

# Ozeanographisch-meteorologische Einflüsse auf Wasserstandsänderungen des Meeres am Beispiel der Pegelbeobachtungen von Esbjerg

Von Günter Dietrich

## Zusammenfassung

Wasserstandsänderungen des Meeres, die sich aus Pegelaufzeichnungen bestimmen lassen, können die Auswirkung verschiedener Einflüsse sein (Tab. 1). Sie setzen sich aus drei Hauptanteilen zusammen: 1. aus geologischen Effekten der Vertikalbewegung des Festlandes, 2. aus eustatischen und 3. aus ozeanographisch-meteorologischen Effekten. Es wird versucht zu zeigen, wie weit sich diese Anteile trennen lassen.

Am Beispiel des Pegels Esbjerg werden die einzelnen ozeanographisch-meteorologischen Effekte (Luftdruck-, Wasserdichte- und Stauwirkungen) im Monatsmittel bestimmt und für die Zeit 1849 bis 1950 angegeben (Tab. 3, Abb. 8 und 9). Windangaben in Form von Monatsmitteln für die östliche Nordsee, die für diesen Zweck notwendig sind, wurden abgeleitet (Tab. 2). Nach Ausschaltung der ozeanographisch-meteorologischen Effekte bleibt in den Pegelangaben von Esbjerg ein Wasserstandsanstieg von  $1,14 \pm 0,28$  mm/Jahr (1890—1950) übrig. Dieser Betrag liegt innerhalb der Fehlergrenzen des Wertes für den eustatischen Anstieg des Weltmeeres, der mit  $1,1 \pm 0,8$  mm/Jahr nur unsicher bekannt ist. Deshalb ist gegenwärtig aus den Pegelbeobachtungen von Esbjerg keine eindeutige Aussage möglich, wie weit Hebung des Meeresspiegels durch den eustatischen Effekt und wie weit Senkung des Festlandes durch geologische Effekte an dem Wasserstandsanstieg von 1,14 mm/Jahr beteiligt sind.

Die Lösung dieser Unklarheit setzt verbesserte Kenntnisse von den eustatischen Wasserstandsänderungen voraus und führt damit bei der globalen Wirksamkeit des eustatischen Effektes und seiner Bedeutung für praktische Fragen des Küstenschutzes auf ein fundamentales Problem des ozeanischen Wasserhaushalts.

## Inhalt

1. Über die Ursachen von Wasserstandsänderungen . . . . .	130
2. Luftdruck-, Dichte- und Stauwirkungen auf den Wasserstand am Beispiel Esbjerg . . . . .	136
a) Luftdruckänderungen und ihr Einfluß auf den Wasserstand . . . . .	136
b) Dichteänderungen des Meerwassers und ihr Einfluß auf den Wasserstand . . . . .	136
c) Windänderungen und ihr Einfluß auf den Wasserstand . . . . .	140
d) Ozeanographisch-meteorologische Einflüsse auf langjährige Wasserstandsänderungen und auf den Jahrgang des Wasserstandes . . . . .	148
3. Geologisch-eustatisch bedingte Wasserstandsänderungen . . . . .	153

## 1. Über die Ursachen von Wasserstandsänderungen

Zahlreiche Untersuchungen haben erwiesen, daß die Höhenlage des Meeresspiegels an den Küsten des Weltmeeres nicht konstant ist, sondern sich mit der Zeit örtlich verschieden stark ändert. Dies trifft für die geologische Vergangenheit zu — fossile Strandlinien und andere indirekte Zeugen sprechen dafür. Es gilt auch für die jüngste Zeit — direkte Wasserstandsbeobachtungen deuten darauf. Die letzten werden im folgenden ausschließlich herangezogen.

Unter den Pegeln an den Küsten des Weltmeeres befinden sich wenige, die zuverlässige Beobachtungen über mehr als fünfzig Jahre liefern. Nur zwei sind bekannt geworden, deren Auf-

zeichnungen über die letzten hundert Jahre hinausreichen (Swinemünde 1811—1943, Brest 1807 bis 1835, 1846—1856, 1861 bis Gegenwart). Schaltet man aus Wasserstandsangaben alle Schwankungen aus, deren Perioden von denen der Oberflächenwellen bis zu denen der langperiodischen Tiden von vierzehn Tagen reichen, so bleiben noch beachtliche Änderungen des Wasserstandes von Monatsmittel zu Monatsmittel und von Jahresmittel zu Jahresmittel übrig. Mit ihren Ursachen befassen sich die folgenden Ausführungen.

Man besitzt keine Anzeichen dafür, daß sich die Gesamtwassermenge der Erde unter Einfluß von Wasser und Eis auf dem Festlande und von Wasserdampf in der Atmosphäre merklich geändert hat, — jedenfalls nicht in der jüngsten geologischen Vergangenheit. Die Aus-

Tabelle 1  
Schematischer Überblick über die Zusammenhänge der Entstehung von Wasserstandsänderungen an Meeresküsten

Systeme	Ursachen	Zwischenglieder	Wirkung auf Wasserstand
Ozean-Sonne/Mond	Langperiodische Bahnelemente	-----> Gezeitenkräfte ----->	I Gezeiteneffekt
Ozean-feste Erde	Vertikale Bewegung der Landoberfläche an der Küste	----->	II Isostatische, tektonische und Sackungs-Effekte
	Änderung der Bodentopographie des Weltmeeres	↗ Volumen der Hohlformen -----> III ↘ Bodenreibung der Wasserbewegung -----> IV Raumeffekt Reibungseffekt	
Ozean-Atmosphäre	Änderung des Luftdruckes	----->	V Luftdruckeffekt
	Änderung des Luftdruckgradienten	→ Wind →	VI Dynamischer Effekt
	Änderung des Wärmeumsatzes Ozean-Atmosphäre	→ Oberflächen-temperatur → ↗ Mischung der Deck-schicht ↘ Oberflächen-salzgehalt	VII Stau-effekt
	Änderung des Wasserkreislaufes Ozean-Atmosphäre-Kontinente	→ Ozeanische Wassermenge ----->	VIII Dichte-aufbau -----> VIII Dichte-effekt
			IX Eustatischer Effekt (im engeren Sinne), kl. Wasserkreislauf-Effekt

gangslage für die Höhe des Meeresspiegels ist somit durch diese Gesamtwassermenge und die Topographie der festen Erde gegeben. Abweichungen von dieser Lage und ihre Änderungen hängen von verschiedenen Einflüssen ab. Einen schematischen Überblick über die kausalen Zusammenhänge, auf die die Wasserstandsänderungen zurückgeführt werden können, enthält die Aufstellung in Tabelle 1. Dazu sei ergänzend einiges zum Stande unserer Kenntnisse bemerkt.

### I. Gezeiteneffekt

Die langperiodischen Bahnelemente bedingen langperiodische Tiden. Im Zusammenhang mit den Änderungen der Monats- und Jahresmittel des Wasserstandes interessieren nur die astronomischen halb- und einjährigen Tiden sowie die 18,6jährige Tide. Große Bedeutung werden diese Gezeiteneffekte nicht haben. Wenn man Amplitudenangaben nach der Gleichgewichtstheorie der Gezeiten heranzieht, was in diesem Falle bei den sehr langperiodischen Tiden hinreichend erlaubt sein dürfte, so ergibt sich nach P. SCHUREMAN (30) für die halb-jährige Ssa-Tide in der geographischen Breite der Nordsee eine Amplitude von 6 mm, für die einjährige Sa-Tide eine Amplitude von 1 mm und für die 18,6jährige Tide eine von 3,8 v. H. der Amplitude der halbtägigen  $M_2$ -Tide.

### II. Isostatische, tektonische und Sackungseffekte

Vertikale Verschiebungen der Landoberfläche an Meeresküsten führen unmittelbar zu Änderungen des Wasserstandes relativ zum Festlande. Als isostatische und tektonische Effekte sind sie vielfach für verschiedene Gebiete der Erde diskutiert worden. Isostatische Effekte bringt man mit den Ausgleichsbewegungen in Verbindung, die mit der postglazialen Entlastung von Teilen der Kontinente durch das Inlandeis in Zusammenhang stehen. Im fennoskandischen und im kanadischen Raum sind sie am wirksamsten. Neuere zusammenfassende Bearbeitungen, die die Verhältnisse großräumig betrachten, ergeben einen Anstieg des Festlandes nach F. MODEL (25) von maximal 1,0 cm/Jahr am Bottnischen Meerbusen und nach B. GUTENBERG (17) von maximal 0,4 cm/Jahr am St. Lorenz-Golf. Tektonische Effekte, die mit orogenetischen Vorgängen in Zusammenhang gebracht werden, lassen sich nicht streng von den isostatischen trennen. Äußerlich erkennbar sind sie meist durch die Bindung an tektonische Leitlinien, während die isostatischen Effekte flächenhaft in ausgedehnten Gebieten auftreten. Tektonische Effekte wurden vielfach nachgewiesen, besonders in Gebieten mit großer seismischer Unruhe an den Rändern des Pazifischen Ozeans. Sie sind zusammenfassend bei CH. TSUBOI (35) behandelt.

Aktive vertikale Verschiebungen der Landoberfläche werden auch durch Sackungseffekte bewirkt, die als Folge von Schrumpfungen junger Böden bekannt geworden sind, wie sie z. B. C. SCHOTT (29) von der englischen und schleswig-holsteinischen Marschenküste anführt. Wasserstandsaufzeichnungen brauchen durch diese lokalen Effekte nicht beeinträchtigt zu werden, wenn die Pegelbrunnen genügend tief fundiert sind und die Pegelnullpunkte hinreichend oft durch Nivellements kontrolliert werden.

### III. Raumeffekt

Änderungen der Bodentopographie des Weltmeeres, sei es durch Ablagerung terrigener Sedimente, sei es durch vulkanische und orogenetische Vorgänge am Meeresboden, beeinflussen das Volumen der Hohlformen des Weltmeeres und können dadurch Anlaß zu Wasserstandsänderungen geben. Es scheint angängig zu sein, diesen Raumeffekt bei der Deutung von Pegelaufzeichnungen zu vernachlässigen, da seine Wirkungen sehr langsam ablaufen. Das gilt für den Anteil der Sedimentation im Weltmeer nach Abschätzungen von Ph. KUENEN (22) und nach neueren Untersuchungen der Sedimentationsgeschwindigkeit; das gilt auch für den Anteil der vulkanischen und orogenetischen Prozesse, weil sie zu unergiebig sind, um in historischer Zeit nennenswerte Volumenänderungen des gesamten Weltmeerraumes bewirkt zu haben. Aber in geologischen Zeiträumen verdient dieser Raumeffekt gewiß einige Beachtung.

#### IV. Reibungseffekt

Die Änderung der Bodentopographie wirkt auf eine Änderung der Bodenreibung des strömenden Wassers, damit auf die Gefällsverhältnisse des Wasserspiegels und somit auf die Wasserstände. Meßbar wird der Effekt nur bei umfangreichen topographischen Veränderungen im Flachwasser, sei es durch größere wasserbauliche Anlagen oder durch die Verlagerung von Sänden. Da es sich um lokal begrenzte kleine Störungen handelt, lassen sie sich umgehen, wenn man sich bei der Auswahl des Pegels von solchen kritischen Punkten fernhält.

Schließlich ist in der Tabelle 1 die große Gruppe der atmosphärischen Einflüsse auf den Wasserstand aufgeführt.

#### V. Luftdruckeffekt

Änderungen des Luftdruckes bewirken Änderungen des Wasserstandes, die als Luftdruckeffekt bezeichnet werden. Die Beziehungen sind vielfach untersucht worden. Hinweise darauf befinden sich an anderer Stelle [G. DIETRICH (10)]. Es hat sich auch nach neueren Untersuchungen von T. SHIMIZU (31) und anderen gezeigt, daß das Meer angenähert wie ein umgekehrtes Barometer reagiert, wenn es genügend Zeit zur Anpassung an die Luftdruckverhältnisse hat. Bei Monatsmittelwerten dürfte der hydrostatische Ausgleich hinreichend eingetreten sein, und einem Luftdruckanstieg von 1 mb entspricht im Mittel ein Abfall des Wasserstandes von 1 cm. Daß bei einzelnen Wetterlagen, besonders in Zonen mit großer Veränderlichkeit des Luftdruckes, erhebliche Abweichungen von der mittleren Beziehung auftreten können, hat G. TOMCZAK (34) an einem Beispiel aus der Deutschen Bucht gezeigt.

#### VI. Dynamischer Effekt

Änderungen des Luftdruckgradienten wirken über den Wind auf eine Änderung der winderzeugten Meeresströmungen und unter Mitwirkung der Corioliskräfte auf Änderungen der Schiefstellung des Meeresspiegels quer zur Strömung und damit auf die Wasserstände an der Küste. Daß diese Wirkung, die hier als dynamischer Effekt bezeichnet wird, verhältnismäßig geringfügig bleibt, bestätigt die folgende Überschlagsrechnung. Man kann die Wasserbewegung der Nordsee im Monatsmittel als zyklonalen Wirbel mit einem Radius von etwa 200 km auffassen. Die mittlere Stromgeschwindigkeit senkrecht zum Radius sei — in Anlehnung an die wenigen Beobachtungsdaten — 4 cm/sec. Eine Steigerung der zyklonalen Bewegung um 25 v. H. erzeugt durch die Zunahme der Schiefstellung eine Wasserstandserhöhung an der dänischen Küste von nur 0,5 cm.

#### VII. Stauwirkung

Wesentlich wirksamer als der dynamische Effekt ist der Stauwirkung des Windes, besonders an Küsten mit vorgelagerten ausgedehnten Flachwassergebieten. Bei der starken Abhängigkeit von der Lage der Küsten zur vorherrschenden Windrichtung sowie von der örtlichen Topographie der Flachwassergebiete kann dieser Effekt lokal verschieden ausfallen. Dies zeigen unter anderem die Untersuchungen dieses Effektes an schwedischen Pegeln von F. BERGSTEN (3), an dem finnischen Pegel Hangö von J. HELA (18) und an Nordseepegeln von N. W. ALLISON (2).

#### VIII. Dichteeffekt

Der Wärmeumsatz zwischen Ozean und Atmosphäre nimmt Einfluß auf die Oberflächentemperatur des Meeres, der Wasserkreislauf wirkt auf den Oberflächensalzgehalt. Beide zusammen beeinflussen unter Mitwirkung der Mischung die Dichteschichtung des Meerwassers und damit die Höhe des Meeresspiegels. In einzelnen Fällen wurde dieser Effekt für die offenen Ozeanküsten bestimmt, z. B. von T. NOMITSU und M. OKAMOTO (26) für die japanische Küste, vom Verfasser (9) sowie von R. B. MONTGOMERY (24) für die Ostküste der U.S.A. und von E. LA FOND (23) für die kalifornische Küste. Dabei hat sich der Dichteeffekt als wesentlicher Anteil an der Entstehung des jährlichen Ganges der Wasserstände erwiesen.

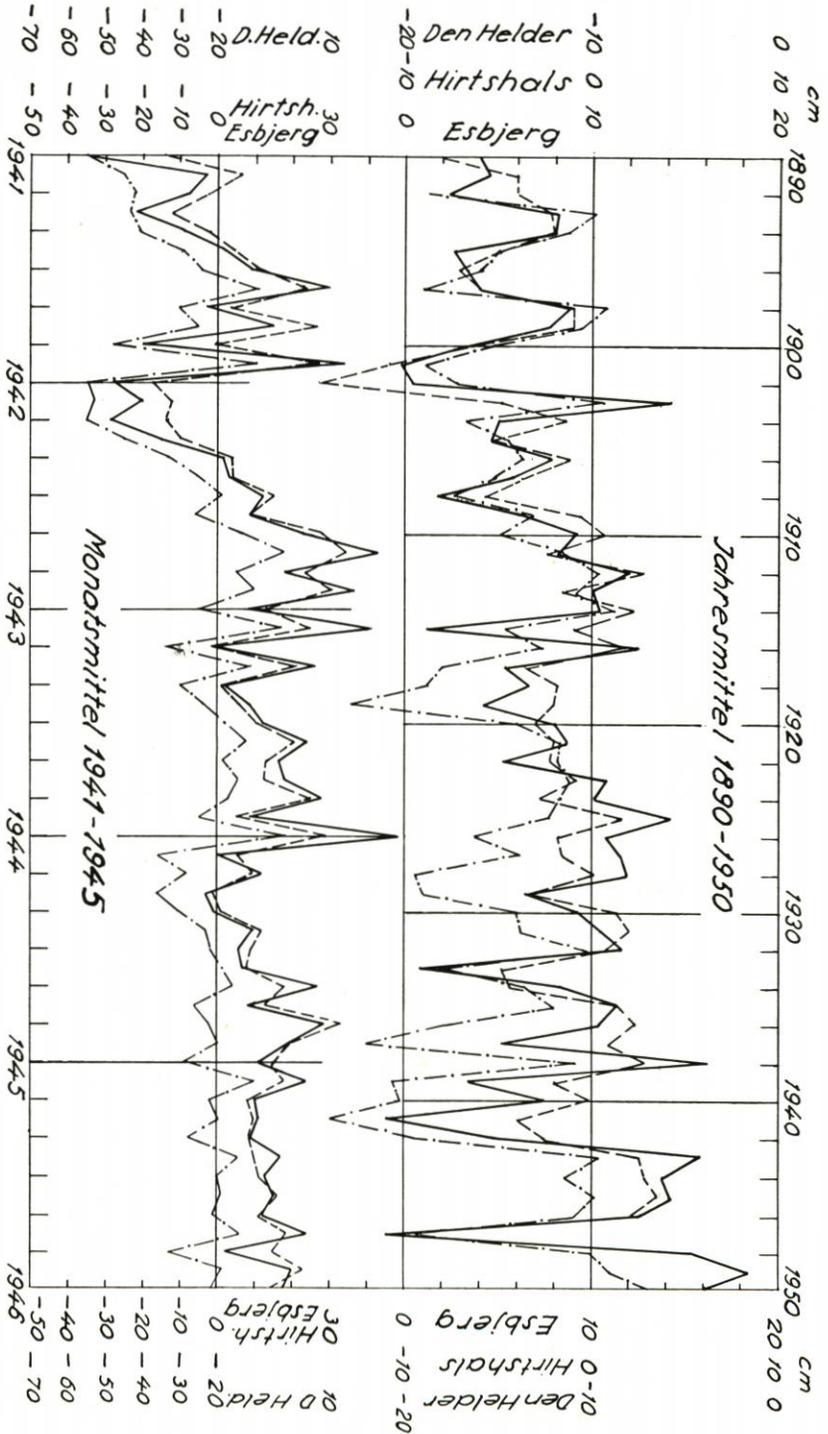


Abb. 1. Jahresmittel 1890—1950 und Ausschnitt aus den Monatsmitteln der Wasserstände 1941—1945  
 - - - - Hirtshals — Esbjerg und - - - - Den Helder  
 (57° 36' N, 9° 57' E) (55° 28' N, 8° 27' E) (52° 58' N, 4° 45' E)

### IX. Eustatischer Effekt (im engeren Sinne) und kleiner Wasserkreislauffeffekt

Mit den Änderungen des Wasserkreislaufs auf der Erde ändert sich die ozeanische Wassermenge und damit unmittelbar der Wasserstand. Der Wasserkreislauf enthält langsam und schnell veränderliche Komponenten. Die im Inlandeis gebundenen Wassermengen unterliegen, abgesehen vom jährlichen Rhythmus, langjährigen Änderungen im Zusammenhang mit Klimaänderungen, die langsam aber weltweit und mit der Zeit beachtenswert auf den Wasserstand wirken. Es ist der eustatische Effekt. Von ihm ist begrenzt trennbar der kleine Wasserkreislauffeffekt, der unter Ausschaltung der Akkumulation im Inlandeis und in den Gletschern auf dem kurzen Wege Verdunstung—Niederschlag—Abfluß verläuft. Er ist schnell veränderlich, regional begrenzt wirksam und langjährig wenig ergiebig.

Die Bedeutung des eustatischen Effektes in geologischen Zeiträumen ist vielfach untersucht worden, besonders im Hinblick auf die postglaziale Zufuhr des Schmelzwassers zum Weltmeer. Zusammenfassungen von glaziologischer Seite bringt S. THORARINSSON (33), von geophysikalischer Seite B. GUTENBERG (17). Vielfach nimmt man bei der Diskussion der Wasserstandsänderungen keine gesonderte Rücksicht auf die Effekte III bis VIII. Damit wird als eustatischer Effekt die Summe aller Effekte bezeichnet. Zum Unterschied davon wird hier vom „eustatischen Effekt im engeren Sinne“ gesprochen, der nur Bezug nimmt auf den Einfluß des Wasserhaushaltes von Inlandeis und Gletscher auf den Wasserstand des Meeres.

Wasserstandsänderungen erweisen sich, wie der Überblick über die Ursachen in Tabelle 1 zeigt, als ein sehr komplexer Vorgang, an dem verschieden schnell und verschieden stark wirkende Effekte unterschiedlichen Ursprungs beteiligt sein können. Auch wenn man die Effekte III, IV und VI bei geeigneter Wahl der Pegel umgehen oder vernachlässigen kann, bleiben immer noch eine Reihe verschiedenartiger Einflüsse erhalten, die die Vorgänge kompliziert gestalten. Besonders die große Veränderlichkeit der recht wirksamen Effekte V, VII und VIII, die auf ozeanographisch-meteorologische Einflüsse zurückgehen, erschwert es, langjährige systematische Änderungen der Wasserstände zu erkennen. Zur besseren Veranschaulichung dieser Tatsachen sind die Jahresmittel des Wasserstandes von drei Nordseepegeln in Abbildung 1 aufgetragen, und zwar für den Zeitraum 1890 bis 1950. Ausschnittsweise ist auch der Verlauf der Monatsmittel dargestellt, und zwar für 1941 bis 1946. Die Werte sind bis 1947 in der Veröffentlichung der Association d'Océanographie Physique (1) enthalten; die anschließenden Jahrgänge bis einschließlich 1950 stellte das Dänische Meteorologische Institut dankenswerterweise zur Verfügung. Bei Esbjerg und Hirtshals handelt es sich um mittlere monatliche Wasserstände aus stündlichen Ablesungen der Pegelregistrierungen, bei Den Helder um Mittelwerte aus dreistündigen Ablesungen seit 1932, davor aus sechsstündigen Ablesungen.

Es ist auffallend, wie wenig der Gang der Jahres- und Monatsmittel der einzelnen Pegel untereinander abweicht. Die Streuung der Monatsmittel, bezogen auf das Gesamtmittel des Wasserstandes im Beobachtungszeitraum, beträgt bei Esbjerg  $\pm 16$  cm, die Streuung der Jahresmittel noch  $\pm 4,7$  cm. Die Streuungen der entsprechenden Werte von Hirtshals und Den Helder weichen wenig davon ab. Man benötigt 22jährige Mittel, um die mittlere Abweichung auf  $\pm 1,0$  cm herabzusetzen. Eine solche Genauigkeit erscheint notwendig, wenn man eindeutige Aussagen über die systematischen Wasserstandsänderungen machen will, wie sie bei Esbjerg und auch an der übrigen Nordseeküste sowie an der südlichen Ostseeküste auftreten. Andererseits erscheint ein Zeitraum von 22 Jahren zu lang; denn die Beobachtungsreihen reichen nur selten aus, die systematischen Wasserstandsänderungen mit solchen Mittelwerten über längere Zeit zu verfolgen. Außerdem bliebe ein Gang der Wasserstände, der möglicherweise in einem solchen Zeitraum von 22 Jahren enthalten sein kann, unbestimmbar. Zur Behebung der genannten Schwierigkeiten ergibt sich eine doppelte Aufgabe:

1. die Wirkung der ozeanographisch-meteorologischen Effekte auf den Wasserstand an ausgewählten Pegeln zu bestimmen,
2. gestützt auf geeignete Beobachtungsreihen von Luftdruck, Wasserdichte und Wind die ozeanographisch-meteorologischen Effekte aus dem Monats- und Jahresmitteln der Wasserstände zu eliminieren.

Mit der Lösung dieser Aufgaben an ausgewählten Beispielen lassen sich Fragen beantworten, die allgemein geophysikalisch, aber auch besonders für die praktischen Belange des Wasserbaus im Rahmen des Küstenschutzes und der Landgewinnung von Interesse sein können. Dazu gehören vor allem:

1. Wie weit sind die ozeanographisch-meteorologischen Effekte (Luftdruck-, Dichte- und Stauwirkungen) einzeln und zusammengefaßt an den beobachteten langjährigen Wasserstandsänderungen und an den Änderungen des mittleren Jahresganges beteiligt?
2. Welcher Anteil an den Wasserstandsänderungen entfällt auf die zusammengefaßten geologischen Effekte unter II in Tabelle 1 und welcher auf den eustatischen Effekt unter IX?

Im folgenden wird versucht, diesen Fragen am Beispiel von Esbjerg nachzugehen. Dabei werden Monatsmittel zugrundegelegt.

## 2. Luftdruck-, Dichte- und Stauwirkungen auf den Wasserstand am Beispiel von Esbjerg

Die Eliminierung der Luftdruck-, Dichte- und Stauwirkungen in den Wasserständen setzt voraus, daß die örtliche Wirkung von Luftdruck, Wasserdichte und Wind bekannt ist und daß hinreichend lange Beobachtungsreihen dieser Elemente vorliegen. Der Mangel an solchen Reihen, besonders was die Wasserdichte und den Wind anbelangt, dürfte ein Grund dafür sein, daß Versuche in der vorliegenden Art bisher unterblieben. Es läßt sich aber zeigen, daß man derartige Reihen für den vorliegenden Zweck aus anderen Beobachtungselementen ableiten kann.

### a) Luftdruckänderungen und ihr Einfluß auf den Wasserstand

Die Wirkung der Luftdruckänderungen auf den Wasserstand kann als bekannt vorausgesetzt werden. Wie bereits erwähnt wurde, haben Untersuchungen an verschiedenen Pegeln des Weltmeeres erwiesen, daß im Mittel einer Luftdruckänderung von + 1 mb eine Wasserstandsänderung von - 1 cm entspricht, wenn dem Meere hinreichend Zeit zur Anpassung gelassen wird. Monatsmittel dürften diese Voraussetzung erfüllen.

Einwandfreie Luftdruckreihen liegen vor, die es gestatten, den Luftdruckeffekt über größere Zeiträume zu verfolgen. Da Änderungen der Monatsmittel des Luftdruckes in ausgedehnten Gebieten von großer Gleichförmigkeit sind, reicht für das Beispiel von Esbjerg die Luftdruckreihe von Kopenhagen aus. Als meteorologische Station 1. Ordnung liefert sie Monatsmittel, die wenigstens auf drei Beobachtungen am Tage beruhen und die außerdem bis 1842 zurückreichen. Die Monatsmittel wurden den World Weather Records von H. H. CLAYTON (6) entnommen und bis 1950 mit Hilfe der dänischen Jahrbuchangaben ergänzt und geprüft. Sie übertreffen mit ihrer Genauigkeit von etwa  $\pm 0,1$  mb das Maß des Notwendigen für die vorliegende Fragestellung. Als Normalmittel wird der Wert 1013,6 mb verwendet, der dem Mittelwert 1901 bis 1930 entspricht.

Beispiele für den Anteil des Luftdruckeffektes am Gang des Wasserstandes in Monatsmittelwerten enthält die Abbildung 8. Die absolute Schwankungsbreite des Luftdruckeffektes in den einzelnen Jahren 1851 bis 1950 betrug 28,8 cm, die mittlere 15,2 cm. Der Anteil des Luftdruckeffektes an den Jahresmitteln des Wasserstandes für die Jahre 1849 bis 1950 ist aus Tabelle 3 zu ersehen.

Außerdem unterliegt der Luftdruck geringen langjährigen Änderungen, deren Einfluß auf den Wasserstand von Esbjerg in neunzehnjährigen übergreifenden Jahresmittelwerten 1858 bis 1941 in Abbildung 9 dargestellt ist. Vom letzten Höchststande dieser Mittel für 1918 (1909—1927) ist der Wasserstand bis 1940 (1931—1949) durch den Luftdruckeffekt um 1,0 cm gefallen.

### b) Dichteänderungen des Meereswassers und ihr Einfluß auf den Wasserstand

Die Eliminierung des Luftdruckeffektes aus den Wasserstandsänderungen bereitet keine Schwierigkeiten, sobald man hydrostatischen Ausgleich voraussetzen kann. Schwieriger sind

Angaben über die Wirkung der Dichte- und Staueffekte zu machen. In speziellen Fällen, wie im vorliegenden Beispiel von Esbjerg, ist weder die Wirkung der Wasserdichte und des Windes auf den Wasserstand an sich bekannt, noch liegen lange Reihen direkter Beobachtungen von Dichte und Wind vor. Hieran läßt sich aber für beide Elemente Abhilfe schaffen. Hinsichtlich des Dichteeffektes ist der eingeschlagene Weg kurz folgender: Vernachlässigt man alle anderen Einflüsse, so gehört zu einem bestimmten Dichteaufbau des Meeres ein bestimmter Wasserstand. Änderungen des Dichteaufbaus stehen in der Nordsee in einer engen Beziehung zu Änderungen der Oberflächentemperaturen. Leitet man diese Beziehung ab, so läßt sich an Hand von vorliegenden langen Beobachtungsreihen der Oberflächentemperatur die Wirkung des Dichteeffektes auf den Wasserstand angeben.

Die einzelnen Teile des Berechnungsganges seien im folgenden erläutert:

Der mittlere jährliche Gang des Dichteaufbaus in der Nordsee kann von mehreren Punkten als bekannt vorausgesetzt werden, da der jährliche Gang der Temperatur- und Salzgehaltsschichtung veröffentlicht ist [G. DIETRICH (12)]. Die unveröffentlichte Untersuchung [G. DIETRICH (11)] gibt darüber hinaus Schichtungsdiagramme für weitere Punkte. Gestützt auf diese Bearbeitung des Beobachtungsmaterials der internationalen Meeresforschung aus den Jahren 1902 bis 1938 und eine Untersuchung von J. P. JACOBSEN (20) im Färöer-Shetland-Gebiet, ist festzustellen, daß der jährliche Gang der Dichte in 300 m Tiefe praktisch seine untere Grenze findet. Geht man von dieser Grenztiefe aus, so läßt sich aus dem jeweiligen hydrographischen Aufbau bis zur Meeresoberfläche für jeden Monat die Lage der isobaren Flächen angeben. Als einfaches Berechnungsverfahren diente das von H. U. SVERDRUP (32). Ein Beispiel für das vollständige Ergebnis enthält Abbildung 2. Es gilt für die Shetland-Gewässer, und zwar für die internationale Terminstation Sc 20 a auf  $\varphi = 60^{\circ} 17' N$ ,  $\lambda = 3^{\circ} 44' W$ . Die Beobachtungen in der Tiefe sind angeschlossen an die etwa dreißigjährigen Eingradfeldmittel aus den zahlreichen Oberflächenbeobachtungen [Temperaturen nach G. BÖHNECKE und G. DIETRICH (5), Salzgehalte nach G. BÖHNECKE (4)]. Das Ergebnis zeigt eine Jahresschwankung der 100-dbar-Fläche von 5,0 cm, der 0-dbar-Fläche, d. h. der Meeresoberfläche, von 10,6 cm.

In derselben Weise wurde aus der vertikalen Temperatur-, Salzgehalts- und Dichteverteilung von anderen Punkten der Jahresgang der isobaren Flächen berechnet. Dabei mußte aber eine Voraussetzung gemacht werden, weil die Nordsee, abgesehen vom Skagerrak, flacher als 300 m ist. Es wird angenommen, daß in Bodennähe bei angrenzendem tieferem Wasser ein nahezu vollständiger hydrostatischer Druckausgleich in denselben Niveaus besteht. Das bedeutet, daß z. B. die 100-dbar-Fläche bei 100 m Tiefe den gleichen Jahresgang zeigt wie die 100-dbar-Fläche im benachbarten, tieferen Wasser. Damit wird man auf das gleiche Berechnungsverfahren geführt, wie es z. B. HELLAND-HANSEN (19) auf einzelnen hydrographischen Schnitten am Schelfrand erstmals angewendet hat. Die Punkte innerhalb der Nordsee wurden somit schrittweise aneinander angeschlossen und auf die Grenztiefe des jährlichen Dichteganges in 300 m bei den Shetland-Inseln bezogen. Das Beispiel aus der südlichen Nordsee ist an die Biskaya angeschlossen, von der der mittlere jährliche Dichtegang ebenfalls bekannt ist [G. DIETRICH (13)]. Die Ergebnisse, soweit sie den Jahresgang der Meeresoberfläche als der obersten isobaren Fläche betreffen, enthält die Abbildung 3 A.

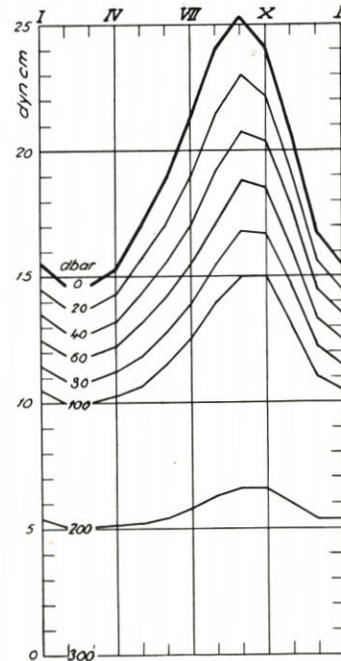


Abb. 2. Mittlerer Jahresgang von ausgewählten isobaren Flächen in dyn cm in den Shetland-Gewässern ( $60^{\circ} 17' N$ ,  $3^{\circ} 44' W$ )

Bemerkenswert daran ist, daß die südliche Nordsee und die Shetland-Gewässer nach den beiden Beispielen in Abbildung 3 A nahezu den gleichen Jahresgang aufweisen; das Skagerrak (bei dem Feuerschiff „Skagens-Rev“) und die nordöstliche Nordsee (vor Stavanger) weichen teilweise davon ab. Hierin drückt sich der Einfluß des kräftigen jährlichen Ganges des Salzgehaltes in beiden Fällen aus.

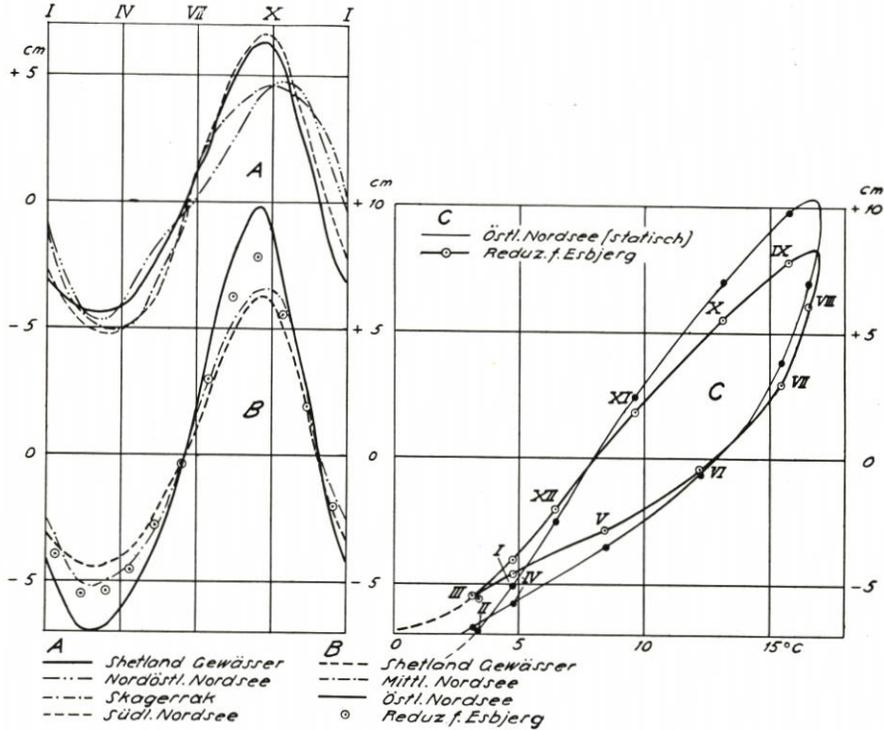


Abb. 3. A. und B. Mittlerer jährlicher Gang des Meeresniveaus als Folge des mittleren jährlichen Ganges der Dichte des Meerwassers (1906—1938) (statisch betrachtet) in der Nordsee. C. Monatsmittel des Wasserstandes (Dichteeffekt) in der östlichen Nordsee als Funktion der Oberflächentemperatur bei Feuerschiff „Horns-Rev“ (1906—1938) (55° 34' N, 7° 20' E)

Verfolgt man in Abbildung 3 B den Verlauf des errechneten Jahresganges der Höhe der Meeresoberfläche von den Shetlands durch die mittlere Nordsee bis in die östliche Nordsee bei dem Feuerschiff „Horns-Rev“ bei Esbjerg, so kommt die steigende kontinentale Beeinflussung des Dichteaufbaus des Meerwassers in der Zunahme der Jahresschwankung der Meeresoberfläche zum Ausdruck. Die Jahresschwankung steigt von 10,6 cm bei den Shetlands auf 11,7 cm in der mittleren Nordsee und auf 16,7 cm in der östlichen Nordsee bei „Horns-Rev“.

Diese Ergebnisse zeigen, daß sich besonders in den Randzonen der Nordsee kräftige jährliche Schwankungen in dem Oberflächengefälle ausbilden. Demzufolge müssen sich jährliche Schwankungen in den Gradientenströmungen einstellen, die im Sommer und Herbst zu einer zyklonalen, im Winter und Frühjahr zu einer antizyklonalen Bewegungskomponente in den sonstigen Strömungen beitragen müßten. Stromänderungen dieser Art sind bisher nicht nachgewiesen, dafür ist das Beobachtungsmaterial zu lückenhaft. Dagegen kommt ihre Wirkung im Westausgang des Englischen Kanals deutlich im Jahresgang der Salzgehaltsverteilung an der Oberfläche zum Ausdruck [G. DIETRICH (13)]. Diese Fragen führen über die vorliegende Aufgabe hinaus, sie zeigen aber — und deshalb wurden sie hier gestreift —, daß das Problem des Jahresganges der Oberfläche infolge Dichteinfluß kein rein statisches

ist. Was man in unseren Gewässern, besonders in Küstennähe, als Jahresgang berechnet, wenn es gelingt, den Dichteaufbau voll zu erfassen, sind Höchstwerte, die gar nicht einzutreten brauchen. Der jährliche Gang im Oberflächengefälle löst Gradientenströmungen aus, die unter Mitwirkung der Reibung dazu beitragen, das Gefälle abzubauen. Damit wird der extrem hohe Jahresgang der Meeresoberfläche in Küstennähe, wie er berechnet wurde, gemildert. Es ist aber nicht ohne weiteres zu übersehen, wie weit diese Dämpfung in unserem Beispiel Esbjerg zur Wirkung gelangt.

Zur Abhilfe können die Wasserstände bis zu einem gewissen Grade beitragen, indem man die Beziehung zwischen beobachteten und berechneten Wasserständen unter bestimmten Voraussetzungen ermittelt. Es werden auf der einen Seite die beobachteten Monatsmittel des Wasserstandes von Esbjerg herangezogen, nachdem der Luftdruckeffekt eliminiert worden ist. Nur solche Monate werden ausgewählt, in denen keine oder nur geringe Winde im Monatsmittel herrschen. Auf die Bestimmung dieser Winde für jedes Monatsmittel 1890 bis 1950 wird im folgenden bei der Diskussion des Staueffektes eingegangen. April, Mai und September erwiesen sich als die ruhigsten Monate. In denselben Monaten treten die Extreme des Dichteeffektes auf. Auf der anderen Seite wurden für die gleichen ausgewählten Monate die Wasserstände aus dem Dichteeinfluß bestimmt, je nach der herrschenden Oberflächentemperatur.

Zu diesem Zweck wurde der mittlere Jahresgang der Höhe der Oberfläche als Funktion der Oberflächentemperatur vom Feuerschiff „Horns-Rev“ für denselben Zeitraum (1924—1936) dargestellt (Abb. 3 C, dünner Kurvenzug). Dieser Schritt ist erlaubt, weil der Jahresgang der Wassertemperatur ausschlaggebend für den Dichtegang in der Nordsee ist. Feuerschiff „Horns-Rev“ wurde gewählt, weil es erstens nahe bei Esbjerg liegt und zweitens die Beobachtungen dort die längste und beste Temperaturreihe aus der Nordsee darstellen. Die Beziehung in Abbildung 3 C ist nicht eindeutig. Es gehören z. B. zu den gleichen Temperaturen im Mai andere Wasserstände als im November. Der Grund liegt in der unterschiedlichen Schichtung in beiden Monaten.

Man darf die ausgewählten, beobachteten monatlichen Wasserstände nicht mit den berechneten in Beziehung setzen, da die geologischen und eustatischen Effekte mit eingehen würden. Es wurden vielmehr Wasserstandsschwankungen miteinander in Beziehung gesetzt: Auf der einen Seite die beobachteten Schwankungen, nachdem der Luftdruckeffekt eliminiert war, bei Monatspaaren mit Wind Null oder geringen, aber gleichen Monatswinden; auf der andern Seite die Schwankungen für die gleichen Monatspaare aus den berechneten statischen Dichteeffekten, je nach den Oberflächentemperaturen.

Aus dem Zeitraum 1890 bis 1950 ließen sich 34 Paare von Monaten heranziehen, in denen die Windverhältnisse die notwendigen Voraussetzungen erfüllten. Die beobachteten Differenzen  $\Delta h$  —, meist waren es die Jahresschwankungen — ergaben sich zu

$$\Delta h = 0,80 \Delta D \pm 3,0 \text{ cm.}$$

Der statisch berechnete Dichteeffekt  $\Delta D$  wurde in Esbjerg also zu 80 v. H. erreicht, mit einer Streuung von  $\pm 3,0$  cm. Mit diesem Faktor 0,80 wurde die Beziehung in Abbildung 3 C reduziert. Damit ist die Wirkung des Dichteeffektes in der stark ausgezogenen Kurve in Abbildung 3 C für das Beispiel Esbjerg abgeleitet, zugleich in einer Form, die es gestattet, den Dichteeffekt je nach der herrschenden Wassertemperatur bei „Horns-Rev“ zu eliminieren. Diese Beziehung besagt z. B., daß einem Temperaturanstieg von  $1,0^\circ\text{C}$  im Juli ein Wasserstandsanstieg von 2,0 cm entspricht. Im Winter dagegen, wenn das Wasser nahe an seinem Dichtemaximum ist, verschwindet der Dichteeinfluß.

Der letzte Schritt im Berechnungsgang betrifft die Anwendung der Beziehung in Abbildung 3 C für die Eliminierung des Dichteeffektes. Er setzt voraus, daß die Monatsmittel der Oberflächentemperatur bei dem Feuerschiff „Horns-Rev“ bekannt sind. Das trifft seit Beginn der Beobachtungen im Jahre 1877, die seitdem täglich einmal angestellt wurden und in den dänischen nautisch-meteorologischen Jahrbüchern veröffentlicht sind, nicht immer zu. Ausfälle betreffen vor allem die Zeit 1917 bis 1920 und 1940 bis 1950, als das Feuerschiff nicht auf seiner Position war. Es ergibt sich die Notwendigkeit, diese Lücken zu füllen. Dies gelingt mit ausreichender Genauigkeit, wenn man die Beziehung zwischen den Monatsmitteln der Ober-

flächentemperatur  $t_w$  und den Monatsmitteln der Lufttemperatur  $t_L$  verwendet. Benützt man für die Lufttemperatur die Reihe von Kopenhagen, so ergibt sich aus dem Material 1877 bis 1916 und 1921 bis 1939 die einfache Beziehung:

$$t_L = -0,60 (t_w - t_L) + a.$$

$a$  ist eine Konstante für jeden Monat; ihre Streuung ist im Mittel  $\pm 0,5^\circ \text{C}$ , in den Herbstmonaten weniger ( $\pm 0,3^\circ \text{C}$ ), in den Frühjahrsmonaten mehr ( $\pm 0,7^\circ \text{C}$ ).

Monate	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
$a$ in $^\circ \text{C}$	3,8	2,8	2,1	2,4	2,8	5,7	8,1	9,0	9,7	9,2	7,6	5,5

Damit sind die Grundlagen gegeben, die Wirkung des Dichteeffekts am Beispiel von Esbjerg zu eliminieren. Der Anteil des Dichteeffekts am jährlichen Gang des Wasserstandes enthält die Abbildung 8 für den Zeitraum 1948 bis 1950. Die absolute Schwankungsbreite, bezogen auf den Dichteeffekt in den Einzeljahren 1851 bis 1950, beträgt 15,7 cm, die mittlere 13,4 cm. Der Anteil des Dichteeffekts an den Jahresmitteln des Wasserstandes für die Jahre 1849 bis 1950 ist in Tabelle 3 zusammengestellt.

Die Oberflächentemperatur und damit auch der Dichteeffekt unterliegen ebenfalls langjährigen Änderungen. Die Anomalien der neunzehnjährigen übergreifenden Monatsmittel der Oberflächentemperatur 1858 bis 1941 sind in Abbildung 4 in einem Isolethendiagramm zusammengefaßt. Als Normalmittel dienen die Monatsmittel 1901 bis 1930. In dieser Darstellung kommen deutliche Temperaturänderungen in der östlichen Nordsee zum Ausdruck, die eindeutig über den Fehlergrenzen der Beobachtungs- und Berechnungsmethoden liegen. Relativ kalten Herbst- und Wintermonaten 1870 bis 1900 stehen warme Frühjahrs- und Sommermonate seit etwa 1925 gegenüber, wobei die Jahresangaben sich auf das Jahr in der Mitte des neunzehnjährigen Zeitraums beziehen, also 1925 auf 1916 bis 1934. Diese Temperaturänderungen, die mit Änderungen des Dichteaufbaus des Meerwassers verknüpft sind, müssen sich auch in Wasserstandsänderungen geltend machen. Abbildung 9 enthält in neunzehnjährigen übergreifenden Mittelwerten (Kurve C) den Anteil an den Wasserständen von Esbjerg. Seit dem letzten Minimum um 1915 (1906 bis 1924) ist der Wasserstand bis zum nächsten Höchststande 1939 (1930—1948) durch den Dichteeffekt um 0,6 cm gestiegen.

#### c) Windänderungen und ihr Einfluß auf den Wasserstand

Die Schwierigkeit, der man hinsichtlich des Stau effekts des Windes gegenübersteht, ist eine doppelte. Weder ist die Beziehung zwischen Wind und Stau bei Monatsmittelwerten im Falle von Esbjerg bekannt, noch liegen hinreichende Beobachtungsreihen des Windes vor. Wo Windbeobachtungen vorhanden sind, muß man mit vielen Unzulänglichkeiten der Beobachtungen rechnen. Ältere Windangaben beruhen meist auf Schätzungen und sind nicht frei von subjektiven Fehlern. Außerdem unterliegt der Wind lokalen Beeinflussungen, und es ist sehr schwierig zu übersehen, wie weit sich die Geländeeinflüsse durch Bebauung und Bewuchs in den Jahrzehnten geändert haben. Landbeobachtungen des Windes, zumal von einem einzigen Punkt, bleiben für die vorliegende Fragestellung immer unzureichend, in der es sich um eine flächenhafte Wirkung des Windes über See handelt. Aus allen diesen Gründen wurden statt direkter Windbeobachtungen Luftdruckgradienten herangezogen. Sie wurden für jeden Monat in einem Dreieck bestimmt, von dessen Ecken zuverlässige und lange Beobachtungsreihen des Luftdrucks vorliegen. Günstig für das Seegebiet der östlichen Nordsee erschienen die meteorologischen Stationen 1. Ordnung Bergen (Norwegen), Utrecht (Niederlande) und Kopenhagen. Die kürzeste der drei Reihen reicht bis 1849 zurück.

Die Luftdruckbeobachtungen wurden den World Weather Records von H. H. CLAYTON (6) entnommen, geprüft und erweitert an Hand der Jahrbuchangaben, die dankenswerterweise die Meteorologischen Ämter von Norwegen, Dänemark und den Niederlanden bis 1950 ergänzten. Die Monatsmittel stützen sich auf Tagesmittelwerte und sind auf Meeressniveau und Normal-schwere bezogen.

Aus Richtung und Größe der Monatsmittel des Luftdruckgradienten lassen sich bei bekannter Reibungsgröße und Drehung des Windes auf See gegenüber dem geostrophischen

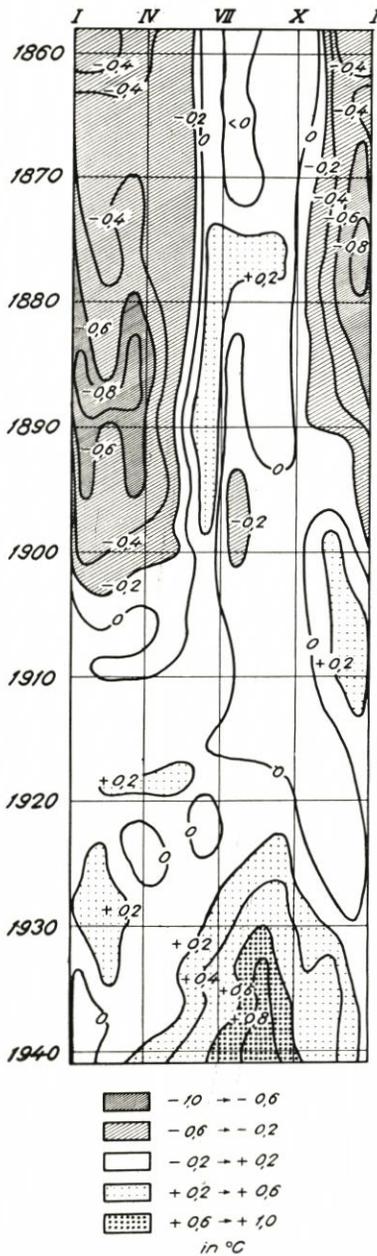


Abb. 4. Anomalien der Oberflächentemperatur in übergreifenden 19jährigen Monatsmitteln 1849—1950 gegenüber den Monatsmitteln 1901—1930 bei Feuerschiff „Horns Rev“. (Fehlende Monatsmittel aus Korrelation mit Lufttemperatur Kopenhagen ergänzt)

Winde auch die mittleren Monatswinde angeben. Als Drehung für 56 Grad Breite wurden nach F. BAUR und H. PHILIPS (1938) 14 Grad, als Verhältnis des Bodenwindes zum geostrophischen Winde 0,69 benutzt. Als mittlere Luftdichte wurde 1,25 kg/m<sup>3</sup> verwendet. Windangaben nach gleichen Methoden wurden bereits für andere Teile der Nordsee gemacht [G. DIETRICH (14)]. Da die vorliegende hundertjährige Reihe im Stande ist, Unterlagen auch für andere Fragestellungen zu liefern, die die atmosphärische Zirkulation und ihre Einflüsse auf das Meer im Bereich der östlichen Nordsee betreffen, sei die vollständige Liste der Ergebnisse mitgeteilt (Tab. 2). Wenn hier zur besseren Anschaulichkeit Monatsmittel des Windes und nicht des Luftdruckgradienten angegeben werden, so sei bemerkt, daß sich die Umrechnung leicht rückgängig machen läßt. Windrichtung — 76° gibt die Gradientrichtung (von hohem zu tiefem Druck), die Windgeschwindigkeit in m/sec dividiert durch 4,49 ergibt die Gradientgröße in mb/100 km.

Von einer Diskussion der hundertjährigen Windreihe sei abgesehen, da die Reihe für die vorliegende Aufgabenstellung nicht Selbstzweck ist, sondern als Grundlage dazu dient, die Wirkung des Windes auf den Wasserstand im Monatsmittel zu untersuchen. Als Überblick und Hinweis auf den Jahresgang und die langjährigen Änderungen wurden Richtung und Geschwindigkeit in übergreifenden neunzehnjährigen Monatsmitteln in Isoplethen dargestellt (Abb. 5).

Eine physikalische Behandlung bei der Bestimmung der Zusammenhänge von Wind und Stau erscheint in diesem Falle nicht angängig, weil Einzelergebnisse unter definierten Randbedingungen nicht ohne weiteres auf Monatsmittel übertragbar sind. Es bleibt ein statistischer Weg, indem man die Wasserstände, nachdem Luftdruck- und Dichteeffekt eliminiert sind, zu dem Winde in Beziehung setzt. Erschwerend dabei ist, daß nicht nur die Geschwindigkeit des Windes, sondern auch seine Richtung entscheidend mitwirkt und beide entsprechend berücksichtigt werden müssen. Erschwerend ist ferner, daß man nicht einfach die Wasserstände aus dem ganzen Beobachtungszeitraum von sechs Jahrzehnten zu dem Winde in Beziehung setzen kann, weil sonst eustatische und geologische Effekte untrennbar in die Beziehung mit eingehen würden. Deshalb wurden die Abweichungen des Monatsmittels vom jeweiligen Jahresmittel, und zwar hinsichtlich Wind und Wasserstand, miteinander in Beziehung gesetzt, und zwar aufgeteilt nach Oktanten dieser Windangaben.

Ein vollständiges Beispiel für zwei Oktanten, und zwar für West- und Ostwinde, enthält die Abbildung 6. Die mittlere Beziehung zeigt eine überraschend geringe Streuung der einzelnen Monatswerte von ± 3—4 cm,

wobei die größere Streuung zu den größeren Windgeschwindigkeiten gehört. Die mittlere Beziehung besagt, daß z. B. bei 5 m/sec Wind aus W im Monatsmittel der Wasserstand um 31 cm höher als bei Wind Null ist. Umgekehrt erzeugt ein Ostwind eine Wasserstandserniedrigung, die aber nicht spiegelbildlich zur Wasserstandserhöhung bei Westwind verläuft. Bei Ostwind 5 m/sec beträgt die Erniedrigung nur 26 cm.

Die Streuung von  $\pm 3-4$  cm, die auch im Nordost- und Südwest-Oktanten gilt und  $\pm 4-5$  cm in den übrigen Oktanten erreicht, kann bestimmte Ursachen haben. Der Wasserstand des Vormonats wird Einfluß auf den Wasserstand des betrachteten Monats haben. Der Stau-effekt, der hier unabhängig von der Jahreszeit angesetzt wurde, wird einen jährlichen Gang

Tabelle 2  
Mittlere Windverhältnisse im Raum mit den Eckpunkten  
Kopenhagen—Utrecht—Bergen im Monats- und Jahresmittel  
für die einzelnen Jahre 1849—1950  
Schwerpunkt in 56° N, 8° E  
R: Richtung in Grad, woher der Wind kommt; V: Geschwindigkeit in m/sec

Monate	R	V	R	V	R	V	R	V	R	V	R	V	R	V								
Jahr	1849	1850	1851	1852	1853	1854	1855	1856	1857	1858	1859											
I	271	3,1	173	1,3	202	7,3	233	7,5	206	4,8	207	5,8	291	2,7	205	3,3	97	1,8	249	5,6	253	8,9
II	271	8,8	277	9,1	252	3,5	276	4,1	48	3,3	288	8,5	120	2,6	285	3,1	214	5,3	147	4,3	255	5,4
III	281	3,1	302	4,5	264	0,8	334	1,7	130	1,6	281	4,2	208	0,8	65	1,0	166	2,9	270	5,5	261	7,0
IV	71	4,6	295	7,3	38	1,6	38	0,6	218	0,6	289	2,6	277	2,7	145	0,7	122	2,2	312	1,6	292	1,2
V	81	3,2	211	1,2	313	1,8	319	0,4	94	2,5	127	0,5	186	1,3	77	1,2	109	2,3	252	1,8	93	2,9
VI	253	5,0	260	2,4	264	4,9	202	1,4	353	0,7	237	0,7	228	1,4	255	3,6	279	1,1	294	0,8	178	1,6
VII	256	2,9	339	1,7	258	2,0	38	1,6	244	2,5	274	1,0	266	0,6	253	3,8	247	4,7	320	1,8	265	2,1
VIII	260	3,8	253	3,4	263	1,9	61	1,2	287	2,1	268	2,8	257	3,6	246	1,8	90	1,0	52	0,6	230	2,8
IX	105	1,7	276	0,6	11	1,1	284	0,9	250	1,9	270	4,8	285	2,3	206	3,0	202	1,5	217	3,5	222	3,5
X	210	1,3	275	2,0	236	3,8	335	0,6	197	4,0	226	3,8	237	4,8	187	2,1	198	2,7	221	5,4	176	2,6
XI	3	1,3	259	5,8	346	2,6	202	3,5	190	2,9	305	2,1	139	1,6	318	3,5	166	2,8	27	0,2	214	1,9
XII	61	4,3	265	5,5	289	4,2	243	5,3	129	2,2	267	7,8	225	3,7	306	3,7	251	7,4	196	5,1	203	3,4
Jahr	281	1,2	273	3,4	259	2,0	252	1,4	189	1,0	267	3,2	237	1,6	258	1,4	203	1,8	232	2,0	238	2,7

Monate	R	V	R	V	R	V	R	V	R	V	R	V	R	V								
Jahr	1860	1861	1862	1863	1864	1865	1866	1867	1868	1869	1870											
I	209	3,3	312	1,8	226	2,1	235	7,8	195	5,9	229	3,7	244	7,4	36	1,1	236	3,7	210	5,2	231	2,3
II	287	3,4	240	1,9	191	0,4	251	6,9	208	1,7	166	3,2	259	4,4	265	5,6	267	8,9	251	6,4	175	4,0
III	226	2,8	280	3,6	135	2,8	312	0,9	208	2,0	117	1,0	114	1,9	101	2,7	252	4,6	80	1,9	334	0,8
IV	111	1,3	355	4,6	241	3,1	239	2,6	284	1,2	213	1,9	71	0,6	300	3,9	297	2,2	211	1,9	258	3,3
V	289	1,0	313	3,7	170	2,4	240	2,1	146	0,3	204	2,9	332	0,4	90	2,2	213	2,5	302	0,6	278	3,2
VI	218	2,4	38	1,4	282	2,3	218	0,6	232	3,3	330	3,6	180	1,2	327	3,3	261	2,6	313	4,0	295	3,0
VII	7	3,4	230	2,2	253	4,1	299	3,2	279	1,8	237	2,1	326	3,4	324	2,5	344	0,6	274	2,3	278	1,1
VIII	259	1,1	262	5,2	226	1,4	247	2,7	304	3,8	296	0,9	258	1,4	232	2,1	218	2,6	304	3,4	2	3,2
IX	250	0,9	270	2,0	190	2,2	231	5,5	225	3,8	241	2,1	205	3,8	248	2,8	335	1,2	254	4,1	266	2,6
X	248	3,9	177	3,7	232	7,3	202	4,0	59	0,2	159	1,7	157	3,6	244	3,1	248	3,7	286	3,3	288	1,8
XI	93	3,4	266	3,9	160	3,5	233	5,5	188	3,7	210	3,3	291	5,6	312	5,5	281	1,6	278	5,3	235	2,0
XII	93	3,9	260	2,3	240	5,8	275	7,2	195	5,2	234	4,0	276	5,4	295	3,1	241	3,1	204	2,6	127	0,8
Jahr	234	0,6	276	2,0	220	2,5	245	3,7	218	2,2	219	1,8	254	2,1	290	1,8	256	2,8	261	2,5	265	1,4

Monate	R	V	R	V	R	V	R	V	R	V	R	V	R	V								
Jahr	1871	1872	1873	1874	1875	1876	1877	1878	1879	1880	1881											
I	181	3,9	197	7,0	215	6,2	252	8,6	247	3,1	222	3,5	217	4,1	293	3,9	122	2,1	280	4,1	284	0,5
II	253	3,5	170	5,9	302	1,2	239	2,6	108	2,0	310	2,2	277	4,9	282	5,1	90	0,0	223	5,6	110	2,6
III	226	4,9	205	1,3	133	3,1	282	4,8	343	2,0	263	3,5	225	2,0	311	6,5	218	1,2	229	1,8	248	2,6
IV	337	1,1	293	1,0	25	2,0	244	2,3	321	3,4	205	1,8	92	2,1	114	2,2	72	2,3	195	1,5	118	1,7
V	332	3,0	229	2,0	325	2,8	48	0,4	249	2,7	322	1,8	261	0,2	206	2,1	285	0,8	302	1,2	244	0,9
VI	15	2,3	212	0,7	264	1,2	299	2,2	231	2,6	250	0,5	234	2,9	286	1,1	247	2,1	299	0,2	313	2,9
VII	242	3,1	207	1,1	227	2,5	241	2,3	127	0,0	285	3,4	268	2,6	329	4,2	293	2,0	259	2,0	267	3,4
VIII	243	2,6	261	0,5	242	3,7	260	3,6	243	2,2	218	3,3	254	1,1	127	0,2	234	2,3	99	1,0	260	3,4
IX	66	1,2	264	4,2	252	4,0	241	4,1	260	1,6	270	2,4	302	2,7	253	3,8	218	3,6	234	1,7	78	1,6
X	191	3,5	198	4,1	240	5,1	226	6,2	124	2,1	190	2,3	248	4,5	221	3,4	288	3,7	340	2,5	48	1,3
XI	270	0,4	209	3,1	275	2,3	277	2,0	99	1,8	103	2,3	231	6,4	73	0,7	334	3,3	256	5,0	231	6,5
XII	265	5,1	166	3,0	268	7,7	341	1,3	275	3,4	142	4,4	231	3,9	319	2,3	248	4,3	286	5,9	215	4,8
Jahr	245	1,6	204	2,4	251	2,4	254	3,0	255	0,9	231	1,4	244	2,5	285	1,9	263	1,2	258	2,1	242	1,4

Monate	R	V	R	V	R	V	R	V	R	V	R	V	R	V								
Jahr	1882	1883	1884	1885	1886	1887	1888	1889	1890	1891	1892											
I	246	6,0	204	3,9	269	7,9	187	3,2	218	3,3	207	5,7	270	3,2	252	3,6	234	6,7	281	3,1	259	3,7
II	266	6,2	209	4,5	201	3,4	209	7,1	144	3,2	219	4,9	65	1,7	322	4,9	130	1,8	256	3,1	263	0,8
III	257	6,0	14	1,2	174	3,0	296	3,2	173	2,6	298	1,8	104	1,9	278	2,3	238	3,4	278	2,4	143	1,4
IV	165	2,2	116	1,4	129	3,1	21	0,2	200	2,3	319	1,9	270	0,2	87	1,3	320	0,3	71	2,8	307	1,2
V	253	0,4	294	1,3	258	2,9	221	1,7	229	1,2	329	1,1	269	3,4	133	3,9	60	1,2	163	1,4	291	1,2
VI	270	1,0	341	0,7	324	2,7	296	2,0	293	1,4	331	3,7	112	0,4	47	1,1	287	2,9	52	1,3	297	2,1
VII	245	1,9	294	2,1	237	1,4	315	2,0	257	2,7	258	2,8	293	2,0	311	2,6	251	3,2	267	1,2	294	2,0
VIII	303	3,6	275	3,3	162	1,3	328	2,8	238	2,6	271	2,3	255	2,5	260	3,5	241	2,1	265	2,6	246	3,2
IX	144	1,1	210	1,0	205	2,9	246	3,2	250	2,2	253	1,9	230	0,9	307	2,4	245	2,5	231	4,8	223	4,6
X	139	3,7	240	3,4	284	4,5	234	1,1	150	4,8	307	4,1	272	4,4	146	3,1	289	5,5	193	5,0	187	1,8
XI	225	1,1	237	4,7	252	2,1	191	3,3	236	3,0	192	2,2	214	4,1	254	3,5	187	1,3	179	2,6	190	4,6
XII	151	2,6	297	4,5	244	4,3	270	6,7	249	3,4	278	4,0	224	4,1	215	4,9	128	3,7	244	6,4	289	3,6
Jahr	241	1,8	252	1,8	238	2,2	245	2,1	212	2,1	266	2,1	249	1,5	258	1,3	244	1,8	238	1,9	247	1,7

Monate	R	V	R	V	R	V	R	V	R	V	R	V	R	V								
Jahr	1893	1894	1895	1896	1897	1898	1899	1900	1901	1902	1903											
I	236	1,8	219	5,8	94	2,5	274	4,8	108	2,3	260	6,2	256	3,7	218	2,6	229	3,8	286	7,0	232	5,5
II	224	3,2	262	7,5	14	3,6	258	3,2	244	3,9	259	5,1	222	2,8	145	1,8	299	1,7	173	3,5	265	8,7
III	280	5,6	228	4,0	252	2,6	259	3,7	232	2,4	348	1,3	286	3,8	62	0,5	150	2,7	256	3,3	217	8,1
IV	322	1,6	127	3,4	241	2,0	282	3,5	167	1,1	139	1,6	242	2,1	270	1,9	214	2,2	153	2,2	320	3,6
V	31	0,8	218	0	56	1,2	341	3,8	247	0,8	231	0,8	23	0,5	209	1,5	77	0,9	312	3,5	218	0,3
VI	306	1,4	328	3,1	303	1,2	305	1,1	193	0,7	281	1,2	338	1,6	170	0,9	274	2,1	27	0,6	0	1,3
VII	256	1,3	228	1,3	275	2,8	298	1,6	303	2,9	313	4,8	288	1,0	259	1,6	90	0,4	296	4,0	264	2,2
VIII	279	2,6	261	3,2	254	2,8	289	2,3	207	2,5	224	2,8	334	2,4	194	0,9	268	2,8	286	2,2	265	4,4
IX	261	4,3	354	2,6	264	2,9	205	2,7	262	3,5	262	2,5	266	2,9	267	3,2	148	3,0	268	1,6	183	2,1
X	253	4,7	50	0,6	268	3,0	194	3,7	209	3,0	157	3,3	247	4,6	262	4,1	226	2,3	230	2,0	220	3,3
XI	289	2,6	218	5,1	198	4,7	251	1,4	250	2,7	197	3,4	264	6,2	159	4,7	308	4,8	161	4,5	276	4,0
XII	235	6,9	253	4,6	232	1,8	167	3,1	224	4,5	264	8,1	152	1,7	239	5,9	231	3,5	249	2,4	154	4,0
Jahr	261	2,6	245	2,3	255	1,3	260	2,0	235	1,9	254	2,5	265	2,2	227	1,8	238	1,4	254	1,7	244	2,9

Monate	R	V	R	V	R	V	R	V	R	V	R	V	R	V								
Jahr	1904	1905	1906	1907	1908	1909	1910	1911	1912	1913	1914											
I	219	5,4	269	5,3	252	5,6	281	5,0	265	5,4	249	5,6	261	4,9	276	3,8	176	2,6	168	4,7	273	4,0
II	168	0,5	264	5,3	235	4,9	270	4,7	283	6,4	299	1,3	218	6,5	285	6,5	190	3,2	249	3,7	218	7,1
III	142	3,1	190	4,6	300	6,0	272	4,9	154	2,9	116	2,5	250	2,3	127	1,4	211	4,7	239	6,2	243	2,7
IV	245	4,2	281	1,3	226	1,1	147	1,2	225	1,3	260	1,4	251	2,7	288	2,8	301	1,8	186	1,1	251	3,0
V	223	1,9	261	0,7	182	1,6	218	0,6	255	1,0	240	1,3	139	0,9	139	1,6	277	2,9	168	1,9	281	1,6
VI	299	2,4	131	1,5	327	3,6	240	3,0	292	1,1	328	1,9	339	0,1	262	1,6	226	1,3	277	2,6	334	1,0
VII	260	1,5	306	3,4	268	1,9	305	3,5	294	1,8	290	4,1	314	2,2	310	1,8	160	2,0	333	3,3	307	0,8
VIII	287	3,5	247	1,5	286	3,1	271	4,8	290	3,2	265	3,0	280	2,0	282	1,0	260	2,3	320	2,7	301	1,6
IX	157	2,0	255	1,8	325	1,8	237	2,2	231	2,8	315	0,6	321	2,2	265	3,0	322	2,2	141	1,9	292	3,2
X	251	2,8	323	4,9	194	4,8	175	3,7	154	2,8	217	6,3	152	2,4	218	0,6	217	2,6	194	2,9	84	1,6
XI	295	4,8	193	2,3	267	2,4	181	3,6	240	4,0	298	3,5	254	2,0	221	3,8	265	4,6	246	5,7	239	3,0
XII	272	4,5	255	5,0	253	3,6	193	2,7	202	4,1	222	3,5	214	3,2	199	4,8	249	8,1	297	7,0	211	4,9
Jahr	246	2,2	259	2,3	261	2,6	247	2,4	245	2,1	255	2,1	242	1,9	254	2,0	239	2,3	247	2,2	248	2,2

Monate	R	V	R	V	R	V	R	V	R	V	R	V	R	V								
Jahr	1915	1916	1917	1918	1919	1920	1921	1922	1923	1924	1925											
I	257	1,0	267	8,9	91	2,7	268	5,0	176	3,8	244	6,3	269	7,6	168	1,7	269	6,9	201	3,3	253	6,1
II	186	4,5	204	3,3	252	1,7	246	4,9	75	0,9	246	6,5	264	1,7	219	3,8	159	6,4	286	2,2	222	4,8
III	309	2,4	129	2,9	169	0,9	151	2,7	201	2,3	222	5,2	231	7,1	299	1,6	134	3,9	226	1,4	309	3,4
IV	244	2,9	211	1,7	281	3,2	88	3,2	280	2,4	218	2,2	69	0,5	188	0,8	125	3,8	270	1,2	189	1,8
V	57	0,9	270	0,3	134	5,2	131	2,3	108	1,7	222	3,3	203	2,6	268	4,0	234	2,8	189	2,4	168	2,5
VI	348	0,9	247	2,7	180	2,2	297	3,9	297	3,8	300	1,1	331	4,5	275	2,0	307	6,0	269	2,3	323	3,3
VII	275	2,8	311	2,8	329	1,6	287	1,8	320	2,3	235	2,9	285	2,3	270	2,8	260	2,2	262	2,0	75	0,7
VIII	310	2,4	323	3,1	195	2,7	276	2,6	280	4,7	307	2,1	252	2,3	256	2,7	274	4,0	226	2,0	290	2,7
IX	331	1,4	292	0,6	259	5,5	248	4,6	231	4,8	236	1,6	247	2,8	251	1,2	242	4,4	224	4,0	283	3,7
X	104	3,1	236	4,1	234	5,5	212	4,1	285	0,7	140	4,3	270	4,0	91	1,3	244	5,9	188	3,3	276	3,0
XI	307	1,9	213	4,7	275	6,0	204	3,6	170	2,0	200	5,6	146	1,2	184	5,2	254	3,5	218	2,6	325	0,9
XII	243	1,0	203	2,2	280	4,1	258	3,3	241	3,4	165	3,1	272	6,8	250	4,5	270	2,8	215	7,7	276	3,9
Jahr	270	0,9	244	2,1	248	2,0	241	2,2	249	1,5	222	2,8	262	2,9	254	2,1	242	2,6	225	2,6	266	2,2

Monate	R	V	R	V	R	V	R	V	R	V	R	V	R	V								
Jahr	1926	1927	1928	1929	1930	1931	1932	1933	1934	1935	1936											
I	195	3,2	236	5,4	229	7,1	127	0,3	215	7,7	271	3,9	235	7,8	197	4,8	229	7,5	288	3,0	225	3,5
II	177	3,8	215	2,6	235	5,9	145	5,4	112	2,9	207	4,8	347	2,9	258	3,0	283	7,2	264	5,6	141	1,9
III	267	4,0	204	2,2	150	6,0	295	3,2	227	3,2	26	1,4	188	2,0	200	3,4	188	3,9	188	2,1	142	2,5
IV	156	1,7	294	4,9	150	3,0	285	0,7	117	3,0	177	1,0	215	2,8	289	2,5	155	4,0	280	0,8	339	2,8
V	262	0,6	315	2,7	55	1,1	190	2,4	218	0,6	173	1,8	148	0,7	38	0,2	251	2,8	90	1,5	84	3,0
VI	297	1,1	265	2,3	270	3,5	264	2,9	182	2,6	265	2,7	313	1,5	105	0,2	320	0,6	220	2,2	164	0,5
VII	328	1,9	3	1,1	264	4,8	264	2,0	292	1,7	246	2,6	233	1,7	265	2,5	320	2,8	306	4,1	218	2,9
VIII	276	3,0	239	1,6	276	2,5	220	4,7	250	2,2	322	1,0	266	1,2	256	3,0	227	2,5	221	1,0	252	2,3
IX	252	2,6	227	3,3	253	2,3	234	3,2	134	0,8	328	4,0	242	4,2	86	1,2	200	3,8	251	4,5	131	1,5
X	309	2,4	270	4,2	230	3,4	238	5,2	249	4,2	271	4,4	256	1,9	213	1,3	259	5,3	245	6,0	287	4,5
XI	197	5,0	197	1,7	278	3,6	203	6,3	272	4,8	182	0,2	224	4,1	104	2,0	245	1,8	180	4,5	222	2,0
XII	301	5,4	106	3,9	231	2,6	216	7,7	193	4,2	286	6,2	209	5,6	71	0,5	168	5,1	193	2,4	242	7,6
Jahr	252	1,8	246	1,8	235	2,6	222	2,8	216	2,1	254	2,1	234	2,4	230	1,2	231	2,7	243	2,1	226	1,4

Monate	R	V	R	V	R	V	R	V	R	V	R	V	R	V	R	V						
Jahr	1937		1938		1939		1940		1941		1942		1943		1944		1945		1946		1947	
I	172	7,5	259	5,7	193	1,7	131	1,4	114	4,3	131	1,5	211	3,4	278	8,6	320	1,8	220	3,8	156	3,3
II	241	2,8	256	3,0	251	6,0	154	2,5	172	1,6	16	0,7	271	8,3	318	2,7	251	6,0	302	6,6	115	7,7
III	84	1,6	274	7,1	127	0,3	283	2,7	0	0,6	146	3,2	218	2,6	315	5,7	304	5,6	119	1,4	151	0,4
IV	90	1,7	331	5,4	262	1,4	169	3,2	108	1,9	155	2,2	275	6,0	258	1,7	306	2,8	267	3,2	248	5,3
V	150	0,8	229	1,0	94	1,7	74	1,8	11	1,0	266	1,3	214	1,9	316	3,1	202	1,5	84	2,5	121	3,3
VI	259	2,4	261	4,1	259	1,2	357	1,5	320	1,8	307	3,1	296	2,8	275	2,0	267	3,4	243	3,2	256	1,4
VII	310	2,6	227	2,1	242	2,2	272	2,1	265	0,7	297	2,6	297	2,7	292	1,0	318	2,4	246	2,2	284	1,3
VIII	352	1,2	0	0,5	127	1,0	304	4,9	272	3,4	211	2,4	294	3,3	218	1,6	332	2,4	232	2,0	30	2,0
IX	245	2,9	205	2,0	31	1,2	271	4,8	324	2,0	233	3,4	241	2,4	243	2,9	242	1,8	239	3,9	243	3,2
X	173	2,4	243	4,8	92	4,1	153	3,0	325	3,0	249	4,6	195	4,4	177	2,4	289	2,9	67	1,9	189	1,4
XI	327	1,4	230	6,7	224	5,7	253	3,7	165	4,3	311	4,2	270	2,6	283	2,5	45	0,4	193	3,9	289	4,8
XII	82	2,0	173	4,5	251	1,4	281	2,2	286	6,9	237	5,0	262	2,6	224	3,6	249	1,6	177	4,2	326	4,0
Jahr	199	0,8	250	3,0	224	1,1	254	1,1	277	0,7	245	1,7	256	3,0	276	2,4	286	2,3	236	1,7	218	0,7

Monate	R	V	R	V	R	V
Jahr	1948		1949		1950	
I	223	2,3	264	7,4	201	2,3
II	227	0,8	271	6,6	246	4,0
III	276	3,6	307	0,6	258	3,9
IV	217	2,5	265	4,7	254	2,8
V	48	0,5	301	1,2	29	0,3
VI	245	1,1	317	3,8	254	2,8
VII	279	1,5	323	3,5	283	1,4
VIII	273	2,6	276	2,6	207	2,0
IX	267	4,6	166	2,1	250	5,2
X	247	4,6	228	3,9	236	3,5
XI	256	4,4	195	2,8	212	1,5
XII	214	5,2	260	6,8	212	1,6
Jahr	249	2,5	265	3,1	243	2,4

aufweisen, da die tangentielle Schubkraft des Windes und damit der Stau effekt von der Stabilität der untersten Luftschichten abhängt, die einen jährlichen Gang zeigt. Es ist auch daran zu denken, daß der „kleine Wasserkreislauf-Effekt“, also Abfluß-Verdunstung-Niederschlag, einen Jahresgang aufweisen kann, der in die dargestellte Beziehung der Abbildung 6 eingeht. Ferner ist zu beachten, daß der Gezeiteneffekt der langperiodischen Tiden ( $\frac{1}{2}$ -, 1, und 18,6-jährige Tiden) darin enthalten ist. Einen großen Einfluß auf die Streuung der Monatsmittel dürfte aber die Eigenart des Windfeldes selbst ausmachen. Es sei daran erinnert, daß die resultierenden monatlichen Winde aus den Luftdrücken an den Eckpunkten des Dreiecks Bergen—Utrecht—Kopenhagen bestimmt wurden, also aus einem großen Dreieck, in dem kleinräumige Luftdrucklagen mehrere Tage bestehen können, die nur unzureichend von den Eckpunkten des Dreiecks erfaßt werden. Es ist eigentlich erstaunlich, daß diese inneren Vorgänge im Dreieck und die übrigen unberücksichtigten Einflüsse nicht Anlaß zu größeren Streuungen in Abbildung 6 geben.

Beziehungen zwischen Wind und Stau, wie sie am Beispiel von zwei Oktanten in Abbildung 6 wiedergegeben werden, wurden für alle Oktanten abgeleitet. Die erzielten Ergebnisse lassen sich in einer geschlossenen Darstellung zusammenfassen (Abb. 7). Der Windrose 0—360 Grad sind konzentrische Kreise überlagert, die die Windgeschwindigkeit im Monatsmittel in m/sec darstellen, bezogen auf das Stationsdreieck Bergen—Utrecht—Kopenhagen. Die jeweiligen Stauwerte wurden auf den entsprechenden Mittellinien der Oktanten in Abständen von 5 zu 5 cm aufgetragen. Gleiche Stauwerte sind untereinander verbunden, und zwar ausgezogen dort, wo sie durch Beobachtungen hinreichend belegt sind, gestrichelt, wo die Grundlage lückenhaft erscheint. Man erkennt in dieser Darstellung die Zuordnung von Wind- und Stau effekt im Monatsmittel. Westliche Winde erzeugen einen positiven, östliche Winde im Falle von Esbjerg einen negativen Stau. Bei NNW und SSO liegen die kritischen Windrichtungen, bei denen der Wind praktisch keinen Einfluß auf den Wasserstand hat.

Das Staudiagramm in Abbildung 7 ist ein statistisches Ergebnis und gilt nur für Monatsmittel. Diese Einschränkung sei ausdrücklich hervorgehoben. Im Einzelfall treten bei gleichen Windgeschwindigkeiten wesentlich geringere Stauwerte auf. W. F. SCHALKWIJK (28) gibt für

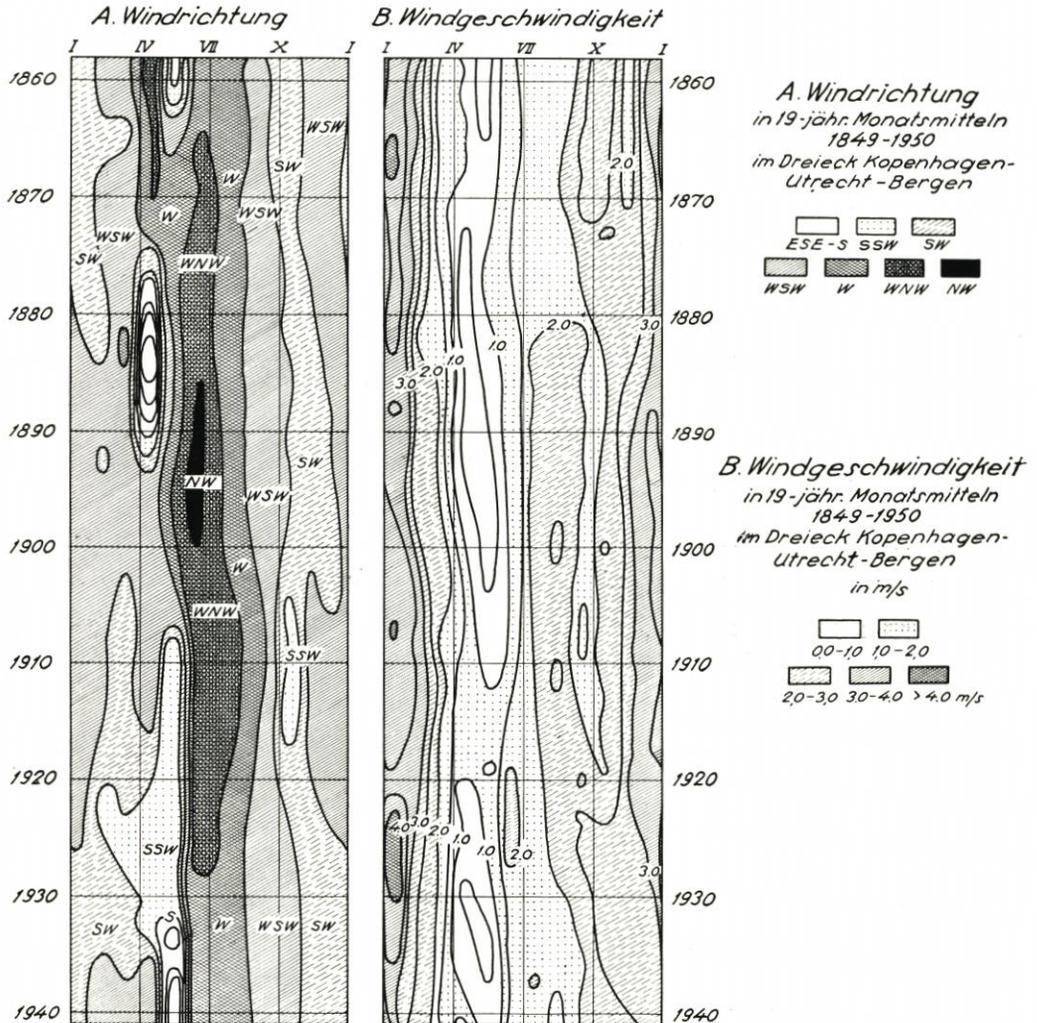


Abb. 5. Richtung und Geschwindigkeit des Windes in übergreifenden 19jährigen Monatsmitteln 1849—1950 im Dreieck Kopenhagen—Utrecht—Bergen

die östliche Nordsee z. B. bei 7 m/sec Windgeschwindigkeit maximal 19 cm Stau an, das Diagramm 7 dagegen 42 cm. Ein Grund für die Abweichungen liegt in den verschiedenen Windverhältnissen, von denen ausgegangen wird. Im Einzelfall wird ein homogenes Windfeld betrachtet, in dem nach SCHALKWIJK der Ausschnitt über der südlichen Nordsee etwa südlich 56° N den Ausschlag gibt. Monatsmittel des Windes für die östliche Nordsee, wie sie hier in der statistischen Betrachtung zugrunde gelegt werden, weichen wenig von denen der westlichen Nordsee, selbst von denen der westschottischen Gewässer ab. Das Einflußgebiet wird also westwärts bis über den schottischen Schelf ausgedehnt. Nur so ist es verständlich, daß z. B. bei den Pegeln von Aberdeen und Dunbar westliche Winde, d. h. ablandige Winde, im Monatsmittel eine Wasserstandserhöhung hervorrufen, die bei Aberdeen nach N. W. ALLISON (2) etwa 50 v. H. der Erhöhung bei Esbjerg beträgt.

Ein anderer Grund für die Abweichungen kann darin gesehen werden, daß in Abbildung 7 das vektorielle Monatsmittel des Windes mit dem skalaren Mittel des Wasserstandes in Beziehung gesetzt wird. Im Einzelfall werden in beiden Fällen skalare Werte verwendet. Da

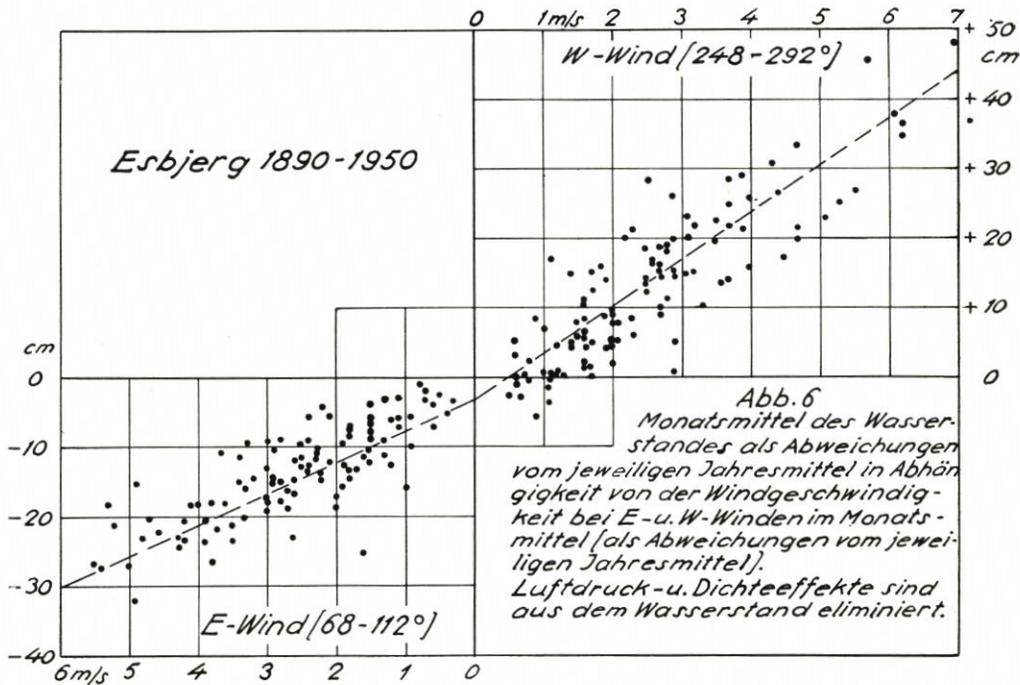


Abb. 6. Monatsmittel des Wasserstandes in Abhängigkeit von den Monatsmitteln der Windgeschwindigkeit bei E- und W-Winden  
 (Beide Mittel als Abweichungen vom jeweiligen Jahresmittel und nach Eliminierung von Luftdruck- und Dichteeffekten auf den Wasserstand verwendet.)

außerdem der Windstau angenähert mit dem Quadrat der Windgeschwindigkeit zunimmt, tragen die Zeiten mit höheren Windgeschwindigkeiten zu sehr hohen Stauwerten bei. Alle diese Gründe deuten darauf, daß die statistische Beziehung zwischen Monatsmitteln des Windes und des Wasserstandes nicht mit der Beziehung bei Einzelfällen vergleichbar ist.

Das Staudiagramm in Abbildung 7 gibt die Möglichkeit, den Windeinfluß aus den Monatsmitteln der Wasserstände zu eliminieren, am einfachsten, wenn man die Wasserstände auf den Wind Null bezieht. Als Beispiel ist der Jahrgang des Wasserstandes von Esbjerg 1948 bis 1950 (Abb. 8) herausgegriffen und der Anteil der verschiedenen Effekte getrennt angegeben. Der Kurvenverlauf A stellt die beobachteten Monatsmittel dar, B den Windeffekt (nach Abb. 6), bezogen auf Wind Null unter Zugrundelegung des resultierenden mittleren Monatswindes im Dreieck Bergen—Utrecht—Kopenhagen, C den Dichteeffekt (nach Abb. 3 c), bezogen auf den mittleren Dichteaufbau des Meerwassers in der Nordsee, und D den Luftdruckeffekt nach dem Luftdruck von Kopenhagen.

Im Jahrgang des Wasserstandes gibt der Stau effekt den Ausschlag. Die absolute Schwankungsbreite des Stau effekt in den Einzeljahren 1851—1950 beträgt 70 cm, gegenüber 15,7 cm des Dichteeffektes und 28,8 cm des Luftdruckeffektes im gleichen Zeitraum. Die mittlere Schwankungsbreite der Einzeljahre beträgt beim Stau effekt 43,9 cm, beim Dichteeffekt 13,4 cm und beim Luftdruckeffekt 15,2 cm. Trotz der beherrschenden Rolle, die der Stau effekt einnimmt, bleiben Luftdruck- und Dichteeffekt größer als der verbleibende Rest E in Abbildung 8. In diesem Rest kommt die Streuung zum Ausdruck, die den Beziehungen für die drei Effekte anhaftet. Sie beträgt für die Monatsmittel insgesamt  $\pm 5$  cm, was in Übereinstimmung zur Streuung der Einzeleffekte steht: Stau effekt  $\pm 4$  cm, Dichteeffekt  $\pm 1,5$  cm, Luftdruckeffekt  $< \pm 1$  cm. Wenn die Monatsmittel des Wasserstandes bis auf eine Streuung von  $\pm 5$  cm von den ozeanographisch-meteorologischen Effekten befreit werden können, dann verbleibt für Jahresmittel nur noch eine Streuung von  $\pm 1,5$  cm.

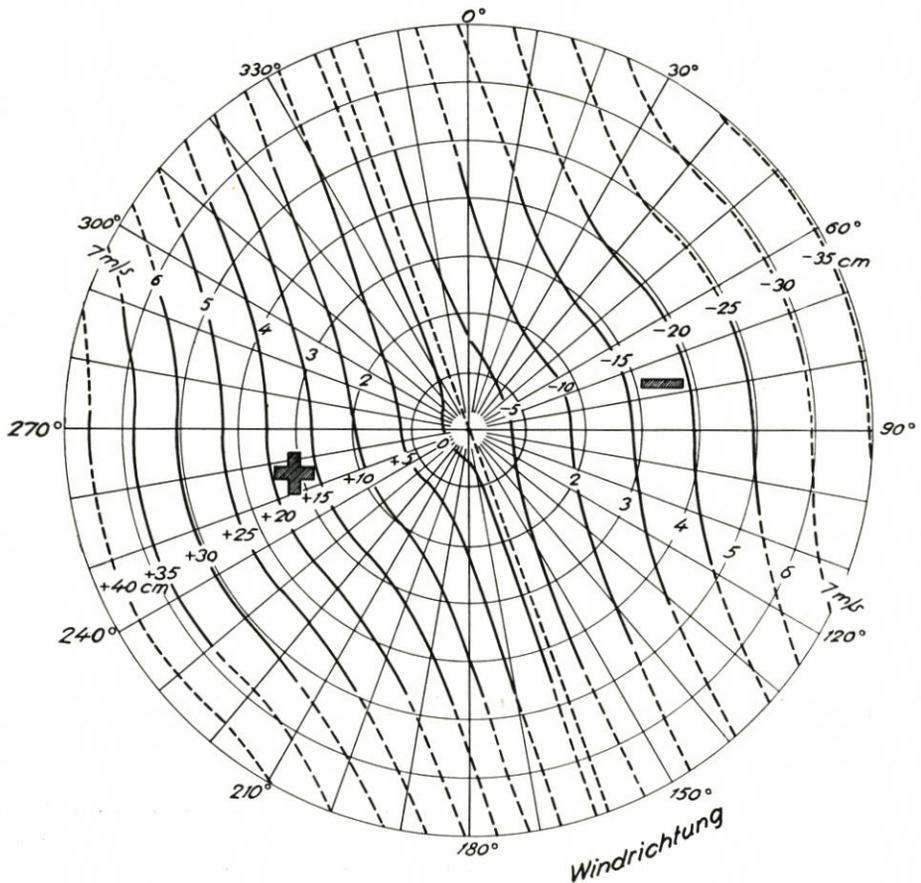


Abb. 7. Monatsmittel des Wasserstandes von Esbjerg in Abhängigkeit von den Monatsmitteln des Windes (Beide Mittel als Abweichungen vom jeweiligen Jahresmittel und nach Eliminierung von Luftdruck- und Dichteeffekt.) Berücksichtigter Zeitraum 1890—1950

#### d) Ozeanographisch-meteorologische Einflüsse auf langjährige Wasserstandsänderungen und auf den Jahrgang des Wasserstandes

In dieser statistisch-physikalischen Analyse der Wasserstandsänderungen ist die Streuung der einzelnen Effekte besonders zu beachten. In der Streuung kommen die Grenzen der Brauchbarkeit der Analyse zum Ausdruck, in ihr sind auch die Grenzen gegeben, die einer sinnvollen Auslegung der Beobachtungen gesetzt sind. Am Anfang wurde die Streuung der beobachteten Monatsmittel des Wasserstandes von Esbjerg mit  $\pm 16$  cm, der Jahresmittel mit  $\pm 4,7$  cm angegeben. Nach Eliminierung der ozeanographisch-meteorologischen Effekte bleibt noch eine Streuung von  $\pm 5$  cm für die Monatsmittel und  $\pm 1,5$  cm für die Jahresmittel. Braucht man bei unreduzierten Jahresmitteln 22jährige Mittel, um ihre Streuung auf  $\pm 1$  cm herabzusetzen, so sind es nach der Reduktion nur drei Jahre. Eine Reduktion in der angegebenen Form hat demnach einen doppelten Vorzug. Man setzt die Streuung der Jahresmittel herab und erreicht damit, daß systematische Wasserstandsänderungen, die außerhalb des Einflusses von Luftdruck, Dichte und Wind liegen, in wenigen Jahren erkennbar werden. Außerdem kann man den Anteil von Luftdruck-, Dichte- und Staueffekten einzeln und insgesamt an langjährigen Änderungen des Wasserstandes verfolgen.

Am Beispiel von Esbjerg sind die verschiedenen Anteile an den einzelnen Jahresmitteln 1890 bis 1950 in Tabelle 3 zusammengestellt. Ferner enthält Abbildung 9 die übergreifenden

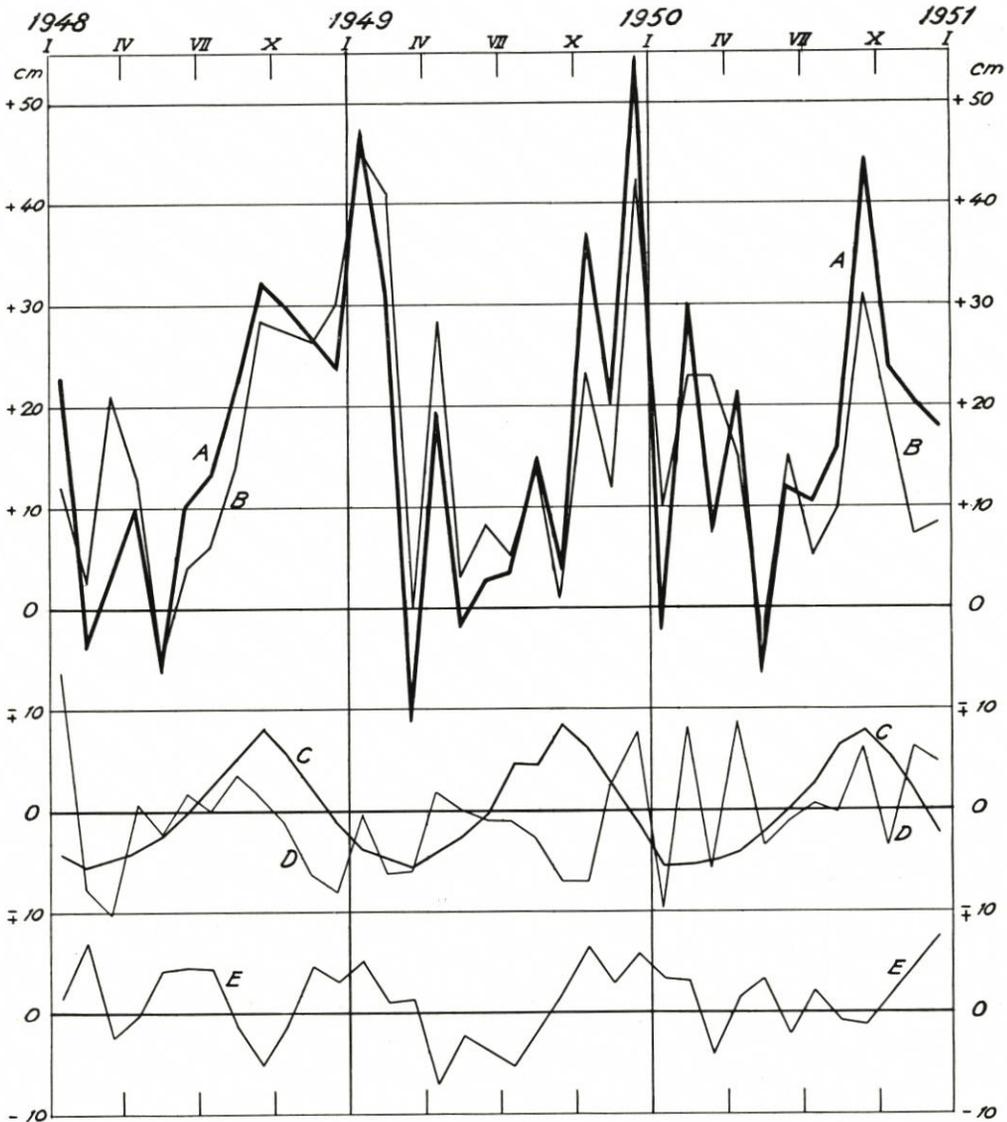


Abb. 8. Beispiel für die ozeanographisch-meteorologischen Anteile am Jahresgang des Wasserstandes von Esbjerg 1948—1950

- A. Monatsmittel des Wasserstandes nach den Pegelbeobachtungen.
- B. Windeffekt, bezogen auf Wind Null.
- C. Dichteeffekt, bezogen auf mittlere Wasserdichte, 1906—1938.
- D. Luftdruckeffekt, bezogen auf 1013,6 mb Normaldruck.
- E. Rest.  $E = A - (B + C + D)$ .

neunzehnjährigen Jahresmittel des Wasserstandes und der einzelnen Anteile. In der Tabelle wie in der Abbildung wurden die ozeanographisch-meteorologischen Anteile seit 1849 mitaufgenommen. Die Spalte A in Tabelle 3 gibt die beobachteten Jahresmittel an, B zeigt den Anteil des Staueffectes, bezogen auf Wind Null und bestimmt aus den zwölf Monatswerten, C gibt den Anteil des Dichteeffectes an, der ebenfalls aus Monatsmittelwerten bestimmt ist. Spalte D enthält den Luftdruckeffect und E den verbleibenden Rest  $A - (B + C + D) = E$ . Die Bezeichnungen der neunzehnjährigen Mittel der einzelnen Anteile in Abbildung 9 wurden entsprechend

gewählt. Der Rest E zeigt einen Anstieg von  $7,0 \pm 0,2$  cm in der Zeit von 1890 bis 1950, d. h. von  $1,14 \pm 0,28$  mm/Jahr. Hierbei handelt es sich um eine systematische Wasserstandsänderung, die auf eine Wirkung der eustatisch-geologischen Effekte zurückgeführt werden muß. Es ist augenscheinlich, daß ohne Reduktion nur wesentlich unsicherere Angaben über systematische Wasserstandsänderungen gemacht werden können.

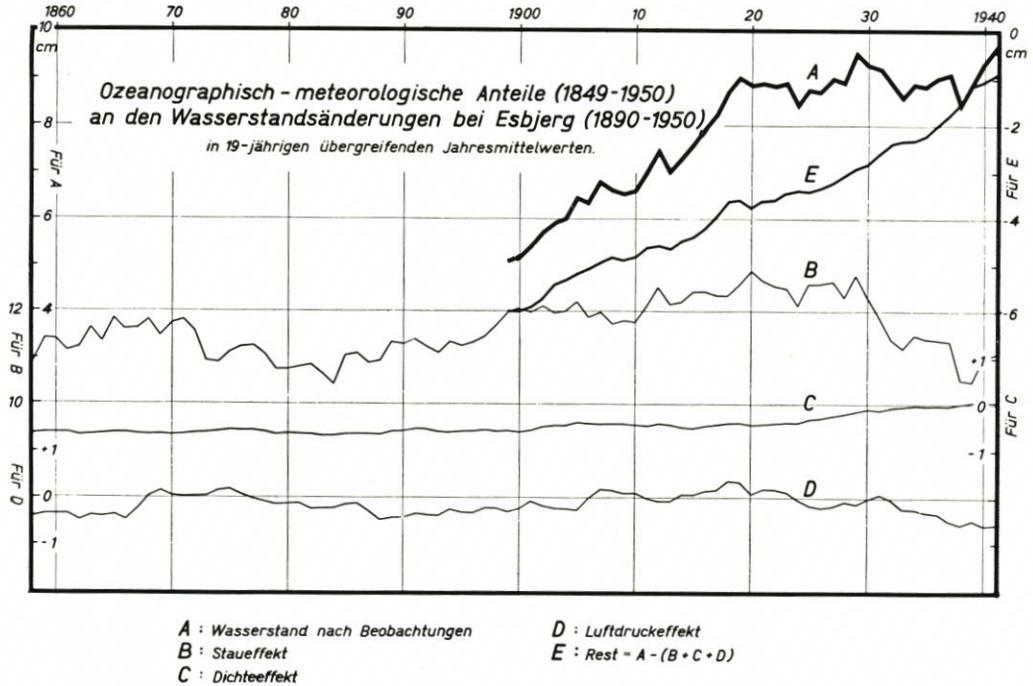


Abb. 9. Ozeanographisch-meteorologische Anteile (1849—1950) an den Wasserstandsänderungen bei Esbjerg (1890—1950) in 19jährigen übergreifenden Jahresmittelwerten

Es hat also gewisse Vorzüge, die systematischen Änderungen der Jahresmittel des Wasserstandes dann zu verfolgen, wenn die ozeanographisch-meteorologischen Einflüsse eliminiert sind. Ähnlich kann man vorgehen, wenn man die systematischen Änderungen im Jahrgang des Wasserstandes betrachtet, wie sie J. GAYE (16) in der Ostsee nachgewiesen hat und die auch bei Esbjerg existieren. Die übergreifenden neunzehnjährigen Monatsmittel in Isoplethendarstellung zeigen deutlich Änderungen im Jahrgang (Abb. 10). Das Jahresminimum ist verhältnismäßig stabil, aber das Maximum unterliegt stärkeren Änderungen. Vor 1920 gab es zwei Maxima, eins im August, das andere im Dezember. Nach 1920 sind beide Maxima zu einem einzigen im Oktober verschmolzen. Es gibt ferner Monate, in denen der Wasserstand langjährig besonders stark gestiegen ist, z. B. im Juli um 10 cm von 1900 bis 1940, im Oktober um 15 cm von 1913 bis 1925. Andererseits gibt es Monate, die einen Abfall zeigen, z. B. der Dezember um 7 cm von 1917 bis 1929.

All diese eigentümlichen Änderungen im Jahrgang lassen sich, abgesehen von dem systematischen Anstieg von  $1,14$  mm/Jahr, innerhalb einer bestimmten Streuung auf die Wirkung ozeanographisch-meteorologischer Einflüsse zurückführen. Die Streuung der einzelnen Monatsmittel nach Eliminierung der Luftdruck-, Dichte- und Stauwirkungen betrug  $\pm 5$  cm. Im neunzehnjährigen Monatsmittel bleibt die Streuung des Dichteeffektes von  $\pm 1,5$  cm voll erhalten, während die Streuung der übrigen Effekte von rund  $\pm 4$  cm sich entsprechend des Fehlerfortpflanzungsgesetzes auf rund  $\pm 1$  cm vermindert. Dies besagt, daß der Jahrgang mit all seinen eigentümlichen Wandlungen bis auf einen Streuwert von etwa  $\pm 2,5$  cm im neunzehn-

jährigen Monatsmittel und bis auf den systematischen Anstieg des Wasserstandes von  $1,14 \pm 0,28$  mm/Jahr vollständig aus den ozeanographisch-meteorologischen Einflüssen erklärt werden kann.

Tabelle 3  
Ozeanographisch-meteorologische Anteile (1849—1950) an den  
Jahresmitteln des Wasserstandes in mm  
von Esbjerg (1890—1950)

- A. Jahresmittel des Wasserstandes nach Pegelbeobachtungen, bezogen auf dänisches NN.  
B. Stauwirkung, bezogen auf Wind Null.  
C. Dichteeffekt, bezogen auf mittlere Wasserdichte 1906—1938.  
D. Luftdruckeffekt, bezogen auf 1013,6 mb Normaldruck.  
E. Rest.  $E = A - (B + C + D)$ .

Jahr	A	B	C	D	E
1849		+ 73	— 8	— 5	
1850		159	— 8	+ 6	
51		117	— 7	— 6	
52		85	— 1	+ 9	
53		32	— 8	— 4	
54		198	— 7	+ 5	
55		86	— 7	— 6	
56		93	— 10	+ 3	
57		73	— 1	— 42	
58		118	— 5	— 30	
59		162	— 3	— 1	
1860		18	— 10	+ 17	
61		106	— 6	+ 1	
62		123	— 9	— 10	
63		228	— 4	— 2	
64		118	— 10	— 26	
65		87	— 6	— 20	
66		123	— 6	+ 23	
67		82	— 12	+ 11	
68		163	— 1	+ 4	
69		156	— 7	+ 8	
1870		75	— 9	— 9	
71		97	— 11	— 13	
72		107	— 2	+ 14	
73		146	— 4	+ 3	
74		199	— 6	+ 1	
75		30	— 8	— 20	
76		77	— 7	+ 5	
77		151	— 8	+ 20	
78		97	— 2	+ 23	
79		66	— 16	— 2	
1880		121	— 3	— 6	
81		77	— 15	— 10	
82		105	— 1	0	

Jahr	A	B	C	D	E
1883		+ 112	— 2	— 3	
84		130	— 4	— 16	
85		145	— 11	+ 4	
86		86	— 6	— 6	
87		129	— 10	— 11	
88		94	— 17	— 5	
89		74	— 4	— 5	
1890	+ 42	108	— 6	— 8	— 52
91	46	114	— 7	— 11	— 50
92	23	109	— 12	+ 4	— 78
93	82	158	— 6	+ 1	— 71
94	80	146	— 1	— 2	— 63
95	26	86	— 6	+ 8	— 62
96	33	114	— 7	— 14	— 60
97	39	103	— 4	— 11	— 49
98	88	144	— 4	+ 3	— 55
99	78	115	— 4	+ 1	— 34
1900	32	93	— 5	+ 5	— 61
01	— 2	76	— 2	— 6	— 70
02	+ 4	88	— 14	— 6	— 64
03	142	177	— 8	+ 10	— 37
04	50	126	— 3	— 8	— 65
05	46	101	— 5	— 6	— 44
06	77	151	— 3	+ 6	— 77
07	58	144	— 7	— 5	— 74
08	18	120	— 6	— 22	— 74
09	62	122	— 12	+ 7	— 55
1910	92	104	+ 1	+ 19	— 32
11	81	132	+ 2	— 14	— 39
12	119	132	— 2	+ 8	— 19
13	101	151	— 1	— 6	— 43
14	105	127	+ 7	+ 5	— 34
15	12	50	— 9	+ 16	— 45
16	124	125	— 6	+ 26	— 21
17	55	96	— 5	— 2	— 34
18	66	125	— 5	— 10	— 44
19	41	90	— 8	+ 7	— 48
1920	79	140	— 7	— 29	— 25
21	87	165	— 4	— 20	— 54
22	53	107	— 15	+ 11	— 50
23	108	135	— 11	+ 18	— 34
24	102	144	— 7	— 6	— 29
25	143	151	+ 3	+ 19	— 30
26	109	128	+ 1	+ 4	— 24
27	116	120	— 2	+ 13	— 15
28	117	167	— 6	+ 3	— 47
29	64	157	— 10	— 30	— 53

Jahr	A	B	C	D	E
1930	+ 92	+ 91	+ 4	+ 7	- 10
31	104	116	- 3	+ 6	- 15
32	115	141	+ 5	- 17	- 14
33	9	55	+ 6	- 26	- 26
34	83	137	+ 5	- 8	-
35	114	132	+ 1	+ 16	- 35
36	104	105	+ 4	+ 6	- 11
37	53	57	+ 2	+ 7	- 13
38	161	179	+ 4	- 5	- 17
39	34	46	+ 2	- 3	- 11
1940	73	88	- 8	- 5	- 2
41	- 10	19	- 6	- 9	- 14
42	+ 48	97	- 6	- 19	- 24
43	157	195	- 1	- 9	- 28
44	137	139	+ 1	+ 8	- 11
45	141	123	+ 1	- 2	+ 19
46	126	114	- 2	- 13	+ 27
47	11	6	0	- 17	0
48	154	150	0	- 13	+ 17
49	184	187	+ 3	- 13	+ 7
1950	161	135	- 1	+ 11	+ 16

### 3. Geologisch-eustatisch bedingte Wasserstandsänderungen

Es konnte gezeigt werden, daß in den Wasserständen von Esbjerg nach Ausschaltung der ozeanographisch-meteorologischen Einflüsse ein eindeutiger, relativ gleichförmiger Anstieg von 1,14 mm/Jahr in den letzten 61 Jahren enthalten ist. Bei der Frage nach den Ursachen dieser Erscheinung bleibt es unentschieden, wie weit die Wasserstandsänderungen auf geologische Vorgänge, also auf Senkung des Festlandes oder auf eustatische Vorgänge, d. h. Hebung des Meeresspiegels zurückgeführt werden können. Die Untersuchung eines einzigen Pegels kann diese Frage nicht beantworten. Da aber der eustatische Effekt gleichmäßig auf der ganzen Erde wirkt, können Ergebnisse, die seine Ermittlung betreffen, hier herangezogen werden.

Drei neuere Untersuchungen des eustatischen Effektes sind bekannt. Jede geht methodisch ihren eigenen Weg, aber leider kommen sie zu keinen übereinstimmenden Ergebnissen. S. THORARINSSON (33) bestimmt aus dem allgemeinen Gletscherrückgang in den Jahrzehnten vor 1940 einen Verlust von 37 cm Wassersäule/Jahr in den vergletscherten Gebieten, ohne Berücksichtigung von Grönland und der Antarktis. Diese Schmelzwassermenge müßte zu einem eustatischen Anstieg des Meeresspiegels von 0,5 mm/Jahr beitragen. Hierbei kann es sich nur um einen unteren Grenzwert handeln; denn die in Rechnung gesetzten vergletscherten Gebiete machen mit 0,449 Mill. qkm nur 2,97 v. H. des gesamten vergletscherten Gebietes der Erde mit 15,099 Mill. qkm aus. Wenn das antarktische und grönländische Inlandeis dieselbe Abnahme von 37 cm/Jahr Schmelzwasserhöhe wie die übrigen Gebiete zeigen würde, dann betrüge der eustatische Anstieg des Meeres 15 mm/Jahr. Dieser Wert, gewissermaßen der obere Grenzwert nach Analogieschlüssen aus dem Verhalten der Gletscher außerhalb Grönlands und der Antarktis, wird mit Bestimmtheit gegenwärtig nicht erreicht. Ein solcher schneller Anstieg würde katastrophale Folgen für den Küstenschutz nach sich ziehen. Es sind noch ungelöste Probleme, welche Änderungen im Wasserhaushalt der großen Inlandeismassen vor sich gehen und warum offensichtlich das Inlandeis dem allgemeinen Abschmelzvorgang nicht im gleichen Umfange

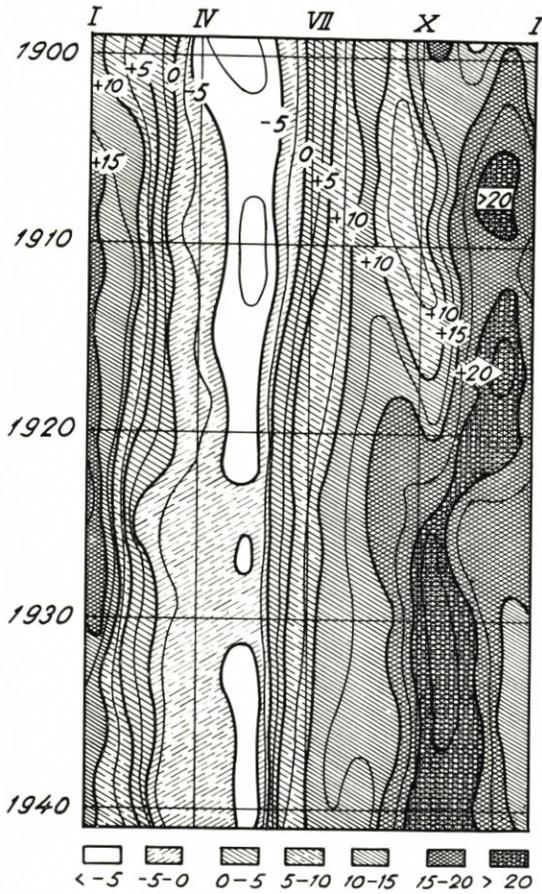


Abb. 10. Wasserstände von Esbjerg in cm (bezogen auf dänisches NN) in übergreifenden 19jährigen Monatsmitteln 1890—1950

europäische Mittelmeer. Auch sonst ist der eustatische Anstieg von 1,1 mm mit manchen Unsicherheiten belastet. 46 der 71 verwendeten Pegel liefern Beobachtungen von weniger als vierzig Jahren. Wir haben aber gesehen (Abb. 1), welche Unsicherheiten in die Angabe langjähriger Wasserstandsänderungen eingehen, wenn die Streuung durch die ozeanographisch-meteorologischen Effekte nicht eliminiert ist. Deshalb darf es nicht verwundern, daß, wenn man die Streuung der einzelnen Regionalwerte von GUTENBERG bestimmt, nur ein so unsicherer Anstiegswert von  $1,1 \pm 0,8$  mm/Jahr für das Weltmeer herauskommt, der sich im wesentlichen auf Beobachtungen 1900 bis 1936 stützt.

Ein dritter Wert des eustatischen Anstiegs wird von J. EGEDAL (15) angegeben, nämlich 0,28 mm/Jahr im Zeitraum 1890 bis 1944. Die Untersuchung geht von der isostatischen Hebung Fennoskandiens aus und setzt voraus, daß längs einer Linie vom Kerngebiet der Hebung bei Ratan in Schweden an der Botten Wiek bis zum Außenrand des angenommenen Senkungsgebietes bei Biarritz in Südfrankreich ein subkrustaler Massenausgleich erfolgt. Da die beobachteten Senkungswerte südlich der wahrscheinlichen Kipplinie, die durch Dänemark von Nordwesten nach Südosten verläuft, nicht ausreichen, damit der Massenverlust dieses Gebietes dem Massenzuwachs innerhalb des Hebungsbereiches gleichkommt, wird ein eustatischer Effekt von 0,28 mm/Jahr gefordert. Die Größe dieses Wertes hängt sehr stark von den jewei-

unterliegt wie die übrigen Gletscher. Es läßt sich daher mit Hilfe dieser glaziologischen Methode keine genaue Aussage über den gegenwärtigen eustatischen Effekt machen. Die Angaben müssen sich darauf beschränken, daß der Anstieg des Meeresspiegels wahrscheinlich  $> 0,5$  mm/Jahr und  $< 15$  mm/Jahr ist. S. THORARINSSON neigt dazu, den Wert von 0,5 mm/Jahr als den wahrscheinlichen anzusehen, aber ein überzeugender Beweis steht dafür aus.

B. GUTENBERG (17) hat unabhängig und auf anderem Wege 1,1 mm/Jahr als eustatischen Anstieg bestimmt. Er geht von langjährigen Pegelaufzeichnungen aus verschiedenen Teilen der Erde aus, die aber außerhalb der Zonen des postglazialen Anstiegs von Fennoskandien und Nordamerika liegen. 22 Regionen mit insgesamt 71 Pegeln werden herangezogen. Die Methode hat den Vorzug, daß der Anteil der ozeanographisch-meteorologischen Einflüsse auf langjährige Wasserstandsänderungen nahezu herausfällt, indem verschiedene Regionen herangezogen werden. Ähnlich wie die regionalen Klimaänderungen bei Globalbetrachtungen sich aufheben, könnte man es hier hinsichtlich der Wasserstandsänderungen annehmen. Leider erlauben die Pegelbeobachtungen noch keine strengen Globalbetrachtungen, dafür sind sie zu ungleichmäßig verteilt; sieben von den 22 Regionen GUTENBERGS entfallen z. B. auf das euro-

ligen Voraussetzungen über den subkrustalen Massenausgleich ab, die bei dem gegenwärtigen Stand der Kenntnisse notgedrungen spekulativ bleiben müssen.

Eine kritische Betrachtung der verschiedenen Angaben der Größe des eustatischen Anstiegs lehrt, daß dieser Wert mit erheblichen Unsicherheiten behaftet ist. Am zuverlässigsten erscheint der Wert von GUTENBERG mit  $1,1 \pm 0,8$  mm/Jahr. Der beobachtete Wasserstandsanstieg bei Esbjerg von  $1,14 \pm 0,28$  mm/Jahr, wie er sich nach Ausschaltung der ozeanographisch-meteorologischen Einflüsse ergab, entspricht fast völlig dem eustatischen Anstieg des Weltmeeres nach GUTENBERG. Aber bei den möglichen systematischen Fehlern und der großen Streuung, die diesem eustatischen Anstiegswert anhaftet, ist heute auf Grund der Wasserstandsbeobachtungen eine eindeutige Aussage darüber unmöglich, wie weit Hebung des Meeresspiegels und wie weit Senkung des Festlandes an dem beobachteten Anstieg des Wassers bei Esbjerg beteiligt sind.

In diesem Zusammenhang sei zum Schluß auf die Notwendigkeit hingewiesen, die hinsichtlich einer Verbesserung unserer Kenntnisse über die Größe des eustatischen Effektes besteht. Eine solche Forderung tritt nicht nur für Esbjerg auf, sondern sie betrifft alle Küsten des Weltmeeres, da eustatische Wasserstandsänderungen weltweit wirken. Es dürfte heute möglich sein, nach sorgfältiger Bearbeitung langjähriger Pegelaufzeichnungen, die aus geologisch stabilen Gebieten stammen, wesentlich genauere Angaben über eustatische Änderungen als bisher zu machen, wenn die ozeanographisch-meteorologischen Einflüsse auf den Wasserstand eliminiert sind.

#### Schriftenverzeichnis

1. Association d'Océanographie Physique: Monthly and annual mean heights of sea-level. Publ. Sc. No. 5, No. 10. Liverpool 1940, 1947.
2. ALLISON, N. W.: An investigation into the causes of the annual variation of mean sea-level in the North-Sea. Month. Not. Roy. Astr. Soc., Geophys. Suppl. 5, 146—157. 1947.
3. BERGSTEN, F.: Metoder för bestämning av videns inflytande på havets vattenstånd och deras tillämpning vid landhöjnings-beräkningen. Meteorol.-Hydr. Anstalt. Medd. Ser. Uppr. Nr. 49. 1—22. 1945.
4. BÖHNECKE, G.: Temperatur, Salzgehalt und Dichte an der Oberfläche des Atlantischen Ozeans. Wiss. Erg. Deutsch. Atlant. Exp. „Meteor“. 5, Berlin 1936.
5. BÖHNECKE, G. u. DIETRICH, G.: Monatskarten der Oberflächentemperatur für die Nord- und Ostsee und die angrenzenden Gewässer. Deutsch. Hydr. Inst. Nr. 2336. 1951.
6. CLAYTON, H. H.: World Weather Records. Smith. Misc. Coll. 79, 90 u. 105. Washington 1927, 1934, 1947.
7. Dansk Meteorologisk Institut: Nautisk-Meteorologisk Aarbog. Kopenhagen 1878 ff.
8. Dansk Meteorologisk Institut: Meteorologisk Aarbog. Kopenhagen 1873 ff.
9. DIETRICH, G.: Das „ozeanische Nivellement“ und seine Anwendung auf die Golfküste und die atlantische Küste der Vereinigten Staaten von Amerika. Zeitschr. f. Geophysik, 12, 287—298. 1936.
10. DIETRICH, G.: Die Lage der Meeresoberfläche im Druckfeld von Ozean und Atmosphäre. Veröff. Inst. f. Meeresk. Berlin H. 33. 1937.
11. DIETRICH, G.: Der jährliche Gang der Temperatur und Salzgehaltsschichtung in den britischen Randmeeren und in der Nord- und Ostsee. Unveröff. Wiss. Ber. d. Deutsch. Hydr. Inst. Hamburg 1948.
12. DIETRICH, G.: Die natürlichen Regionen von Nord- und Ostsee auf hydrographischer Grundlage. Kieler Meerest. 7, 35—69. 1950.
13. DIETRICH, G.: Die anomale Jahresschwankung des Wärmeinhaltes im Englischen Kanal, ihre Ursachen und Auswirkungen. Deutsch. Hydr. Zeitschr. 3, 184—201. 1950.
14. DIETRICH, G., WYRTKI, K., CARRUTHERS, J. N., LAWFORDE, A. L. u. PARMENTER, H. C.: Windverhältnisse über den Meeren um die Britischen Inseln im Zeitraum 1900—1949. Dtsch. Hydrogr. Institut, 1952.
15. EGEDAL, J.: On the variations of the normal height of the sea-level round the Danish coasts. Appendix to the Naut.-Met. Annual 1945. Kopenhagen 1946.

16. GAYE, J.: Wasserstandsänderungen in der Ostsee in den letzten 100 Jahren. Schrift. Naturw. Verein Schleswig-Holstein **25**, 196—203. 1951.
17. GUTENBERG, B.: Changes in sea level, postglacial uplift, and mobility on the earth's interior. Bull. Geolog. Soc. of America. **52**, 721—772. 1941.
18. HELA, J.: A study of the annual fluctuation of the heights of sea-level in the Baltic and in the North-Sea. Soc. Sc. Fenn., Comm. Phys.-Math. **13**, No. 14, 1—51, Helsingfors 1947.
19. HELLAND-HANSEN, B.: The Sognefjord section. James Johnstone Mem. Vol. Liverpool 1934.
20. JACOBSEN, J. P.: The Atlantic Current through the Faroe-Shetland Channel and its influence on the hydrographical conditions in the northern part of the North Sea, the Norwegian Sea, and the Barents Sea. Cons. Perm. Int. p. l'Expl. d. l. Mer. Rapp. et Proc. Verb. **112**, 5—47. 1943.
21. Koninklijk Nederlandsch Meteorologisch Instituut: Annuaire Météorologie. s'Gravenhage 1852 ff.
22. KUENEN, PH. D.: Causes of eustatic movements. 6th Pacific Congr., Proc., **2**, 833—837. 1940.
23. LA FOND, E.: Variations of sea level on the Pacific coasts of the United States. Journ. Mar. Res. **2**, 17—29. 1939.
24. MONTGOMERY, R. B.: Fluctuations in monthly sealevel on eastern U.S. Coast as related to dynamics of western North Atlantic Ocean. Journ. Mar. Res. **1**, 165—185. 1938.
25. MODEL, F.: Gegenwärtige Küstenhebung im Ostseeraum. Mitt. Geogr. Ges. Hamburg. **49**, 64—115. 1950.
26. NOMITSU, T. u. M. OKAMOTO: The causes of the annual variation of the mean sea level along the japanese coast. Coll. of Sc. Kyoto Imp. Univ., Ser. A., **10**, No. 3. Kyoto 1927.
27. Norwegisches Meteorologisches Institut: Jahrbuch. Oslo 1874 ff.
28. SCHALKWIJK, W. F.: A contribution of the study of storm surges on the Dutch coast. Kon. Ned. Met. Inst. No. 125. Med. en Verh. Ser. B. Deel I, No. 7. 1947.
29. SCHOTT, C.: Die Westküste Schleswig-Holsteins. Probleme der Küstensenkung. Schrift. Geogr. Inst. Univ. Kiel **13**, H. 4, 1—34, Kiel 1950.
30. SCHUREMAN, P.: A manual of the harmonic analysis and prediction of tides. Coast a. Geod. Surv. Spec. Publ. 98. Washington 1924.
31. SHIMIZU, T.: On the variation of the monthly mean sea-level. Bull. Geogr. Surv. Inst. **2**, Pt. 1. 1—14, Chiba (Japan) 1950.
32. SVERDRUP, H. U.: Vereinfachtes Verfahren zur Berechnung der Druck- und Massenverteilung im Meere. Geophys. Publ. **10**. 1933.
33. THORARINSSON, S.: Present glacier shrinkage and eustatic changes of sea level. Geogr. Ann. **12**, 131—159. 1940.
34. TOMCZAK, G.: Zur Frage des Luftdruckeinflusses auf den Wasserstand. Deutsch. Hydr. Zeitschr. **2**, 130—133. 1949.
35. TSUBOI, CH.: Deformations of the earth's crust as disclosed by geodetic measurements. Gerlands Beitr. z. Geophysik. 4. Suppl. Bd. Erg. d. kosm. Physik 106—168, Leipzig 1939.