

DEUTSCHER WETTERDIENST
Seewetteramt

Einzelveröffentlichungen
Nr. 33

Einige Methoden und Probleme
aus dem Bereich
der Maritimen Klimatologie

von
Dr. Hans Markgraf



Hamburg
1962

EINZELVERÖFFENTLICHUNGEN des Seewetteramtes

		<i>DM</i>			<i>DM</i>
Nr. 1	(1953): Höhe, Länge und Steilheit der Meereswellen im Nordatlantik (H. U. Roll)	3,50	Nr. 16	(1958): Zur Niederschlagsmessung auf See: Ergebnisse von Vergleichsmessungen auf Feuerschiffen und benachbarten Inseln (H. U. Roll)	1,30
Nr. 2	(1952, Nachdruck 1953): Die Nebelverhältnisse der Unterelbe im Jahrzehnt 1939-1948 (G. Hartenstein und H. Markgraf)	2,00	Nr. 17	(1958): Statistik der Meereswellen in der Nordsee (O. Petri)	2,50
Nr. 3	(1954): Die Nebelverhältnisse im Küstengebiet der Weser- und Emsmündung (P. Bintig und H. Markgraf)	2,00	Nr. 18	(1958): Die winderzeugten Meereswellen. Teil I: Beobachtungen des Seeganges und Ermittlung der Windsee aus den Windverhältnissen (H. Walden), Heft 1: Text; Heft 2: Abbildungen	zusammen 12,50
Nr. 4	(1954): Klimatologie der Nordwesteuropäischen Gewässer Teil 1: Temperatur des Oberflächenwassers und Temperatur-Differenz Luft — Wasser (H. J. Bullig und P. Bintig) Teil 2: Windverhältnisse (H. Markgraf und P. Bintig)	7,00	Nr. 19	(1958): Meteorologische Beobachtungen von deutschen Feuerschiffen der Nord- und Ostsee (Bundesrepublik) 1955	10,00
Nr. 5	(1954): Atlas der Monatswerte von Wassertemperatur, Wind und Bewölkung auf dem Seeweg Europa—Südamerika (H. J. Bullig)	12,00	Nr. 20	(1959): Statistisch-synoptische Untersuchung über das Verhalten von Tiefdruckgebieten im Bereich von Grönland (H. Walden)	3,60
Nr. 6	(1954): Die Größe der Meereswellen in Abhängigkeit von der Windstärke (H. U. Roll)	vergriffen	Nr. 21	(1959): Zur Theorie der Verdunstung der natürlichen Erdoberfläche (W. Brogmus)	3,00
Nr. 7	(1955): Die vorherrschenden Winde auf dem Atlantischen Ozean im Januar und Juli nach Beobachtungen deutscher Schiffe aus dem Zeitraum 1925—1939 (H. Markgraf)	3,50	Nr. 22	(1959): Meteorologische Beobachtungen von deutschen Feuerschiffen der Nord- und Ostsee (Bundesrepublik) 1956	10,00
Nr. 8	(1956): Die Meereswellen in der südlichen Nordsee (H. U. Roll)	5,00	Nr. 23	(1959): Hamburger Wetterdaten für das Bauwesen (R. Reidat)	2,00
Nr. 9	(1956): Laderaum-Meteorologie. Vorträge auf der Arbeitstagung am 20. Juni 1956 in Hamburg	3,00	Nr. 24	(1960): 1. Über die Entwicklung von Beschleunigungsschreibern für Seegangsmessungen. — 2. Ein einfaches Verfahren für den kraftschlüssigen Antrieb von Registriertrommeln, insbesondere zur Verhütung von Schriebstörungen bei meteorologischen Registrierungen auf Schiffen (A. Lang)	3,00
Nr. 10	(1956): Klimatologie der Nordwesteuropäischen Gewässer Teil 3: Lufttemperatur, Bewölkung, Niederschlag, Nebel. Tabellen-Anhang zu den Teilen 1 bis 3 (H. Markgraf u. P. Bintig)	12,50	Nr. 25	(1960): Die vorherrschenden Winde auf dem Atlantischen Ozean im April und Oktober (H. Markgraf)	7,00
Nr. 11	(1956): Beiträge zur Klimakunde Südwest-Arabiens. Das Klima von Sana. Das Klima von Jemen (C. Rathjens sen., C. Rathjens jun., E. Samlenski und G. Kerner)	2,50	Nr. 26	(1960): Der Seegang bei den Feuerschiffen „Flensburg“, „Kiel“ und „Fehmarnbelt“ (H. Walden)	4,00
Nr. 12	(1957): Sturmwetterlagen bei Island 1950—1954 (H. O. Mertins)	3,50	Nr. 27	(1960): Ergebnisse der 3. laderaum-meteorologischen Forschungsfahrt auf TS „Düsseldorf“ an die Westküste Südamerikas, 1958 (E. Höller)	5,50
Nr. 13	(1957): Meteorologische Beobachtungen von deutschen Feuerschiffen der Nord- und Ostsee (Bundesrepublik) 1953	10,00	Nr. 28	(1960): Beiträge zur Meteorologie Mittelamerikas (insbesondere El Salvadors) (W. H. Portig)	5,40
Nr. 14	(1957): Nebel in der Deutschen Bucht A: Das Nebelvorkommen bei den Feuerschiffen (P. Bintig) B: Synoptisch-aerologische Untersuchungen verbreiteter Dauernebel der südlichen Nordsee (H. Markgraf)	3,50	Nr. 29	(1961): Klimatologie des Mittelmeeres. Teil 1: Windkarten (H. Markgraf)	10,20
Nr. 15	(1957): Meteorologische Beobachtungen von deutschen Feuerschiffen der Nord- und Ostsee (Bundesrepublik) 1954	10,00	Nr. 30	(1961): Vergleichsmessungen des Seeganges mit verschiedenen Meßgeräten und ihre Auswertung (H. Walden u. J. Piest)	16,50
			Nr. 31	(1961): Die Luft- u. Wassertemperaturen auf den Fischfangplätzen bei Island (H. U. Roll)	5,40
			Nr. 32	(1961): Meteorologische Beobachtungen von deutschen Feuerschiffen der Nord- und Ostsee (Bundesrepublik) 1957	9,00

DEUTSCHER WETTERDIENST
Seewetteramt

Einzelveröffentlichungen
Nr. 33

Einige Methoden und Probleme
aus dem Bereich
der Maritimen Klimatologie

von
Dr. Hans Markgraf

Wetteramt München
Handbücher Nr. 3442

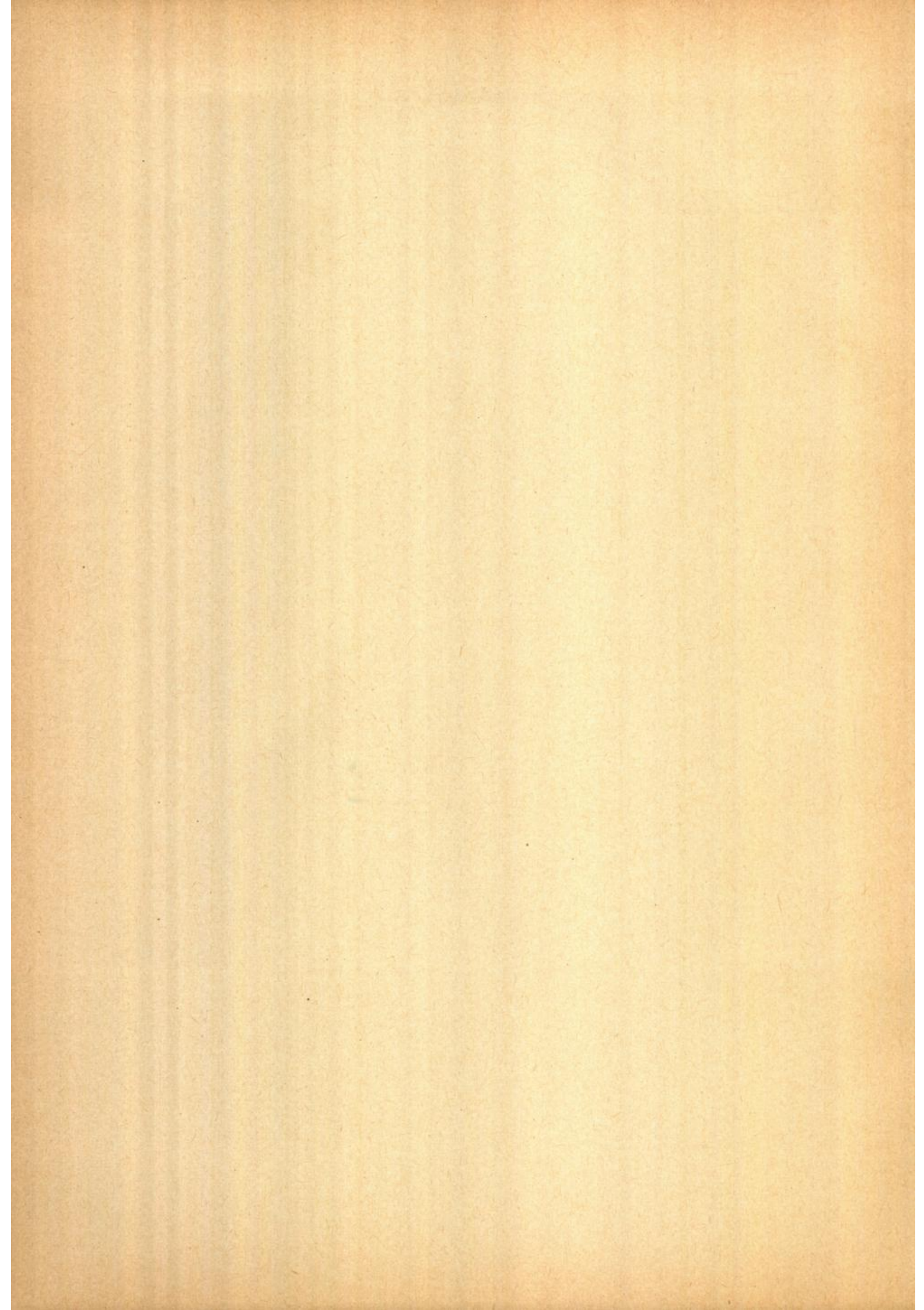


Hamburg
1962

Wörterbuch Nr. _____
Wörterbuch München

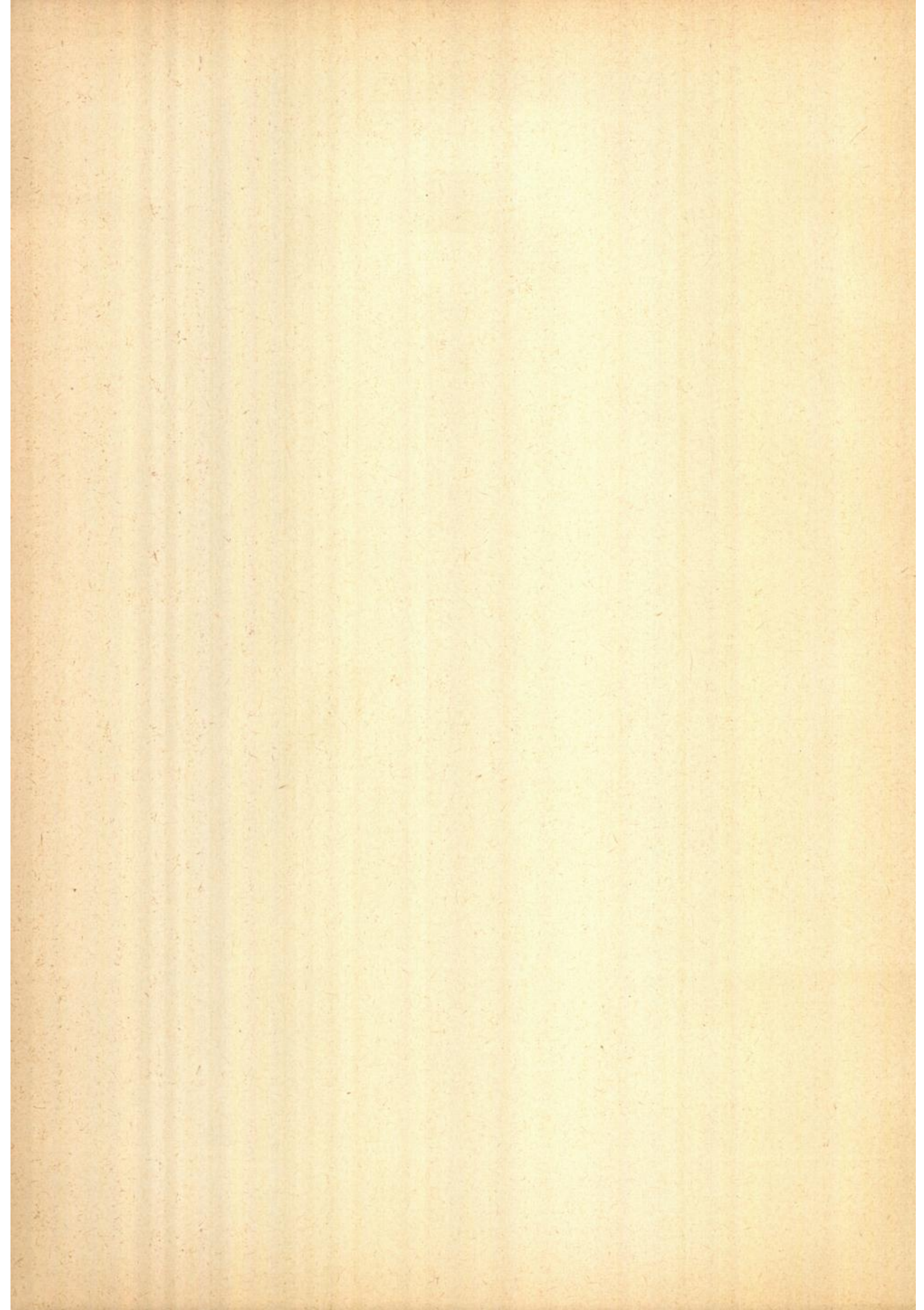
Herrn Professor Dr. ERICH KUHLBRODT

*dem langjährigen Leiter der maritim-meteorologischen Abteilungen
der Deutschen Seewarte, des Meteorologischen Amtes für Nordwest-
deutschland und des Seewetteramts des Deutschen Wetterdienstes
zugeeignet*



Inhaltsübersicht

	Seite
Vorwort	7
1. <i>Einleitung</i>	9
2. <i>Allgemeine Gesichtspunkte</i>	9
2.1 Die Eigenart seeklimatischer Beobachtungen	9
2.1.1 Ständige Veränderung des Stationsnetzes, Vielzahl der Beobachter, wenig ortsfeste Stationen	9
2.1.2 Räumliche Inhomogenität	10
2.1.3 Zeitliche Inhomogenität	10
2.1.4 Inhomogenität infolge von Fahrtunterschieden und Fahrteigentümlichkeiten der Beobachtungsschiffe	11
2.2 Wahl der Kartenprojektion und des Einheitsfeldes	12
2.3 Die Darbietung von Gradfeldwerten	13
2.3.1 Reduktionsfaktor wegen der geographischen Breite	13
2.3.2 Räumliche Mittelbildung	14
3. <i>Darstellung der Klimaelemente</i>	15
3.1 Wind	15
3.1.1 Windstärkeskala	15
3.1.2 Häufigkeit der Windstärkestufen	16
3.1.2.1 Beobachtungsergebnisse	16
3.1.2.2 Windverteilungsfunktionen, <i>Wenk-</i> und <i>Poisson-Verteilung</i>	18
3.1.3 Vorherrschende Windrichtung	19
3.1.3.1 Mathematische Bestimmung	19
3.1.3.2 Faustregeln	20
3.1.3.3 Häufigkeit der vorherrschenden Windrichtung	21
3.1.3.3.1 Die Genauigkeit von Häufigkeitsauszählungen	22
3.1.4 Beständigkeit	24
3.1.5 Vektordarstellung	25
3.1.5.1 Vektorstreuung	28
3.2 Temperaturen	29
3.2.1 Wassertemperatur	29
3.2.2 Lufttemperatur	30
3.2.3 Streuung der beobachteten Temperaturen	31
3.2.4 Höchst- und Tiefstwerte der Temperaturen	32
3.3 Luftfeuchtigkeit	32
3.4 Luftdruck	33
3.5 Bewölkung	34
3.6 Niederschlag	35
3.7 Nebel	38
4. <i>Statistische Verknüpfung der Elemente</i>	39
4.1 Windrosen	39
4.1.1 Windsterne	39
4.1.2 Thermische und Bewölkungs-Windrosen	40
4.2 Säulendarstellungen	40
4.3 Isoplethen	40
5. <i>Summenfunktionen</i>	41
Nachwort	41
Literaturverzeichnis	43
Stichwortverzeichnis	45
Verzeichnis der Abbildungen	48
Anhang: Abbildungen	



Vorwort

Das Klima der freien See ist von dem des Festlandinnern so verschieden, daß die Begriffe „maritim“ und „kontinental“ zur Kennzeichnung und Stufung von Klimaten verwendet werden können. Ganz verschieden ist aber auch die biologische und wirtschaftliche Nutzung des Meer- und Landklimas: Während unter den Elementen des Landklimas der Niederschlag — als Wasserlieferant für die Lebenswelt — obenan steht neben der Temperatur, tritt der Niederschlag auf See in seiner unmittelbaren Bedeutung für das Leben ganz zurück, und dafür nimmt im Seeklima ein anderes Element, der Wind, eine Vorrangstellung ein, zumal wegen seiner Auswirkungen auf Seegang und Meeresströmungen, Seeverkehr und Fischerei. Auf Land ist die Beobachtungs- und Meldestelle mit dem Minimalprogramm die „Regenstation“, von See erwartet man als Minimum eine „Windmeldung“ — diese allerdings nicht von einer Station, sondern von einem fahrenden Schiff.

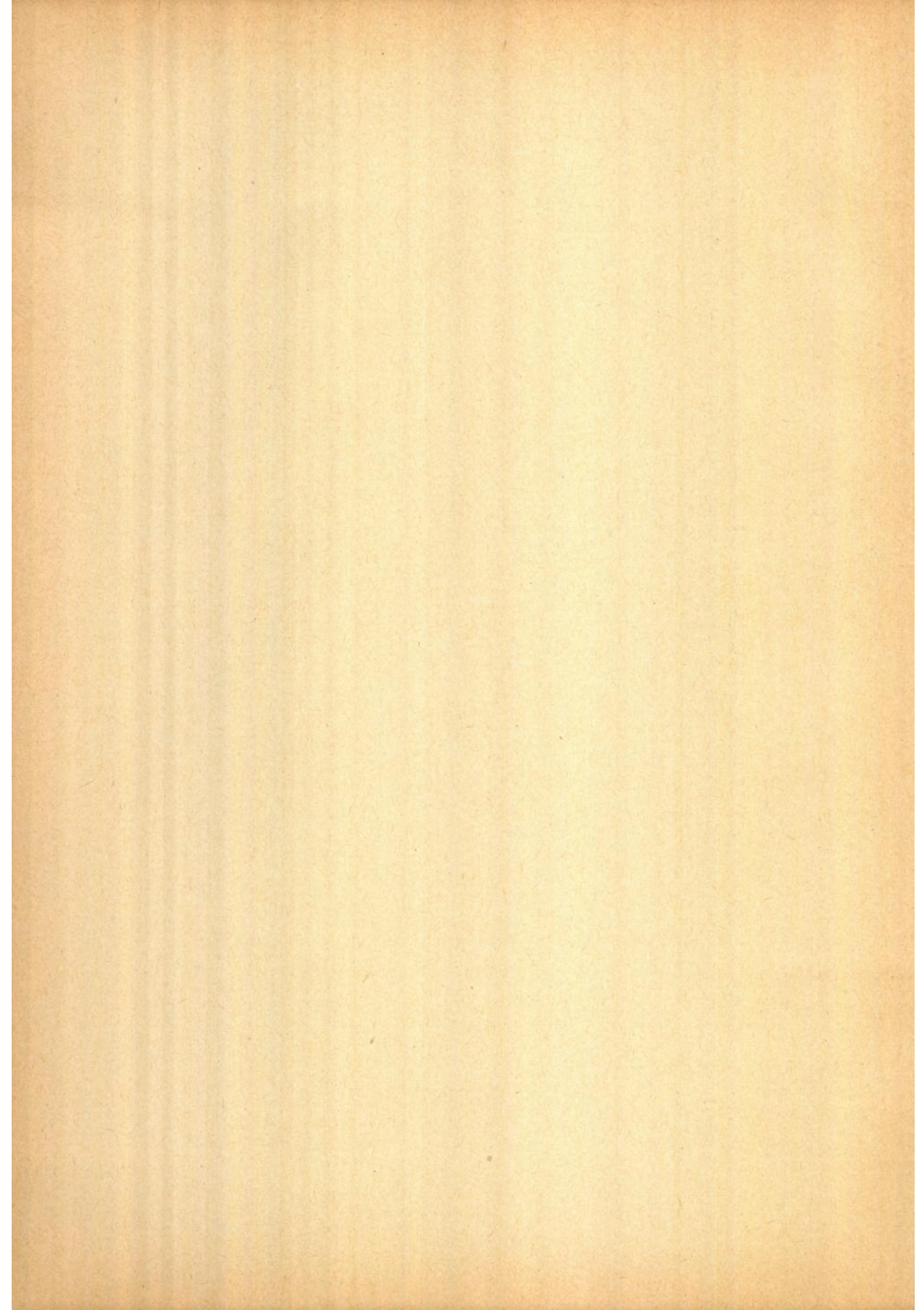
Damit ist der dritte Unterschied zwischen Land und See angesprochen, der nicht im Klima selbst und seiner biologischen Nutzung liegt, sondern in der

Klimawissenschaft und -forschung: Land- und Seeklimatologie unterscheiden sich wesentlich in ihren Beobachtungsgrundlagen. Das ist die Ausgangsbasis der folgenden Darstellung. Dieser Unterschied bedingt andersartige Probleme und andere Arbeitsmethoden. Bisher blieb die Kenntnis der besonderen Probleme der Maritimen Klimatologie auf einen kleinen Kreis von Wissenschaftlern beschränkt, die in den meteorologischen Diensten und Instituten aller seefahrenden Nationen zur Entwicklung der Maritimen Klimatologie beigetragen haben.

Die vorliegende Schrift soll nicht nur dazu dienen, die Kenntnis seeklimatologischer Probleme in weitere Kreise zu tragen, um gegebenenfalls auch von außen her Anregungen für die Weiterentwicklung zu empfangen, sondern auch als Basis für weiterführenden Gedankenaustausch zwischen den maritimklimatologischen Diensten. Zugleich mag sie jungen Meteorologen, die sich dem maritimen Sektor unserer Wissenschaft widmen wollen, einen ersten Einblick in die sich darbietenden Probleme vermitteln und ihnen so den Weg ein wenig ebnen.

Dr. Martin Rodewald

Leiter der Abteilung Maritime Meteorologie
des Seewetteramts



1. Einleitung

Die Geburtsstunde der Maritimen Klimatologie ist durch Halleys Windkarte der Weltmeere vom Jahre 1686 (1^{*)}) bezeichnet. Aber erst vor 100 Jahren begann sich die Maritime Klimatologie, entscheidend gefördert durch das Wirken von Maury (2), allmählich zu einem selbständigen Forschungs- und Wissenszweig zu entwickeln. Ein Markstein dieser Entwicklung war die erste internationale Tagung „Zur Vereinheitlichung der Wetterbeobachtungen auf See“, die 1853 in Brüssel stattfand. Seit 1875 kamen von Deutschland her starke Impulse durch die Tätigkeit der Deutschen Seewarte unter ihrem genialen, tatkräftigen Gründer und ersten Direktor G. von Neumayer, vor allem durch Arbeiten von W. Köppen und J. van Beber. Es wurde Pionierarbeit geleistet, und so ist es kein Wunder, daß über die Arbeitsmethodik keine Worte verloren wurden. Man ließ den gesunden Menschenverstand walten. Gewisse statistische Methoden wurden bereits angewandt, im wesentlichen wohl die harmonische Analyse und die Korrelationsrechnung, aber erst spät, 1934 und 1936, veröffentlichte Köppen (3) in den „Annalen der Hydrographie und der maritimen Meteorologie“ und im „Wetter“ einige Artikel statistischen Inhalts. Eine

^{*)} vgl. Literaturverzeichnis auf S. 43 ff.

zusammenfassende Darstellung der Methodik in der Maritimen Klimatologie wurde nicht gegeben.

Inzwischen hat die mathematische Statistik in den angelsächsischen Ländern und in Holland verbreitete Anwendung gefunden — in Deutschland hat sich J. Bartels dieser Sparte besonders angenommen —, und es sind in Großbritannien wie in den Vereinigten Staaten von Nordamerika spezielle Werke über die Anwendung mathematisch-statistischer Methoden bei wissenschaftlicher Forschung, insbesondere auch in der Meteorologie erschienen (4). Keins dieser Werke ist aber speziell auf die besonderen Erfordernisse der Maritimen Klimatologie ausgerichtet. Es dürfte an der Zeit sein, diese Lücke zu schließen.

Die vorliegende Abhandlung will dazu beitragen. Sie beschränkt sich jedoch nicht auf die Darlegung mathematisch-statistischer Methoden in der Maritimen Klimatologie, sondern geht auch einfachen und rein technischen Problemen nach, die sich in der Seeklimatologie stellen. Die Eigenart der von See gesammelten Beobachtungen zwingt vielfach zu andersartigen Überlegungen, als sie dem Landklimatologen geläufig sind. Mehrjährige Erfahrungen im seeklimatologischen Dienst des Seewetteramtes des Deutschen Wetterdienstes sind im wesentlichen die Grundlagen der folgenden Ausführungen.

2. Allgemeine Gesichtspunkte

2.1. Die Eigenart seeklimatischer Beobachtungen

2.1.1. Ständige Veränderung des Stationsnetzes, Vielzahl der Beobachter, wenig ortsfeste Stationen

Das besondere Problem der maritimen Klimatologie liegt in der Inhomogenität der Beobachtungen begründet. Während an Land zahlreiche ortsfeste Stationen mit fortlaufenden Beobachtungsreihen bestehen, bei denen etwa vorhandene Beobachtungslücken durch Vergleich mit benachbarten Stationen ausgefüllt werden können, ist dieses auf See nicht der Fall. Zwar gibt es auch dort einige ortsfeste Stationen, in Küstennähe die Feuerschiffe, auf dem freien Ozean Wetterschiffe, aber das ständige ozeanische Stationsnetz ist so weitmaschig, daß man darauf allein eine Klimabeschreibung der Ozeane nicht gründen kann, obschon das Meeresklima gleichförmiger ist als das Landklima. Man muß die fahrenden Schiffe zu Hilfe nehmen.

Die Wetterbeobachtungen an Bord fahrender Schiffe werden während der Reise zwar auch fortlaufend

angestellt, aber für eine bestimmte Stelle auf dem Ozean erbringen sie natürlich keine fortlaufende Reihe. Man muß vielmehr warten, bis von der zu untersuchenden Stelle auf dem Ozean eine hinreichende Anzahl Beobachtungen von zahlreichen verschiedenen Schiffen eingegangen ist. Daraus ergibt sich, daß die „Stelle“ auf dem Ozean nicht von der Größenordnung einer ortsfesten Beobachtungsstelle sein kann; viel zu wenig Schiffsbeobachtungen würden selbst im Laufe vieler Jahre von einer so eng begrenzten Stelle eingehen. Müßten doch die Schiffe alle zu einem Beobachtungstermin gerade diese vielleicht 10 m x 10 m im Quadrat messende Stelle passieren. Man muß also ein wesentlich umfangreicheres Seegebiet ins Auge fassen. Als praktische Einheit ausreichender Größe bietet sich das 1°-Feld an. Aus ihm muß demnach die hinreichende Anzahl Beobachtungen zahlreicher verschiedener Schiffe zusammengetragen werden. Darin liegen Vorteile und Nachteile. Nachteilig ist die Vielzahl der Beobachter, wodurch eine gewisse Unruhe in die Beobachtungsmethode gebracht wird. Der eine Beobachter notiert genau Zehntel Grade der Temperaturen, ein anderer nur halbe Grade, der eine beobachtet die Windrich-

tung von Strich zu Strich, ein anderer nur die 8 Hauptrichtungen. Dazu kommt eine Verschiedenartigkeit der Beobachtungsgeräte — Segeltuchpütz oder Schöpfthermometer für die Bestimmung der Wassertemperatur, Quecksilber- oder Aneroidbarometer für die Luftdruckmessung u. a. — sowie Änderungen der Beobachtungsanweisungen im Laufe der Jahre — Windrichtung in Strich oder Graden, Windstärke in Beaufort oder Knoten usw. Aber der Nachteil wird zu einem Teil auch wieder aufgewogen durch den Vorteil, daß etwaige systematische Fehler einzelner Beobachter durch die Vielzahl der Beteiligten ausgeglichen werden.

Für die in neuerer Zeit angestellten Beobachtungen sind die erwähnten Unstimmigkeiten durch genaue Beobachtungsanweisungen nach Möglichkeit ausgeschaltet. Es ist ja aber zu bedenken, daß ein großer Teil des maritimen Beobachtungsmaterials aus früherer Zeit stammt, insbesondere von Segelschiffen, deren wertvolle, außerhalb der heute befahrenen Schiffswege gewonnenen Beobachtungen nicht entbehrt werden können.

2.1.2. Räumliche Inhomogenität

Mit diesem Hinweis ist bereits eine andere wesentliche Eigentümlichkeit der maritimen Beobachtungen angesprochen: Die meisten Beobachtungen kommen von den mehr oder weniger eng begrenzten Schiffsahrtswegen. Zwischen diesen geht die Beobachtungsdichte stark zurück, ja, es gibt Zonen auf See, von denen überhaupt keine Beobachtungen vorliegen, z. B. die Syrten im Mittelmeer. Alle maritimen Klimakarten, auf denen die Beobachtungszahlen in gleich großen, insbesondere in 2°- oder 1°-Feldern angegeben sind, lassen die Häufung der Beobachtungen auf den Schiffsahrtswegen klar erkennen. (S. z. B. in der Veröffentlichung: „Die vorherrschenden Winde auf dem Atlantischen Ozean im Januar und Juli usw.“ (5) die Karten „a“; vgl. auch (6)). Aus der „Klimatologie der Nordwesteuropäischen Gewässer“ (7) sei ein Beispiel herausgegriffen (a. a. O. S. 41). In dem mit Beobachtungen im ganzen gut belegten Gebiet der Biskaya ging aus einem Zeitraum von 29 Jahren im Monat März je 1°-Feld zwischen 44° und 46° Breite östlich von 10° West folgende Anzahl Beobachtungen der Wassertemperatur von deutschen Handelsschiffen ein:

W.	10°	9°	8°	7°	6°	5°	4°	3°	2°	1°
46°/45° N	74	943	1874	29	23	88	44	18	8	
45°/44° N	444	2318	123	6	16	43	90	8	2	

Tabelle 1

Erhöhte Beobachtungszahlen lassen deutlich zwei Schiffsahrtswegen erkennen, die diese Zone schräg schneiden. Der westliche vereinigt in sich die Wege nach Afrika und Südamerika (vgl. auch (8)). Im bestbelegten Feld (2318 Beobachtungen) erfolgten durchschnittlich — in den 29 Jahren — 80 Beobachtungen im Monat, das sind 2 bis 3 am Tag, also nicht ganz

soviel wie an einer normalen Klimastation an Land mit ihren 3 Beobachtungen am Tag (90 bis 93 im Monat) und nur ein Drittel der Beobachtungszahl eines Wetterschiffes (8 am Tag). In dem am schwächsten belegten Feld ergibt sich nur alle 14 bis 15 Jahre eine Beobachtung (2 im ganzen Zeitraum).

Geht man noch weiter in Einzelne und betrachtet den Inhalt der einzelnen Einheitsfelder, so erweist es sich, daß die den Einheitsfeldern zugeordneten Werte im allgemeinen nicht auf den Mittelpunkt des Feldes bezogen werden können, wie es unwillkürlich geschieht, wenn die Wertangabe das ganze Feld einnimmt oder aus zeichnerischen Gründen in die Mitte des Feldes gesetzt ist. Tatsächlich liegt der Schwerpunkt der Beobachtungen auch im Einheitsfeld im allgemeinen außerhalb der Mitte, dort nämlich, wo der Schiffsahrtsweg kreuzt.

2.1.3. Zeitliche Inhomogenität

Der räumlichen Inhomogenität steht eine zeitliche zur Seite. Auch abgesehen vom Totalausfall der Beobachtungen infolge der Kriege schwanken die Beobachtungszahlen je nach dem Gebiet von Jahr zu Jahr. Als Beispiel mag hier ein Gebiet des Mittelmeeres dienen. Von der Gibraltarstraße (1°-Felder 55 und 65 des 10°-Feldes 109*) liegen für den Monat Januar folgende Beobachtungen deutscher Handelsschiffe aus den einzelnen Jahren vor:

Jahr	Anzahl Beobachtg.	Jahr	Anzahl Beobachtg.	Jahr	Anzahl Beobachtg.	Jahr	Anzahl Beobachtg.
		1910	107	1920	8	1930	21
		11	115	21	1	31	21
		12	135	22	5	32	10
		13	157	23	14	33	8
		14	137	24	40	34	19
1905	75	15	0	25	25	35	26
06	68	16	0	26	31	36	72
07	93	17	0	27	38	37	83
08	95	18	0	28	32	38	73
09	92	19	0	29	35	39	59

Tabelle 2

Es ist klar, daß in diesem Gebiet bei allen einfachen Zusammenfassungen, zumal bei Mittelbildungen, die Jahre von 1910 bis 1914 mit erhöhtem Gewicht eingehen.

Es braucht nicht erwähnt zu werden, daß auch von Monat zu Monat sowie innerhalb des einzelnen Monats die Beobachtungsdichte in den Einheitsfeldern schwankt. Als Beispiel Beobachtungen der Lufttemperatur:

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
387	391	366	341	899	1005	1133	1114	1045	916	825	587

Tabelle 3

Anzahl der Lufttemperatur-Beobachtungen in den 1°-Feldern 92/93 des 10°-Feldes 214

*) In der MARSDEN-Einteilung (Bezifferung sämtlicher 10°-Felder der Erde und der 1°-Felder jedes 10°-Feldes. Siehe Anhang Abb. 1 und 2).

Im einzelnen Monat können sich die Beobachtungen u. U. in den ersten oder letzten Tagen häufen, so daß der Mittelwert aus diesen Beobachtungen, wenn ein ausgesprochener Jahresgang vorhanden ist, im Vergleich zum wahren Mittelwert zu tief oder zu hoch ist.

2.1.4. *Inhomogenität infolge von Fahrtunterschieden und Fahrteigentümlichkeiten der Beobachtungsschiffe*

Die Inhomogenität des maritimen Beobachtungsmaterials wird weiter gesteigert durch die Verschiedenartigkeit in der Fortbewegung der Schiffe. Ein Schiff, das in höheren Breiten ein Gebiet von Nord nach Süd durchquert, bleibt länger im Einheitsfeld (1° -, 2° - oder 5° -Feld) als ein westwärts fahrendes, ein langsames länger als ein schnelles. Während die Schiffe das Einheitsfeld in der einen oder der anderen Richtung, langsamer oder schneller durchfahren, werden sich die Wetterelemente im *allgemeinen* wenig ändern. Freilich ist zu bedenken, daß ein Schiff mit Gegenkurs zu einem Tief auch beim Durchqueren eines kleinen Einheitsfeldes eher eine Wetteränderung erfährt, als ein mit dem Tief mitlaufendes. Es kommt also auf die Bewegung des Schiffes *relativ* zum ebenfalls wandernden Wetterfeld an. Man bekommt aber stets aus demselben Seeraum im selben Zeitabschnitt in einem Fall mehr Beobachtungen der gleichen Art als im anderen.

Wären die Beobachtungen im übrigen zeitlich und räumlich gleichmäßig verteilt, also in einem bestimmten Zeitraum gleichviel langsame und gleichviel schnelle Schiffe, gleichviele Längs- und gleichviele Querfahrer in allen Einheitsfeldern und änderte sich die *Witterung* nur sehr allmählich, dann würden die Fahrtunterschiede keine wesentliche Rolle spielen. Die zeitliche und räumliche Inhomogenität der Beobachtungen und die mehr oder weniger große Wechselhaftigkeit der *Witterung* bringen aber auch die Fahrtunterschiede zur Wirksamkeit. Sie können das Bild des maritimen Klimas sogar wesentlich verfälschen, wenn die Witterungselemente auf die Fahrt Einfluß gewinnen.

Bei tagelanger Flaute wird ein Segler tagelang im gleichen Gebiet festgehalten. Er steuert eine lange Reihe von Windstillenbeobachtungen aus diesem Gebiet bei. Weht in einem anderen gleichlangen Zeitabschnitt im gleichen Gebiet ein günstiger Wind, so wird ein anderer Segler nur wenige Beobachtungen dieses Windes aus dem Gebiet beisteuern, das er flott durchquert. Seien die beiden Zeitabschnitte drei Tage, dann würde der erste Segler 18 Windstillenbeobachtungen beisteuern, der zweite, schnell durchfahrende, vielleicht nur 2 Beobachtungen frischen achterlichen Windes in demselben Einheitsfeld anstellen können. Während in Wirklichkeit das Verhältnis frischer Winde zu Windstillen in diesem Feld 1 : 1 wäre, ergäbe sich aus den Beobachtungen

ein Verhältnis 1 : 9, also eine ganz erhebliche Verfälschung.

Ähnliches kann auch bei maschinengetriebenen Schiffen eintreten, die durch Sturm oder Nebel Fahrtverzögerungen erleiden: Zu große Sturm- oder Nebelhäufigkeiten würden sich ergeben. Umgekehrt können auch zu geringe Häufigkeiten herauskommen, wenn „meteorologisch navigiert“ worden ist, um ein Gefahrengebiet zu vermeiden, wie es z. B. bei Annäherung eines tropischen Wirbelsturmes geschieht (zu geringe Sturmhäufigkeit). Zu große oder zu geringe Sturmhäufigkeiten bedingen zugleich auch zu große oder zu geringe Häufigkeiten des „Sturmweters“. (vgl. 8).

Den Unstimmigkeiten durch wetterbedingte Fahrtverzögerung könnte man zu einem gewissen Grade, aber keinesfalls völlig, dadurch entgehen, daß man aus den einzelnen Gebieten von jedem Tag, soweit vorhanden, nicht mehr als eine Beobachtung verwendet. In jedem Einzelfall wäre allerdings zu prüfen, ob der dadurch bedingte Mehraufwand an Sortierarbeit zu rechtfertigen ist.

Besonders auf kurzen Schiffahrtswegen macht sich noch ein anderer Umstand bemerkbar, der von W. Bleeker in seiner Studie über die Wind- und Temperaturfelder im Mittelmeer (9) beschrieben wird. Stichproben im westlichen Mittelmeer (um Sardinien) zeigten ihm, daß die Beobachtungen in einigen Feldern vorzugsweise in die kältere Tageszeit fielen (20^h — 8^h), in anderen Feldern vorwiegend in die wärmere Tageszeit (8^h — 20^h). Das hängt offenbar damit zusammen, daß die Beobachterschiffe dieses Gebiet zum größten Teil in einem sich wiederholenden Turnus nach einem festen Fahrplan durchfuhren. Es ergeben sich daraus in einigen Feldern zu hohe, in anderen zu niedrige Temperaturmittel, und auch die Werte anderer Elemente mit ausgesprochenem Tagesgang werden gefälscht.

Von den verschiedenen Faktoren, welche die Inhomogenität der maritimen Beobachtungen verursachen, ist, wie gezeigt, nur der Wettereinfluß auf die Fahrt der Schiffe bis zu einem gewissen Grade ausmerzbar, alle übrigen sind dagegen nicht zu fassen. Die zeitlichen und räumlichen Lücken lassen sich nicht beseitigen. Es erhebt sich somit die Frage, wie weit die Gesetze der mathematischen Statistik auf dieses inhomogene Material sinnvoll angewandt werden können. Ist es doch z. B. denkbar, daß bei einem Element, dessen einzelne Werte in Wirklichkeit eine „normale“ Häufigkeitsverteilung aufweisen, die Häufigkeitsauszählung infolge der Inhomogenität eine nicht reelle „schiefe“ Verteilung ergibt. Es bleibt nichts anderes übrig, als in jedem einzelnen Fall zu prüfen, ob die Anwendung der mathematischen Statistik sinnvoll ist. Anwendbar sind deren Formeln natürlich immer, wie sich ja auch jede beliebige Kurve harmonisch analysieren läßt, ohne daß das Ergebnis irgend eine physikalische Bedeutung zu haben brauchte.

2.2. Wahl der Kartenprojektion und des Einheitsfeldes

Die maritime Klimatologie hat es vielfach mit sehr weiten, orographisch nicht unterteilten Räumen zu tun, die sich von niedrigen bis in hohe Breiten erstrecken und mitunter beiden Hemisphären angehören. Für Kartendarstellungen maritimer Klimafaktoren gewinnt daher die Wahl der Projektion oft erhöhte Bedeutung. Es erscheint angezeigt, sich von vornherein über die jeweils zweckmäßigste Projektionsart klar zu werden.

Der Abstand zweier Meridiane verringert sich auf der Erdkugel nach Maßgabe des Cosinus der geographischen Breite — an den Polen ist er gleich null — und dementsprechend auch die Fläche, die von den Meridianen und äquidistanten Breitenparallelen eingeschlossen wird. Wählt man zur Abbildung eine flächentreue Projektion, wie es für größere Gebiete zweckmäßig erscheint und von der Weltorganisation für Meteorologie (WOM) für Klimatologien größerer Länder auch empfohlen wurde (10), so hat man auf den Karten für etwaige Zahlenangaben zwischen den jedes Einheitsfeld begrenzenden Meridian- und Breitenkreisstücken in Polnähe weniger Platz als in Äquatornähe. Das ist mißlich, wenn die Felder bei dem gerade vorliegenden Kartenmaßstab, dessen Größe gewöhnlich durch das Format der Arbeitskarte oder der Veröffentlichung bestimmt wird, schon in Äquatornähe oder auch erst in mittleren Breiten im Hinblick auf deutliche Erkennbarkeit der einzutragenden Ziffern sehr klein erscheinen. Die Einheitsfelder sind bei unserer Entscheidung deswegen von Bedeutung, weil in der maritimen Klimatologie zur Darstellung der geographischen Verteilung der Klimafaktoren in erster Linie das 2°-Feld gebraucht wird — Meridian- und Breitenabstand je 2° —, bei begrenzten Gebieten auch das 1°-Feld. Diese Einheitsfelder wären für eine Darstellung der klimatischen Verhältnisse über großen Meeresräumen in handlichem Kartenformat bereits so klein, daß Zahlenangaben bei Verwendung flächentreuer Projektion in höheren Breiten nicht mehr eingebracht werden könnten. Auf Zahlenangaben in den Feldern kann andererseits nicht verzichtet werden; sie entsprechen den zahlenmäßigen Angaben der Klimawerte ortsfester Stationen an Land und auf See.

Schon aus diesem Grunde ist eine flächentreue Projektion für großräumige seeklimatische Kartendarstellungen in der Regel wenig geeignet. Es kommt aber noch etwas anderes hinzu. Hauptelement der Seeklimatologie ist der Wind. Es ist üblich, die Windrichtungen durch Pfeile darzustellen, die „mit dem Winde fliegen“. Das erfordert winkeltreue Kartenprojektion. Flächentreue und Winkeltreue sind jedoch nicht miteinander vereinbar. Auch vermittelnde Lösungen sind großräumig nicht möglich. Von der WOM wurde daher für Seeklimaatlanten und Windkarten die winkeltreue *Mercatorprojektion* empfohlen (10). Auch diese Projektion erfüllt natürlich nicht alle Wünsche, mag sie auch für die Darbie-

tung maritimer Klimadaten in mancher Beziehung vorteilhafter sein. Ihre hervorstechendste Eigenschaft ist eine starke Verzerrung, die sowohl in Nord-Süd- wie in Ost-West-Richtung mit zunehmender geographischer Breite immer stärker wird.

Zeichnet man etwa in eine Karte dieser Projektion Klimazonen ein, so führt ein flüchtiger Vergleich der Zonen verschiedener geographischer Breite leicht zu Täuschungen: Die polnäheren Zonen erscheinen verhältnismäßig zu groß. Ein Beispiel bietet die Karte der Windgebiete der Weltmeere in dem 1931 erschienenen „Grundriß der Klimakunde“ von W. Köppen (11). Auf dem Stillen Ozean erscheint die Zone des NE-Passats in Nord-Süd-Richtung auf der Karte nur 1½ mal so breit wie die Zone der veränderlichen, vorwiegend westlichen Winde, während sie in Wirklichkeit zweimal so breit ist (20 Breitengrade gegenüber 10 Breitengraden). Noch krasser tritt diese Erscheinung in demselben Buche auf der Karte der „Klimate der Erde“ über den Landmassen hervor: Eine wie geringe Ausdehnung scheinen die Tropenklimate gegenüber den Schneewald- und Eisklimaten zu besitzen!

Es gibt in der maritimen Klimatologie weitere Darstellungsaufgaben, für die sich die Mercatorprojektion durch ihre Verzerrung nachteilig auswirkt, so daß man lieber zu einer flächentreuen Projektion greift. Dazu gehören Darstellungen der Zyklonenhäufigkeit oder der zyklonetischen Gebiete über den Ozeanen (s. z. B. (58)).

Wir sind in der glücklichen Lage, in der Literatur eine Darstellung dieser Art mit demselben Inhalt in zwei verschiedenen Projektionen zu besitzen: In dem physikalischen Atlas der Deutschen Seewarte für den Atlantischen Ozean (12) ist in der ersten Auflage 1882 und in der zweiten Auflage 1902 in etwas kleinerem Ausschnitt auf Tafel 28 eine von W. Köppen entworfene Darstellung der „Häufigkeit und der mittleren Zugstraßen der barometrischen Minima auf dem Nordatlantischen Ozean“ gegeben, wie bei allen Karten des Atlases in Mercatorprojektion. Eine Karte desselben Inhalts, aber in „Kegelmantelprojektion“ hat Köppen der Veröffentlichung zweier Vorträge vor der Geographischen Gesellschaft zu Hamburg (13) und einem Aufsatz in den „Annalen der Hydrographie und Maritimen Meteorologie“ 1882 (Abbildung Tafel 16) (14), beigegeben. Mißt man einmal vergleichsweise auf der Karte im Atlas 1902 und auf der in den Annalen 1882 die Häufungsstellen bei Neufundland und Island aus, so ergibt sich für die Gebiete, in denen im Jahr auf 6858 geogr. Quadratmeilen 25 und mehr Minima vorgekommen waren:

in der Breite in	Kegelprojektion		Mercatorprojektion	
	N-S-Richtg.	W-E-Richtg.	N-S-Richtg.	W-E-Richtg.
bei Neufundld.	1.6 cm	2.4 cm	1.85 cm	2.8 cm
bei Island	1.75 cm	3.0 cm	3.25 cm	5.45 cm

Tabelle 4

Während auf beiden Karten das Neufundlandgebiet etwa gleichen Umfang hat, erscheint das Islandgebiet

auf der Mercatorprojektion fast doppelt so lang und breit wie auf der flächentreuen Kegelprojektion, auf der es kaum umfangreicher ist als das Neufundlandgebiet.

Auch in anderer, rein zeichentechnischer Beziehung erfüllt die Mercatorprojektion nicht alle Wünsche. Für die Darbietung maritimer Klimadaten in Zahlenwerten für 2°- oder 1°-Felder tritt bei ihr gewissermaßen die entgegengesetzte Schwierigkeit auf wie bei Verwendung flächentreuer Projektion. Bei der Mercatorprojektion kann der Platz in den äquatornäheren Feldern leicht zu eng werden, allerdings nur in der Nord-Süd-Richtung. In der West-Ost-Richtung ist die Feldbreite bei dieser Projektion überall die gleiche, so daß auch für die Ziffernbreite ein einheitliches Maß angewandt werden kann. Als Beispiel mag die Karte Nr. 143 aus der „Klimatologie der Nordwesteuropäischen Gewässer“ (15) (s. Abb. 3) dienen, welche die mittlere Bewölkung im Juli darstellt. Für das Einbringen von Zahlen in 2°- oder 1°-Felder ist gleichwohl bei großräumigen Darstellungen die Mercatorprojektion trotz der Niedrigkeit äquatornäherer Felder immerhin einer flächentreuen Projektion vorzuziehen, bei der ein Einbringen von Zahlen in polnäheren Feldern u. U. ganz unmöglich wird.

Faßt man alles zusammen, so läßt sich sagen, daß für die Darbietung maritimer Klimadaten in Form von Zahlenangaben (oder auch Symbolen) die Mercatorprojektion vorteilhafter erscheint; Darstellungen, bei denen die Flächenausdehnung eine Rolle spielt, erfolgen dagegen besser mit flächentreuen Projektionen. Windkarten wiederum erfordern winkeltreue Projektion (für Zirkumpolarkarten bietet sich die stereographische Projektion an). Ein Gesichtspunkt ist allerdings bei der Entscheidung über die Wahl der Projektion auch zu beachten: Der Nautiker ist von den Seekarten her bereits mit der Mercatorprojektion vertraut. Für Karten, die „der Brücke“ dienen sollen, ist diese Projektion daher im allgemeinen vorzuziehen.

Ein Wort ist noch über die Größe des Einheitsfeldes zu sagen.

Für maritime Klimakarten empfiehlt sich in erster Linie das 2°-Feld. Im Einzelfall wird sich die Wahl aber sowohl nach dem zu betrachtenden Gebiet als auch nach dem darzustellenden Element richten. Für küstennahe Gebiete und beschränkte Meeresteile wie etwa die Deutsche Bucht, den Finnischen Meerbusen, den Golf von Genua, die Dardanellen, die Mündung des St. Lorenz-Stromes u. a. wird das 1°-Feld zweckmäßig sein, ebenso aber auch für die Darstellung der Nebelhäufigkeit in Gebieten starker örtlicher Unterschiede, z. B. in der Deutschen Bucht oder an der südlichen, dem Golfstrom zugekehrten Seite des Nebelgebietes bei Neufundland oder auch vor der chinesischen Küste und andernorts, immer natürlich unter der Voraussetzung, daß genügend Meldungen für die 1°-Felder vorhanden sind. Andererseits empfiehlt sich bei großen Übersichtskarten u. U. das 5°-Feld. So werden die Windrosen auf den so-

nannten „Monatskarten“ für die verschiedenen Ozeane (den „pilot charts“ der angelsächsischen Länder), die weite Meeresflächen umfassen, für 5°-Felder gegeben.

Allgemein verbindliche Richtlinien lassen sich hier kaum aufstellen. Nur soviel läßt sich sagen: Vor der Entscheidung für 1°-Felder muß man sich davon überzeugen, ob die Beobachtungszahl ausreicht, um, aufs Ganze gesehen, repräsentative Werte zu liefern; die Werte einzelner zu schwach besetzter Felder lassen sich gewöhnlich durch Interpolation oder anderweit den etwa repräsentativeren Nachbarwerten angleichen; darauf wird weiter unten noch eingegangen werden. Vor der Entscheidung für 5°-Felder muß man sich natürlich vergewissern, ob dabei nicht charakteristische Einzelheiten (rasche räumliche Änderungen, Extremwerte) verwischt werden.

2.3. Die Darbietung von Gradfeldwerten

2.3.1. Reduktionsfaktor wegen der geographischen Breite

Führt man gradfeldweise Auszählungen durch, so ist zu beachten, daß sich der Flächeninhalt der Gradfelder mit der geographischen Breite ändert.

Bezeichnen φ_1 und φ_2 die Grenzbreiten eines Gradfeldes, λ_1 und λ_2 seine Grenzmeridiane, so ist der Flächeninhalt dieses Gradfeldes (ohne Berücksichtigung der Abplattung der Erdkugel, die hierbei vernachlässigt werden kann):

$$F = \frac{\lambda_2 - \lambda_1}{360^\circ} \cdot 2 \pi R^2 (\sin \varphi_2 - \sin \varphi_1),$$

worin R den Erdradius bedeutet.

Das ergibt sich aus einer einfachen trigonometrischen Betrachtung (s. Abb. 4). Um den Flächeninhalt einer Breitenzone zwischen den Breiten φ_1 und φ_2 zu erhalten, bestimmen wir zunächst den Flächeninhalt der Breitenzone zwischen den Breiten φ und $\varphi + d\varphi$. Ist r der Radius des Breitenkreises der Breite φ , R der Erdradius und ds das Stück des Meridians, das zwischen den Breiten φ und $\varphi + d\varphi$ liegt, dann ist der Umfang des Breitenkreises der Breite φ : $U = 2 \pi r$ und der Flächeninhalt der differentialen Breitenzone zwischen den Breiten φ und $\varphi + d\varphi$: $dF_z = 2 \pi r ds$. Wie man aus der Figur (Abb. 4) sieht, ist $ds = R d\varphi$ und $r = R \cos \varphi$, also

$$dF_z = 2 \pi R^2 \cos \varphi d\varphi.$$

Somit ist der Flächeninhalt der Zone zwischen den Kreisen der Breiten φ_1 und φ_2 :

$$F_z = \int_{\varphi_1}^{\varphi_2} 2 \pi R^2 \cos \varphi d\varphi = 2 \pi R^2 (\sin \varphi_2 - \sin \varphi_1)$$

und der Flächeninhalt des Abschnitts dieser Breitenzone, der zwischen den Meridianen λ_1 und λ_2 liegt:

$$F = \frac{\lambda_2 - \lambda_1}{360^\circ} 2 \pi R^2 (\sin \varphi_2 - \sin \varphi_1),$$

wie oben angegeben.

Nun ist $\sin \varphi_2 - \sin \varphi_1 = 2 \sin \frac{\varphi_2 - \varphi_1}{2} \cos \frac{\varphi_2 + \varphi_1}{2}$,

also

$$F = \frac{\lambda_2 - \lambda_1}{360^\circ} 4\pi R^2 \sin \frac{\varphi_2 - \varphi_1}{2} \cos \frac{\varphi_2 + \varphi_1}{2}$$

Es sei dies der Flächeninhalt desjenigen Gradfeldes G, auf das die Auszählungen in den Gradfeldern wegen des Breiteneinflusses reduziert werden sollen. Der Flächeninhalt eines entsprechenden Gradfeldes G' zwischen den Breiten φ_x und φ_y wäre

$$F' = \frac{\lambda_2 - \lambda_1}{360^\circ} 4\pi R^2 \sin \frac{\varphi_y - \varphi_x}{2} \cos \frac{\varphi_y + \varphi_x}{2}$$

Um die Auszählung im Felde G' auf die Flächengröße des Feldes G zu reduzieren, ist der im Felde G' bei der Auszählung erhaltene Wert mit dem Quotienten

$$\frac{F}{F'} = \frac{\cos \frac{\varphi_2 + \varphi_1}{2}}{\cos \frac{\varphi_y + \varphi_x}{2}}$$

zu multiplizieren.

(Die Differenzen $\varphi_2 - \varphi_1$ und $\varphi_y - \varphi_x$ sind gleich, so daß der ganze vor dem cos stehende Ausdruck für beide Felder identisch ist und sich bei der Division forthebt.)

Beispielsweise ergeben sich für die Reduktion eines in einem 5°-Feld zwischen den Breiten φ_x und φ_y ausgezählten Wertes auf den Flächeninhalt eines 5°-Feldes zwischen 50° und 55° Breite folgende Faktoren:

Grad	0—5	5—10	10—15	15—20	20—25	25—30
	0.61	0.62	0.63	0.64	0.66	0.69
Grad	30—35	35—40	40—45	45—50	50—55	55—60
	0.73	0.77	0.83	0.90	1.00	1.13
Grad	60—65	65—70	70—75	75—80	80—85	85—90
	1.32	1.59	2.02	2.80	4.64	13.89

Tabelle 5

*) Die Reduktionsfaktoren sind natürlich nur anzubringen, wenn es sich um absolute Häufigkeitszahlen handelt. Häufigkeitsprozente sind ebensowenig zu reduzieren wie Mittelwerte.

2.3.2. Räumliche Mittelbildung

Wie im Abschnitt 2.1.2. gezeigt, beziehen sich die einem Einheitsfeld — 1°-Feld, 2°-Feld usw. — zugeordneten Mittelwerte im allgemeinen nicht auf den Mittelpunkt des Einheitsfeldes, sondern auf den durch die Schifffahrtswege bedingten Schwerpunkt der Beobachtungen in dem betreffenden Einheitsfeld. Man kann diesen Schwerpunkt als Mittel aus den

$$\left(\frac{a+e+i}{3} + \frac{c+e+g}{3} + \frac{b+e+h}{3} + \frac{d+e+f}{3} \right) : 4 = \frac{a+b+c+d+4e+f+g+h+i}{12}$$

Diagonale Diagonale Mittellinie Mittellinie

Sind nicht in allen neun Einheitsfeldern seeklimatologische Beobachtungen möglich, fällt beispielsweise ein Teil von ihnen auf Land, so ist die Mittelwert-

angegebenen Beobachtungspositionen bestimmen, bei den im Seewetteramt vor 1958 eingegangenen und in Lochkarten überführten Beobachtungen allerdings nur für größere Felder, und zwar aus den zugehörigen 1°-Feld-Mittelpunkten, da bis dahin der Schiffsort nur durch Angabe des 10°- und 1°-Feldes bezeichnet wurde.

Will man für ein Element Mittelwerte aus Räumen bilden, die größer als das Einheitsfeld sind, so kann man folgendermaßen verfahren:

Wählt man als größere Räume die Gradfelder nächsthöherer Ordnung, die sich aus je vier Einheitsfeldern zusammensetzen, so kann man natürlich jeweils die Summe der Einzelwerte aus dem gesamten von den vier Einheitsfeldern eingenommenen Raum durch die Gesamtzahl der Beobachtungen in diesen Feldern dividieren. Dadurch erhalten aber die Werte aus dem Einzelfeld mit den meisten Beobachtungen ein zu hohes Gewicht. Das Gesamtmittel kommt dem Mittel aus diesem am stärksten belegten Feld nahe. Besser ist es, das arithmetische Mittel aus den Mittelwerten der vier Einheitsfelder zu bilden. Der so errechnete Mittelwert kann dann jeweils dem Mittelpunkt des Gradfeldes der nächsthöheren Ordnung zugeordnet werden. So kann man mit allen aneinander grenzenden Gradfeldern der nächsthöheren Ordnung verfahren. Zu räumlich übergreifenden Mitteln gelangt man, indem man in Länge und Breite jeweils nur um die Ausdehnung eines Einheitsfeldes fortschreitet.

Geht man einen Schritt weiter und zieht die Werte derjenigen neun Einheitsfelder zur Mittelbildung heran, welche ein Gradfeld der weiter folgenden Ordnung zusammensetzen, so gelten dieselben Überlegungen. Jedoch kann bei der Bildung des arithmetischen Mittels aus den Mittelwerten der neun Einheitsfelder der dadurch gleichzeitig bewirkte Ausgleich der tatsächlich vorhandenen räumlichen Unterschiede zu stark in Erscheinung treten. Es ist daher zweckmäßig, dem mittleren der neun Einheitsfelder ein höheres Gewicht zukommen zu lassen, was auch im Hinblick auf die Bildung räumlich übergreifender Mittel geboten erscheint.

Sind in allen neun Einheitsfeldern seeklimatologische Beobachtungen möglich, so gelangt man zu einem höheren Gewicht für das Mittelfeld einfach dadurch, daß man die Werte aus den jeweils drei aneinander stoßenden Einheitsfeldern der beiden Mittellinien und der beiden Diagonalen des übergeordneten Gradfeldes arithmetisch mittelt und diese Mittelwerte abermals mittelt. Bezeichnet man die Werte der neun Felder des übergeordneten Gradfeldes mit den Buchstaben a — i, so erhält der Wert des Mittelfeldes den Buchstaben e und man bekommt

formel entsprechend abzuändern. In der Tafel, Abb. 5 sind einige Fälle aufgeführt (s. a. (58)).

3. Darstellung der Klima-Elemente

3.1. Wind

3.1.1. Windstärkeskala

Um für die Windstärkebeobachtung auf See einen festen Maßstab zu haben, führte der britische Admiral *Francis Beaufort* im Jahre 1806 als Kommandant der Fregatte H.M.S. „Woolwich“ in seinem privaten Logbuch eine zunächst 14teilige Skala ein, die sich auf die Fahrt und Segelführung seines Schiffes stützte. Im folgenden Jahr verkürzte er diese Skala durch Zusammenfassen der Charakteristiken „Faint air“ und „light air“ zur Stufe 1 auf 13 Stufen (16).

Diese dreizehnteilige Skala fand in der Folge unter Beauforts Namen allgemeine Verbreitung. Ihre Stufen wurden sogar auf die Windstärkebeobachtungen an Land übertragen, wo es natürlich andersartiger Erläuterungen bedurfte.

Das Ausklingen der Segelschiffszeit, die Tatsache, daß maschinengetriebene Schiffe zur absoluten Vorrherrschaft gelangten, veranlaßten den deutschen Segelschiffskapitän *P. Petersen* 1927, als er auf der Deutschen Seewarte Dienst tat, der Beaufort-Skala in Verbindung mit der 10teiligen Seegangsskala neue Erläuterungen beizulegen, worin die einzelnen Stufen nach der „örtlichen Einwirkung des Windes auf die See“ unterschieden wurden. (Seine Tabelle beruhte auf langjährigen Erfahrungen. (17))

Es ist wohl sicher, daß das subjektive Moment in die Windschätzungen sowohl nach der Fahrgeschwindigkeit des Segelschiffes wie besonders nach dem Aussehen der Meeresoberfläche stark eingeht. Dabei bleibt zu beachten, daß zwischen den Windstärke-schätzungen nach der Fahrgeschwindigkeit und nach dem Aussehen der Meeresoberfläche ein grundsätzlicher Unterschied besteht.

Die Fahrt des Seglers wird — von anderen Faktoren abgesehen — durch die Windgeschwindigkeit (und -richtung) zwischen Meeresoberfläche und Mastspitzen bestimmt, das Aussehen der Meeresoberfläche, abgesehen von sekundären Faktoren wie Oberflächenstrom, Wassertiefe, Dauer der Windwirkung, durch die Windgeschwindigkeit nur der untersten Luftschicht (etwa bis 0,5 m über der Meeresoberfläche). Die Windangaben von Segelschiffen und maschinengetriebenen Schiffen sind also streng genommen nicht miteinander vergleichbar, doch dürfte die auf langjährige Erfahrungen gegründete *Petersen-Skala durchschnittlich* die Zuordnung beider Schätzungsarten richtig erfassen.

Das subjektive Moment bei der Windschätzung nach dem Aussehen der Meeresoberfläche bleibt jedoch bestehen. Es wird verstärkt durch Verschiedenartigkeit der Beobachterstandpunkte. Von einer 10 m hohen Kommandobrücke gewinnt die See ein ganz anderes Aussehen als vom Leebord eines Seglers aus. Auch die Größe und Art des Schiffes spielt eine Rolle.

Freilich ist der Spielraum in den einzelnen Beaufort-

stufen ziemlich groß, so daß kaum größere Abweichungen der Schätzungen als 1 Bft auftreten werden. Das ist aber doch schon störend. Außerdem wünscht man natürlich eine größere Genauigkeit, als sie mit den Beaufortstufen gegeben ist, die Intervalle von 2—4 m/sec umfassen. Verständlich sind daher Bestrebungen, von der Schätzung der Windstärke auch auf See zu exakten Messungen der Windgeschwindigkeit überzugehen. Dem stehen jedoch mancherlei Bedenken entgegen. Abgesehen davon, daß ein überall gegen Eindringen von Feuchtigkeit und Seesalz vollkommen abgedichtetes, korrosionsfestes Meßgerät verwandt werden muß, das ständiger Pflege bedarf, ist es schwer, an Bord einen geeigneten Meßplatz zu finden. Um aus dem störenden Einfluß der Aufbauten möglichst herauszukommen, ist man letztlich genötigt, den „Geber“ oder „Meßfühler“, gewöhnlich ein Schalenkreuz, hoch am Mast anzubringen. In 20 m Höhe etwa befindet man sich dann aber bereits beträchtlich oberhalb der Schicht, die den Seegang maßgeblich beeinflusst, und so kommt es, daß man bei gleicher Windgeschwindigkeit in der Meßhöhe von 20 m in thermisch stabil geschichteter Warmluft, in der eine rasche Windzunahme mit der Höhe besteht, einen wesentlich geringeren Seegang beobachtet und somit geringere Windstärke schätzt als in instabil geschichteter Kaltluft (18). Hier liegt ein echtes Dilemma vor. Den Meteorologen interessiert zunächst die Windgeschwindigkeit oberhalb der untersten meeresnahen Schicht, also etwa der am Mast gemessene Wert. Für Seewettervorhersagen und seeklimatologische Statistiken interessiert aber weit mehr die Windwirkung auf die See, also die Windstärke innerhalb des untersten halben Meters. Durch die Beaufort-Schätzungen gelangt der Meteorologe unmittelbar hierzu, durch die masthohen Messungen nur mittelbar mit Hilfe gleichzeitiger Temperaturmessungen, wobei noch ins Gewicht fällt, daß die Messung am Mast nur Augenblickswerte für einen eng begrenzten Bereich liefert, während die Beaufort-Schätzung einen größeren Zeit- und Seeraum erfaßt, also Böen ausgleicht.

Für den Klimatologen hat die Beaufort-Skala jedoch einen Nachteil; sie ist nicht linear. Eine Mittelbildung aus Beaufort-Windstärken ist daher nicht exakt, wenn auch der Fehler im allgemeinen nicht beträchtlich ist.

Um dieser Mißlichkeit zu entgehen, sind seit der Jahrhundertwende mehrere Vorschläge zur Umwandlung von Beaufortgraden in mittlere Geschwindigkeitswerte gemacht worden. Ein gut fundierter Vorschlag stammt von dem Holländer *Verploegh*, der sich in dankenswerter Weise der Mühe unterzogen hat, die Umrechnungsfaktoren aus früheren Beobachtungsreihen einer wissenschaftlichen Kritik zu unterziehen (19) (vgl. hierzu auch *J. Richter* (20)). Sein eigener Umsetzungsvorschlag, die „maritime Umwandlungs-Skala“, bezieht sich auf eine Höhe von

10—15 m über der Meeresoberfläche. Er sieht folgendermaßen aus:

Bft	m/sec		Knoten	
	Mittel	Grenzen	Mittel	Grenzen
0	0*)	≤ 0.6	0*)	— <1
1	1.5	0.7— 2.3	3 4xB—1	1— 4
2	3.4	2.4— 4.4	7 4xB—1	5— 8
3	5.6	4.5— 6.6	11 4xB—1	9—12
4	7.8	6.7— 8.9	15 4xB—1	13—16
5	10.2	9.0—11.3	19**)4xB—1	17—21
6	12.6	11.4—13.8	24 4xB	22—26
7	15.1	13.9—16.4	29 4xB + 1	27—31
8	17.7	16.5—19.0	34 4xB + 2	32—36
9	20.4	19.1—21.8	39 4xB + 3	37—42
10	23.3	21.9—24.8	45 4xB + 5	43—48
11	26.5	24.9—28.2	52 4xB + 8	49—55
12	—	>28.2	—	>55

Tabelle 6: Umsetzung von Beaufort in m/sec bzw. kn

*) sollte eigentlich 0,3 m/sec bzw. 0,6 kn heißen. Siehe (21)
 **) nach unten abgerundet.

Es hat sich gezeigt, daß diese Umrechnungswerte für indifferente bis stabile Temperaturschichtungen gelten.

Will man beobachtete Beaufortwerte mitteln, so setzt man jeden Einzelwert mit Hilfe einer Umrechnungs-

tafel wie der obigen in m/sec oder kn um, bildet dann das Mittel und verwandelt dieses rückwärts wieder in Beaufort. Beispielsweise ergab eine Auswertung deutscher Schiffsbeobachtungen für das Seegebiet um das ostspanische Kap Nao (gegenüber den Pityusen) im Januar ohne Umsetzung 3.1 Bft, mit Umsetzung 3.3 Bft, im Juni ohne Umsetzung 2.2 Bft, mit Umsetzung 2.4 Bft, für das Seegebiet der Liparischen Inseln (nordwestlich der Straße von Messina) im Januar ohne Umsetzung 3.0 Bft, mit Umsetzung 3.25 Bft, im Juli ohne Umsetzung 1.8 Bft, mit Umsetzung 1.84 Bft.

3.1.2. Häufigkeit der Windstärkestufen

3.1.2.1. Beobachtungsergebnisse

Erfahrungsgemäß werden die einzelnen Stufen der Beaufortskala an einem Ort verschieden häufig beobachtet. In mittleren Breiten sind mäßige Winde am ehesten zu erwarten. Als Beispiel seien hier die Häufigkeitszahlen angeführt, die aus den Beobachtungen der Jahre 1947—1953 beim Feuerschiff „S 2“ (54°N 3 1/2°E) ermittelt wurden*).

*) Nach einer Zusammenstellung im Arbeitsgebiet „Küstenklimatologie“ der maritim-meteorologischen Abteilung des Seewetteramts des Deutschen Wetterdienstes freundlicherweise mitgeteilt von Herrn Dr. J. Richter.

Bft	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Anzahl	393	1813	3042	3954	3209	2175	1288	787	373	115	31	7	4
%	2.28	10.55	17.69	23.00	18.62	12.65	7.49	4.57	2.16	0.67	0.18	0.04	0.02
m/sec	0.3	1.5	3.4	5.6	7.8	10.2	12.6	15.1	17.7	20.4	23.3	26.5	(28)*

*) Mittelwert der hier benutzten 4 Beobachtungen.

Tabelle 7: Prozentuale Häufigkeit der Windstärken beim Feuerschiff „S₂“, 1947—1953 (graphische Darstellung siehe Abbildung 6)

		0	1	2	3	4	5	6	7	8	9 m/sec
Breedene 15/17 u. St. Michel 17/18 Zeebrügge 16/17	500 m	1.0	1.4	2.8	4.5	5.1	5.2	5.8	6.5	6.8	6.5 %
	200 m	0.8	1.8	3.8	5.4	6.1	6.4	6.8	7.4	7.7	7.2 %
	2 m	6.9	8.9	13.6	14.9	13.9	12.8	9.4	5.6	3.9	3.1 %
	20 m	.	2.6	5.2	7.2	9.0	11.4	10.4	9.6	9.5	8.1 %
		10	11	12	13	14	15	16	17	18	19 m/sec
Breedene u. St. Michel Zeebrügge	500 m	6.4	6.2	5.9	5.3	4.6	4.2	3.9	3.5	2.8	2.3 %
	200 m	6.6	6.1	6.0	5.3	4.4	4.2	4.0	3.1	2.0	1.4 %
	2 m	2.6	2.0	1.2	0.6	0.3	0.2	0.1	.	.	.
	20 m	8.1	6.0	4.2	3.1	2.2	1.4	0.7	0.5	0.4	0.2 %
		20	21	22	23	24	25	26	27	28	29 m/sec
Breedene u. St. Michel Zeebrügge	500 m	2.0	1.6	1.3	1.2	1.0	0.7	0.4	0.3	0.2	0.2 %
	200 m	1.2	0.8	0.5	0.3	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	.
	2 m
	20 m	0.2
		30	31	32	33	34 m/sec	Zahl d. Fälle		Mittel		
Breedene u. St. Michel Zeebrügge	500 m	0.1	0.1	0.1	0.05	0.05 %	1139		10.9 m/sec		
	200 m	1139		9.6 m/sec		
	2 m	1139		4.34 m/sec		
	20 m	15226		7.3 m/sec		

Tabelle 8: Prozentuale Häufigkeit der Windgeschwindigkeiten an der flandrischen Küste 1915/18

Lindenberg				Wetterschiff „J“			
Höhe	0—5	5—15	> 15 m/sec	1—6.5	6.5—15.5	> 15.5 m/sec	
3 km	14	49	32 ‰	9	43	48 ‰	
2 km	20	58	18 ‰	5	52	43 ‰	
1 km	24	56	15 ‰	8	53	39 ‰	

Tabelle 10

Über Lindenberg sind in *allen* Höhen die mittleren und vor allem die geringeren Geschwindigkeiten häufiger als über dem Ozeanwetterschiff, über diesem dagegen die hohen Geschwindigkeiten wesentlich häufiger als über Lindenberg, und in 3 km Höhe verschiebt sich das Häufigkeitsmaximum über dem Ozean überhaupt eindeutig auf die hohen Geschwindigkeiten.

3.1.2.2. Windverteilungsfunktionen, Wenk- und Poisson-Verteilung

Die Häufigkeitsverteilung der Windstärke- (oder Windgeschwindigkeits-)stufen läßt sich analytisch durch eine Funktion annähern, die aus dem Quotienten zweier in entgegengesetzter Richtung wachsender Funktionen besteht. Wenk (22) hat den Ausdruck

$$\frac{x^k}{k! e^x}$$

vorgeschlagen. Dieser Ausdruck ist so beschaffen, daß das Maximum — der häufigste Wert — bei $x = k$ liegt. An dieser Stelle wird der Differentialquotient gleich null. Man erhält:

$$\frac{d}{dx} \frac{x^k}{k! e^x} = \frac{kx^{k-1} k! e^x - x^k k! e^x}{(k! e^x)^2} = 0;$$

$$kx^{k-1} - x^k = 0;$$

$$k = x.$$

In der mathematischen Statistik gibt es eine äußerlich ähnliche Formel, mit der die Verteilungsfunktion eines seltenen Alternativereignisses beschrieben

wird. Es ist das die Formel für die sogenannte *Poisson-Verteilung*. Sie lautet:

$$w = \frac{m^x}{x! e^m}$$

(Darin ist w beispielsweise die Wahrscheinlichkeit dafür, daß man aus einer Urne mit wenigen roten und sehr vielen schwarzen Kugeln bei m Zügen x -mal eine rote zieht) (26). Auch mit Hilfe dieser Formel läßt sich die Windstärkeverteilung rein formal analytisch annähernd beschreiben, wobei für m die mittlere Windstärke (oder -geschwindigkeit) des betrachteten Intervalls, für x die Ordnungszahl der einzelnen Windstärkestufen — der Beaufort-Grade — (oder der Geschwindigkeitsstufen, z. B. von 1 zu 1 m/sec) zu setzen ist. Die mathematisch-statistische Aussage dieser Formel hat jedoch auf die Windverteilung keinen Bezug.

Die Annäherung an den rechten, mit wachsendem x asymptotisch der x -Achse sich nähernden Ast der Verteilungskurve wird hier nicht, wie bei der *Wenk*-schen Formel, durch die e -Funktion erreicht, die in diesem Falle ja konstant ist, sondern durch den Faktor $x!$.

Die *Wenksche* Grundformel gilt im übrigen ganz allgemein, ohne ein Beobachtungselement einzubegreifen; die Angleichung wird nur durch die Wahl des Faktors k bewerkstelligt. Die Annäherung mit Hilfe der *Poisson-Formel* berücksichtigt dagegen den aus den Beobachtungen abgeleiteten Mittelwert.

Die Berechnung der *Poissonverteilung* geschieht am einfachsten durch wiederholtes Anwenden der Formel

$$w_x + 1 = \frac{m}{x + 1} \cdot w_x \text{ mit } w_0 = e^{-m}.$$

Ein Vergleich der verschiedenen Näherungsmethoden mit den in *St. Michel* in 2 m Höhe gemessenen Werten ergibt:

	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	m/sec
beobachtet	6.9	8.9	13.6	14.9	13.9	12.8	9.4	5.6	3.9	3.1	2.6	2.0	1.2	(98.8)	‰
Poisson	0.01	5.7	12.3	17.8	19.3	16.7	12.1	7.5	4.1	2.0	0.9	0.3	0.1	(98.8)	‰
Wenk a) $\frac{x^3}{3! e^x}$	0	6.1	18.1	22.4	19.5	14.0	8.7	5.2	2.9	1.5	0.8	0.4	0.2	(99.8)	‰
Wenk b) $\frac{x^2}{2! e^x}$	0	18.4	27.1	22.4	14.7	8.4	4.5	2.2	1.1	0.5	0.2	0.1	0.0	(99.6)	‰

Tabelle 11

Für die in Zeebrügge in 20 m Höhe gemessenen Werte ergibt sich

	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	m/sec
beobachtet		2.6	5.2	7.2	9.0	11.4	10.4	9.6	9.5	8.1	8.1	6.0	4.2	(91.3)	%
Poisson	0.07	0.5	1.8	4.4	8.0	11.7	14.2	14.8	13.5	11.0	8.0	5.3	3.2	(96.5)	%
Wenk k = 5	0	0.3	3.6	10.1	15.7	17.6	16.1	12.8	9.2	6.1	3.8	2.2	1.3	(98.8)	%
Wenk k = 3	0	6.1	18.1	22.4	19.5	14.0	8.7	5.2	2.9	1.5	0.8	0.4	0.2	(99.8)	%
Wenk k = 2	0	18.4	27.1	22.4	14.7	8.4	4.5	2.2	1.1	0.5	0.2	0.1	0.0	(99.6)	%

Tabelle 12

Man ersieht aus diesen Aufstellungen, daß keine der Näherungsformeln die Beobachtungen wirklich befriedigend widerspiegelt. Für St. Michel nähern sich die nach der Poissonverteilung errechneten Werte bei 2—4 m/sec und 8—9 m/sec den Beobachtungen besser als die Wenkwerte für k = 3, bei 1 und 5 bis 7 m/sec passen die Wenkwerte besser. Der am häufigsten beobachtete Wert ist 3 m/sec; die Berechnung nach der Poissonformel ergibt 4 m/sec. Mit der Wenkformel für k = 3 berechnet weichen aber die Einzel-

beträge gerade im wichtigsten Abschnitt erheblich von den Beobachtungen ab.

Bei Zeebrügge wurden 5 m/sec am häufigsten beobachtet. Die Poissonformel ergibt 7 m/sec. Auch hier weichen die Einzelbeträge der Wenkformel mit k = 5 gerade im wichtigsten Abschnitt erheblich von den Beobachtungen ab. Im übrigen liefert bei 1, 4—6, 10—12 m/sec die Poissonformel, bei 2—3 und 7—9 m/sec die Wenkformel mit k = 5 die passenderen Werte.

Schließlich noch ein Beispiel mit Beaufortwerten:

Bft	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
beobachtet	1.3	18.7	22.2	22.1	15.0	9.6	6.8	3.1	0.9	0.3	0.1	0	0
Poisson	4.5	14.0	21.6	22.3	17.4	10.8	5.6	2.5	1.0	0.3	0.1	0.03	0.01
Wenk (k = 2)	0	18.4	27.1	22.4	14.7	8.4	4.5	2.2	1.1	0.5	0.2	0.1	0.0
Wenk (k = 3)	0	6.1	18.1	22.4	19.5	14.0	8.7	5.2	2.9	1.5	0.8	0.4	0.2

Tabelle 13: Feuerschiff „Elbe 1“, Häufigkeiten der einzelnen Stärkestufen in den Aprilmonaten der Jahre 1922—1937 in %

Hier passen die meisten Einzelbeträge nach der Poissonformel berechnet besser als nach der Wenkformel, aber der Gipfelwert liegt nach der Poissonformel bei 3 Bft, während 2 Bft tatsächlich noch etwas häufiger beobachtet worden ist. Mit k = 2 läßt sich der Gipfelwert nach der Wenkformel auf 2 Bft verlagern, jedoch weicht der Einzelbetrag um fast 5% von der Beobachtung ab.

3.1.3. Vorherrschende Windrichtung

3.1.3.1 Mathematische Bestimmung

Die in einem bestimmten Zeitraum vorherrschende Windrichtung ist als häufigster oder dichtester Wert zu erfassen. Man kann gleichgroße Windrichtungsintervalle, etwa gradweise oder — größer — nach Kompaßstrichen, auf einer Horizontalen abtragen und darüber die zu den einzelnen Richtungen gehörenden Häufigkeiten als stetige Kurve aufzeichnen. Die zu den einzelnen Intervallen gehörenden Häufigkeiten sind dann die Integrale über die Flächen zwischen den begrenzenden Ordinaten, dem Abszissenstück und dem Kurvenstück in diesem In-

tervall. Ist die Häufigkeit des betrachteten Elements in einem Intervall größer als in den beiden benachbarten, so läßt sich das Kurvenstück über diesen drei Intervallen durch eine Parabel der Form

$$y = ax^2 + bx + c$$

annähern. Der dichteste Wert ist dann bestimmt durch den Ausdruck

$$D = X - k \cdot \frac{u_0 - u_{-1}}{u_{+1} - 2u_0 + u_{-1}}$$

worin X die Untergrenze des (mittleren) Intervalls mit der größten Häufigkeit bedeutet, k die Größe der Intervalle und u_{-1} , u_0 , u_{+1} beziehungsweise die Häufigkeit im linken, mittleren und rechten Intervall (27).

Ist die Häufigkeit in zwei benachbarten Intervallen gleich groß, so geschieht die Annäherung durch eine Parabel dritter Ordnung

$$y = ax^3 + bx^2 + cx + d$$

Die Rechnung gestaltet sich umständlich. Es soll hier nicht darauf eingegangen werden.

3.1.3.2 Faustregeln

Wir bringen statt dessen für die Bestimmung der vorherrschenden Windrichtung aus maritimem Beobachtungsmaterial Faustregeln in Vorschlag, welche die beiden denkbaren Fälle — größte Häufigkeit in einem Intervall oder gleichzeitig in zwei benachbarten Intervallen ebenfalls erfassen.

Vorweg ist zu bemerken: Bei der Auswertung maritimer Windbeobachtungen zeigt sich bei älteren Beobachtungen meist eine merkliche Bevorzugung der (8) Hauptrichtungen (N, NE, E, SE, S, SW, W, NW) durch die Beobachter. Es ist daher notwendig, die Häufigkeitswerte, die sich bei den Zwischenrichtungen (NNE, ENE usw.) ergeben, nach Aufteilung den Häufigkeitswerten der benachbarten Hauptrichtungen zuzuzählen. Das geschieht einfach durch Halbieren der Zwischenrichtungshäufigkeit. Ein genaueres Verfahren lohnt bei der Lückenhaftigkeit der Beobachtungen nicht.

Da die Häufigkeitswerte, die aus dem inhomogenen Beobachtungsmaterial gewonnen sind, den reellen Wahrscheinlichkeitswerten nur mehr oder weniger nahe kommen, ist es sinnvoll, für die Häufigkeitswerte einen gewissen Spielraum in Rechnung zu stellen. Wir bestimmen daher:

Wenn die größte bei den 8 Hauptrichtungen ermittelte Häufigkeit die Häufigkeit einer benachbarten Hauptrichtung höchstens um ein Zehntel (des größten Häufigkeitswertes) übertrifft, so gilt die Zwischenrichtung zwischen diesen beiden Hauptrichtungen als vorherrschende Richtung, sofern nicht die Häufigkeit der anderen Nachbarrichtung ihrerseits höchstens ein Zehntel niedriger ist als die der ersten Nachbarrichtung.

Beispiel 1:

Hauptrichtung*)	16	20	24
Häufigkeit	27 %	30 %	23 %
vorh. Richtung	18		

Tabelle 14

*) NE = 04, E = 08, SW = 20, W = 24,
SE = 12, S = 16, NW = 28, N = 32

Hiermit ist also der Fall erfaßt, daß die größte Häufigkeit gleichzeitig in zwei benachbarten Intervallen erreicht — oder nahezu erreicht wird. Der Fall, daß die größte Häufigkeit in drei benachbarten Intervallen nahezu erreicht wird (wenn also die Häufigkeit der zweiten Nachbarrichtung ihrerseits höchstens ein Zehntel niedriger ist als die der ersten Nachbarrichtung), entspricht dem Fall größter Häufigkeit in einem — dem mittleren — Intervall und wird durch die folgenden Bestimmungen mit erfaßt:

Beträgt der Häufigkeitsunterschied zwischen der ersten und zweiten Nachbarrichtung mindestens zwei Drittel der — maximalen — Häufigkeit, die für die dazwischenliegende Hauptrichtung ermittelt wurde, so gilt die Zwischenrichtung zwischen der Richtung größter und der Nachbarrichtung nächstniedriger Häufigkeit als vorherrschende Richtung.

Beispiel 2:

Hauptrichtung	16	20	24
Häufigkeit	26 %	30 %	6 %
vorh. Richtung	18		

Tabelle 15

Beträgt jener Häufigkeitsunterschied weniger als zwei Drittel, aber mehr als ein Drittel des maximalen Häufigkeitswerts der zwischen den beiden Richtungen liegenden Hauptrichtung, so gilt als vorherrschend die Richtung, die zwischen der Hauptrichtung mit der größten Häufigkeit und der Zwischenrichtung zwischen dieser und der Nachbarrichtung nächstniedriger Häufigkeit liegt.

Beispiel 3:

Hauptrichtung	16	20	24
Häufigkeit	26 %	30 %	7 %
vorh. Richtung	19		

Beispiel 4:

Hauptrichtung	16	20	24
Häufigkeit	26 %	30 %	15 %
vorh. Richtung	19		

Tabelle 16

Beträgt der Häufigkeitsunterschied zwischen der ersten und zweiten Nachbarrichtung höchstens ein Drittel des maximalen Häufigkeitswertes der zwischen beiden Richtungen liegenden Hauptrichtung, so gilt diese als vorherrschende Richtung.

Beispiel 5:

Hauptrichtung	16	20	24
Häufigkeit	26 %	30 %	16 %
vorh. Richtung	20		

Beispiel 6:

Hauptrichtung	16	20	24
Häufigkeit	27 %	30 %	25 %
vorh. Richtung	20		

Tabelle 17

Soweit die Faustregeln. Man kann nun fragen, ob die mit ihrer Hilfe ermittelten Ergebnisse stark von den Ergebnissen abweichen, die sich mit der exakten mathematischen Formel errechnen lassen. Betrachten wir zunächst nacheinander die oben angeführten Beispiele:

Beispiel	Vorherrschende Windrichtung		
	Faustregel	exakt berechnet	Abweichung
1	18	19.2	+ 1.2
2	18	18.6	+ 0.6
3	19	18.6	- 0.4
4	19	18.8	- 0.2
5	20	18.9	- 1.1
6	20	19.5	- 0.5

Tabelle 18

Außerdem seien noch drei Beispiele angeführt, die in Anlehnung an tatsächlich beobachtete Werte gebildet sind:

Beispiel a:			
Hauptrichtung ..	16	20	24
Häufigkeit	5.4 %	19.7 %	15.9 %
vorh. Richtung ..		21	
Beispiel b:			
Hauptrichtung ..	32	04	08
Häufigkeit	14.2 %	20.5 %	7.0 %
vorh. Richtung ..		03	
Beispiel c:			
Hauptrichtung ..	24	28	32
Häufigkeit	18.7 %	20.7 %	14.1 %
vorh. Richtung ..		26	

Tabelle 19

Zum Vergleich

Beispiel	Vorherrschende Windrichtung		
	Faustregel	exakt berechnet	Abweichung
a	21	21.2	+ 0.2
b	03	03.3	+ 0.3
c	26	26.9	+ 0.9

Tabelle 20

Die Abweichung beträgt also in allen betrachteten Beispielen abgerundet nie mehr als 1 Strich. Das ist eine für maritime Klimabetrachtungen im allgemeinen völlig ausreichende Genauigkeit. Die Faustregel kann also durchaus anstelle der exakten mathematischen Formel benutzt werden. Man kann ihr sogar den Vorzug vor der exakten Formel geben, weil durch deren Anwendung eine Genauigkeit vorge-täuscht wird, die mit dem lückenhaften maritimen Beobachtungsmaterial gar nicht erzielt werden kann. Denn die Inhomogenität des Beobachtungsmaterials läßt durchaus die Möglichkeit offen, daß sich die Rei-

henfolge der nach Häufigkeiten geordneten Hauptrichtungen bei Vermehrung des Materials ändert. Dabei kann sich dann eine ganz andere Richtung als vorherrschend ergeben, und eine exakte mathematische Behandlung so inhomogenen Materials würde nicht sehr sinnvoll sein.

Der seit 1949 gültige Wetterschlüssel sieht eine 36teilige Skala für die Windrichtungsangaben vor. Um Beobachtungen nach dieser Skala mit den alten nach 32teiliger Skala vergleichbar zu machen, kann folgendes Umwandlungsschema angewandt werden:

32 (N)	=	$\frac{3}{4}$ 34 + 35 + 36 + 01 + $\frac{3}{4}$ 02
04 (NE)	=	$\frac{1}{4}$ 02 + 03 + 04 + 05 + 06 + $\frac{1}{4}$ 07
08 (E)	=	$\frac{3}{4}$ 07 + 08 + 09 + 10 + $\frac{3}{4}$ 11
12 (SE)	=	$\frac{1}{4}$ 11 + 12 + 13 + 14 + 15 + $\frac{1}{4}$ 16
16 (S)	=	$\frac{3}{4}$ 16 + 17 + 18 + 19 + $\frac{3}{4}$ 20
20 (SW)	=	$\frac{1}{4}$ 20 + 21 + 22 + 23 + 24 + $\frac{1}{4}$ 25
24 (W)	=	$\frac{3}{4}$ 25 + 26 + 27 + 28 + $\frac{3}{4}$ 29
28 (NW)	=	$\frac{1}{4}$ 29 + 30 + 31 + 32 + 33 + $\frac{1}{4}$ 34

3.1.3.3. Häufigkeit der vorherrschenden Windrichtung

Hat man die vorherrschende Richtung bestimmt, dann bleibt noch festzustellen, welchen Häufigkeitswert man ihr zuordnen will. Da die Häufigkeiten wegen der meist zu beobachtenden Bevorzugung der acht Hauptrichtungen im allgemeinen nur für diese berechnet sind, d. h. also für diejenigen Oktanten der 32teiligen Windrose, welche jeweils eine der Hauptrichtungen als mittlere Richtung umschließen (z. B. Oktant 06-10, Mittelrichtung 08), so ist nur folgendes Verfahren anwendbar:

Der Häufigkeitswert für die vorherrschende Windrichtung wird im allgemeinen aus den Häufigkeitswerten, die den beiden sie umschließenden Hauptrichtungen zugeordnet sind, durch einfache Addition bestimmt. Dabei liegt die vorherrschende Richtung entweder (Fall 1) genau in der Mitte zwischen den beiden Hauptrichtungen oder (Fall 2) davon um

Fall	1			2		
	Hauptrichtung	16	20	24	16	20
Häufigkeit	27 %	30 %	23 %	26 %	30 %	15 %
vorh. Richtung		18			19	
Quadrant		14—22			14—22	
Mitte		18			18	
Häufigkeit der vorh. Richtg.		57 %			56 %	
Fall	3			4		
	Hauptrichtung	16	20	24	16	20
Häufigkeit	27 %	30 %	25 %	27 %	30 %	27 %
vorh. Richtung		20			20	
Quadrant		14—22			16—24	
Mitte		18			20	
Häufigkeit der vorh. Richtg.		57 %			57 %	

Tabelle 21: Beispiele

einen Strich der 32teiligen Windrose nach einer Seite hin verschoben. Fällt die vorherrschende Richtung jedoch mit einer Hauptrichtung zusammen (Fall 3 und 4), so ist der Häufigkeitswert für die vorherrschende Richtung aus den Häufigkeitswerten dieser Hauptrichtung und der nächsthäufigen Nachbarrichtung zu bilden. Das gilt formal auch im Falle gleicher Häufigkeiten der beiderseitigen Nachbarrichtungen (Fall 4). In jedem Falle werden so die Beobachtungen aus einem ganzen Quadranten der Windrose erfaßt. Die vorherrschende Windrichtung liegt dann in den Fällen 1 und 4 genau in der Mitte des Quadranten, im Falle 2 um einen, im Falle 3 um zwei Strich der 32teiligen Windrose von der Mitte des Quadranten nach einer Seite hin verschoben.

In den Gebieten großer Windbeständigkeit wie den Passat- oder Monsungebieten läßt sich ein anderes Verfahren zur Bestimmung der vorherrschenden Windrichtung anwenden, da die Beobachtungen in diesen Gebieten nicht die ausgesprochene Bevorzugung der Hauptrichtungen zeigen. Man kann hier die Häufigkeitswerte von drei benachbarten Richtungen der 16teiligen Windrose zusammenfassen, z. B. NNE, NE, ENE oder NE, ENE, E usw. und feststellen, welcher der so zusammengefaßten Sektoren der Windrose die größte Häufigkeitssumme aufweist. Die mittlere Richtung dieses Sektors, der etwas größer als ein Oktant ist, nämlich 3/16 der Windrose umfaßt (er reicht z. B. von N z E bis E z N oder von

NE z N bis E z S), kann dann als vorherrschende Richtung bezeichnet werden. (s. z. B.: „Klimatologie des östlichen Teils des Mittelatlantischen Ozeans“) (28).*)

3.1.3.3.1 Die Genauigkeit von Häufigkeitsauszählungen

Wo Häufigkeitswerte, wie in den eben behandelten Fällen, aus Stichproben abgeleitet sind, sind Angaben erwünscht, wie weit sie von den reellen Wahrscheinlichkeitswerten — den aus vollständigem Material abzuleitenden wahren Häufigkeitswerten — abweichen. Dafür hat S. Koller graphische Tafeln herausgegeben (29). Ein einzelner Häufigkeitswert könnte natürlich beliebig weit vom reellen Wahrscheinlichkeitswert abweichen. Es ist, wie stets bei Wahrscheinlichkeitsbetrachtungen, erforderlich, einen „Zufallsbereich“ (oder Bereich der Irrtumswahrscheinlichkeit) abzugrenzen. Koller wählt die Grenze 99.73 %, d. h. 0.27 % aller Werte dürfen außerhalb des „Zufallsbereichs“ um den beobachteten Häufigkeitswert (oder auch um den reellen Wahrscheinlichkeitswert) liegen. Dieser Prozentsatz entspricht der 3 σ -Grenze einer Gaußschen Normalverteilung.

Der Umfang des jeweils festzustellenden Zufallsbereichs hängt von der Zahl der Beobachtungen ab. Die Werte sind den Kollerschen Tafeln 3—5 zu entnehmen. Die folgenden, als Beispiel dienenden Tabellen sind davon hergeleitet.

Die Genauigkeit von Häufigkeitsauszählungen

1. Frage: Wieviel Beobachtungen (N) benötige ich, damit sich die wahre Häufigkeit um höchstens x % von der ausgezählten (a %) unterscheidet?

Antwort:						
a =	5	10	20	30	40	
	95	90	80	70	60	50 %
für x = 1 %						
N =	5 000	9 000	15 000	19 000	21 000	23 000
für x = 2 %						
N =	1 400	2 400	4 000	5 000	5 600	5 800
für x = 3 %						
N =	700	1 100	1 800	2 200	2 500	2 500

Beispiel:

Ausgezählt 10 %.
Bei 1 100 Beobachtungen kann die wahre Häufigkeit 7 % — 13 % sein, bei 9 000 Beobachtungen 9 % — 11 %.

Tabelle 22

2. Frage: Wieviel Beobachtungen benötige ich, damit der ausgezählte Häufigkeitswert innerhalb der Grenzen \pm x % beiderseits des wahren Häufigkeitswertes A liegt?

Antwort:						
A =	5	10	20	30	40	
	95	90	80	70	60	50 %
für x = 1 %						
N =	4 500	8 000	14 000	19 000	21 000	23 000
für x = 2 %						
N =	1 200	2 100	3 600	4 800	5 400	5 800
für x = 3 %						
N =	600	1 000	1 600	2 100	2 400	2 500

Beispiel:

Wahre Häufigkeit 10 %.
Bei 1 000 Beobachtg. liegt der ausgezählte Wert zwischen 7 % und 13 %, bei 8 000 Beobachtg. zwischen 9 % und 11 %.

Tabelle 23

*) Im „Atlas of the Climatic Charts of the Oceans“ des U. S. Weather Bureau³⁰⁾ sind zur Darstellung der vorherrschenden Winde je 4 Richtungen der 16teiligen Windrose — also ein Quadrant — zusammengefaßt, und es ist der Quadrant

mit der größten Häufigkeitssumme festgestellt. Dies hat den Nachteil, daß die Mittelrichtung der Quadranten immer auf eine ungerade Zahl der Kompaßrose fällt (03, 05, 07, 09, 11 usw.).

3. Frage: Innerhalb welcher Grenzen liegt die wahre Häufigkeit bei N Beobachtungen und einer ausgezählten Häufigkeit von a‰?

Antwort: Ausgezählte Häufigkeit

a = 5	10	20	30	40	50	60	70	80	90	95	100 ‰
N = 200 Beobachtungen											
+ 6.4	+ 8.0	+ 9.7	+ 10.6	+ 11.0	+ 10.2	+ 9.2	+ 7.7	+ 5.3	+ 3.5		± 0
- 3.5	- 5.3	- 7.7	- 9.2	- 10.2	± 10.9	- 11.0	- 10.6	- 9.7	- 8.0	- 6.4	
N = 500 Beobachtungen											
+ 3.6	+ 4.6	+ 5.8	+ 6.6	+ 6.8	+ 6.4	+ 5.8	+ 5.0	+ 3.6	+ 2.5		± 0
- 2.5	- 3.6	- 5.0	- 5.8	- 6.4	± 6.8	- 6.8	- 6.6	- 5.8	- 4.6	- 3.6	
N = 1000 Beobachtungen											
+ 2.4	+ 3.2	+ 4.1	+ 4.6	+ 4.8	+ 4.6	+ 4.2	+ 3.6	+ 2.6	+ 1.8		± 0
- 1.8	- 2.6	- 3.6	- 4.2	- 4.6	± 4.8	- 4.8	- 4.6	- 4.1	- 3.2	- 2.4	
N = 2000 Beobachtungen											
+ 1.7	+ 2.2	+ 2.8	+ 3.2	+ 3.4	+ 3.3	+ 3.0	+ 2.6	+ 1.9	+ 1.4		± 0
- 1.4	- 1.9	- 2.6	- 3.0	- 3.3	± 3.4	- 3.4	- 3.2	- 2.8	- 2.2	- 1.7	
N = 3000 Beobachtungen											
+ 1.3	+ 1.8	+ 2.3	+ 2.6	+ 2.7	+ 2.6	+ 2.5	+ 2.1	+ 1.6	+ 1.1		± 0
- 1.1	- 1.6	- 2.1	- 2.5	- 2.6	± 2.7	- 2.7	- 2.6	- 2.3	- 1.8	- 1.3	
N = 5000 Beobachtungen											
+ 1.0	+ 1.4	+ 1.8	+ 2.0	± 2.1	± 2.1	± 2.1	+ 1.9	+ 1.6	+ 1.2	+ 0.9	± 0
- 0.9	- 1.2	- 1.6	- 1.9				- 2.0	- 1.8	- 1.4	- 1.0	
N = 10 000 Beobachtungen											
+ 0.7	± 0.9	± 1.2	± 1.4	± 1.5	± 1.5	± 1.5	± 1.4	± 1.2	± 0.9	+ 0.6	± 0
- 0.6										- 0.7	
N = 20 000 Beobachtungen											
+ 0.5	+ 0.7	+ 0.9	± 1.0	± 1.0	± 1.0	± 1.0	± 1.0	+ 0.8	+ 0.6	+ 0.4	± 0
- 0.4	- 0.6	- 0.8						- 0.9	- 0.7	- 0.5	

Tabelle 24

4. Frage: Welche Genauigkeit erreiche ich bei N Beobachtungen mit Bezug auf die wahre Häufigkeit A‰?

Antwort: Wahre Häufigkeit

A = 5	10	20	30	40	50	60	70	80	90	95	100 ‰?
200 Beobachtungen											
+ 5.5	+ 7.2	+ 9.2	+ 10.3	+ 10.8	+ 10.5	+ 9.7	+ 8.3	+ 6.0	+ 4.2		± 0
- 4.2	- 6.0	- 8.3	- 9.7	- 10.5	± 10.9	- 10.8	- 10.3	- 9.2	- 7.2	- 5.5	
500 Beobachtungen											
+ 3.2	+ 4.3	+ 5.5	+ 6.2	+ 6.7	+ 6.6	+ 6.1	+ 5.3	+ 3.9	+ 2.7		± 0
- 2.7	- 3.9	- 5.3	- 6.1	- 6.6	± 6.8	- 6.7	- 6.2	- 5.5	- 4.3	- 3.2	
1000 Beobachtungen											
+ 2.2	+ 2.9	± 3.8	± 4.4	± 4.7	± 4.8	± 4.7	± 4.4	± 3.8	+ 2.8	+ 2.0	± 0
- 2.0	- 2.8								- 2.9	- 2.2	
2000 Beobachtungen											
+ 1.6	+ 2.1	± 2.7	± 3.1	± 3.3	± 3.4	± 3.3	± 3.1	± 2.7	+ 2.0	+ 1.4	± 0
- 1.4	- 2.0								- 2.1	- 1.6	
3000 Beobachtungen											
+ 1.3	± 1.7	± 2.2	± 2.5	± 2.7	± 2.8	± 2.7	± 2.5	± 2.2	± 1.7	+ 1.2	± 0
- 1.2										- 1.3	
5000 Beobachtungen											
± 0.9	± 1.3	± 1.7	± 1.9	± 2.1	± 2.2	± 2.1	± 1.9	± 1.7	± 1.3	± 0.9	± 0
10 000 Beobachtungen											
± 0.7	± 0.9	± 1.2	± 1.4	± 1.5	± 1.5	± 1.5	± 1.4	± 1.2	± 0.9	± 0.7	± 0
20 000 Beobachtungen											
± 0.5	± 0.6	± 0.8	± 1.0	± 1.0	± 1.1	± 1.0	± 1.0	± 0.8	± 0.6	± 0.5	± 0

Tabelle 25

Ergebnis: Normalerweise kann man bei maritim-meteorologischen Häufigkeitsauszählungen keine größere Genauigkeit als 2—3 % erreichen, denn 2000 Beobachtungen je Monat bedeuten in einem 50jährigen Zeitraum mehr als eine Beobachtung an jedem Tag, 5000 mehr als drei. Nur im Jahresdurchschnitt kann etwa in 2°-Feldern gebietsweise mit einer Genauigkeit von $\pm 1\%$ gerechnet werden.

Sind Häufigkeitswerte auf Karten etwa in Einheitsfeldern eingetragen und sollen an Hand dieser Werte Isolinien gezogen werden, so kann man sich dafür die *Kollerschen* Tafeln zunutze machen. Es wird vorkommen, daß eine Anzahl Werte aus dem Rahmen fällt. Mit Hilfe der *Kollerschen* Tafeln kann man beurteilen, innerhalb welcher Grenzen die wahren Häufigkeitswerte bei den jeweils vorhandenen Beobachtungszahlen liegen können. Man kann dann durch die fraglichen Felder Isolinien legen, deren Werte den beobachteten Werten nicht mehr genau entsprechen, aber innerhalb des bei den jeweiligen Beobachtungszahlen möglichen „Zufallsbereichs“ liegen (s. Abb. 7).

3.1.4. Beständigkeit

In der klassischen Darstellung von *W. Köppen* im Segelhandbuch für den Atlantischen Ozean von 1899 (31) — Abb. 8 — ist als Beständigkeit der „mittleren Windrichtung“ — die nach der Erläuterung mit unserem Begriff der „vorherrschenden Windrichtung“ übereinstimmt — die „Häufigkeitssumme derjenigen drei benachbarten 16tel der Windrose definiert, welche die meisten Beobachtungen geliefert haben“. In Anlehnung daran ist in den Einzelveröffentlichungen Nr. 7 und 25 des Seewetteramtes: „Die vorherrschenden Winde auf dem Atlantischen Ozean im Januar und Juli bzw. April und Oktober (5,6) die Beständigkeit als Häufigkeitssumme der Richtungen im „bevorzugten Quadranten“ definiert; diese Richtungen sind die häufigste und die unmittelbar benachbarte nächsthäufige Richtung.

Normalerweise wird als Beständigkeit der Quotient zwischen vektorieller und skalarer Windgeschwindigkeit, ausgedrückt in Prozenten, bezeichnet: $\frac{|v|}{v} \cdot 100$.

Bei Verwendung dieser Definition ist jedoch eine gewisse Vorsicht am Platze. Man darf nicht zu große Zeiträume damit erfassen. Vor allem in Gebieten mit jahreszeitlichem Windwechsel — in Monsungebieten — vermittelt der Ausdruck $\frac{|v|}{v} \cdot 100$, für das ganze Jahr berechnet, kein wirklich kennzeichnendes Bild. Das Vektormittel wird dort klein, also ist auch $\frac{|v|}{v} \cdot 100$, die Beständigkeit des Windes, im Jahresmittel klein. Dabei wehen aber die Winde — Winter- und Sommermonsun — in den betreffenden Jahreszeiten tatsächlich mit großer Beständigkeit.

Bildet man dagegen Häufigkeitssummen aus den zwei

¹⁾ dargestellt durch verschiedene Pfeillänge

oder drei Nachbarrichtungen im bevorzugten Sektor, so tritt auch im Jahresmittel die eben erwähnte Schwierigkeit nicht auf. Man bekommt dann, — im Fall des jahreszeitlichen Windwechsels — im Jahresmittel zwei Häufungsstellen mit hoher „Beständigkeit“.

Im allgemeinen wird man aber auf das Jahresmittel verzichten können, und für die einzelnen Monate dürfte der Ausdruck $\frac{|v|}{v} \cdot 100$ noch repräsentativ sein, sofern nicht innerhalb der Monatsfrist ein völliger Umschwung des Windes erfolgt.

Zwischen Beständigkeit ($\frac{|v|}{v} \cdot 100$) und Vektorstreuung besteht eine gesetzmäßige Beziehung, die von *C. E. P. Brooks* (32) und Mitarbeitern abgeleitet worden ist. Es sei hier nur darauf verwiesen. In die für eine unmittelbare Integration nicht geeignete Gleichung geht neben der Beständigkeit die Streuung des Betrages der Vektordifferenz gegenüber dem Vektormittel ein.

In welcher Weise man die Beständigkeit *zeichnerisch* darstellt, muß der jeweilige Darstellungszweck bestimmen. Man kann sie durch verschiedene Länge, verschiedene Dicke oder andere Modifizierung der Windpfeile charakterisieren oder den Pfeilen eine Karte von Linien gleicher Beständigkeit unterlegen. Man kann auch — am Pfeilende — irgendwie den Winkel kenntlich machen, in dem — die Pfeilrichtung umschließend — 50 % der Windrichtungsbeobachtungen liegen. (s. z. B. „Klimatologie der Nordwesteuropäischen Gewässer“, (7) Teil 2, Karte 76—79, S. 46).

Zwischen der durch den Ausdruck $\frac{|v|}{v} \cdot 100$ definierten Beständigkeit und dem „50 %-Einzugswinkel“ besteht — bei Normalverteilung des Windes — eine bestimmte Gesetzmäßigkeit, die der folgenden Tabelle zugrunde liegt.

Beständigkeit	50 %-Einzugswinkel
100 %	0°
95 %	24°
90 %	36°
80 %	52°
70 %	68°
60 %	82°
50 %	98°
40 %	112°
30 %	128°
20 %	146°
10 %	162°
0 %	180°

Tabelle 26

Eine Darstellung der Beständigkeit auf Grund dieser Beziehung findet sich im „Atlas der Monatswerte von Wassertemperatur, Wind und Bewölkung auf dem Seeweg Europa-Südamerika“ von *H. J. Bullig* (32a) — s. Abb. 9 —.

Eine weitere Möglichkeit, die Beständigkeit anschaulich darzustellen, besteht darin, sie als Sektor in einen Kreis einzutragen, der 100 % symbolisiert.

3.1.5. Vektordarstellung

Da der Wind eine gerichtete Größe ist, liegt es nahe, ihn bildlich nicht durch zwei verschiedene Elemente — etwa die Richtung durch ein mit dem Winde fliegendes Pfeilstück, die Geschwindigkeit durch eine Zahl oder durch die Anzahl der Fiederchen am Pfeil — darzustellen, sondern durch einen Vektor, dessen Richtung mit der Windrichtung übereinstimmt und dessen Länge der Geschwindigkeit proportional ist. Windstärkeangaben nach der Beaufort-Skala müssen für eine Vektordarstellung zuvor in die äquivalenten Werte einer linearen Windgeschwindigkeitsskala (m/sec, km/Std, kn) umgesetzt werden. (Umrechnung s. 3.1.1. S. 16 .) Bei vergleichenden Betrachtungen ist es von Belang, zu wissen, welche Umwandlungsskala jeweils benutzt worden ist, da sich nicht nur die Windgeschwindigkeit, sondern auch die Windrichtung je nach der benutzten Skala, wenn auch nur um einen geringen Betrag, ändern kann.

Die einzelne Windbeobachtung als Vektor darzustellen, ist nicht üblich. Für längere Zeiträume interessiert aber außer der vorherrschenden Windrichtung auch die insgesamt resultierende „Luftversetzung“, d. h. das vektorielle Mittel aller einzelnen Windbeobachtungen der betrachteten Zeiträume, kurz: der mittlere Windvektor, der natürlich auch als solcher darzustellen ist.

Für die Errechnung des mittleren Windvektors aus den einzelnen Windbeobachtungen hat E. Wahl ein einfaches „Faltschema“ angegeben, das dem Rechenchema für die harmonische Analyse genau entspricht (33). Sind die Windbeobachtungen zu den 8 Hauptrichtungen zusammengefaßt, wie es sich für maritime Beobachtungen aus den oben angeführten Gründen empfiehlt, so braucht man die 8 Geschwindigkeitssummen für N = 0°, NE = 45°, E = 90° usw.) nur nach folgendem Schema zusammenzufassen: (das Zeichen — z. B. NE — der Richtung steht hier für die Richtungssumme)

I	II	III
N — S —	a N minus S	a —
NE SE SW NW	b NE minus SW	b minus c, b plus c
— E — W	c SE minus NW	
	d E minus W	— d

Tabelle 27

Die in III stehenden Werte sind beziehungsweise mit folgenden trigonometrischen Funktionswerten zu multiplizieren:

$$\begin{aligned} \cos 0^\circ &= 1 & \sin 0^\circ &= 0 \\ \cos 45^\circ &= 0.7071 & \sin 45^\circ &= 0.7071 \\ \cos 90^\circ &= 0 & \sin 90^\circ &= 1 \end{aligned}$$

damit erhält man das Schema

IV	
A = a	C = (b plus c) x 0.7071
B = (b minus c) x 0.7071	D = d
A + B C + D	

Die Werte der letzten Zeile sind dann noch durch die Anzahl N der Beobachtungen einschließlich der Windstillen zu dividieren, und man erhält Nord- und Ost-Komponente des mittleren Vektors. Aus diesen Komponenten ist dann mit Hilfe trigonometrischer Tafeln (enthalten z. B. in den Nautischen Tafeln von *Fulst* (34)) der mittlere Windvektor nach Richtung und Stärke zu ermitteln.

Beispiel:

N NE E SE S SW W NW
Richtgs.-Summe: 845 364 403 517 591 706 1445 2238 m/sec
Zahl der Beobachtungen: 895

I	II	III
845 591	254	254
364 517 706 2238	— 342 — 1721	1379 — 2063
403 1445	— 1042	— 1042
IV		
	254	
	975	— 1459
		— 1042
	1229	— 2501
1229 : 895 = 1.373		— 2501 : 895 = — 2.796
Windvektor also: 296° 3.1 m/sec		

Tabelle 28: Beispiel für die Berechnung eines Windvektors aus den 8 Hauptrichtungshäufigkeiten (10°-Feld 143 1°-Feld 63 [südlich Siziliens] Dezember [vieljährige Werte])

Man kann die Reihenfolge der Rechenoperationen natürlich auch umkehren und die Häufigkeitszahlen bei den einzelnen Richtungen zunächst mit dem Cosinus des Richtungswinkels für die Nord-Komponente und dem Sinus für die Ost-Komponente multiplizieren und danach die Summation für jede der Komponenten durchführen.

Es ergeben sich für dieses Verfahren folgende Multiplikationsfaktoren und Vorzeichen:

Richtung	Nord-Komponente	Ost-Komponente
NE	+ 0.7071	+ 0.7071
E	0	+ 1
SE	- 0.7071	+ 0.7071
S	- 1	0
SW	- 0.7071	- 0.7071
W	- 1	- 1
NW	+ 0.7071	- 0.7071
N	+ 1	0

Tabelle 29

Anmerkung 1.

Müssen aus besonderen Gründen die 16 Einzelwerte der 16teiligen Windrose — also die Werte von 2 Strich zu 2 Strich — benutzt werden, so ergibt sich das Rechenschema der Tabelle 30.

I				II				III	
N	—	S	—	N	—	S	—	a	—
NNE	SSE	SSW	NNW	NNE	—	SSW	SSE	b	—
NE	SE	SW	NW	NE	—	SW	SE	c	—
ENE	ESE	WSW	WNW	ENE	—	WSW	ESE	d	—
—	E	—	W	—	E	—	W	—	h

Tabelle 30

Die in III stehenden Werte sind der Reihe nach mit folgenden trigonometrischen Funktionswerten zu multiplizieren:

cos 0° = 1	sin 0° = 0
cos 22.5° = 0.924	sin 22.5° = 0.383
cos 45° = 0.707	sin 45° = 0.707
cos 67.5° = 0.383	sin 67.5° = 0.924
cos 90° = 0	sin 90° = 1

Damit erhält man das Schema

IV	
A = a	E = (b plus e) x 0.383
B = (b minus e) x 0.924	F = (c plus f) x 0.707
C = (c minus f) x 0.707	G = (d plus g) x 0.924
D = (d minus g) x 0.383	H = h
<hr/>	
A + B + C + D	E + F + G + H

Die Werte der letzten Zeile sind wieder durch die Anzahl N der Beobachtungen zu dividieren, und man erhält Nord- und Ost-Komponente des mittleren

Vektors, aus denen der mittlere Windvektor nach Richtung und Stärke zu bestimmen ist.

Bei Umkehrung der Reihenfolge der Rechenoperationen sind folgende Multiplikationsfaktoren und Vorzeichen anzubringen, bevor die Summation für die beiden Komponenten durchgeführt wird.

Richtung	N-Komponente	E-Komponente
NNE	+ 0.924	+ 0.383
NE	+ 0.707	+ 0.707
ENE	+ 0.383	+ 0.924
E	0	+ 1
ESE	- 0.383	+ 0.924
SE	- 0.707	+ 0.707
SSE	- 0.924	+ 0.383
S	- 1	0
SSW	- 0.924	- 0.383
SW	- 0.707	- 0.707
WSW	- 0.383	- 0.924
W	0	- 1
WNW	+ 0.383	- 0.924
NW	+ 0.707	- 0.707
NNW	+ 0.924	- 0.383
N	+ 1	0

Tabelle 31

Beispiel:

Monat	10°-Feld	1°-Feld	Wind- richtung	Richtg.-Summe (Zehntel- m/sec)	Zahl der Beobachtg.	N-Komp. (m/sec)	E-Komp. (m/sec)
09	144	94	00	00000	012	00000	00000
			02	00197	005	00018	00008
			04	00727	013	00051	00051
			06	00166	002	00006	00015
			08	00721	012	00000	00072
			10	00452	008	00017 —	00042
			12	00318	007	00022 —	00022
			14	00178	004	00016 —	00007
			16	00466	008	00047 —	00000
			18	00260	005	00024 —	00010 —
			20	01560	027	00110 —	00110 —
			22	00437	010	00017 —	00040 —
			24	00243	005	00000 —	00024 —
			26	00221	004	00008	00020 —
			28	00199	004	00014	00014 —
			30	00219	005	00020	00008 —
32	00597	010	00060	00000			
			<hr/>	006961	0141	000076 —	000009 —
						— 0.54	— 0.06

Vektor: 186° 0.54 m/sec

Monat	10°-Feld	1°-Feld	Wind- richtung	Richtg.-Summe (Zehntel- m/sec)	Zahl der Beobachtg.	N-Komp. (m/sec)	E-Komp. (m/sec)
09	144	95	00	00000	004	00000	00000
			02	00106	001	00010	00004
			04	00122	002	00009	00009
			06	00270	004	00010	00025
			08	00414	006	00000	00041
			10	00258	003	00010 —	00024
			12	00362	004	00026 —	00026
			14	00083	001	00008 —	00003
			16	00238	005	00024 —	00000
			18	00120	002	00011 —	00005 —
			20	00365	007	00026 —	00026 —
			24	00276	003	00000 —	00028 —
			26	00083	001	00003	00008 —
			28	00362	004	00026	00026 —
			30	00587	005	00054	00022 —
			32	01096	008	00110	00000
			<hr/>	004742	0060	000117	000017
						1.95	0.28

Vektor: 8° 1.97 m/sec

Tabelle 32: Zwei Beispiele für die Berechnung der Windvektoren nach dem Schema der Tabelle 31 (Hollerith-Tabellierung)

Anmerkung 2.

Die Darstellung mittlerer Windwerte aus Einzelbeobachtungen nach der 16teiligen Richtungsskala hat ein Minimum von Beobachtungen zur Voraussetzung, das wegen der stärkeren Aufgliederung höher liegt als bei anderen Elementen. 48 (= 3 x 16) oder rund 50 Beobachtungen scheinen als unterste Grenze auszureichen. In Gebieten beständigerer Winde kommt man auch wohl mit weniger Beobachtungen noch aus, hier ist aber bei Vektordarstellungen zu beach-

ten, daß einzelne Beobachtungen mit großer Windstärke das Bild völlig verfälschen können. Es ist daher ratsam, in derartigen Fällen— mindestens aber bei einer Beobachtungszahl von weniger als 17 — bei Vektordarstellungen Windstärken von 8 Bft und mehr auszuschalten und das Vektormittel nur aus den Beobachtungen mit geringerer Windstärke zu bilden, wenn nicht Stürme in dem betreffenden Gebiet die häufigere Erscheinung sind.

3.1.5.1. Vektorstreuung

Durch das Vektormittel allein sind die Windverhältnisse einer Station oder eines Gebietes noch nicht genügend charakterisiert. Es ist vielmehr erwünscht zu wissen, in welchen Grenzen der Wind nach Richtung und Geschwindigkeit um diesen Mittelwert schwanken kann, also die „Vektorstreuung“ zu kennen.

Zeichnet man in einem rechtwinkligen Koordinatensystem, dessen Achsenschnittpunkt als Ausgangspunkt der Windvektoren einer Station oder eines Seegebietes genommen wird, die Endpunkte der Vektoren als Punkte ein, so entsteht eine Punktwolke, die sich in charakteristischer Weise um den Endpunkt des mittleren Vektors scharf. Sie bedeckt einen Bereich, der meist eine etwa elliptische Umgrenzung hat. Man kann aus den Beobachtungen die Streuung um den Mittelwert berechnen und die „normale“ Häufigkeitsverteilung bestimmen, die der Punktwolke am besten entspricht. Es ergibt sich, daß die Linien gleicher Häufigkeit Ellipsen — im Grenzfall Kreise — um den Endpunkt des Mittelvektors sind.

Zur Bestimmung der Achsenlänge derjenigen Ellipse, welche die Hälfte aller Vektorendpunkte einschließt, erhält man folgenden Ausdruck (35):

$$a, b = 0.83256 \sqrt{\sigma_x^2 + \sigma_y^2 \pm \sqrt{(\sigma_x^2 - \sigma_y^2)^2 + 4r^2 \sigma_x^2 \sigma_y^2}}$$

wobei + für die große, — für die kleine Achse gilt.

Darin bedeuten σ_x bzw. σ_y die Streuungen $\sqrt{\frac{\sum x_i^2}{n}}$

bzw. $\sqrt{\frac{\sum y_i^2}{n}}$ der Windvektorkomponenten in Richtung der x- bzw. y-Achse und r den Korrelations-

koeffizienten $\frac{\sum x_i y_i}{n \sigma_x \sigma_y}$

Der Winkel ϑ , den die große Achse der Streuungsellipse mit der x-Achse bildet, ergibt sich aus der Beziehung

$$\operatorname{tg} 2 \vartheta = \frac{2r \sigma_x \sigma_y}{\sigma_x^2 - \sigma_y^2}$$

Will man die Achsen einer Ellipse mit einer vorgegebenen Wahrscheinlichkeit w bestimmen, so hat man die obigen Werte für a und b mit einem Faktor zu multiplizieren, der sich aus der vorgegebenen Wahrscheinlichkeit zu

$$k = \sqrt{\frac{\log W}{\log 0.5}} \text{ bestimmt. } \left[w = \left(\frac{1}{2}\right)^{k^2} \right]$$

Die Achsen der Ellipse, die nicht mehr als 25 % der Endpunkte der Windvektoren einschließt, sind nur etwa zwei Drittel (genauer 0.64) mal so lang wie die Achse a und b der die Hälfte der Punkte einschließenden Ellipse. Für die Ellipse, die 75 % einschließt, ist

der Faktor 1.41 (die Achsen sind fast $1 \frac{1}{2}$ mal so lang wie a und b), bei 95 % ist er 2.08 und bei 99.73 % 2.92 (fast 3 mal so lange Achsen).

Der letztgenannte Häufigkeitswert entspricht dem 3σ -Wert bei einer linearen Normalverteilung. Einen analogen Wert für die zweidimensionale Normalverteilung erhält man, wenn man den Achsen der Streuungsellipse die Länge 3σ gibt ($3\sigma_\xi$ und $3\sigma_\eta$). Der Multiplikationsfaktor ist dann 2.55, und die Ellipse schließt 98.89 % der Windvektorendpunkte ein (1.11 % liegen außerhalb*).

Beispiel: Streuungsellipse des Windvektors für das Feld 36° — 37° N, 0° — 2° E, Monat Juli. (s. Abb. 10a)

Die Beobachtungen werden zunächst nach Richtung und Stärke geordnet, die Beaufortwerte dann mittels Umsetzskala in Metersekundenwerte umgesetzt und jeder Wert mit dem zugehörigen Richtungs-Cosinus bzw. -Sinus multipliziert. Aus den so für alle Einzelbeobachtungen bestimmten E- und N-Komponenten werden die Gesamtmittel gebildet; man erhält die mittlere E- und die mittlere N-Komponente und damit den mittleren Windvektor. Aus den Abweichungen x_i und y_i von den Mittelwerten der Komponenten sind σ_x und σ_y sowie r zu errechnen, woraus sich dann durch Einsetzen in die oben angegebenen Formeln der Winkel ϑ und die Achsenlängen a und b ergeben. Diese sind dann noch mit dem Faktor k zu multiplizieren, der im Beispiel zu 2.55 ($ka = 3\sigma_\xi$) genommen ist. Hat man mit Hilfe von ϑ die Richtung der großen Achse bestimmt**, so kann man, ausgehend vom Endpunkt des Mittelvektors, in bekannter Weise die Streuungsellipse konstruieren, etwa, indem man mit den beiden Achsen als Radien Kreise um den Endpunkt schlägt, durch den Endpunkt Strahlen legt und durch deren Schnittpunkte mit dem Großachsenkreis Parallele zur kleinen Achse, durch die Schnittpunkte mit dem Kleinachsenkreis Parallele zur großen Achse zeichnet. Die Schnittpunkte der zueinander gehörenden Parallelen sind dann Ellipsenpunkte.

Im Beispiel ist die Anzahl der Beobachtungen $n = 1776$. Die Summe der E-(x-)Komponenten ist + 2931.63 m/sec, die Summe der N-(y-)Komponenten + 1230.28 m/sec, die mittlere E-Komponente also + 1.65 m/sec, die mittlere N-Komponente + 0.69 m/sec. Damit ergibt sich Richtung und Betrag des mittleren Windvektors zu 67° 1.79 m/sec. Die Summe der quadratischen Abweichungen der Komponenten ergibt $\sum x_i^2 = 58\,751.46$ bzw. $\sum y_i^2 = 14\,132.82$ (m^2/sec^2), die Summe des Produktes der Abweichungen $\sum x_i y_i = 15\,197.66$ (m^2/sec^2). Daraus erhält man $\sigma_x = 5.75$ m/sec, $\sigma_y = 2.82$ m/sec, $r = 0.53$. Mit diesen

*) Es ist $a = 1.17741 \sigma_\xi$, $ka = 3 \sigma_\xi$, also $k = 3/1.17741 = 2.55$.

***) ϑ ist von der E-(x-)Achse ausgehend entgegen dem Uhrzeigersinn abzutragen.

Werten findet man die Länge der großen Achse derjenigen Streuungsellipse, die die Hälfte aller Vektorendpunkte enthält, a , zu 7.04 m/sec, die der kleinen Achse, b , zu 2.71 m/sec und den Winkel zwischen x -(E-)Richtung und großer Achse zu $\vartheta = 17^\circ$. Die Länge der großen Achse derjenigen Streuungsellipse, die 98.89 % Vektorendpunkte umfaßt, ist $s = 3\sigma_{\xi} = 2.55 a = 17.95$ m/sec, die der kleinen Achse $t = 3\sigma_{\eta} = 2.55 b = 6.91$ m/sec.

Um zu veranschaulichen, inwieweit die berechnete Streuungsellipse die tatsächlich beobachtete Windverteilung erfaßt, sind in die Abb. 10 b, die außer der 98.89 %-Ellipse auch die 50 %-Ellipse zeigt, die Häufigkeiten der bei den einzelnen Windrichtungen beobachteten Windstärken eingetragen.

Die Berechnung einer Streuungsellipse erfolgt unter der Voraussetzung einer — zweidimensionalen — Normalverteilung der Beobachtungen. Von einer solchen Verteilung kann, wie man leicht erkennt, im Beispiel nicht die Rede sein. Sie wird bei Beobachtungen des Bodenwindes wohl niemals vorliegen. Wir sahen ja, daß zumindest in gemäßigten Breiten die Windstärken 2, 3 oder 4 Beaufort häufiger auftreten als die jeweils niedrigeren Stärken, und man sieht auch am Beispiel, daß im Seegebiet vor der algerischen Küste im Juli die Stärken 2 und 3, z. T. auch 4 fast bei allen Richtungen bevorzugt sind. Es ergibt sich als Bild der tatsächlichen Häufigkeitsverteilung keine Glocke mit elliptischem Querschnitt, wie sie für eine Normalverteilung charakteristisch wäre, sondern ein Gebilde, das einem länglichen, in der Mitte etwas eingebeulten Hute gleicht, dem noch nahe der Mitte, beim Werte 0 Beaufort, eine steile Spitze aufgesetzt ist, so daß eine Art Pickelhaube entsteht.

Es ist aber beachtlich, wie gut die elliptische Form der „Punktwolke“ der Beobachtungen nach Lage und Umfang von den Streuungsellipsen wiedergegeben wird. Eine Auszählung ergibt, daß die äußere Ellipse 98.51 % statt 98.89 %, die innere Ellipse allerdings bereits 58.4 % statt 50 % der Beobachtungen einschließt.

3.2. Temperaturen

3.2.1. Wassertemperatur

Selbst bei größter Sorgfalt ist es an Bord u. U. schwierig, repräsentative Temperaturwerte zu erhalten. Wird die Wassertemperatur mit Hilfe einer Zinkblech- oder Segeltuchpütz bestimmt, so kann es bei starker Einstrahlung vorkommen, daß die Pütz, wo sie auch aufbewahrt wurde, die überhöhte Temperatur des Schiffskörpers angenommen hat. Ein Bruchteil dieser Pütztemperatur wird dann der eingeholten Wasserprobe zugeleitet, und man mißt eine etwas zu hohe Wassertemperatur; ein Fehler von 0.2°C ist dabei durchaus denkbar (36). Durch zusätzliche Bestrahlung der gefüllten und an Deck abgestellten Pütz kann sich der Fehler noch weiter erhöhen, wenn

nicht unmittelbar nach dem Schöpfen abgelesen worden ist. Dies wirkt sich vor allem dann auch auf den Mittelwert merklich aus, wenn, wie z. B. im westlichen Mittelmeer (9), immer nur zur selben Mittagszeit gemessen wird; dann können auch die längerzeitlichen Mittelwerte der Wassertemperatur, zumindest bei hohem Sonnenstand — in den Tropen oder (in höheren Breiten) im Sommer der betreffenden Halbkugel — einige Zehntel Grad zu hoch ausfallen. E. Wahl schätzt die Größe des systematischen Strahlungsfehlers aufgrund seiner eingehenden Untersuchung von Schiffsbeobachtungen aus dem Englischen Kanal und einem Gebiet des Nordatlantik — 49° — 50°N , 16° — 20°W — bei den Monatsmitteln im Sommer auf $+0.2^\circ\text{C}$; im Winter verschwindet dieser Fehler; dafür treten dann Temperaturerhöhungen durch die Heizung des Schiffes auf, die aber kaum höhere Beträge erreichen dürften (36).

Diesem fälschenden Einfluß entgegen wirkt ein anderer, dessen Wirkung der Größenordnung nach schwer abzuschätzen ist. Wenn die Pütz bei merklichem Fahrtwind heraufgeholt und zum Ablesen an Deck gestellt wird, dann tritt sehr rasch eine Abkühlung der Wasserprobe durch Verdunstung ein, derselbe Vorgang, wie er am „feuchten“ Thermometer jedes Psychrometers zu beobachten ist.

Der Betrag dieser Abkühlung hängt nicht nur von Temperatur und Windgeschwindigkeit ab, sondern auch von Art und Rauminhalt der Pütz, ist also sehr verschieden groß. Auch ohne Verdunstung tritt eine ähnliche Wirkung ein, wenn die Lufttemperatur merklich niedriger ist als die Wassertemperatur; dann gleicht sich die Temperatur der Wasserprobe in der Pütz mehr oder weniger rasch der niedrigeren Lufttemperatur an.

Alle diese Fehler werden vermindert, wenn statt der Pütz das gegen Außeneinflüsse besser abgeschirmte Schöpftthermometer zur Messung benutzt wird; ganz ausgeschaltet werden sie auch bei diesem Instrument nicht (37, 38).

Nicht alle Schiffe sind in der Lage, mit Pütz oder Schöpftthermometer zu arbeiten. Auf den Fischdampfern werden im Fanggebiet alle Hände beim Fanggeschäft benötigt, und auf schnell fahrenden Schiffen bedeutet das Aufschlagen der Pütz oder des Schöpftthermometers für den Beobachter die Gefahr, über Bord gerissen zu werden oder mindestens die Pütz durch Abreißen zu verlieren. Auf solchen Schiffen wird die Wassertemperatur am Einlaufstutzen für das Kühlwasser der Maschine mit eingebautem bordeigenem Thermometer gemessen oder — bei Fischdampfern — neuerdings fernelektrisch im sogenannten „Wasserkasten“. Der Wasserkasten befindet sich — bei ruhiger See — 2—5 m, der Kühlwasserlauf je nach Schiffsart 5—10 m unterhalb der Wasserlinie.

Mit den so gemessenen Temperaturwerten sind die mit der Pütz oder dem Schöpftthermometer gewonnenen natürlich streng genommen nicht zu vergleichen. Diese stammen bei ruhiger See aus der ober-

sten, etwa meterdicken Wasserschicht, jene aus Wassertiefen mit meist davon abweichenden Temperaturen. Nur bei stärkerem Seegang wird durch Turbulenz eine Angleichung der Temperaturen in diesen verschiedenen Tiefen erfolgen, dann aber wird die Pützmessung sowieso schwierig, wenn nicht unmöglich.

E. Wahl und H. U. Roll haben Vergleiche zwischen Schöpfthermometermessungen und Messungen am Einlaufstutzen bzw. im Wasserkasten durchgeführt (39). Bei Ausschaltung möglicher Fehlerquellen ist der Unterschiedsbetrag zwischen den Meßergebnissen gering; Roll fand ihn bei Windstärken zwischen 1 und 8 Bft im Mittel zu höchstens 0.12°C .

Es erweist sich trotzdem als wünschenswert, wie es beim Seewetteramt auch geschieht, die in der „Maschine“ oder im „Wasserkasten“ gemessenen Wassertemperaturen für die Verarbeitung besonders zu kennzeichnen. Das ist bei älteren Beobachtungen jedoch nicht möglich, weil in der Regel Angaben darüber fehlen, wo und wie gemessen wurde. Es werden dann also Temperaturen der Oberflächenschicht und aus größerer Tiefe ohne Unterschied zusammen verwertet. Auch hier erhebt sich somit die Frage, ob man auf derart gemischtes Beobachtungsmaterial mathematisch-statistische Formeln anwenden kann. Man sollte es eigentlich nicht. Die Formeln ermöglichen jedoch leichte Vergleichbarkeit zwischen verschiedenen Abschnitten des Jahres und zwischen verschiedenen Seegebieten. Man muß sich nur immer fragen, ob die Zehntelgrade, die dabei etwa herauskommen, nicht ausschließlich rechnerische Bedeutung haben. Unter der stillschweigenden Voraussetzung, daß die errechneten Werte die wahren Temperaturen nicht wirklich exakt wiedergeben, erscheint gleichwohl die Frage berechtigt, wie stark die gegebenen Beobachtungswerte streuen und mit welcher Genauigkeit man einen Mittelwert aus den gegebenen Beobachtungen bestimmen kann. Davon wird später noch die Rede sein.

3.2.2. Lufttemperatur

Noch stärker als die Wassertemperatur kann die Lufttemperatur durch Strahlungseinflüsse verfälscht werden. An einem ruhigen, sonnigen Tag ist die Luft, die das Schiff unmittelbar umgibt, durch Rückstrahlung vom Schiffskörper her, wohl auch durch leichte Konvektion und Wärmeleitung, über den Temperaturbetrag hinaus erwärmt, den die Luft in der weiteren, ungestörten Umgebung aufweist. Auch bei Messung in Luv und sorgfältiger Ventilation hat man keine Gewähr, in einer derartigen Situation dem Strahlungsbereich des Schiffskörpers entronnen zu sein. Wenn aber auf eine ausreichende Bewindung des Thermometers dabei überhaupt nicht geachtet wird, dann können erhebliche Fehler in der Bestimmung der Lufttemperatur herauskommen. Fehler von einigen Graden Celsius sind durchaus möglich. Als Beispiele seien hier die Beobachtungen aus zwei alten Segelschiffstagebüchern angeführt. In dem

einen war am 1. 4. 1911 bei den Kanarischen Inseln notiert:

Luft um 4^h Bordzeit 16°C , um 8^h 23.7° , um 12^h 23.9° , um 16^h 23.5° , um 20^h 17.2° , um 24^h 16.3° , (Wasser gleichzeitig 16.3° , 17.1° , 18.6° , 19.1° , 17.8° , 16.8°), das andere, von einem deutschen Schulschiff stammende, enthielt am 23. 10. 1906 östlich der Kleinen Antillen folgende Eintragungen: Um 0^h Luft 26.3° , (Wasser 27.5°), um 4^h 26.0° (bzw. 27.2°), um 8^h 35.8° (und 27.6°), um 12^h 32.8° (und 28.5°), um 16^h 26.3° (und 28.0°), um 20^h 26.3° und 28.0° . Bei beiden Schiffen ist die Überhöhung beider Temperaturen am Tage deutlich genug; bei der Lufttemperatur eine Schwankung von 8° — 10° (!), während die Schwankung tatsächlich nur 0.25° — 0.3°C betragen sollte, bei der Wassertemperatur von 2.8° bzw. 1.3° , in Wirklichkeit nur etwa 0.25° (40). Um die verstrahlte Lufttemperatur aus dem Beobachtungsmaterial auszuschließen, kann man verschiedene Wege wählen. Einmal können bereits bei der Aufbereitung die offensichtlich verstrahlten, also die extrem falschen Werte gestrichen werden. Das ist ein subjektives Verfahren. Wahl hat jedoch in seiner Untersuchung (36) — allerdings nur für die Wassertemperatur — gezeigt, daß in den von ihm behandelten Seegebieten dies Verfahren genau zu der von ihm als notwendig erachteten Erniedrigung des Mittelwertes führte. Danach wäre es dort nicht nötig, um auch die weniger auffälligen, bei der Aufbereitung nicht gestrichenen Verstrahlungswerte auszuschalten, Mittel nur aus Nachtwerten zu bilden. Das wäre sogar falsch; die Mittel wären dann sicher zu niedrig, allerdings nur geringfügig.

Bildet man dagegen das Tagesmittel aus allen Beobachtungen (mit Ausnahme der extrem verstrahlten Werte), so bekommt man offenbar deswegen einen repräsentativen Wert, weil die unauffälligen Verstrahlungswerte des Tages durch die nächtlichen Ausstrahlungsfehler gerade kompensiert werden.

Ein anderes Verfahren zur Ausschaltung strahlungsgefälschter Werte besteht darin, ohne vorherige Streichung der offensichtlich verfälschten Extremwerte, nachdem man die Temperaturen der Größe nach geordnet hat, ganz schematisch am oberen und unteren Ende der Reihe je 5% der Werte einfach zu streichen, ein Verfahren, das in den angelsächsischen Ländern beliebt ist. Damit sind dann wohl sicher die Ausschleier beseitigt. Das Verfahren ist objektiv, aber bei seeklimatischen Untersuchungen vielleicht doch zu rigoros, da die Temperaturen auf See nicht so stark streuen, wie man es von Land her gewohnt ist.

Es muß noch erwähnt werden, daß an Bord der deutschen Schiffe die Temperaturen vor 1930 teilweise nur auf ganze oder halbe Grade genau abgelesen wurden. Für Mittelwertbildungen spielt das keine Rolle, da sich die Auf- und Abrundungen bei großer Beobachtungszahl die Waage halten werden. Auszählungen von Temperaturstufen können jedoch aus diesem Grunde nicht nach Zehnteln, sondern nur nach Stufen von ganzen Celsiusgraden erfolgen,

also z. B. von 0.5° C bis 1.4° C usf. Dabei sind zwar in den mit 0.5° gemeldeten Ablesungen etliche Aufrundungen von 0.3° und 0.4° enthalten, die aber durch das Fortfallen etlicher Aufrundungen von 1.3° und 1.4° auf 1.5° ausgeglichen werden. Die Auf- und Abrundungen auf 1.0° C sind dagegen in der Stufe sämtlich enthalten.

3.2.3. Streuung der beobachteten Temperaturen

Obwohl die Streuung (standard deviation) nur für eine „Normalverteilung“ eine eindeutig kennzeichnende Größe ist, läßt sich $\sigma = \sqrt{\frac{\sum (x - \bar{x})^2}{n}}$ formal natürlich für beliebige Verteilungen berechnen und

gibt im allgemeinen auch für Temperaturbeobachtungen auf See einen brauchbaren Vergleichsmaßstab ab, der über den Mittelwert hinaus das betrachtete Gebiet thermisch genauer charakterisiert. Man muß allerdings darauf achten, daß die Verteilung nicht mehrgipflig ist, daß also beispielsweise nicht zwei Häufungsstellen von Temperaturwerten auftreten, wie es etwa im Grenzgebiet zwischen zwei verschiedenen warmen Meeresströmen (z. B. Golfstrom — Labradorstrom) bei der Wassertemperatur leicht auftreten kann. In diesem Fall kennzeichnet weder der Mittelwert allein noch auch zusammen mit der Streuung die Temperaturverteilung in ausreichendem Maße (s. Tab. 33).

1. 40°—41°N																						
65°—66°W																						
Januar																						
		274 Beobachtungen der Wassertemperatur																		Mittel 10.°6		
Grad	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20		
	0	0	2	3	4	8	9	7	11	5	7	7	12	9	8	4	1	1	1	1%		
dagegen Juli																						
		424 Beobachtungen der Wassertemperatur																		Mittel 22.°2		
Grad	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28						
	1	1	1	2	2	4	3	8	9	14	22	15	13	4	1	0%						
2. 41°—42°N																						
64°—65°W																						
Januar																						
		335 Beobachtungen der Wassertemperatur																		Mittel 8.°6		
Grad	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18				
	0	0	4	5	9	14	16	9	6	7	7	6	6	1	4	3	2	1%				
Juli																						
		180 Beobachtungen der Wassertemperatur																		Mittel 19.°8		
Grad	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26			
	1	2	2	4	7	7	8	17	12	12	8	10	4	4	2%			

Tabelle 33:
Häufigkeiten der Wassertemperaturen in zwei Gebieten südlich Neuschottlands

Gebiet 1 liegt im Winter dicht nördlich, im Sommer südlich der hydrosphärischen Polarfront-Konvergenz, Gebiet 2 im Winter ebenfalls nördlich, aber weiter entfernt, im Sommer ebenfalls südlich, aber näher daran.

Mit Hilfe der Streuung läßt sich auch der mittlere Fehler des Mittelwerts $\sigma_M = \sqrt{\frac{\sigma^2}{n}}$ bestimmen.

Ermittelt man ihn für die zu vergleichenden Gebiete jeweils aus der gleichen Anzahl Beobachtungen, so kommt man vom Einfluß der verschiedenen großen Beobachtungszahlen frei und hat brauchbare Vergleichswerte von Gebiet zu Gebiet. Bei Stichproben aus jeweils 100 Beobachtungen betragen sie gerade ein Zehntel der jeweiligen Streuungen.

Die Streuungen selbst würden natürlich auch schon den gewünschten Vergleich ermöglichen; durch sie erhält man aber eigentlich nur einen Maßstab für die *Schwankungsweite der Einzelwerte*, was natürlich durchaus wissenschaftlich ist. Die Angabe des Mittelwertfehlers liefert dagegen ein anschauliches Maß für die naturbedingt erreichbare *Genauigkeit der Mittelwerte*.

Die Karten im Anhang (Abb. 11) bringen als Beispiel die mittleren Luft- und Wassertemperaturen mit ihren „Fehlern“ für einige Gebiete des Nordatlantischen Ozeans. Die Werte für den Monat Juni sind dem Lochkartenarchiv des Seewetteramtes entnommen, die Januarwerte der Wassertemperatur dem „Meteor“-Werk (41).

Beide Beobachtungsreihen der Wassertemperatur passen gut zueinander.

In die Karte ist der Verlauf der nordatlantischen Polarfront (Hydrosphäre) im Januar und Juni eingezeichnet*).

Stellt man die Untersuchung nicht auf *dieselbe Anzahl* Stichprobenbeobachtungen in allen Vergleichsfeldern ab, sondern auf die *Gesamtheit* der jeweils verfügbaren Beobachtungen, so erhält man keinen Vergleichsmaßstab für die *naturbedingten* Mittelwertfehler, sondern ein Maß für die Genauigkeit, die mit der vorhandenen *Beobachtungszahl* in jedem Gebiet zu erzielen ist. Man kann auch umgekehrt fragen, wieviel Beobachtungen man benötige, um in dem untersuchten Gebiet eine Mittelwertgenauigkeit von beispielsweise 0.1°C zu erreichen (Antwort:

$$n = \frac{\sigma^2}{\sigma_M^2} = 100 \sigma^2) \text{ Und, um wieder eine weitergehende}$$

Charakterisierung zu erhalten, kann man schließlich auch die Frage aufwerfen, welches der Fehlerbereich sei, innerhalb dessen der nur aus einer Anzahl von Stichprobenwerten ermittelte Mittelwert vom wahren Mittelwert (aller Werte) abweichen kann. Die Antwort ist den graphischen Tafeln von *Koller* (29) für die Überschreitungswahrscheinlichkeit 0.27% zu entnehmen. Bei einer *großen* Anzahl von Stichprobenwerten wird der Fehlerbereich nach oben und unten durch den dreifachen Wert des mittleren Fehler

$$\text{lers des Mittelwerts } 3 \sigma_M = 3 \frac{\sigma}{\sqrt{n}} \text{ begrenzt. Bei geringer}$$

Anzahl vergrößert sich der Bereich. Der Faktor, mit dem σ_M dann jeweils zu multiplizieren ist, kann der Tafel 7 des *Kollerschen* Buches entnommen werden; bei 21 Stichproben ist er beispielsweise 3.4, bei 13 Stichproben 3.7 usw.

3.2.4. Höchst- und Tiefstwerte der Temperaturen

Die Inhomogenität des maritimen Beobachtungsmaterials und die Möglichkeit von Verstrahlungsfehlern läßt die Angabe absoluter Extremwerte unzuverlässig erscheinen. Man würde von Feld zu Feld starke unreelle Schwankungen erhalten. Es ist zweckmäßiger, statt dessen den dreifachen Betrag der „Streuung“ der Einzelwerte (standard deviation) als Höchst- bzw. Tiefstwert zu betrachten. Bei einer *Gaußschen* „Normalverteilung“ hätte man damit 99.73% der Werte erfaßt und die außergewöhnlichen — reellen oder verstrahlten — Extremwerte ausgeschlossen. Normalverteilung ist allerdings bei den Temperaturbeobachtungen nicht vorzusetzen. Um eine entsprechende Begrenzung auch bei den tatsächlich vorgefundenen Verteilungen zu erhalten, könnte man am oberen und unteren Ende der größtmäßig geordneten Beobachtungswerte zusammen 0.27% streichen. Man kann aber auch auf das in jedem Fall kennzeichnende Moment der Streuung zu-

*) bestimmt als Südgrenze des stärksten Temperaturgradienten an Hand der Karten der Oberflächentemperatur im „Meteor-Werk“⁴¹⁾, Atlas zu Band V, Beilage VI und XI.

rückgreifen und den dreifachen Wert der Streuung auch einer beliebigen Verteilung als Höchst- und Tiefstwert ansprechen. Da jedoch die Verteilungen gewöhnlich eine gewisse Schiefe aufweisen, kommt man zu besseren Werten, wenn man die Streuung für die über und unter dem häufigsten Temperaturwert liegenden Werte getrennt berechnet, also sozusagen für zwei verschiedene, in sich symmetrisch angenommene Verteilungen, einmal zur Bestimmung des Höchstwertes, das andere Mal zur Bestimmung des Tiefstwertes.

Beispiel:

$^\circ\text{C}$	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Anz.	2	1	4	6	11	24	32	43	43	98
$^\circ\text{C}$	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Anz.	126	155	107	67	26	12	1	0	1	1

Tabelle 34: Lufttemperaturbeobachtungen im Gebiet $42^\circ\text{--}43^\circ\text{N}$, $5^\circ\text{--}7^\circ\text{E}$ (südl. Toulon)

Mittelwert 11.0° , dreifache Streuung 9.2° , also Maximum 20.2° , Minimum 1.8° . Bei Aufgliederung in zwei in sich symmetrische Verteilungen: häufigster Wert 12.0° , dreifache Streuung 5.4° bzw. 9.9° , also Maximum 17.4° , Minimum 2.1° . Bei der Aufgliederung werden auch am oberen Ende zwei extreme Werte ausgeschieden.

3.3. Luftfeuchtigkeit

Messungen der Luftfeuchtigkeit an Bord deutscher Schiffe sind vor 1950 selten. Das hat instrumentelle Gründe. Das Haarhygrometer ist auf See u. a. deswegen weniger geeignet, weil Adsorption von Salzkristallen die Messungen beeinträchtigt. Eine Berührung mit feinstem Sprühwasser, etwa vom Gischt der Bugwelle her, ist nicht immer vermeidbar. Auch die Messung mit Hilfe eines Psychrometers in einer Bordthermometerhütte erbringt durch Strahlung und Ansatz von Salzkristallen gefälschte Werte, wenn die Fehlerquellen nicht ständig beobachtet und ausgeschaltet werden, was im allgemeinen nur bei Forschungsfahrten geschehen wird (s. Literatur 40, S. 243 ff, sowie 42 und 43).

Eine Reihe deutscher Schiffe war vor dem zweiten Weltkrieg mit dem *Abmannschen* Aspirationspsychrometer ausgerüstet. An Land seit Jahrzehnten bewährt, erweist es sich an Bord eines stampfenden und rollenden Schiffs als nicht handlich genug. Auch leidet das Gehäuse durch Korrosion, und die Feder des Uhrwerkes wird durch große Temperaturschwankungen — etwa zwischen Aufbewahrungsraum und Außenluft — zu sehr strapaziert. Obwohl Verbesserungen dieses Instruments für den Bordgebrauch möglich erscheinen, sind seit 1950 deutsche Schiffe in zunehmendem Maße mit der handlicheren Psychroschleuder ausgerüstet worden. Auch ihre Verwendung erfordert auf bewegtem Schiff Übung. So ist es erklärlich, daß bisher nur ein Teil der Bordbeobach-

tungen — bei deutschen Schiffen in neuester Zeit immerhin schon etwa 90 % — auch Feuchtemessungen enthält. Eine neue, auf Taupunktbestimmung basierende Methode der Feuchtemessung mit Hilfe eines Lithium-Chlorid-Gebers befindet sich noch im Erprobungsstadium. Bisherige Meßergebnisse berechtigen zu der Hoffnung, daß dieses Gerät zu einem brauchbaren Bordinstrument entwickelt werden kann.

Die Psychrometerbeobachtungen werden in erster Linie zur Bestimmung der relativen Feuchte benutzt. Ebenso gut kann man natürlich auch den Taupunkt berechnen, der neuerdings der relativen Feuchte vorgezogen wird. Bei speziellen maritim-klimatologischen Untersuchungen, beispielsweise über die Schweißbildung in den Laderäumen, insbesondere an industriellen Ladegütern, ist seine Kenntnis unerläßlich.

Ferner benötigt man bei Ladegütern pflanzlicher Natur, deren Eigenfeuchte ständig Gleichgewicht mit der Luftfeuchte anstrebt, die Kenntnis des Dampfdrucks.

3.4. Luftdruck

In mittleren und hohen Breiten sind die Luftdruckschwankungen so schnell und so groß, daß man nicht hoffen kann, allein aus den stichprobenhaften maritimen Beobachtungen in diesen Gebieten ein genaues Bild der mittleren Druckverteilung zu gewinnen. Als Beispiele seien hier 1°-Feld-Druckwerte aus dem Seegebiet südlich Kap Hoorn für zwei Sommer- und zwei Wintermonate wiedergegeben, die mit Hilfe des

Abweichungen in %:	Anzahl Beobachtg.						
	0—10	10—30	30—50	50—70	70—90	90—100	
im Januar							
Betrag:	— 10	+ 5	— 50	+ 2	+ 45	+ 3	946
im Juli							
Betrag:	+ 14	— 72	+ 24	— 2	+ 24	+ 12	389
Zusammen:	+ 4	— 67	— 26	0	+ 69	+ 15	1335

Tabelle 35: Überschuß der Anzahl (positiver und negativer) Abweichungen beim Luftdruck gegenüber der Lufttemperatur in einem Gebiet der Biskaya (46°—47°N, 7°—8°W)

Die starken Abweichungen sind also in der Biskaya beim Luftdruck zahlreicher als bei der Lufttemperatur.

In den Tropen wirkt sich auch die Größe der Tageschwankung des Luftdrucks störend aus. Wenn sich in einem Feld Beobachtungen von 4 Uhr stark häufen, im benachbarten solche von 10 Uhr, so erhält man auf kleinem Raum bei in Wirklichkeit nur geringem Druckgradienten leicht scheinbare Unterschiede von 3—4 mb.

Es ist also ratsamer, über Meeresgebieten, von denen tägliche synoptische Wetterkarten vorliegen, diese anstatt der Luftdruckmittel in den Einheitsfeldern zum Entwerfen von monatlichen oder jährlichen Luftdruckkarten zu benutzen. Für den Atlantischen Ozean liegen aus älterer Zeit solche tägliche Karten in den sogenannten Hoffmeyerkarten (46) (Abb. 14) vor,

Lochkartenarchivs des Seewetteramts ermittelt wurden (Abb. 12). Isobaren lassen sich immerhin durch Felder zeichnen, die wenigstens mit 50 Beobachtungen besetzt sind. Aber die verschiedenen Tiefkerne, Tiefausläufer und Hochdruckkeile können keinen Anspruch auf Realität erheben.

Auch in dem niederländischen Atlas „Middellandse Zee“ (44) ist für das wesentlich ruhigere Mittelmeergebiet das Zeichnen von Monatsisobaren versucht worden, um die Luftdruckbeobachtungen in einem übersichtlichen Bild zusammenzufassen. Selbst dort sieht man den resultierenden Isobarenformen die unvermeidliche Inhomogenität der maritimen Luftdruckbeobachtungen an. Genau so ist es bei der Luftdruckdarstellung im Atlas „Indische Oceaan“, (45). Dort sind gleichzeitig die resultierenden Windvektoren eingedruckt, die sich unmittelbar aus den Windbeobachtungen ergaben. Sie stimmen vielfach nicht zu dem mittleren Luftdruckbild (Abb. 13).

Daß das Entwerfen mittlerer Luftdruckkarten auf Grund von Schiffsbeobachtungen vielfach auf Schwierigkeiten stößt, während Temperaturkarten leichter entworfen werden können, hat seine Ursache in der relativ geringeren Veränderlichkeit der Temperatur. Aus der Untersuchung eines bestimmten Gebietes in der Biskaya kann folgendes entnommen werden: Sowohl für die Lufttemperatur wie für den Luftdruck wurden die maximalen Abweichungen vom Mittelwert bestimmt, die einzelnen Abweichungen nach Prozenten der maximalen Abweichungen geordnet und nach Prozentstufen ausgezählt. Dabei ergab sich folgendes:

deren umfassendere Fortsetzung die täglichen Wetterkarten des U. S. Weather Bureau (47) darstellen. Ein Beispiel für die Verwendung der „Hoffmeyerkarten“ für den Entwurf von Luftdruckmittelkarten sind die Pentadenkarten von Elsners (48) (Abb. 15).

Zeichnet man dieserart Luftdruckmittelkarten auf Grund von täglichen synoptischen Karten, so empfiehlt es sich, die täglichen Karten einer nochmaligen Überprüfung zu unterziehen. Denn auch zu den täglichen Terminen ist der Ozean nicht gleichmäßig mit Schiffsmeldungen belegt, Interpolationen sind stets nötig, und damit ist auch die Möglichkeit zu irrümlichen Auffassungen gegeben, die im Nachhinein leichter als solche erkannt werden können.

Sicher sind z. B. die „Historical Weather Maps“ mit größtmöglicher Sorgfalt entworfen, aber die Lückenhaftigkeit maritimer Beobachtungen läßt viel Spiel-

raum zu subjektiven Lösungen der Analysen. Das erkennt man an manchen Unstetigkeiten beim Monatswechsel, der meist mit einem Wechsel des Analysators verbunden war.

Erfahrung im synoptischen Dienst ist also auch für den Seeklimatologen erforderlich. Dies gilt besonders auf dem Gebiet der „synoptischen Klimatologie“, etwa bei Zugbahndarstellungen, Betrachtungen über die durchschnittliche Größe oder Häufigkeit von Intensitätsänderungen der Luftdruckgebilde oder Darstellungen zyklonogener Gebiete, wie sie z. B. im „Marine Climatic Atlas of the World“ für den Atlantischen Ozean gebracht werden (57) (Vgl. auch (58)). Die Hochs und Tiefs sind ja keine starren Körper. Sie verändern ständig Form und Stärke. Es gehört synoptische Erfahrung dazu, auch auf fertig analysierten Karten in jedem Falle ein Luftdruckgebilde auf der Karte des nächsten synoptischen Termins wiederzufinden. Der Wert der innersten geschlossenen Isobare kann sich verändert haben — beispielsweise bei Auffüllung eines Tiefs —, oder ein vorher selbständiges Gebilde hat sich einem umfangreicheren als Teil angegliedert usw. Eine allgemein verbindliche Regel darüber, wie man bei der Feststellung der Luftdruckgebilde zu verfahren hat, läßt sich allerdings nicht aufstellen. Das Verfahren richtet sich nach dem Zweck der Untersuchung. Verfolgt man beispielsweise eine schnell laufende Frontalwelle, dann wird man sich nicht dadurch beirren lassen, daß das begleitende Druckgebilde bald als selbständiges Tief, bald als Teiltief oder nur als Ausbuchtung eines Zentraltiefs erscheint; untersucht man dagegen geschlossene Zirkulationen, dann müssen die Teilbildungen unberücksichtigt bleiben. Und so gibt es vielerlei verschiedenartige Untersuchungsziele. Bei den hier ins Auge gefaßten Darstellungen haben wir übrigens auch Fälle vor uns, für die u. U. die in Abschnitt 2.3.1. behandelte Reduktion von Häufigkeitswerten auf gleiche Breite in Frage kommt.

Auch bei der Behandlung des Luftdrucks kann man der Schwierigkeit, die durch die räumliche Inhomogenität entsteht, dadurch entgehen, daß man die Darstellung auf Gebiete mit einer ausreichenden Zahl von Beobachtungen beschränkt. Für derartige „Auswahlfelder“ kann man Häufigkeitsauszählungen durchführen, etwa der Luftdruckwerte über oder unter einem bestimmten Betrag oder der Tiefdruckzentren, oder man kann die in ihnen beobachtete Zuggeschwindigkeit der Tiefdruckzentren, unterschieden nach Zugrichtungen darstellen. (Vgl. hierzu „Marine Climatic Atlas of the World“, Vol. I. (57)).

3.5. Bewölkung

Bei Schilderung der Bewölkungsverhältnisse befriedigt die ausschließliche Angabe des Mittelwerts am wenigsten. Häufiger Bewölkungswechsel, wie er etwa die maritimen Westwindzonen der gemäßigten Breiten charakterisiert, kann im Durchschnitt eines Monats oder eines anderen Zeitabschnitts ebenso einen

mittleren Bedeckungsgrad herbeiführen wie einmaliger Wechsel zwischen trübem und heiterem Himmel in der Mitte des betrachteten Zeitraums. (Man denke etwa an den Monsunwechsel im Indischen Raum im Frühjahr und Herbst.) Auch wenn sich die beiderseitigen Extreme im Verlaufe des betrachteten Zeitraums mehrfach ablösen, ohne den Zwischengraden wesentlichen Spielraum zu lassen, kann sich im Durchschnitt ebenso ein mittlerer Bedeckungsgrad ergeben wie bei ständigem Vorherrschen der mittleren Bedeckungsgrade.

Ein gutes Beispiel dafür, wie wenig repräsentativ Bewölkungsmittel sind, findet sich in *Hann-Sürings* Lehrbuch der Meteorologie (3. Aufl.) (49) (vgl. auch Literaturangabe (50)).

Bedeckungsgrad in Zehnteln	Breslau	Mittlerer Nordatlantik (40°-45°N, 40°-45°W) Anteil in %
0 — 1	22	5
2 — 8	24	62
9 — 10	54	33
Durchschnittlicher Bedeckungsgrad	6.5	6.7

Tabelle 36

Bei etwa gleich großem Mittelwert überwiegen in Breslau die extremen Bedeckungsgrade mit zusammen 76 %, auf dem Ozean dagegen die mittleren mit 62 %.

Man sieht, wie wenig in diesem Fall die Mittelwerte allein aussagen würden. Es empfiehlt sich daher stets, neben Mittelwerten der Bedeckung auch Angaben über die Häufigkeit heiteren und trübem Himmels zu bringen. Bei Landstationen ist es üblich, die Zahl der Tage mit im Mittel weniger als 2 Zehnteln bzw. mehr als 8 Zehnteln Himmelsbedeckung anzugeben. Schiffsbeobachtungen erbringen aber aus einem Seegebiet im allgemeinen keine Tageswerte, sondern nur zeitlich weit verstreute Terminwerte. Die Häufigkeit heiteren oder trübem Himmels läßt sich also nicht wie an Land durch die Zahl der heiteren und trübem *Tage* bestimmen. Allenfalls könnte man die Zahl der Beobachtungstermine mit heiterem oder trübem Himmel in die Zahl von Tagen umsetzen, die der beobachteten Terminhäufigkeit entspricht. Dazu müßten zunächst Untersuchungen über den Umrechnungsfaktor angestellt werden, der sich von Gebiet zu Gebiet ändern dürfte, wenn es überhaupt möglich ist, eine eindeutige Beziehung zu erhalten. Auf diese Frage wird im Kapitel 3.6. über den Niederschlag näher eingegangen.

Man kann jedoch fragen, ob denn die Angabe der Zahl von Beobachtungstagen seeklimatologisch überhaupt besser wäre als die Angabe der Terminhäufigkeit. An Land basiert das Tagesmittel auf nur 3 Beobachtungsterminen. Auf See haben wir im Laufe von 24 Stunden in früheren Jahren 6 Beobachtungen nach Bordzeit und — in neuerer Zeit — 4 bis 8 Beobachtungen nach Greenwich-Zeit, also ein viel reichhaltigeres Material, anhand dessen sich detailliertere Aussagen machen lassen als durch Angabe lediglich

der Zahl der *Tage*. Freilich wird dann vorausgesetzt, daß sich die Gesamtheit der Beobachtungen möglichst gleichmäßig über den Tag verteilt, so daß sich der Tagesgang nicht auf das Ergebnis auswirkt. Das gilt allerdings mehr oder weniger für alle Elemente. Bei der Himmelsbedeckung, die durch Extremwerte besser charakterisiert wird als allein durch Mittelwerte, erscheint es jedoch besonders wichtig. Häufen sich hier die Beobachtungen zu den Terminen der Tagesextreme, so ergäbe das eine Häufigkeit der charakteristischen Extreme, die den tatsächlichen Wahrscheinlichkeitsgrad dieser Extreme überschreitet. Für die Temperatur hingegen ergäbe sich nur eine kleine Änderung des Mittelwerts oder — bei Auszählung von Temperaturstufen — nur ein etwas langsames Abklingen an den Enden der Häufigkeitskurve, was außerdem durch Streichen von 5% der beobachteten Werte am oberen und unteren Ende der Stufenleiter (s. Abschn. 3.2.2.) oder durch Anwendung der 3- σ -Regel (s. 3.2.4.) bis zu einem gewissen Grade beseitigt werden kann.

Will man bei der Himmelsbedeckung den genannten Fehler vermeiden, der in außertropischen Seegebieten kaum ins Gewicht fällt, so bleibt nur übrig, die Beobachtungen nach Terminen zu ordnen — Beobachtungen zu den 6 Wachwechsel-Terminen getrennt von den Beobachtungen zu den 4 bis 8 Greenwichzeit-Terminen, die noch in Bordzeit umgesetzt werden müßten — und die Beobachtungszahlen auf die Anzahl zum Termin mit den wenigsten Beobachtungen zu reduzieren. Dabei kann bei den Terminen mit mehr Beobachtungen nur eine Zufallsauswahl getroffen werden.

Was als heiter oder trüb anzusehen ist, bleibt der Begriffsbestimmung überlassen. An Land gilt, wie gesagt, ein Tag als „heiter“, wenn das Tagesmittel der Bedeckung (aus 3 Terminen!) weniger als 2 Zehntel beträgt, als „trüb“, wenn es mehr als 8 Zehntel erbringt. Und so wird auch ein zu weniger als 2 Zehnteln bedeckter Himmel als heiter, ein zu mehr als 8 Zehnteln bedeckter als trübe angesprochen. Das bedeutet aber praktisch, daß nur die Bedeckungsgrade 0 und 1 als heiter, nur 9 und 10 als trüb zählen. Dies erscheint jedenfalls auf See bei der meist ringsum unbehinderten Blickweite zum Horizont als zu eng begrenzt. Gewiß ist der horizontnahe Himmelsabschnitt auf See auch manchmal durch starken Dunst verschleiert, bei klarer Kimm aber wird man einen Himmel, der bis zu zwei Zehnteln vom Horizont her mit Wolken bedeckt ist, durchaus noch als heiter empfinden, während an Land Wolken, die zwei Zehntel des sichtbaren Himmels bedecken, u. U. den Eindruck eines nicht mehr heiteren Himmels erwecken können, wenn der Horizont weitgehend durch Dunst, Geländeerhebungen (Berge) oder Bebauung verdeckt ist. Und Entsprechendes gilt für acht Zehntel Himmelsbedeckung. Es ist daher zu empfehlen, zur Charakterisierung des Seeklimas die Bedeckungsgrade 0 bis 2 und 8 bis 10 zusammenzufassen, die man etwa mit den Ausdrücken „leicht bewölkt“ bzw. „stark bewölkt“ kennzeichnen könnte.

3.6. Niederschlag

Seeklimatologisch verwertbare Messungen der Niederschlagsmenge können unmittelbar nur von Schiffen gewonnen werden, die vor Anker liegen wie die Feuerschiffe oder die — wie die Wetterschiffe — nur geringfügige Pendelungen um die ihnen zugewiesene Position ausführen. Von reisenden Schiffen haben solche Messungen zwar u. a. für Ladungsfragen durchaus ihre Bedeutung, für seeklimatologische Zwecke aber sind sie nicht ohne weiteres verwendbar. Denn ein Schiff, das ein Regengebiet schnell durchquert, wird eine wesentlich geringere Regenmenge empfangen als ein anderes Schiff, das auf seinem Kurs längere Zeit in dem gleichen Regengebiet verbleiben muß, und wenn sich beides im gleichen zu untersuchenden Einheitsfeld abspielt, erhält man u. U. für denselben Fall zwei gänzlich verschiedene Aussagen über die dort gefallene Regenmenge. Man hat auch nicht die Gewähr, daß der Fehler bei einer Vielzahl von Beobachtungen ausgeglichen wird. Das Mittel aus den Regenmessungen eines mit dem Regengebiet mitlaufenden und eines ihm entgegenreisenden Schiffes ist nicht gleich der Regenmenge, die an irgend einer Stelle des untersuchten Einheitsfeldes beim Durchzug des Regengebiets gefallen ist. Es bleibt nur übrig, den Zeitfaktor einzuschalten und die Untersuchungen auf die Regenintensität abzustellen, was aber neben der Mengenummessung auch genaue Angaben über die Regendauer erfordert. Dann sind die von den fahrenden Schiffen gewonnenen Werte mit denen einer ortsfesten Station im untersuchten Einheitsfeld vergleichbar; Mittelwerte der Regenmenge sind damit aber nicht gewonnen.

Nur wenn die Möglichkeit einer nachträglichen synoptischen Analyse besteht, kann man hoffen, aus Zugrichtung und -geschwindigkeit des Regengebiets sowie Kurs und Geschwindigkeit der Schiffe eine einigermaßen zutreffende Mengenzahl für den Niederschlag zu gewinnen, wobei etwaige zeitliche Intensitätsschwankungen des Niederschlags aber noch nicht berücksichtigt sind. Die Durchführung derartiger Analysen für alle vorkommenden Fälle wäre jedoch rein zeitlich nicht zu bewältigen, abgesehen davon, daß sie für viele Gebiete überhaupt nicht erstellt werden könnte.

Hinzu kommt, daß die Messung der Regenmenge an Bord noch immer ein instrumentelles Problem ist (51). Am besten hat sich bisher ein konischer Regensmesser bewährt, der möglichst hoch (10 m) und frei über dem Schiffsdeck aufgehängt wird. Vergleichsmessungen zwischen deutschen Nordsee-Feuerschiffen und benachbarten Inseln ergaben bei den Feuerschiffen nur um 10% niedrigere Mittelwerte. Sollten weitere Vergleichsmessungen mit noch umfangreichem Material und vor allem an anderer Stelle mit ähnlich gelagerten Verhältnissen gleiche Ergebnisse zeitigen, dann wäre — jedenfalls für mehr oder weniger ortsfeste Schiffsstationen — ein brauchbarer Reduktionsfaktor gewonnen. Für reisende Schiffe fällt freilich auch dann noch immer ins Gewicht, daß

ein den Wind gerade ausfahrendes Schiff mehr Niederschlag aus ein und demselben Regengebiet empfängt als ein anderes, das schneller läuft als der Wind oder ihm entgegenfährt.

Für die Seeklimatologie stehen daher im wesentlichen nur Angaben über das *Auftreten* von Niederschlag, nicht über dessen *Menge* zur Verfügung. Man kann also nur versuchen, die *Niederschlagswahrscheinlichkeit* zu erfassen. Zur Verfügung stehen im allgemeinen die Terminbeobachtungen. Aus ihnen wird ermittelt, in wieviel Prozent aller in einem bestimmten Seegebiet ausgeführten Terminbeobachtungen Niederschlag gefallen ist. Mit Hilfe der *Kollerschen* Tafeln (29) könnte man daraus wie bei allen Häufigkeitsbetrachtungen feststellen, innerhalb welcher Grenzen, von dem ermittelten Häufigkeitswert aus gerechnet, die Niederschlagswahrscheinlichkeit liegt. Dies Verfahren befriedigt hier jedoch weniger als z. B. bei der Ermittlung der Sturmhäufigkeit. Denn Niederschlag ist eine allzu sporadische Erscheinung. Nicht weit vom Schiffsort kann ein Schauer niedergegangen sein, das Schiff selbst aber bekam zum Beobachtungstermin nichts davon ab, und dieser Niederschlag, der ebenfalls noch in das betrachtete Seegebiet gefallen sein soll, erscheint bei Zählung der Termine mit Niederschlag am Schiffsort nun nicht. Die so bestimmte Häufigkeit entspricht also nicht der im betrachteten Gebiet, z. B. einem Einheitsfeld, wirklich aufgetreten. Dadurch wird die Anwendbarkeit der *Kollerschen* Tafeln für die Niederschlags-häufigkeit in dem Einheitsfeld in Frage gestellt. Nun wird allerdings im Tagebuch im allgemeinen vermerkt — auch der Wetterschlüssel sieht diese Möglichkeit vor —, wenn Niederschlag zum Beobachtungstermin zwar nicht am Schiffsort, aber in Sichtweite beobachtet wurde. Man kann dann also bei der klimatologischen Auswertung diese Fälle mitzählen. Damit brauchen aber noch keineswegs alle im betrachteten Einheitsfeld wirklich gefallenen Niederschläge erfaßt zu sein, denn der Bordbeobachter überblickt nicht die ganze Fläche des Einheitsfeldes.

Die Nordsüderstreckung des Eingradfeldes z. B. — und in Äquatornähe auch seine Westostausdehnung — beträgt 60 sm. Von einer 10 m hohen Brücke aus erscheint der Horizont (die Kimm) in etwa $6\frac{1}{2}$ sm Abstand (s. z. B. Literaturverzeichnis 34, S. 214/5); eine Schauerwolkenbasis in 1000 m Höhe würde fast der Kimm aufliegen, wenn die Entfernung zwischen ihr und der Brücke der Nordsüderstreckung des Eingradfeldes entspräche (genau auf der Kimm bei mittleren Verhältnissen der Strahlenbrechung in 72 sm Abstand). Schauer aus einer 1000 m hohen Wolkenbasis in 60 sm Entfernung sind also auch bei bester Sicht nicht mehr auszumachen. So weit erstreckt sich aber noch das Eingradfeld. Schauer nahe dem gegenüberliegenden Rande des Eingradfeldes bleiben mithin unerfaßt. In verstärktem Maße gilt das natürlich bei Dunkelheit oder unsichtigem Wetter.

Die Terminbeobachtungen an Bord eines Schiffes geben also keine erschöpfende Auskunft über die augenblickliche Niederschlagstätigkeit in dem gesamten in Frage stehenden Seegebiet (Einheitsfeld).

Es kommt aber noch hinzu, daß zwischen den Beobachtungsterminen immer noch ein langer Zeitraum liegt, in dem Niederschlag, selbst am Schiffsort, gefallen sein kann, ohne daß er von der Terminbeobachtung erfaßt wird. Der Wetterschlüssel sieht zwar auch hierfür eine Spalte -W- vor, die den Wetterverlauf seit dem letzten Termin anzeigen soll, und in älteren Tagebüchern wird man auch ohne diesen Meldeauftrag meist Bemerkungen über die Wetterereignisse zwischen den Terminen finden. Auf Vollständigkeit kann aber nicht unbedingt gerechnet werden. Man wird daher von Fall zu Fall entscheiden müssen, ob die ergänzenden Mitteilungen über Niederschlag zwischen den Terminen berücksichtigt werden sollen oder nicht. Geschieht es, so muß darauf geachtet werden, daß nicht derselbe Niederschlag doppelt oder dreifach gezählt wird, was erfolgen kann, wenn er längere Zeit vor dem Termin begonnen hat (dann kann es sein, daß er bereits unter W gemeldet wurde) und ununterbrochen bis einige Zeit nach dem Termin anhält, so daß er auch zum Termin selbst und danach noch einmal beim nächsten Termin im Wetterverlauf gemeldet wird.

Es erhebt sich dabei die Frage, wovon die Prozente berechnet werden sollen, wenn man die Niederschlagsbeobachtungen zwischen den Terminen mitzählt. Das Nächstliegende ist, auch dann die Zahl der in dem betreffenden Seegebiet ausgeführten Terminbeobachtungen als Bezugszahl zu nehmen. Dadurch wird dann die Stichprobennatur der Beobachtungstermine aufgehoben, weil die Zeitspanne jeder einzelnen Terminbeobachtung gewissermaßen auf die seit der letzten Terminbeobachtung vergangene Zeitspanne ausgedehnt wird, so daß man einen über den ganzen Tag hinweg lückenlosen Zeitraum erfaßt.

Immerhin erhält man bei Mitberücksichtigung des Wetterverlaufs zwischen den Terminen höhere Prozentzahlen, als wenn er unberücksichtigt bleibt. Beschränkt man die Auszählung auf — nicht zu breite — Schifffahrtswege, so kann man bei großen Beobachtungszahlen den wirklichen Wahrscheinlichkeitswerten für diese Wege doch wohl recht nahe kommen, und die Anwendung der *Kollerschen* Tafeln wird hierfür wieder sinnvoll. International empfohlen ist dies Verfahren allerdings nicht (59).

Es erhebt sich auch ein Bedenken gegen das Verfahren. Es könnte, wenn der mehrstündige Wetterverlauf vor dem Beobachtungstermin mit berücksichtigt würde, immerhin vorkommen, daß derselbe Niederschlag von mehreren Schiffen gemeldet wird, die sich gleichzeitig in dem betreffenden Einheitsfeld befinden. Blicke der Wetterverlauf unberücksichtigt, dann wäre diese Möglichkeit auf ganz seltene Ausnahmefälle beschränkt. Aber auch im anderen Falle ist, wie gleich gezeigt wird, die Wahrscheinlichkeit, daß derselbe Niederschlag mehrfach gemeldet wird, nur sehr gering, wenn man allein die nach gleichen Anweisungen beobachtenden deutschen Schiffe heranzieht.

Auf der stark frequentierten Route Kanal — New York, die rd. 2900 sm lang ist, verkehren gleichzeitig

im Durchschnitt schätzungsweise 10 deutsche Beobachtungsschiffe. Die Niederschlagshäufigkeit beträgt auf dieser Strecke im regenreichen Winter etwa 20%. Fragt man nun, wie groß die Wahrscheinlichkeit ist, daß zu dieser Zeit auf dieser Strecke, die etwa 60 Eingradfelder umfaßt, zwei deutsche Schiffe gleichzeitig im selben Eingradfeld ein und denselben Niederschlag beobachten, so kommt man zu dem Wert

$$\frac{10}{60} \cdot \frac{10}{60} \cdot \frac{20}{100} = \frac{1}{180} = 0.56\%$$

(Dabei ist der Einfachheit halber vorausgesetzt, daß sich alle Schiffe gleich lange Zeit in jedem Eingradfeld aufhalten). Die Wahrscheinlichkeit ist also selbst in der regenreichen Zeit sehr gering; sie erreicht im Sommer nur den halben Betrag. Etwa vorkommende Doppelzählungen desselben Niederschlags bei Mitberücksichtigung des Wetterverlaufs fallen also nicht ins Gewicht. Dagegen würde man in Gebieten mit seltenen schauerhaften Niederschlägen (z. B. den Passatgebieten) leicht ein falsches Bild erhalten, wenn der Wetterverlauf unberücksichtigt bliebe. Es könnte dann u. U. so aussehen, als regnete es in diesen Gebieten überhaupt nicht.

Die gleichen Überlegungen gelten auch für die Mitberücksichtigung von in Sichtweite, aber nicht am Schiffsort selbst gefallenem Niederschlag.

Anders wird es allerdings, wenn sich die Gesamtzahl der beobachtenden Schiffe vergrößert. Bei 20 Schiffen wäre die Wahrscheinlichkeit, daß 2 Schiffe denselben Niederschlag beobachten, schon mehr als 2%. Dann kann also auf der Route Kanal—New York eine Mitberücksichtigung des Wetterverlaufs und des außerhalb des Schiffsorts beobachteten Niederschlags nicht mehr empfohlen werden. Das gilt insbesondere, wenn man die Beobachtungsschiffe aller an der Fahrt Kanal—New York beteiligten Nationen zur Auswertung heranzieht. In diesem Fall dürfte die Anzahl aber auch ausreichen — durchschnittlich schätzungsweise 3 im Eingradfeld —, um allein aus den Terminbeobachtungen eine repräsentative Niederschlagshäufigkeit zu erhalten. Für andere Routen, z. B. nach Südamerika, sind jeweils besondere Abschätzungen nach Verkehrsdichte und Niederschlagshäufigkeit notwendig.

Ein besonderes Problem ist die *Vergleichbarkeit der auf See und an Land gewonnenen Niederschlagswerte*. An Land wird die Zahl der Niederschlagstage angegeben. Von See stehen dagegen nur Niederschlagshäufigkeiten zur Verfügung. Obwohl nun durch Häufigkeitsauszählungen ein genaueres Bild der Niederschlagsverhältnisse gewonnen werden kann als durch Angabe von Regentagen, hat man sich in Anbetracht der so verschiedenartigen Beobachtungsbedingungen an Land bemüht, die von See gewonnenen Häufigkeiten in Anzahl der Tage umzusetzen. Brooks und Carruthers geben in ihrem „Handbook of statistical methods in meteorology“ (4b) auf Seite 319 eine auf die Wahrscheinlichkeits-

rechnung gegründete Umrechnungsformel. Sie lautet:

$$q_t = q (q + a p)^{n-1} = q \left(1 - \frac{J}{D} p\right)^{\frac{24}{J}-1}$$

Darin bedeutet:

q_t die Wahrscheinlichkeit, daß das Ereignis überhaupt an *keinem* Tag eintritt,

p die Wahrscheinlichkeit des Eintritts des Ereignisses,

$q = 1 - p$ die Wahrscheinlichkeit des Nichteintritts,

$a = 1 - \frac{J}{D}$ die Wahrscheinlichkeit, daß ein Ereignis sich wenigstens über ein vollständiges Intervall „J“ zwischen zwei Beobachtungen erstreckt.

n die Anzahl Intervalle

D die mittlere Dauer des Ereignisses in Stunden.

Setzt man in der Formel das Intervall „J“ = 1, so wird

$$q_t = q \left(1 - \frac{p}{D}\right)^{23}$$

In einem Monat von 30 Tagen ist dann die Anzahl Tage, an denen das Ereignis wenigstens einmal auftritt:

$$30 (1 - q_t) = 30 - 30 q \left(1 - \frac{p}{D}\right)^{23}$$

Diese Formel hat in eine Veröffentlichung der WOM (52) über die Verteilung der Gewittertage Eingang gefunden. Nach einem Vorschlag von H. J. Bullig ist in der Formel für Gewittertage $D = 1.25$ gesetzt. (Entsprechende Werte für Niederschlagstage für die verschiedenen Zonen sind bisher nicht veröffentlicht.) Sie gilt jedoch streng genommen nur für Elemente ohne ausgesprochenen Tagesgang. Ist ein solcher vorhanden, so kann man setzen (s. 4 b S. 320):

$$q_t = q_1 (q_2 + a_1 p_1) (q_3 + a_2 p_2) \dots$$

worin p_i , q_i die Wahrscheinlichkeiten des Eintritts bzw. Nichteintritts zu den Beobachtungsterminen h_i bedeuten, a_i die Wahrscheinlichkeit der Fortdauer des Ereignisses vom Termin h_i bis zum Termin h_{i+1} . Da die a_i im allgemeinen nicht bekannt sind, berechnet man, falls die mittlere Dauer D geschätzt werden kann, den Mittelwert a nach der Formel

$$a = \left(1 - \frac{1}{D}\right)^i \quad (i = \text{Intervalllänge in Stunden})$$

und erhält damit

$$q_t = q_1 (q_2 + a p_1) (q_3 + a p_2) \dots$$

Zum Beispiel erhält man bei einer mittleren Dauer von 5 Stunden für die Fortdauer des Ereignisses bis zum nächsten, 4 Stunden späteren Termin:

$$a = \left(1 - \frac{1}{5}\right)^4 = 0.4096.$$

Es bleibt zu beachten, daß diese Formeln nur Näherungswerte ergeben können, in erster Linie deswegen, weil es meist schwierig sein wird, die mittlere

Dauer des Niederschlags zu schätzen. Glücklicherweise hat aber, wie *Brooks* und *Carruthers* hervorheben, ein ziemlich großer Schätzungsirrtum nur verhältnismäßig geringen Einfluß auf das Ergebnis, zumal bei seltenen Ereignissen (s. 4 b, S. 321).

Noch ein anderer wesentlicher Punkt spielt aber bei einer Anwendung der Formeln eine Rolle. Sie enthalten die Wahrscheinlichkeit p des Eintritts von Niederschlag. Diese Wahrscheinlichkeit kann nun aus sehr verschiedenartigen Häufigkeitsbetrachtungen abgeleitet werden. Man kann sie als den prozentualen Anteil der Niederschlagsdauer an der Gesamtdauer des Beobachtungszeitraums bestimmen, oder als prozentualen Anteil der *Termine* mit Niederschlag an der Gesamtzahl der Beobachtungstermine oder auch als prozentualen Anteil von *Zeiträumen* mit Niederschlag an der Gesamtzahl gleichlanger *Zeiträume* innerhalb des Beobachtungszeitraumes. Diese Häufigkeitswerte und die daraus etwa abgeleiteten Wahrscheinlichkeiten werden im allgemeinen voneinander abweichen, und darüber hinaus wird ein Vergleich der Wahrscheinlichkeiten zwischen Land und See durch die verschiedenen Beobachtungsweisen erschwert. Hier ist das Feld für theoretische Untersuchungen und empirische Feststellungen noch kaum betreten. Einstweilen bleiben daher die *Brooks-Carruthers* Formeln die beste Annäherung an die wahren Werte für die Umrechnung von Häufigkeiten in Anzahl Tage.

Natürlich kann man auch auf direktem Wege zur Bestimmung der Anzahl Regentage auf See gelangen. Man entnimmt den meteorologischen Schiffstagebüchern für die zu untersuchenden Gebiete die Zahl der in diesen Gebieten von den verschiedenen Schiffen verbrachten Beobachtungstage und die Angaben über Niederschlag an diesen Tagen. So sind *Köppen* und *Sprung* schon 1880 verfahren (53). Ähnlich verfuhr das Kgl. Niederländische Meteorologische Institut bei der Ausarbeitung seiner Klima-Atlanten für den Indischen Ozean (45) und das Mittelmeer (44). Hier wurde die Niederschlags- (und auch Nebel-)dauer für die betrachteten Einheitsfelder (5°-Feld bzw. 1°-Feld) an Hand der Eintragungen in den holländischen Schiffstagebüchern festgestellt, wozu besondere Anweisungen ergangen waren.

Man kann sich leicht vorstellen, daß dies Verfahren umständlich und zeitraubend ist und zudem eine eingehende Kritik der Zuverlässigkeit der Beobachtungen erfordert. Es wird immer nur ein Bruchteil der vorliegenden Schiffstagebücher verwandt werden können. So erwähnen schon *Köppen* und *Sprung* in der genannten Arbeit (Literatur 53, S. 227): „Die benutzten 178 Journale sind unter einer erheblich größeren Zahl von Wetterbüchern ausgewählt worden, welche der Prüfung unterzogen wurden. Es haben nämlich nur solche Wetterbücher Verwendung gefunden, bei welchen die Ausfüllung der betreffenden Spalten, und insbesondere der Spalte „Bemerkungen“ einen genügend sicheren Anhalt zur Entscheidung der Frage darbot, ob Regen an dem Tage gefallen ist oder nicht. In vielen Tagebüchern

war dieses nicht vollständig der Fall; insbesondere mußte es in manchen Fällen unklar bleiben, wie weit unter den Ausdrücken „Böen“ oder selbst „Schauer“, sowie auch „Gewitter“, Niederschläge oder bloße Windstöße resp. elektrische Entladungen ohne Regen zu verstehen seien; solche Journale wurden ausgeschlossen.“ Wenn auch diese Schwierigkeiten in neuerer Zeit durch die ergangenen Anweisungen weitgehend ausgeschaltet sind, so bleibt doch die Seeklimatologie auch heute auf die älteren Tagebücher mit angewiesen, um aus allen Gebieten ein zahlenmäßig ausreichendes Material verarbeiten zu können.

3.7. Nebel

Was als Nebel zu bezeichnen sei, ist Sache der Definition. Nach internationaler Übereinkunft kann meteorologisch erst dann von Nebel gesprochen werden, wenn die horizontale Sichtweite weniger als 1 km beträgt. Das entspricht $\frac{1}{2}$ sm. Natürlich ist damit nicht auch eine Sichttrübung durch Rauch, Staub oder fallenden Niederschlag oder die Sichtminderung durch einbrechende Dunkelheit gemeint, sondern ausschließlich der durch feinste Wassertropfchen verursachte Sichtrückgang. Für die Nacht kann zur Bestimmung der Sichtweite die Feuersicht benutzt werden, wobei allerdings die Lichtstärke oder die Tragweite der Feuer bekannt sein muß.

Auf offenem Meere ist eine genaue Bestimmung der Sichtweite bei Nebel gewöhnlich nicht möglich. Sichtmarken in bekannter Entfernung fehlen im allgemeinen, es sei denn, daß ein mit Radar georteter Gegenstand, z. B. ein anderes Schiff, auch optisch sichtbar ist. Auch dann, wenn der Nebel so dicht ist, daß man etwa von der Brücke aus die Back nicht mehr sehen kann, läßt sich eine genaue Angabe machen, also bei Sichtweiten von nicht mehr als 100 bis höchstens 300 m (Entfernung zwischen Bug und Heck). Bei etwas größeren Sichtweiten läßt sich als ungefähre Sichtgrenze mitunter der Umkreis angeben, innerhalb dessen die Meeresoberfläche deutlich erkennbar ist, jedoch bleibt es schwierig, dessen Radius zu bestimmen, wenn jeglicher sonstiger Anhaltspunkt fehlt. Vom Deck aus gesehen wird dieser auch kleiner erscheinen als von der Brücke aus. Praktisch hängt die Nebelangabe auch von der Geschwindigkeit des Schiffes ab. Auf einem schnell fahrenden Schiff wird eher mit der Abgabe von Nebelsignalen begonnen und „Nebel“ notiert werden als auf einem langsam fahrenden; auf einem eiligen später als auf einem nicht zeitbedrängten, um Zeitverlust durch vielleicht zu frühe Fahrtminderung zu vermeiden.

Bei Nacht wird die Sichtbestimmung bei unsichtigem Wetter noch problematischer. Was ist „Feuersicht“? Wenn auch die Tragweite des Toplichts auf 5 sm festgesetzt ist, so wird dessen relative Höhe auf einem Gegenkommer eine Rolle spielen. Von nautischer Seite wird angegeben, daß bei einer Tagessicht von $\frac{1}{2}$ sm auch das Toplicht eines Gegenkommers erst in

$\frac{1}{2}$ sm Abstand erscheint, und selbst stärkere Lichter würden dann erst in dieser Entfernung deutlich als solche auszumachen sein, da bei größerem Abstand nur ein diffuser Streulichtkreis um die Lichtquelle erscheinen würde.

Seit langem ist man bemüht, von der subjektiven Sichtweitebestimmung zu objektiven Maßen überzugehen. Es wird etwa die Helligkeit eines durch die Umgebung gesandten und rückgespiegelten Lichtstrahls mit einem Strahl derselben Quelle photoelektrisch verglichen, der nur innerhalb des Geräts verblieben ist. An Bord ist dieses Gerät noch kaum verwendbar, da es eine Lichtstrecke von über 1000 m benötigt. Englischerseits ist ein Gerät entwickelt worden, das ohne Spiegel lediglich mit dem reflektierten Streulicht arbeitet; hierfür sind aber die theoretischen Grundlagen nicht sicher genug.

Allgemein ist zu sagen, daß die objektive photoelektrische Messung mit der subjektiven Augenbeobachtung nicht streng verglichen werden kann. Für den Seeklimatologen ergibt sich somit eines Tages, wenn die objektiven Methoden bis zu einwandfreier Bordgebrauchsfähigkeit entwickelt sein werden, das Problem, diese Messungen mit den Sichtweiteschätzungen in eindeutige Beziehung zu setzen, auf die man bisher ausschließlich angewiesen ist.

Betrachtet man die Schwierigkeiten, die einer exakten Sichtweitebestimmung, also auch der Bestimmung der Sichtweitegrenze für Nebel auf See entgegenstehen, so ist erstaunlich, daß sich Seenebelgebiete auf Klimakarten mit einiger Sicherheit einzeichnen lassen. Das hängt sicher damit zusammen, daß Hauptnebelgebiete meist auch Gebiete *dichten* Nebels sind.

Zu beachten ist jedoch beim Entwurf derartiger Klimakarten, daß aus den untersuchten Feldern nicht zu wenig Wetterbeobachtungen vorliegen.

Da Nebel zur Fahrtminderung zwingt, könnte es beispielsweise vorkommen, daß von einem Schiff in einem Einheitsfeld 3 Terminbeobachtungen mit Nebel angestellt wurden. 2 weiteren Schiffen möge dasselbe widerfahren sein, und schließlich mag aus dem an sich selten befahrenen Gebiet nur noch eine weitere Beobachtung, ebenfalls mit Nebel, vorliegen.

Wir hätten also insgesamt 10 Wetterbeobachtungen aus diesem Gebiet, alle mit Nebel, und fänden so eine Nebelhäufigkeit von 100 %. Nach den *Kollerschen* Tafeln (29) kann die wahre Häufigkeit von der aus 10 Beobachtungen ermittelten von 100 % bis zu einem Betrage von 48 % abweichen; sie kann also zwischen 52 % und 100 % liegen. Umgekehrt kann, wenn alle 10 Beobachtungen *keinen* Nebel ergeben hätten, die wahre Häufigkeit bis zu 48 % betragen (bei der von *Koller* vorausgesetzten Irrtumswahrscheinlichkeit von 0.27 %). Das ist eine allzu große Unsicherheit. Es empfiehlt sich daher, für den Entwurf von Nebelkarten möglichst nur Felder mit mindestens 50 Wetterbeobachtungen heranzuziehen; dann wird die Abweichung von der wahren Häufigkeit (der „Nebelwahrscheinlichkeit“) bei 0 % und 100 % ermittelter Häufigkeit auf höchstens $12\frac{1}{2}$ % begrenzt; im Extremfalle — bei einer ermittelten Häufigkeit von 30 % — 35 % bzw. 65 % — 70 % sind es allerdings auch dann noch 22 %. Die verbleibende Unsicherheit über die reelle Nebelwahrscheinlichkeit wird sich durch Vergleich benachbarter Felder noch etwas herabmindern lassen. Eine Unsicherheit aber bleibt. Sie kommt deutlich zum Vorschein auf den „Monatskarten für den Nordatlantischen Ozean“ (54) (s. Abb. 16), die 1939/40 von der Deutschen Seewarte bearbeitet wurden (Neudruck 1956, herausgegeben vom Deutschen Hydrographischen Institut). Auf dem Ostteil des Nordatlantiks erscheinen in allen Monaten mehr oder weniger zahlreiche inselförmige Nebelgebiete, die in dieser Form einer physikalischen Begründung entbehren. Es sind Zufallsergebnisse der verschiedenen Beobachtungsdichte. Bis zu einem gewissen Grade mag darin zum Ausdruck kommen, daß die ostatlantischen Nebel nicht langfristige Witterungserscheinungen sind wie der Neufundlandnebel, sondern kürzerfristige Wettererscheinungen, die das Gebiet mit Zyklonen und ihren Fronten durchwandern. Es hängt dann ganz vom Zufall ab, ob das wandernde Nebelgebiet, das an einer Stelle von mehreren Schiffen erfaßt wird, vorher und nachher auf seinem Wege in einem nicht weit davon entfernten Feld auf Schiffe trifft.

4. Statistische Verknüpfung der Elemente

Klimatologisch interessiert nicht allein, durch welche Werte ein bestimmtes Element in dem betrachteten Gebiete gekennzeichnet ist, sondern ebensosowohl, in welcher Weise es mit einem andern verknüpft ist, z. B. bei welcher Windrichtung oder bei welcher Windstärke Nebel auftritt, welche Niederschlagshäufigkeiten oder Mitteltemperaturen den einzelnen Windrichtungen oder Windstärken zuzuordnen sind und vieles andere.

Im wesentlichen kommen hierfür 3 Darstellungen in Betracht: Windrosen, Säulendarstellungen und IsoPLEthen.

4.1. Windrosen

4.1.1. Windsterne

Unter den Windrosen seien zuerst die *Windsterne* erwähnt, die sich für eine Darstellung der Verknüpfung zwischen Windrichtung und Windstärke vor allem als geeignet erwiesen haben. Die in Beaufort angegebenen Windstärken werden zu Stufen zusammengefaßt — in seeklimatologischen Arbeiten des Deutschen Wetterdienstes sind es die Stufen 0, 1—3, 4—5, 6—7, 8—12 — und die *Häufigkeit* jeder Stufe für jede der 8 Hauptwindrichtungen festge-

stellt. Diese Stufenhäufigkeiten der einzelnen Richtungen werden nun, von einem Innenkreis ausgehend, in den die Häufigkeit der Stillen eingetragen werden kann, beginnend mit der Stufe 8—12, nacheinander in den einzelnen Richtungen aufgetragen. Es kann das in Säulenform geschehen, wobei die einzelnen Stärkestufen zur besseren Unterscheidung verschieden breit angelegt werden können; gefälliger ist die Anordnung in Sternstrahlen. Immer ist aber nur der Abstand vom Innenkreis für den Häufigkeitswert maßgebend, nicht etwa der Flächeninhalt der Säulen und Sternstrahlen. Wird mit der höchsten Stärkestufe (8—12) am Innenkreis begonnen, so bietet das den Vorteil, daß sich die seeklimatologisch besonders interessierende Sturmhäufigkeitsverteilung leicht mit einem Blick übersehen läßt (s. Abb. 17).

Bei Landstationen und anfangs auch bei seeklimatologischen Darstellungen (55) (s. Abb. 18) findet man häufig statt Stern- oder Säulendarstellungen einen Polygonzug. Der hat den Nachteil, daß er den Eindruck einer stetigen Kurve erweckt. In Wirklichkeit ist die Gerade zwischen den Punkten, welche die Häufigkeiten zweier benachbarten Richtungen bezeichnen, nur eine Verbindungslinie, deren einzelnen Punkten keine weitere Bedeutung zukommt. Das Bild des Polygonzuges kann auch leicht zu optischen Täuschungen beim rohen Vergleich der einzelnen Häufigkeiten verführen. Es ist dann schon ratsam, durch konzentrische Kreise Hilfslinien für die Bestimmung der Häufigkeitswerte zu geben (s. Abb. 19).

4.1.2. Thermische und Bewölkungswindrosen

Wird nach den *Mittelwerten* eines Elements für die einzelnen Windrichtungen gefragt, so ist es anschaulicher, nicht diese Richtungsmittel selbst, sondern ihre Abweichungen von einem Gesamtmittelwert darzustellen (s. Abb. 20). Man sieht dann sofort, ob ein Wind zu warm oder zu kalt ist usw. Dabei wäre es nicht zweckmäßig, die Abweichungen vom Mittel aller Einzelbeobachtungen zu bilden, da dann die am häufigsten auftretenden Richtungen mit ihren Werten zu stark ins Gewicht fallen würden. Es könnte beispielsweise herauskommen, daß eine, die häufigste Richtung sehr warm ist, so daß dann alle anderen zu kalt erscheinen. Das ist eine Aussage, die eher biologisch als meteorologisch interessiert und für Seeklimabetrachtungen von untergeordneter Bedeutung ist, da sich niemand außer den Wetter- und Feuerschiffsbesatzungen in einem Seegebiet längere Zeit aufhält. Die Wetter- und Feuerschiffsbeobachtungen können natürlich zu derartigen medizin-klimatologischen Untersuchungen in dieser Weise verarbeitet werden. Sonst aber ist es richtiger, zunächst den Mittelwert jeder einzelnen Richtung für sich festzustellen und dann die Abweichungen vom Gesamtmittel dieser Richtungsmittel zu bilden.

4.2. Säulendarstellungen

Ähnlich, wie die Häufigkeit der Windstärkestufen bei den einzelnen Windrichtungen sternförmig dargestellt werden kann, könnte es auch mit der Niederschlagshäufigkeit geschehen. Dem steht aber entgegen, daß bei den besonderen Bedingungen der Niederschlagsbeobachtung auf See und dem sporadischen Charakter der Niederschläge die Gesamtzahl der Niederschlagsbeobachtungen in einem Auswahl-feld mitunter so gering ist, daß eine Aufteilung auf 8 Hauptrichtungen eine zu große Aufsplitterung bedeuten würde und die Ergebnisse zufälligen Schwankungen allzusehr unterworfen wären. Man beschränkt sich dann besser auf vier Richtungsquadranten. Wie diese zu wählen sind, hängt von den klimatischen Verhältnissen und der jeweiligen Fragestellung ab.

Ein Stern mit nur vier Strahlen würde aber nun ein etwas mageres Bild abgeben. Ersetzt man die vier Strahlen durch Säulen, so erkennt man unmittelbar, daß dann des Guten etwas zuviel getan schiene: man kann die Säulen auch ebensogut in eine Reihe nebeneinander stellen; da nur vier Richtungssektoren in Betracht kommen, ist auch bei solcher Darstellungsart auf einen Blick zu übersehen, mit welchen Richtungssektoren man es zu tun hat.

Für diese Darstellungsweise spricht aber noch ein anderer Umstand. Außer der absoluten Häufigkeit des Niederschlags bei den verschiedenen Windrichtungen interessiert auch die auf die jeweilige Windhäufigkeit bezogene relative Häufigkeit des Niederschlags. Wenn eine bestimmte Windrichtung sehr häufig vorkommt, so kann auch die absolute Niederschlagshäufigkeit bei dieser Richtung hoch sein, während sie relativ zur Häufigkeit der Windrichtung gering sein mag. Man kann nun unter die Säulenreihe für die absolute Niederschlagshäufigkeit, die leicht mit der absoluten Windrichtungshäufigkeit vereinigt werden kann, eine entsprechende Säulenreihe für die relative Niederschlagshäufigkeit setzen. Stern-darstellungen wären weniger übersichtlich (s. Abb. 21).

4.3. Isoplethen

Für manche Zwecke mag eine Isoplethendarstellung vorteilhaft sein. Man könnte zum Beispiel die Zuordnung der Windstärkestufen zu den Windrichtungen statt durch Windsterne auch durch Isoplethen veranschaulichen. Dann würde man sofort erkennen, bei welcher Richtung eine bestimmte Stärkestufe am häufigsten ist, aber auch, welche Stärkestufen bei den einzelnen Richtungen am häufigsten vorkommen. Eine ähnliche Isoplethendarstellung würde erkennen lassen, welche Feuchte bei einer bestimmten Temperatur und welche Temperatur bei einer bestimmten Feuchte am häufigsten auftritt usf.

Im allgemeinen werden Isoplethendarstellungen jedoch nur zur Veranschaulichung zeitlicher oder räum-

licher Verteilungen eines Elementes benutzt. — Beispiel: Windverteilung nach Stärke und Richtung im jährlichen Gang für 4 Feuerschiffe in der „Klimatologie der Nordsee“ (56) (s. Abb. 22). Es gilt allerdings für Isoplethendarstellungen Ähnliches wie für Polygonzüge. Isoplethen sind im Grunde genommen auch nicht viel mehr als willkürliche Verbindungslinien innerhalb eines verhältnismäßig weitmaschigen Git-

ternetzes. Der Spielraum für die Interpolation zwischen den Netzpunkten ist im allgemeinen zu groß, als daß der Verlauf der Isoplethen Anspruch auf Genauigkeit erheben könnte. Darin stehen sie gewöhnlichen Isolinien im allgemeinen durchaus nach. Welche Möglichkeiten liegen zum Beispiel zwischen den Richtungen NW und N, für die etwa Häufigkeitswerte gegeben sind!

5. Summenfunktionen

Vielfach interessiert die Frage, wieviel Prozent der Beobachtungen eines Elements unterhalb oder oberhalb eines bestimmten Wertes liegen. Das läßt sich mit Hilfe einer „Summenfunktion“ für jeden beliebigen Wert ermitteln. Man trägt etwa auf der Abszisse die Werteskala auf und als Ordinate die Häufigkeit, nun aber nicht die Häufigkeit jedes einzelnen

Abszissenwertes, sondern die Summe der Häufigkeiten aller unter (bzw. über) dem betreffenden Abszissenwert liegenden Beobachtungen. Von diesem Verfahren ist z. B. in dem von der U. S. Navy herausgegebenen mehrbändigen Atlaswerk: „Marine Climatic Atlas of the World“ Gebrauch gemacht (57).

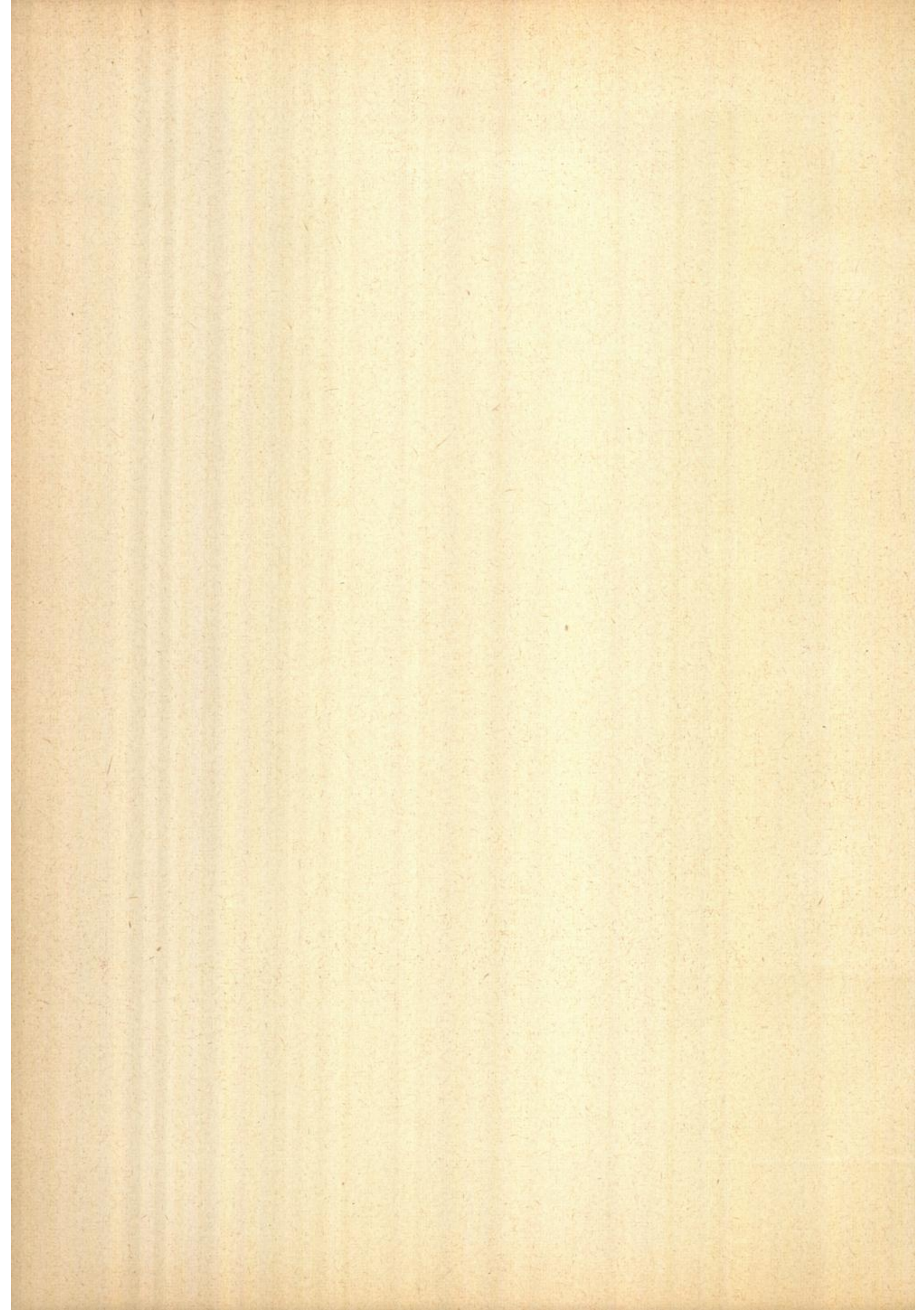
Nachwort

Mehreren Mitarbeitern des Seewetteramtes gebührt mein Dank für wertvolle Hilfe. In erster Linie darf ich meinen Dank Herrn P. B i n t i g sagen, mit dem ich die Grundlagen der vorliegenden Schrift oft durchgesprochen habe und der auch so freundlich war, sie jetzt, wo er zu meinem Bedauern an anderer Dienststelle eingesetzt ist, einer kritischen Durchsicht zu unterziehen.

Für mancherlei Hinweise danke ich ferner den Herren H. U. R o l l, M. R o d e w a l d, H. J. B u l l i g und J. R i c h t e r, die die Schrift gleichfalls durchgesehen haben, sowie den Herren H. M ü l l e r-

A n n e n, C. P f l u g b e i l, R. R e i d a t, W. R u d l o f f und J. W i t t e n b e c h e r, desgleichen auch den Herren S. B a u m b a c h und W. O l b e r s vom Instrumentenamt Hamburg des Deutschen Wetterdienstes. Ich möchte aber auch nicht versäumen, auch an dieser Stelle Herrn H. F l o h n und Herrn K. K e i l vom Zentralamt des Deutschen Wetterdienstes für kritische Bemerkungen und weitere Anregungen, die in der vorliegenden Abhandlung Berücksichtigung finden konnten, besonders zu danken.

Die Entwürfe zu den Zeichnungen fertigte Herr v. B r e d i k o w.



Literaturverzeichnis

1. *E. Halley*: An historical account of the trade winds, and monsoons, observable in the sea between and near the tropics, with an attempt to assign the physical cause of the said winds. Philosophical Transactions Nr. 183. London 1688
2. *M. F. Maury*: a) Physical geography of the sea. London 1856 — b) Wind and current charts. London 1856 ff. Board of Trade
3. *W. Köppen*: a) Häufigkeit, Veränderlichkeit und Mittelwerte von Temperaturen. Annalen der Hydrographie und maritimen Meteorologie. 1934 S. 199 — b) Ein einfacher Weg zur Ableitung des Korrelationsfaktors. Annalen der Hydrographie und maritimen Meteorologie. 1934 S. 204 — c) Statistische Methoden. Das Wetter. 1936 S. 205
- 4a. *R. A. Fisher*: Statistical methods for research workers 1925. Deutsche Übersetzung: Statistische Methoden für die Wissenschaft. Edinburgh und London 1956
- 4b. *C. E. P. Brooks & N. Carruthers*: Handbook of statistical methods in meteorology. London 1953
- 4c. *W. M. Smart*: Combination of observations. Cambridge. University press. 1958
- 4d. *H. A. Panoisky & G. W. Brier*: Some applications of statistics to meteorology. Pennsylvania State University 1958
5. *H. Markgraf*: Die vorherrschenden Winde auf dem Atlantischen Ozean im Januar und Juli nach Beobachtungen deutscher Schiffe aus den Jahren 1925 — 1939. Deutscher Wetterdienst, Seewetteramt, Einzelveröffentlichung Nr. 7 Hamburg 1955
6. *H. Markgraf*: Die vorherrschenden Winde auf dem Atlantischen Ozean im April und Oktober usw. Deutscher Wetterdienst, Seewetteramt, Einzelveröffentlichung Nr. 25 Hamburg 1960
7. *H. J. Bullig, P. Bintig und H. Markgraf*: Klimatologie der Nordwesteuropäischen Gewässer. Teil 1: Temperatur des Oberflächenwassers und Temperaturdifferenz Luft—Wasser. Teil 2: Windverhältnisse. Deutscher Wetterdienst, Seewetteramt, Einzelveröffentlichung Nr. 4 Hamburg 1954
8. *L. Heis*: Sind meteorologische Beobachtungen auf Schiffen hinsichtlich statistischer Auswertungen solchen von Landstationen gleichwertig? Ann. d. Hydr. u. mar. Met. 1928 (56) S. 403
9. *W. Bleeker*: A climatological analysis of the fields of flow and temperature in the Mediterranean area. Scientific report No. 11. Florida state University. Cambridge 1957
10. *Organisation Météorologique Internationale*, Liste des résolutions adoptées lors de la session de Salzbourg, Sept. 1937, Resolution 81 (Salzburg 1937)
11. *W. Köppen*: Grundriß der Klimakunde, Berlin 1931, W. de Gruyter & Co.
12. *Deutsche Seewarte*: Atlantischer Ozean. Ein Atlas von 36 (39) Karten, die physikalischen Verhältnisse und die Verkehrsstraßen darstellend. Hamburg 1882 (1902). Tafel 28
13. *W. Köppen*: Die Zugstraßen der barometrischen Minima in Europa und auf dem nordatlantischen Ozean und ihr Einfluß auf Wind und Wetter bei uns. Mitteilungen der geographischen Gesellschaft in Hamburg 1880—81, Hamburg 1883. S. 76
14. *W. Köppen*: Erläuterungen zur Karte der Häufigkeit und mittleren Zugstraßen barometrischer Minima zwischen Felsengebirge und Ural. Annalen der Hydrographie und maritimen Meteorologie. 1882 (10), S. 336
15. *H. Markgraf und P. Bintig*: Klimatologie der Nordwesteuropäischen Gewässer. Teil 3: Lufttemperatur, Bewölkung, Niederschlag, Nebel. Deutscher Wetterdienst, Seewetteramt, Einzelveröffentlichung Nr. 10 Hamburg 1956 S. 78
16. *L. G. Garbett*: Admiral Sir Francis Beaufort and the Beaufort scales of wind and weather. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. London 1926 (52) S. 161
17. *P. Petersen*: Zur Bestimmung der Windstärke auf See. Annalen der Hydrographie und maritimen Meteorologie 1927 (55). S. 69 und 394
18. *H. U. Roll*: Beaufortäquivalente auf See bei verschiedenen thermischen Schichtungen, angewendet auf die Bestimmung der Windschubspannung an der Meeresoberfläche. Annalen der Meteorologie 1953/4 (6). S. 193
19. *G. Verploegh*: The equivalent velocities for the Beaufort estimates of the wind force at sea. Mededelingen en Verhandelingen 1956 Nr. 66 Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut
20. *J. Richter*: Geschwindigkeitsäquivalente der Windstärkeschätzung nach Beobachtungen auf deutschen Feuerschiffen. Annalen der Meteorologie 1955/56 (7) S. 267 und 416
21. *W. Köppen*: Über geschätzte Windstärken und gemessene Windgeschwindigkeiten. Annalen der Hydrographie und maritimen Meteorologie 1926 (54) S. 362
22. *O. Dinkelacker*: Über spezielle Windverteilungsfunktionen. Wetter und Klima 1949 (2) S. 129
23. *Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut*: Upper Air Data. (40) 1955 S. 183—185
24. *G. Hellmann*: Über die Bewegung der Luft in den untersten Schichten der Atmosphäre. Sitzungsberichte der Königlich Preußischen Akademie der Wissenschaften. Zweite Mitteilung. 1917 (Berlin) S. 174 ff., s. S. 196. (Erste Mitteilung 1914 S. 415 ff., Dritte Mitteilung 1919, S. 404 ff.)
25. *R. Abmann*: Die Winde in Deutschland. Braunschweig 1910 S. 42
26. *s. z. B. A. Linder*: Statistische Methoden, 2. Aufl. 1951. Verlag Birkhäuser, Basel S. 120
oder B. L. van der Waerden: Mathematische Statistik 1957. Springer-Verlag Berlin Göttingen Heidelberg S. 47 ff.
und C. E. P. Brooks & N. Carruthers: Handbook of statistical methods in meteorology. London 1953 S. 76 ff.
27. *Czuber-Burkhardt*: Die statistischen Forschungsmethoden, 3. Aufl. Wien 1938, S. 88
28. *Deutsche Seewarte*: Klimatologie des östlichen Teils des Mittelatlantischen Ozeans. Hamburg 1944, Karten 25—36
29. *S. Koller*: Graphische Tafeln zur Beurteilung statistischer Zahlen. Darmstadt, 3. Aufl. 1953, Verlag Dr. Dietrich Steinkopf

30. U. S. Department of Agriculture, Weather Bureau: Atlas of Climatic Charts of the Oceans. Washington 1938
31. Deutsche Seewarte: Segelhandbuch für den Atlantischen Ozean. 2. Aufl. 1899, S. 53
32. C. E. P. Brooks, C. S. Durst and N. Carruthers: Upper winds over the world. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 72 (1946) S. 61 ff.
- 32a. H. J. Bullig: Atlas der Monatswerte von Wassertemperatur, Wind und Bewölkung auf dem Seeweg Europa—Südamerika. Deutscher Wetterdienst, Seewetteramt, Einzelveröffentlichung Nr. 5 Hamburg 1954, S. 13
33. E. Wahl: Zur Berechnung des vektoriiellen Windmittels aus einer Windauszählung. Annalen der Meteorologie 1948 (1) S. 151 ff.
34. O. Fulst: Nautische Tafeln. Arthur Geist, Bremen
35. J. Bartels: Statistical methods of research on diurnal variations. Terrestrial Magnetism and Atmospheric Electricity 1932 (37) Baltimore, Maryland S. 291 ff.
36. E. Wahl: Strahlungseinflüsse bei der Wassertemperaturmessung an Bord von Schiffen. Annalen der Meteorologie 1950 (3) S. 92 ff.
37. K. Gödecke: Die Marinepütz mit Wasserthermometer. Annalen der Meteorologie 1951 (4) S. 479
38. H. U. Roll: Zur Genauigkeit der Wassertemperaturmessung mit dem Wasserschöpftthermometer (Marinepütz). Annalen der Meteorologie 1951 (4) S. 480 ff.
- 39a. E. Wahl: Wassertemperaturmessungen an Deck und im Maschinenraum. Annalen der Meteorologie 1948 (1) S. 7 ff.
- 39b. H. U. Roll: Wassertemperaturmessungen an Deck und im Maschinenraum. Annalen der Meteorologie 1951 (4) S. 439 ff.
40. E. Kuhlbrodt: Deutsche Atlantische Expedition auf dem Forschungs- und Vermessungsschiff „Meteor“ 1925—1927, Bd. XIV: Die meteorologischen Beobachtungen. Abschnitt B: Die meteorologischen Ergebnisse. II Das regionale Verhalten der meteorologischen Elemente auf Grund der Mittel- und Extremwerte für Fahrtabschnitte von je 10° Längendifferenz. — 4. Luftfeuchtigkeit S. 243 ff. III Der tägliche Gang der meteorologischen Elemente. — 4. Lufttemperatur S. 292 ff. 5. Temperatur des Oberflächenwassers S. 300 ff.
41. G. Böhnecke: Deutsche Atlantische Expedition auf dem Forschungs- und Vermessungsschiff „Meteor“ 1925—1927. Bd. V: Temperatur, Salzgehalt und Dichte an der Oberfläche des Atlantischen Ozeans. Abschnitt A. Das Material S. 5
42. H. Walden: Zur Feuchtigkeitsmessung in älteren Thermometerhütten auf Schiffen. Annalen der Meteorologie 1953/54 (6) S. 124 ff.
43. P. R. Brown: Humidity over the Sea. Annalen der Meteorologie 1952 (5) S. 293 ff.
44. Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut: Middellandse Zee. Staatsdrukkerij en Uitgeverijbedrijf S' Gravenhage 1957
45. Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut: Indische Oceaan. Oceanographische en Meteorologische gegevens 1952
46. Dänisches Meteorologisches Institut und Deutsche Seewarte: Tägliche synoptische Wetterkarten für den Atlantischen Ozean und die anliegenden Teile der Kontinente. 1880 XII — 1911 XI.
47. U. S. Department of Commerce, Weather Bureau. Historical weather maps 1899—1939. Fortsetzung: Synoptic weather maps 1940—1960
48. G. v. Elsner: Die Verteilung des Luftdrucks über Europa und dem Nordatlantischen Ozean, dargestellt auf Grund zwanzigjähriger Pentadenmittel (1890—1909) Behrend & Co., Berlin 1925
49. Hann-Süring: Lehrbuch der Meteorologie, 3. Auflage 1915 S. 297
50. W. Köppen und H. Meyer: Die Häufigkeit der verschiedenen Bewölkungsgrade als klimatologisches Element. Aus dem Archiv der Deutschen Seewarte XVI, 1893, Tabelle I, S. 2 und 3
51. H. U. Roll: Zur Niederschlagsmessung auf See: Ergebnisse von Vergleichsmessungen auf Feuerschiffen und benachbarten Inseln. Deutscher Wetterdienst, Seewetteramt, Einzelveröffentlichung Nr. 16, Hamburg 1958
52. World Meteorological Organization, Secretariat of the World Meteorological Organization, Genf: World Distribution of Thunderstorm Days. Part 2: Tables of Marine Data and World Maps. S. VII, VIII
53. W. Köppen und A. Sprung: Die Regenverhältnisse des Atlantischen Ozeans. Annalen der Hydrographie und maritimen Meteorologie, 1880 (8) S. 225—236
54. Monatskarten für den Nordatlantischen Ozean, neu bearbeitet von der Deutschen Seewarte. OKM Hamburg 1940. Berichtigter Nachdruck 1956, herausgegeben vom Deutschen Hydrographischen Institut
55. Board of Trade, London: Wind and Current Charts, North Atlantic (entworfen von Maury) 1856 ff.
56. Deutsche Seewarte, Abteilung Wetterdienst: Klimatologie der Nordsee. Hamburg 1938—1939. S. 287
57. U. S. Navy: Marine Climatic Atlas of the World. Published by Direction of the Chief of Naval Operations. — Volume I: North Atlantic Ocean, Washington 1955 — Volume II: North Pacific Ocean, Washington 1956 — Volume III: Indian Ocean, Washington 1957 — Volume IV: South Atlantic Ocean, Washington 1958 — Volume V: South Pacific Ocean, Washington 1959
58. H. Markgrai und H. G. Macht: Zyklonenetische Gebiete auf dem Nordatlantischen Ozean. Annalen der Meteorologie 1955/56 (7) S. 310 ff.
59. World Meteorological Organization, Commission for Maritime Meteorology, Working Group on Marine Climatology: Report of the first session. De Bilt, 16. bis 21. November 1959, Punkt 36, S. 12. (Herausgegeben in de Bilt, Dezember 1959)

Stichwortverzeichnis

	Seite		Seite
Beaufortskala	15	Schwierigkeit bei der Bestimmung der <i>Nebelhäufig-</i>	
Beobachtungen, Mindestzahl von Beobachtungen für		keit auf See	38
die Darstellung mittlerer Windwerte	27	Formel für die Umrechnung von Häufigkeiten in	
Beobachtungsmöglichkeit des Niederschlags auf See ..	35	Zahl der Tage	37
Beobachtungsmöglichkeit von Nebel auf See	38	Genauigkeit von Häufigkeitsauszählungen	22
Beobachtungszahlen, örtliche Unterschiede d. Beobach-		Darstellung von Windrichtungshäufigkeiten durch	
tungszahlen	10	Polygonzüge	40
zeitliche Schwankung der Beobachtungszahlen	10	Zeichnen von Linien gleicher Häufigkeit	24
Beständigkeit nach Köppen	24	häufigster Wert	19
$\frac{ v }{v} \cdot 100$	24	heiter, Zahl der heiteren Tage	34
Zusammenhang zwischen Beständigkeit und 50°/o-		Höchst- und Tiefstwerte der Temperaturen	32
Einzugswinkel	24	Isoplethen, Windverteilung nach Stärke und Richtung	
Bewölkung, Vergleich der Häufigkeiten von Bewöl-		im jährlichen Gang für 4 Feuerschiffe	41
kungsstufen zwischen Breslau und mittlerem Nord-		Kegelprojektion, Vergleich zwischen Darstellungen	
atlantik	34	auf Karten in Mercator- bzw. Kegelprojektion	12
Zahl der heiteren und trüben Tage	34	leicht bewölkt	35
leicht bewölkt, stark bewölkt	35	Luftdruck, „Historical Weather Maps“ und „Synoptic	
Bewölkungswindrosen	40	Weather Maps“ des US Weather Bureau	33
Breite, Reduktionsfaktor wegen der geographischen		Hoffmeyerkarten	33
Breite	13	Pentadenkarten von <i>Elsner</i>	33
Dampfdruck	33	Schwierigkeit beim Entwerfen mittlerer Luftdruck-	
dichtester Wert	19	karten	33
Doppelgipfel, Häufigkeit der Wassertemperaturstufen		Luftfeuchtigkeit, Meßmethoden	32
bei Neuschottland, Doppelgipfel der Häufigkeits-		Praktische Bedeutung von relativer Feuchte, Tau-	
kurve	31	punkt und Dampfdruck	33
Einheitsfeld, Durchqueren des Einheitsfeldes	11	Lufttemperatur, Ausschluß der Strahlungsfehler aus	
Wahl der Größe des Einheitsfeldes	13	dem Beobachtungsmaterial	30
Einlaufstutzen, Messung der Wassertemperatur am		Höchst- und Tiefstwerte	32
Einlaufstutzen für das Kühlwasser der Maschine ..	29	mittlerer Fehler des Mittelwerts	31
Einzugswinkel, Zusammenhang zwischen Beständig-		Lufttemperatur, Strahlungsfehler bei der Bestimmung	
keit und 50°/o-Einzugswinkel	24	der Lufttemperatur	30
Fahrplan, Auslesewirkung eines festen Fahrplans ..	11	Streuung	31
Faltschema, Berechnung des Windvektors mit Hilfe		Thermische Windrosen	40
des Faltschemas	25	Maschine, Messung der Wassertemperatur am Einlauf-	
Faustregeln zur Bestimmung der vorherrschenden		stutzen für das Kühlwasser der Maschine	29
Windrichtung	20	Mercatorprojektion, Eignung der Mercatorprojektion	
Fehler, mittlerer Fehler des Mittelwerts von Luft- und		für seeklimatische Darstellungen	12
Wassertemperaturen	31	Vergleich zwischen Darstellungen auf Karten in	
Strahlungsfehler bei der Bestimmung der Wasser-		Mercator- bzw. Kegelprojektion	12
temperatur	29	Meßmethoden, Niederschlag	35
Strahlungsfehler bei der Bestimmung der Luft-		Luftfeuchtigkeit	32
temperatur	30	Sicht	39
Ausschluß der Strahlungsfehler aus dem Beobach-		Wassertemperatur	29
tungsmaterial	30	Meteorologische Weltorganisation	12, 37
Feuchte, relative	33	Mindestzahl von Beobachtungen für die Darstellung	
Flächentreue Projektion, Eignung der flächentreuen		mittlerer Windwerte	27
Kartenprojektion für seeklimatische Darstellungen	12	Mittelbildung, räumlich übergreifende Mittelbildung	
Genauigkeit von Häufigkeitsauszählungen	22	Vergleich von Mittelwerten der Windstärke aus	
Genauigkeit der Mittelwerte von Luft- und Wasser-		Beaufortangaben mit und ohne Umsetzung in eine	
temperatur	31	lineare Skala	16
Häufigkeit der Wassertemperaturstufen bei Neu-		Mittelwert, mittlerer Fehler des Mittelwerts von Luft-	
schottland (Doppelgipfel)	31	und Wassertemperaturen	31
der vorherrschenden Windrichtung	21	Nebel, Beobachtungsmöglichkeit auf See	38
der Windstärkestufen beim Feuerschiff „S 2“	16	Sichtmeßmethoden	39
an der flandrischen Küste	16	Schwierigkeit bei der Bestimmung der Nebelhäu-	
über Lindenberg	17	figkeit auf See	38
beim Wetterschiff „J“	17	Niederschlag, Beobachtungsmöglichkeit auf See	35
Niederschlagshäufigkeit allgemein	36	Meßmethode	35
bei verschiedenen Windrichtungen	40	Häufigkeit, allgemein	36
Vergleich der Häufigkeiten von <i>Bewölkungsstufen</i>		Häufigkeit bei verschiedenen Windrichtungen	40
zwischen Breslau und mittlerem Nordatlantik	34	direkte Bestimmung der Niederschlagstage auf	
		See	38

	Seite		Seite
Formel für die Umrechnung von Häufigkeiten in Zahl der Tage	37	der Häufigkeiten von <i>Bewölkungsstufen</i> zwischen Breslau und mittlerem Nordatlantik	34
Wahrscheinlichkeit	36	von Mittelwerten der <i>Windstärke</i> aus Beaufortangaben mit und ohne Umsetzung in eine lineare Skala	16
Petersenskala	15	zwischen der Bestimmung der <i>vorherrschenden Windrichtung</i> nach der Formel für den dichtesten Wert und nach den Faustregeln	20, 21
Polygonzüge, Darstellung von Windrichtungshäufigkeiten durch Polygonzüge	40	Verploegh-Skala	16
Projektion, Eignung der flächentreuen Projektion und der Mercatorprojektion für seeklimatische Darstellungen	12	Wasserkasten, Messung der Wassertemperatur im Wasserkasten	29
Reduktionsfaktor wegen der geographischen Breite..	13	Wassertemperatur, Strahlungsfehler bei der Bestimmung der Wassertemperatur	29
relative Feuchte	33	Verdunstungsfehler bei der Bestimmung der Wassertemperatur	29
Säulendarstellungen, Niederschlagshäufigkeit bei verschiedenen Windrichtungen	40	Messung im Wasserkasten	29
Schiffahrtswege, Häufung der Beobachtungen auf den Schiffahrtswegen	10	Messung am Einlaufstutzen für das Kühlwasser der Maschine	29
Schöpfthermometer	29	Weltorganisation, Meteorologische	12, 37
Sichtmeßmethoden	39	Windrichtung, Formeln für die Bestimmung der vorherrschenden Windrichtung	19, 20
stark bewölkt	35	a) dichtester Wert	19
Strahlungsfehler		b) Faustregeln	20
bei der Bestimmung der Wassertemperatur	29	c) Vergleich zwischen der Bestimmung nach der Formel für den dichtesten Wert und nach den Faustregeln	20, 21
bei der Bestimmung der Lufttemperatur	30	Umwandlung der 36-teiligen Windrose in die 8-teilige	21
Ausschluß der Strahlungsfehler aus dem Beobachtungsmaterial	30	Darstellung der Windrichtungshäufigkeiten durch Polygonzüge	40
Streuung der Temperaturen	31	Windrosen, allgemein	39
Vektorstreuung, Formel der Streuungsellipse	28	thermische Windrosen	40
Beispiel einer Streuungsellipse	28	Bewölkungswindrosen	40
Stufen, Häufigkeit der Wassertemperaturstufen bei Neuschottland	31	Windstärke, Einfluß des Stabilitätszustandes der Luft auf die Schätzung der Windstärke	15
der Windstärkestufen beim Feuerschiff „S 2“	16	Häufigkeit der Windstärkestufen beim Feuerschiff „S 2“	16
an der flandrischen Küste	16	an der flandrischen Küste	16
über Lindenberg	17	über Lindenberg	17
beim Wetterschiff „J“	17	beim Wetterschiff „J“	17
Vergleich der Häufigkeiten von Bewölkungsstufen zwischen Breslau und mittlerem Nordatlantik	34	Windsterne, Form der Windsterne	39
Summenfunktion	41	Windvektor, Berechnung des Windvektors mit Hilfe des Faltschemas	25
Tage, Zahl der heiteren und trüben Tage	34	Vektorstreuung	28
Zahl der Niederschlagstage	37	Windverteilung nach Stärke und Richtung im Jahresgang für 4 Feuerschiffe (Isoplethen)	41
direkte Bestimmung der Niederschlagstage auf See	38	Windverteilungsfunktionen (<i>Wenk, Poisson</i>)	18
Formel für die Umrechnung von Häufigkeiten in Zahl der Tage	37	Windwerte, Mindestzahl von Beobachtungen für die Darstellung mittlerer Windwerte	27
Taupunkt	33	Witterung, Einfluß von Witterungselementen auf die Fahrt der Beobachtungsschiffe	11
Temperaturstufen, Häufigkeit der Wassertemperaturstufen bei Neuschottland (Doppelgipfel)	31	Zahl der Tage, Zahl der heiteren und trüben Tage	34
Höchst- und Tiefstwerte der Temperaturen	32	Zahl der Niederschlagstage	37
trüb, Zahl der trüben Tage	34	direkte Bestimmung der Niederschlagstage auf See	38
Umrechnung, Formel für die Umrechnung von Häufigkeiten in Zahl der Tage	37	Formel für die Umrechnung von Häufigkeiten in Zahl der Tage	37
Umwandlungsskala Beaufort in m/sek bzw. kn (Verploegh)	16	Zeichnen von Linien gleicher Häufigkeit	24
Umwandlungsschema 36-teilige in 8-teilige Windrose	21	Zeichnerische Darstellung der Beständigkeit	24
Vektorstreuung, Formel der Streuungsellipse	28		
Beispiel einer Streuungsellipse	28		
Verdunstungsfehler bei Bestimmung der Wassertemperatur mit Hilfe der Pütz	29		
Vergleich zwischen Darstellungen auf Karten in Mercator- bzw. Kegelprojektion	12		

Abb.2 Unterteilung der 10°-Felder

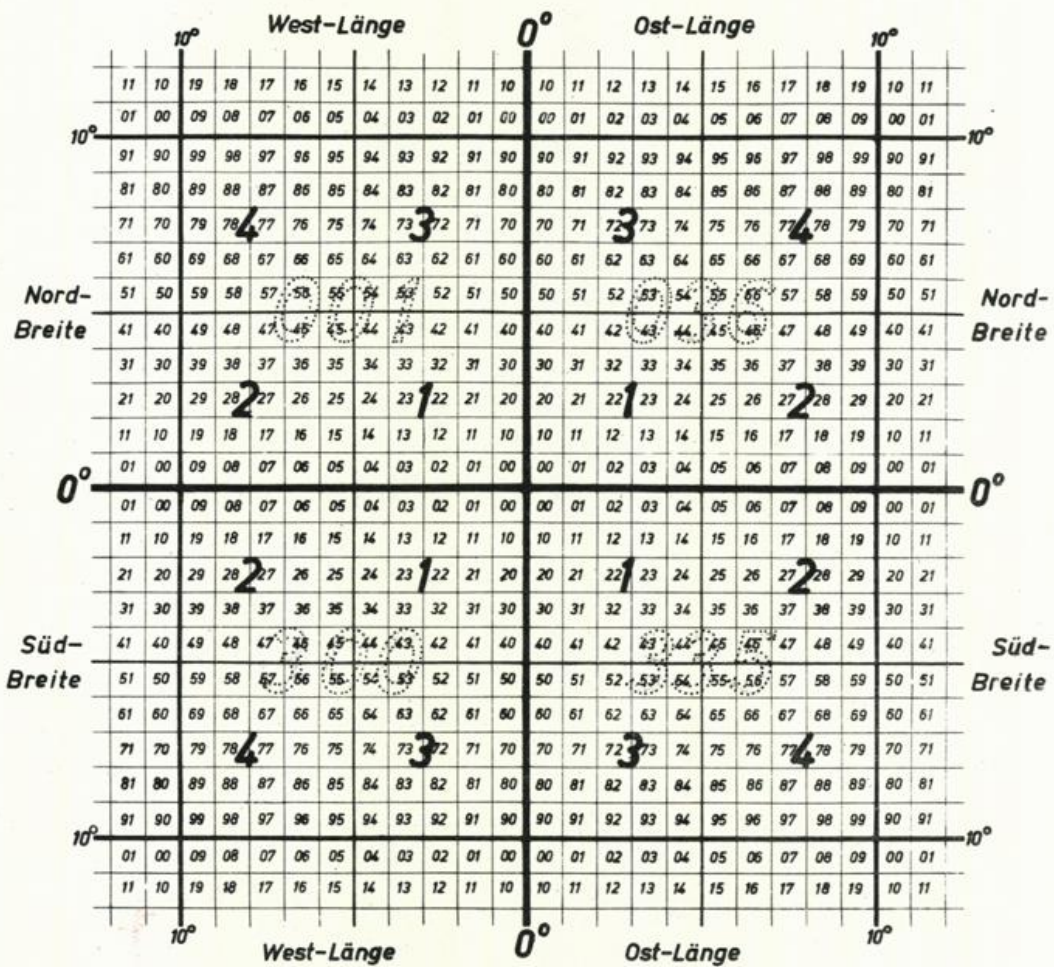


Abb. 3 Mittlere Bewölkung im Juli

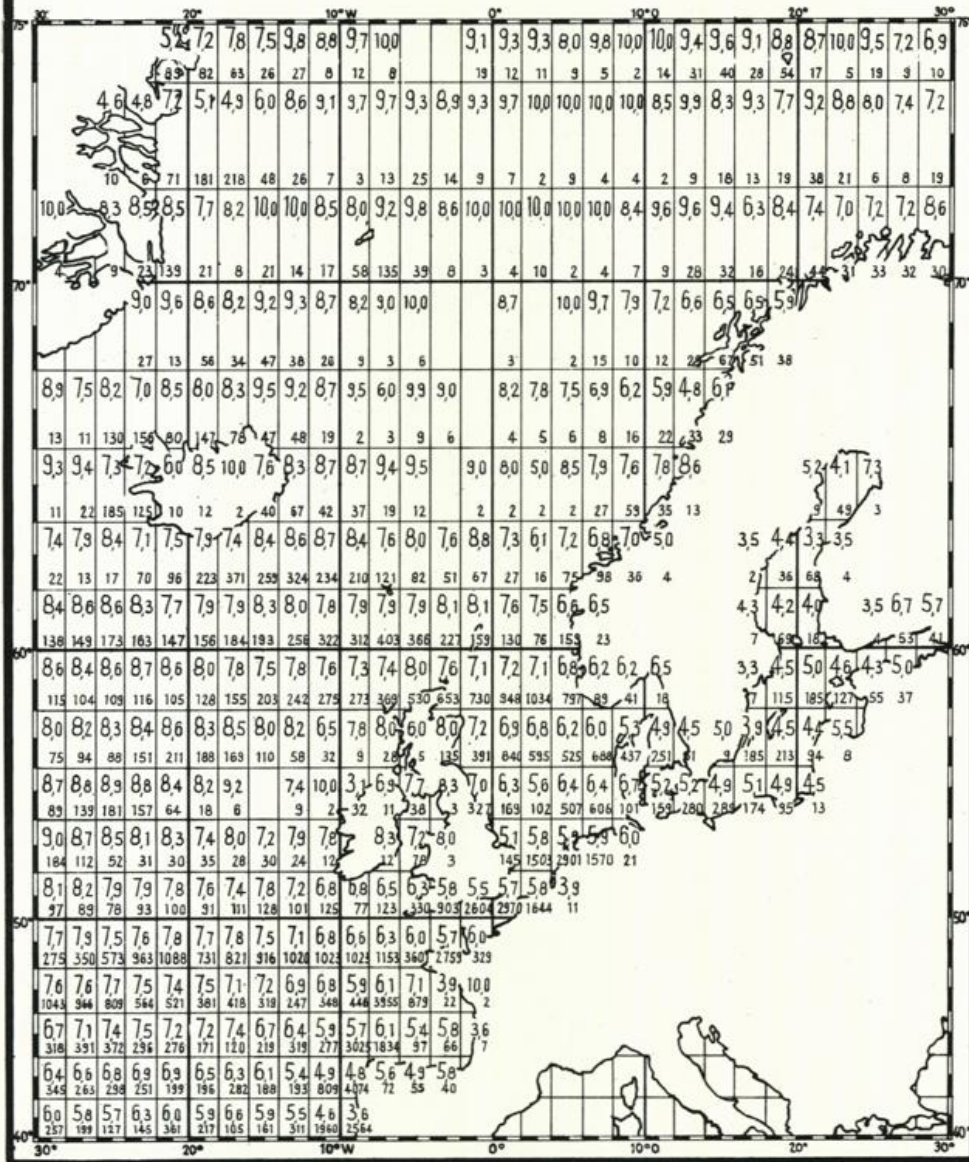


Abb.4 Konstruktionszeichnung zur Berechnung d. Breitenreduktionsfaktors

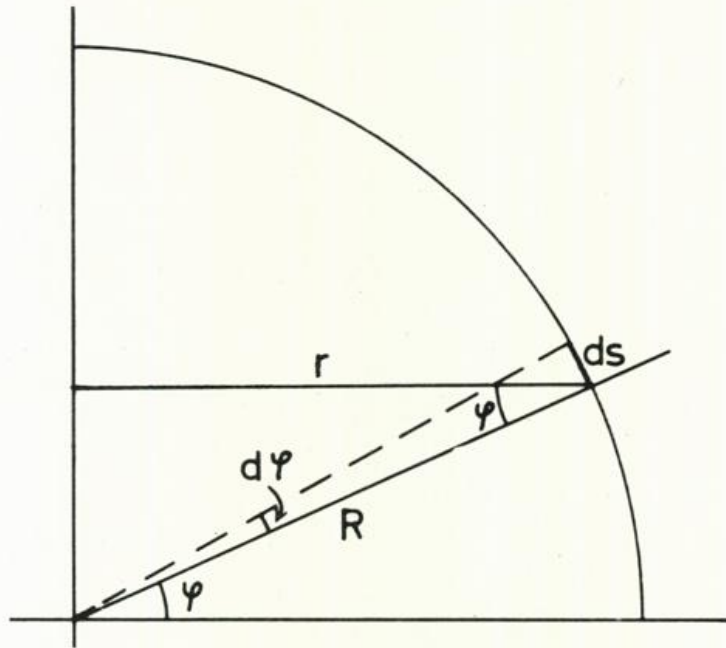


Abb.5 Formeln für räumlich übergreifende Mittelbildung

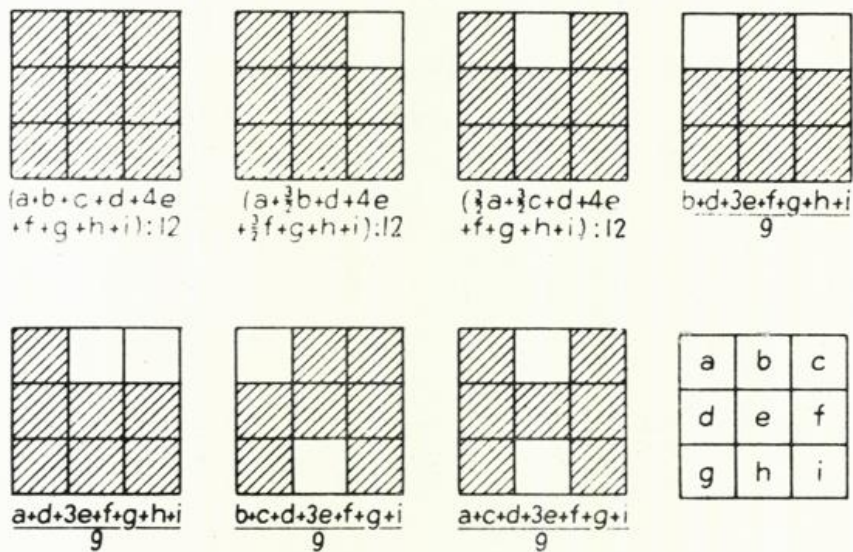


Abb. 6 Häufigkeitskurve der Windgeschwindigkeit
Feuerschiff „S 2“
Windbeobachtungen in den Jahren 1947-1953

Anzahl
der Beob.

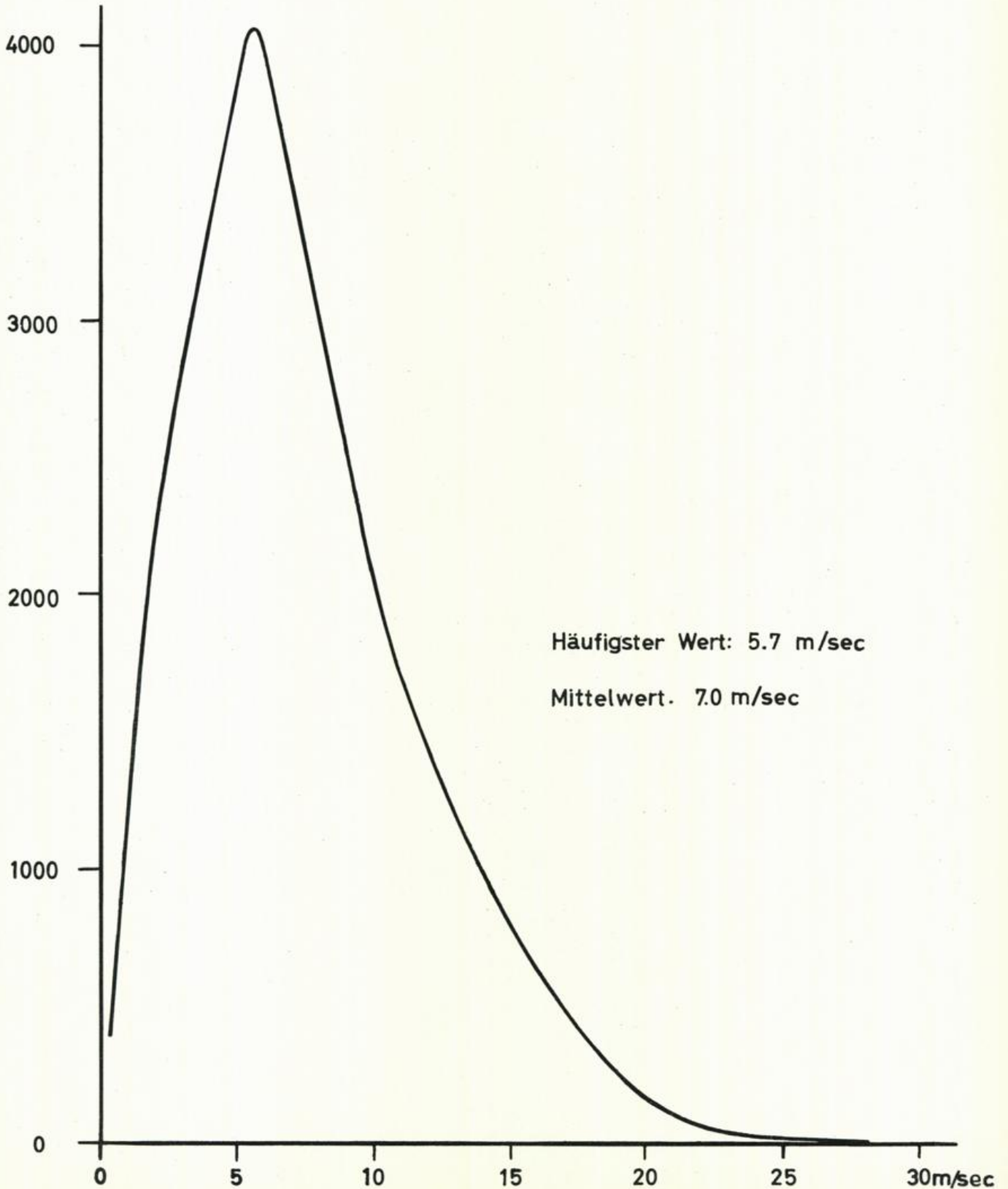
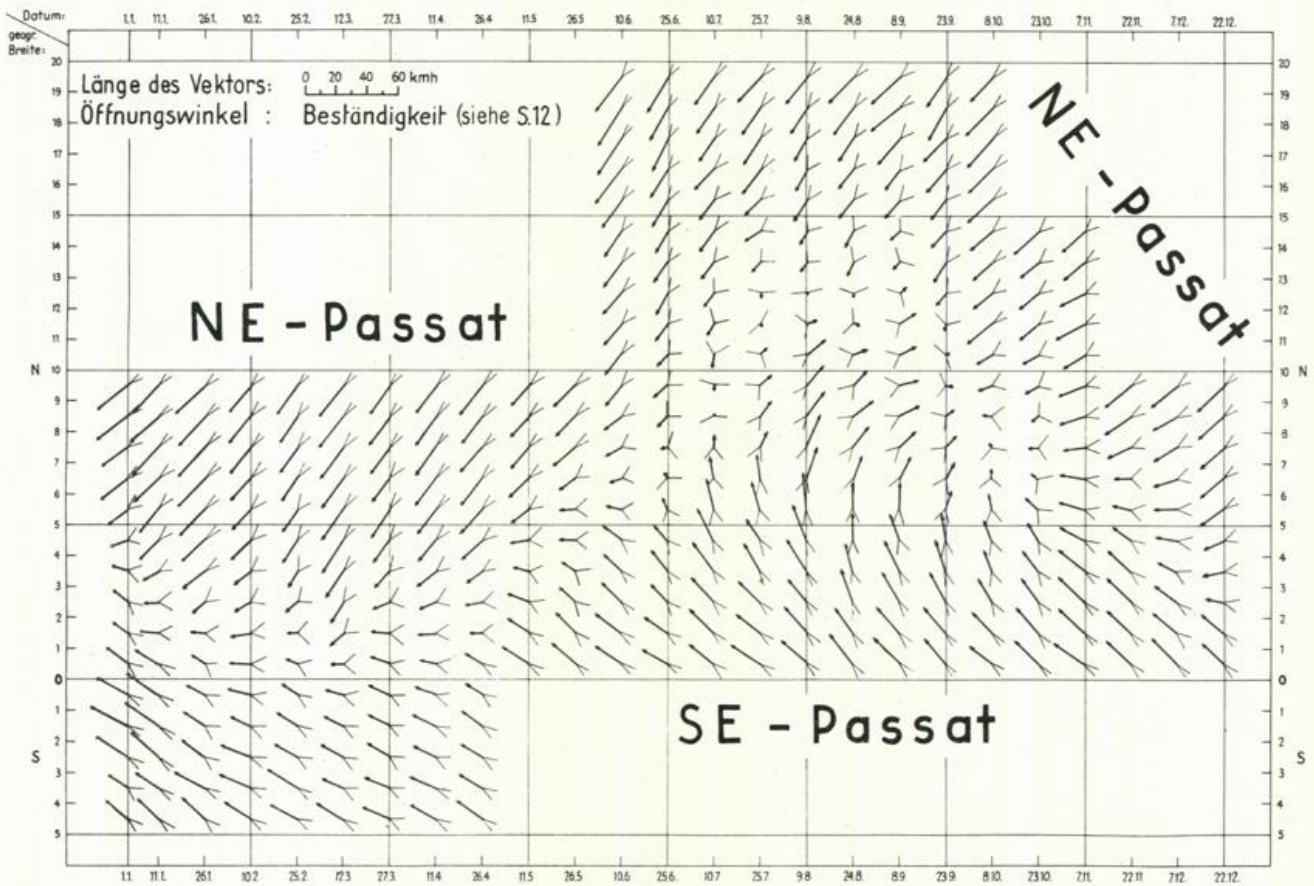


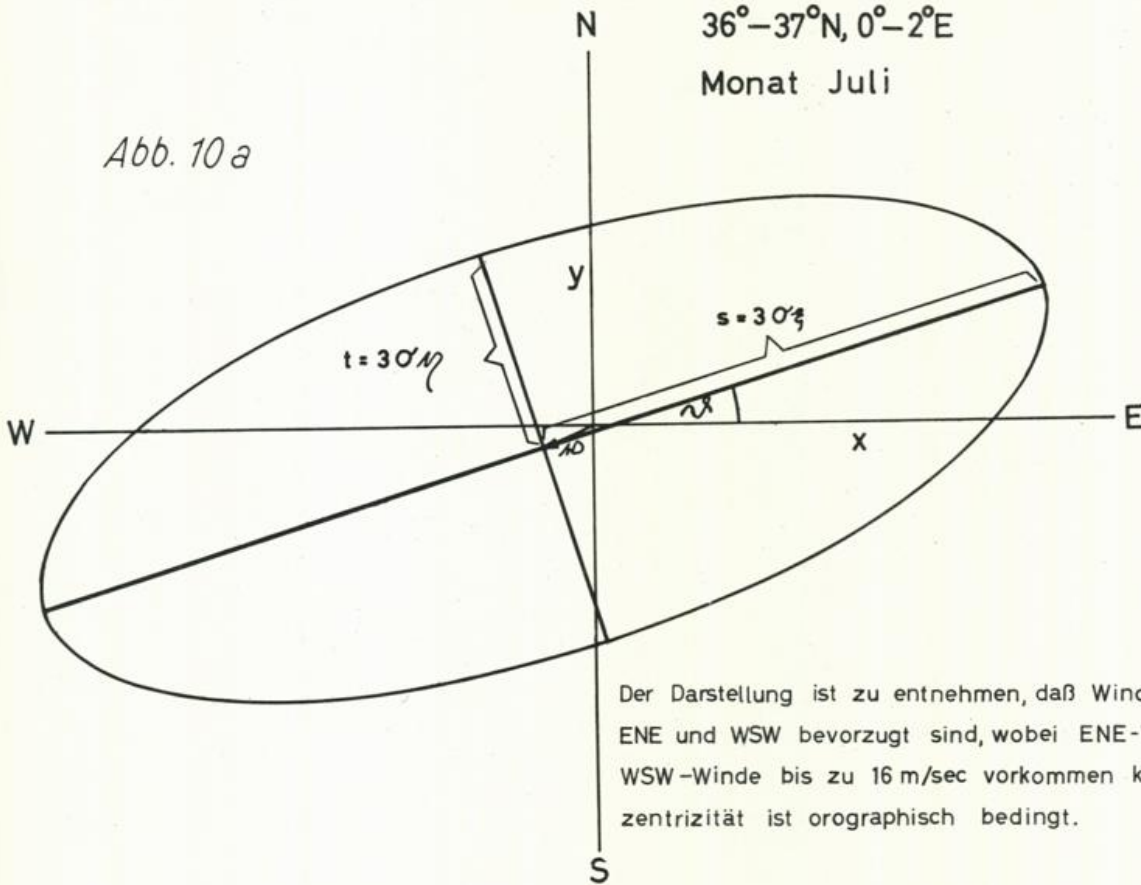
Abb.9 Darstellung der Beständigkeit durch den „Einzugswinkel“

Windvektoren im Jahresgang auf der Route Kap Verden - Recife.



Streuungsellipse des Windvektors für das Feld
 $36^{\circ}-37^{\circ}\text{N}, 0^{\circ}-2^{\circ}\text{E}$
 Monat Juli

Abb. 10a



Der Darstellung ist zu entnehmen, daß Winde aus den Richtungen ENE und WSW bevorzugt sind, wobei ENE-Winde bis zu 18 m/sec WSW-Winde bis zu 16 m/sec vorkommen können. Die starke Exzentrität ist orographisch bedingt.

Häufigkeitsverteilung zu der
 Streuungsellipse für das Feld
 $36^{\circ}-37^{\circ}\text{N } 0^{\circ}-2^{\circ}\text{E}$, Monat Juli

Abb. 10b

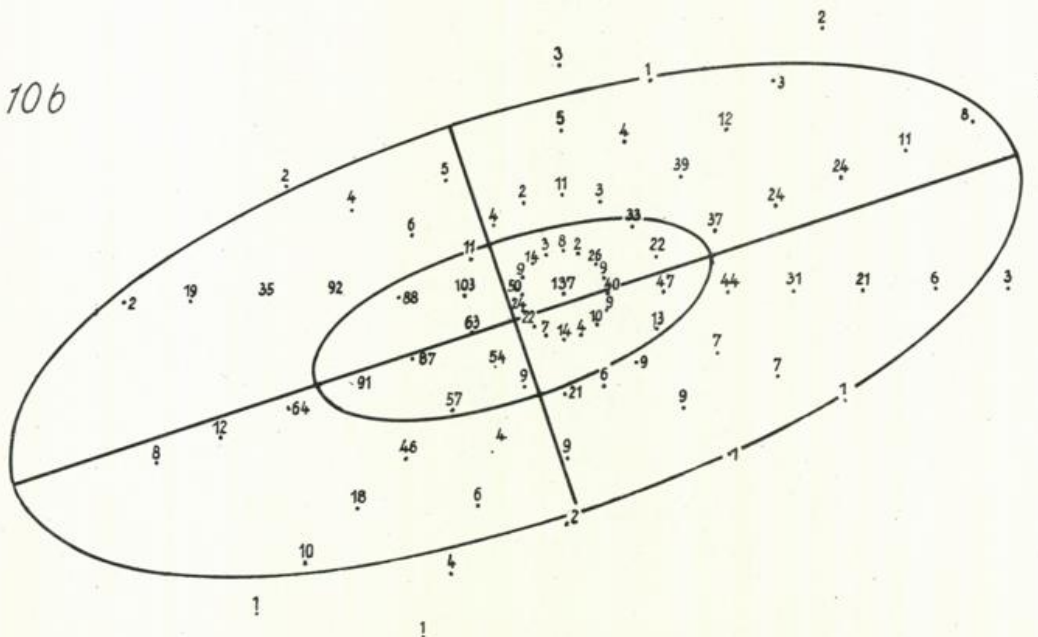


Abb.11a Mittelwerte d. Wassertemperaturen u. deren mittl. Fehler für ausgewählte felder (nach BÖHNECKE)

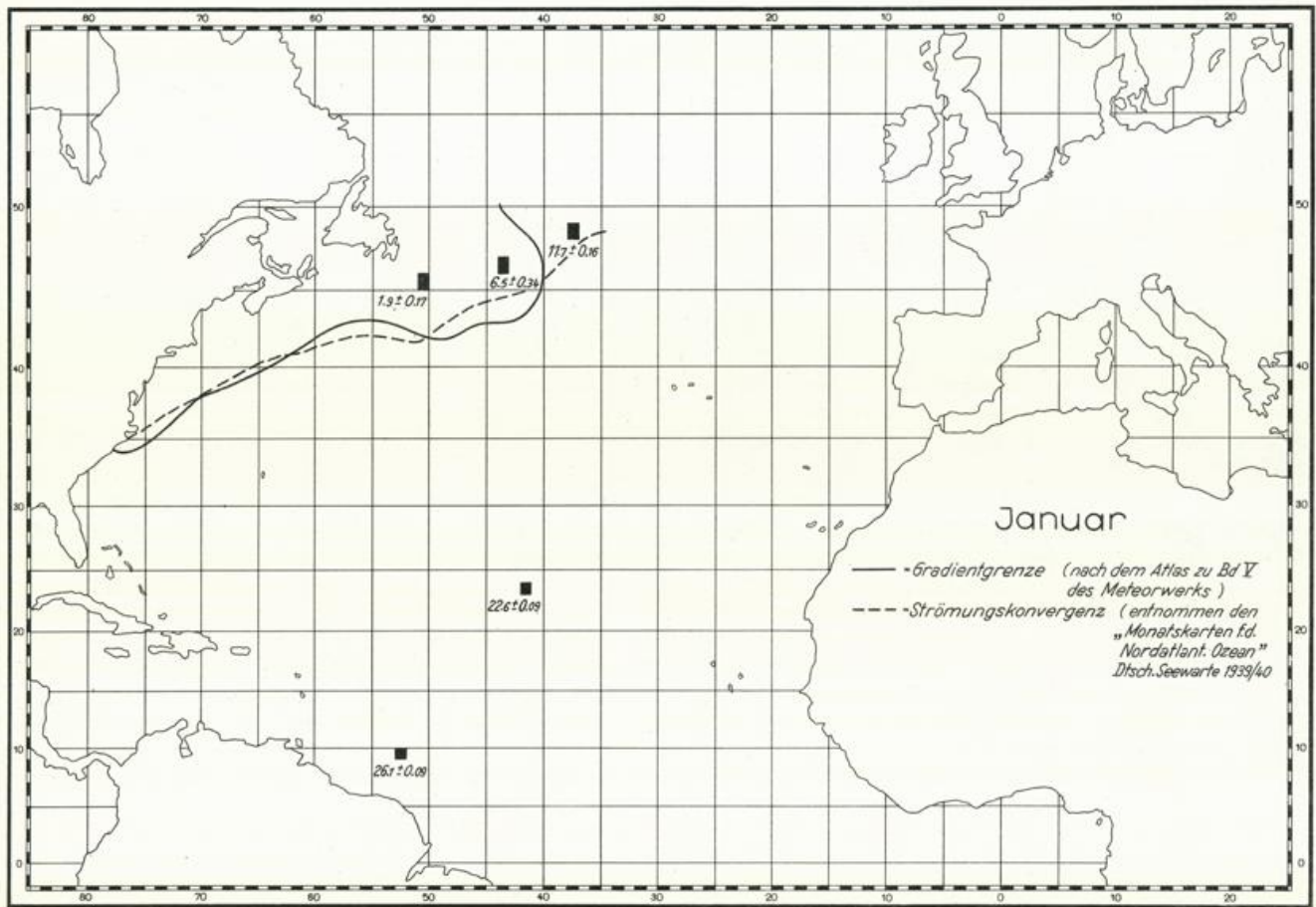
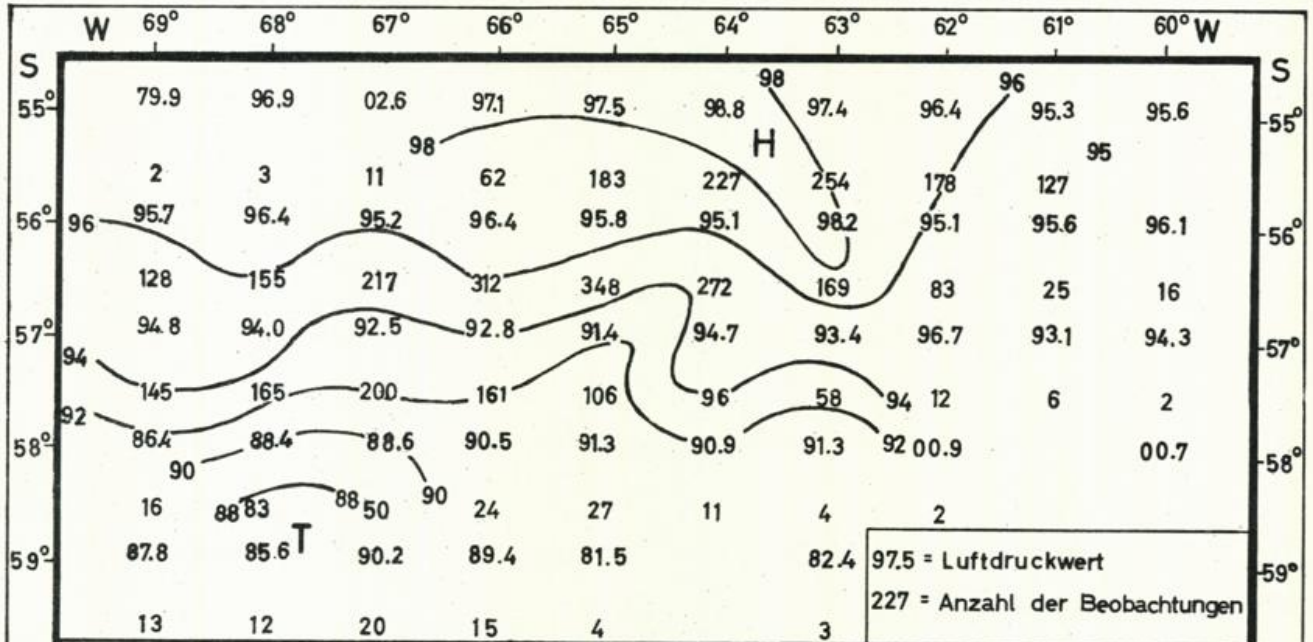
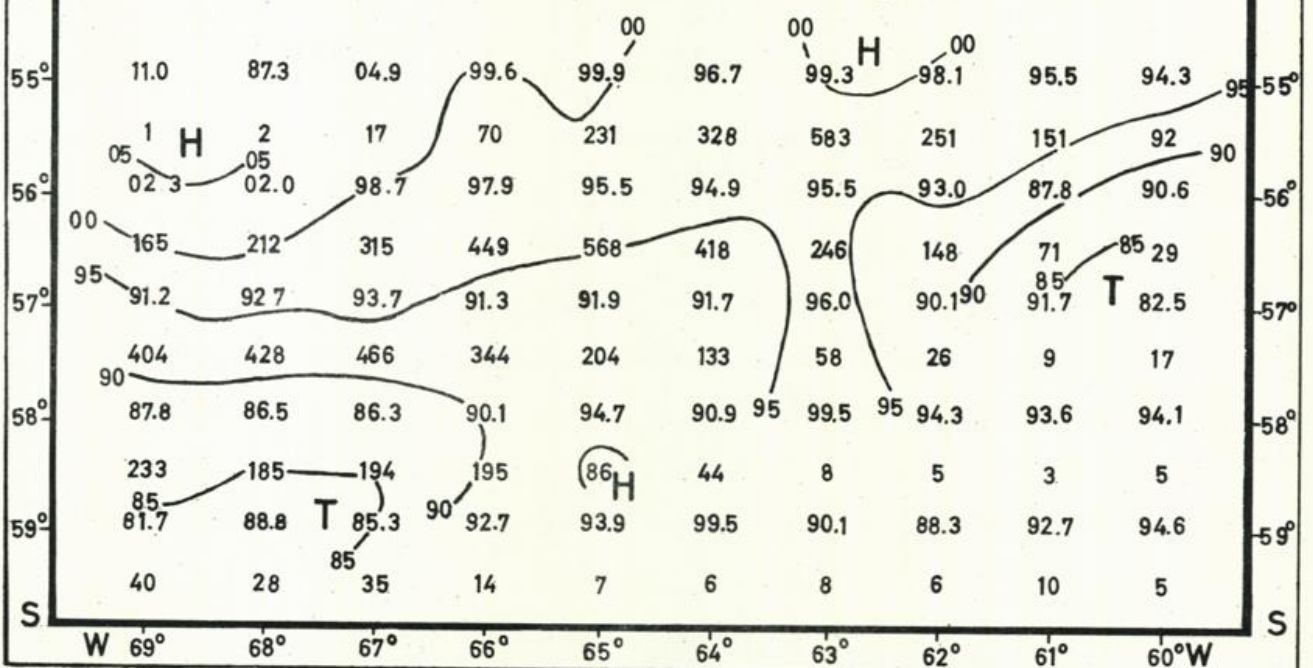


Abb. 12 Isobaren bei Kap Hoorn
für Jan./Febr. bzw. Juli/Aug.

Luftdruck in mb (unter Fortlassen der Hunderter u. Tausender)
Mittel der Monate Januar u. Februar



Mittel der Monate Juli u. August



Beispiele nicht repräsentativer 1°-Feld-Mittel des Luftdrucks

Abb.13 Mittlere Druckverteilung über dem Indischen Ozean

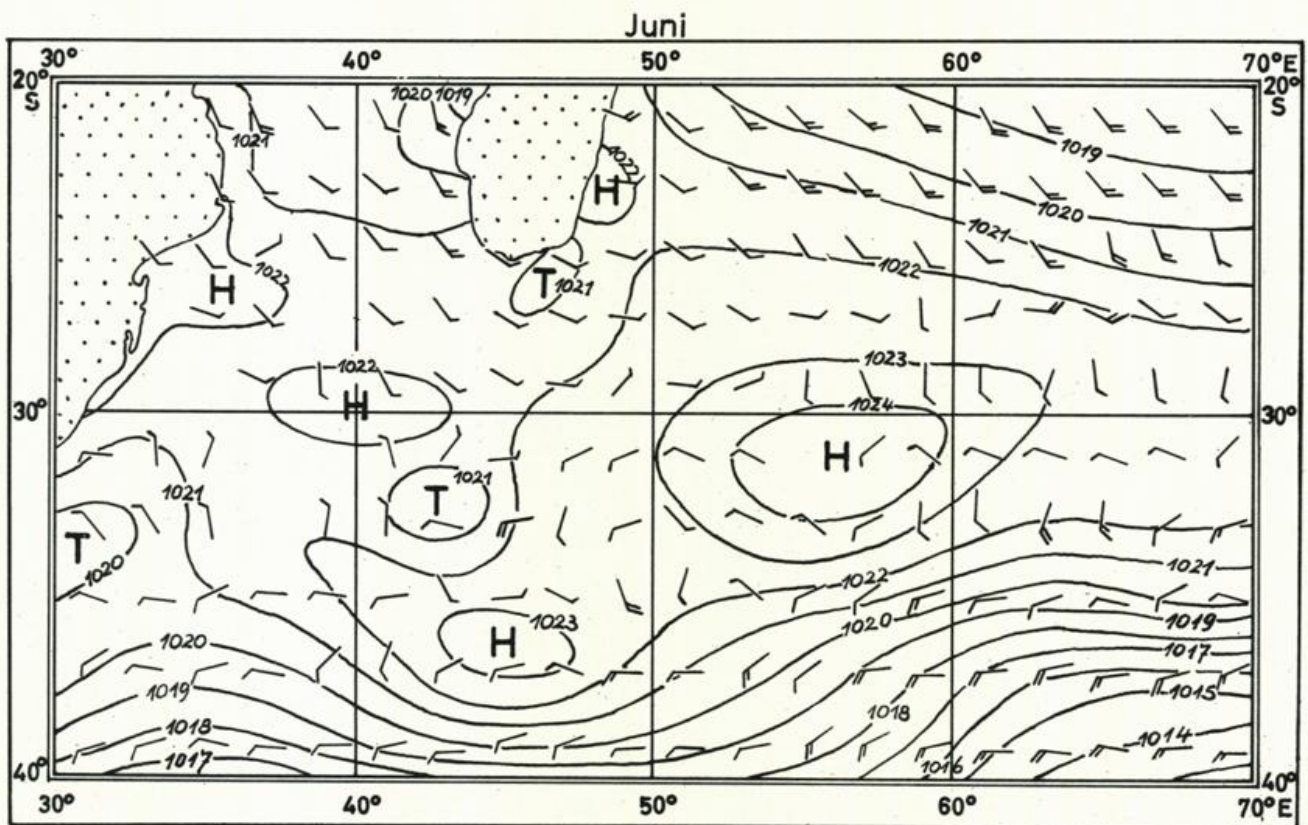


Abb.15 Beispiel einer Pentadenkarte (von ELSNER)

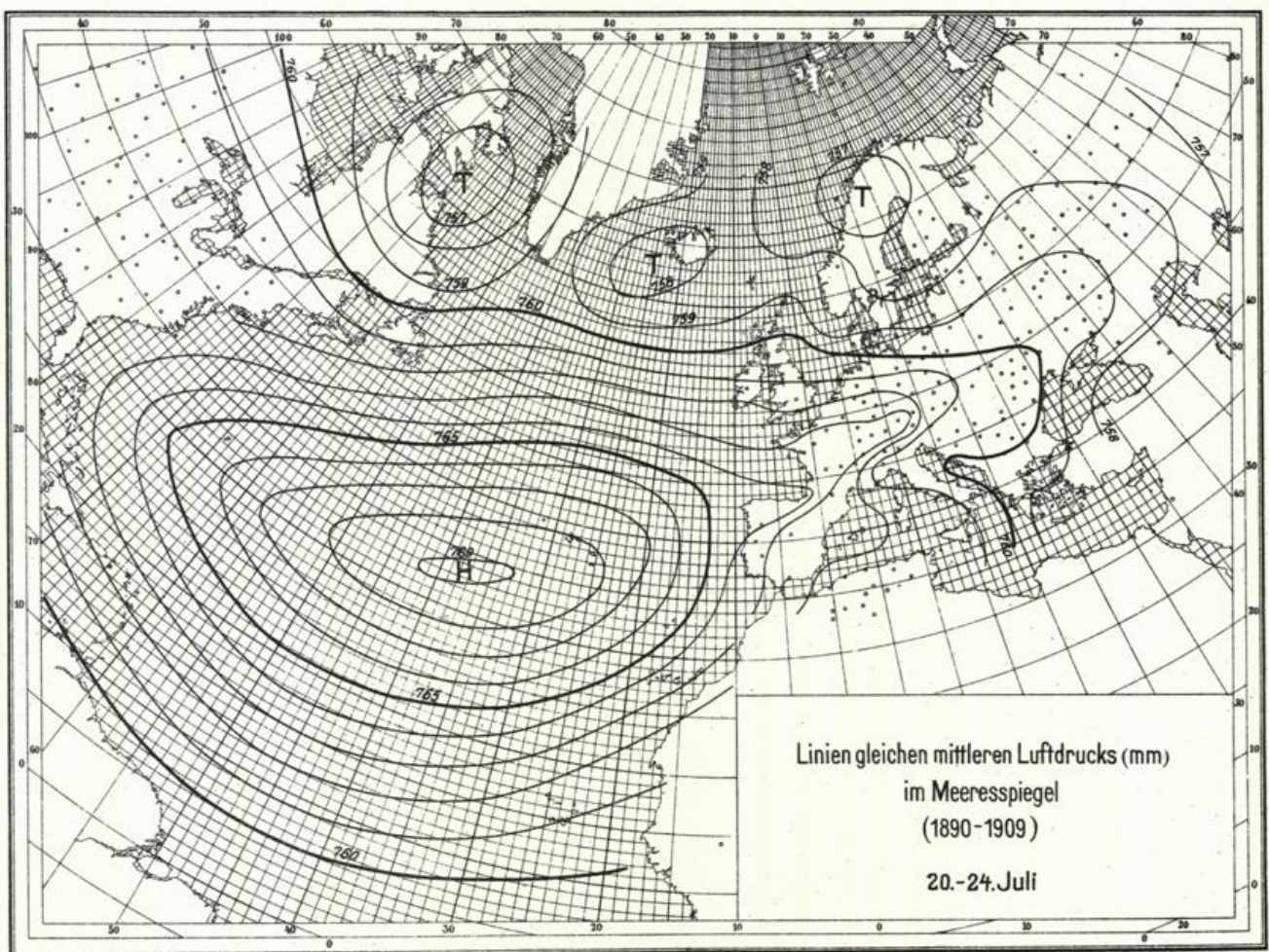


Abb.16 Nebelhäufigkeit
auf dem Nordatlantischen Ozean
von Januar bis Juni

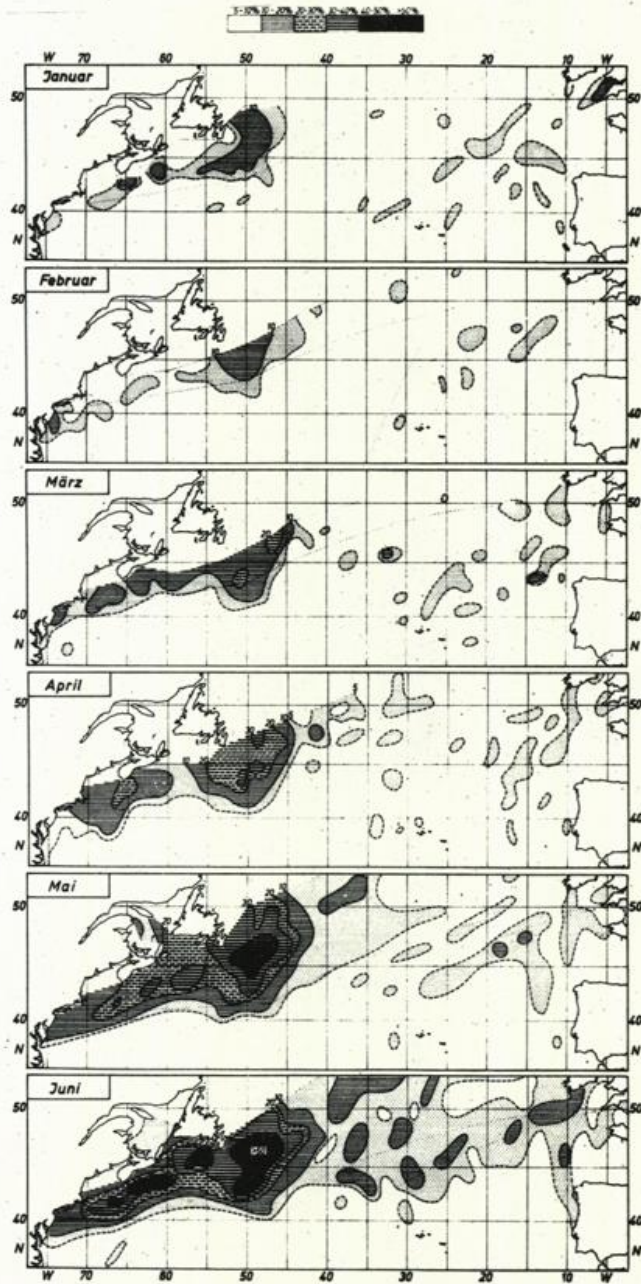
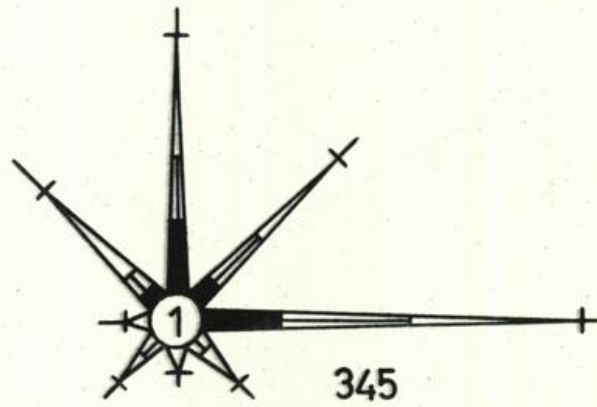


Abb. 17 Windstern



Erläuterung:

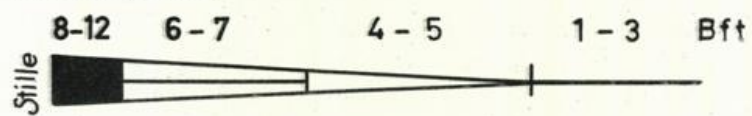


Abb.18 Windrosen für 5°-Felder des Nordatlantischen Ozeans

Figures of ten degrees subdivided into quarters of five degrees, and dots show the centre.
 Wind roses show average direction, and when unshaded, strength of wind, by lines from the centre, necessarily
 and by dots, the number of the Beaufort scale (0 to 12).
 Also, the diagrams show relative proportions of calm, by a whole circle, and of rain by a pointed semi-circle.
 Currents are indicated by arrows, common figures showing daily rate, or rate left-handed over the number of
 observations, and double, or even more bars, each additional ten miles, when twenty, or which the rate is required.

XXXIV.
 BOARD OF TRADE,
 1880.
IN NORTH MAY ATLANTIC
 WINDS — CURRENTS — MAGNETIC VARIATION AND DIP
 SEA TEMPERATURE & PREVALENCE OF RAIN.

A shorter arrow is to the standard length, as the number of currents observed in one direction is less
 of those in the other.
 Magnetic Variation is given in roman capitals, sea surface temperature in common figures, and Dip in roman.
 The Bars of each diagram, if an inch, stand in the Windrose, and other circles, within each square, as
 usual, being, with the number of eight hour periods observed.
 The Rain semicircle has a constant width of ten tenths of an inch for each five per centage.
 All bearings, or directions, are by the true meridian.
 Further explanation is available in any of the earlier Wind Charts of 1856.

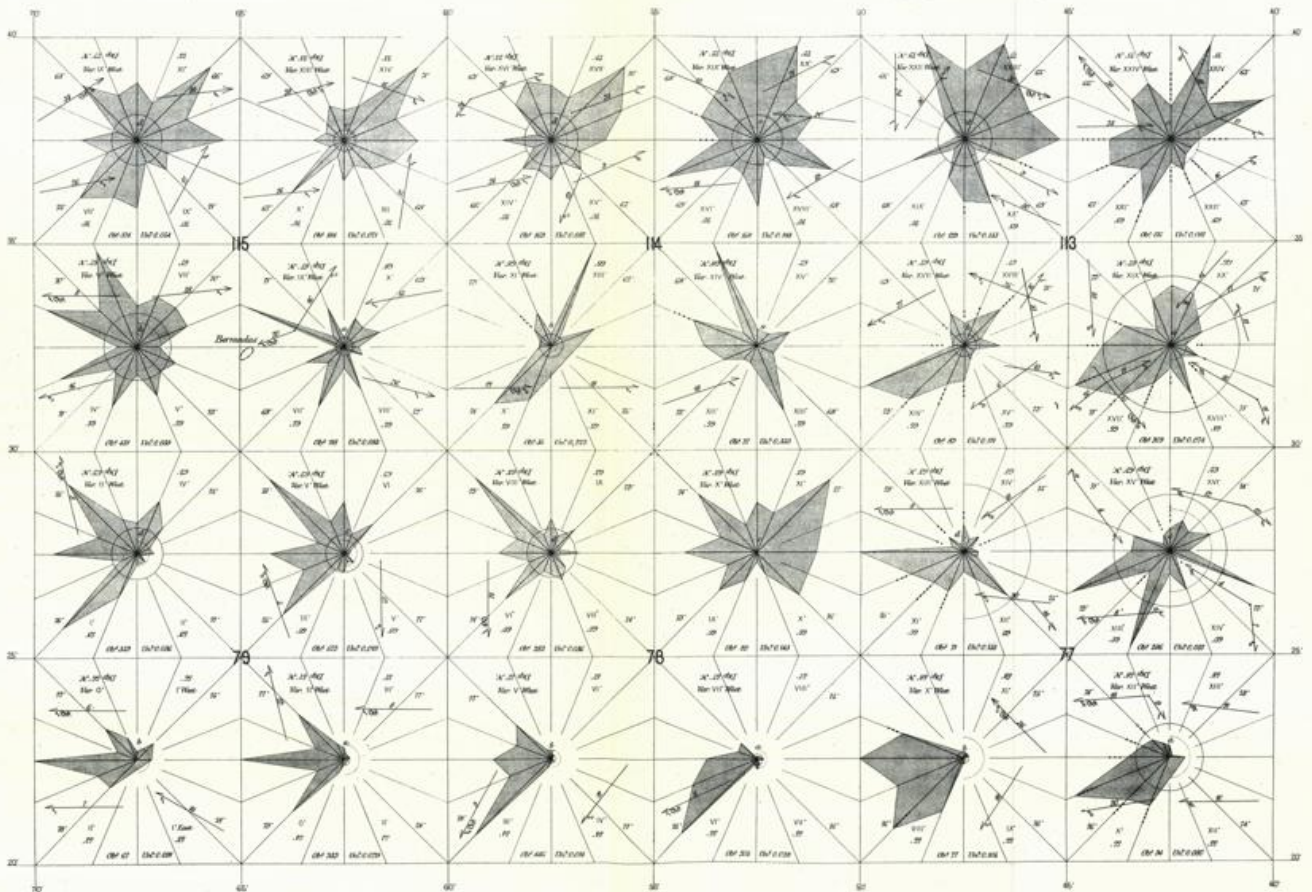


Abb. 19a Häufigkeitswindrose
des Feuerschiffs „Borkumriff“ im Januar

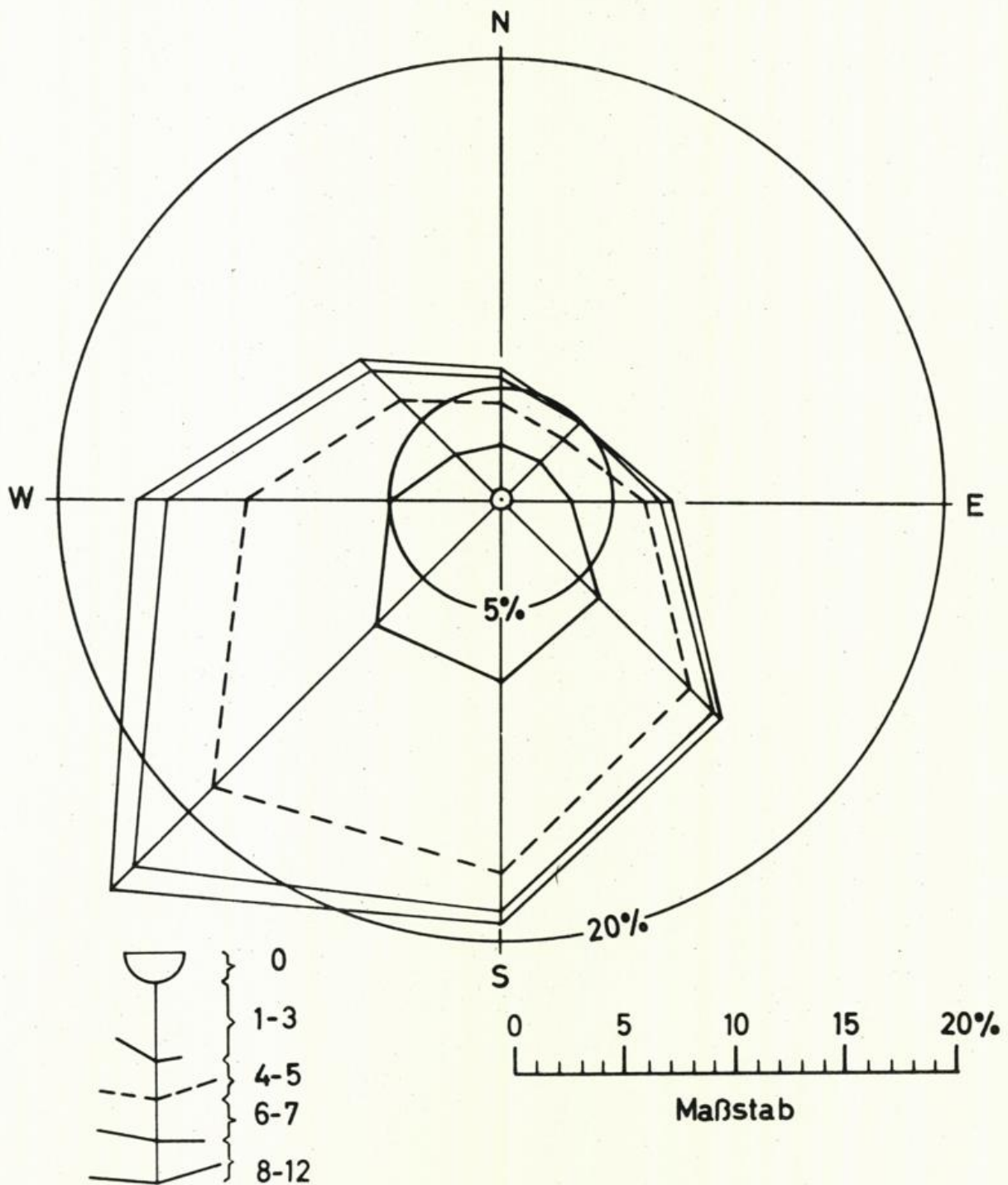


Abb. 19b Temperaturwindrose für Hamburg
(Abweichung vom Mittelwert in verschiedenen Windrichtungen)

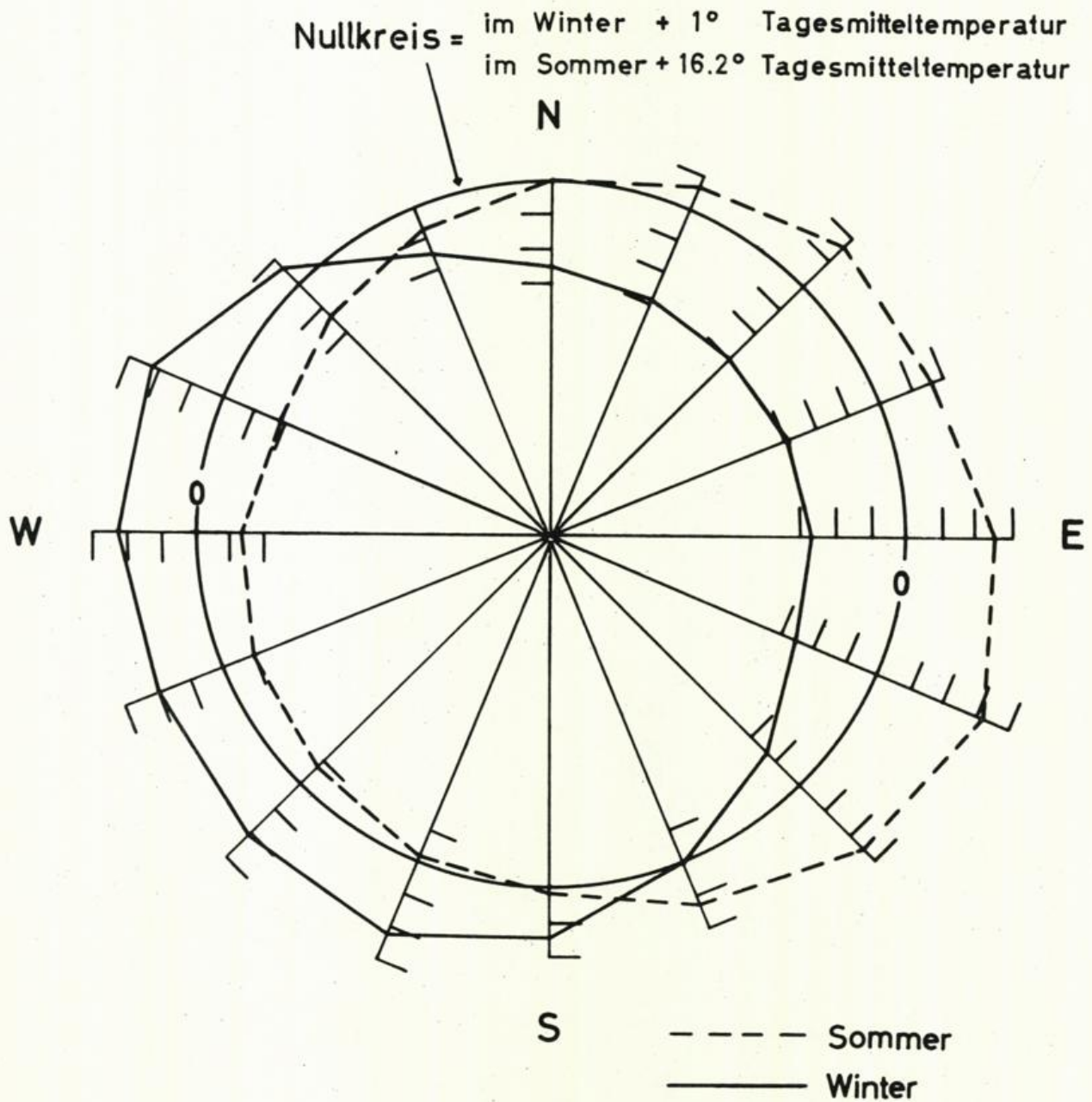


Abb. 20 Thermische Windrose

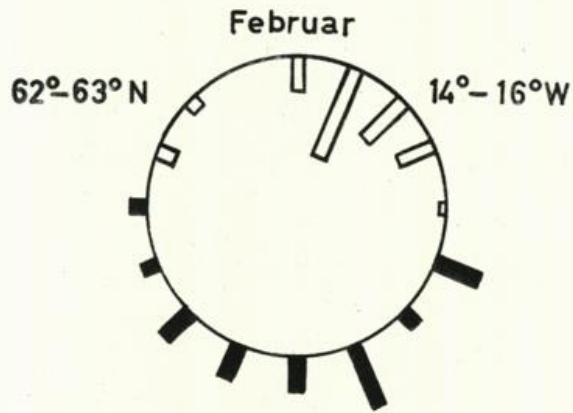
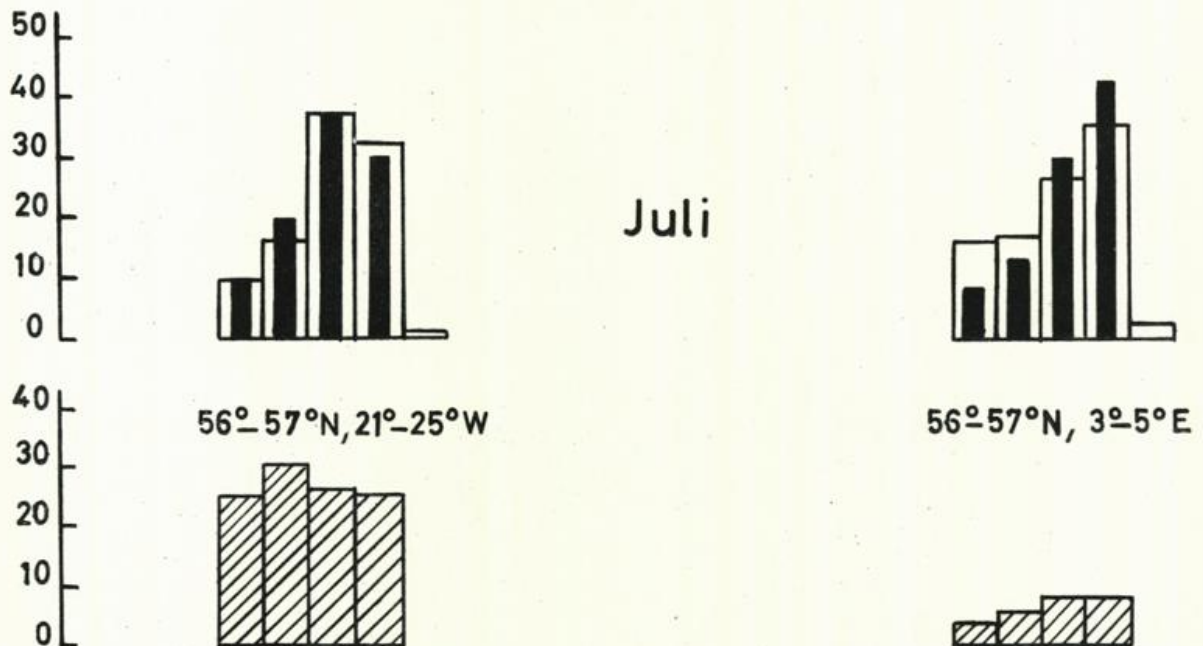


Abb. 21 Beispiel einer Säulendarstellung






- Obere Darstellung:  Absolute Häufigkeit der Niederschlagsbeob.
- Obere Darstellung:  Absolute Häufigkeit der Windbeobachtungen
- Untere Darstellung:  Relative Häufigkeit des Niederschlages

Abb. 22 Isoplethen der Windrichtungshäufigkeit für das Feuerschiff „Borkumriff“

