973/C:19. 14 S.

- Becker, G. A., 1973d: Hydrographic investigation in the North Sea and British waters in summer 1973. *Ann. biol., Copenh.* **30**, 31-33.
- Becker, G. A., 1973e: Hydrographic investigations in the North Sea and Skagerrak in December 1973. *Ann. biol., Copenh.* **30**, 43.
- Becker, G. A. and K. Huber, 1973: The hydrographic situation of the North Sea in October 1973. *Ann. biol., Copenh.* **30**, 34-35.
- Becker, G. A., 1974a: Die Bodenwassertemperatur der Nordsee im Sommer 1974. Eine Vorhersage. Quasi-synopt. Oberflächentemperaturkarten Nordsee. Beil. v. 29. 5.-4. 6. 1974. 5 S.
- Becker, G. A., 1974b: The hydrographical conditions in the North Sea during October/November 1974. *Ann. biol., Copenh.* **31**, 28-29.
- Becker, G. A., 1975: Korrelation zwischen dem Luftdruckfeld und der Restströmung in der nördlichen Nordsee. [unveröff. Untersuchung.]
- Becker, G. A. and D. P. Kohnke, 1975: Long-term variations of the temperature and salinity in the inner German Bight. *Internat. Council for the Exploration of the Sea. Symp. Aarhus. Paper No. 3*, 21 S.
- Becker, G. A. and D. P. Kohnke, 1977: Comments on long-term variations of sea surface temperature of the European shelf seas. *Internat. Council for the Exploration of the Sea. C.M. 1977/C:37*, 13 S.
- Becker, G. A., 1978: Statistical treatment of synoptical SST maps of the North Sea (1968-1978). *Internat. Council for the Exploration of the Sea. C.M. 1978/C:36*, 10 S.
- Becker, G. A., 1979: Mean net surface heat exchange of the North Sea. *Internat. Council for the Exploration of the Sea. C.M. 1979/C:36*, 7 S.
- Becker, G. A. und G. Prahm-Rodewald, 1980: Fronten im Meer - Salzgehaltsfronten in der Deutschen Bucht. *Seewart* **41**, 12-21.
- Becker, G. A. [unveröff.]: Draft Flushing Times Report: Precipitation and evaporation. [1980 als Draft dem Hydrographic Committee, Internat. Council for the Exploration of the Sea, vorgelegt.]
- Böhnecke, G., 1922: Salzgehalt und Strömungen der Nordsee. *Veröff. Inst. Meeresk. Berlin. N.F. (A) H. 10*.
- Böhnecke, G. und G. Dietrich, 1951: Monatskarten der Oberflächentemperatur für die Nord- und Ostsee und die angrenzenden Gewässer. Hamburg: Deutsches Hydrographisches Institut.
- Brettschneider, G., 1967: Anwendung des hydrodynamisch-numerischen Verfahrens zur Ermittlung der M₂-Mitschwingezeit der Nordsee. *Mitt. Inst. Meeresk. Univ. Hamburg. Nr. 7*, 65 S., 44 S. Abb., 19 S. Tab.
- Bryan, K., 1979: Models of the ocean circulation and the global heat balance. In: Gates, E. L. et al. (ed.): *Rep. IOC Study Conf. Climate Models. GARP Publ. Ser. No 22*.
- Budyko, M. et al., 1962: The heat balance of the earth's surface. *Izv. Akad. Nauk. SSSR, 1*.
- Cameron, W. M. and D. W. Pritchard, 1963: Estuaries. In: *The sea. (Ed.: M. N. Hill.) New York: Wiley. Vol. 2, S. 306-324*.
- Colebrook, J. M., 1976: Trends in the climate of the North Atlantic Ocean over the past century. *Nature.* **263**, 576-577.
- Colebrook, J. M. und A. H. Taylor, 1979: Year-to-year changes in the sea-surface temperature, North Atlantic and North Sea, 1948 to 1974. *Deep-Sea Res.* **26A**, 825-850.
- Davis, A. M., 1980: Flushing times of the North Sea - Section 17: Outcome of mathematical models. First Draft Flushing Times Group [restr.] *Internat. Council for the Exploration of the Sea*.
- Davis, R. E., 1978: Predictability of sea level pressure anomalies over the North Pacific Ocean. *J. phys. Oceanogr.* **8**, 233-246.
- Deutsches Hydrographisches Institut, 1977-1980: Nordsee-Handbuch. Östlicher Teil; Südlicher Teil; Westlicher Teil. Hamburg.
- Dietrich, G., 1950: Die natürlichen Regionen der Nord- und Ostsee auf hydrographischer Grundlage. *Kieler Meeresforsch.* **7**, H. 2, S. 35-69.
- Dietrich, G., 1953: Die Elemente des jährlichen Ganges der Oberflächentemperatur in der Nord- und Ostsee und den angrenzenden Gewässern. *Dt. hydrogr. Z.* **6**, 49-64.
- Dietrich, G., 1954: Einfluß der Gezeitenstromturbulenz auf die hydrographische Schichtung der Nordsee. *Arch. Meteorol. Geophys. Bioklimat., Ser. A.* **7**, S. 391.
- Dietrich, G. und J. Ulrich (Hrsg.), 1968: Atlas zur Ozeanographie. Mannheim: Bibliogr. Inst. (Meyers großer physischer Weltatlas, Bd. 7; B.I. Hochschulatlanten. 307a-307 m.)
- Dooley, H. D., 1974: Hypothesis concerning the circulation of the northern North Sea. *J. Cons. int. Explor. Mer.* **36**, 54-61.
- Dornheim, H. and G. A. Becker, 1975: Bestandsüberwachung der wichtigsten Nutzfischarten und hydrographische Beobachtungen in der Nordsee und auf dem Schelf westlich der Britischen Inseln. *Inform. Fischwirtsch.* **22**, Nr. 6.
- Esbensen, S. K. and R. W. Reynolds, 1981: Estimating monthly averaged air-sea transfers of heat and momentum using the bulk aerodynamic method. *J. phys. Oceanogr.* **11**, 457-465.

- Friedrich, H., 1978: Numerical simulation of surface mixing suitable for ocean circulation models. [unpubl. manuscript.]
- Garwood, R. W., 1979: Air-sea interaction and dynamics of the surface mixed layer. *Rev. Geophys. Space Phys.* **17**, 1507-1524.
- Gates, E. L. and W. Lawrence (ed.), 1979: Report on the IOC Study Conference on Climate Models: Performance, intercomparison and sensitivity studies. GARP Publ. Ser. No 22.
- Gill, A. E. and P. P. Niiler, 1973: The theory of seasonal variability in the ocean. *Deep-Sea Res.* **20**, 141-177.
- Goedecke, E., 1952: Das Verhalten der Oberflächentemperatur in der Deutschen Bucht während der Jahre 1872-1950 und der Zusammenhang mit dem nordwesteuropäischen Meere. *Ber. Dt. wiss. Kommiss. Meeresforsch. N.F.* **13**, H. 1, S. 1-31.
- Goedecke, E., J. Smed und G. Tomczak, 1967: Monatskarten des Salzgehaltes der Nordsee, dargestellt für verschiedene Tiefenhorizonte. *Dt. hydrogr. Z. Erg.-H. (B)*. Nr. 9.
- Goldberg, E. D. (ed.), 1973: North Sea Science - NATO North Sea Science Conference, Avimore, Scotland. Cambridge, Mass. [usw.]: MIT Press. XVIII, 500 S. m. Abb. u. Tab. u. Kt.
- Hansen, W., 1952: Gezeiten und Gezeitenströme der halbtägigen Hauptmondtide M_2 in der Nordsee. *Dt. hydrogr. Z. Erg.-H. (A)*. Nr. 1.
- Hansen, W., 1954: Einige Bemerkungen zur Ermittlung der Gezeiten auf großen Tiefen und in Flachwassergebieten. *Arch. Meteorol. Geophys. Bioklimat. Serie A*, **7**, 425-433.
- Haney, R. L., 1971: Surface thermal boundary condition for ocean circulation models. *J. Phys. Oceanogr.* **1**, 241-248.
- Haney, R. L., 1979: Numerical models of ocean circulation and climate interaction. *Rev. Geophys. Space Phys.* **17**, 1494-1507.
- Hasselmann, H., 1976: Stochastic climatic models. *Tellus*, **28**, 473-485.
- Hastenrath, S., 1977: Relative role of atmosphere and ocean in the global heat budget. Tropical Atlantic and eastern Pacific. *Quart. J. Met. Soc.* **103**, 519-526.
- Hastenrath, S., 1980: Heat budget of Tropical Ocean and atmosphere. *J. phys. Oceanogr.* **10**, 159-170.
- Hempel, G. (ed.), 1978: The North Sea fish stocks - recent changes and their causes. Symp. held in Aarhus, 1975. *Rapp. P.-v. Cons. Explor. Mer.* **172**, 449 S.
- Jacobsen, T. S., 1980: Sea water exchange of the Baltic: measurements and methods. Copenhagen: The National Agency of Environmental Protection, Denmark. V, 106 S. m. 49 Abb. u. 36 Tab. (The Belt Project.)
- Kautsky, H., 1976: The caesium 137 content in the water of the North Sea during the years 1969 to 1975. *Dt. hydrogr. Z.* **29**, 217-221.
- Kim, J. W. and W. L. Gates, 1979: The annual variability of sea surface temperature: Observation and simulation. In: Gates, E. L. et al. (ed.): Rep. IOC Study Conf. Climate Models. GARP Publ. Ser. 22. **2**, 688-714.
- Koltermann, K. P. and W. Lange, 1975: On the relation between residual currents and the wind field in the German Bight. *Dt. hydrogr. Z.* **28**, 193-206.
- Laevastu, T., 1963: Surface water types of the North Sea and their characteristics. Serial atlas of the marine environm. Fol. 4. (New York): Amer. Geogr. Soc. 1 S. Text, 1 S. Abb., 1 S. Tab., 2 Taf.
- Lee, A. and J. W. Ramster, 1968: The hydrography of the North Sea. A review of our knowledge in relation to pollution problems. *Helgoländ. wiss. Meeresunter.* **17**, 44-63.
- Lee, A., 1970: The currents and water masses of the North Sea. *Oceanogr. mar. Biol.* **8**, 33-71.
- Ljøen, R., 1980: Atlas over middeltemperatur, saltholdighet og tetthet om sommeren fra nordlige Nordsjøen. *Fisken og Havet*. Nr. 2, 37 S.
- Maier-Reimer, E., 1977: Residual circulation in the North Sea due to the M_2 -tide and mean annual wind stress. *Dt. hydrogr. Z.* **30**, 69-80.
- Maier-Reimer, E., 1979: Some effects of the Atlantic circulation and of river discharges on the residual circulation of the North Sea, *Dt. hydrogr. Z.* **32**, 126-130.
- Merle, J., 1980: Seasonal variation of heat-storage in the tropical Atlantic Ocean. *Oceanol. Acta.* **3**, 455-463.
- Meyer, H. A., 1872: Zur Physik des Meeres. Beobachtungen über Meeresströmungen, Temperatur und spezifisches Gewicht des Meerwassers während der Nordseefahrt vom 21. 7. bis 9. 9. 1872. *Jber. Comm. wiss. Unters. dt. Meere.* **2** und **3**.
- Mitchell, J. M., 1976: An overview of climatic variability and its causal mechanisms. *Quaternary Res.* **6**, 481-493.
- Mittelstaedt, E., 1969: Synoptische Ozeanographie in der Nordsee. *Ber. Dt. wiss. Kommiss. Meeresforsch. N.F.* **20**, 1-20.
- Model, F., 1966: Geophysikalische Bibliographie von Nord- und Ostsee. Teil 1: Bd 1 und 2. *Dt. hydrogr. Z. Erg.-H. (A)*. Nr. 8, 878 S.
- Müller, T. J., J. Meineke und G. A. Becker, 1979: Overflow '73. The distribution of water masses on the Greenland-Scotland Ridge in August/September 1973. A data report. *Ber. Inst. Meersk. Kiel*. Nr. 62, 172 S.
- Nagel, H. A., 1971: A prediction model for the variation of the thermal structure in the Ocean

- surface layer. College Station, Texas: Texas A & M Univ. College of Geosci., Dep. Oceanogr. & Met. IX, 103 S. (Texas A & M Research Foundation, Proj. 286-11, Ref. 71-23-T).
- Namias, J., 1976: Negative ocean-air feedback system over the North Pacific in the transition from warm to cold seasons. *Month. Weath. Rev.* **104**, 1107-1121.
- Neumann, H., 1966: Die Beziehung zwischen Wind und Oberflächenströmung auf Grund von Triftkartenuntersuchungen. *Dt. hydrogr. Z.* **19**, 253-266.
- Otto, L., 1978: First estimates of fluxes within the North Sea. [Als Draft dem Hydrographic Committee, Internat. Council for the Exploration of the Sea, vorgelegt.]
- Otto, L., [unveröff.]: Draft Flushing Times Report. [1980 als Draft dem Hydrographic Committee, Internat. Council for the Exploration of the Sea, vorgelegt.]
- Pichot, G. (ed.), 1980: Proceedings of the final ICES/JONSDAP Workshop on JONSDAP '76. Internat. Council for the Exploration of the Sea. C.M. 1980/C:3.
- Pingree, R. D. and D. K. Griffith, 1978: Tidal fronts on the shelf seas around the British Isles. *J. Geophys. Res.* **83**, 4615-4622.
- Pingree, R. D. and D. K. Griffith, 1980: Currents driven by a steady uniform wind stress on the shelf seas around the British Isles. *Oceanol. Acta.* **3**, 227-236.
- Pivovarov, A. A., E. P. Anisimova and A. N. Yarikova, 1965: [Daily change of sea albedo and of penetrating solar radiation.] [in russ. Spr.] *Izv. Akad. Nauk SSSR, Fiz. Atmosf. Okeana.* **1**, 1216-1219.
- Prahm-Rodewald, G., 1980: pers. Mitteilung.
- Pratje, O., 1937: Das Werden der Nordsee. *Bremer Beitr. z. Naturwiss.* **4**, H. 3, S. 63-94.
- Ramster, J., 1965: Studies with the Woodhead sea-bed drifter in the southern North Sea. Laboratory Leaflets Fish. Lab. Lowestoft (N.S.) **6**, 1-4.
- Rat der Sachverständigen für Umweltfragen, 1980: Umweltprobleme der Nordsee, Gutachten. Stuttgart & Mainz: Kohlhammer.
- Reed, R. K., 1977: On estimating insolation over the ocean. *J. Phys. Oceanogr.* **7**, 482-485.
- Riepma, H. W., 1978: Residual currents in the North Sea during the IN/OUT phase of JONSDAP '76. Internat. Council for the Exploration of the Sea. C.M. 1978/C:42; Contr. JONSDAP No. 10.
- Sager, G., 1962: Atlas der Gezeitenströme für die Nordsee, den Kanal und die Irische See. Dt. Akad. Wiss. Berlin, Inst. Meeresk. Rostock. 32 S.
- Saur, J. F. T., 1963: A study of the quality of sea water, temperature record in logs of ships weather observations. *J. Appl. Meteorol.* **2**, 417-425.
- Schmidt, H., 1980: Die meteorologischen Bedingungen auf der Nordsee und an ihren Küsten. [Intern. Rep. Seewetteramt Hamburg.]
- Schott, F., Der Oberflächensalzgehalt in der Nordsee. *Dt. hydrogr. Z. Erg. H. (A) Nr. 9*.
- Sibthorp, M. M. (ed.), 1975: The North Sea. Challenge and opportunity. London: Europa Publ. XIII, 324 S.
- Simpson, J. H. and J. R. Hunter, 1974: Fronts in the Irish Sea. *Nature, Lond. No. 1250*, S. 404-406.
- Smed, H., 1952: Monthly anomalies of the surface temperature in an area off the eastern coast of Scotland in the period 1876-1952. *Ann. biol., Copenh.* **9**, 95.
- Soetje, K. C., 1980: unpubl. Manuskript, pers. Mitteilung.
- Soetje, K. C. und K. Huber, 1980: A compilation of data on the thermal stratification at the central station in the northern North Sea during FLEX '76. *Meteor.-Forsch. Ergebn. (A) No. 22*, S. 69-77.
- Sonderforschungsbereich Meeresforschung an der Universität Hamburg, 1979: Förderungsantrag 1980, 1981, 1982. Hamburg. 317 S.
- Sündermann, J., 1966: Ein Vergleich zwischen der analytischen und der numerischen Berechnung winderzeugter Strömungen und Wasserstände in einem Modellmeer mit Anwendungen auf die Nordsee. *Mitt. Inst. Meeresk. Univ. Hamburg. Nr. 4*, 77 S.
- Tabata, S., 1979: A need for improved quality of sea-surface temperature data from the World Oceans. Workshop Rep. Intergovernm. Oceanogr. Commiss. No 17, Suppl. Moskau.
- Tomczak, G. und E. Goedecke, 1962: Monatskarten der Temperatur der Nordsee, dargestellt für verschiedene Tiefenhorizonte. *Dt. hydrogr. Z. Erg.-H. (B) 7*.
- Tomczak, G. und E. Goedecke, 1964: Die thermische Schichtung der Nordsee auf Grund des mittleren Jahresganges der Temperatur in $1/2^{\circ}$ - und 1° -Feldern. *Dt. hydrogr. Z. Erg.-H. (B) 8*.
- Tomczak, G., 1967: Über die Änderung der Oberflächentemperatur der Nordsee im Zeitraum 1904-1954. *Dt. hydrogr. Z.* **20**, 49-54.
- Walden, H., 1966: Zur Messung der Wassertemperatur auf Handelsschiffen. *Dt. hydrogr. Z.* **19**, 21-28.
- Weare, B. C. und P. T. Strub, 1981: The sampling biases on calculated monthly mean oceanic surfaces heat fluxes. *Tellus.* **33**, 211-224.

Wyrтки, K., 1952: Der Einfluß des Windes auf ihren Wasserhaushalt. Dt. hydrogr. Z. **5**, 245-252.

Eingegangen im September 1981

Anschrift des Verfassers:

Dr. Gerd Axel Becker, Deutsches Hydrographisches Institut, Bernhard-Nocht-Str. 78, 2000 Hamburg 4