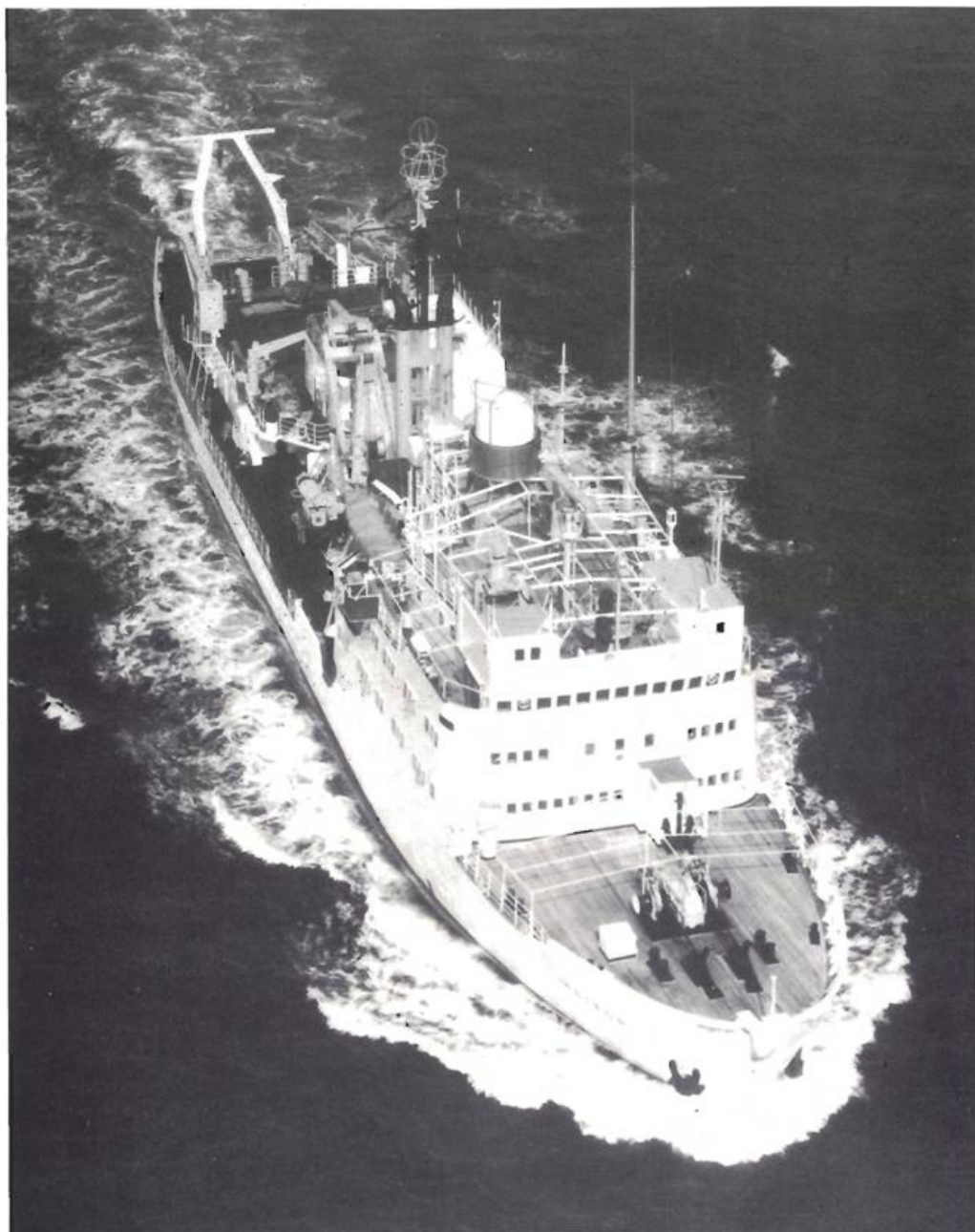


promet

2/3'84

meteorologische fortbildung

Maritime Meteorologie



Herausgeber

Deutscher Wetterdienst

Hauptschriftleiter

Dipl.-Met. M. Schlegel

Redaktionsausschuß

Prof. Dr. A. Baumgartner (München)
Prof. Dr. F. Fiedler (Karlsruhe)
Prof. Dr. H.-W. Georgii (Frankfurt)
Prof. Dr. H. Hinzpeter (Hamburg)
Prof. Dr. E. Lingelbach (Offenbach)
Prof. Dr. H. Reiser (Offenbach)
Dr. R. Simonis (Neustadt a. d. Weinstr.)
Dr. S. Uhlig (Traben-Trarbach)
Prof. Dr. F. Wippermann (Darmstadt)

Zum Titelbild

Forschungsschiff „Meteor“, gebaut 1963/64 von der AG Weser. Indienststellung am 24.03.1964. Länge 82 m, Breite 13,5 m, 2615 BRT, 1472 KW (2000 PS). Höchstgeschwindigkeit 11,5 kn, Aktionsradius 7200 sm. Stammbesatzung: 55 Mann (incl. Personal der Bordwetterwarte, 1 Meteorologe und 1 Funkwettertechniker). Plätze für 24 Wissenschaftler, 14 Laboratorien.

Aufgaben: Meeresforschung in den Disziplinen Ozeanographie, Meteorologie, Geophysik, Biologie.

Forschungsgebiete: vor allem der nördliche, östliche und äquatoriale Teil des Atlantischen Ozeans. Einzelne Reisen in die Antarktis, den Indischen Ozean und ins Mittelmeer. Insgesamt 69 Reisen (bis Dezember 1984).

Das Schiff wird vom DHI bereedert und von der DFG und dem DHI zu gleichen Teilen unterhalten und genutzt.

(Foto: SKYFOTOS LTD, New Romney, Kent, England)

promet erscheint im Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes — Zentralamt — Frankfurter Straße 135, 6050 Offenbach am Main. Bezugspreis pro Jahrgang (4 Hefte) DM 32,—, Einzelheft DM 8,50.

Für den Inhalt der Arbeiten sind die Autoren verantwortlich. Alle Rechte bleiben vorbehalten.

Druck: Schön & Wetzels GmbH, Offenbacher Landstraße 368, 6000 Frankfurt (Main).

ISSN 0340-4552

Meteorologische Fortbildung

14. Jahrgang, Heft 2/3, 1984

Thema des Heftes:

Maritime Meteorologie

(Fachliche Redaktion: L. Kaufeld, Hamburg)

Beiträge:	Seite
Zur Einführung (H. VOSS)	1
W. SEIFERT Probleme der Wettervorhersage in küstennahen Gebieten der Antarktis	3
K.-H. BOCK Beratungstätigkeit in der Antarktis	7
L. KAUFELD Klimatologische Bearbeitung maritim-meteorologischer Beobachtungen	11
R. ZÖLLNER Laderaum-Meteorologie	15
J. PÜTTKER Maritim-meteorologische Gutachten und Beratungen	22
G. KOSLOWSKI und K. STRÜBING Eisdienst	26
G. OLBRÜCK Maritim-meteorologische Forschungsprogramme	29
G. OLBRÜCK Die maritime Grenzschicht	31
G. HASSE Cumuluskonvektion und Konvektionsrollen	38
H. SCHMIDT Extremwindverhältnisse im norddeutschen Küstenbereich	42
L. HASSE Großräumige Wechselwirkungen Ozean-Atmosphäre	45
E. MITTELSTAEDT Winderzeugte Meeresströmungen	48
Blick zurück Geschichte der Synoptik (H. REUTER)	52
Das interessante Satellitenbild Bildaufbereitung für die Meereis-Erkundung (M. ECKARDT und W. TONN)	56
Habilitationen, Promotionen und Diplom-Hauptprüfungen an den Universitäten der Bundesrepublik Deutschland und West-Berlins im Jahre 1983	58
Neuerscheinungen	60

Thema des Heftes:

Maritime Meteorologie

Zur Einführung

Das vorliegende Heft erscheint unter dem Titel „Maritime Meteorologie“, wenngleich sich einige Beiträge mit Themen aus Randgebieten befassen, die allerdings mit den atmosphärischen Vorgängen über den Ozeanen in engem Zusammenhang stehen.

Die Entwicklung der Meteorologie in ihrer heutigen globalen Betrachtungsweise ist ohne die Beiträge aus dem maritimen Bereich kaum denkbar. Wesentliche Impulse für die Erforschung der Atmosphäre, der Ozeane und für die internationale meteorologische Zusammenarbeit, die für uns heute selbstverständlich geworden ist, sind von der Maritimen Meteorologie ausgegangen.

Die ersten Karten der Meeresströmungen (KIRCHNER 1678) und der Winde (HALLEY 1688) gründeten sich auf den Erfahrungen der Seeleute auf ihren Segelschiffsreisen. BEAUFORT entwickelte 1805 seine Skala der Windstärken nach der Segelführung. Häufig waren zu dieser Zeit Barometer, Luft- und Wasserthermometer an Bord. Die Beobachtungen wurden in den Schiffsjournalen vermerkt. Sie konnten aber noch nicht nutzbringend ausgewertet werden, da die Koordinierung fehlte.

Das planmäßige Anstellen, Sammeln und Auswerten meteorologischer Schiffsbeobachtungen wurde erst von MAURY in die Wege geleitet. Diesem Zweck diente die von ihm angeregte internationale Konferenz 1853 in Brüssel. MAURY gab 1849–1860 den nautischen Atlas „Wind and Current Charts“, die Seehandbücher „Explanations and Sailing Directions to Accompany the Wind and Current Charts“ und 1858 das Buch „The Physical Geography of the Sea“ heraus. Diese Arbeiten waren vorbildlich für die weitere nautische und wissenschaftliche Erschließung der Ozeane und die Entwicklung der Maritimen Meteorologie.

Als bald entstanden Institute der seefahrenden Nationen. So auch in Deutschland die Seewarte, die 1868 als „Norddeutsche Seewarte“ gegründet, 1872 in „Deutsche Seewarte“ umbenannt und unter diesem Namen von 1875 bis zum Ende des 2. Weltkrieges als Reichsinstitut betrieben wurde.

Die maritim-meteorologischen Institute der seefahrenden Länder rüsteten die Schiffe mit Beobachteranweisungen, Tagebüchern und Meßgeräte aus, sammelten die Tagebücher mit den während der Schiffsreisen gewonnenen meteorologischen Beobachtungen ein, werteten sie aus und gaben klimatologische Segelanweisungen aus, um so die Wirtschaftlichkeit der Schifffahrt zu verbessern. Die große Zahl an Beobachtungen aus der Zeit von über 100 Jahren ermöglicht heute eine klimatologische Auswertung, wie sie im Beitrag 3 (KAUFELD) dargestellt wird.

War der Anstoß dazu auf der Konferenz in Brüssel erfolgt, so setzte sich die internationale Zusammenarbeit mit einem Kongreß in Wien 1873 fort, der zur Gründung der Internationalen Meteorologischen Organisation (IMO) führte, und aus der 1951 die Weltorganisation für Meteorologie (WMO) hervorging. Beide Organisationen haben die Entwicklung der Meteorologie maßgeblich gefördert; das betrifft insbesondere auch die Maritime Meteorologie.

Anfangs waren es vornehmlich einzelne Schiffe, die die meteorologischen und ozeanographischen Verhältnisse der Weltmeere erforschten. Bald setzte sich aber die Erkenntnis durch, daß es hierzu gemeinsamer internationaler Anstrengungen mit einer größeren Zahl von Schiffen bedurfte. Dies war der Anlaß für eine Reihe von internationalen Expeditionen, die wichtige Forschungsbeiträge leisteten. Das alles gipfelte schließlich in dem „Global Atmospheric Research Programme“ (GARP) der WMO. In diesem Rahmen wurde ein erstes globales Experiment in den Jahren 1978 und 1979 abgewickelt, in dem die riesigen Ozeangebiete — auch auf der sonst datenarmen Südhemisphäre — mit einem relativ dichten Netz zur Beobachtung der meteorologischen und ozeanographischen Parameter überzogen wurden. Es wird noch eine gewisse Zeit dauern, bis alle Ergebnisse wissenschaftlich ausgewertet vorliegen. Auch im Zusammenhang mit dem im Jahre 1980 angelaufenen Welt-Klima-Programm erhält die maritim-meteorologische Forschung neue Impulse.

Weitere internationale und nationale Forschungsprogramme werden in Beitrag 7 (OLBRÜCK) vorgestellt. Dabei verbindet das Studium der Austauschverhältnisse zwischen dem Meer und der Atmosphäre die Ozeanographie mit der Meteorologie (s. z. B. Beiträge 11 (HASSE) und 12 (MITTELSTAEDT)).

Die spärlichen Schiffsbeobachtungen konnten anfangs nur für klimatologische Studien verwertet werden, bis man damit begann, gleichzeitige Beobachtungen in ihrer geographischen Verteilung in Wetterkarten festzuhalten und zu analysieren. Der Schritt zur Nutzung der maritimen Beobachtungsdaten in der synoptischen Meteorologie war vollzogen. Anlässlich des Internationalen Polarjahres 1882/83 wurden bereits die ersten täglichen Wetterkarten für den Nord- und Südatlantik gezeichnet. Noch für lange Zeit konnten allerdings synoptische Wetterkarten für die Ozeangebiete nur nachträglich gefertigt werden, da insbesondere die Schiffsbeobachtungen erst nach Eingang der Tagebücher zur Verfügung standen.

Die Wetterkarten dienten also nicht, wie heute, aktuell der synoptischen Meteorologie, sondern allgemein der maritim-meteorologischen Forschung, die aber die Grundlage schuf für ihre Anwendung in der aktuellen Diagnose und Prognose. Für klimatologische Betrachtungen ist es ohnedies belanglos, ob die Wetterkarten aktuell oder nachträglich analysiert werden. Die Sorgfalt und Vollständigkeit der historischen Wetterdaten ist häufig sogar ein Vorteil.

Aktuelle Wetterkarten, die für die Vorhersage des Wettergeschehens auf den Meeren genutzt werden konnten, waren erst nach Einführung der Funktelegraphie möglich. Die Versorgung der Schifffahrt mit Wettervorhersagen und die Erstellung großräumiger Analysen für die Berechnung numerischer Prognosen machten eine rasche Sammlung und Auswertung weltweiter synoptischer Beobachtungen und eine Verdichtung des Beobachtungsnetzes insbesondere in den südhemisphärischen Seegebieten zwingend notwendig. Mit der von der WMO eingerichteten „Welt-Wetter-Wacht“ und dem eingangs erwähnten globalen Forschungsprogramm (GARP) wurden in dieser Hinsicht bedeutsame Fortschritte erzielt. Dennoch existieren immer noch große datenarme Gebiete abseits der Hauptschiffahrtslinien. Mit den Schwierigkeiten, dort synoptisch zu arbeiten, befassen sich die Beiträge 1 (SEIFERT) und 2 (BOCK).

Dieses Heft mit dem Titel „Maritime Meteorologie“ kann natürlich nicht den gesamten Bereich dieses großen Zweiges der Meteorologie darstellen oder auch nur umreißen. Stattdessen sollen einige charakteristische oder aktuelle Aspekte in zwei Themenkreisen aufgezeigt werden: Die Beiträge 1 bis 6 enthalten Beispiele aus der *Praxis des maritim-meteorologischen Dienstes*, die Beiträge 7 bis 11 behandeln *Forschungsthemen*.

In den ersten beiden Beiträgen gehen SEIFERT und BOCK auf besondere Anforderungen ein, die an Ausrüstung und Tätigkeit einer Bordwetterwarte gestellt werden müssen, speziell in den datenarmen antarktischen Gewässern. Dort ist auch die Diagnose und Prognose der Eisbedeckung bedeutsam. Gerade in diesem Punkt ist die Maritime Meteorologie eng mit der Ozeanographie verknüpft. Im Beitrag 6 „Eisdienst“ erläutern KOSLOWSKI und STRÜBING die Grundlagen der Eisvorhersage und die Tätigkeit des Eisdienstes in der Bundesrepublik. Sie schildern Eisverhältnisse und -entwicklung anhand eines aktuellen außergewöhnlichen Beispiels.

Die Beiträge 3 bis 5 beschreiben maritim-meteorologische Serviceleistungen. KAUFELD (3) stellt den Weg von der Datengewinnung (Beobachtung) bis zur Auswertung (Klimaanalyse) dar, und präsentiert einige Ergebnisse. Sie sind Grundlage für Gutachten und Beratungen sowie für die Arbeit der Laderaum-Meteorologie. Diese beiden Arbeitsbereiche behandeln ZÖLLNER und PÜTTKER in den Beiträgen 4 und 5. Durch Beratungstätigkeit, wissenschaftliche Untersuchungen, Aufklärung von Schadensursachen, durch Gutachten und Auskünfte, für die auch aktuelle Wetterereignisse ausgewertet werden, werden durch das Seewetteramt des Deutschen Wetterdienstes Leistungen erbracht, die dazu beitragen, Verluste an Volksvermögen, die beim Schiffstransport von Gütern entstehen können, zu verhindern oder zu mindern.

Der Themenkreis „Forschung“ wird durch einen Artikel von OLBRÜCK (Beitrag 7) über maritim-meteorologische Forschungsprogramme seit 1969 eingeleitet. Im Vordergrund standen dabei Untersuchungen über die maritime Grenzschicht, deren Eigenschaften näher im Beitrag 8 (OLBRÜCK) behandelt werden. In der Grenzschicht spielen die Wechselwirkungen zwischen Ozean und Atmosphäre eine wesentliche Rolle. Hiermit befaßt sich HASSE im Beitrag 9 am Beispiel der Cumulus-Konvektion und Konvektionsrollen. An der Küste unterliegt die Grenzschicht als Folge der unterschiedlichen Bodenreibung starken Veränderungen, sobald die Luft auf das Land übertritt. Hierzu wird auf den Beitrag 10 von SCHMIDT über Extremwindverhältnisse im norddeutschen Küstenbereich verwiesen.

Ebenso wie großräumige Anomalien im Meer (z. B. Oberflächentemperatur) die atmosphärischen Vorgänge beeinflussen, haben Zirkulationsanomalien der Atmosphäre Rückwirkungen auf den Ozean. Solche „großräumigen Wechselwirkungen“ führen zu klimatologisch bedeutsamen Erscheinungen wie z. B. dem *El-Niño-Phänomen*, das HASSE (Beitrag 11) aus meteorologischer und MITTELSTAEDT (Beitrag 12) aus ozeanographischer Sicht beschreiben.

Die große praktische Bedeutung der Maritimen Meteorologie liegt heute wie früher in den Beratungsdiensten, die die Wetterdienste der Schifffahrt im synoptischen und klimatologischen Bereich anbieten. In neuerer Zeit kamen jedoch in großem Umfang neue wichtige Aufgaben hinzu, insbesondere Beratungen im Zusammenhang mit der vermehrten wirtschaftlichen und sonstigen Nutzung der Ozeane und der Erschließung der im Meer vorhandenen Rohstoffe.

H. VOSS

Probleme der Wettervorhersage in küstennahen Gebieten der Antarktis

1 Aufgabenstellung

Forschungsvorhaben in der Antarktis sind außerordentlich wetterabhängig. Um die verfügbare Zeit effektiv auszunutzen und die Sicherheit von Personal und Material zu gewährleisten, ist auf eine meteorologische Betreuung am Einsatzort kaum zu verzichten. Der Einbau einer modernen Bordwetterwarte auf dem Polarforschungsschiff „Polarstern“ des Alfred-Wegener-Instituts trägt dieser Überlegung Rechnung.

Eine wichtige meteorologische Aufgabe besteht darin, Sturmsituationen rechtzeitig vorherzusagen. Andere Beratungsaufgaben betreffen die Vorhersage regionaler Windsysteme zur Erfassung der künftigen Eissituation. Schließlich sind flugmeteorologische Beratungen in der Vorhersage von Wolkenunter- und Obergrenze, Sichten und Vereisung beim Einsatz von Helikoptern und Flächenflugzeugen durchzuführen.

2 Randbedingungen der Vorhersagearbeit

Die Abbildung 1 gibt einen Größenvergleich zwischen den Polarregionen der Nord- und Südhalbkugel wieder. Das Gebiet, das bei Forschungsfahrten in den atlantischen Teil der Antarktis meteorologisch überwacht werden muß, erstreckt sich vom Bereich westlich der Drakestraße bis östlich der Georg-von-Neumayer-Station — also von 90° West bis etwa 10° Ost und von 80° Süd bis 45° Süd. Dies entspricht auf der Nordhalbkugel einem Ausschnitt, der von Nordgrönland bis in die Subtropen und von Osteuropa bis nach Labrador reicht. Abbildung 2 zeigt die Stationsdichte im Einsatzgebiet unter günstigen Bedingungen. Bemerkenswert sind die Meldungslücken westlich der Drakestraße und in der Weddelsee. Das bedeutet,

daß für die Hauptzugbahn der Tiefdruckgebiete, die sich vom Pazifik durch die Drakestraße in den Südatlantik erstreckt, keine ausreichende synoptische Früherkennung möglich ist. Einige Sturmtiefes können innerhalb von 12 Stunden vom Südost-Pazifik bis an den Ostausgang der Drakestraße ziehen. Da nur zu den synoptischen Hauptterminen ausreichend Meldungen verfügbar sind, würde in diesen Fällen die Vorwarn-

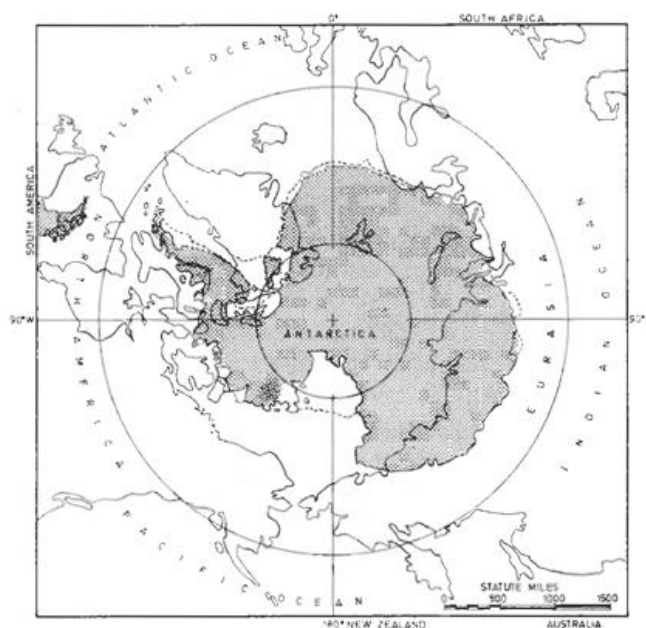


Abb. 1: Polargebiete der Nord- und Südhalbkugel

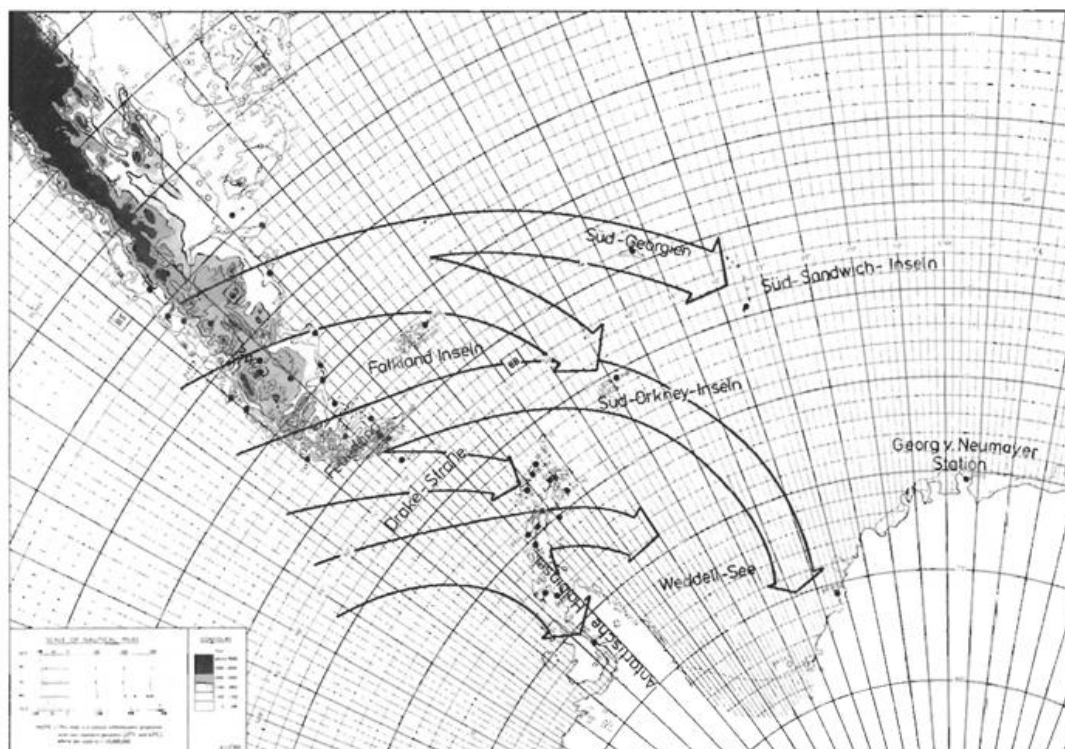


Abb. 2:
Stationen im
atlantischen
Südpolarmeer
und Zugbahnen

zeit für eine Orkansituation unter 6 Stunden gedrückt. Mit Hilfe bordseitig aufgenommener Satellitenbilder sind solche zyklonalen Systeme aber dennoch frühzeitig erkennbar, so daß sich die Vorwarnzeit auf 10 bis 12 Stunden erhöht.

Die Meldungslücke im Bereich der Weddelsee erschwert die Vorhersage, wenn sich das Einsatzgebiet nahe der Georg-von-Neumayer-Station oder in der südlichen Weddelsee befindet. In der Weddelsee endet eine der Hauptzugstraßen von Tiefdruckgebieten, die hier stationär werden. In diesem Fall ist eine Abschätzung des Luftdruckgradienten nur mit Hilfe der Küstenstationen oft nicht möglich, so daß besonders die Windvorhersage sehr schwierig wird.

Seit Anfang 1982 fehlen die Bodenwettermeldungen von den Falkland-Inseln, von Süd-Georgien und von den Süd-Sandwich-Inseln. Eine sinnvolle Vorhersagearbeit stützt sich also fast ausschließlich auf Satellitenbilder. Der Rückgriff auf Faksimile-Karten der Argentinier und Chilenen hat sich als nicht befriedigend erwiesen; die russischen Analysen des antarktischen meteorologischen Zentrums Molodeshnaya ($67^{\circ} 40' \text{ S}$, $45^{\circ} 51' \text{ E}$) sind dagegen sehr hilfreich und ergänzen die eigene Analyse, machen sie aber nicht überflüssig.

3 Ausgewählte Wetterlagen

3.1 Sturmlage

Die Abbildung 3 zeigt eine Sturmsituation, die innerhalb von 18 Stunden in der Drakestraße von schwachwindigen Verhältnissen zur vollen Orkanstärke führte. Ein Sturmtief zog vom Gebiet westlich der Drakestraße auf Ostkurs an den Nordrand der Antarktischen Halbinsel. Als der Kern den Westausgang der Drakestraße passiert hatte, sprachen die Stationen der Antarktischen Halbinsel und auf Feuerland mit mäßigem Druckfall an, bedingt durch die Zugrichtung des Tiefs. Eine Warnung hätte zu diesem Zeitpunkt keine signifikante Vorlaufzeit mehr gehabt. Auswertung der Bilder von NOAA 6 machte eine Warnung etwa 18 Stunden vor Beginn des Orkans möglich.

Die Abbildung 4 zeigt die starke Verwirbelung des Tiefs gegen 10.00 GMT. Allerdings bleibt die Abschätzung des Kerns und damit eine Bestimmung des Luftdruckgradienten schwierig.

Die Abbildung 5 demonstriert eine Sturmsituation in der Weddelsee und am Ostrand der Antarktischen Halbinsel. Innerhalb von 18 Stunden vertiefte sich ein älteres Tiefdrucksystem durch Einbeziehung einer jungen Zyklone zum Orkantief. An der Ostflanke der Antarktischen Halbinsel sowie im Nordostsektor des Sturmtiefs traten Windstärken über Bft 10 auf.

Die Ostküste der Antarktischen Halbinsel weist selbst bei flachen Tiefdruckgebieten hohe Windstärken auf, da sich an der zerklüfteten und steil aufragenden Küste enorme Windverstärkungen durch Führungseffekte ergeben (SCHWERDT-FEGER 1979).

Eine Wettervorhersage für das Gebiet der Georg-von-Neumayer-Station sowie für den gesamten Bereich der Weddelsee ist bei solchen stationären und regenerierbaren Tiefs sehr schwierig. Nicht nur die Windstärken, auch die Sicht- und

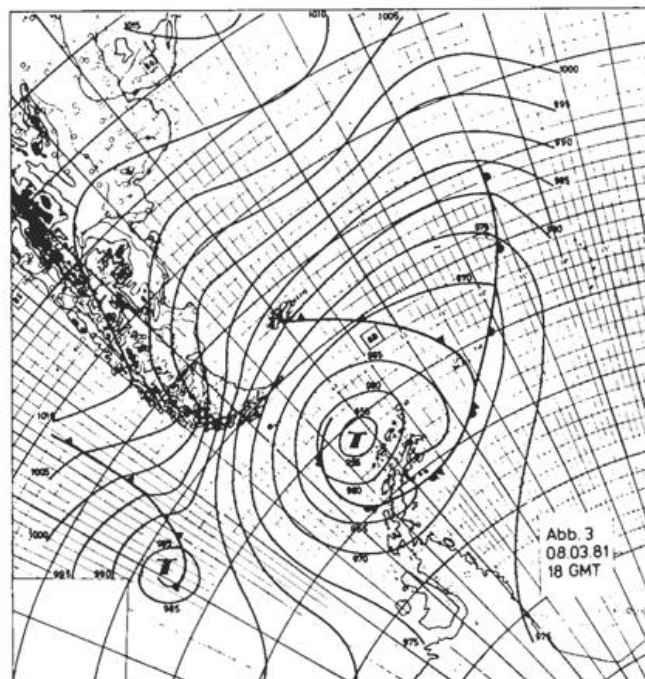


Abb. 3: Wetterlage vom 08. 03. 1981, 18.00 GMT

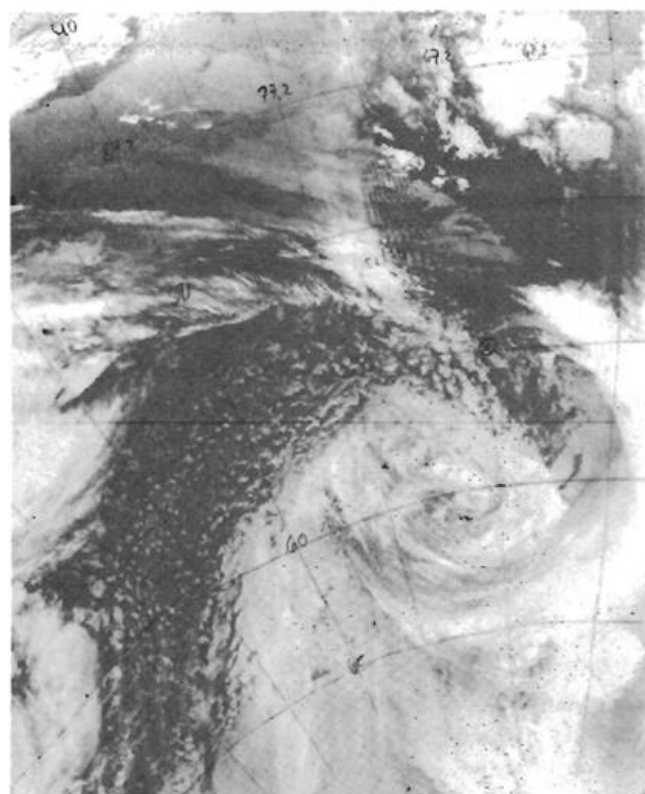


Abb. 4: Satellitenbild von NOAA 6 vom 08. 03. 1981, 10.00 GMT

Bewölkungsverhältnisse können sich in kurzer Zeit signifikant ändern.

3.2 Katabatischer Wind

An den Schelfeiskanten treten in Abhängigkeit von Hangneigung und thermischer Schichtung häufig katabatische Wind-

komponenten auf, deren Beitrag zum Teil über 30 Knoten liegt. Sie sind prognostisch schwer zu erfassen, spielen aber eine wichtige Rolle bei der Flugberatung; nach Einsetzen des katabatischen Windes treten rasch Schneedrift und Sichtreduzierung auf. Abbildung 6 gibt einen Radiosondenaufstieg bei katabatischem Wind wieder, mit deutlicher Winddrehung und -abnahme oberhalb der Inversion. Der Durchzug synoptischer Systeme oder Drucktendenzfelder modifiziert den katabatischen Wind. Druckfallgebiete mit isallobarisch auflandigen Komponenten vermindern ihn, Druckanstiegsgebiete mit isallobarisch ablandigen Komponenten verstärken ihn. Dieser Mechanismus ist zwar für die Prognose nutzbar, allerdings ist dann die Kenntnis der Drucktendenzfelder und ihrer Verlagerung Voraussetzung; und das ist leider bei der geringen Meldungsdichte meist nicht gegeben.

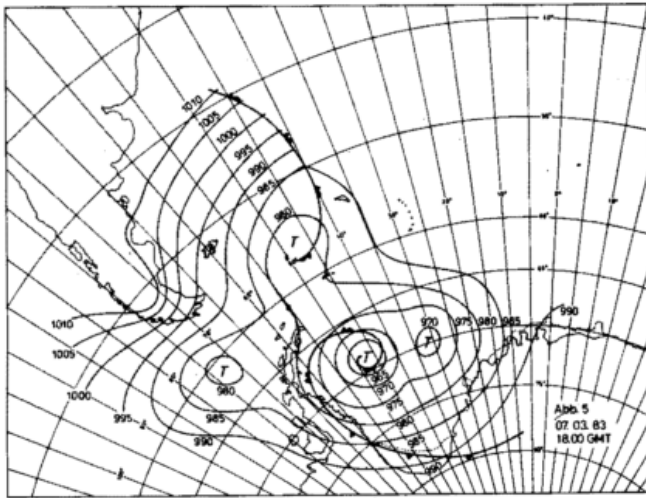


Abb. 5: Wetterlage vom 07. 03. 1983, 18.00 GMT

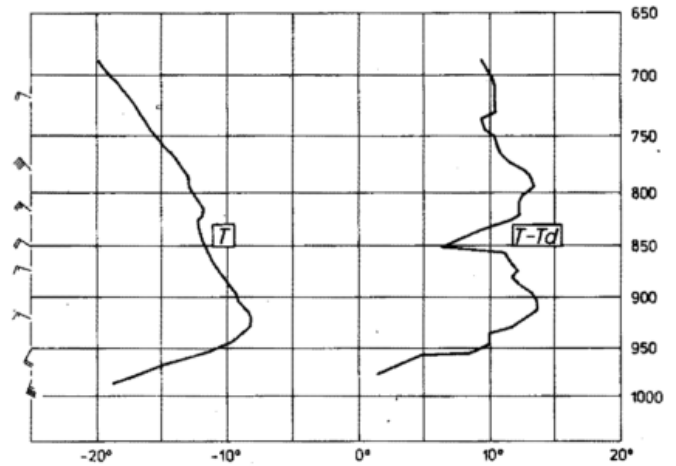


Abb. 6: Radiosondenaufstieg von FS „Polarstern“ bei der Gould Bay am 20. 02. 1983, 10.40 GMT

4 Flugberatung

Der Einsatz von Helikoptern und Flugzeugen ist in der Antarktis extrem wetterabhängig. Rasche Änderung der Wind-, Bewölkungs- und Sichtverhältnisse gefährdet die Flugsicherheit und erhöht die Kosten. Da nur wenig markierte Landepisten in der Antarktis existieren, stehen kaum Ausweichplätze zur Verfügung. Bei rascher Sichtverschlechterung oder fehlendem Kontrast infolge „white-out“ unter geschlossener tiefer oder mittelhoher Bewölkung ist jedoch eine „Außenlandung“ kaum durchführbar. Die meteorologische Beratung ermöglicht es, den günstigsten Zeitraum für Langstreckenflüge einzuplanen.

Die Abbildung 7 zeigt die Wetterlage vor einem Langstreckenflug von Druzhnaya zur Georg-von-Neumayer-Station; die Abbildung 8 gibt das Satellitenbild vom gleichen Tag wieder.

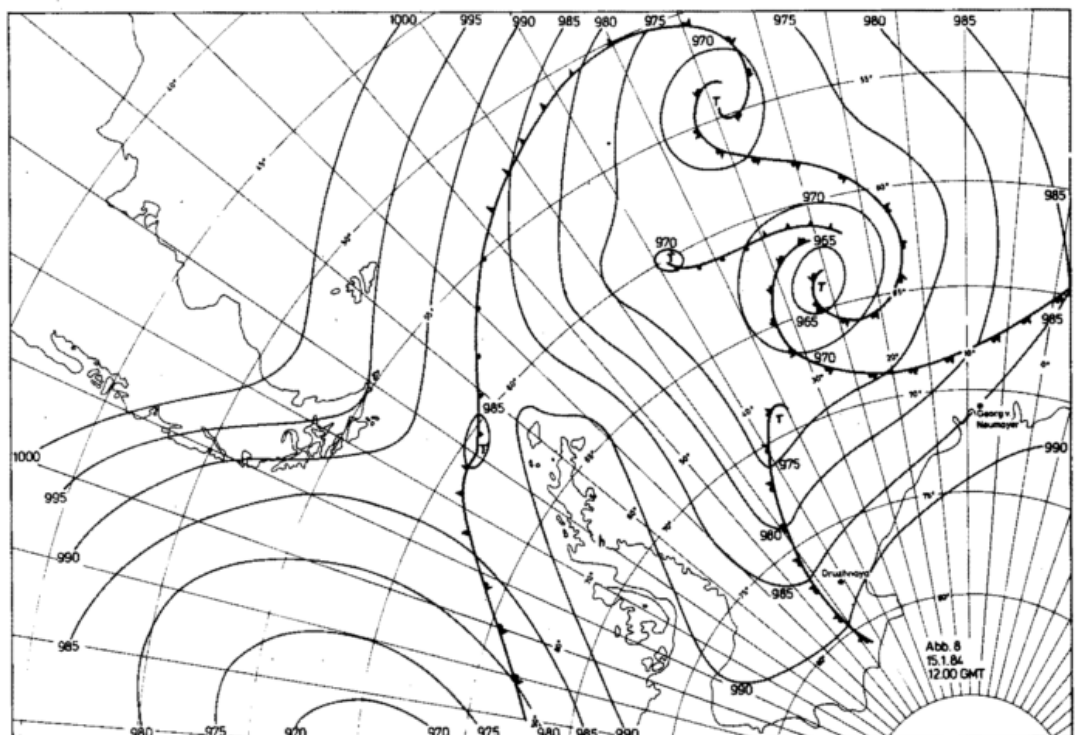


Abb. 7:
Wetterlage
vom 15.01.1984,
12.00 GMT

An der Ostflanke eines umfangreichen Tiefdrucksystems zwischen der nördlichen Weddelsee und Süd-Georgien ist ein Randtief von Norden in die Weddelsee eingedreht. Seine Front hat mit Schneefall Druzhnaya um 12.00 GMT überquert. Gleichzeitig nähert sich der Georg-von-Neumayer-Station von Norden ein neues Frontensystem, so daß dort innerhalb der nächsten 12 Stunden mit Wetterverschlechterung zu rechnen war. Ein vor der Front liegendes Nebel- und Hochne-

belfeld zog an der Station vorbei, da der Wind in unteren Schichten erwartungsgemäß rückdrehte.

Nach Frontdurchgang in Druzhnaya sind die Flugzeuge bei anhebender Wolkenuntergrenze nach Halley-Bay geflogen, haben dort aufgetankt und konnten die Georg-von-Neumayer-Station bei gutem flugmeteorologischen Bedingungen erreichen. 3 Stunden später setzte schwere Schneedrift ein, die 3 Tage andauerte.

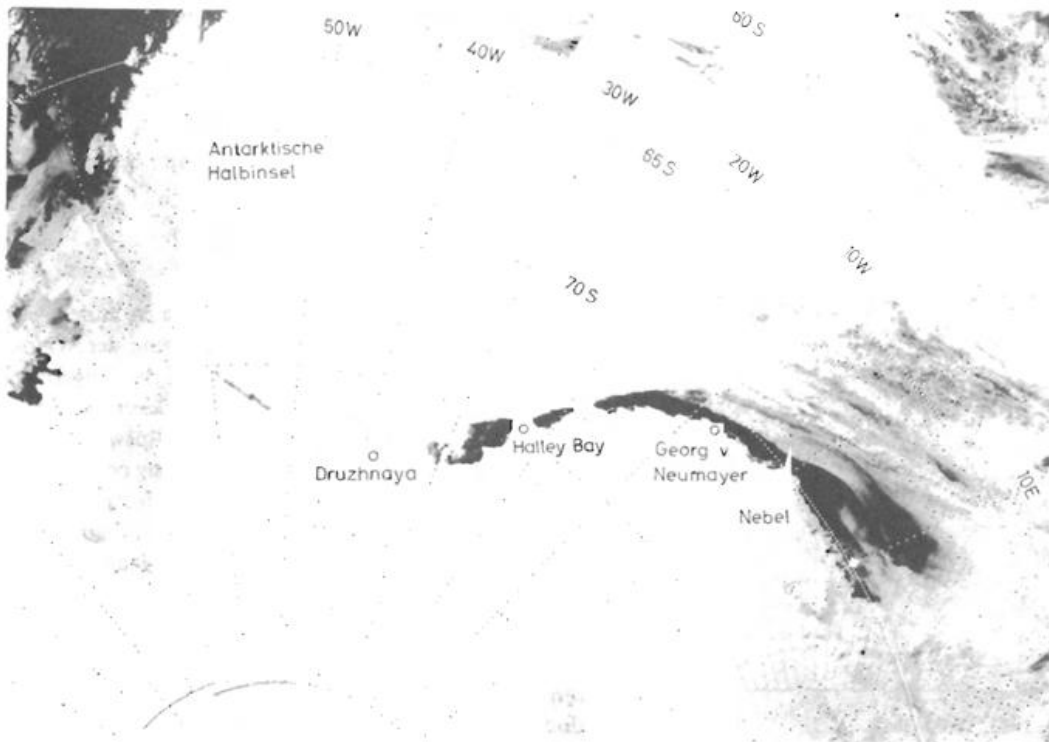


Abb. 8:
Satellitenbild
von NOAA 8
vom 15.01.1984,
16.43 GMT—21.46 GMT

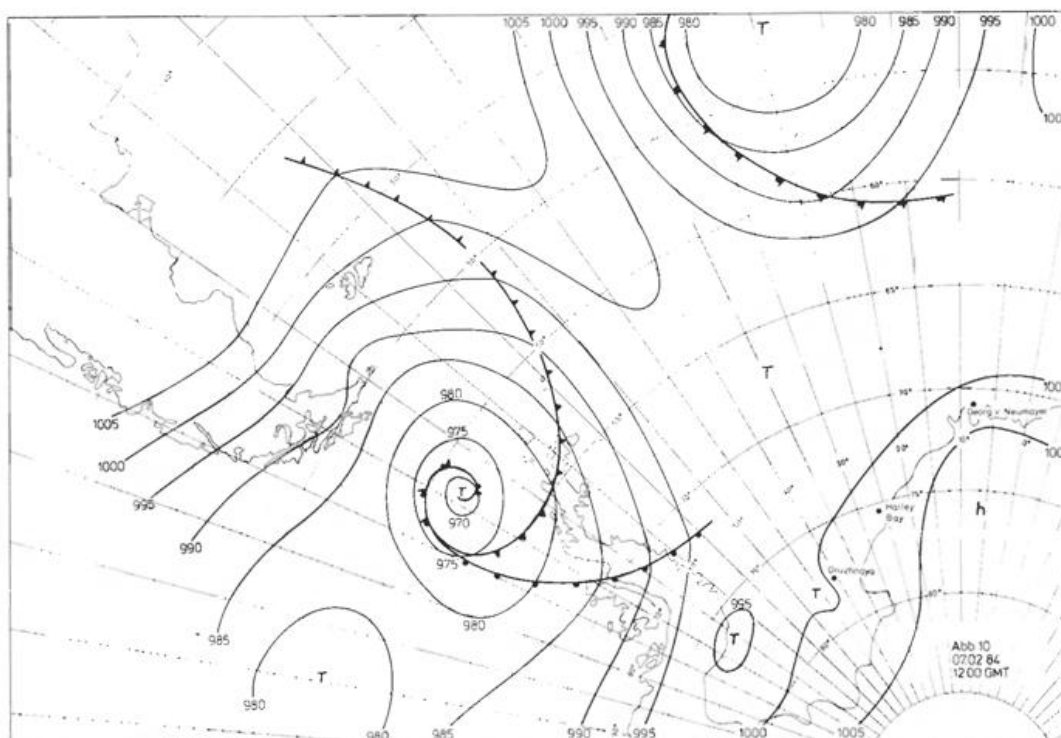


Abb. 9:
Wetterlage
vom 07.02.1984,
12.00 GMT

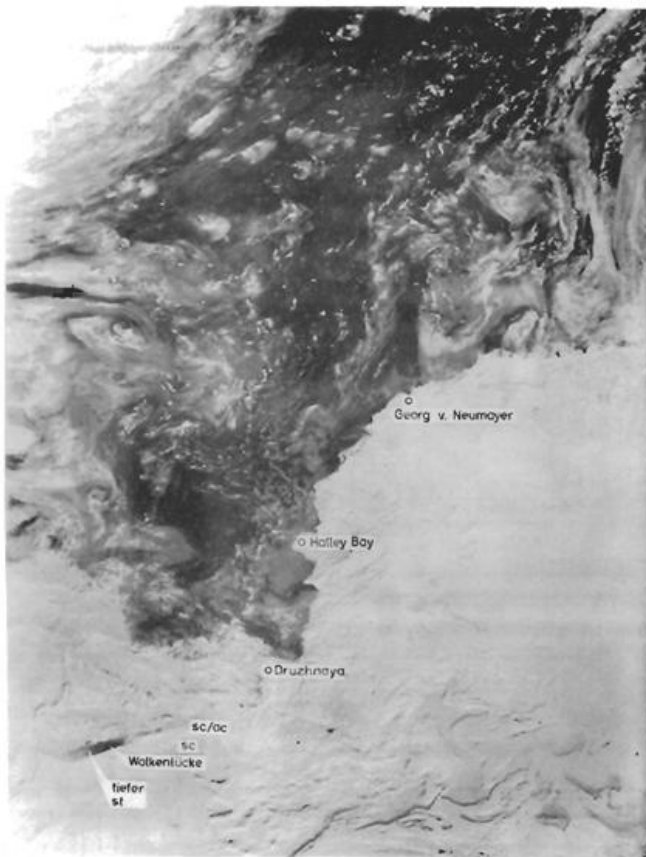


Abb. 10: Satellitenbild von METEOR 8 vom 07. 02. 1984, 12.45 GMT

Ein Beispiel für die Probleme regionaler und lokaler Flugberatung zeigen die Abbildungen 9 und 10. Bei schwachem Druckgradienten in der mittleren und östlichen Weddelsee bilden sich häufig subskalige Tiefs im Lee der Antarktischen Halbinsel und entlang der Schelfeiskante aus. Das Tief dicht westlich von Druzhnaya ist deutlich im Satellitenbild zu erkennen mit tiefer und mittelhoher Bewölkung. Nach Westen wird die Bewölkung zwar dünner, aber ein Flugbetrieb ist wegen „white-out“-Bedingungen auch hier nicht möglich. Im linken Drittel der eisfreien Rinne (Polynia) ist eine Wolkenlücke zu erkennen, die aber innerhalb von 2 Stunden durch tiefe Stratusbewölkung aus Westen geschlossen wurde.

Eine sinnvolle meteorologische Arbeit stützt sich bei solchen Strukturen auf stündliche Verfolgung der Bewölkung und genaue Beobachtung der wenigen Stationen, um Änderungen meteorologischer Parameter in Beziehung zu kleinräumigen Systemen zu setzen. Kurzzeitige Bewölkungslücken können dann für Einsatzflüge genutzt werden.

Literatur

LANDSBERG, H. E.: World survey of climatology. Vol. 14. Amsterdam: Elsevier Publ. Comp. 1970.

SCHWERDTFEGGER, W.: Wind and weather around the Antarctic Peninsula. Dep. of Meteorol., Univ. of Wisconsin/Mad. 1979.

2 K.-H. BOCK Beratungstätigkeit in der Antarktis

Der Bordwetterdienst gehört seit mehr als 30 Jahren zu den festen Aufgaben des maritimen Vorhersage- und Beobachtungsdienstes. Der Deutsche Wetterdienst betreibt vier (bis 1982: fünf) Bordwetterwarten auf Schiffen des Bundesministers für Ernährung, Landwirtschaft und Forsten und eine auf dem Forschungsschiff „Meteor“.

Bei der Planung des neuen Forschungs- und Versorgungsschiffes „Polarstern“ wurde daher der Deutsche Wetterdienst beauftragt, ein Konzept für die Einrichtung einer Bordwetterwarte vorzulegen, das insbesondere die Anforderungen synoptischer Arbeitsbedingungen in der Antarktis berücksichtigt.

1 Die Wetterwarte

Neben dem herkömmlichen Aufgabenkatalog einer Bordwetterwarte werden auf FS „Polarstern“ zusätzliche Beratungsanforderungen an die Wetterwarte gestellt:

- kurzfristige Flugwetterberatungen an Hubschrauber und Flächenflugzeuge
- Aussagen über die Verteilung des Meereises in den polaren Gewässern sowie den Verlauf der Schelfeiskante des antarktischen Kontinentes.

Die bisherigen Expeditionen in die Antarktis hatten gezeigt, daß in den meldungsarmen antarktischen Seegebieten eine sinnvolle synoptische Tätigkeit ohne ständige Verfügbarkeit der Bilder polarumlaufender Wettersatelliten nicht möglich ist. So wurde die Bordwetterwarte mit einer weitgehend automatisch arbeitenden Satellitenbild-Anlage ausgerüstet. Die Abbildung 1 zeigt auf der linken Seite diese Anlage, in der Mitte sind die Funkempfänger zu sehen. Ein Sichtweitenmeßgerät ist installiert, der Einbau eines Wolkenhöhenmessers vorgesehen. Direkt neben der Bordwetterwarte befindet sich die Radiosondenanlage, so daß zusätzliche Vertikalsondierungen zur Verfügung stehen.

Für eine Reihe biologischer Fragestellungen ist die Kenntnis der eingestrahelten Sonnenenergie erforderlich. Ein Sensor für die Globalstrahlung liefert diese Information.

Bei der Verarbeitung der meteorologischen Meßwerte wurde auf FS „Polarstern“ erstmalig ein Datenverarbeitungssystem eingesetzt. Da die personelle Besetzung einen Betrieb der Wetterwarte „rund um die Uhr“ nicht zuläßt, war von jeher eine lückenlose Protokollierung gemessener und gerechneter meteorologischer Größen wünschenswert.



Abb. 1:
Teilansicht
der Bordwetterwarte
auf FS „Polarstern“

Die gesamte Instrumentierung, Datenverarbeitung sowie Datenausgabe sind im Blockschaltbild (Abb. 2) zusammengefaßt. Schiffgröße und die umfangreiche Bestückung der Masten mit Antennen machten eine Anordnung der Meßfühler für Wind, Luft- und Wassertemperatur sowohl an Backbord (BB) als auch an Steuerbord (StB) erforderlich.

Die Verarbeitung der Meßdaten erfolgt zweigleisig. Zunächst werden die Parameter 1 bis 7 in herkömmlicher Weise auf einem Kompensationspunktdrucker analog registriert. Dargestellt werden „Momentanwerte“, das heißt Mittelwerte über etwa 5 Sekunden der sehr hochfrequent abgegriffenen Meßfühler.

Parallel hierzu erfolgt eine Digitalisierung und rechnergesteuerte Weiterverarbeitung der gemessenen Größen. Der Mikroprozessor wird über ein Terminal mit Sichtgerät bedient. Folgende Routinen sind abrufbar oder können eingestellt werden:

- Berechnung der relativen Feuchte aus Luft- und Taupunkttemperatur
- Berechnung des Taupunktes aus relativer Feuchte und Lufttemperatur
- Berechnung der 3stündigen Luftdruckänderung
- Berechnung der 1stündigen Änderung der 3stündigen Luftdruckänderung
- Berechnung des wahren Windes aus relativem Wind, Schiffskurs und -fahrt.

Die Meßwerte 1 bis 9, die gerechneten Größen, Schiffskurs und -fahrt werden zu Datensätzen zusammengefaßt und mit Angabe einer Meßstellenummer auf dem Sichtschirm abgebildet. Dabei sind Mittelwertbildungen aus 1sekündlichen und 1-, 10-, 20-, 30- und 60-minütlichen Messungen wählbar.

Für die Größen

- 3stündige Luftdruckänderung
- Windgeschwindigkeit
- Lufttemperatur
- Wassertemperatur
- Taupunkttemperatur

können über das Steuerprogramm Schwellenwerte definiert werden, bei deren Unter- beziehungsweise Überschreitung eine Anzeige am Bildschirm und Ausgabe am Drucker erfolgt. Kritische Wettersituationen können damit besser überwacht und dokumentiert werden.

2 Datenbeschaffung und Beratungstätigkeit

Die für eine Wetteranalyse erforderliche Stationsdichte und -verteilung ist auf den antarktischen Kontinent sowie den angrenzenden Seegebieten nicht gegeben, abgesehen vom Nordteil der antarktischen Halbinsel.

Westlich der Antarktischen Halbinsel existiert bis zum Rossmeer keine Synop-Station, und auch aus dem südlichen Pazifik stehen keine Wettermeldungen zur Verfügung. Bei der überwiegend gut ausgebildeten Westdrift ist daher für die Antarktische Halbinsel und das westliche Weddellmeer ein synoptisches „Vorfeld“ nicht vorhanden. Da auch Satellitenbilder über das Bodendruckfeld keine quantitativen Aussagen machen, sind längerfristige Prognosen (> 24 h) in diesen Gebieten prinzipiell nicht möglich.

Immer mehr Antarktisstationen übermitteln alle Synop-Daten mit einer DCP (Data Collecting Platform) via METEOSAT nach Darmstadt. Diese Meldungen sind für synoptische Zwecke in der Antarktis „verloren“, da der Rücktransport dieser Daten — etwa über das GTS (Globales Telekommunikationssystem) — z. Zt. nicht geregelt ist.

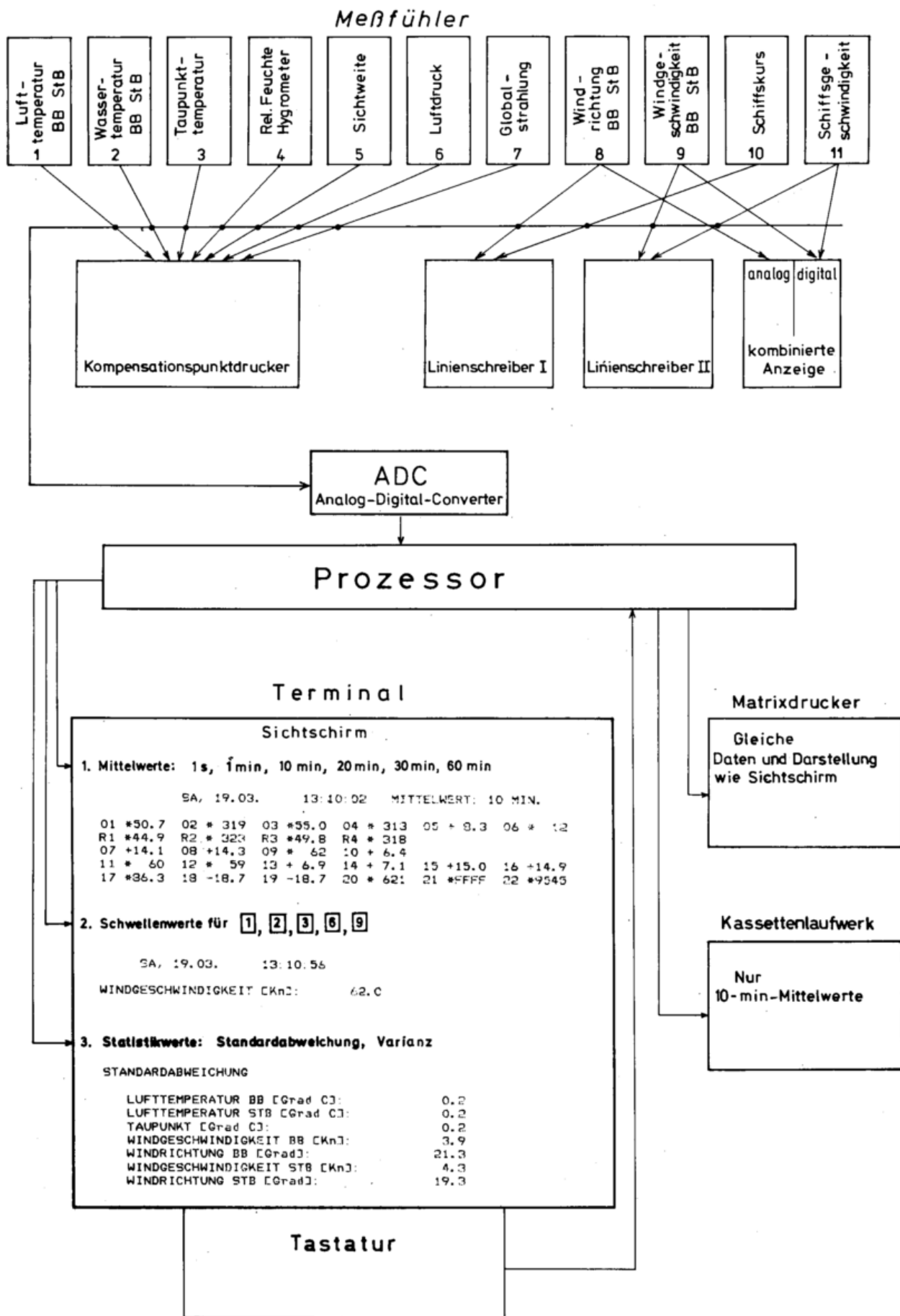


Abb. 2: Blockschaftbild der Meßwerterfassung und Datenverarbeitung auf FS „Polarstern“

Im atlantischen Sektor des antarktischen Kontinents haben drei Stationen das Einsammeln und Wiederverbreiten der Wettermeldungen übernommen:

- Antarctic Meteorological Centre „Molodjoshnaja“ (UdSSR)
- Base Aéra „Vicecomodoro Marambio“ (Argentinien)
- Centro Meteorológico Antártico „Presidente Eduardo Frei“ (Chile).

Nachdem Grytviken (Süd-Georgien) als „Relaisstation“ zwischen der Antarktis und Buenos Aires (Kurzbezeichnung: Baires) ausgefallen ist, senden außerhalb der Antarktis zur Zeit nur „Meteo Baires“ und „Meteo Pretoria“ antarktische Wetterdaten. Standort und Empfangsbedingungen bestimmten die jeweilige Wahl des Senders. Im südlichen Weddellmeer (um 73° Süd) waren die atmosphärischen Ausbreitungsbedingungen extrem schlecht. Hier konnten an mehreren Tagen keine meteorologischen Daten empfangen werden, so daß für die Beurteilung der Wetterentwicklung nur die Satellitenbilder zur Verfügung standen.

Faksimile-Karten

In der folgenden Tabelle sind alle wesentlichen Fax-Karten zusammengestellt, die von der Bordwetterwarte des FS „Polarstern“ südlich von 50° Süd während der ersten Antarktisreise (Januar bis März 1983) aufgenommen werden konnten.

Meteorologisches Zentrum/Sender	Aufgenommene Fax-Karten							
	Analysen				Prognosen			
	Boden	850 hPa	700 hPa	500 hPa	Boden	850 hPa	700 hPa	500 hPa
Meteo Pretoria	x			x	x			x
Meteo Baires	x	x	x	x	x	x	x	x
AMC								
„Molodjoshnaja“	x			x				
Centro Met. Ant.								
„Pdte. Eduardo Frei“	x							

Die Empfangsqualität der Faksimile-Karten ist in der Antarktis sehr schlecht. Besonders im südlichen Teil des Weddellmeeres war das empfangene Fax-Material in vielen Fällen nicht lesbar. Wirklich brauchbar sind in unmittelbarer Nähe des antarktischen Kontinents nur zirkumpolare Darstellungen, Produkte, die Meteo Baires gar nicht und Meteo Pretoria nur für Höhendruckfelder verbreiten.

Satellitenbilder

Mit der APT-Anlage können die Aufnahmen der NOAA-Serie und die der UdSSR-Satelliten der METEOR-Serie empfangen werden. Für die NOAA-Bilder kann mit Hilfe der Satellitenbahndaten ein geographisches Gitternetz gerechnet werden, das in die Bilder eingeblendet wird.

Neben der Analyse von Druckzentren, Fronten und Luftmassen dienten die Bilder des Meteor-8-Satelliten, die eine höhere Bildpunktauflösung haben als die NOAA-Satelliten, im Weddellmeer vor allem der Abschätzung der Eisverhältnisse. Problematisch auf den Meteor-Bildern ist die räumliche Zuordnung der Bildpunkte auf See, da die Empfangsanlage für diese Bilder kein geographisches Netz rechnen kann. Durch Lokalisierung markanter Punkte an der Schelfeiskante gelang es jedoch, die zeitlichen Änderungen der Eisgrenze und Änderungen der Weddellmeer-Polynye zu verfolgen.

Beratungstätigkeit

Zur Beratungstätigkeit der Bordwetterwarte während der ersten Antarktis-Reise von FS „Polarstern“ von Januar bis März 1983 in der Weddell-See und im Bereich der Antarktischen Halbinsel ist das Folgende zu sagen:

Mit den über Kurzwelle empfangenen Bodenbeobachtungen wurden in der Regel täglich zwei synoptische Termine bearbeitet (06.00 und 18.00 UTC), die zusammen mit Höhenwetterkarten, Satellitenbildern sowie Vertikalsondierungen die Grundlage für die Wetterberatung darstellten.

In schriftlicher Form wurden täglich zwei Wetterberichte (Prognosenzeitraum üblicherweise 24 h) erstellt. Zusätzliche mündliche Beratungen an die wissenschaftlichen Arbeitsgruppen sowie an die Schiffsführung erfolgten in den täglichen Arbeitsbesprechungen.

Während der Ladearbeiten fand in der Atka-Bucht und im gesamten Bereich der Weddell-See intensiver Flugbetrieb statt. In dieser Zeit erfolgte morgens ein Briefing der Helicopter-Piloten in der Wetterwarte und, bei rasch wechselnder Wetterlage, eine weitere Beratung mittags. Da die beiden Hubschrauber nur VFR-tauglich waren, kam neben den Windverhältnissen den meteorologischen Parametern Horizontalsicht und Wolkenuntergrenze sowie Gesamtbedeckung entscheidende Bedeutung zu.

Bei geschlossener Wolkendecke wird über dem Eis durch mehrfache Reflexion zwischen Eis und Wolkendecke der diffuse Anteil des Lichtes so stark erhöht, daß trotz guter Sichtverhältnisse eine horizontale Orientierung nicht mehr möglich ist (sog. White-Out). Abhängig von der Beschaffenheit des Schnees über dem Eis setzt bereits bei relativ geringen Windgeschwindigkeiten (20 kn) sog. Schneedrift ein, wodurch die Bodensicht verlorengeht. Beide Erscheinungen reduzieren die Einsatzzeiten der Helicopter über dem Eis beträchtlich.

Das Problem der meteorologischen Navigation stellte sich für FS „Polarstern“ infolge intensiver Tiefentwicklungen mehrfach, konnte jedoch aufgrund der geringen Reisegeschwindigkeit des Schiffes nur einmal in der Weddell-See erfolgreich durchgeführt werden: Ein Orkantief bewegte sich hart östlich der antarktischen Halbinsel südwärts, das Starkwindfeld lag an dessen Ostseite. „Polarstern“, in der östlichen Weddell-See, konnte durch Ausweichen nach Nordosten den Bereich maximaler Winde vermeiden.

Klimatologische Bearbeitung maritim-meteorologischer Beobachtungen

1 Datenquellen

Klimatologien von Landgebieten beruhen auf Beobachtungen und Messungen an festen Stationen. Über den Ozeanen, die 71% der Erde bedecken, werden Beobachtungen z. T. auf festen, überwiegend aber auf fahrenden Beobachtungsstationen durchgeführt.

1.1 Ortsfeste Beobachtungsstationen

Vorteile fester Beobachtungsstationen sind Reihen mit äquidistanten Zeiten, die eine Auswertung wie bei Landstationen ermöglichen. Es lassen sich z. B. Andauerzeiten, Anzahl der Tage mit verschiedenen Wetterereignissen (Regen, Nebel, Gewitter...) ermitteln und Niederschlagsmengen messen.

Auf dem Atlantik gab es als ortsfeste Stationen 10 *Wetter-schiffe*, von denen aber aus Kostengründen inzwischen 6 eingestellt wurden. Sie halten mit Hilfe ihres Motors möglichst dieselbe Position ein, werden jedoch von Stürmen gelegentlich etwas abgetrieben. Die Beobachtungen werden von meist gut geschultem und gewissenhaftem Personal durchgeführt.

In Küstennähe gibt es die bemannten *Feuerschiffe*, auf denen Wetterbeobachtungen durchgeführt werden. Sie liegen vor Anker und verlassen ihre feste Position nur in Gefahrensituationen wie etwa bei Eisgang. Bei den Feuerschiffen ist der Störkörper des Schiffes nicht allzu groß und eine konstante Meßhöhe über der Wasseroberfläche gewährleistet. Die bis zu 60jährigen klimatologischen Reihen (FS „Elbe 1“) der Feuerschiffe werden sorgfältig bearbeitet und stellen eine Grundlage für klimatologische Untersuchungen der küstennahen Gewässer dar.

Wegen hoher Personalkosten werden die Feuerschiffe durch *Leuchttürme* oder *verankerte Bojen* mit automatischen Wetterstationen ersetzt, so daß die Augenbeobachtungen entfallen. Von den Feuerschiffen in Abbildung 1 sind heute nur noch „Borkumriff“, „Deutsche Bucht“ und „Elbe 1“ für kurze Zeit besetzt. Verankerte Bojen sind verhältnismäßig billig zu unterhalten. Sie sind klein, so daß ihre Störeinflüsse auf das Windfeld gering bleiben. Die Höhe der Meßfühler über der Wasseroberfläche ist konstant, und es handelt sich um objektive Messungen. Nachteile sind die teure Anschaffung, Notwendigkeit der Wartung sowie Störanfälligkeit und Fortfall der Augenbeobachtungen. Außerdem beeinträchtigt starkes Schwanken bei Seegang die Messungen. Dieses Schaukeln entfällt bei automatischen Stationen auf Masten und Leuchttürmen, jedoch stellen diese Störkörper dar, und die Höhe der Meßfühler über der Wasseroberfläche ist infolge der Gezeiten nicht konstant.

Stark zugenommen hat in der letzten Zeit die Anzahl der *Ölbohr-Plattformen*, speziell in der Nordsee. Dort werden auch Wetterbeobachtungen angestellt. Plattform-Daten geben die Verhältnisse in etwa 100 m Höhe an und sind durch Störungen des Wind- und Temperaturfeldes verändert, also nicht ohne Korrekturen mit Beobachtungen auf Schiffen zu vergleichen.

Für küstenklimatologische Untersuchungen werden auch Daten von *Insel- und Küstenstationen* herangezogen, falls sie orographisch ungestört sind, wie z. B. kleine flache Halligen.

1.2 Fahrende Beobachtungsstationen

Die Hauptquelle für maritime Klimatologien bilden die *fahrenden Handelsschiffe*. Sie verkehren überwiegend auf Schiffsrouten, die die kürzeste Strecke zwischen verschiedenen Küsten darstellt (z. B. Englischer Kanal — Ostküste Südamerikas, Abb. 2). Seegebiete in der Mitte der Ozeane sind daher sehr datenarm.

Wetterbeobachtungen werden auch auf *Fischereifahrzeugen* und *Forschungsschiffen* angestellt, ferner werden gelegentlich im Rahmen von Experimenten *Driftbojen* gestartet, die auf ihrem Wege atmosphärische Parameter registrieren.

Forschungsschiffe sind gut ausgerüstet, Beobachtungen und Messungen werden durch geschultes Personal gewissenhaft durchgeführt und sie befahren teilweise datenarme Gebiete. Der Einsatz eines Forschungsschiffes ist aber teuer und stellt nur eine sporadische Einzeluntersuchung dar.

Messungen und Beobachtungen auf Handels- und Fischereischiffen sind zahlreich und verhältnismäßig preiswert, da sie von der Besatzung gemacht werden. Viele Gebiete werden befahren. Die Meßgeräte sind billig und einfach zu handhaben, Messungen und Beobachtungen aber bisweilen fehlerhaft. Sie sind auch beeinträchtigt durch die unterschiedliche Meßhöhe über dem Meeresspiegel, die von der Größe des Schiffes und vom Beladungszustand abhängt. Große Schiffe stören außerdem das Windfeld erheblich.

Informationen über die höheren Atmosphärenschichten erhält man an Hand von *Radiosondenaufstiegen*. Diese werden auf Wetterschiffen, Forschungsschiffen und einigen wenigen Handelsschiffen durchgeführt, auf denen Wetterdienstpersonal mit einer in einem Container befindlichen Radiosondestation mitfährt. Auch von Flugzeugen gemessene Wind- und Temperaturdaten sowie Messungen von Satelliten gehen in Klimatologien der höheren maritimen Atmosphäre ein.

1.3 Inhomogenitäten

Die Schifffahrtswege ändern sich teilweise im Laufe der Zeit. So stellt z. B. die Schiffsroute (Abb. 2) von Kap Hoorn östlich an den Falkland-Inseln vorbei über das Seegebiet bei 30° S, 30° W weiter nach Norden die Reiseroute für Segelschiffe nach Europa dar, weil dort die Winde günstiger waren als direkt an der südamerikanischen Küste. Diese Segelschiffsroute wird heute nicht mehr befahren. In der Abbildung 2 ist auch zu erkennen, daß die Zahl der modernen internationalen Beobachtungen entlang der Küste Südamerikas nach Süden hin abnimmt, da der Weg zur Westküste Südamerikas um Kap Hoorn seit der Eröffnung des Panama-Kanals kaum noch benutzt wird. Die Datenbesetzung in diesen Gebieten ist also

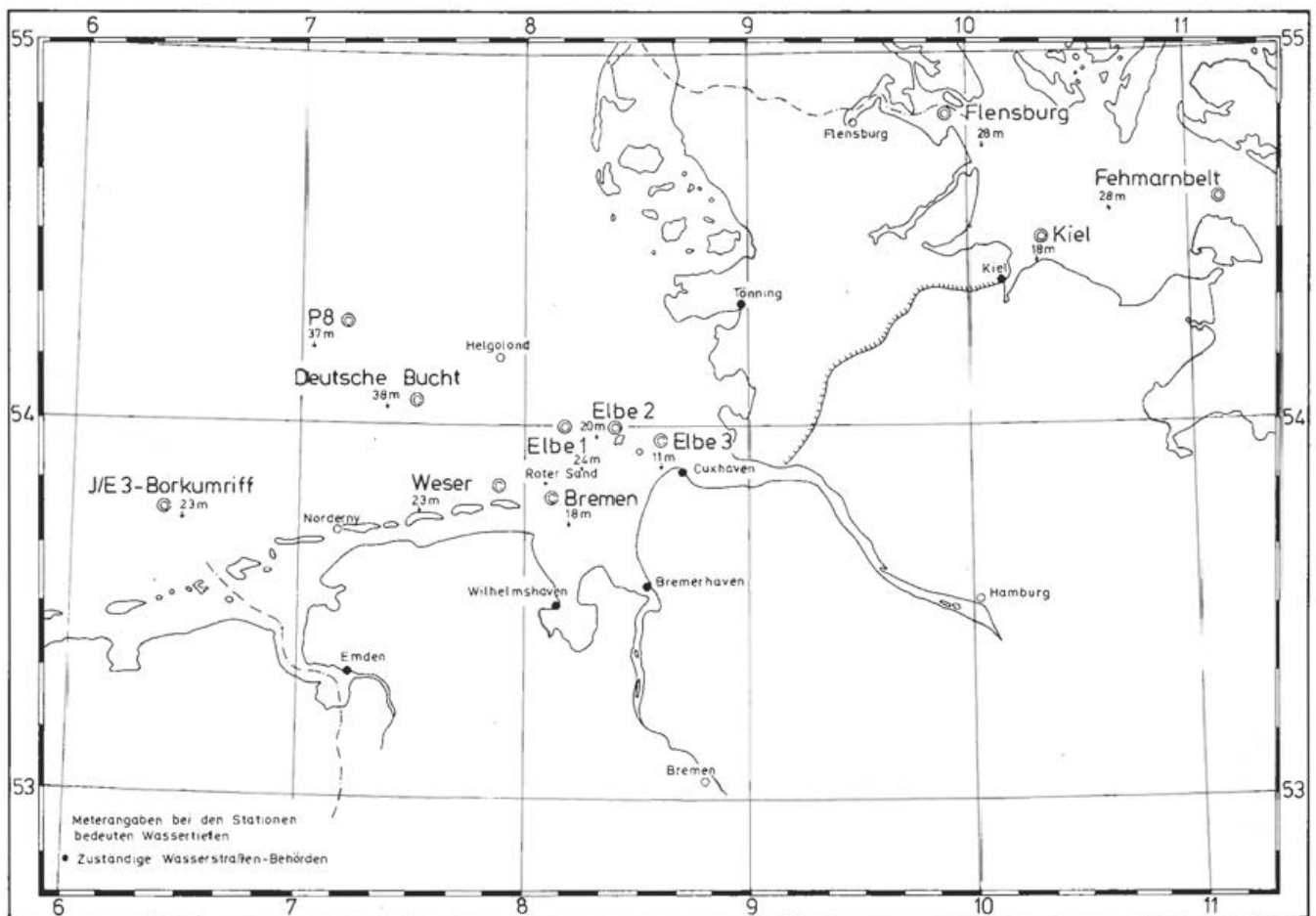


Abb. 1: Lage der ehemaligen Feuerschiffe

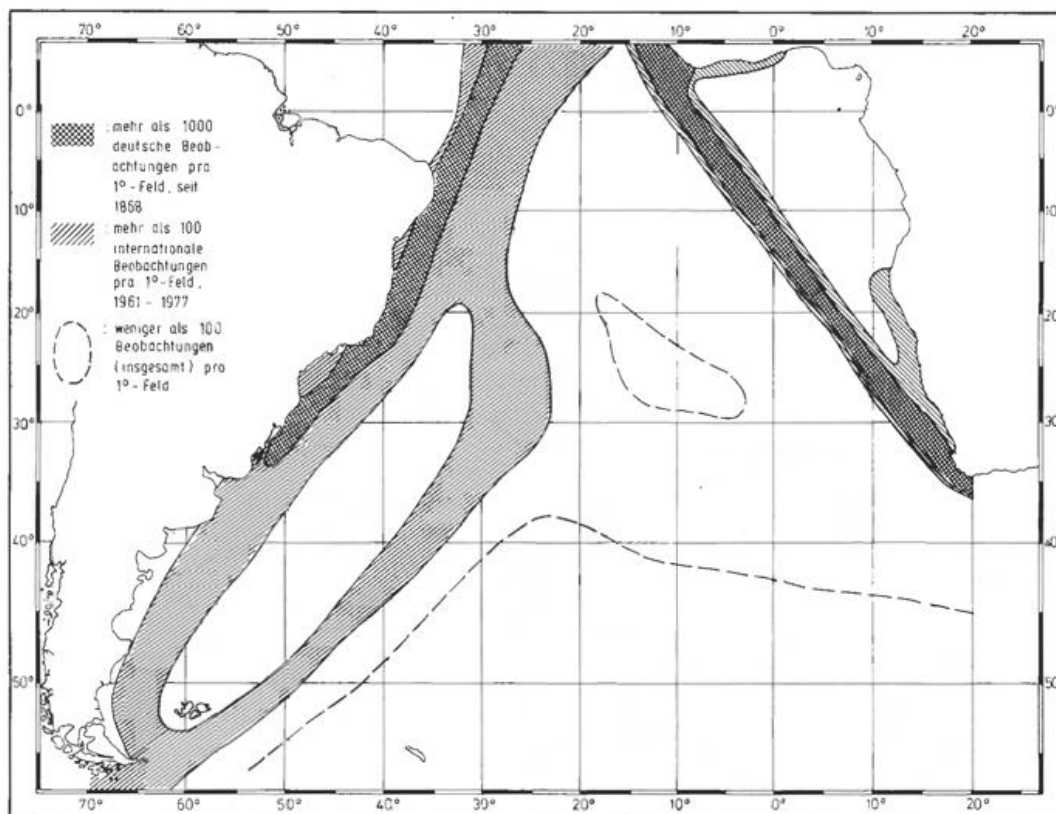


Abb. 2:
Anzahlen der
Schiffsbeobachtungen
(nach O. HÖFLICH
in VAN LOON 1984)

zeitlich inhomogen. Das gleiche gilt für das Rote Meer, wo zur Zeit der Schließung des Suez-Kanals die Wetterbeobachtungen ausfielen, dafür aber mehr Meldungen von dem Seeweg um Südafrika kamen. Auch die Wetterbeobachtungen von Fischereifahrzeugen weisen starke zeitliche Inhomogenitäten auf, da ihre Anzahlen von Ort und Menge der Fischbestände und den nationalen Zulassungsbestimmungen abhängen.

Weitere Inhomogenitäten entstehen durch die Änderung der Beobachtungsmethodik. Bis in die 30er Jahre dieses Jahrhunderts wurde das sog. Beaufort-Wetter eingetragen. Darin waren die Wetterelemente nicht so klar definiert wie heute; so unterschied man z. B. nicht zwischen Niederschlag am Ort und in der Umgebung, zwischen vergangenem und augenblicklichem Wetter. Die Wellenhöhe wurde nach subjektivem Ermessen in Seegangsstärken ohne Zuordnung einer Meterangabe z. B. als „grob“ oder „hoch“ gemeldet. Nach einigen Zwischenschritten wurde der heutige Wetterschlüssel eingeführt. Geblieben ist dagegen zumeist die Schätzung der Windstärke anhand des Aussehens der Meeresoberfläche nach der Beaufort-Skala. Ein Problem stellt allerdings die Umrechnung in Knoten oder m/s dar und der Vergleich mit gemessenen Windgeschwindigkeiten (WMO-Report 1970, KAUFELD 1981). Der Übergang von der Bord-Wetterhütte zum Schleuderpsychrometer stellt einen Bruch in der Reihe bei Lufttemperatur und Luftfeuchte dar.

Eine Wetterauslese entsteht dann, wenn gewisse Wettersituationen bevorzugt oder vermieden werden. Gewollt ist die Aus-

lese z. B. dann, wenn tropische Wirbelstürme, hoher Seegang, Nebel oder Eis gemieden werden oder die Schiffswege mit der Jahreszeit wechseln. Diese Wetterauslese muß der Klimatologe berücksichtigen und sich dann z. T. auf andere Beobachtungssysteme stützen, bei Wirbelstürmen auf Satellitendaten.

Zufällige Wetterauslese hingegen mittelt sich bei vielen Beobachtungen weg, so daß man bei der Auswertung stets eine große Anzahl von Beobachtungen anstrebt.

1.4 Datenaustausch

Damit genügend Daten für fundierte Klimabeschreibungen zur Verfügung stehen, findet seit 1961 ein *multilateraler* Datenaustausch im Rahmen der Weltorganisation für Meteorologie (WMO) statt. Dafür wurden die Weltmeere in Zuständigkeitsbereiche eingeteilt. Aus historischen Gründen bearbeitet die Bundesrepublik Deutschland den Südatlantik (Abb. 3). Somit erhält das Seewetteramt ausländische Daten aus dem Südatlantik, während es Kopien deutscher Daten aus anderen Seegebieten an die zuständigen Staaten übermittelt.

Ein ähnlicher Austausch wurde für historische Daten im Historical Sea Surface Temperature Data (HSSTD) Project durchgeführt, in dessen Rahmen auch Daten von Lufttemperatur, Luftdruck, Wind und Gesamtbedeckung ausgetauscht wurden.

Gelegentlich werden Daten auch *bilateral* ausgetauscht, sofern beide Länder an einer guten Datenbedeckung eines Seegebietes zur klimatologischen Bearbeitung interessiert sind.

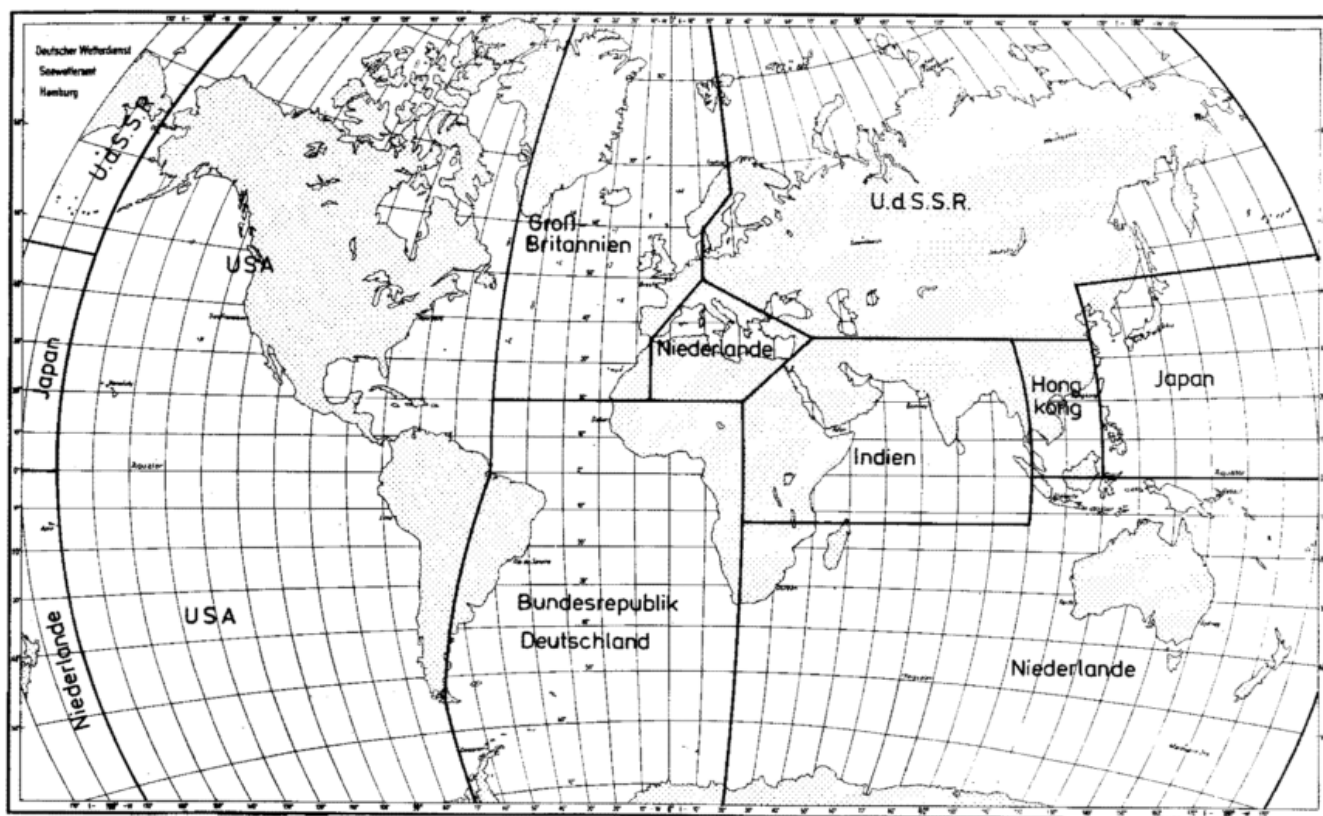


Abb. 3: Zuständigkeitsgebiete im Rahmen der WMO

2 Bearbeitung der Daten

2.1 Datenerfassung

Auf den Schiffen werden die Wetterbeobachtungen samt Seegangsangaben in die *Beobachtungstagebücher* eingetragen. Das sind Markierungsformulare, in denen man Ziffern der Beobachtungswerte ankreuzt. Sie werden im Seewetteramt automatisch gelesen und auf Magnetband gespeichert. Ältere Tagebücher, die z. T. noch von Segelschiffen stammen, werden manuell auf Markierungsbögen übertragen, damit die Weiterverarbeitung wie bei den modernen Tagebüchern erfolgen kann.

2.2 Prüfung

Da die Daten leider Fehler enthalten, durchlaufen sie zunächst ein *Prüfprogramm* (HÖFLICH, MEISSNER, HOFFMANN 1975). Dadurch wird sichergestellt, daß jede Einzelbeobachtung logisch in sich und ohne Fehler gegen Schlüsselvorschriften archiviert werden kann. So sind z. B. für Luft- und Wassertemperatur je nach geographischer Breite verschiedene Höchst- und Tiefstwerte zugelassen. An Hand solcher vorgegebener Schranken und mittels Verträglichkeitsbedingungen werden fehlerhafte Meldungen korrigiert oder aussortiert. Letztere werden in einer Liste ausgedruckt und können nachträglich manuell, etwa durch Einsehen ins Beobachtungstagebuch, geprüft und verbessert oder gestrichen werden. Dabei stellt sich manchmal heraus, daß die Position falsch angegeben war.

2.3 Archivierung

Anschließend an die Prüfung werden die Daten nach 10° -Feldern (10° geographische Länge mal 10° Breite) geordnet und archiviert, ausländische Beobachtungen nach Prüfung und Berichtigung in dieses Archiv eingefügt. Insgesamt stehen im Seewetteramt weit mehr als 20 Millionen Datensätze für Auswertungen zur Verfügung. Damit ist dieses Archiv eines der größten der Welt.

3 Auswertung

Je nach der Problemstellung werden bei der Auswertung verschiedene statistische Methoden angewandt. Häufigkeitsverteilungen, Mittelwerte, Streuungen, Korrelationen und Regressionen sind die am häufigsten berechneten Größen; ferner werden aber auch harmonische Analysen, Frequenzanalysen und Faktorenanalysen (HOFFMANN 1980) durchgeführt.

Für flächenmäßige Klimabeschreibungen großer Seegebiete druckt das sog. KA-Programm monatliche Anzahlen, Mittelwerte und Streuungen verschiedener meteorologischer Parameter von 1° bis 5° -Feldern in regionaler Anordnung aus. Diese Werte bilden die Grundlage für Darstellungen in Kartenform. Bei der manuellen Analyse ist die Anzahl der Daten pro Feld zu berücksichtigen. Falls diese zu gering ist, muß geglättet werden. Automatische objektive Analysen, die die Datendichte vernachlässigen, bieten ein unrealistisches und verwirrendes Bild.

Um einzelne Seegebiete genauer zu untersuchen, werden im sog. SH-Programm Häufigkeitsverteilungen und mehrdimensionale Statistiken erstellt, z. B. die Abhängigkeit der Tempe-

ratur oder des Bedeckungsgrades von Windrichtung und Windstärke, oder Beziehungen zwischen Wellenhöhen und den (früher gemeldeten) Seegangsstärken.

Hauptproblem für die genaue Untersuchung einzelner Seegebiete ist die geeignete Wahl von Größe, Lage und Form der Auswahlgebiete. Um keine klimatologischen Gradienten zu verwischen, die z. B. an der Grenze zweier Meeresströmungen sehr stark sein können, sollte das ausgewählte Seegebiet möglichst klein sein und Klimagrenzen nicht überschreiten. Andererseits stehen aber aus kleinen Arealen meist nicht genügend Daten zur Verfügung. Anzustreben sind mehr als 1000 monatliche Beobachtungen in einem Feld; einigermaßen brauchbar sind, je nach Streuung des betreffenden Wetterelements, auch noch 100. Dabei besteht aber schon die Gefahr, daß seltene und gefährliche Wetterereignisse (z. B. Orkane) nicht erfaßt sind, obwohl es welche gibt. Somit stellt die Abgrenzung der Auswahlgebiete einen Kompromiß zwischen Datenfülle und der Auflösung klimatologischer Unterschiede dar.

Eine Überprüfung vor allem der Extremwerte durch den Meteorologen ist erforderlich, da trotz des Prüfprogramms immer noch Fehler in den Daten vorhanden sein können. Bei geringen Datenmengen müssen die monatlichen Werte durch Vergleiche mit Nachbarfeldern und -monaten überprüft und gegebenenfalls modifiziert werden.

4 Ergebnisse

Die Ergebnisse der Berechnungen können als Tabellen, Karten, graphische Darstellungen und/oder in Textform präsentiert werden. Zu den veröffentlichten maritimen Klimatologien des Seewetteramtes gehören z. B. *Jahrbücher der Feuer-schiffe* (DEUTSCHER WETTERDIENST 1978), *Marine Climatological Summaries* (DEUTSCHER WETTERDIENST 1980), sowie die Teile „Klima, Wetter und Seegang“ in den *Seehandbüchern* (z. B. DEUTSCHES HYDROGRAPHISCHES INSTITUT 1977), die Angaben von Seegebieten und Küstenstationen enthalten. Seehandbücher sind auf der Brücke eines jeden Schiffes vorhanden. *Maritime Klimaatlanten* enthalten neben der Darstellung der direkt gemessenen Parameter vielfach auch abgeleitete Größen wie Verdunstung und Energie-Bilanzen. Als Beispiel für eine solche Darstellung ist Abbildung 4 wiedergegeben. Stellvertretend für eine Vielzahl maritimer Klimaatlanten seien hier nur VAN LOON (1984), MARKGRAF und HÖFLICH (1961, 1963, 1971), DEUTSCHES HYDROGRAPHISCHES INSTITUT (1971), U.S. NAVY (1976) und HASTENRATH und LAMB (1979) erwähnt.

Gebraucht werden maritime Klimaatlanten u.a. für die Lade-raummeteorologie (s. Beitrag 4), Schiffsrouteing (s. Promet Nr. 1/79) und Offshore-Unternehmungen. Die maritime Klimaatlanten stellen das Bindeglied zwischen den Land-Klimaatlanten dar und ermöglichen globale 3dimensionale Betrachtungen.

Das maritime Datenarchiv bildet aber auch die Grundlage gezielter wissenschaftlicher Untersuchungen z. B. über Telekon-
nektionen und Klimaschwankungen und für Klimamodelle. Es können Transporte von Wärme oder der vertikale Austausch in der Atmosphäre und im Ozean berechnet werden (s. Beiträge 8, 11, und 12) und Untersuchungen über Zyklonen-entstehung und tropische Wirbelstürme angestellt werden.

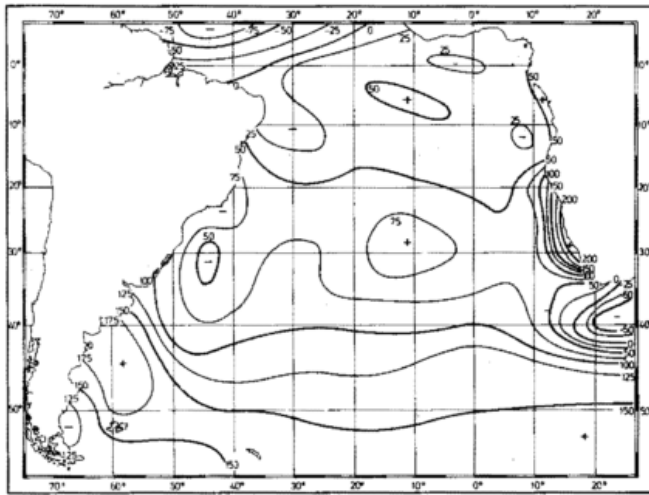


Abb. 4: Wärmebilanz an der Meeresoberfläche in W/m^2 , Januar.
(Karte nach O. HÖFLICH in VAN LOON 1984)

Literatur

DEUTSCHES HYDROGRAPHISCHES INSTITUT: Klima und Wetter im Mittelmeer. Aus: Mittelmeer-Handbuch. 3. T. Hamburg 1977, S. 35—167.

DEUTSCHES HYDROGRAPHISCHES INSTITUT: Monatskarten für den Südatlantischen Ozean. Hamburg 1971.

DEUTSCHER WETTERDIENST, Seewetteramt: Meteorologische Beobachtungen von deutschen Feuerschiffen der Nord- und Ostsee (Bundesrepublik), 1976. Einzelveröff. Nr. 94 (1978).

DEUTSCHER WETTERDIENST, Seewetteramt: Marine Climatological Summary. Area 20—0° N, 50°W—10°E; 0—50°S, 70°W—20°E. Nr. 11, 1961—1970 (1980).

HASTENRATH, S; LAMB, P. J.: Climatic Atlas of the Indian Ocean. Pt. I. II. Madison/Wisc.: Univ. of Wisconsin Press 1979.

HÖFLICH, O; MEISSNER, H.-H.; HOFFMANN, L: Beschreibung eines EDV-Programmes zur Überprüfung maritim-meteorologischer Beobachtungen. Einzelveröff. Dt. Wetterd., Seewetteramt, Sonderh. 2 (1975).

HOFFMANN, L.: Möglichkeiten einer Klimaklassifikation mit Hilfe der zweimaligen Anwendung der Faktorenanalyse. Ber. d. Dt. Wetterd. Nr. 152 (1980).

KAUFELD, L.: The development of a new Beaufort equivalent scale. Meteorol. Rdsch. 34 (1981).

MARKGRAF, H.; HÖFLICH, O.: Klimatologie des Mittelmeeres. Einzelveröff. Dt. Wetterd., Seewetteramt, Nr. 29 (1961), 37 (1963), 78 (1971).

U. S. NAVY: Marine climatological atlas of the world. Vol. 3: Indian Ocean. Asheville, N. C. 1976 (= NAVAIR 50-1 1-530).

VAN LOON, H.: Climates of the oceans. Amsterdam: Elsevier Science Publ. 1984 (= World Survey of Climatology. Vol. 15).

WMO-Report on Marine Science Affairs Nr. 3: The Beaufort scale of wind force. Geneva 1970.

4

R. ZÖLLNER

Laderaum-Meteorologie

1 Aufgabenschwerpunkte

Bei der Lagerung und während des Transportes von Gütern, vor allem auf überseeischen Routen, entstehen in jedem Jahr volkswirtschaftliche Verluste in Höhe vieler Millionen DM durch meteorologisch bedingte Ladungsschäden. Temperatur- und Feuchtebelastungen, Kondenswasser und andere Schadfaktoren führen zur Qualitätsminderung der Waren, ja gelegentlich zum totalen Verderb ganzer Schiffsloadungen. Bei einer Reihe von vegetabilen, also pflanzlichen Gütern kann es darüber hinaus zu Selbsterhitzungsprozessen bis hin zu Ladungs- und Schiffsbränden kommen, so daß neben materiellen Verlusten auch eine Gefährdung menschlichen Lebens auf See eintreten kann.

Die Untersuchung der meteorologischen Ursachenkomplexe, die bei der Schädigung des Ladegutes wirksam sind, und die Anwendung dieser Erkenntnisse zur Verhütung derartiger Verluste ist das Ziel der Laderaum-Meteorologie, eines Teilgebietes der Angewandten Maritimen Meteorologie. Im Seewetteramt des Deutschen Wetterdienstes in Hamburg wird diese Problematik in einem besonderen Sachgebiet bearbeitet. Dabei sind drei Aufgabenschwerpunkte zu unterscheiden:

— Wissenschaftliche Untersuchungen über laderaum-meteorologische Probleme und Risiken bei modernen Transportverfahren.

Neue Umschlagtechniken und Transportverfahren bringen neben ökonomischen Vorteilen auch spezifische laderaum-meteorologische Probleme mit sich. Beispielsweise zeigt die Entwicklung der Temperatur- und Feuchtefelder an und in einer Rohkakao- oder Rohkaffeecharge in einem Container ganz andere Besonderheiten als in einem konventionellen Schiffsloadraum. Damit weist aber auch das meteorologisch bedingte Belastungspotential sehr unterschiedliche Merkmale auf. Es ist daher erforderlich, durch experimentelle und theoretische Untersuchungen diese Zusammenhänge zu erforschen, um der Beratungs- und der Gutachtertätigkeit stets die notwendige gesicherte Grundlage zu geben.

— Schadenverhütung durch Beratung

Hierbei geht es darum, den Reedereien und Schiffsleitungen die klimatischen Bedingungen aufzuzeigen, die für das Ladegut bei dessen Lagerung und entlang der Transportroute zu erwarten sind. Dabei werden Möglichkeiten zur optimalen Ladungspflege, wie z. B. Stau- und Lüftungsmaßnahmen etc., erörtert.

Die Import- und Exportwirtschaft erhält Beratungen hinsichtlich der Vorbereitung, Verpackung, Behandlung und Zwischenlagerung von Transportgütern, wobei besonders auch der Weg vom Versender zum Ladehafen und vom Ladehafen zum Empfänger berücksichtigt wird, da auf diesen Teilstrecken vielfach extreme Klimabedingungen herrschen. Transportversicherungen fragen an, welche Auflagen sie ihren Versicherungsnehmern machen sollen, um das laderaum-meteorologisch bedingte Schadenrisiko zu minimieren.

— Aufklärung von Schadensursachen im Rahmen von Gutachten und Auskünften

Im Zuge der Schadenregulierung muß festgestellt werden, welche der am Transport beteiligten Stellen als Verursacher die Verantwortung zu tragen hat. In einem Großteil der Fälle sind die Kausalketten, die zu den witterungs- und klimabedingten Schäden geführt haben, nicht sofort erkennbar, so daß im Rahmen von laderaum-meteorologischen Gutachten die Ursachenkomplexe ermittelt werden müssen. Bei Rechtsstreiten um derartige Schäden werden Angehörige des laderaum-meteorologischen Sachgebietes des Seewetteramtes als neutrale Sachverständige von den Gerichten angefordert.

2 Laderaum-meteorologische Schadfaktoren

Die witterungs- und klimabedingten Einflüsse, die zur Gefährdung und Schädigung des Ladegutes führen, lassen sich in Gruppen zusammenfassen, von denen folgende hier dargestellt werden sollen:

- Kondenswasserbildung
- ungeeignete relative Luftfeuchten
- ungeeignete Temperaturen

Dabei gibt es vielfältige gruppenübergreifende Wechselwirkungen, die in den Beratungen berücksichtigt werden müssen und die die Aufklärung von Ladungsschäden vielfach wesentlich erschweren.

2.1 Kondenswasserbildung (Schweiß)

Einen besonders gefürchteten Schadeinfluß stellt das Kondenswasser mit meist schwerwiegenden Beeinträchtigungen der Güter dar. Neben der direkten Qualitätsminderung aufgrund der Durchnässung der Ware entstehen dabei häufig zusätzliche Schäden. So verringert z. B. die Durchfeuchtung von Kartonverpackungsmaterial dessen Tragfähigkeit, so daß ganze Ladungsstapel zusammenbrechen können. Andere Folge-schäden werden durch die nachhaltige Verschlechterung des Feuchtemilieus in den Laderäumen und im Inneren der Güter bewirkt, so daß sich beispielsweise Korrosion oder biologische Prozesse, wie das Wachstum von Schimmelpilzen und Bakterien, einstellen.

Grundsätzlich kann sich Kondenswasser immer dann bilden, wenn Luft unter ihren Taupunkt abgekühlt wird. Das ist z. B. gegeben, wenn sie mit einer entsprechend kalten Grenzfläche in Berührung kommt. Abhängig von der Lage dieser Grenzfläche im Laderaum können sich dabei drei unterschiedliche Arten der Schweißbildung ergeben.

2.1.1 Schiffsschweiß

Bei Transporten aus feucht-warmen Zonen in höhere Breiten wirkt, besonders im Winter, eine markante Abkühlung durch

rasch abfallende Luft- und Wassertemperaturen auf die Außenhaut der Schiffe ein. Durch die gute Wärmeleitung des Metalls kühlen sich dabei die Innenwände und Decken der Laderäume ab, so daß sich die oben erwähnte Grenzfläche dort ausbildet. Unterschreitet ihre Temperatur den Taupunkt der Laderaumlufte, so entsteht Schiffs- bzw. Containerschweiß an diesen Innenflächen. Dieser Prozeß wäre nicht besonders verhängnisvoll, wenn sich im Laderaum nur Güter befänden, die ihrerseits keinen Wasserdampf abgeben können, wie z. B. Metallteile. Bei zweckmäßigem Einsatz des Lüftungssystems ließe sich die Kondenswasserbildung in solchen Fällen i. allg. gänzlich verhindern. Bei Transporten aus den Tropen werden jedoch überwiegend hygroskopische Güter befördert, wie Holz, Kopra, Rohkaffee, Kautschuk, Tapioka, Fischmehl, Rohkakao etc.. Bei derartigen Waren finden Wasserdampfaustauschvorgänge mit der umgebenden Luft statt. Der Wassergehalt eines hygroskopischen Stoffes strebt einen Gleichgewichtszustand mit der relativen Feuchte in seiner Umgebung an, das sog. Sorptionsgleichgewicht. Diesen Zusammenhang, der temperaturabhängig ist, zeigt Abbildung 1. Es sind dort zwei Sorptionsisothermen für Holz wiedergegeben. Aus ihrem Verlauf ist zu erkennen, daß sich bei höheren Wassergehalts-werten der Ware recht hohe relative Feuchten und damit auch hohe Taupunkte in der Laderaumlufte ausbilden, die bei zurückgehenden Wandtemperaturen sehr rasch unterschritten werden können. Hat der Kondensationsprozeß erst einmal eingesetzt, so wird die durch Schiffsschweißbildung der Laderaumlufte entzogene Wassermenge aus dem Gutsfeuchtereservoir der Ladung in Dampfform wieder nachgeliefert, so daß ein intensiver Feuchtestrom aus dem hygroskopischen Transportgut in die Laderaumlufte und von dort an die Wände und Decken stattfindet. Dabei können sehr große Mengen an Schiffsschweiß entstehen, die von oben auf die Ladung tropfen oder von der Seite bzw. von unten her in das Gut eindringen und so zu umfangreichen Schäden führen.

Zu den typischen Schadbildern bei Schiffsschweiß gehören:

- muffig riechender Rohkaffee, Rohkakao etc.
- Verschimmelungen, verrottetes Verpackungsmaterial
- Selbsterhitzung z. B. bei Getreide, Fischmehl, Kopra etc.

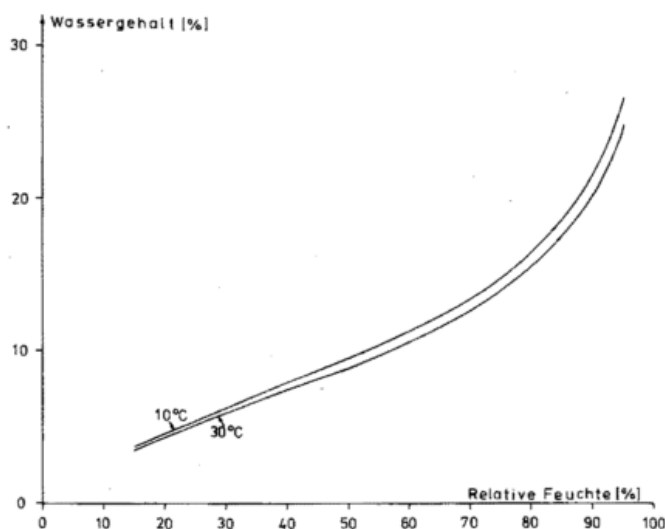


Abb. 1: Sorptionsisothermen für Holz
(nach GRÜNEWALD 1977).

Durch eine Reihe von Maßnahmen muß versucht werden, der Schiffsschweißbildung entgegenzuwirken:

— Einhaltung transportgerechter Wassergehaltswerte des Gutes bei Übernahme auf das Schiff bzw. bei Stauung der Container im überseeischen Ladehafen und Verhütung von Niederschlagsbenetzung bei den Beladungsarbeiten. Zu feucht übernommene Ware wird aufgrund der Sorptionsvorgänge zwangsläufig zu hohe Taupunkte in der Laderaumluft einstellen, so daß auch bei richtig angewandter Lüftung die Bildung von Schiffsschweiß nicht zu verhindern ist. Ein einfaches Beispiel zeigt, welche Wassermengen hier beteiligt sind:

Wenn ein Schiffsladeraum von 2000 m³ Inhalt zur Hälfte mit Rohkaffee gefüllt ist, dessen Wassergehalt bei 14% liegt, so befinden sich im Sorptionsgleichgewicht bei ca. 25 °C und ca. 79% relativer Feuchte etwa 18 Liter Wasser in der Laderaumluft, im Transportgut sind es aber mehr als 60 000 Liter! Diese Gegenüberstellung läßt erkennen, wie schwierig es ist, durch Lüftungsmaßnahmen den Wassergehalt des Gutes auch nur um 2%, entsprechend ca. 8800 Liter Wasser, zu verringern, um in den Bereich von 12% zu kommen.

Bei diesen Überlegungen ist zu berücksichtigen, daß die zum Lüften verwendete Außenluft i. allg. schon einen beachtlichen Wasserdampfgehalt mitbringt, so daß der Trocknungseffekt sehr gering sein kann, ja in besonders ungünstigen Fällen kann sogar eine Feuchtezunahme eintreten.

— Optimaler Einsatz des schiffsgesteuerten Lüftungssystems
Die Gefahr der Schiffsschweißbildung läßt sich durch Anwendung von Lüftungsmaßnahmen herabsetzen, wenn der Taupunkt in der Außenluft niedriger ist als im Laderaum. Durch möglichst frühzeitigen Einsatz der Lüftung kann vielfach eine ausreichende Kühlung und Trocknung des Ladegutes bewirkt werden. Eine allmähliche Verringerung der Temperatur des vegetabilen Gutes ist besonders in unter Deck gestauten Containern notwendig, damit beim Löschen der Behälter aus dem

Schiff in den winterkalten Häfen höherer Breiten nicht durch plötzliche Einwirkung der z. T. extrem tiefen Außentemperaturen große Mengen an Containerschweiß an den Innenwänden und Decken der Behälter entstehen.

— Geeignete Staumaßnahmen

Da die Lüftung bei großen Ladungsblöcken oder bei Schüttgut im wesentlichen nur auf die oberflächennahen Bereiche wirkt, ist es zur Verbesserung der Feuchteabgabe häufig ratsam, entsprechende Lüftungskanäle in das Ladegut einzustauen.

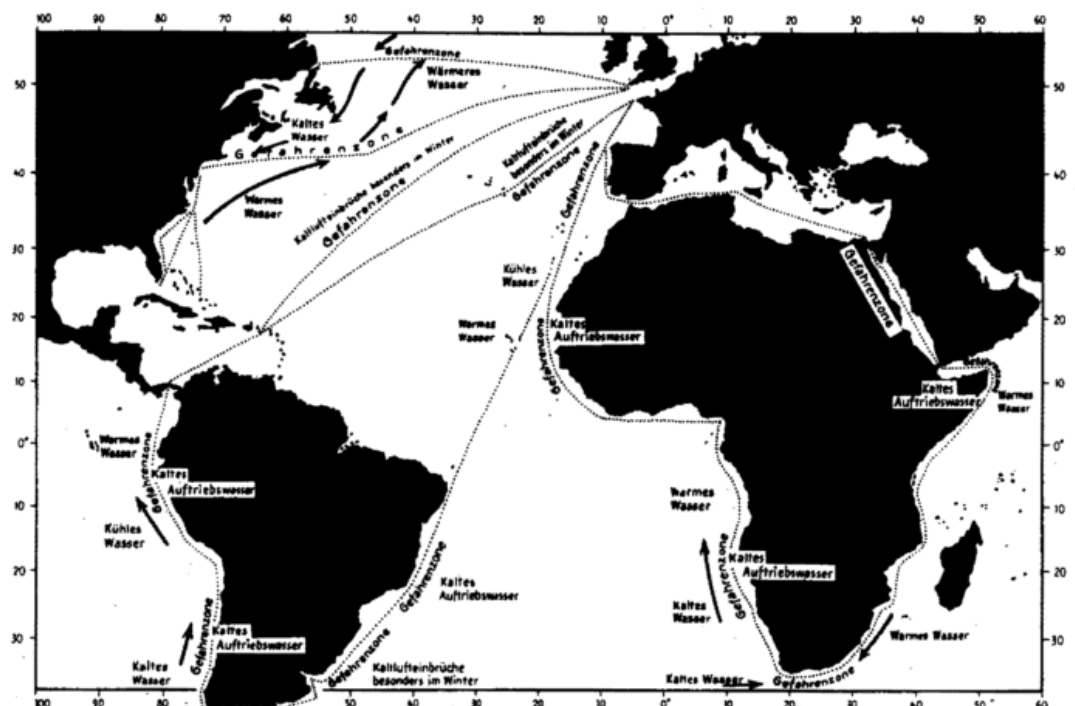
Auch muß durch geeignete Vorkehrungen dafür gesorgt werden, daß Schiffsschweiß, der manchmal unvermeidlich ist, nicht mit dem Ladegut in Berührung kommt, z. B. durch Unterlagen aus Holzbrettern und -bohlen mit möglichst geringem Wassergehalt sowie durch Schweißplatten, die die Ladung von der Bordwand fernhalten.

— Beachtung der laderaum-meteorologischen Gefahrenzonen

In bestimmten Meeresgebieten ändern sich die Wasser- bzw. die Lufttemperaturen auf engem Raum ganz beträchtlich, so daß starke Abkühlung der Bordwände und erhöhte Schiffsschweißgefahr die Folge sind, wenn die Reise in Richtung abnehmender Temperaturen geht. Durch die hohen Geschwindigkeiten der modernen Frachtschiffe werden diese Kontraste noch verschärft. Abbildung 2 zeigt einen Ausschnitt der globalen Verteilung dieser Gefahrenzonen. Es sind im wesentlichen kalte Auftriebwassergebiete, Übergangszonen zwischen warmen und kalten Meeresströmungen, aber auch Bereiche, in denen intensive polare Kaltluftausbrüche häufig vorkommen.

Diese Gefahrenzonen liegen in Ausdehnung und Intensität nicht unverändert fest, sondern zeigen unregelmäßige Schwankungen. Bei den Beratungen müssen diese Veränderungen entsprechend berücksichtigt werden, damit die

Abb. 2:
Laderaum-meteorologische Gefahrenzonen
(nach GRÜNEWALD 1977).



Schiffsleitungen die erforderlichen Maßnahmen treffen, z. B. Temperaturmessungen in kürzeren zeitlichen Abständen, um den Beginn der Gefahrenzone zu erfassen, rechtzeitige Anwendung der Lüftung sowie ggf. Umgehen eng begrenzter Auftriebwasserzungen.

2.1.2 Ladungsschweiß

Fährt ein Schiff aus kalter Umgebung mit niedrig temperierter Ladung an Bord in feucht-warme Klimazonen ein, so erwärmt sich das Gut aufgrund seiner großen Wärmekapazität nur langsam, während der Taupunkt der Außenluft schon sehr bald über der Ladungstemperatur liegt. Wenn dann Luft von außen an das Transportgut gelangt, so entsteht Ladungsschweiß. Das Kondenswasser bildet sich auf der noch kühlen Gutoberfläche und führt zu folgenden typischen Schadbildern:

- Korrosion an Metallen
- Verblocken von Zucker (nach anschließender Trocknung)
- Abbinden von feucht gewordenem Zement
- Verkleben von Mehl
- verschimmelte, abgefallene Etiketten auf verrosteten Konservendosen

Zur Herabsetzung der Ladungsschweißgefahr läßt sich eine Reihe von Maßnahmen anwenden:

- Anhebung der Ladungstemperatur

Da bei der Bildung von Ladungsschweiß die Temperatur des Gutes unter dem Taupunkt der umgebenden Luft liegt, kann es bereits Abhilfe bringen, wenn die Ladung vor Übernahme auf das Schiff in beheizten Schuppen lagert, so daß es nur noch geringer weiterer Aufwärmung während der Reise bedarf, damit ihre Temperatur ständig über dem Taupunkt der Außenluft bleibt. Unterwegs sollte immer dann gelüftet werden, wenn die Ladungstemperatur zwischen der Temperatur und dem Taupunkt der Außenluft liegt. Insbesondere bei der Fahrt durch den Suez-Kanal nach Süden kann durch intensive Lüftung mit der trocken-warmen Wüstenluft vielfach eine bedeutende Anhebung der Ladungstemperatur bewirkt werden, was besonders im Hinblick auf die hohen Taupunkte während des nachfolgenden Reiseabschnitts durch das Rote Meer wichtig ist. Steigt der Außentaupunkt an, so daß er in die Nähe der Ladungstemperatur kommt oder diese gar überschreitet, so ist wegen der Schweißgefahr die Lüftung einzustellen. Dabei ist zu beachten, daß bei Fahrten von kalt nach warm die Temperaturen im Inneren der Ladung in der Regel niedriger sind als in den Randpartien.

- Verwendung von trockenem Stauholz und Verpackungsmaterial

Bei containerisierten Konserventransporten kam es auf Reisen in warme Zonen immer wieder zu Ladungsschweißbildung an den Dosen, obwohl der Wasserdampfaustausch mit der Umgebung beim geschlossenen Standardcontainer weitgehend unterbunden ist. Die Untersuchungen ergaben, daß die hygroskopischen Materialien in den Behältern, also das Palettenholz, die Kartonverpackung und die hölzernen Containerfußböden, bei ansteigenden Temperaturen so viel Wasserdampf an die Innenluft der Behälter abgegeben hatten, daß der Taupunkt über die Temperatur der noch kalten Konserven angestiegen war.

— Berücksichtigung der Laderaum-Meteorologie bei der Erstellung der Staupläne

In der Regel bedienen die Schiffe auf einer Reise eine ganze Reihe von Häfen. Bei Fahrten in die Tropen sollten die Ladungspartien zweckmäßigerweise so gestaut sein, daß in jedem Hafen möglichst nur eine Luke geöffnet werden muß, damit noch kaltes Ladegut, das erst in einem späteren Lösshafen an Land geht, nicht vorher immer wieder mit feucht-warmer Luft in Berührung kommt. Wenn kalte Transportgüter in den Tropen gelöscht werden müssen, so ist dabei Kondenswasserbildung nicht immer zu verhindern. In solchen Fällen muß durch aufgelockerte Stauweise an Land für eine rasche Aufwärmung der Partien gesorgt werden, so daß eine möglichst schnelle Abtrocknung der Waren erfolgen kann.

- Die Rolle der Verpackung

Prinzipiell kann bei entsprechend hohem Aufwand an Verpackungsmaterial die Gefahr der Ladungsschweißbildung weitgehend beseitigt werden, z. B. durch Einschließen der Güter in wasserdampfdichte Sperrschichtfolien. Allerdings muß dafür Sorge getragen werden, daß der Taupunkt in der verbleibenden Innenluft niedrig genug ist. Trockenmittel können hier hilfreich sein, wenn sie in ausreichender Menge mit eingeschlossen sind. Der Wassergehalt von hygroskopischen Packmaterialien wie Holz, die mit eingeschweißt werden, muß sehr gering sein, denn abgegebener Wasserdampf kann aus der geschlossenen Verpackung nicht entweichen.

Es gibt jedoch eine sehr große Anzahl von Waren, bei denen ein derartig hoher Verpackungsaufwand ökonomisch nicht vertretbar ist. Es müssen daher alle laderaum-meteorologischen Möglichkeiten ausgenutzt werden, um die Transporte dennoch ohne Schäden durchzuführen.

2.1.3 Schweißbildung Dritter Art

Wenn das Schiff mit Vegetabilien aus den Tropen kommt und in Gebiete mit trockener, aber sehr kalter Luft einfährt, so kann durch Lüften eine erwünschte Trocknung und Kühlung des Ladegutes erreicht werden. Es ist dabei allerdings sehr vorsichtig zu verfahren, denn wenn mit gerichtetem Lüftungsstrahl Kaltluft auf die Ladung prallt, so bildet sich an ihrer Oberfläche eine Temperatursprungschicht aus, die langsam in das Gut hineinwandert. An ihr kondensiert Wasserdampf aus der Luft, die sich zwischen den Ladungspartikeln, z. B. Rohkaffeebohnen, befindet. Da die Schweißbildung sich unter der Ladungsoberfläche vollzieht, ist von außen meist nichts Auffälliges zu erkennen. Erst beim Löschen zeigen sich die typischen Schadbilder, die denen bei Schiffsschweiß sehr ähnlich sind. Um diese Art der Kondenswasserbildung, deren Bezeichnung auf GRÜNEWALD (1977) zurückgeht, zu verhindern, muß z. B. durch Prallbleche vor den Lüftereintritten in die Laderäume dafür gesorgt werden, daß die kalte Luft nicht konzentriert auf die Ladung trifft, sondern, daß sie breitflächig einströmt.

Darüber hinaus muß durch häufige Vergleiche der Außenlufttemperatur und des Taupunktes an der Ladungsoberfläche die Gefährdungssituation beurteilt werden.

2.2 Ungeeignete relative Feuchten

Ein großer Teil von Ladungsschäden geht auf die Einwirkung unzuträglicher Feuchtebedingungen auf das Ladegut zurück.

Sind die Werte zu niedrig, so trocknen hygroskopische Waren aus, werden leichter und verlieren damit an Wert, wenn auf Gewichtsbasis abgerechnet wird. Früchte und Gemüse werden welk, Tabak wird brüchig u.a.m..

Ist die relative Feuchte zu hoch, so kommt es zum Zerfließen bzw. zur späteren Verblockung bei einer Reihe von kristallinen Gütern, zu Fäulnis, Gärung, Schimmel und auch zu Selbsterhitzung in vegetabilen Ladungen. Die Verschimmelungsgefahr beginnt bereits bei relativen Feuchten von weniger als 80%. Optimale Feuchtebedingungen für das Schimmelpilzwachstum liegen bei ca. 95% vor.

Die meisten Bakterien finden besonders günstige Lebensbedingungen bei relativen Feuchten von mehr als 95% vor. Da die Selbsterhitzungsprozesse in Vegetabilien auf die stürmische Entwicklung einer ganzen Abfolge von Bakterienarten zurückzuführen ist, wird verständlich, weshalb diese Vorgänge besonders bei Schiffsschweißbildung oder bei überhöhten Wassergehaltswerten der Ware auftreten: Durch diese Einflüsse bildet sich ein Feuchtemilieu aus, das den beteiligten Mikroben besonders günstige Lebensbedingungen bietet.

Durch ähnliche Maßnahmen wie bei der Kondenswasserbildung läßt sich auch die Gefährdung der Waren infolge ungeeigneter relativer Feuchten verringern. Darüber hinaus muß in diesem Zusammenhang auch an das richtige Zusammenstauen der Güter im Laderaum gedacht werden. Das gilt für den konventionellen Schiffsladeraum ebenso wie für den Container. So ist z. B. in jedem Falle davon abzuraten, frisch geflößtes Holz, das einen sehr hohen Wassergehalt hat, mit Erdnüssen, die verhältnismäßig trocken sind, in demselben Laderaum unterzubringen. Die Folge wäre eine Feuchtwanderung aus dem Holz in die Erdnußpartien, die ihren Wassergehalt dadurch über das erträgliche Maß hinaus steigern würden.

Untersuchungen der laderaum-meteorologischen Arbeitsgruppe des Seewetteramtes zeigen, daß vielfach die alleinige Anwendung von Trockenmitteln zur Lösung der Feuchteprobleme nicht empfohlen werden kann. Von den gegenwärtig verfügbaren Substanzen müßten dabei u.U. derartig große Mengen eingesetzt werden, daß dieser Versuch von vornherein zum Scheitern verurteilt wäre.

2.3 Ungeegnete Temperaturen

Ziel der Ladungspflegemaßnahmen ist es weiterhin, die Temperaturen in der Umgebung der Güter in einem für sie zuträglichen Bereich zu halten. Sinkt die Temperatur zu weit ab, so kommt es zu Kaltlager- oder Erfrierungsschäden, z. B. an Früchten, Gemüse etc.. Bananen, die bekanntlich grün verschifft werden, dürfen nicht unter eine bestimmte Schwelltemperatur abkühlen, sonst reifen sie später nicht mehr.

Bei wasserhaltigen Konserven kann Eissprengung auftreten.

Zu hohe Temperaturen führen zur vorzeitigen Reifung von Früchten. Prozesse, die Mengenverlust bewirken, wie die Transpiration bei Obst und Gemüse oder die Veratmung von Inhaltsstoffen, werden stark gesteigert.

Hohe Temperaturen führen aber auch zur Erweichung vieler Materialien, zum Schmelzen, Durchfetten etc.. Chemikalien können überhitzt, entzündet oder zur Explosion gebracht werden.

Besonders intensiv ist die Aufheizung der Laderäume, wenn die Transportträger der direkten Sonnenstrahlung ausgesetzt sind. Einen Eindruck von der strahlungsbedingten Temperaturüberhöhung geben die Abbildungen 3 und 4. Es handelt sich zum einen um die Tagesgänge der Lufttemperatur im über der Wasserlinie liegenden Deck eines konventionellen Stückgutschiffes während der Reise, zum anderen um die Temperaturen in und an einem unbeladenen Standardcontainer an einem Strahlungstag in Hamburg. Demgegenüber zeigt Abbildung 5 die weitgehend durch die Wassertemperaturen bestimmten Verhältnisse im Unterraum eines Stückgutschiffes auf See. Aus diesen Beispielen folgt bereits eine Reihe von Maßnahmen, mit denen der Überhitzung des Ladegutes entgegenwirkt werden kann:

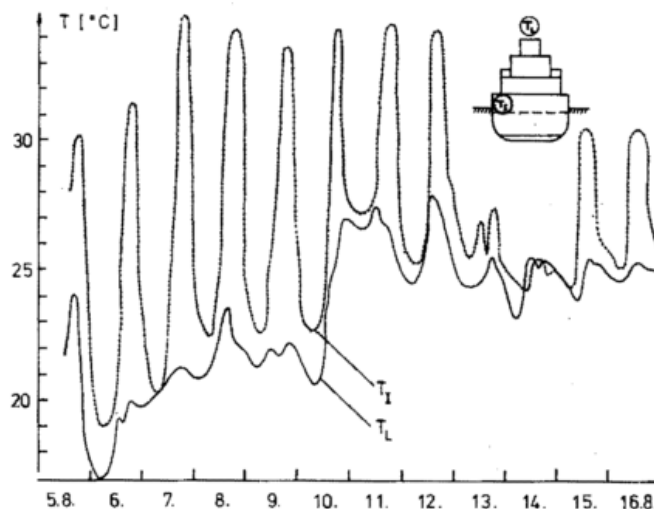


Abb. 3: Tagesgänge der Temperatur auf der Reise durch Suptropen und Tropen (Außenluft und Laderaum) (nach BAUMBACH 1956).

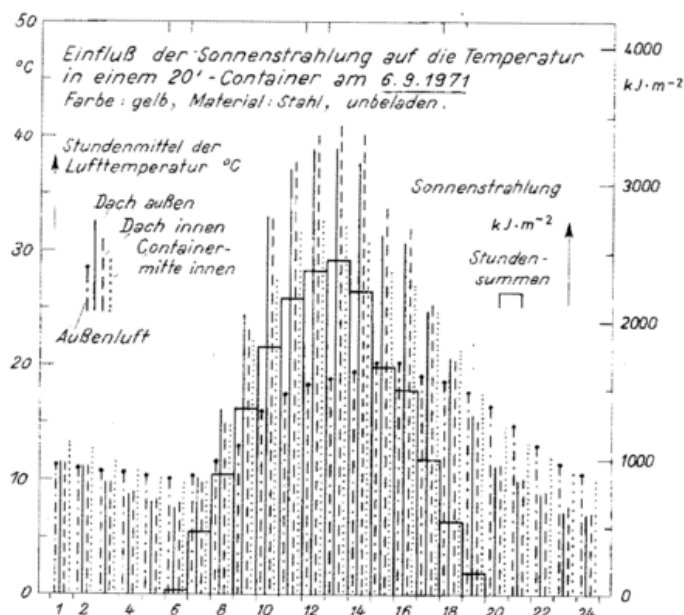


Abb. 4: (nach GRÜNEWALD 1977).

- Stauung wärmeempfindlicher Güter in den Unterraum von Stückgutschiffen
- Container mit wärmeempfindlichem Inhalt unter Deck fahren
- Bei Standzeiten während des Überlandtransportes derartige Container nicht in der prallen Sonne abstellen
- Wärmeempfindliches Gut nicht bis in unmittelbare Deckennähe im Container oder im Schiffsladeraum hochstauen
- Keine dunkel gefärbten Container verwenden, die die Strahlung stärker absorbieren und sich dabei aufheizen. Erforderlichenfalls klimatisierte Schiffsladeräume oder entsprechende Container einsetzen.

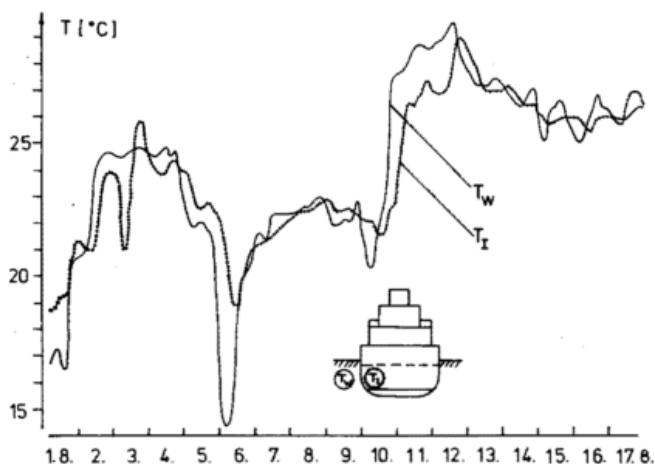


Abb. 5: Tagesgänge der Temperatur auf der Reise durch Subtropen und Tropen (Wasser und Unterraum)
(nach BAUMBACH 1956).

3 Spezielle laderaum-meteorologische Untersuchungen

Über den Schadfaktor *Seesalzaerosol* in Schiffsladeräumen war bis vor einigen Jahren kaum etwas bekannt. In Bezug auf die Verteilung und die Ablagerungsrate der Seesalzkerne im Inneren von Seeschiffen in Abhängigkeit von äußeren meteorologischen Bedingungen sowie von schiffsgesteuerten Lüftungsmaßnahmen hat das laderaum-meteorologische Sachgebiet des Seewetteramtes seitdem in mehreren Untersuchungen entscheidende Erkenntnisse gewonnen (PULS 1977; ZÖLLNER 1979). So liegt die Belastung der Ladungsoberfläche durch Ablagerung von Seesalzkerne aus der Laderaumluft unter normalen Umständen bei Reisen mittlerer Dauer unter den Werten, die durch Seewasserbenetzung entstehen können. Die ausgeprägt korrosionsfördernde Wirkung des abgelagerten Aerosols, vor allem in Verbindung mit hohen relativen Feuchten, macht es aber dennoch erforderlich, z. B. empfindliche metallische Oberflächen entsprechend zu schützen und, soweit möglich, durch geeignete Maßnahmen, wie Abdichten der Lüftungssysteme, die Masse der Seesalzkerne in der Laderaumluft und damit auch die Ablagerungsrate niedrig zu halten.

Einer der gegenwärtigen Untersuchungsschwerpunkte des laderaum-meteorologischen Sachgebietes betrifft die Frage, unter welchen Bedingungen *Vegetabilien als Schüttgut* in Containern verschifft werden können. Der Einführung dieses Verfahrens in der Praxis, durch das eine Vereinfachung und

Beschleunigung des Umschlages erreicht werden kann, sehen die Import- und die Seeverkehrswirtschaft mit großem Interesse entgegen. Zuvor muß es allerdings gründlich auf seine laderaum-meteorologischen Gefahren und Risiken hin untersucht werden. Nachdem zunächst ein Standversuch mit Rohkaffee als Schüttgut in mechanisch belüfteten Isoliercontainern erfolgreich verlaufen war, hat die Arbeitsgruppe nun auf zwei Meßreisen von Mittelamerika nach Hamburg die Eignung von Containern mit natürlicher Lüftung (Schlitze in den Längsträgern) und sogar von geschlossenen Standardcontainern für den Schüttguttransport von Rohkaffee untersucht.

Um die hochwertige Ladung nicht unnötig zu gefährden, fand die erste Reise unter den meteorologisch günstigeren Bedingungen des späten Frühjahrs statt. Mit den dabei gewonnenen Erkenntnissen (GRÜNEWALD, ZÖLLNER, CUNO, 1982) wurde die zweite Testverschiffung im späten Winter unternommen (ZÖLLNER 1983). Obwohl auch dabei keine übermäßig starken Temperaturrückgänge in der Außenluft aufgetreten sind, die der Ladung hätten gefährlich werden können, läßt sich doch aus den Ergebnissen folgern, daß dieses Verfahren auf dem Seeweg Mittelamerika-Hamburg anwendbar sein dürfte, wenn eine Reihe entscheidender Bedingungen erfüllt ist. Dazu gehören:

- Einhaltung eines ausreichend niedrigen Anfangswassergehaltes der Ware und aller Holzteile im Container
- Stauung der Container unter Deck
- Durchdachter Einsatz des schiffsgesteuerten Lüftungssystems zur planmäßigen *langsamen* Abkühlung der Container
- Möglichst umgehende Entleerung der Container nach Ankunft, besonders, wenn niedrige Außentemperaturen herrschen
- Verwendung von kunststoffbeschichteten Sperrholzcontainern, die besser thermisch isolieren als Stahl- oder Aluminiumcontainer

Wie sich die Verhältnisse im geschlossenen Standardcontainer in der Zeit vor dem Seetransport darstellten, als der Behälter in beladenem Zustand direkt den Wetterbedingungen in Honduras ausgesetzt war, zeigt Abbildung 6. Die Entwicklung von Temperatur und relativer Feuchte in und über der Ladung während der Seereise ist für eine spezielle Meßfühlerkombination in den Abbildungen 7 und 8 wiedergegeben. Deutlich ist

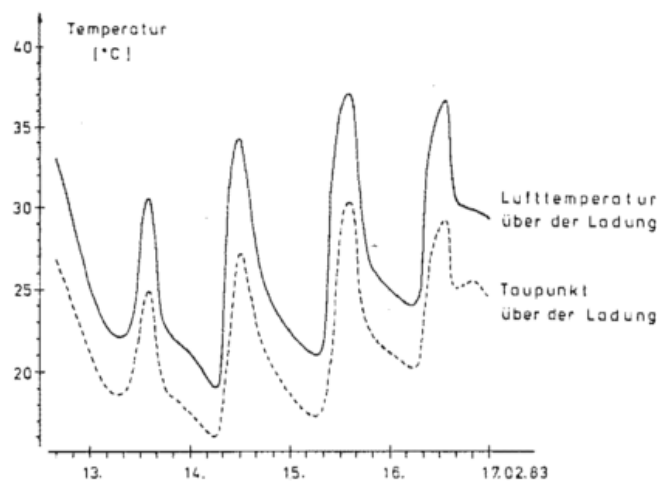


Abb. 6: Tagesgänge von Temperatur und Taupunkt in einem mit Rohkaffee als Schüttgut beladenen Container unter freiem Himmel.

zu erkennen, daß bei abfallenden Außen- und Umgebungstemperaturen die relative Feuchte, vor allem im oberen Teil der Ladung, ansteigt.

Aus dieser und weiteren Untersuchungen soll das thermische und das Feuchteverhalten von Ladegütern in modernen Transportträgern modelliert werden.

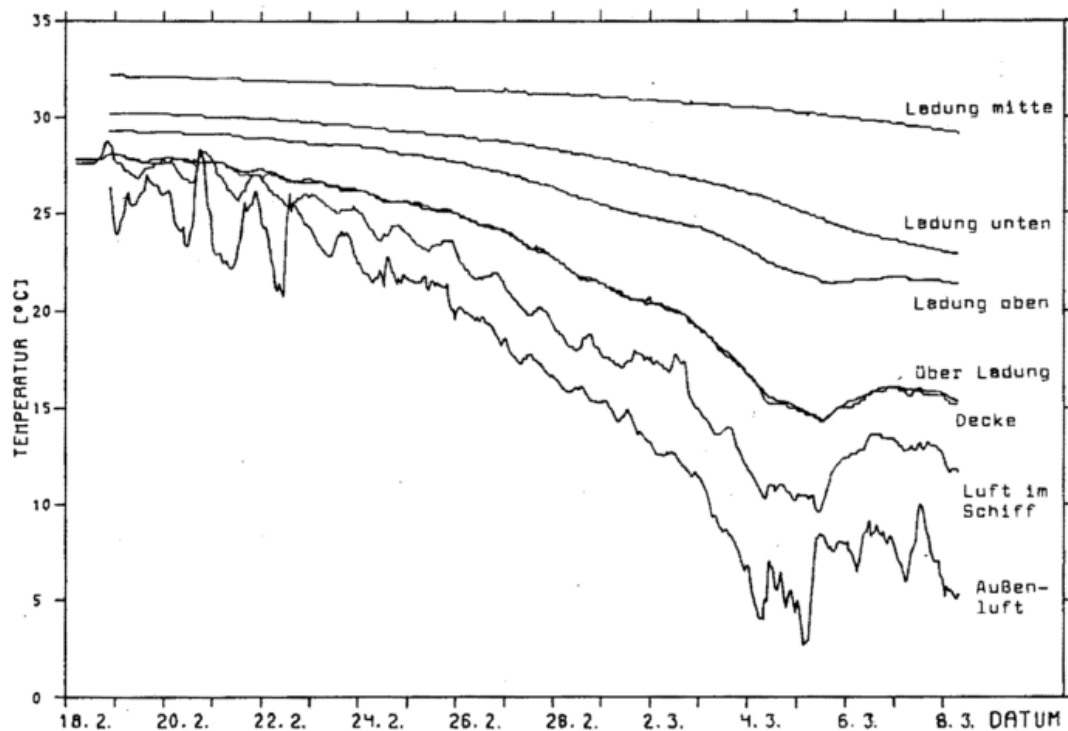


Abb. 7: Temperaturen in einem mit Rohkaffee als Schüttgut beladenen Container während der Seereise, unter Deck.

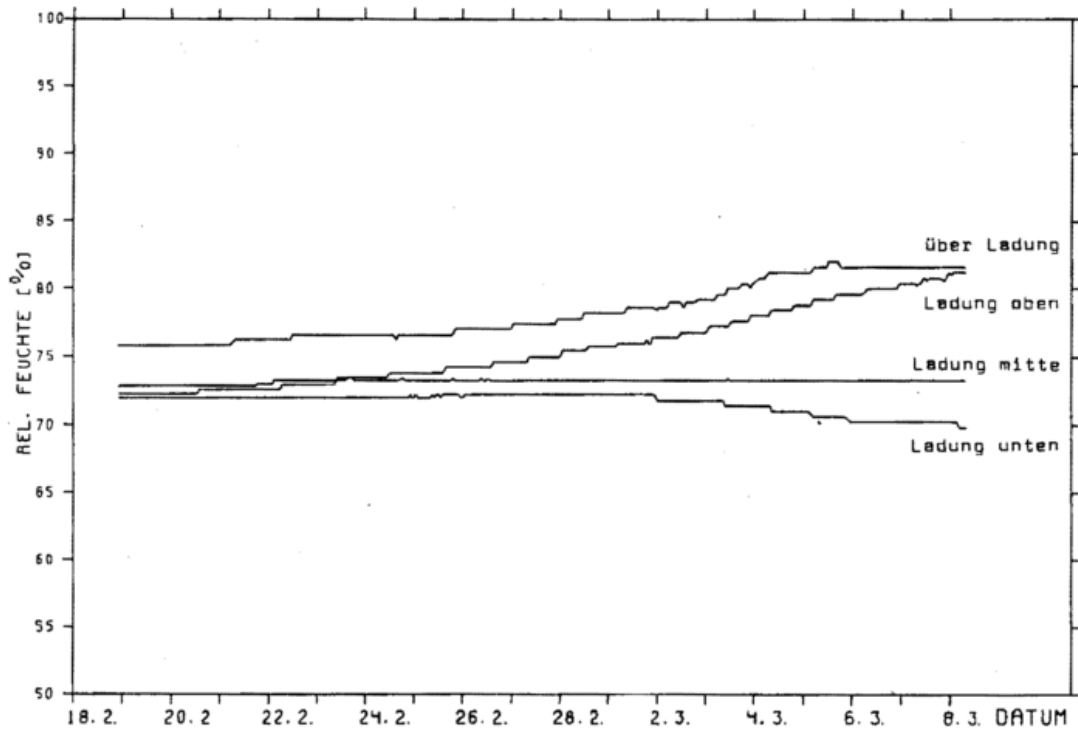


Abb. 8: Relative Feuchten in einem mit Rohkaffee als Schüttgut beladenen Container während der Seereise, unter Deck.

Literatur

BAUMBACH, S.: Betrachtung über Temperatur-, Feuchte- und Belüftungsmessungen im Laderaum. In: Laderaum-Meteorologie. Einzelveröff. Dt. Wetterd., Seewetteramt, Nr. 9 (1956) S. 22—30.

GRÜNEWALD, G.: Aus der Arbeit der Schiffsraum-Meteorologie. Hamburg: Seewetteramt 1977.

GRÜNEWALD, G.; R. ZÖLLNER, H. CUNO: Transport von Rohkaffee als Schüttgut in Containern. Hansa Nr. 23 (1982) S. 1556—1559.

PULS, K. E.: Luftsalzgehalt im Schiffsladeraum während der 57. Reise von MS „Hannover“. Hamburg: Seewetteramt 1977 (unveröff. Bericht).

SCHARNOW, R.: Praxis des Seetransports, Warenkunde-Ladungspflege Bd. 1, Berlin: 1981. Transpress, VEB Verl. f. Verkehrswesen

ZÖLLNER, R.: Seesalzaerosol in Schiffsladeräumen. Gefährliche Ladung Nr. 8 (1979)

ZÖLLNER, R.: Neue Wege beim Rohkaffee-Umschlag Hansa Nr. 20 (1983) S. 1901—1907.

5

J. PÜTTKER

Maritim-meteorologische Gutachten und Beratungen

1 Aufgabenbereiche

Die Gründe, die zur Anforderung von Gutachten und Auskünften durch das Seewetteramt führen, lassen sich in zwei übergeordnete Bereiche einteilen (Abb. 1):

- Schäden an Mensch und Material sollen verhindert werden
- Schäden sind eingetreten und bedürfen einer ursächlichen oder rechtlichen Klärung.

Der erste Bereich erfordert eine statistisch-klimatologische Auswertung der vorhandenen Daten unter dem Gesichtspunkt spezieller Fragestellungen, der andere benötigt die Feinanalyse und die genaue Untersuchung eingetretener Wettersituationen.

Neben den täglich erarbeiteten Grundlagen für die Arbeit im Fachdienst des Deutschen Wetterdienstes, die besonders für die Analyse eingetretener Wettersituationen unentbehrlich sind, stehen speziell für die klimatologische Arbeit die seit vielen Jahrzehnten gesammelten Wetter- und Seegangsbeobachtungen deutscher Handels-, Fischerei-, Feuer- und Wetterschiffe sowie die Sonderbeobachtungen von Expeditionsfahrten zur Verfügung. Zur Zeit beträgt der Datenstand im Archiv des Seewetteramtes über 30 Millionen Schiffspositionen mit Angaben über Wetterzustand, Windverhältnisse, Temperaturen von Luft und Wasser, Luftdruck, Menge und Art der Bewölkung, Luftfeuchtigkeit, Sicht, Angaben der Wellenhöhe und Periode und anderen Erscheinungen der Atmosphäre und der Meeresoberfläche.

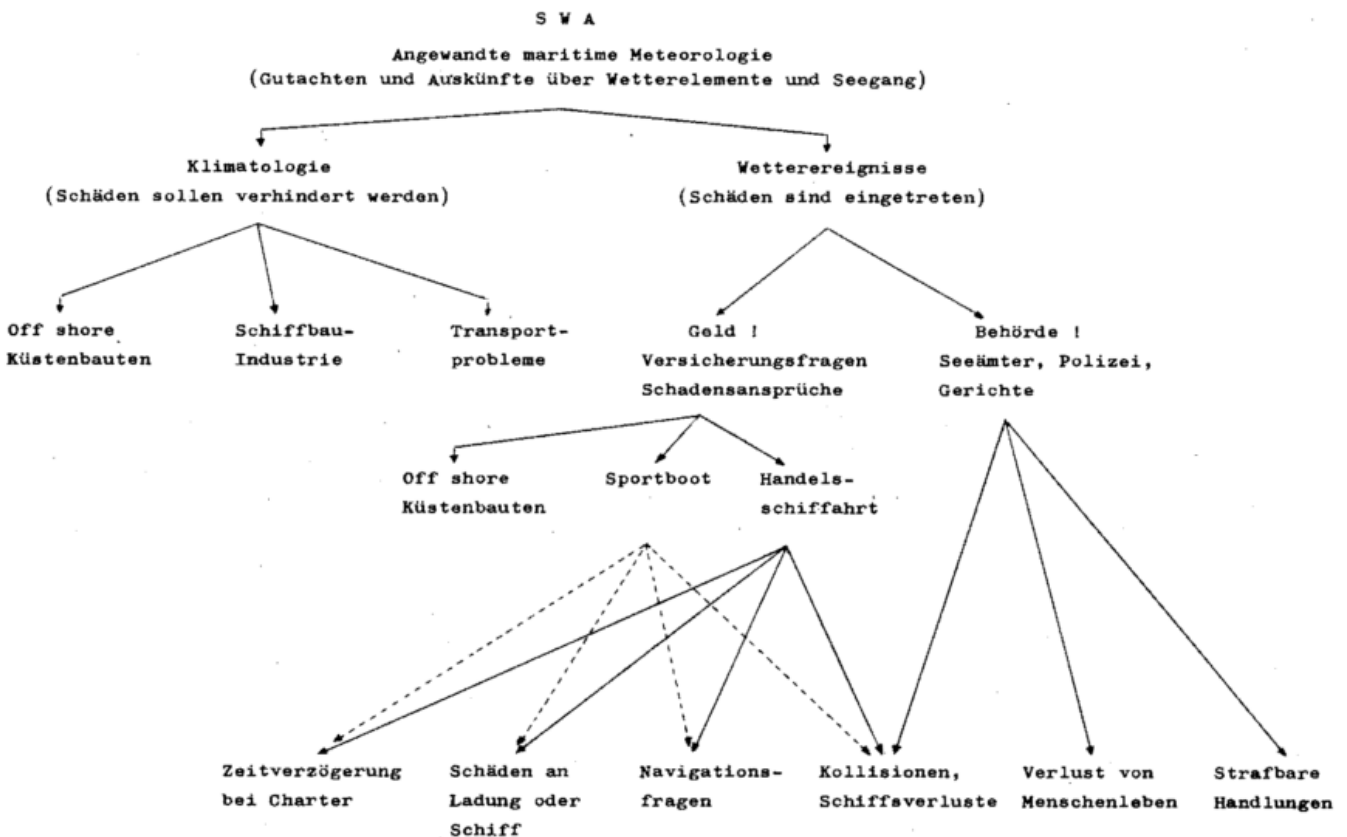


Abb. 1: Bereiche der Schifffahrt und der maritimen Industrie, von denen Gutachten und Beratungen angefordert werden.

2 Klimatologische Arbeiten

Im Unterschied zu klimatologischen Untersuchungen an Land mit den meist zahlreichen ortsfesten Beobachtungsstationen und ihren fortlaufenden Beobachtungsreihen stehen im maritimen Bereich nur wenig feste Beobachtungsstellen zur Verfügung. Das ortsfeste ozeanische Beobachtungsnetz, bestehend aus Feuerschiffen, Wetterschiffen und in neuerer Zeit Wetterbojen, ist so weitmaschig, daß es zur Bearbeitung spezieller klimatologischer Problemstellungen meist nicht ausreicht. Die Beobachtungsdaten fahrender Schiffe haben somit eine große Bedeutung. Hierbei besteht das Problem, daß zwar an Bord eines Schiffes während einer Reise ebenfalls fortlaufende Beobachtungen bzw. Messungen angestellt werden; für eine bestimmte Lokation auf dem Meer ergeben sich hieraus jedoch keine fortlaufenden Reihen.

Da das Meeresklima sich jedoch gleichförmiger als das Landklima darstellt, ist es i. allg. vertretbar, daß für die Bearbeitung spezieller Anfragen ozeanische Felder zugrunde gelegt werden, aus denen eine hinreichende Anzahl Beobachtungen von zahlreichen verschiedenen Schiffen eingegangen ist. Die

Größe des zu wählenden Feldes hängt je nach Wetterelement von orographischen Begrenzungen, Klimazonen, bei Seegangsbeobachtungen in Flachwassergebieten von der Meeresbodenstruktur und natürlich von der Anzahl und flächenmäßigen Verteilung der vorliegenden Beobachtungsdaten ab.

Die allgemein übliche klimatologische Verfahrensweise besteht darin, die dort vorliegenden Beobachtungen einer statistischen Bearbeitung zu unterziehen.

So werden bei der Erstellung von Küsten- und Offshore-Bauten sowohl für die Bauphase als auch für das spätere Bauwerk statistische Parameter wie Mittelwerte, Streuungen, relative Häufigkeiten sowie Jahresgänge von Wind und Seegang verlangt (Abb. 2). Aber auch die zeitliche Überschreitungswahrscheinlichkeit und Andauer von Windgeschwindigkeit und Wellenhöhe sind hierbei von Interesse. (vgl. Beitrag 10).

Das Seegangsklima eines bestimmten Ortes läßt sich durch direkte Messungen mit Welleninstrumenten, visuellen Wellenbeobachtungen und durch das sogenannte „Hindcasting“ von Wellen (nachträgliche Berechnung von Seegang aus dem Windfeld) bestimmen. Hierbei ergibt die Messung des See-

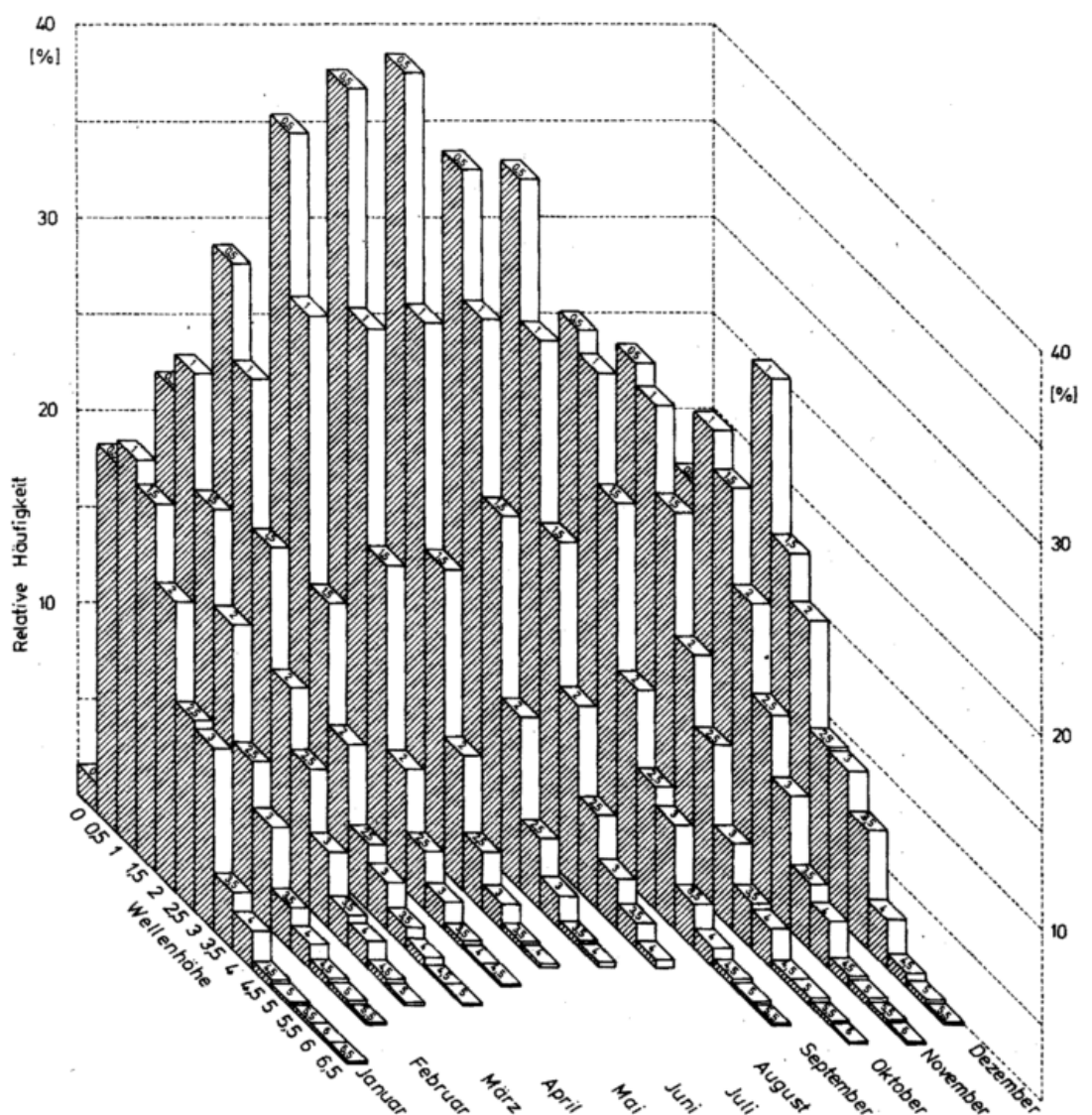


Abb. 2:
Relative Häufigkeit von
kennzeichnenden Wellen-
höhen in der Deutschen
Bucht (ca. 50 km westlich
von Helgoland).

gangs die genauesten Daten, jedoch ist die Zeitperiode, in der die Meßinstrumente arbeiten, meist zu gering, um langfristige Tendenzen verläßlich aus den Meßreihen zu entwickeln. Ihr Einsatz ist aus Kostengründen, aber auch wegen der ungünstigen Umweltbedingungen besonders in tiefem Wasser nur begrenzt möglich. Das Hindcastverfahren zur Berechnung des Seegangs ist für Langzeitbetrachtungen dagegen von Bedeutung. Beide Verfahren beschreiben den Seegang mit der sog. spektralen Methode (z. B. JONSWAP-Spektrum, Pierson-Mosowitz-Spektrum (vgl. Promet 1/79). Diese Methode wird z. B. zur Abschätzung von Spannungsbelastungen beim Schiffsbau oder Standrohren von Plattformen gefordert. Bezüglich der Möglichkeiten im Hindcastverfahren ist jedoch die Tatsache zu berücksichtigen, daß in einem relativ großen Umkreis um das zu untersuchende Seegebiet die Windverhältnisse möglichst exakt erfaßt sein müssen, da bereits ein geringer Fehler in der Windgeschwindigkeit eine große Veränderung im Wellenspektrum hervorrufen kann.

Große Bedeutung für die Entwicklung eines Wellenklimas haben daher weiterhin die visuellen Wellenbeobachtungen. Sie beschreiben den Zustand des Seegangs durch die kennzeichnende Wellenhöhe mit weiteren abgeleiteten Parametern, denn verschiedene Untersuchungen (WIEGEL 1964; NEU 1976) haben gezeigt, daß die visuell beobachtete Wellenhöhe praktisch gleich der sog. „signifikanten oder kennzeichnenden Wellenhöhe“ ist. Hierbei entspricht die kennzeichnende

Wellenhöhe dem arithmetischen Mittel aus dem oberen Drittel der Wellenhöhen, eines Beobachtungszeitraums an einem Beobachtungspunkt.

Erkenntnisse, die aus Seegangsmessungen gewonnen wurden und in Beziehung zur kennzeichnenden Wellenhöhe eines Seegangs gesetzt werden können, wie z. B. durchschnittliche Wellenhöhe, maximale Wellenhöhe und Seegangenergie sind somit auf die visuell beobachteten Wellenhöhen anzuwenden. Ähnliches gilt auch für die beobachteten Wellenperioden. Auch beim Seegangsklima wird von Seiten der Technik häufig die Frage nach den in bestimmten Zeiträumen zu erwartenden Extremwerte der Wellenhöhe herangetragen (Abb. 3). Besonders im Küstenbereich stehen hierbei oft kleinräumige Betrachtungen im Vordergrund, da z. B. das sog. Shoaling, die Refraktion von Wellen und unterschiedliche Wasserstände zu berücksichtigen sind. Laufen nämlich Wellen in flacheres Wasser, so werden fast alle ihre Eigenschaften durch den Einfluß der Bodenreibung und der Bodenstruktur verändert. Dem Einfluß der Änderung der Wassertiefe wird durch den Shoaling-Koeffizienten Rechnung getragen, der Einfluß der Meeresbodenstruktur kann durch Zeichnen von Wellenrefraktionsdiagrammen abgeschätzt werden (Abb. 4). Hierbei wird angenommen, daß die Wellenenergie zwischen zwei Orthogonalen zu den Wellenkämmen konstant bleibt, daß also keine Energie in Kammrichtung verlagert wird. Die Energie und somit die Wellenhöhe nimmt ab bei Divergenz der Orthogonalen und umgekehrt.

WAVE CLIMATOLOGY

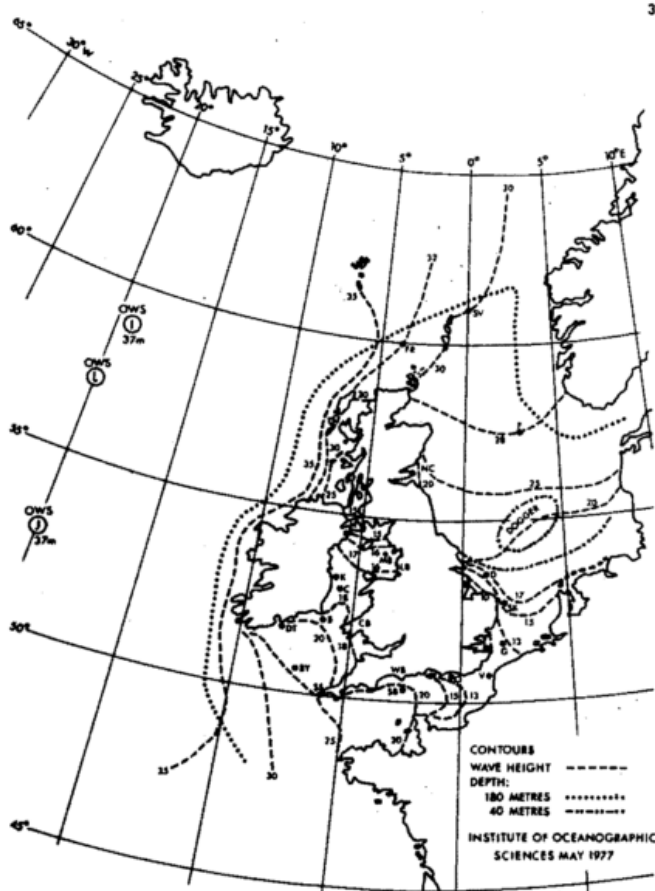


Abb. 3: Extreme Wellenhöhen, die nach Wahrscheinlichkeitsberechnungen innerhalb von 50 Jahren mindestens einmal erreicht oder überschritten werden können (Aus: „Ocean wave climate“, EARLE u. MALAHOFF 1976)

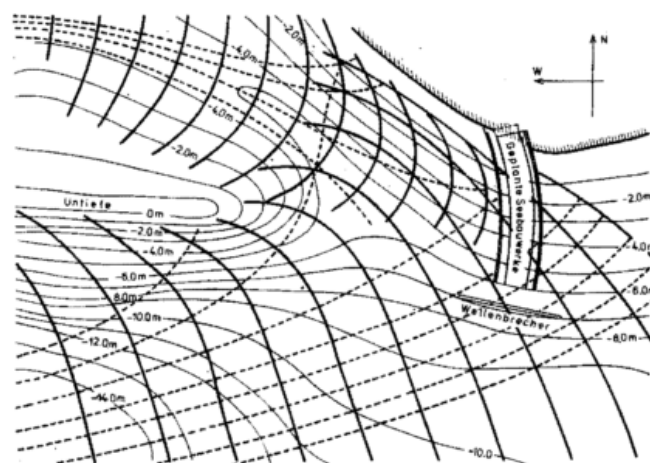


Abb. 4: Ausschnitt aus einem Refraktionsdiagramm für Wellen bestimmter Länge aus der Richtung West

Aussagen über die Elemente Wind und Seegang werden sowohl für die Planung von Bauwerken, für die Entwicklung von Spezial-Schiffen als auch für die Transportplanung wind- bzw. seegangsgefährdeter Güter gefordert. Andere Umweltgrößen, wie Wasser- und Lufttemperaturen oder Luftfeuchtigkeit werden für die technische Auslegung nautischer Instrumente oder den Transport temperaturabhängiger Ladung benötigt.

3 Analyse von Wetterereignissen

Trotz der fortgeschrittenen Schiffbautechnik, neuer Ladungsverfahren (Container, Barges u. a.) und der vielen neuen tech-

nischen Hilfsmittel an Bord treten bei schwerem Wetter immer wieder Schäden an der Ladung oder am Schiff durch Sturm und hohem Seegang und bedauerlicherweise sogar Totalverluste von Schiffen auf, wobei häufig Verletzte und Verluste von Menschenleben zu beklagen sind. Durch schlechte Sichtverhältnisse kommt es zu Kollisionen oder Strandungen.

In allen Fällen wetterbedingter Schiffsunglücke führt das Seewetteramt auf Anforderung Untersuchungen über die Wetter- und Seegangsverhältnisse zum Unglückszeitpunkt durch, die zur Klärung der Unfallursache beitragen sollen.

Aber nicht nur Schaden an Ladung oder Schiff führen zur Anforderung von Gutachten. Bei Zeitverzögerungen von Schiffen werden bei Angabe von Schiffspositionen auf der gesamten Route für jeden Tag die Umweltbedingungen in den entsprechenden Seegebieten untersucht.

Alle Gutachten enthalten außer der Beschreibung der Wetterlage möglichst genaue Angaben über Wind, Sicht und besondere Wettererscheinungen sowie kennzeichnende Wellenhöhen und Perioden der Windsee und der Dünung. Grundlage dieser Angabe sind sowohl routinemäßig erstellte Wetter- und Seegangskarten als auch speziell angefertigte Analysen aus zusätzlichen Beobachtungen, die gegebenenfalls mit Hilfe von Erfahrungsdigrammen (Abb. 5) und modernen Forschungserkenntnissen überprüft bzw. ergänzt werden.

Das Sachgebiet „Angewandte Maritime Meteorologie“ des Seewetteramtes hat somit einen weiten Aufgabenbereich, der die Aufbereitung eines umfangreichen meteorologischen und ozeanographischen Beobachtungsmaterials erfordert, die aufgrund sehr spezieller Fragestellung nicht immer mit routinemäßigen EDV-Mitteln durchgeführt werden kann. Neue technische Entwicklungen und verfeinerte Problemstellungen führen vielmehr immer wieder zu neuen Aufgaben, die mit angepassten Arbeitsmethoden gelöst werden.

Literatur

EARLE, M.D.; MALAHOFF, A.: Ocean wave climate. New York: Plenum Press 1976.

NEU, H. J. A: Wave climate of the North Atlantic. Dartmouth, Canada: Bedford Institute of Oceanography 1976.

WALDEN, H.: Die winderzeugten Meereswellen. T.1.2. Einzelveröff. Dt. Wetterd. Seewetteramt, Nr. ... (1958) (1969).

WIEGEL, R. L.: Oceanographical engineering. Englewood Cliffs/N. J.: Prentice Hall, Inc. 1964.

WMO: Handbook of wave analysis and forecasting. WMO — Nr. 446 (1976).

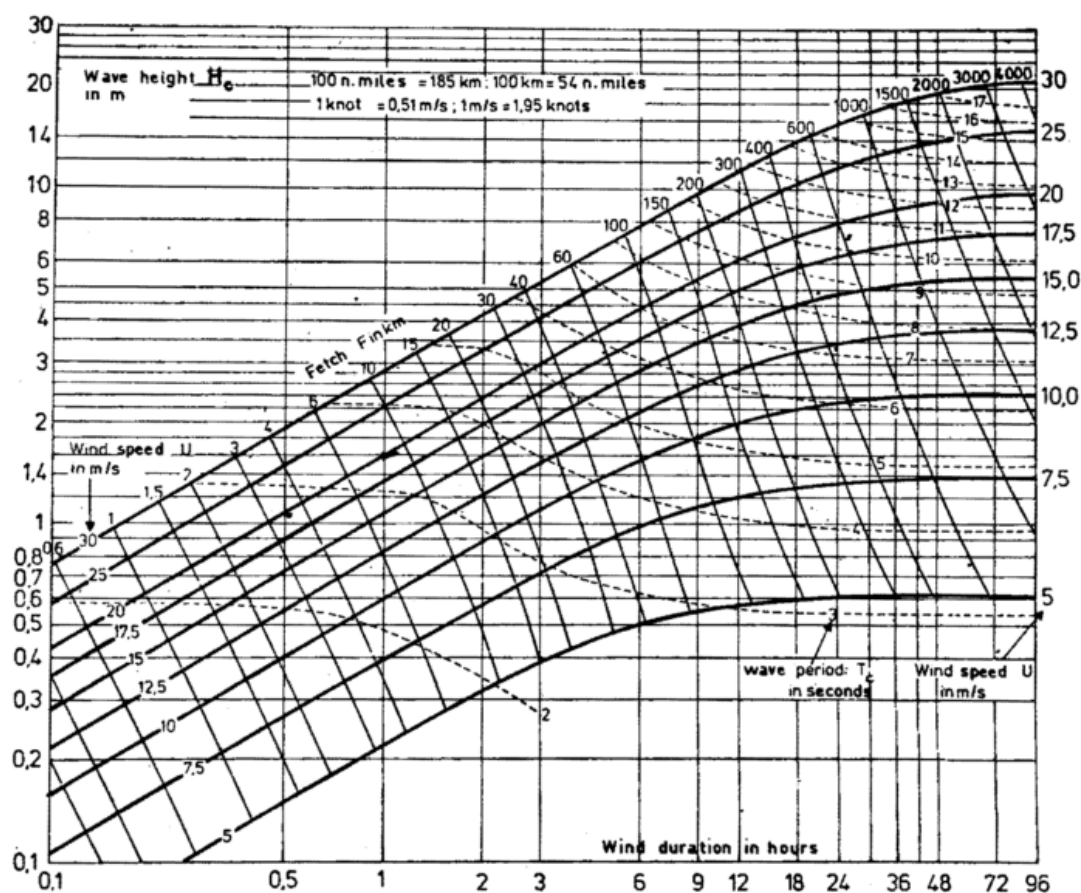


Abb. 5:
Diagramm zur Bestimmung von Wellenhöhen und Wellenperioden aus Windgeschwindigkeit, Winddauer und Windanlaufstrecke (Fetch) in tiefem Wasser.
(Aus: WMO — No 446).

Eisdienst

1 Aufgabe des Eisdienstes

Der Eisdienst des Deutschen Hydrographischen Instituts (DHI) informiert die an einer funktionierenden Winterschiffahrt in den eisbedeckten Meeresgewässern interessierte Öffentlichkeit, insbesondere Schiffsverkehrskreise, über die Eis- und Schiffsverkehrsverhältnisse dieser Regionen. Er sammelt die in der Eisperiode täglich einlaufenden Eisdaten (verschlüsselte Eismeldungen, Textberichte, Eiskarten) aus dem Nord- und Ostseeraum und ermittelt daraus die aktuelle Eislage. Aufgrund vorhersagbarer meteorologischer und ozeanographischer Parameter wird die Veränderung der Eislage vorausbestimmt.

2 Eisvorhersage

Grundsätzlich müssen für die Vorhersage der Eisbildung — des Gefrierens der Meeresgewässer — alle die bei der Abkühlung des Wassers wirksamen Wärmeaustauschvorgänge zwischen der Wasseroberfläche und der Luft, aber auch zwischen der Oberfläche und den tiefer liegenden Wasserschichten berücksichtigt werden. Dazu kommen noch in einigen Meeresgebieten advective Transportvorgänge, durch die wärmere oder kältere Wassermassen in das Vorhersagegebiet gelangen (z. B. Grönlandsee, Irmingersee, Neufundlandbankregion, zeitweise die Kieler Bucht und der Gulf of St. Lawrence), und die großräumige Eisdrift (Grönlandsee, Labradorsee). In der Praxis stößt die prognostische Erfassung aller Wärmeaustauschvorgänge auf so große Schwierigkeiten, daß eine Eisvorhersage auf diese Weise gegenwärtig nicht möglich ist. Man beschränkt sich daher auf diejenigen Austauschvorgänge, die in einem bestimmten Meeresgebiet dominieren.

Für die Abkühlung der westlichen Ostsee sind die vom Wasser in die Atmosphäre gehenden vertikalen Ströme der fühlbaren Wärme und der Verdampfungswärme sowie die advectiven Transportvorgänge in der See ausschlaggebend. Die vertikalen Wärmeströme erreichen im Winter bei den Großwetterlagen, die mit kalten Ost- und Nordostwinden über See verbunden sind, besonders große Werte. Ihr Anteil an der Abkühlung der See liegt zwischen 60 und 80 Prozent.

In der Abbildung 1 ist der Wärmeinhalt der oberen 10 m dicken Wasserschicht beim ehemaligen Feuerschiff „Kiel“ vom 4. Januar bis zum 16. Februar 1966, dem Beginn der Eisbildung, wiedergegeben (durchgezogene Kurve). Der Wärmeinhalt ist für eine Wassersäule von 10 m Höhe und 1 m² Querschnittsfläche aufgrund der täglichen Beobachtungen der Wassertemperatur und des Salzgehaltes nach der Formel berechnet worden:

$$J = c_{pw} \varrho_w \int_0^{10} t_w dt$$

Hierin bedeuten c_{pw} die spezifische Wärmekapazität des Wassers bei konstantem Druck, ϱ_w die Dichte des Wassers, t_w die Wassertemperatur bezogen auf den Gefrierpunkt von -1.0°C . Der vom Salzgehalt des Wassers abhängige Gefrierpunkt liegt in der Kieler Bucht im Winter zwischen -0.9 und -1.3°C .

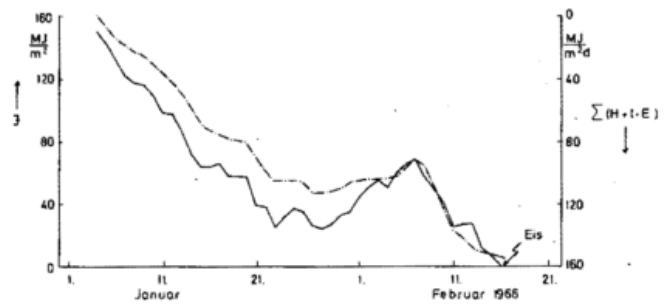


Abb. 1: Der Wärmeinhalt einer Wassersäule von 10 m Höhe bezogen auf die Gefriertemperatur von -1.0°C (durchgezogene Linie) und die Summenkurve der täglichen vertikalen Ströme der fühlbaren und latenten Wärme (gestrichelte Linie) beim Feuerschiff „Kiel“ vom 4. Januar bis 16. Februar 1966, dem Beginn der Eisbildung. Die Zunahme der Summenkurve bedeutet Abkühlung der Wasseroberfläche.

Außerdem ist in der Abbildung die Summe der täglichen vertikalen Ströme der fühlbaren Wärme H und der Verdampfungswärme $l \cdot E$ dargestellt (gestrichelte Kurve). Die Wärmeströme wurden nach folgenden Formeln berechnet:

$$H = c_{pL} \varrho_L c_H (t_0 - t_{10}) u_{10}$$

$$lE = \varrho_L c_E (q_0 - q_{10}) l u_{10}$$

Hierin sind c_{pL} die spezifische Wärmekapazität der Luft bei konstantem Druck, ϱ_L die Luftdichte, c_H und c_E der turbulente Transportkoeffizient der fühlbaren Wärme und der Verdampfungswärme, t_0 und t_{10} die Temperatur an der Wasseroberfläche und in 10 m Höhe, u_{10} die Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe, q_0 und q_{10} die spezifische Feuchte an der Wasseroberfläche und in 10 m Höhe, l die latente Wärme.

Der Vergleich der beiden dargestellten Kurven zeigt, daß der Wärmeverlust der 10 m hohen Wassersäule in dem betrachteten Zeitraum ziemlich genau der durch die vertikalen Wärmeströme berechneten Wärmeabgabe an die Atmosphäre entsprach. Der Einfluß der advectiven Transportvorgänge ist besonders in der Zeit vom 31. Januar bis zum 5. Februar erkennbar, in der die Zunahme des Wärmeinhalts der Wassersäule erheblich größer war als die atmosphärische Erwärmung.

Die Vorhersage der ersten Eisbildung bedeutet in der Praxis die Vorhersage der Änderung des Wärmeinhalts einer Wasserschicht. Diese beruht zur Zeit auf der Vorausberechnung der vertikalen Wärmeströme an der Wasseroberfläche, sofern die dafür verantwortlichen meteorologischen Parameter vorhersehbar sind. Die prognostische Erfassung der advectiven Transportvorgänge im Meer ist vorläufig noch nicht möglich. Im Prinzip werden an die Genauigkeit der Vorhersage der meteorologischen Parameter hohe Anforderungen gestellt, die für den vom Eisdienst gewünschten Vorhersagezeitraum von drei Tagen wohl kaum zu erfüllen sind.

Der Ausdruck H wird aufgrund der mit dem jeweiligen Schwankungsbereich vorhersagbaren Lufttemperatur und Windgeschwindigkeit, der für einen Tag als konstant angenommenen Wasseroberflächentemperatur und der übrigen feststehenden Größen für drei Tage vorausberechnet. Die für die Berechnung des Ausdruckes I-E erforderliche spezifische Feuchte kann zur Zeit nicht vorhergesagt werden. Da der Unterschied zwischen H und I-E meistens klein ist, werden für I-E dieselben wie für H berechneten Beträge verwandt.

Nachdem auf See verbreitet Neueis entstanden ist, ist für die Beurteilung der zukünftigen Schiffsverkehrsverhältnisse im Eis die Beantwortung der Frage nach dem Zeitpunkt der Ausbildung einer 10 bis 15 cm dicken Eisdecke wichtig. Derartig dickes und ziemlich geschlossenes Eis behindert Schiffe mit geringer Maschinenkraft. Im Prinzip kann diese Frage mit Hilfe einer empirischen Formel des Eisdickenwachstums beantwortet werden, in der die vorauszuberechnende Eisdicke von der Eisdicke in einem bestimmten Anfangszustand und der auf den Gefrierpunkt des Wassers bezogenen Kältesumme abhängt. In der Praxis ist aber das Verfahren häufig nicht durchführbar, weil eine dünne Eisdecke durch die Windeinwirkung zerbrochen wird und die entstehenden Eisschollen vertrieben werden. In den offenen Stellen der See bildet sich dann bei andauerndem Frost wieder Neueis.

Der schwedische und der finnische Eisdienst benutzen für die Vorhersage der Eisdrift im Bottnischen Meerbusen im Routinebetrieb ein gut funktionierendes Eisdriftmodell. Da die Strömung in diesem Meeresgebiet im Gegensatz zur westlichen Ostsee keine wesentliche Rolle spielt, genügt zur Vorhersage der Oberflächenwind. Die auf die Eisfelder wirkenden Kräfte lassen sich leicht bestimmen, und die das Verhalten der Eismasse in den Feldern beschreibenden Gleichungen werden aufgrund der täglichen Eisbeobachtungen (Eiskonzentration und Eisdicke sowie Form und Topographie des Eises) und einiger empirisch bestimmter Koeffizienten gelöst. Es werden für einen zweitägigen Zeitraum die Richtung und Stärke der Eisdrift sowie die Änderung der Eiskonzentration vorhergesagt. Die Vorhersage der Bildung von Preßeisrücken, die für die Empfehlung von Schiffsverkehrswegen in eisbedeckten Gebieten sehr wichtig ist, wird für den Routinebetrieb angestrebt. Die Vorhersage der verschiedenen Vereisungszustände des Bottnischen Meerbusens geschieht mit statistisch-empirischen Verfahren für einen fünftägigen Zeitraum.

Die von den Eisdiensten Finnlands, Schwedens und des Deutschen Hydrographischen Instituts angefertigten Eishorhersagen werden in Textform über das Globale Telekommunikationssystem (GTS) und auf dem Postweg, zum Teil auch über den Bildfunk verbreitet.

3 Eisverhältnisse im Nordwestatlantik

Die kürzesten Schiffsrouten von den westeuropäischen Häfen zur Ostküste Nordamerikas führen über die Grand Banks und vorbei an Cape Race, der Südostspitze Newfoundlands. Zu den Häfen des Gulf of St. Lawrence stehen alternativ die Routen durch die Strait of Belle Isle im Norden und durch die Cabot Strait im Süden zur Verfügung. Lassen schon die Wetterverhältnisse auf dem Nordatlantik nicht immer die kürzeste Routenwahl zu, so ergeben sich in der ersten Jahreshälfte aus dem Eisberg- und Treibeisvorkommen im Nordwestatlantik

weitere Einschränkungen bei der Routenwahl. Dabei führen die Eisberge infolge der Kollisionsmöglichkeiten zu einer direkten Gefährdung der Schifffahrt. Besonders gefährlich sind ihre Abschmelzstadien, Eisbergstücke und Growlers, die sich visuell und mit Radar nur in den seltensten Fällen innerhalb von rauherer See ausmachen lassen. Dichteres und gröberes Treibeis, das in den Monaten Februar bis Mai bis zu 250 sm ost-südöstlich von Cape Race auftreten kann, bedingt bei der Durchfahrt eine Fahrtreduzierung auf ein Drittel bis ein Viertel der normalen Geschwindigkeit. Es ist daher in der Regel ökonomischer, bereits bei Beginn der Transatlantikfahrt den südöstlichsten Punkt des Treibeisvorkommens anzusteuern, als Eisfelder zu durchfahren bzw. „vor Ort“ Umwege in Kauf zu nehmen.

Eisberge können zwar das ganze Jahr über in den Bereich der Grand Banks östlich Neufundlands treiben, die eigentliche Saison umfaßt mit durchschnittlich 95% der beobachteten Gesamtmenge aber nur die Monate März bis Juli (vgl. Abb. 2). Da in diese Monate auch das Maximum der berüchtigten Neufundlandnebel und die Hauptfischfangsaison fallen, verstärkt sich die Unfallgefahr noch. Die Anzahl der Eisberge wird wesentlich durch die meteorologischen und hydrographischen Umweltbedingungen auf dem Driftweg bestimmt. Der entscheidende Faktor ist häufig jedoch der Eisbergvorrat, der im Winter an der Labradorküste und im Bereich der Davis Strait bereitsteht für die letzte Etappe der im Mittel 1800 sm langen und drei bis vier Jahre dauernden Drift der Eisberge von den Gletschern Westgrönlands bis zu den Grand Banks. Die Größenordnung dieses Vorrats hängt von so vielen Faktoren ab, daß sich nicht immer eindeutige Beziehungen zwischen dem Charakter einer Eisbergsaison und den jeweiligen Umweltbedingungen herstellen lassen. Das erklärt auch die große Schwankungsbreite in der Anzahl der Eisberge, die über den 48. Breitenkreis hinweg in den Bereich der Transatlantikrouten hineintreiben (vgl. Abb. 2). Selbst bei günstigen Umweltbedingungen für eine verhältnismäßig lange „Lebensdauer“ in südlicheren Breiten (niedrige Luft- und Wassertemperaturen, große Meeresflächen, ablandige Winde, geringer Seegang) sind leichte Saisons möglich, wenn zu wenig Eisberge im Norden zur Verfügung stehen. Die genannten günstigen Umweltbedingungen sind häufig jedoch mit einem verstärkten Luftdruckgradienten von der kanadischen Ostküste nach Grönland gekoppelt. Dadurch wird die Eisbergdift beschleunigt, so daß sich das Einzugsgebiet für den Eisbergvorrat der bevorstehenden Saison weiter nordwärts bis in die südliche Baffin Bay ausdehnen kann. Beobachtungen haben gezeigt, daß die Eisberge entlang der Labradorküste durchschnittlich 3 sm bis 6 sm pro Tag südwärts treiben. Bei einer erheblichen Intensivierung des Labradorstroms sind jedoch auch Driftgeschwindigkeiten bis zu 20 sm pro Tag möglich.

Außergewöhnliche Verhältnisse waren z. B. im Winter 1983 gegeben (Abb. 3). Durch die erhebliche Verstärkung des Islandtiefs (op für Januar ca. -15 hPa) wurde die Zufuhr von Kaltluft in den Bereich der Labradorsee derart intensiviert, daß dort an den Küstenstationen fast überall „Rekordkälte“ registriert wurde. Die Abweichungen von den mittleren Monatstemperaturen gingen bis zu $-16 \pm$ C. Diese extremen Verhältnisse blieben natürlich nicht ohne Auswirkungen auf die Eisbedeckung in den angrenzenden Seegebieten, die verbreitet die bisher beobachteten Grenzen für die maximale Ausdehnung übertraf. Der anomale Luftdruckgradient zwischen La-

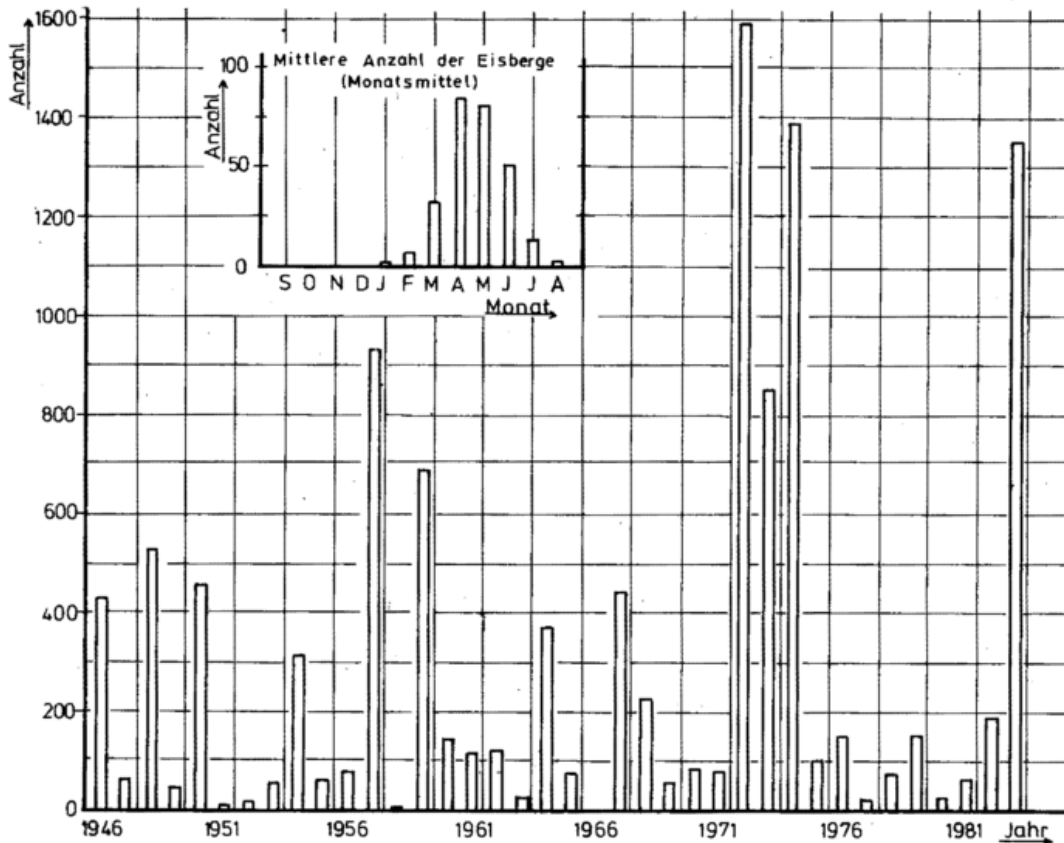


Abb. 2:
Anzahl der Eisberge im
Nordwestatlantik südlich
von 48°N.

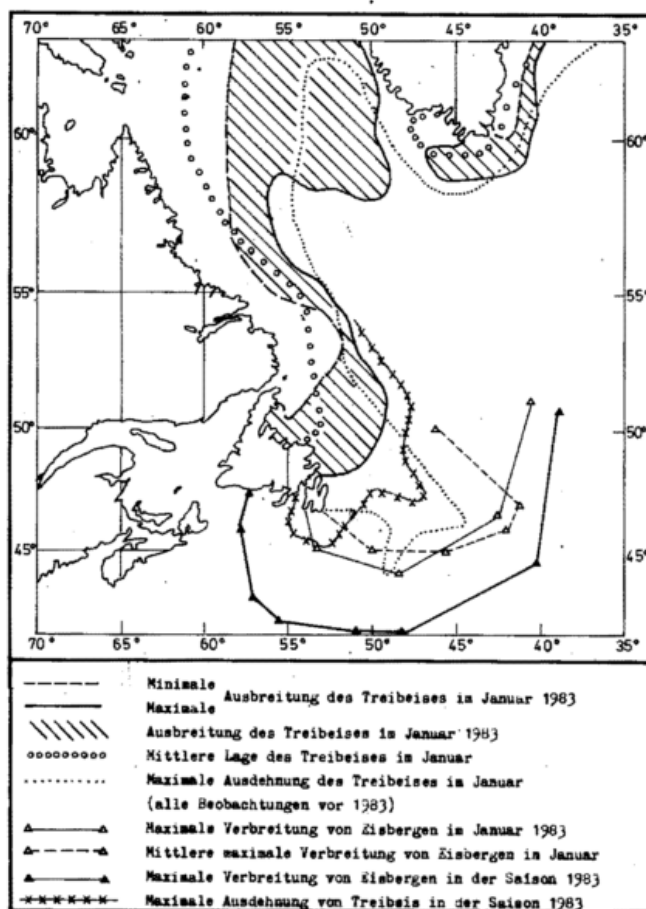


Abb. 3: Verbreitung von Treibeis und Eisbergen 1983.

brador und der Irmingersee beschleunigte nicht nur den Transport von kaltem Oberflächenwasser und Treibeis nach Süden, sondern auch die Eisberge gelangten in günstigen Umweltbedingungen beschleunigt südwärts. Einzelne Eisberge erreichten bereits Ende Januar 1983 den Südtteil der Grand Banks. Insgesamt passierten 11 Eisberge den 48. Breitenkreis, die zweithöchste Zahl seit 1946. Wenn sich auch die Temperatur- und Luftdruckanomalien in den Folgemonaten abschwächten, waren doch die Weichen für eine schwere Eisbergsaison gestellt. Bis in den August hinein gefährdeten insgesamt 1351 Eisberge die Schifffahrt. Damit steht die Saison 1983 auf dem 3. Rang seit 1946.

Die International Ice Patrol der U.S. Coast Guard, der seit 1913 die Eisbergüberwachung im Bereich der Transatlantikrouten obliegt, verbreitet während der Saison 12stündlich Bulletins mit den östlichsten und südlichsten Eisbergpositionen. Diese werden von Termin zu Termin mit Hilfe eines Strömungsmodells und einer 12stündigen Windvorhersage hochgerechnet. Da nur ein Teil des für eine genaue Driftberechnung notwendigen Parameter operationell zur Verfügung steht, werden die berechneten Positionen mit zunehmender Zeitdifferenz zum Sichtdatum auch zunehmend ungenauer und sind nach mehr als fünf Tagen kaum noch verlässlich. Zusätzlich zu den Eisbergpositionen enthalten die Bulletins Angaben über die Treibeisverteilung, die überwiegend vom kanadischen Eisdienst erfaßt wird. Diese Informationen werden vom Eisdienst des DHI in eine Eiskarte für den Westatlantik umgesetzt. Sie wird von der Faksimile-Funkstelle Quickborn/Pinneberg täglich als Navigationshilfe für westgehende Schiffe ausgestrahlt,

Literatur

HASSE, L.: Zur Bestimmung der vertikalen Transporte von Impuls und fühlbarer Wärme in der wassernahen Luftschicht über See. *Hamburger Geophys. Einzelschr. H. 11* (1968).

LEPPÄRANTA, M.: An ice drift model for the Baltic Sea. *Tellus 33* (1981) S. 583—596.

SCOBIE, R. W.: International Ice Patrol Operations 1972 — Why so many icebergs? In: International Commission for the Northwest Atlantic Fisheries (ICNAF), Spec. Publ. Nr. 11 (1975) S. 79—93.

STRÜBING, K.: Eisberge im Nordatlantik — 60 Jahre International Ice Patrol. *Seewart 35* (1974) H. 1, S. 1—14 u. H. 3, S. 103—126.

7 G. OLBRÜCK Maritim-meteorologische Forschungsprogramme

Das Globale Atmosphärische Forschungsprogramm GARP (Global Atmospheric Research Programme) der Weltorganisation für Meteorologie (WMO) bildete in den sechziger und siebziger Jahren die Basis für maritime Forschungsaktivitäten (s. GARP Publication Series Nr. 1 ff.). Die wesentlichen Ziele von GARP lagen in einem besseren Verständnis physikalischer Prozesse der allgemeinen atmosphärischen Zirkulation sowie in der Formulierung weiterentwickelter physikalisch-mathematischer Modelle der Atmosphäre.

Neben dem Studium der großskaligen Dynamik der Atmosphäre wurden in zahlreichen Unterprogrammen (Subprogrammes) die physikalischen Prozesse in kleineren Skalenbereichen (subgrid phenomena) als durch die globalen Beobachtungssysteme erfaßbar untersucht. Hierzu gehören die meso- (10^3 bis $5 \cdot 10^5$ m) und mikro- (10^{-3} bis 10^3 m) skaligen Turbulenzvorgänge der Atmosphäre sowie die im molekularen Bereich stattfindenden Strahlungsprozesse als Energiequellen und -senken der großskaligen (ab $5 \cdot 10^5$ m) atmosphärischen Erscheinungen. Die in verschiedenen Gebieten der Weltmeere durchgeführten internationalen Untersuchungen der Energie-Austauschprozesse zwischen unterschiedlichen Skalenbereichen der atmosphärischen Bewegung führten zu wertvollen Parametrisierungsansätzen unter Verwendung der großskaligen Variablen.

In den Rahmen der GARP-Unterprogramme gehören Forschungsexperimente wie BOMEX (Barbados Oceanographic and Meteorological Experiment), TROPEX (Tropical Experiment), MONEX (Monsoon Experiment), WAMEX (West African Monsoon Experiment), AMTEX (Air Mass Transformation Experiment) und POLEX (Polar Experiment). Der wissenschaftliche Beitrag der Bundesrepublik Deutschland konzentrierte sich auf die folgenden maritimen Feldexperimente:

1 APEX/ATEX 1969 (Atlantisches Passat Experiment/ Atlantic Trade-Wind Experiment)

Der Problemstellung nach schloß sich die APEX-Expedition eng an die Atlantische Expedition 1965 IQSY (International Quiet Sun Year). Eine dreiwöchige Driftfahrt im NO-Passat, bei der vier Forschungsschiffe — „METEOR“, „PLANET“, „DISCOVERER“ und „HYDRA“ — ein Dreieck mit einer mittleren Seitenlänge von 400 sm bildeten, diente der Untersuchung nachfolgender Aufgabenstellung:

1. Strukturanalyse der Windgeschwindigkeit, Temperatur und Luftfeuchte in der Passatgrundströmung (Mikrobereich).
2. Untersuchung der zeitlichen Variationen der meteorologischen Parameter und der dynamischen und thermodynamischen Prozesse im Periodenbereich von 12 Stunden bis zu einigen Tagen (Mesobereich).
3. Bestimmung des Energiehaushaltes der Hadleyzelle über dem Meer.

Hierzu wurden umfangreiche aerologische Sondierungen mit freifliegenden und gefesselten Ballonen durchgeführt, wobei der durch die halbtägige Druckwelle hervorgerufene Konvergenz-Divergenz-Zyklus in den Extremwerten und Wendepunkten erfaßt wurde. Die gestarteten Albedo- und Infrarot-Sonden lieferten Meßdaten zur Erfassung des kurz- und langwelligen Strahlungsstroms. Der vertikale Impuls- und Wärmestrom unmittelbar über der Wasseroberfläche wurde durch Bojenmessungen bestimmt.

2 GATE 1974 (GARP Atlantic Tropical Experiment)

Das tropische Experiment GATE wurde in Promet 4'75 und 1'76 ausführlich beschrieben. Die Zielsetzung des Experiments war durch das GARP-Organisationskomitee wie folgt definiert worden:

„GATE ist geplant worden, um die innere Struktur zahlreicher „cloud cluster“ zu beschreiben, um den vertikalen und horizontalen Transport von Wärme, Feuchte und Impuls in diesen Systemen zu bestimmen und auf die Bewegungen der tropischen Atmosphäre in einem größeren Skalenbereich zu beziehen.“

Das zentrale Anliegen von GATE lag somit in einer brauchbaren Parametrisierung der tropischen Konvektion, deren Mechanismus sich durch die folgenden beiden extremen Modellversionen umreißen läßt:

- a) Die Konvektion ist an sehr lange troposphärische oder stratosphärische Wellen gebunden oder wird von diesen ausgelöst.
- b) Reibungsbedingte Konvergenzen der oberflächennahen Luftströmung induzieren und bestimmen die Großkonvektion.

3 JASIN 1978 (Joint Air-Sea Interaction Project)

JASIN fand als erstes außertropisches Feldexperiment auf dem Nordostatlantik zwischen Rockall-Plateau und schottischer Westküste statt. Die Expedition führte folglich in ein Seegebiet, in dem der Durchzug atmosphärischer Fronten die Wechselwirkungsprozesse beherrscht und in dem die Struktur der Grenzschichten und die Trägheitsperiode wegen der höheren geographischen Breite von den Tropen abweichen. Die wesentlichen Forschungsziele lassen sich wie folgt zusammenfassen:

1. Beobachtung und Unterscheidung physikalischer Prozesse, die Vermischungsvorgänge in der atmosphärischen und ozeanischen Grenzschicht verursachen, und deren Beziehungen zu mittleren Eigenschaften der Grenzschichten.
2. Untersuchungen zum Impuls- und Wärmehaushalt der atmosphärischen und ozeanischen Grenzschicht und zu den Energie- und Impulsflüssen durch die Meeresoberfläche.

4 FGGE 1979 (First GARP Global Experiment)

Als letztes tropisches Experiment unter deutscher Beteiligung und gleichzeitig als Abschluß des globalen WMO-Forschungsprogramms GARP fand mit Hilfe einer koordinierten internationalen Unternehmung eine weltweite Beobachtung der Atmosphäre und der Meeresoberfläche statt. Unter Verwendung und Ausbau konventioneller Beobachtungssysteme — driftende Bojen und Ballone, Drop-Sonden von Ballonen und Flugzeugen, mobile meteorologische Stationen auf Handelsschiffen, Satelliten — wurde ein umfangreiches Datenmaterial zur Beantwortung folgender Problemstellungen gewonnen:

- a) Verständnis der atmosphärischen Bewegungen zur Entwicklung realistischer Modelle für die Wettervorhersage sowie Erfassung ihrer Aussagegrenzen;
- b) Entwurf eines optimalen meteorologischen Beobachtungssystems für die routinemäßige numerische Vorhersage der großskaligen Elemente der allgemeinen Zirkulation;

c) Untersuchung der physikalischen Mechanismen, die den Klimaschwankungen im Zeitbereich von einigen Wochen bis zu einigen Jahren zugrunde liegen, und Entwicklung sowie Prüfung von Klimamodellen.

Mit der letzten Themenstellung leitete das GARP Activities Office der WMO bereits zu den Inhalten des nachfolgenden Weltklimaprogramms **WCP (World Climate Programme)** (s. WMO-No. 540) über, das auf der Weltklimakonferenz WCC (World Climate Conference) im Februar 1979 vorbereitet und dem 8. Weltkongress für Meteorologie im April/Mai 1979 zur Annahme vorgelegt wurde. Dem WCP ist ein **World Climate Research Programme (WCRP)** angegliedert, das sich neben der Strahlung, der Bewölkung, dem Eis und dem Kohlendioxid mit der Wechselwirkung Ozean/Atmosphäre befaßt, da durch die hohe Speicherkapazität des Ozeans einerseits und die Möglichkeit, Wärme durch Meeresströmungen zu transportieren andererseits die Ozeane auf das Klima einwirken.

5 KONTUR 1981 (Konvektion/Turbulenz)

Im Rahmen dieser Zielsetzung wurde das KONTUR-Experiment im Seegebiet der Deutschen Bucht durchgeführt. Der Teil „Konvektion“ beinhaltete sowohl Studien von Cumulus- und hochreichender Konvektion als auch die Untersuchung von Wolkenstraßen und geordneten Zirkulationen, z. B. von Rollwirbeln in der atmosphärischen Grenzschicht (s. Beitrag 9). Der „Turbulenz“-Teil enthielt Untersuchungen nicht nur in der etwa 20 m mächtigen wassernahen Prandtl-Schicht, sondern in der gesamten etwa 500 m mächtigen atmosphärischen Reibungsschicht, der sog. Ekman-Schicht. Die Prozesse, die in dem Feldexperiment KONTUR erfaßt wurden, gehören zu den mesoskaligen Prozessen, die in den maritimen Meßnetzen der Wetterdienste traditionell nicht erfaßt werden. Die Reihe der maritimen Expeditionen wird 1984 mit einem Ostatlantik-Experiment fortgesetzt, bei dem die zur Aufbereitung von Satellitendaten erforderliche vertikale Feuchteverteilung in der Atmosphäre durch Radiosonden erfaßt und die



Abb. 1:
Die Erscheinung der Bifurkation bei der Verbrennung chemischer Abfälle auf See bei 1200 °C.

Obwohl diese Forschungstätigkeiten vor allem der Verbesserung der atmosphärischen Vorhersagemodelle dienen, wird gerne ein Unterschied zur „anwendungsbezogenen“ Forschung gemacht, zu der Projekte gehören, die zur Lösung spezieller Probleme in der wetterdienstlichen Praxis durchgeführt

8 Die maritime Grenzschrift

schließt eine Aussage über den atmosphärischen Feuchtetransport die maritime Grenzschicht als Bindeglied zwischen Wasseroberfläche und freier Atmosphäre ein. Darüber hinaus sind die dynamischen und energetischen Prozesse in der maritimen Grenzschicht bei der Entwicklung von mathematisch-physikalischen Modellen der allgemeinen atmosphärischen Zirkulation von besonderem Interesse. Die komplexen Wechselwirkungen zwischen der großskaligen atmosphärischen Zirkulation und den kleinskaligen turbulenten Prozessen in der planetarischen Grenzschicht lassen sich jedoch nur in parametrisierter Form beschreiben.

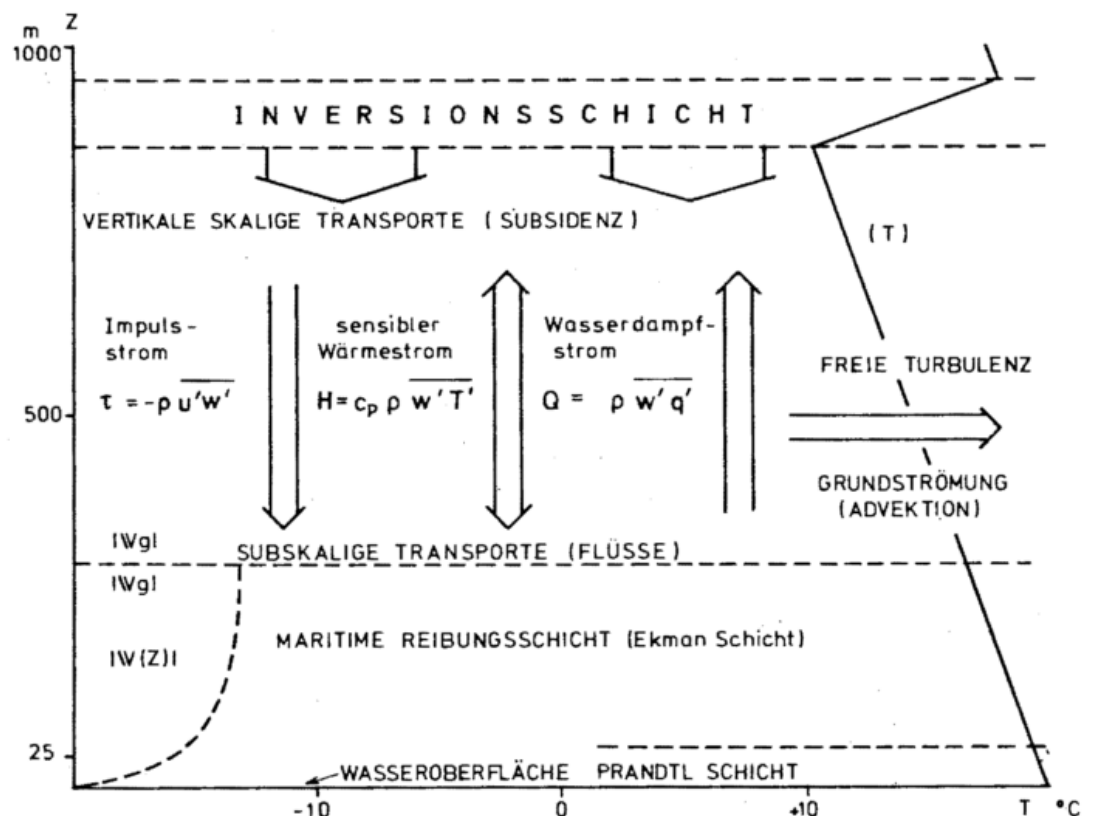


Abb. 1:
Die physikalischen
Prozesse in der maritimen
Grenzschicht bei An-
wesenheit einer organi-
sierten Konvektion.

1 Definition der maritimen Grenzschicht

Die Definition der maritimen Grenzschicht als derjenigen Schicht, in der „die Einflüsse der Meeresoberfläche auf die dynamischen und thermodynamischen Prozesse noch meßbar festgestellt werden können“ (AUGSTEIN 1981), trennt den empirischen Meteorologen von den Theoretikern, für die die planetarische Grenzschicht allein aus der Zusammenfassung von Prandtl- und Ekman-Schicht besteht (FORTAK 1968). Die Ergebnisse aus den großen internationalen Feldexperimenten BOMEX (Barbados Oceanographic and Meteorological Experiment), ATEX (Atlantic Trade Wind Experiment), GATE (GARP Atlantic Tropical Experiment), JASIN (Joint Air-Sea Interaction Experiment) und KONTUR (Konvektion/Turbulenz) lassen es jedoch physikalisch sinnvoll erscheinen, neben dem reibungsbedingten Anteil bei der Definition der planetarischen Grenzschicht auch den Bereich, in den hinein die turbulenten Transporte von sensibler und latenter Wärme führen, zu berücksichtigen. Instationäre Prozesse wie Frontdurchgänge oder großskalige organisierte Konvektion sind in der Definition der Grenzschicht ausgeschlossen.

Die Darstellung der maritimen Grenzschicht enthält somit außer der maritimen Reibungsschicht, deren Höhe entsprechend der Rauigkeit der Meeresoberfläche allgemein unter 500 m liegt, eine weitere Schicht, deren vertikale Erstreckung durch die kleinräumigen turbulenten Transporte gegeben ist. Die obere Begrenzung der maritimen Grenzschicht wird durch eine Temperaturinversion markiert, die meist von einem deutlichen Feuchterückgang begleitet ist. Die Höhe dieser Inversion, die sowohl täglichen als auch jahreszeitlichen Schwankungen unterliegt, reicht von wenigen hundert Metern in den polaren Breiten bis etwa 2000 m im Übergangsbereich zur Intertropischen Konvergenzzone (ITCZ). Da die turbulenten Transporte fühlbarer und latenter Wärme in Richtung des vertikalen Temperatur- und Feuchtegefälles verlaufen und

dem Gefälle proportional sind, läßt die beobachtete Umkehr der Gradienten in Höhe der Inversion die Flüsse der genannten Eigenschaften gegen Null gehen. Damit ist die maritime Grenzschicht als atmosphärische Schicht zwischen Wasseroberfläche und Grenzschicht-Inversion definiert. In den langjährigen aerologischen Beobachtungsreihen der atlantischen Wetterschiffe wurde im Jahresmittel bei über 60% der vorliegenden Sondierungen eine Grenzschichtinversion (JASIN-Report 1977) angetroffen. Die Passatinversion, vor allem im Bereich von ozeanischen Auftriebsgebieten, weist demgegenüber ein weitaus höheres Vorkommen und eine größere Beständigkeit auf.

2 Eigenschaften der maritimen Grenzschicht

Aus der vorausgegangenen Definition der maritimen Grenzschicht geht hervor, daß die Turbulenz als Grundmechanismus des Impuls- und Wärmeaustauschs zwischen der Wasseroberfläche und der freien Atmosphäre als die wesentliche Eigenschaft dieser atmosphärischen Schicht genannt werden muß.

Im Gegensatz zur planetarischen Grenzschicht über Land unterliegt die maritime Grenzschicht mit Ausnahme der Tropengebiete keinem ausgeprägten Tagesgang (Abb. 2 a, b). Folglich ist die horizontale Advektion über See der entscheidende Mechanismus, der die Stabilität der Dichteschichtung und damit die Intensität und vertikale Ausrichtung der Energietransporte bestimmt.

Eine weitere spezifische Eigenschaft der maritimen Grenzschicht liegt darin, daß ihre untere Grenzfläche eine bewegliche Wasseroberfläche ist. Der Impulsübergang von der Atmosphäre an die Wasseroberfläche führt somit nicht zur Vernichtung (Dissipation) von Bewegungsenergie, sondern zu einer Übertragung an Seegang und Meeresströmung, wobei der

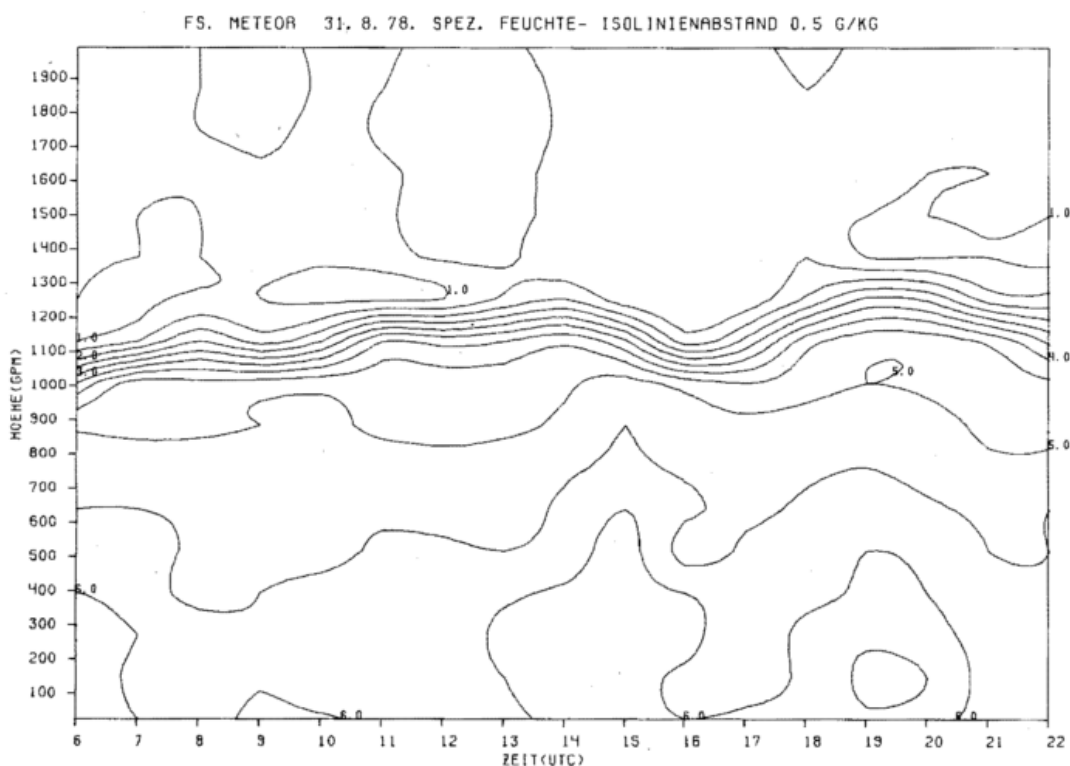


Abb. 2a:
Zeit-Höhen-Schnitt der
spezifischen Feuchte aus
15 Radiosondenaufstiegen
am 31.08.1978 auf der
Position des FS „Meteor“
bei 59 N 12,5 W.

Seegang seinen Anteil letztlich ebenfalls an die mittlere Bewegung der oberflächennahen Wasserschicht — ozeanische Grenzschicht — abgibt. Der Impulsübergang zwischen Atmosphäre und Ozean ist folglich ein Antriebsmechanismus für die Zirkulation der Meere.

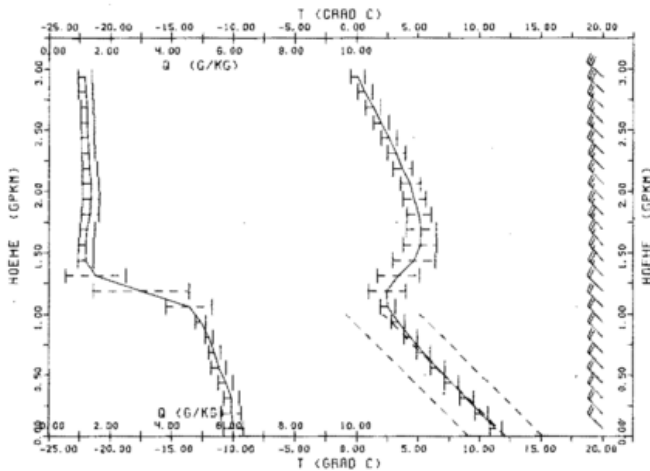


Abb. 2b: Mittlere vertikale Temperatur-, Feuchte- und Windverteilung mit Streuung aus 15 Radiosondenaufstiegen am 31.08.78 auf der Position des FS „Meteor“ bei 59 N, 12,5 W.

Die im Zusammenhang mit der Bestimmung vertikaler Windprofile über See interessierende Rauigkeit der unteren Grenzfläche ist variabel, da der Zustand der Wasseroberfläche jeweils von der herrschenden Windgeschwindigkeit und der Stabilität der Dichteschichtung abhängt. Die an der Meeresoberfläche ansetzende Schubkraft τ :

$$\tau = \rho C_D U^2$$

ist abhängig von der Luftdichte ρ und der Windgeschwindigkeit U . Die Advektion von Kaltluft führt infolge der größeren Dichte bei gleichen Windstärken gegenüber der Warmluft zu einer höheren Schubkraft. Gleichzeitig bewirkt die quadratische Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit, daß der Durchgriff höherer Windgeschwindigkeiten bei labiler Schichtung von erheblichem Einfluß auf den Zustand der Wasseroberfläche ist.

Der Reibungskoeffizient C_D zeigt ebenfalls eine leichte Abhängigkeit von der Schichtung und der jeweiligen Windgeschwindigkeit (HASSE 1978). So wird bei der Advektion von Warmluft die aus dem Seegang geschätzte Windgeschwindigkeit meist um eine Windstärke zu niedrig bestimmt. Die genannten Abhängigkeiten erklären, daß man auf See keinen festen Rauigkeitsparameter verwenden kann.

3 Die Reibungsschicht (Prandtl- und Ekman-schicht)

Die Verhältnisse in der Reibungsschicht werden in den meisten veröffentlichten Theorien als barotrop angesehen. Die hierin enthaltenen vereinfachenden Annahmen beinhalten eine mit der Höhe konstante Luftdichte, konstante horizontale Druckgradienten, horizontale Homogenität und Beschleunigungsfreiheit. Diese Bedingungen werden in gewisser Annäherung in der Kernzone des Passats angetroffen, wo nach AUGSTEIN (1981) die Windgeschwindigkeit von 10 m Höhe bis zu einem mittleren Maximum in 500 m Höhe im Mittel um gut 2 m/s zunimmt, verbunden mit einer Richtungsänderung im Sinne der Ekman-Spirale um etwa 7 Grad.

In Wirklichkeit ist jedoch auch die untere Schicht der Atmosphäre vor allem in den gemäßigten Breiten mehr oder weniger baroklin. So drehte der Wind während des JASIN-Experiments bei Kaltluftadvektion über den Höhenbereich 10 m bis 428 m im Mittel um 9 Grad nach links und kompensierte die reibungsbedingte Ekmansche Rechtsdrehung völlig, wogegen bei Warmluftadvektion eine verstärkte Rechtsdrehung im Mittel von 12 Grad beobachtet wurde. Die zugehörigen Änderungen der Windgeschwindigkeit wurden mit 1,55 m/s bei Rückdrehung und 2,03 m/s bei Rechtsdrehung ermittelt. Die Struktur niedertroposphärischer Windmaxima am Oberrand der Reibungsschicht, die sich aus der Wirkung der Grenzflächenreibung auf das geostrophische Strömungsfeld erklären lassen, wird an zwei Beispielen (Abb. 3) aus dem JASIN-Datensatz in Abhängigkeit von der Stabilität der Dichteschichtung wiedergegeben. Danach ist die Advektion von Warmluft in vergleichbaren Geschwindigkeitsbereichen von einem wesentlich flacheren Windmaximum begleitet als im Falle der Kaltluftadvektion, wo die extremen horizontalen Geschwindigkeitskomponenten über eine wesentlich breitere Schicht ausgetauscht werden.

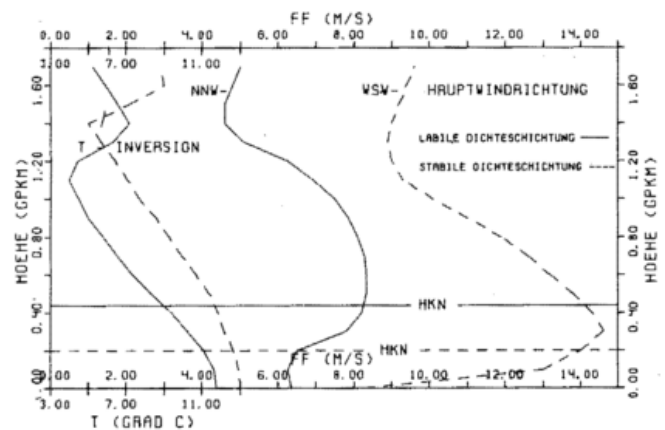


Abb. 3: Vertikale Verteilung der Windgeschwindigkeit in der maritimen Grenzschicht bei Warm- und Kaltluftadvektion über der Meeresoberfläche.

In einem befriedigenden Konzept zur Ermittlung des Windschubs und des Schubspannungskoeffizienten mit Hilfe der Windbeobachtungen in der maritimen Prandtl-Schicht ist der Mitzieheffekt von Oberflächenströmung, Windsee und Dünnung zu erfassen. In der von SCHMITZ angebotenen Fassung der Prandtl-Schicht für Luftströmungen über bewegten, rauen Wasserflächen wird konsequenterweise auch eine mögliche Drehung des mittleren Windes mit der Höhe aufgrund dieses Effektes berücksichtigt.

4 Die turbulenten Flüsse

Der turbulente Austausch von Impuls, fühlbarer und latenter Wärme zwischen Ozean und Atmosphäre hat ein Maximum in den unteren 100 Metern der maritimen Grenzschicht. Dies betrifft vor allem den latenten Wärmefluß, der unmittelbar über der Wasseroberfläche die stärksten Feuchtegradienten und somit höchsten Verdunstungsraten aufweist (Abb. 4). Darüber nehmen die Flüsse deutlich ab und verlaufen mehr oder weniger monoton bis zu dem genannten Null-Abfall in Höhe der begrenzenden Inversion. Der Austausch der genannten Eigen-

schaften zwischen Grenzschicht und freier Atmosphäre erfolgt durch die mesoskalige Konvektion und die Vertikaltransporte der mittleren Bewegung.

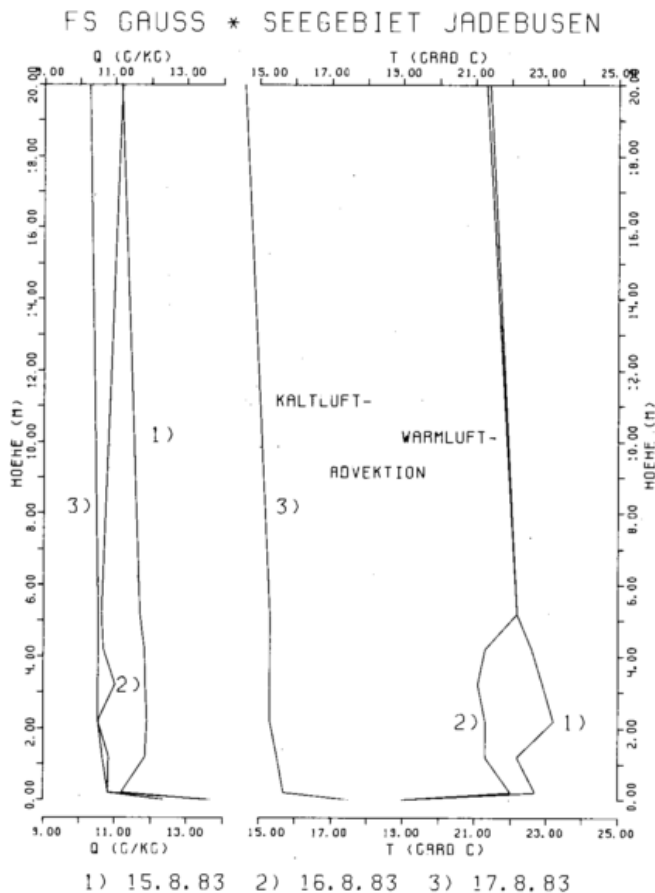


Abb. 4: Temperatur- und Feuchteverteilung in der Prandtl-Schicht über dem Seegebiet des Jadebusen bei a) Warmluftadvektion (1,2) und b) Kaltluftadvektion (3).

Im Vergleich zu den Verhältnissen über dem Festland bietet die Wasseroberfläche wesentlich günstigere Voraussetzungen bei der Abfassung geeigneter Ansätze zur mathematischen Beschreibung der kleinskaligen Prozesse. So weist der Dampfdruck an der Wasseroberfläche eine direkte Abhängigkeit zur Temperatur auf. Die Wassertemperatur ist auch bei intensiver Einstrahlung keinen wesentlichen Änderungen ausgesetzt, da der Energieübergang aus dem Windfeld für eine Durchmischung der ozeanischen Grenzschicht sorgt. Im umgekehrten Fall setzt bei einer Abkühlung der Wasseroberfläche durch Verdunstung, Ausstrahlung oder Wärmeübergang an die Atmosphäre eine konvektive Umlagerung ein, da eine ozeanische Schichtung mit kälterem Oberflächenwasser, vergleichbar der Atmosphäre, instabil ist. Ein weiterer wichtiger Gesichtspunkt im Hinblick auf den sensiblen und latenten Wärmetransport in der Atmosphäre an der Meeresoberfläche ergibt sich aus dem Vorhandensein der Meeresströmungen. Wärme, die in tropischen Seegebieten gespeichert wurde, wird der Atmosphäre als Folge der höheren spezifischen Wärmekapazität des Wassers in weit nördlicheren Breiten übergeben.

Der als Bowenverhältnis bekannte Quotient aus fühlbarem und latentem Wärme flu ß hat für ungestörte Bedingungen in

den Tropen einen Wert um 0,05 (HASSE 1978), wobei der latente Wärme flu ß von 160 Wm^{-2} den mittleren sensiblen Wärme flu ß von 8 Wm^{-2} um das 20fache übertrifft. Die Advektion von Warm- oder Kaltluft über unterschiedlich temperierte Meeresgebiete der gemäßigten Breiten führt zu lebhaften raum-zeitlichen Variationen der Energie fl üsse.

Als Beispiel für den Einflu ß der Advektion auf die turbulenten Wärmetransporte über dem Meer sei mit 280 Wm^{-2} zunächst ein Wert des mittleren latenten Wärme flusses über dem Golfstrom — zwischen 35 N und 40 N vor der Küste Virginias (USA) — während der Wintermonate genannt. Bei einem zugehörigen mittleren sensiblen Wärme flu ß von 85 Wm^{-2} ergibt sich hieraus ein Bowenverhältnis von 0,3. Der gleiche Wert wurde auch bei der Überführung des indischen Forschungsschiffes „SAGAR KANYA“ im April 1983 über dem Ostatlantik zwischen 46 N und 36 N bei lebhafter Kaltluftadvektion vorgefunden. Auf derselben Forschungsreise wurden im nahezu windstillen Roten Meer Bowenraten von 0,03—0,04 durch Schiffs- und Bojenmessungen bestimmt. In der gleichen Größenordnung liegen die Me ßergebnisse aus dem JASIN-Experiment, wo an einzelnen Tagen im August 1978 über dem NO-Atlantik bei störungsfreiem Witterungsablauf Quotienten zwischen 0,07 und 0,08 erhalten wurden.

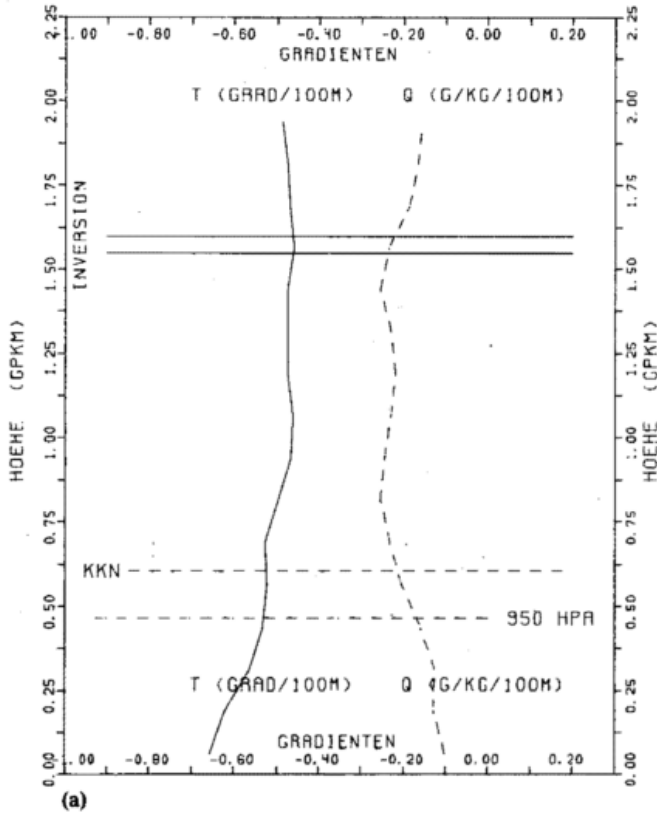
Intensität und vertikale Verteilung der kleinskaligen Wärme fl üsse in der maritimen Grenzschicht werden primär von der Windgeschwindigkeit und sekundär von den jeweiligen Temperatur- und Feuchtegradienten getragen. Für eine Parametrisierung der turbulenten Transporte erweist sich die aus den synoptischen Datensätzen bestimmbare Differenz zwischen Luft- und Wassertemperatur als brauchbarer Ansatz. Am Beispiel des JASIN-Datensatzes werden die vertikalen Verteilungen der Temperatur- und Feuchtegradienten beim Übergang von positiven zu stark negativen Temperaturdifferenzen über dem Nordost-Atlantik aufgezeigt (Abb. 5a—d).

Im Falle der Warmluftadvektion wurde ein feuchtadiabatischer Temperaturverlauf in der gesamten Grenzschicht beobachtet, während bei Gegenwart von Kaltluft starke vertikale Änderungen der Gradienten auftraten. In Wassernähe entsteht infolge der bei Kaltluft intensiveren Verdunstung ein trockenadiabatischer Temperaturgradient, gefolgt von zunehmend stabileren Schichtungen, so daß sich im Bereich der oberen Wolkenschicht bereits eine Umkehr der sensiblen Wärme fl üsse und eine Abschwächung des Feuchte flusses ergibt.

Die Höhe oder Dicke der maritimen Grenzschicht läßt sich nach der vorstehenden Definition nur schwer durch entsprechende Beziehungen erfassen (RIEHL 1974). Eine qualitative Aussage kann jedoch in dem Sinne formuliert werden, daß die begrenzende Inversion über Kaltwassergebieten tiefer liegt, da die hier auftretenden Fl üsse meist nur eine geringe vertikale Ausdehnung haben. Folglich ist auch eine Abnahme der Inversionshöhe vom Äquator zu den gemäßigten Breiten beider Hemisphären zu beobachten; desgleichen werden jahreszeitliche Unterschiede festgestellt. Die im folgenden reproduzierten Vertikalprofile (Abb. 6a—d) sind charakteristisch für die angesprochenen Variationen der Inversionshöhe in der ungestörten maritimen Grenzschicht.

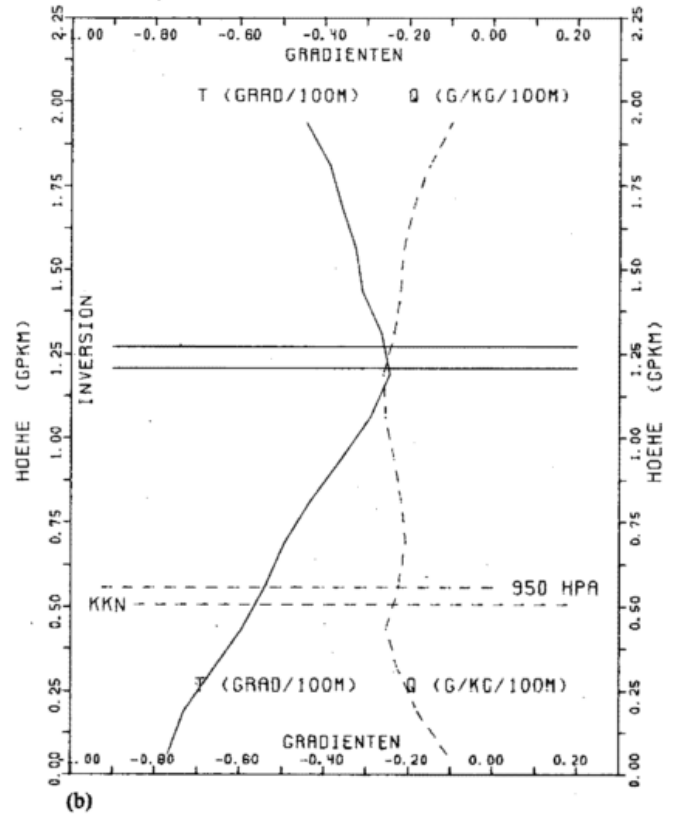
JASIN-Projekt (Juli-Sept. 1978)

TLUFT - TWASSER = > 0.5 Grad



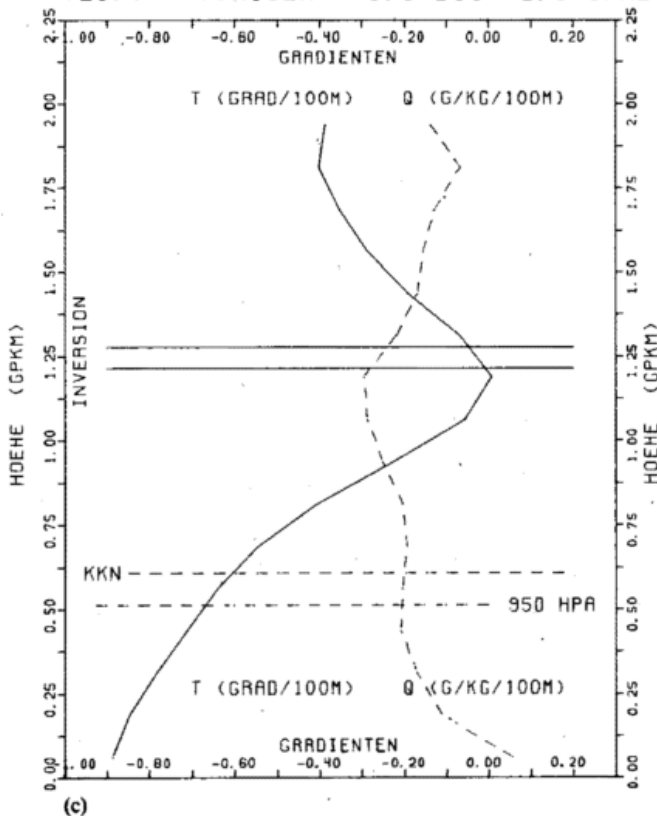
JASIN-Projekt (Juli-Sept. 1978)

TLUFT - TWASSER = 0.5 bis -0.5 Grad



JASIN-Projekt (Juli-Sept. 1978)

TLUFT - TWASSER = -0.6 bis -2.0 Grad



JASIN-Projekt (Juli-Sept. 1978)

TLUFT - TWASSER = < -2.0 Grad

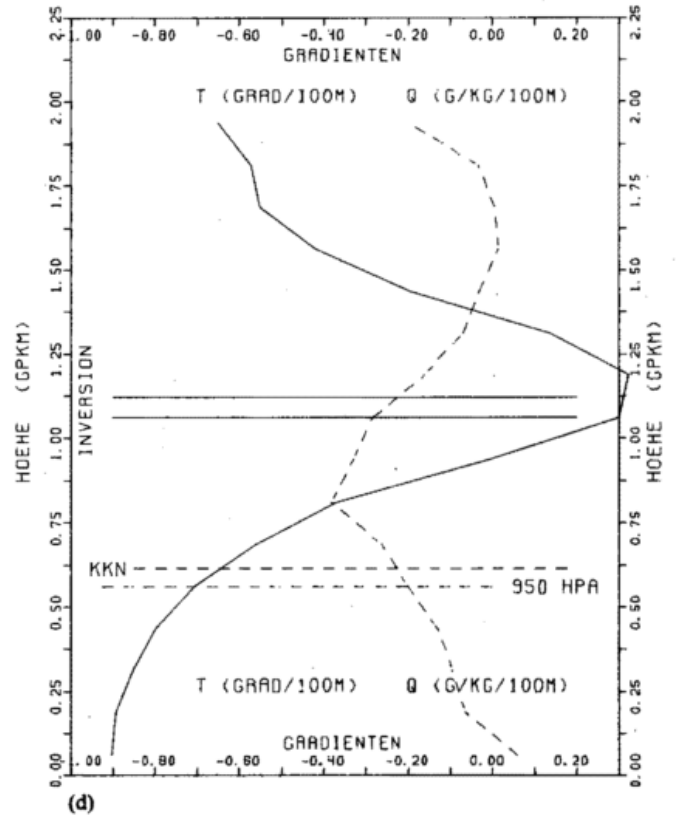
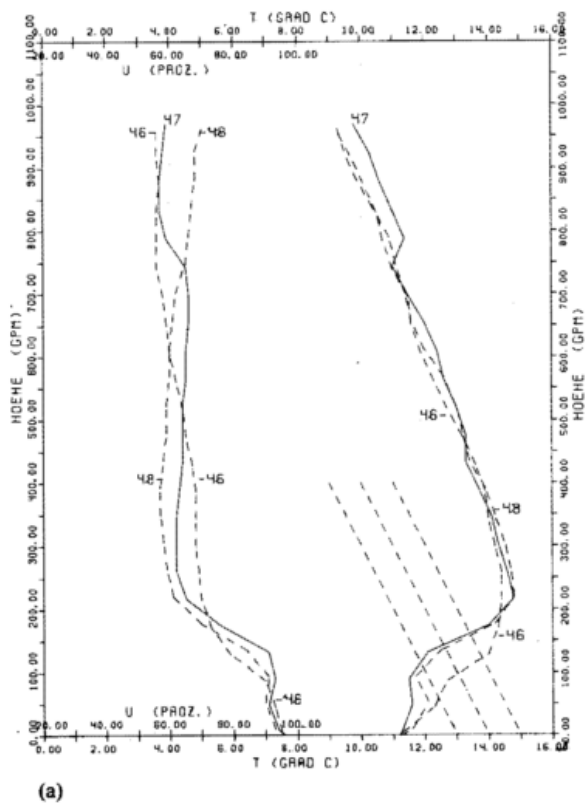


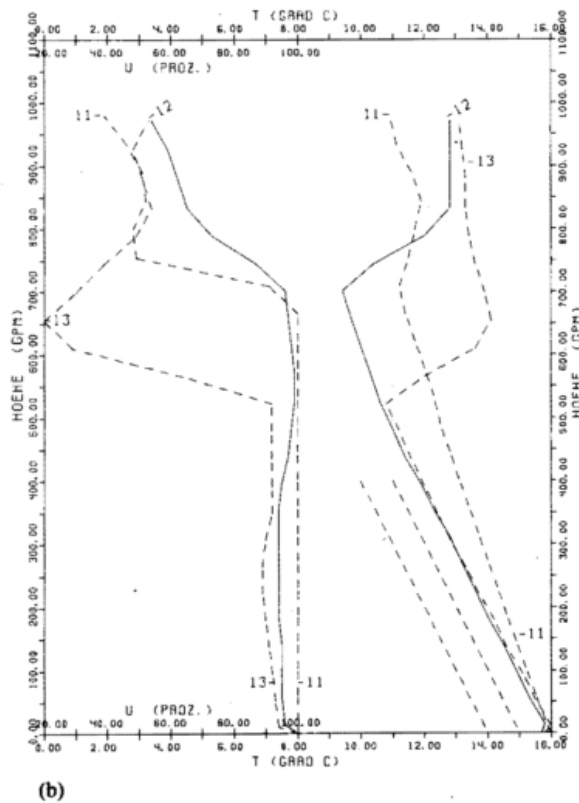
Abb. 5a—d: Mittlere vertikale Verteilungen der Temperatur- und Feuchtgradienten in 125 m-Schichten, entsprechend der Temperaturdifferenz Luft-Wasser in vier Datenkollektive unterteilt.

*NR*STARTDATUM/ZEIT(UTC)*047* 25.5.82 14.45



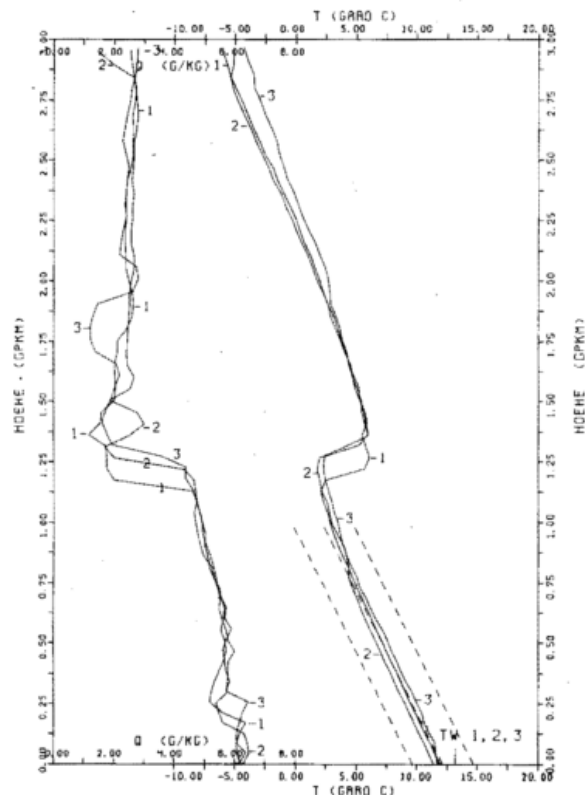
(a)

*NR*STARTDATUM/ZEIT(UTC)*012* 10.8.83 17.57



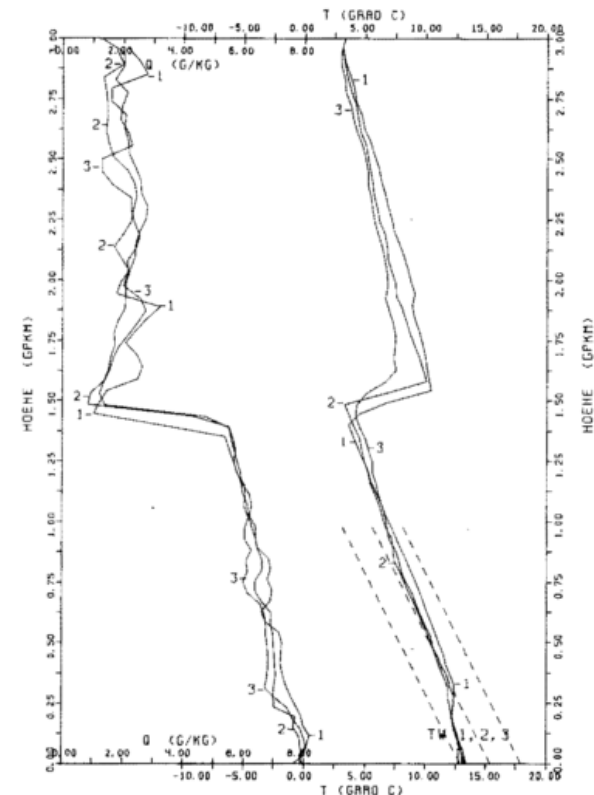
(b)

FS METEOR * POSITION 59.0 GRAD N 12.5 GRAD W



(c)

FS METEOR * POSITION 59.0 GRAD N 12.5 GRAD W



(d)

Abb. 6a—d: Die Inversionshöhe über der Nordsee bei Warmluftadvektion im Mai (a) und Kaltluftadvektion im August (b) sowie bei Kaltluftadvektion (c) und Warmluftadvektion (d) über dem Nordatlantik im August.

5 Messungen in der maritimen Grenzschicht

Der turbulente Energiefluß kann, sofern er nicht direkt gemessen wird, als Residuum aus Energiehaushaltsrechnungen erhalten werden. Eine weitere Möglichkeit, die subskaligen Transporte von Impuls, fühlbarer und latenter Wärme zu bestimmen, besteht in der Verwendung empirischer Beziehungen. Hiernach wird die Bestimmung der Energieflüsse im Routinedienst mit den Datensätzen des synoptischen Beobachtungsnetzes durchgeführt.

In der maritimen Forschung werden bei Feldexperimenten die folgenden Meßsysteme eingesetzt:

a) *Freifliegende Ballone* mit Radiosonden werden zur Aufzeichnung der Grenzschichtstruktur eingesetzt. Hierbei können mit langsam steigenden Ballonen — 150 m/min — bei einer Abfragerate von 0,8 s Temperatur- und Feuchtwerte in Vertikalabständen von 2 m erhalten werden, während Windwerte entsprechend einer zeitlichen Auflösung von 10 Sekunden etwa alle 25 m anfallen.

b) *Fesselballone* mit mehreren Sonden sind bei den höheren Windgeschwindigkeiten in den gemäßigten und polaren Breiten nur begrenzt einsatzfähig. Bei einer Abfragerate von 2 Sekunden werden in der Schicht zwischen 50 m und 1200 m die zeitlichen Schwankungen des Horizontal-/Vertikalwindes sowie der Temperatur und der Feuchte erfaßt, aus denen sich die turbulenten Flüsse bestimmen lassen. Die Datenaufbereitung gestaltet sich infolge der überlagerten Schiffsbewegung jedoch schwierig.

c) *Flugzeugmessungen* sind seit der Einführung der Trägheits-Navigationssysteme möglich geworden. Auf Meßpfaden in vertikalen Abständen von einigen Dekametern werden in Höhen zwischen 100 m und 2000 m quasi-gleichzeitige Aufnahmen des atmosphärischen Bewegungszustandes bei einer Fluggeschwindigkeit um 100 ms^{-1} vorgenommen. Dabei erlauben die geringen Zeitkonstanten der installierten Meßfühler ebenfalls eine Analyse der turbulenten Energietransporte. Die hindernisfreien Seegebiete haben das Flugzeug als Meßgeräteträger für Grenzschichtuntersuchungen über einem ausgedehnten Operationsbereich begünstigt.

d) *Bojen* werden zur Messung der turbulenten vertikalen Flüsse nahe der Wasseroberfläche eingesetzt. Damit wird eine Verfälschung der Meßwerte durch die Meßplattform „Schiff“ vermieden, so daß die Meßdaten zur Bestimmung der Proportionalitätsfaktoren in den empirischen Gleichungen (Diffusionskoeffizienten) entsprechend dem jeweiligen Turbulenzzustand der Atmosphäre verwendet werden können. Um die Schwierigkeiten bei der Datenaufbereitung zu reduzieren, werden meist Bojen verwendet, die durch Formgebung und Konstruktion gegen Neigung und vertikale Schwingungen im Seegang stabilisiert sind.

e) *Bugausleger* dienen ebenfalls einer möglichst störungsfreien Aufstellung von Meßgeräten im Luv des Schiffskörpers. Die Methoden zur Bestimmung der turbulenten vertikalen Transporte mit Hilfe der genannten Meßsysteme sind in einer früheren Veröffentlichung von HASSE (1968) beschrieben.

Die genannten Meßsysteme werden auf See eingesetzt, um Einblick in den Ablauf physikalischer Prozesse in der maritimen Grenzschicht zu gewinnen. Es besteht weiterhin ein großer Bedarf an qualitativ ausgezeichneten Beobachtungsdaten,

um Theorien wie z. B. die Widerstandsgesetze zu testen und eine systematische Verifikation der verschiedenen Parametrisierungsansätze in numerischen Grenzschichtmodellen für den maritimen Bereich vorzunehmen. Es sind die Effekte der Baroklinität, der nicht-stationären Prozesse und der horizontalen Inhomogenität gegenüber den vereinfachenden Modellannahmen zu berücksichtigen.

Dabei kann davon ausgegangen werden, daß bei neutralen und stabilen Dichteschichtungen die turbulenten Flüsse im wesentlichen durch Scherströmungen — durch einen vertikalen Geschwindigkeitsgradienten — erzeugt werden. Die Höhe der maritimen Grenzschicht entspricht hierbei der Obergrenze der Reibungsschicht. Bei instabiler atmosphärischer Dichteschichtung und warmer Wasseroberfläche wird ein turbulenter konvektiver Transport beobachtet, der durch das höhere Wasserdampfangebot über See und die damit verbundene geringere Luftdichte verstärkt wird.

In der „konvektiven“ maritimen Grenzschicht fällt der abschließenden Inversion die Aufgabe zu, die turbulenten vertikalen Bewegungen zu dämpfen. Absinkbewegungen, hervorgerufen durch Divergenz im horizontalen großskaligen Windfeld, wirken einer Ausdehnung der konvektiven Grenzschicht entgegen, während Konvergenz zur dynamischen Verstärkung der konvektiven Transporte führt, was den Abbau der Grenzschichtinversion zur Folge haben kann. Der Übergang zur organisierten Konvektion ist daher häufig mit der Auflösung der maritimen Grenzschicht verbunden. Die maritime Grenzschicht besteht also stets aus der wassernahen Gradientschicht und der anschließenden durchmischten Ekman-Schicht; bei Vorhandensein von feuchter Konvektion folgt darüber eine aktive Wolkenschicht, in der Stratusbewölkung und niedere Quellwolken vorkommen.

Literatur

AUGSTEIN, E.: Atmosphärische und ozeanische Grenzschichten in den niederen Breiten.

Hamburger Geophys. Einzelschr. R.A, H. 53 (1981).

FORTAK, H.: Turbulente Diffusion und spezielle Probleme aus der Dynamik der planetarischen Grenzschicht der Atmosphäre. Inst. f. Theor. Meteorol. Berlin (1968).

HASSE, L.: Zur Bestimmung der vertikalen Transporte von Impuls und fühlbarer Wärme in der wassernahen Luftschicht über See.

Hamburger Geophys. Einzelschr. H. 11 (1968).

HASSE, L.: Profile derived turbulent fluxes in the surface layer under disturbed conditions during GATE. Meteor.-Forsch.-Erg. B 13 (1978).

RIEHL, H.; D. SOLTWISCH: On the depth of the friction layer and the vertical transport of momentum in the trades. Beitr. Phys. Atm. 47 (1974) S. 56—66.

SCHMITZ, H.: Pragmatic threedimensional Prandtl layer conception for the currents over moved rough water surfaces. Dt. hydrogr. Z. 36 (1983) S. 129—143.

STEWART, R.: The atmospheric boundary layer. Third IMO Lecture. WMO-Nr. 523 (1979).

Cumuluskonvektion und Konvektionsrollen

Eigentlich müßte dieses Kapitel „Mesoskalige Phänomene“ heißen und den ganzen Bereich der Wechselwirkung Ozean-Atmosphäre abdecken, der zwischen dem Skalenbereich der Turbulenz und der Grenzschichtprozesse einerseits und dem der synoptischen Systeme andererseits liegt. Dieser Bereich ist aus mehreren Gründen interessant: Zeitliche Registrierungen an einem Beobachtungsort zeigen, daß die Variationen des Windes zwischen dem synoptischen und dem turbulenten Spektralbereich im Mittel vergleichsweise geringe Energie haben; im Einzelfall jedoch ist in diesem Bereich merkliche Energie zu finden. Dies ist nicht nur wissenschaftlich interessant, sondern auch von praktischem Interesse: Die konventionellen synoptischen Beobachtungen sind Messungen an einem Punkt über einen Mittelungszeitraum von 10 Minuten, während die Fernmeßverfahren von Satelliten aus jeweils quasi-momentan über ein Gebiet von einem bis einigen 10 Kilometern Kantenlänge mitteln. Beim Vergleich von Satellitendaten und Bodenbeobachtungen treten dadurch zum Teil Unterschiede auf: bei den weniger hochauflösenden Satellitendaten wird über kleinräumige Strukturen gemittelt, die in den Bodenbeobachtungen noch enthalten sind. Auch haben Satellitenbilder gezeigt, daß es im mesoskaligen Bereich geordnete Strukturen gibt, die ggf. effektiver als die Turbulenz Eigenschaften transportieren könnten. Die Prozesse in diesem Bereich wurden bisher aufgrund ihrer Ausdehnung durch die konventionellen Beobachtungssysteme schlecht erfaßt. Es ist daher wünschenswert, mehr über sie zu wissen.

Mesoskalige Phänomene sind hauptsächlich aus dem Küstenbereich bekannt, wo sie durch die Unterschiede der Oberflächeneigenschaften hervorgerufen werden. Diese werden hier nicht betrachtet. Echte ozeanische mesoskalige Phänomene, die also auf freiem Ozean zu finden sind, gibt es offenbar seltener. Dies liegt sicherlich mit daran, daß die Bewegungsvorgänge in Ozean und Atmosphäre zu unterschiedlichen Skalen haben, so daß die Kopplung nicht optimal ist. Man findet z. B. aus Satellitenbeobachtungen und direkten hydrographischen Messungen (KRAUSS u. MEINCKE 1982) im Ozean Wirbelstrukturen von ca. 100 km Durchmesser, die mit Wassertemperatur-Anomalien von einigen wenigen Grad Celsius begleitet sind. Es scheint jedoch, daß diese Anomalien, die verglichen mit den synoptischen Systemen der Atmosphäre quasi ortsfest sind, keine entsprechenden Strukturen in der Atmosphäre hervorrufen, weil die Translation in der Atmosphäre zu rasch ist. Wenn wir die Küsteneffekte nicht berücksichtigen, bleiben daher an bekannten mesoskaligen Erscheinungen, welche den Transport von Eigenschaften zwischen Ozean und Atmosphäre prägen, nur die Cumuluskonvektion und die Konvektionsrollen.

Es ist seit längerer Zeit bekannt, daß sich Konvektionsrollen über See ausbilden können. Diese werden zum Teil durch markante Wolkenstraßen sichtbar; sie können jedoch auch ohne Wolken vorkommen. Eine schematische Darstellung gibt die Abbildung 1. Dabei ist die Vorstellung, daß es sich um eine Art Schraubenwirbel handelt, die in Windrichtung angeordnet sind, wobei der aufsteigende Ast durch Wolken markiert sein kann, wenn die entsprechende Feuchtigkeit vorhanden ist.

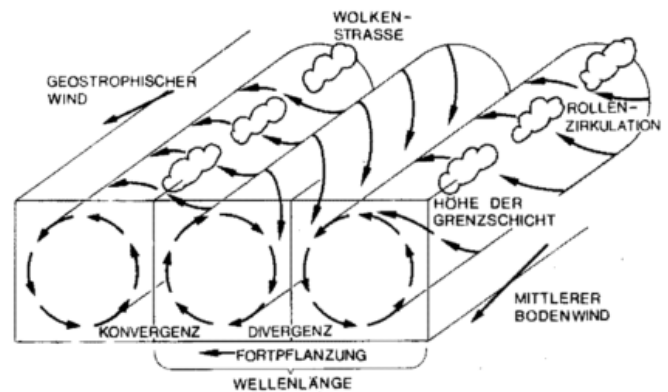


Abb. 1: Konvektionsrollen und Wolkenstraßen (adaptiert von LEMONE 1972).

Es gibt für diese Strukturen zwei theoretische Erklärungsmöglichkeiten: dynamische oder thermische Instabilität oder auch Kombinationen der beiden. Diese Bezeichnungen orientieren sich daran, woher die Energie für die Rollenbewegung genommen wird: bei der dynamischen Instabilität aus der kinetischen Energie der Grundströmung, bei der thermischen aus der potentiellen Energie der Dichteschichtung. Aus der Hydrodynamik ist seit längerem bekannt, daß bestimmte Strömungsprofile instabil gegen kleine Störungen sind (Wendepunkt-Instabilität). Man hat auch versucht, diese Instabilitäten durch Versuche in rotierenden Wassertanks nachzubilden, wobei die Coriolisbeschleunigung durch die Zentrifugalbeschleunigung des rotierenden Wassers simuliert wurde (eine zusammenfassende Darstellung findet sich z. B. bei WIPPERMANN 1969). Für die Forschung ergibt sich dabei die Frage, wie weit die Laborversuche und Stabilitätsrechnungen, auch unter Einschluß der thermischen Komponente, auf die Atmosphäre übertragen werden können. Unterschiede ergeben sich z. B. dadurch, daß Rechnungen mit höhenkonstanten Diffusionskoeffizienten durchgeführt werden, während dieser in der Atmosphäre mit der Höhe stark variiert. Auch wird bei analytischen Stabilitätsrechnungen meist der Strömung eine kleine Störung überlagert, welche die Grundströmung nicht wesentlich ändert. Die Störungsrechnung wird daher auch nur zur Erklärung der Auslösung solcher geordneter Strukturen herangezogen. Es ist zu untersuchen, wie weit die Konvektionsrollen in der Atmosphäre die Strömung wesentlich verändern und mehr noch, was sie eigentlich bewirken. In welchem Maße wird z. B. der Vertikaltransport von Wärme und Impuls durch die Rollen übernommen im Gegensatz zu dem ungeordneten Transport einer voll turbulent durchmischten Grenzschicht? Vermutlich ist die skizzierte symmetrische Rollenstruktur nur bei dynamischem Antrieb der Rollen zu finden. Bei labiler Schichtung muß man erwarten, daß der aufsteigende Ast der Zirkulation wesentlich ausgeprägter ist als der absteigende Ast (etwa wie in Abb. 2 skizziert).

Leider sind Konvektionsrollen bisher wenig untersucht worden. Dies liegt an dem hohen experimentellen Aufwand, da man für direkte Messungen dieser Strukturen Flugzeuge benötigt. Überdies treten Wolkenstraßen nur selten auf. Man muß

also ein oder mehrere Flugzeuge bereithalten, um im geeigneten Augenblick Schnitte längs und quer zu den Strukturen fliegen zu können. Während des Feldexperimentes KONTUR 1981 wurden mehrfach Flüge durch Gebiete mit Wolkenstraßen durchgeführt, von denen bisher nur wenige erste Auswertungen vorliegen. Bei dem analysierten Fall (BRÜMMER, SCHLÜNZEN, BÖGEL 1982) wird vermutet, daß es sich um Wendepunkt-Instabilität handelt. Hier betrug der Abstand der Wolkenstraßen etwa 3–4 km und die wolkenfreien Gebiete waren etwa dreimal so breit wie die bedeckten Gebiete. Die Ausrichtung der Rollen folgte dem Schichtmittelwert der Windrichtung.



Abb. 2: Asymmetrie von Konvektionsrollen bei labiler Schichtung, schematisch.

Weitere Aufschlüsse wird man sicherlich durch die Auswertung von hochauflösenden Satellitenbildern in Kombination mit Radiosondenaufstiegen erhalten können (Abhängigkeit der Struktur von der Stabilität der Schichtung und der Höhe der beteiligten Schicht, Änderung der thermischen Struktur durch das Auftreten von Rollen). Interessant ist noch, daß sowohl die Rollen im Laborversuch als auch die Wolkenstraßen in der Atmosphäre sekundäre Strukturen aufweisen: die Wolken einer Straße sind nicht voll zusammenhängend, eher folgen eine Reihe flacher Cumuli aufeinander, die etwa gleich groß sind. Man sieht in benachbarten Wolkenstraßen eine zweite Wellenstruktur quer zur Längsrichtung = Windrichtung.

Bei stärker labiler Schichtung muß man erwarten, daß die durch Feuchtlabilität verstärkte, hochreichende Konvektion den Strömungscharakter stark prägt. Aus den Satellitenbildern ist bekannt, daß auf der Rückseite von Zyklonen die aufgelockerte Bewölkung häufig eine gewisse systematische Anordnung zeigt (Abb. 3). Insbesondere wurden dabei Zellstrukturen gefunden (Abb. 4), die häufig als hexagonale Zellen beschrieben werden. Man findet sowohl offene wie geschlossene Zellen. Im ersteren Fall bestehen die Zellwände aus Cumulus- oder Cumulonimbuswolken und das Innere ist wolkenfrei, im zweiten Fall ist das Innere mit Wolken gefüllt und die Zellränder bleiben frei. Bei ein und derselben Wettersituation sieht man oft einen graduellen Übergang von der einen Form zur anderen. Die „hexagonale“ oder Bienenwabenform der Zellen wird in den Wolkenstrukturen selten gefunden, dieser Ausdruck wird in Analogie zu Laborversuchen oder theoretischen Analysen auf die atmosphärischen Beobachtungen übertragen.

Auch im Falle zellulärer Konvektion liegen Laborversuche vor, die ähnliche Strukturen ergeben, wie sie im Satellitenbild beobachtet wurden. In diesem Zusammenhang wird auf die Bénard-Zellen verwiesen, die sich zum Beispiel in Flüssigkeiten mit Reibung zwischen einer geheizten Platte und einer darüberliegenden kühleren (festen oder flüssigen) Oberfläche ent-

wickeln. Bei diesem Versuch treten systematische Änderungen der Struktur als Funktion der Rayleigh-Zahl Ra ein:

$$Ra = \frac{g \Delta T d^3}{T \nu k}$$

wo g Schwerebeschleunigung [m/s^2], ΔT charakteristische vertikale Temperaturdifferenz [K], d charakteristische Dicke der Schicht [m], ν kinematische Viskosität [m^2/s], k thermische Konduktivität [m^2/s], T Temperatur [K].

Für die Anwendung in der Atmosphäre würde man sicherlich die molekularen Koeffizienten ν und k durch die entsprechenden turbulenten ersetzen müssen. Es ist jedoch offen, ob die so modifizierte Rayleigh-Zahl einen brauchbaren Parameter für das Einsetzen zellulärer Konvektion gibt, weil die charakteristische Schichtdicke d in dritter Potenz eingeht und gerade diese im atmosphärischen Fall oft nicht sehr scharf definiert ist. Auch ΔT würde — entsprechend dem feuchtlabilen Charakter des Vorganges — modifiziert werden müssen (etwa Abweichung der Temperatur eines erst trocken-, dann feucht-adiabatisch aufsteigenden Luftvolumens von dem mittleren Aufstieg). Die Übertragung von Laborergebnissen auf die Atmosphäre wird daher vermutlich nicht viel weiterhelfen und es erscheint sinnvoll, den atmosphärischen Fall für sich zu untersuchen.

Offensichtlich handelt es sich bei zellulärer Konvektion (insbesondere bei den offenen Zellen) um Vorgänge mit erheblichem Energieumsatz. In den Satellitenbildern findet man ausgeprägte Felder mit hochreichender Konvektion häufig auf der Rückseite von Tiefdruckgebieten, wenn kühlere Polarluft nach Süden vorstößt, wobei die im allgemeinen nach Süden zunehmende Wassertemperatur dafür sorgt, daß über längere Strecken die Schichtung labil bleibt, obwohl ein erheblicher Wärmetransport stattfindet. Diese Situationen sind energetisch interessant. In der historischen Modellvorstellung wird der Energievorrat der Stürme durch die potentielle Energie der an der Polarfront aneinander grenzenden kalten und warmen Luftmassen bereitgestellt. Durch barokline Instabilität wird die Zyklonenbildung ausgelöst, bei der potentielle Energie durch Hebung der Warmluft über die Kaltluft freigesetzt wird. Durch die Zyklonentätigkeit wird gleichzeitig die Westwinddrift energetisch unterhalten. Zusätzlich wird nun neben der Hebung in Tiefdruckgebieten durch die hochreichenden konvektiven Umlagerungen in der Kaltluft Energie freigesetzt. Dabei wird die Wärme direkt in höhere Schichten transportiert. In beiden Fällen ist natürlich neben sensibler auch latente Wärme beteiligt.

Dabei ist interessant zu wissen, wieviel Energie umgesetzt wird und welche Schichten Nutznießer sind. Dazu braucht die Konvektion nicht irgendeine geordnete und quasi-geordnete Strukturen aufzuweisen. Aber da man unterschiedliche Strukturen sieht, wird man auch erwarten müssen, daß eventuell offene oder geschlossene Zellen oder ungeordnete Konvektion unterschiedlich effektiv im vertikalen Transport sind. Anders ausgedrückt, es erscheint denkbar, daß im Satellitenbild sichtbare Kennzeichen der Konvektion und Hinweise darauf geben, wieviel Energie wie hoch transportiert wird und bei welchen Bedingungen bestimmte Konvektionstypen ausgelöst werden. Daher erscheinen Untersuchungen der hochreichenden Konvektion zwar recht aufwendig, aber besonders wichtig.

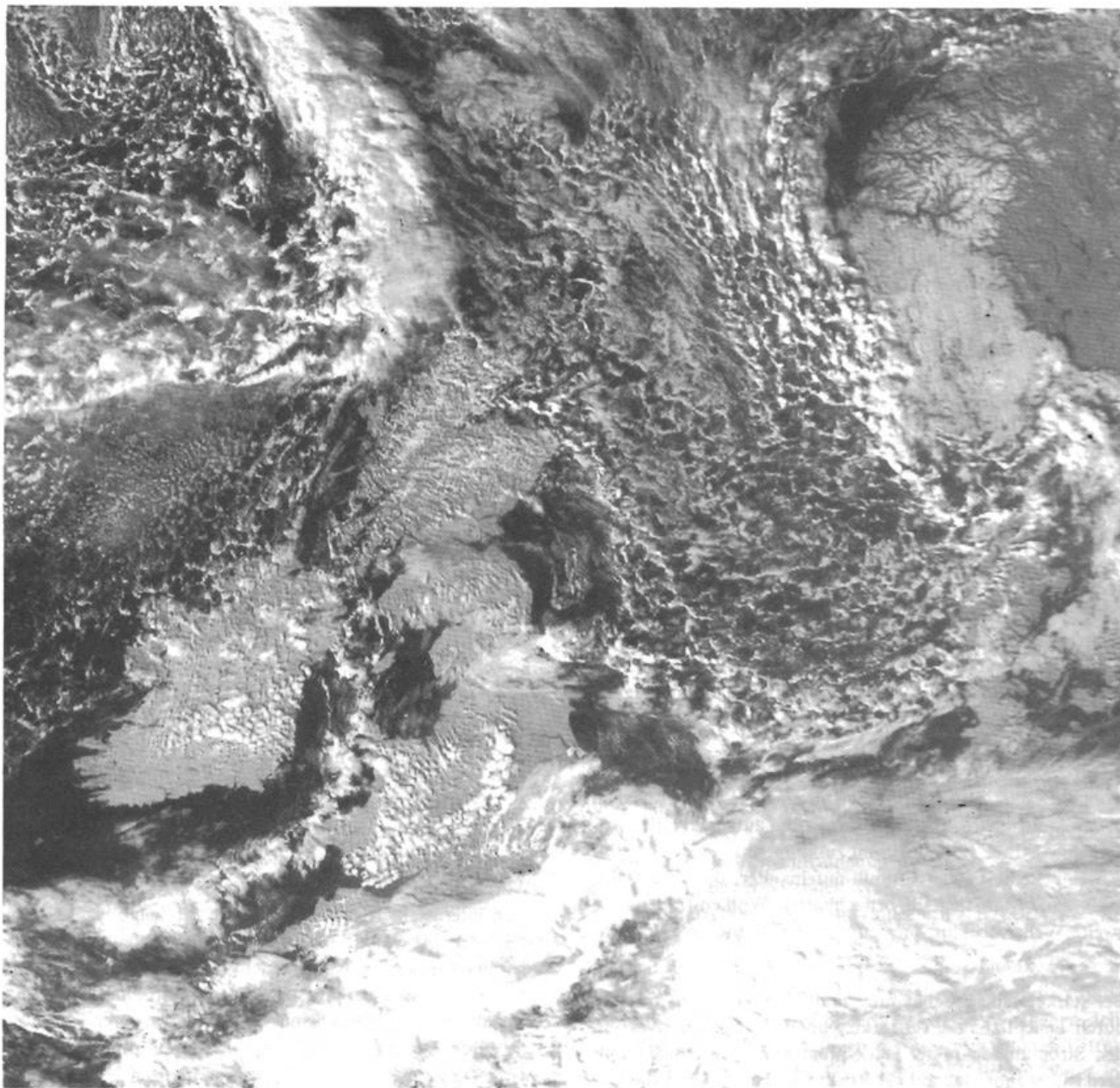


Abb. 3: Offene Zellen in einer Kaltluftströmung über der Nordsee (aus BAKAN 1983, Aufnahme University of Dundee).

Bisher liegen für die Bedingungen des Auftretens offener und geschlossener Zellen unterschiedliche Angaben vor, die aus Laborversuchen, numerischen Stabilitätsrechnungen, Analyse von Satellitenbildern oder experimentellen Untersuchungen auf See stammen. Danach können eine Rolle spielen: Raleigh-Zahl bzw. statische Stabilität oder Labilität, Variation der Viskosität mit der Höhe, Vorzeichen der mittleren Vertikalbewegung bzw. großräumige Konvergenz oder Divergenz, zyklonale oder antizyklonale Krümmung (s. z. B. KRISHNAMURTI 1975).

Man kann natürlich auch fragen, ob die Bedingungen für das Auftreten mesoskaliger zellulärer Konvektion durch die großräumigen synoptischen Verhältnisse oder die Randbedingungen, sprich Wechselwirkung Ozean-Atmosphäre, charakterisiert werden. Von den Feldexperimenten AMTEX 1975 und

KONTUR 1981 liegen erste Ergebnisse von (SHEU u. AGEE 1977; BAKAN 1982), die in Tabelle 1 und Abbildung 5 zusammengefaßt sind. In Tabelle 1 ist die Angabe Konvergenz mit einem Fragezeichen versehen, da die Vergenz im Gebiet der Nordsee uneinheitliches Vorzeichen hatte, konvergente Strömungen wurden in der Deutschen Bucht gefunden.

Geschlossene Zellen werden offenbar nur unter Bedingungen geringer Temperaturunterschiede zwischen Luft und Wasser beobachtet oder bei stabiler Schichtung, z. B. an den Westküsten über kaltem Auftriebswasser. In letzterem Fall wird angenommen, daß konvektive Instabilität durch die Strahlungsabkühlung an dem Oberrand der Wolken erzeugt wird. Sonst treten die geschlossenen Zellen auf, wenn eine schwach labile Schichtung über der Meeresoberfläche durch eine darüberliegende Inversion begrenzt wird. Ein schönes Bild solcher geschlossener Zellen bringt der Meteorologische Kalender 1984.

Abb. 4:
Detail aus Abb. 3
(BAKAN 1983, Aufnahme University of Dundee).

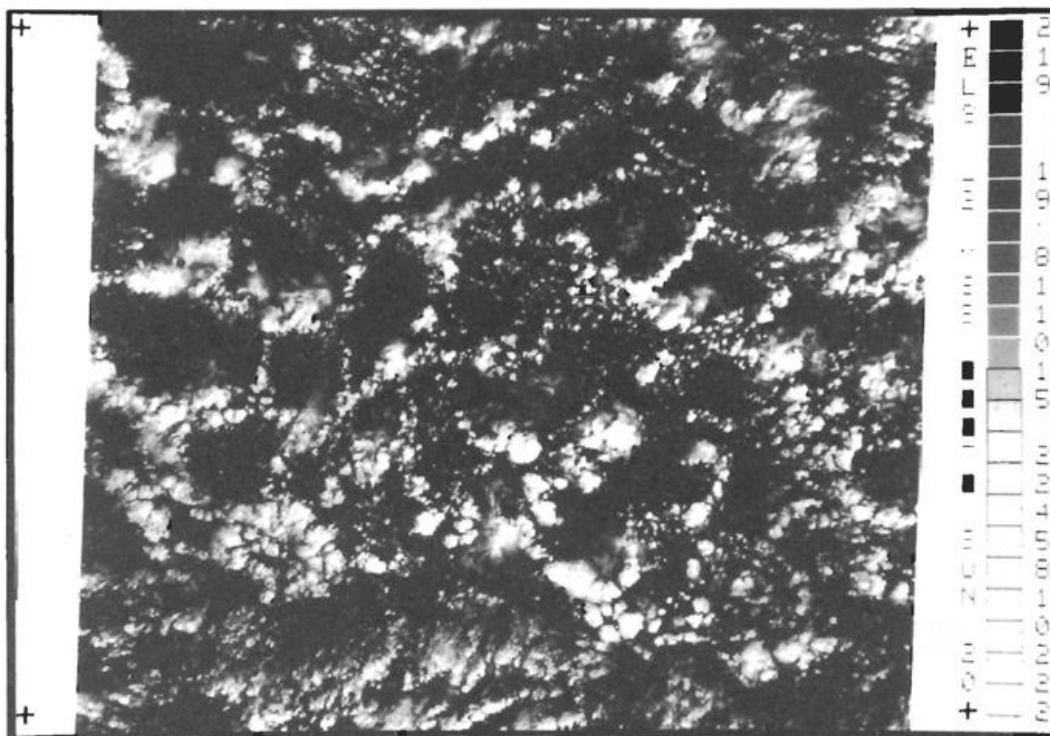


Tabelle 1: Bedingungen beim Auftreten von offenen Zellen während AMTEX (SHEU u. AGEE 1977) und KONTUR (BAKAN 1982).

Experiment	AMTEX 1975	KONTUR 1981
Gebiet	Ostchinesisches Meer	Nordsee
Vergenz	Divergenz	Konvergenz
Fluß fühlbarer Wärme	$> 70 \text{ W/m}^2$	$> 40 \text{ W/m}^2$
$T_L - T_W$	$< -5 \text{ K}$	$< -3 \text{ K}$
Windgeschwindigkeit	$> 5 \text{ m/s}$	$> 6 \text{ m/s}$
Anzahl	14 aus 2 x 3 Tagen	19 aus 4 Tagen

Literatur

AGEE, E.M.; T. S. CHEN; K. E. DOWELL: A review of mesoscale cellular convection. Bull. Amer. Meteorol. Soc. 54 (1973) S. 1004—1012.

BAKAN, S.: Open cellular structures during KONTUR. Hamburger Geophys. Einzelschr. 57 (1972) S. 51—62.

BAKAN, S.: Offene Zellen über der Nordsee. Meteorol. Rdsch. 36 (1983) S. 25—26.

BRÜMMER, B.; H. SCHLÜNZEN; W. BÖGEL: Cloud streets during KONTUR. Hamburger Geophys. Einzelschr. 57 (1982) S. 63—77.

KRAUSS, W.; J. MEINCKE: Drifting buoy trajectories in the North Atlantic Current. Nature 296 (1982) S. 737—740.

KRISHNAMURTI, R.: On cellular cloud patterns. Pt. 1—3. J. Atmosph. Sci. 32 (1975) S. 1353—1383.

LE MONE, M. A.: The structure and dynamics of the horizontal roll vortices in the Planetary Boundary Layer. Ph. D. thesis, Univ. Washington, Seattle 1972. 128 pp.

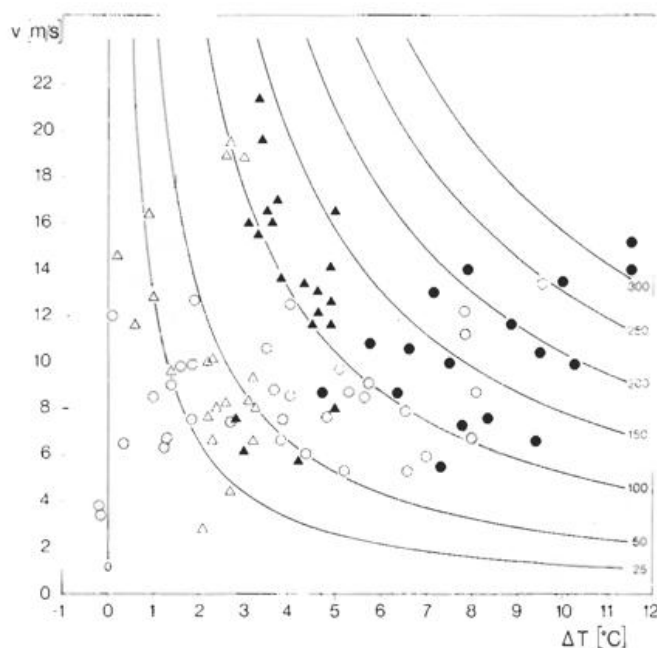


Abb. 5: Bedingungen beim Auftreten offener Zellen als Funktion der Temperaturdifferenz Wasser-Luft und der Windgeschwindigkeit. Der vertikale Fluß sensibler Wärme ist durch Isolinien, Angaben in Watt/m^2 dargestellt. Ausgefüllte Symbole kennzeichnen Termine mit, offene Symbole ohne Auftreten offener Zellen. Kreise: AMTEX 1975 (SHEU u. AGEE 1977), Dreiecke KONTUR 1981 (BAKAN 1982).

SHEU, P. J.; E. M. AGEE: Kinematic analysis and air-sea heat flux associated with mesoscale cellular convection during AMTEX. J. Atmosph. Sci. 34 (1977) S. 793—801.

WIPPERMANN, F.: The orientation of vortices due to instability of the Ekman-Boundary Layer. Beitr. Phys. Atmosph. 42 (1969) S. 225—244. Ebenso Ann. d. Meteorol. N. F. 7 (1979) S. 260—279.

Extremwindverhältnisse im norddeutschen Küstenbereich

1 Einleitung

Seit geraumer Zeit wächst in der Bautechnik das Bemühen, durch Anwendung neuer Konstruktionsprinzipien und Materialien die Bauwerke so leicht als möglich zu gestalten, um unnötigen Aufwand und Kosten zu vermeiden. Der Trend, in neue Bereiche vorzudringen, birgt natürlich auch Gefahren in sich. Eine eventuell mangelnde Berücksichtigung der zu erwartenden Umweltbedingungen kann die geplante Lebensdauer der Bauwerke erheblich verkürzen.

Es zeigte sich, daß die in der noch heute gültigen DIN 1055, Teil 4 festgeschriebenen Windlastannahmen für weite Teile der Bundesrepublik, insbesondere für den Küstenbereich, erheblich zu gering sind. Es wurde daher an den Klimadienst des DWD der Wunsch herangetragen, die „Jahrhundert“-Werte der Böen und des mittleren Windes für 10 m Höhe kartographisch darzustellen. Ein Teil der Untersuchung wurde am Seewetteramt durchgeführt. Da es aus verschiedenen Gründen nicht sinnvoll ist, die Seegebiete isoliert zu behandeln, wurde ein etwa 100 km breiter Küstenstreifen hinzugenommen.

2 Die Extrapolation von Häufigkeitsverteilungen

Leider gibt es fast nirgends Zeitserien von Windmessungen, die mehr als etwa 20 Jahre mit gleichbleibender Instrumentierung und in unveränderter Umgebung gewonnen werden konnten, die also über längere Zeit als homogen (PAESLER 1983) gelten können. Man ist also gezwungen, die Häufigkeitsverteilungen des Windes von kürzeren Serien zur Seite der hohen Windgeschwindigkeiten und damit geringeren Eintrittswahrscheinlichkeiten zu extrapolieren.

Normalerweise wird dazu der empirischen Häufigkeitsdichte der Jahreshöchstwerte eine der mathematischen Funktionen nach BERZ (1983), etwa eine Gumbel-Verteilung angepaßt. Dieses Verfahren führt im deutschen Küstenbereich zum Teil zu erheblichen Fehlern, weil die Jahreshöchstwerte einiger Stationen manchmal den Meßbereich der verwendeten Anemometer (Fuess 90Z) überschreiten. Solche durch das Instrument verfälschte Werte sind als Extrema unbrauchbar!

Daher wurde hier ein anderer Weg beschritten, bei dem die Beschneidung des Wertebereiches durch die Meßeinrichtung keinen Einfluß hat. Aus der Grundgesamtheit (SCHÖNWIESE 1983) aller Windwerte wird zunächst durch Summierung der Häufigkeiten der Windwerte, beginnend vom höchsten Windwert abwärts bis zur Windstille die Überschreitungshäufigkeit gebildet. Diese gibt an, wie oft ein bestimmter Schwellenwert des Windes in der Zeiteinheit erreicht oder überschritten wird.

Ein Beispiel zeigt die Abbildung 1 für die Station Jagel (bei Schleswig). Die Ordinate ist der dekadische Logarithmus der mittleren jährlichen Überschreitungswahrscheinlichkeit und endet oben bei $4,72 = \log(52596)$, der Zahl aller Zehnminutenintervalle eines Jahres. Unten enden die empirischen Verteilungen (Punkte) nahe $0,0 = \log(1)$, da aus den 6 Jahren 1972–77 nur jedes sechste Zehnminutenintervall ausgewer-

tet wurde. So ergibt sich eine repräsentative Stichprobe (SCHÖNWIESE 1983), deren Umfang gerade der Zahl der Windwerte eines Jahres entspricht. Die Abszisse gibt die Schwellenwerte der Windgeschwindigkeit in Meter pro Sekunde.

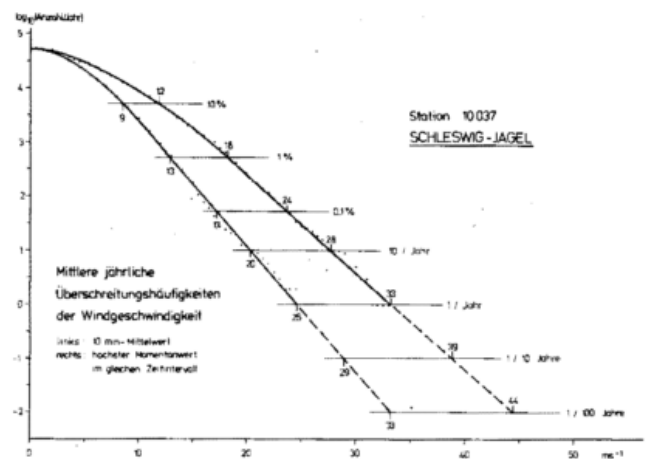


Abb. 1: Mittlere jährliche Überschreitungshäufigkeiten der Windgeschwindigkeit (ms^{-1}) für 10 m Höhe
links: Zehnminutenmittelwert
rechts: höchster Momentanwert im gleichen Zeitintervall.

Den empirischen Verteilungen des Zehnminutenmittels und der Maximalböen wird (getrennt) eine spezielle, von uns aus der „logistischen“ abgeleitete Verteilungsfunktion nach der Methode der kleinsten Quadrate angepaßt (ausgezogene Kurven) und diese bis zur jährlichen Häufigkeit $0,01 = \text{einmal in 100 Jahren}$ extrapoliert (gestrichelt). Das Charakteristikum dieser Funktion ist der mit zunehmendem Wind asymptotisch exponentielle Abfall der Wahrscheinlichkeit (eine fallende Gerade in Abb. 1). Dieses Verfahren ist bei SCHMIDT (1980) ausführlich beschrieben. Die statistische Sicherheit der so gewonnenen „Jahrhundert“-Werte wird mit $\pm 3 \text{ ms}^{-1}$ (SCHROERS u. LÖSSLEIN 1983) abgeschätzt. Dort ist auch ein Vergleich mit anderen Verfahren durchgeführt.

Mit einer etwas geringeren Sicherheit kann man die Extrapolation in Abbildung 1 auch mit dem Lineal durchführen. Man beginnt ab der 1%-Linie und paßt eine Gerade in die Punktfolge durch optischen Flächenausgleich ein. Die unteren 4 Punkte sollten wegen ihrer geringen statistischen Sicherheit unberücksichtigt bleiben.

3 Die regionale Verteilung der Jahrhundertwinde

Für etwa 40 Stationen wurden die Jahrhundertwerte der Zehnminutenmittel des Windes und der Maximalböen (Maxima der Zweisekundenmittel im Zehnminutenintervall) nach obigem Verfahren bestimmt. Sie sind als Ausgangsdaten in den Stationskreisen der Abbildungen 2 und 3 als Zahlenwerte dargestellt. Trotz der recht hohen Zahl von Meßorten gibt es

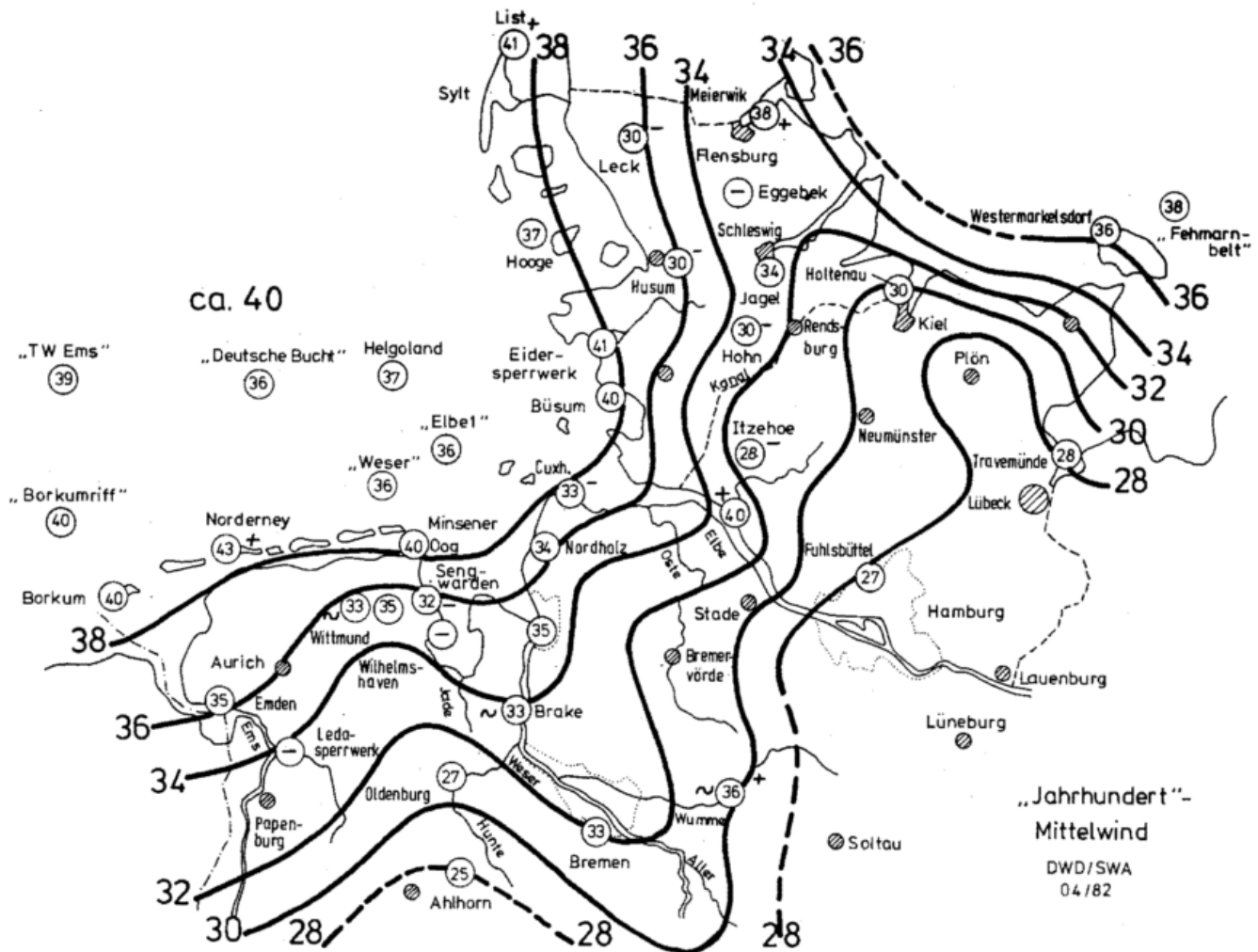


Abb. 2: Linien gleicher Schwellenwerte des Mittelwindes (ms^{-1}) bei einer Überschreitungshäufigkeit von 1 pro Jahrhundert für 10 m Höhe in Norddeutschland.

noch große datenleere Gebiete (östlich von Hamburg und Emden, nordöstlich von Bremen), daher ist die geforderte Konstruktion von Isotachen nur über physikalische Modellannahmen möglich.

Schon ältere Untersuchungen haben gezeigt, daß die extrem hohen Windgeschwindigkeiten stets dem Sektor SW bis NW entstammen und daß in der norddeutschen Tiefebene die Extremböen nur in Verbindung mit Stürmen auftreten (FRANKENBERGER u. REIDAT, unveröffentlicht). Südlich der Mittelgebirge können dagegen die Gewitterböen dominieren. Ferner wird eine Luftmasse, die sich mit hoher Geschwindigkeit bewegt, wegen der mechanisch erzeugten Turbulenz immer eine nahezu neutrale Dichteschichtung aufweisen, was sehr zur Vereinfachung beiträgt.

Eine solche von Westen kommende Luftmasse steht über See zunächst weitgehend im Gleichgewicht der Kräfte, sie wird also ein (vertikales) logarithmisches Windprofil besitzen, das entsprechend der geringen Reibung im unteren Bereich relativ hohe Windwerte aufweist. Kommt diese Luftmasse über Land, wird sie durch den rauheren Untergrund abgebremst. Wäre diese neue Rauigkeit über weite Strecken homogen,

würde sich nach einer Übergangszone von 10–20 km (5–10 Minuten bei 30 m/s) innerhalb der Luftmasse ein erneutes Gleichgewichtsprofil einstellen, jetzt aber wegen der höheren Rauigkeit mit geringerem Wind in Bodennähe. Ein Teil des Impulses der Luftmasse, auch in der Höhe, geht dabei irreversibel verloren.

Da nun die norddeutsche Tiefebene trotz ihres Namens keineswegs überall flach oder gar baumlos ist, sondern eine ausgeprägte Strukturierung aufweist und zudem die Rauigkeit zum Landesinnern immer weiter zunimmt, bildet sich die in den Abbildungen 2 und 3 dargestellte charakteristische regionale Verteilung der Windgeschwindigkeiten aus. Nach relativ homogenen Werten auf See beginnt bereits auf der Linie der vorgelagerten Inseln der Gradient zum Binnenland hin. In die flachen, recht baumlosen Marschengebiete der Eider, Elbe, Weser, Jade und Ems können hohe Windwerte relativ weit ins Inland vordringen. Die Geest- und Moränenzüge im östlichen Schleswig-Holstein, bei Itzehoe, südlich der Elbe und westlich Bremens bis Jever sind dagegen teilweise stark bewaldet. Diese rauhen Gebiete stellen daher relative Minima des Windes dar.

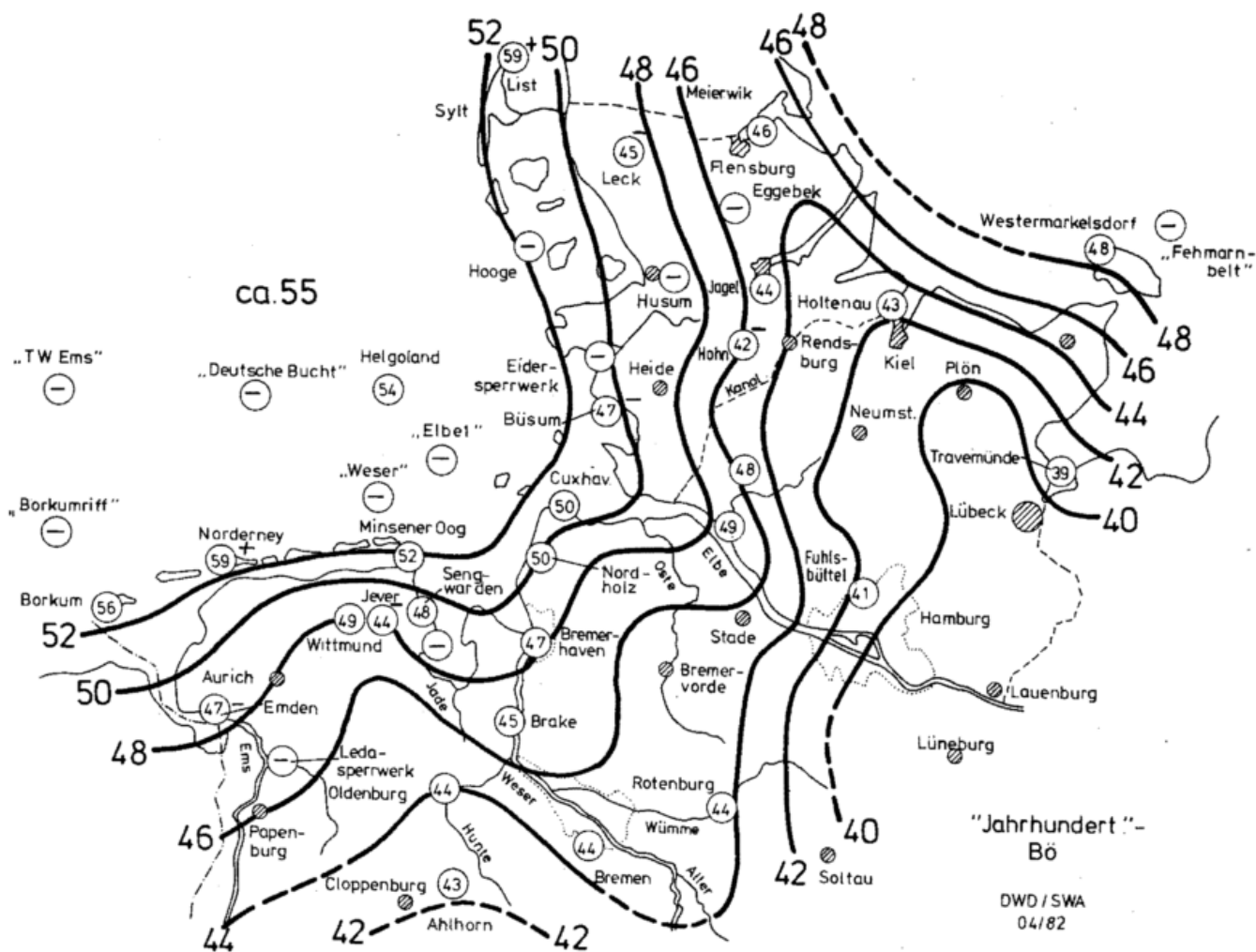


Abb. 3: Linien gleicher Schwellenwerte der Maximalböen (ms^{-1}) bei einer Überschreitungshäufigkeit von 1 pro Jahrhundert für 10 m Höhe in Norddeutschland.

Die Windwerte einiger Stationen mußten verworfen werden, da sie aufgrund lokaler Gegebenheiten nicht für das mesoskalige Windfeld des Umfeldes repräsentativ sind (lokal gesehen, sind sie dennoch objektiv „richtig“). Zu hohe Werte zeigen z. B. List/Sylt (wegen Messung auf einer 30 m hohen Düne) und Norderney, zu geringe Werte eine Reihe von Stationen (Leck, Husum, Hohn, Jever, Oldenburg u.a.), die alle größtenteils von einem dichten Gürtel von Nadelgehölz umgeben sind, der für die betreffende Gegend nicht typisch ist.

4 Schlußbemerkungen

Der erste Schritt zur Objektivierung dieser Klimaanalyse wurde bereits vollzogen. Die oben umrissene Modellvorstellung wurde quantifiziert und zu einem einfachen diagnostischen numerischen Gitterpunktmodell zusammengefaßt, Bodenrauheitsdaten im 3.8 Km-Raster aus einer topographischen Datei abgeleitet und mittels Annahmen über den geostrophischen Wind der Verlauf der Isotachen im 10-Meter-Niveau be-

rechnet. Es ergaben sich wenig grundsätzliche Abweichungen von der dargestellten Verteilung, aber eine Fülle von Details, für deren Darstellung und Interpretation hier jedoch nicht der Raum gegeben ist.

Literatur

- BERZ, G.: Verteilungen. Promet 13 (1983) H. 1/2, S. 11–16.
 PAESLER, M.: Homogenisierung. Promet 13 (1983) H. 1/2, S. 3–7.
 SCHMIDT, H.: Zur Extrapolation empirischer Verteilungen der Windgeschwindigkeit für Standorte im Flachland und auf freier See. Meteorol. Rdsch. 33 (1980) S. 129–137.
 SCHÖNWIESE, C.-D.: Stichprobenbeschreibung. Promet 13 (1983) H. 1/2, S. 7–11.
 SCHROERS, H; LÖSSLEIN, H.: Extremwertextrapolation und Windprofile bei Starkwind und Sturm. Meteorol. Rdsch. 16 (1983) Nr. 5, S. 205–213.

Großräumige Wechselwirkungen Ozean-Atmosphäre

Was ist mit dem Ausdruck „großräumige Wechselwirkung Ozean-Atmosphäre“ überhaupt gemeint? Es ist klar, daß Wechselwirkungen praktisch nur durch Flüsse von Impuls, Energie, Masse durch die Grenzfläche hervorgerufen werden können und insofern immer kleinräumig sind. Wenn man von großräumigen Wechselwirkungen Ozean-Atmosphäre¹⁾ spricht, meint man folgendes: Es gibt großräumige Anomalien, z. B. der Ozeanoberflächentemperaturen. Dadurch werden die Wechselwirkungsprozesse an der Grenzfläche systematisch beeinflusst, so daß z. B. erhöhter Wärmeübergang an die Atmosphäre und erhöhte Verdunstung eintritt. Folglich wird auch die Atmosphäre großräumig beeinflusst, so daß sich z. B. das mittlere Luftdruckfeld verändert. Umgekehrt kann eine großräumige Anomalie des Luftdruckfeldes, wenn sie eine Zeit lang anhält, zu einer Veränderung der Meeresströmungen führen.

Wesentlich sind dabei auch die Zeitskalen. Da die großräumigen Anomalien der Wassertemperaturen nur geringe Amplituden haben (Größenordnung 1 °C), müssen sie auch eine Weile andauern, um überhaupt einen merklichen Effekt auf die Atmosphäre auszuüben. Dies ist auch im großen und ganzen so, da der Ozean, genauer, die Deckschicht des Ozeans, wesentlich träger reagiert als die Atmosphäre: die Speicherfähigkeit für Wärme der Deckschicht ist um etwa den Faktor 30 höher als die der Atmosphäre (s. Promet 1974, S. 14–17), und die Bewegungsvorgänge sind ebenfalls um rund den Faktor 30 langsamer. Auf der größeren Trägheit des Ozeans und der Tatsache, daß großräumige Anomalien der Wasseroberflächentemperaturen beobachtet werden, beruht ja auch die Hoffnung, daß wegen der Wechselwirkung Ozean-Atmosphäre eine Witterungsvorhersage mit einer gewissen Wahrscheinlichkeit möglich sein wird.

Von den großräumigen Wechselwirkungen Ozean-Atmosphäre sind bisher im wesentlichen zwei bekannt: in den Tropen der Zusammenhang zwischen Anomalien der Wassertemperaturen am Äquator und der Passatzirkulation, in den gemäßigten Breiten der Zusammenhang zwischen Wassertemperatur-Anomalien des Pazifiks und Druckfeld-Anomalien über Nordamerika. Dagegen scheinen die Anomalien der Meereisbedeckung keine Rückwirkung auf die Atmosphäre (gleichzeitig oder nachfolgend in einem Zeitraum von bis zu einem Jahr) zu haben (LEMKE et al., 1980). Das ist nicht selbstverständlich, da durch Meereis der Wärmeaustausch Ozean-Atmosphäre behindert wird und sich die Luft über geschlossenen Eisflächen stärker abkühlen kann. Als Erklärungsversuch kann dienen, daß die Meereisbedeckung oft nicht geschlossen ist und dadurch weniger effektiv wirkt. Überdies sind die Flächen mit von Jahr zu Jahr wechselnder Bedeckung gar nicht so ausgedehnt (unsere Vorstellung ist ja durch die Merkator-Projektion beeinflusst!) und die Gebiete mit wechselnder

Meereisbedeckung sind auch Gebiete mit geringen Wassertemperaturen, so daß die Verdunstung ohnehin gering ist gegenüber der auf den übrigen Welt-Ozeanen, die höhere Temperaturen und damit Verdunstung haben. Der heute viel diskutierte Einfluß der Meereisbedeckung für Klimaänderungen beruht im wesentlichen auf der Änderung der Albedo und die dadurch verursachte positive Rückkopplung, die jedoch nicht so schnell wirksam ist.

Die Kopplung zwischen Ozean und Atmosphäre im Südpazifik ist unter dem Namen Southern Oscillation oder Walker-Zirkulation eine der bekanntesten Erscheinungen der großräumigen Wechselwirkungen Ozean-Atmosphäre. Ein Schema eines Teils der Southern Oscillation ist in Abbildung 1 gegeben. Starker SE-Passat bewirkt eine Verstärkung des kalten Humboldtstromes an der südamerikanischen Pazifikküste und einen ausgeprägten Auftrieb kalten Wassers am Äquator: die Ostwindkomponente bewirkt am Äquator eine Bewegung des Oberflächenwassers polwärts und aus Kontinuitätsgründen ein Aufsteigen kälteren Wassers an die Oberfläche. Dadurch wird die Konvektion in der ITCZ am Äquator abgeschwächt. Der Antrieb der Passatzirkulation wird gehemmt, die Passatzirkulation geschwächt. Damit läßt der Auftrieb kalten Wassers am Äquator nach und die Konvektion kann sich wieder verstärken. Das System schwingt nach diesem Schema zwischen schwachem und starkem Passat, kaltem und warmem Wasser hin und her. Die verschiedenen Zustände drücken sich dabei auch in anderen meteorologischen Varia-

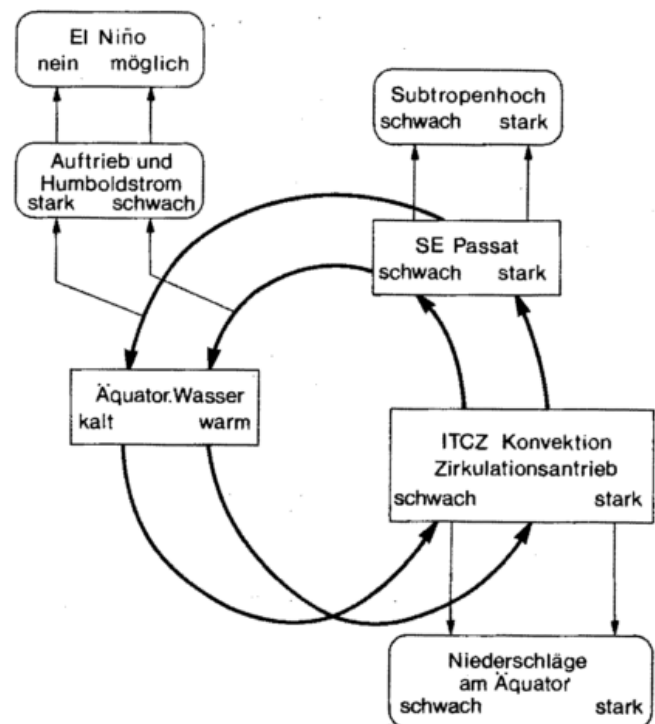


Abb. 1: Schema der Wechselwirkung Ozean-Atmosphäre im östlichen Pazifik als Teil der Southern Oscillation.

1) Betrachtet werden hier nur die großräumigen Wechselwirkungen mit Zeitskalen in der Größenordnung Monat bis Jahr, von denen man einen Einfluß auf die Witterung erwartet. Die klimarelevanten Wechselwirkungen Ozean-Atmosphäre werden nicht angesprochen.

blen aus: Die Stärke des Passats geht mit der Stärke des Subtropenhochs einher. Die Druckdifferenz zwischen dem Südpazifischen Hoch und dem Indonesischen Tief wird als Southern Oscillation Index benutzt. Warmes Wasser am Äquator und starke Konvektion bewirken starke Niederschläge am Äquator. Der starke SE-Passat bewirkt kaltes Auftriebswasser vor der peruanischen Küste und damit guten Fischfang.

Eine der bekanntesten Auswirkungen dieser Zirkulationsanomalien ist das sogenannte El Niño-Phänomen (s. Beitrag 12). In der normalen Situation ruft die küstenparallele oder ablandige Passatströmung an der Küste von Peru eine ablandige Oberflächenströmung hervor. Als Ersatz quillt kaltes, nährstoffreiches Wasser auf, das Fischereierträge begünstigt. Bleibt der Passat aus oder wird zu schwach, so bleibt das Auftriebswasser aus, die Fischerei wird geschädigt, und wegen des warmen Wassers können in den Küstenstrichen starke Niederschläge auftreten. Da dieses Phänomen häufig zu Beginn des Südsommers auftritt, wird es El Niño (das Christkind) genannt. Ein El Niño ist ein für die Wechselwirkung Ozean-Atmosphäre ungewöhnlich starkes Signal. Starke El Niños haben Temperaturanomalien von über 3 °C, mittlere von 2 bis 3 °C (d. h. Abweichungen der Monatsmittelwerte um diesen Betrag von den normalen Monatsmitteltemperaturen). Demgegenüber variieren die Mitteltemperaturen eines Monats von Jahr zu Jahr gerade in den Tropen um wesentlich geringere Beträge.

Das Umschlagen vom einen zum anderen Zirkulationstyp erfolgt offenbar so langsam, daß jedem Jahr ein bestimmter Zirkulationstyp zugeordnet werden kann. Dabei muß man allerdings bedenken, daß die jährliche Verschiebung der Zirkulationssysteme mit dem Sonnenstand auch die Stärke des SE-Passats beeinflusst und daß das angeführte Schema die Wechselwirkung mit dem Geschehen auf dem übrigen Teil des Globus nicht berücksichtigt. Eine Variation in einem großräumigen Zirkulationssystem muß auch die übrigen Zirkulationssysteme beeinflussen. Von der jahreszeitlichen Variation würde man erwarten, daß sie die Southern Oscillation in einer bestimmten Phase triggert, so daß es eigentlich nicht zu einem vollständigen Durchlaufen der Regelschwingung kommen würde. Man muß daher vermuten, daß das Umschlagen von dem einen zum anderen Typus extern, quasi zufällig, angeregt wirkt.

Eine Schwierigkeit bei der Untersuchung dieser Phänomene besteht darin, daß die Niederschlags- oder Temperaturanomalien unterschiedlich stark sein können. Ähnlich ist es bei dem El Niño-Auftreten. Ab wann wird ein schwächeres Ereignis bereits ein El Niño genannt? So sind die mittleren Abstände zwischen dem Auftreten von El Niño bei starken Ereignissen etwa 12 Jahre, bei starken bis gemäßigten El Niños 5,4 Jahre und bei Berücksichtigung auch schwacher El Niños 3,7 Jahre (QUINN et al. 1978). Wegen der langen Zeitskalen und des Fehlens guter Aufzeichnungen aus früheren Jahrhunderten ist es natürlich schwer, statistisch sichere Aussagen zu machen.

Während die Wassertemperatur-Anomalien auf dem östlichen Pazifik am ausgeprägtesten sind, treten Luftdruck-Anomalien auch im westlichen Pazifik auf. Die Wassertemperatur-Anomalien im östlichen Pazifik werden durch Variationen des Passats und damit der Windreibung (Ekmanstrom, Auftrieb) erklärt, während für den westlichen Pazifik Wassertemperatur-Anomalien aufgrund unterschiedlicher Bewölkung und

damit Strahlungsbilanz erwartet werden. Interessant ist dabei, daß die Wassertemperatur-Anomalie vor der südamerikanischen Küste (El Niño) oft vor einem Luftdruckanstieg in Port Darwin (Southern Oscillation) einsetzt, daß dieser Luftdruckanstieg aber eine deutliche Vorhersagequalität hat für starke Niederschläge im östlichen äquatorialen Pazifik (in 76% der Fälle, gestützt auf einen Zeitraum von 79 Jahren), wobei der Druckanstieg ein bis acht Monate eher eintritt (QUINN u. BURT 1970).

Ergänzend zu der vorstehenden allgemeinen Darstellung sei darauf hingewiesen, daß in den Jahren 1982/83 ein bemerkenswert starkes und im Ablauf ungewöhnliches El Niño/Southern Oscillation-Ereignis stattfand. Dieses hatte außergewöhnlich starke Temperaturanomalien (bis + 6 °C) im mittleren und östlichen Pazifik. Verglichen mit den drei starken El Niños der letzten etwa 45 Jahre (die früheren Ereignisse sind wegen der geringeren Beobachtungsdichte zum Vergleich nicht so gut geeignet) lief das Ereignis 1982/83 anomal ab. Nach dem klassischen Bild bedingt ein Nachlassen der Passatzirkulation eine Verringerung des Auftriebs und damit das Auftreten anomal warmen Wassers zunächst an der Küste von Peru und Ecuador. Dann breitet sich die positive Temperatur-Anomalie am Äquator westwärts aus, dokumentiert jeweils zugleich durch das Einsetzen anomal hoher Niederschläge. Bei dem Ereignis 1982/83 erfolgte das Fortschreiten eher von West nach Ost. Im westlichen Pazifik traten Anomalien des Passats bereits im Sommer '82 auf und erreichten im Oktober '82 ihr Maximum, d.h. ein Zusammenbruch des Passatwind-systems. Im zentralen Pazifik trat das Maximum im Januar '83 auf und im östlichen Pazifik im April '83. Im Juli '83 waren die Anomalien der Windfelder auf dem ganzen äquatorialen Pazifik auf einen Betrag unter 4 m/s abgeklungen. Bei den Wassertemperatur-Anomalien ist das Bild nicht so eindeutig. Wegen der im westlichen Pazifik tiefer liegenden Sprungschicht bleiben dort die Temperatur-Anomalien geringer, sie erreichten dort im Sommer '82 etwa 1 °C. Der gleiche Betrag wird gleichzeitig im zentralen und östlichen Pazifik erreicht. Im östlichen Pazifik wird im Bereich 120–130° Länge im Dezember '82 ein Maximum von 5 °C erreicht. In den Küstengebieten von Peru und Ecuador steigen die Temperatur-Anomalien im März '83 noch einmal an und erreichen im Juni '83 ein Maximum von 7 °C. Im Juli '83 waren die Anomalien westlich von 120° auf 1 °C abgeklungen und im Küstengebiet von Peru und Ecuador auf 5 °C. Es ist interessant zu bemerken, daß in diesem wohldokumentierten Fall die Anomalien sich verhältnismäßig gleichmäßig während eines Zeitraums von etwas mehr als einem Jahr entwickelt haben. Zur Erklärung dieses Ereignisses wurden auf der IUGG-Tagung in Hamburg im August 1983 mehrere Modellvorstellungen entwickelt — es erscheint aber wohl noch zu früh, eine Erklärung zu akzeptieren.

Die großräumigen Wechselwirkungen Ozean-Atmosphäre der gemäßigten Breiten sind weniger spektakulär. Von Analysen der Beobachtungen der atlantischen Wetterschiffe weiß man, daß die Variationen der Wassertemperaturen von Jahr zu Jahr größer sind als die innerhalb eines Monats (KRAUS u. MORRISON 1966). Wenn die Wassertemperatur-Anomalien entsprechende Wärmestrom-Anomalien (fühlbare und latente Wärme) hervorrufen, und diese nennenswert sind verglichen zur Variabilität anderer Energieströme, müßte man einen Einfluß auf die atmosphärische Zirkulation erwarten.

NAMIAS hat diesen Problemkreis in zahlreichen Arbeiten untersucht. Die Abbildung 2 gibt ein Beispiel für Zusammenhänge zwischen der Wassertemperatur-Anomalie im Sommer im Gebiet des westlichen Nordpazifik (etwa 150°–180° W, 42°–60° N) und den Luftdruck im selben Gebiet im folgenden Herbst (NAMIAS 1976). Man sieht eine deutliche Korrelation. Ähnlich erhält man eine Korrelation der Wassertemperatur mit der Temperatur über dem nordamerikanischen Kontinent im nachfolgenden Herbst (Abb. 3), die mit +0,45 und –0,5 durchaus nennenswerte Beträge erreicht.

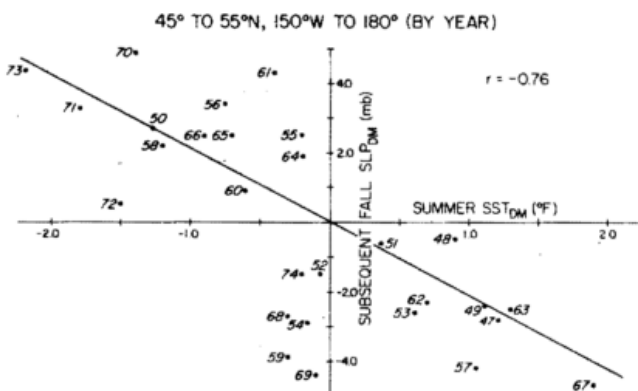


Abb. 2: Zusammenhang zwischen Oberflächentemperatur-Anomalien im Sommer und Bodenluftdruck-Anomalien im folgenden Herbst im Gebiet der Aleuten. Die Zahlen geben die einzelnen Jahre an. (Aus: NAMIAS 1976).

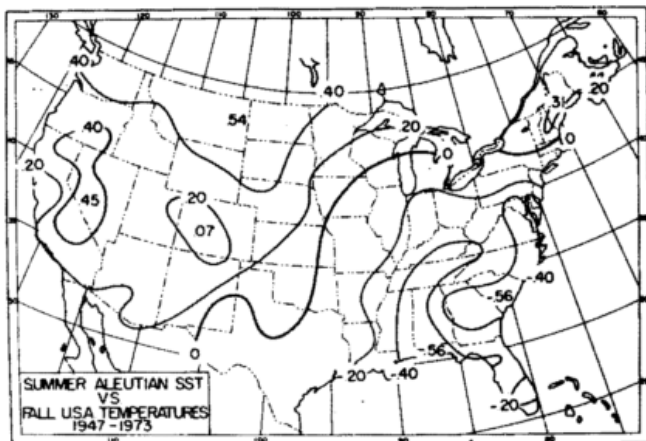
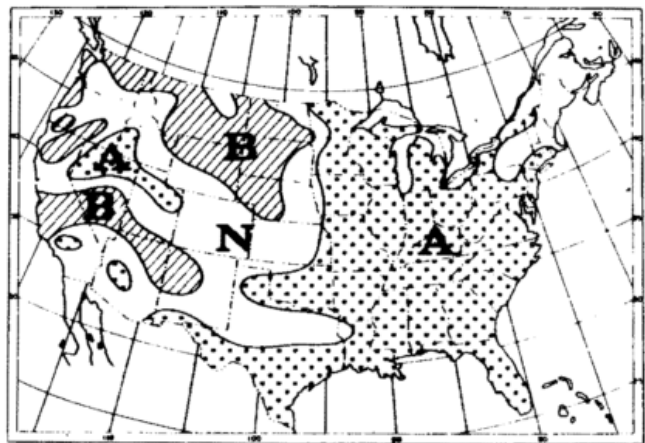
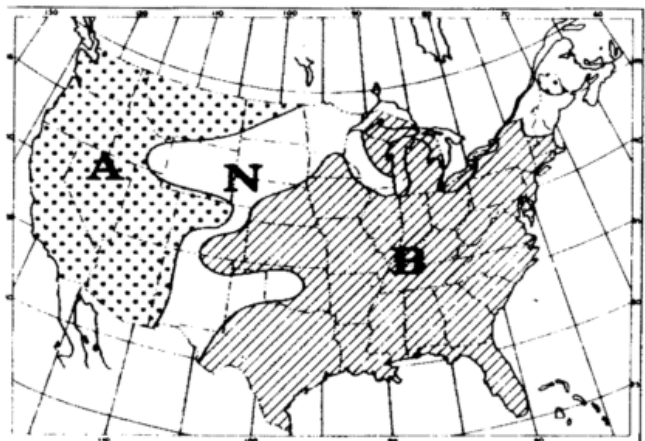


Abb. 3: Isolinien der Korrelation zwischen der Sommer-Oberflächentemperatur-Anomalie im Seegebiet der Aleuten und den Bodentemperaturen in den U.S.A. im folgenden Herbst (Zeitraum 1947–1973 wie Abb. 2, aus NAMIAS 1976).

Bei den Korrelationsanalysen bleibt natürlich offen, was Ursache, was Wirkung ist. Es könnte ja so sein, daß atmosphärische Druckfeldanomalien die ozeanischen Strömungssysteme beeinflussen, so daß über eine Änderung der Advektion im Meer eine Temperaturanomalie entsteht. Tatsächlich hatte man für den Nordpazifik nachgewiesen, daß die einzige statistisch signifikante Beziehung zwischen Wassertemperatur und Bodenluftdruck so ist, daß die Wassertemperatur dem Luftdruck



FALL 1973



FALL 1967

Abb. 4: Bodentemperatur-Anomalien im Herbst in den U.S.A. für die beiden extremen Jahre 1973 und 1967 (s. Abb. 2). Die Temperaturen wurden in Terzile „über normal“ (A) und „unter normal“ (B) und „normal“ (N) eingeteilt. (Aus NAMIAS 1976).

folgt, wenn man keine Einteilung nach Jahreszeiten macht (DAVIS 1978). Behandelt man die Jahreszeiten in der Statistik getrennt, so ergibt sich, daß man auf dem Nordpazifik Herbst- und Winterdruckfeldanomalien mit Hilfe sowohl der Temperaturfeld- als auch der Druckfeldanomalien aus dem selben Gebiet vorhersagen kann, wobei allerdings nur etwa 25 bis 30% der Varianz überzufällig erklärt werden. Damit ist, statistisch abgesichert, nachgewiesen, daß die Wassertemperaturanomalien die atmosphärische Zirkulation beeinflussen. Leider ergab die statistisch verfeinerte Untersuchung von DAVIS (1978) auch, daß signifikante Beziehungen nur für den Spätsommer – Spätherbst vorliegen. Diese Untersuchung bezieht sich allerdings nur auf den Nordpazifik und die Variablen Wassertemperatur und Bodenluftdruck.

Die Untersuchungen von NAMIAS beziehen auch den nordamerikanischen Kontinent ein. Die von ihm angegebenen Korrelationskoeffizienten beruhen auf Daten von 27 Jahren und damit sind nur Beträge von 0,4 und größer signifikant von Null verschieden, wenn man nicht zu strenge Maßstäbe an-

legt. Der insgesamt positivere Eindruck, den man erhält, rührt daher, daß die Muster der Korrelationen sinnvoll aussehen und daß man eine plausible Kausalkette angeben kann: Man erhält eine hohe Korrelation ($-0,68$) zwischen Wasseroberflächentemperatur im Gebiet des Aleutentiefs im Sommer und dem Boden-Luftdruck oder der Höhe der 700-hPa-Fläche im selben Gebiet im Herbst. Das stützt die Vorstellung, daß durch die Wassertemperatur-Anomalien im wesentlichen die bevorzugte Lage der Tröge und Rücken verändert wird und so die Temperaturen auf dem nordamerikanischen Kontinent beeinflusst werden (Abb. 4). Damit wird auch plausibel, daß dem Betrage nach höhere Korrelationen mit der Temperatur an der nordamerikanischen Ostküste gefunden werden, bei verschwindender Korrelation in der Mitte des Kontinents. Interessant ist vielleicht noch, daß die Korrelationen mit der Niederschlagsmenge im Herbst geringer sind und im wesentlichen umgekehrte Vorzeichen haben (wärmer und trockener, kälter und feuchter). Weitere Untersuchungen zeigen, daß auch Korrelationen zwischen der Wassertemperatur am Äquator im Pazifik und der nachfolgenden Temperatur auf dem nordamerikanischen Kontinent bestehen. Leider wird durch diese nur ein geringer Teil der Varianz erklärt.

Literatur

- DAVIS, R. E.: Predictability of sea level pressure anomalies over the North Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.* 8 (1978) S. 233—246.
- KRAUS, E. B.; R. E. MORRISON: Local interactions between the sea and the air at monthly and annual time scales. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 92 (1966) S. 114—127.
- LEMKE, P.; E. W. TRINKL; K. HASSELMANN: Stochastic dynamic analysis of polar sea ice variability. *J. Phys. Oceanogr.* 10 (1980) S. 2100—2120.
- NAMIAS, J.: Negative ocean-air feedback systems over the North Pacific in the transition from warm to cold seasons. *Monthly Weather Rev.* 104 (1976) S. 1107—1121. Ebenso: *Ann. d. Meteorol. N. F.* 11 (1976) S. 241—246.
- QUINN, W. H.; W. V. BURT: Prediction of abnormally heavy precipitation over the equatorial Pacific dry zone. *J. Appl. Meteorol.* 9 (1970) S. 20—28.
- QUINN, W. H.; D. O. ZOPF; K. S. SHORT; R. T. W. KUO YANG: Historical trends and statistics of the southern oscillation, El Niño, and Indonesian droughts. *Fishery Bull.* 76 (1978) S. 663—678.

12 E. MITTELSTAEDT Winderzeugte Meeresströmungen

Hauptursache der Oberflächenströmungen sind die Windschubspannung an der Wasseroberfläche und die internen Druckkräfte im Meer. Letztere werden durch die Neigung der Meeresoberfläche und durch Dichteunterschiede in der Wassersäule verursacht. Großräumig betrachtet sind die Wirkungen der Wind- und Druckkräfte hierbei nicht unabhängig voneinander.

Winderzeugte Strömungen umfassen ein großes Spektrum von Skalen. Es reicht von kleinräumigen Prozessen, hervorgerufen durch die Mikroturbulenz des örtlichen Windfeldes bis zu den bekannten globalen Oberflächenströmungen (Abb. 1).

Im folgenden soll insbesondere von den mittel- und großräumigen winderzeugten Oberflächenzirkulationen im Meer die Rede sein.

Der Reibungseffekt des Winds, die Windschubspannung, erzeugt an der Meeresoberfläche Seegang und Strömungen. Hierbei werden Impuls und Energie auf die Meeresoberfläche übertragen. Infolge von interner turbulenter Reibung kann die winderzeugte Strömung tiefere Wasserschichten „mitreißen“. Ein Teil der Seegangenergie wird ebenfalls durch nicht-lineare Effekte in eine mittlere Strömung umgewandelt. Windschubspannung und Seegang verursachen daher die unmittelbar vom Wind erzeugte Strömung, die durch die Corioliskraft abgelenkt wird. Der Einfluß der direkt vom Wind erzeugten Strömung beschränkt sich im allgemeinen aber auf eine Tiefenschicht von etwa 100 bis 200 m.

In einem unbegrenzten, homogenen Ozean ist das Ergebnis aus Windschubspannung, turbulenter Reibung im Meer und Corioliskraft der sogenannte *reine Triftstrom*, dessen Theorie

von V. W. EKMANN (1905) entwickelt worden ist. Die Verteilung des „reinen Triftstroms“ mit der Tiefe ist in Abbildung 2 dargestellt. An der Wasseroberfläche setzt der Triftstrom in einem Winkel von 45° relativ zur Windrichtung im antizyklonalen Drehsinn. Mit wachsender Tiefe nimmt die Strömungsgeschwindigkeit ab, und der Strömungsvektor dreht weiter antizyklonal. Die Tiefe D, in der die Strömung entgegengesetzt zur Oberflächenströmung gerichtet ist, wird Reibungstiefe genannt. In dieser Tiefe beträgt die Geschwindigkeit des Triftstroms nur noch $1/23$ derjenigen an der Wasseroberfläche. Da ein Zwanzigstel der winderzeugten Oberflächenchengeschwindigkeit im allgemeinen eine zu vernachlässigende Größe ist, kann D zugleich als Tiefe des Triftstroms angenommen werden. Die Reibungstiefe hängt ab von der Windgeschwindigkeit, der Reibung und der geographischen Breite. Zum Beispiel beträgt D bei der geographischen Breite von 50° und einer Windgeschwindigkeit von 14 Knoten etwa 60 m.

Beobachtungen zeigen, daß der Winkel zwischen Wind- und Strömungsrichtung gewöhnlich zwischen 25° und 45° liegt. Die Strömungsgeschwindigkeit an der Wasseroberfläche beträgt etwa 2% der Windgeschwindigkeit.

Der vertikal integrierte Volumentransport des Triftstroms ist unabhängig von der internen Reibung. Er hängt nur von der Windschubspannung ab und ist stets senkrecht in antizyklonalem Drehsinn relativ zum Wind gerichtet.

Bei endlichen Wassertiefen ändert sich das Verhalten des stationären reinen Triftstroms kaum, sofern die Wassertiefe wesentlich größer als die Reibungstiefe D ist. Bei Wassertiefen, die geringer als D sind, wird der Winkel zwischen Wind- und Stromrichtung an der Oberfläche kleiner.

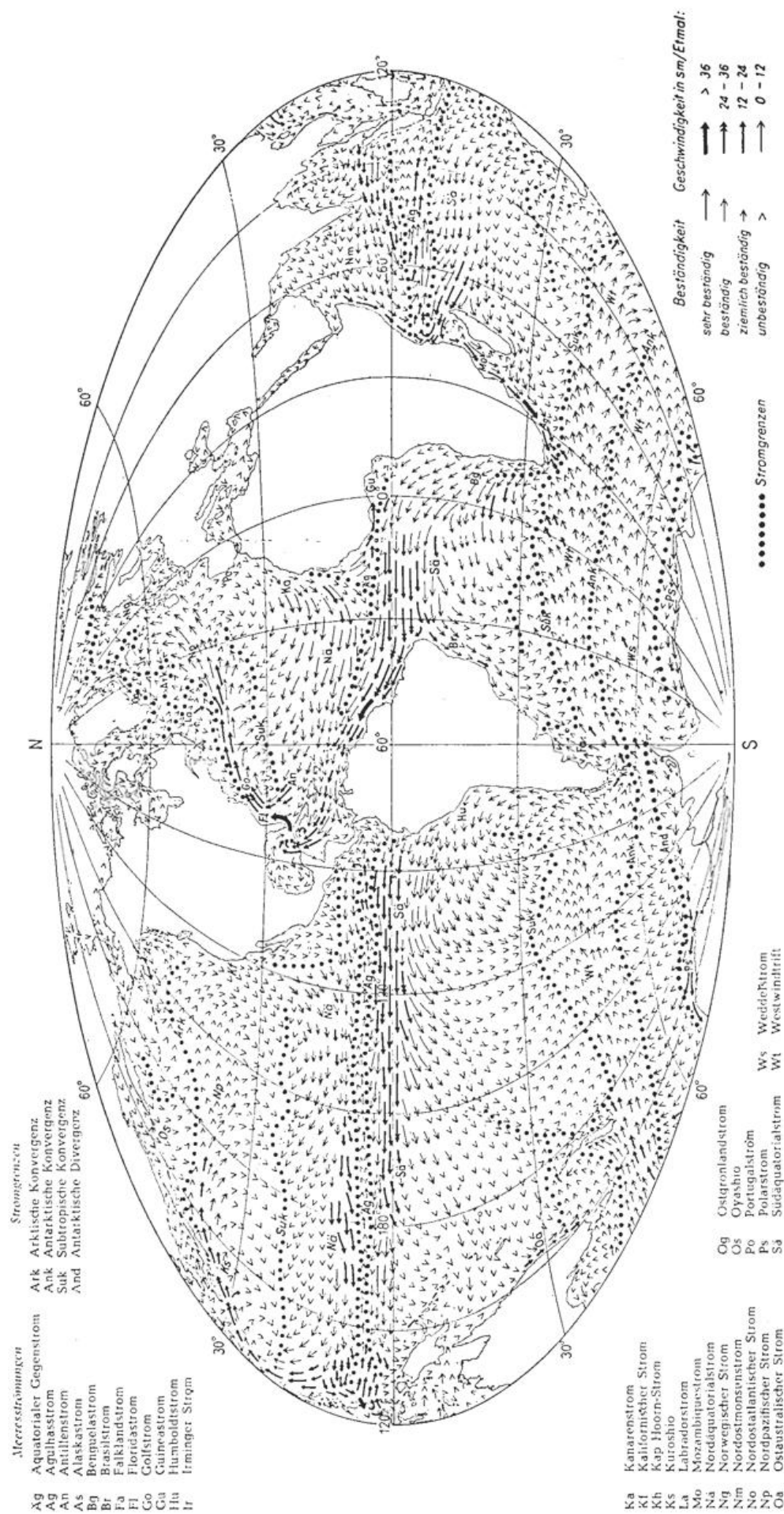


Abb. 1: Oberflächenströmungen des Weltmeeres im Nordwinter (aus: DIETRICH 1957).

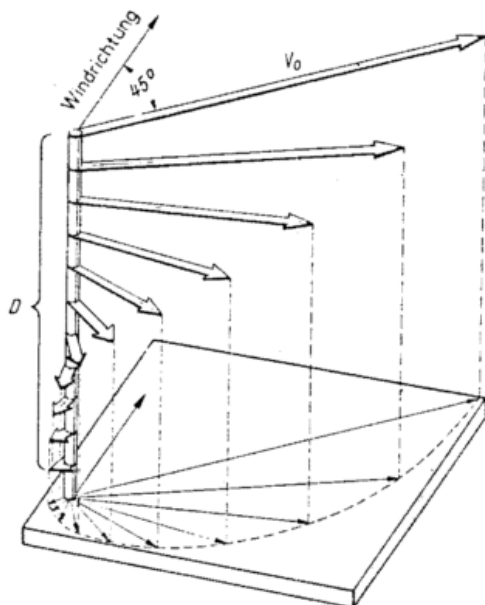


Abb. 2: Vertikale Stromverteilung im reinen Triftstrom auf der Nordhemisphäre (nach EKMAN).

Die vertikale Dichteschichtung in der Oberflächenschicht der offenen Ozeane ist im allgemeinen so gering, daß ihr Einfluß auf das Vertikalprofil des Triftstroms kaum eine Rolle spielt. Nur in Küstennähe, wo die Dichte häufig bereits in Oberflächennähe stark mit der Tiefe zunimmt, setzt die vertikale Schichtung im Meer den turbulenten Vertikalaustausch herab und verhindert die volle Entfaltung des Triftstroms mit der Tiefe.

Der direkt vom Wind erzeugte Massentransport in der Oberflächenschicht (auch Ekman-Schicht genannt) erreicht im Durchschnitt Geschwindigkeiten zwischen 10 und 20 cm s^{-1} . Derartige Strömungsgeschwindigkeiten sind für große Teile des Weltozeans typisch. Dagegen sind die hohen Transportgeschwindigkeiten von 1 bis 2,5 m s^{-1} im äquatorialen Stromsystem und in den Randströmen entlang der Westränder der Ozeane (z. B. im Golfstrom) die Ausnahme, bezogen auf die Gesamtfläche des Weltmeeres. Allerdings beeinflussen sie die großräumige Ozeanzirkulation nachhaltig. Die starken Strömungen werden zu einem wesentlichen Teil ebenfalls vom Wind erzeugt, jedoch indirekt aufgrund des globalen Windfeldes. Am Beispiel des Nordatlantiks soll der indirekte Wind einfluß auf die großen Meeresströmungen hier kurz erläutert werden.

Abgesehen von den jahreszeitlichen Variationen, ist das großräumige Windfeld im Mittel über dem Nordatlantik relativ gleichbleibend. In den höheren Breiten, um 45° N, dehnt sich die Westwindregion aus; in den niederen Breiten, um 15° N, wehen die Nordostpassate mit einer starken Komponente nach Westen. Der Massentransport des reinen Triftstroms ist senkrecht zur Windrichtung nach rechts gerichtet. Infolge der westlichen Winde im Norden und der östlichen Winde im Süden wird das Oberflächenwasser daher in den zentralen Nordatlantik, in das Gebiet des Roßbreitenhochs, bei etwa 30° N gedrängt. Die Folge ist eine Ansammlung von leichtem und warmem Oberflächenwasser im zentralen Teil der großräumi-

gen antizyklonalen Zirkulation im Nordatlantik. Die Konvergenz der Oberflächenströmungen führt zu einer Anhebung der Wasseroberfläche. Gleichzeitig macht sich die Ansammlung des warmen Oberflächenwassers im Rotationszentrum (etwa im Gebiet der Sargassosee) durch eine Absenkung der Dichteflächen im Wasser bis etwa 800 m Tiefe bemerkbar. Mit der Konvergenz verbunden sind Absinkbewegungen. Die Größenordnung der Vertikalgeschwindigkeiten beträgt 10^{-5} bis $10^{-4} \text{ cm s}^{-1}$. Das absinkende Wasser der Oberschicht drückt auf die darunter liegenden Schichten. Da Wasser praktisch inkompressibel ist, werden die absinkenden Wassermassen in der Tiefe zur Seite gedrückt. Der Massenzufluß in Oberflächennähe wird also kompensiert durch einen Massenabfluß in der Tiefe. Das seitliche Abfließen in der Tiefe vergrößert den Rotationsradius und das Trägheitsmoment der antizyklonalen Rotation in den tieferen Wasserschichten. Daher nimmt dort die Zirkulationsstärke (Rotationsstärke) ab. Infolgedessen entspricht die Rotation nicht mehr derjenigen der Tiefwasserschicht, die wie die Erde rotiert. Ein Wasserkörper, dessen Rotation sich durch Absinken und seitliches Abfließen in der Tiefe verringert, breitet sich gewöhnlich in den tieferen Schichten äquatorwärts aus (wo die Vertikalkomponente der Erdrotation geringer wird), bis die eigene Rotation der Erdrotation entspricht.

In einem langen Breitenstreifen um 30° N bewegt sich die indirekt vom Wind erzeugte Strömung in tieferen Wasserschichten in südliche Richtungen. Das äquatorwärts fließende Wasser muß im Norden ständig durch Rezirkulation ersetzt werden. Auch hierbei gilt, daß die rückfließenden Wassermassen bestrebt sind, eine Rotation anzunehmen, die derjenigen des Erdkörpers entspricht. Wenn die Wassermassen nordwärts strömen, müssen sie zyklonale Rotation gewinnen (oder antizyklonale Rotation verlieren). Dies geschieht in Form der starken Randströme entlang der Westränder der Ozeane. Der Golfstrom ist ein derartiger Randstrom, der auf seinem Wege nach Norden bzw. Nordosten seine verhältnismäßig hohe (antizyklonale) Rotation durch starke Randeibung auf seiner dem Land zugewandten Flanke verliert. Er läßt sich als eine starke Rückströmung ansehen, deren Wasserreservoir zu einem großen Teil das Gebiet mit winderzeugter Strömungskonvergenz im zentralen Nordostatlantik ist.

Die Ozeanränder bzw. die Kontinentalränder formen die Zirkulation im Weltmeer wesentlich mit. Sie zwingen die Strömungen in eine bestimmte Richtung entlang der Küsten. Ohne sie gäbe es keine starken Randströmungen wie den Golfstrom. Außerdem bewirkt der Wind positive oder negative Anstauungen des Oberflächenwassers an den Küsten, je nach Windrichtung. Das heißt, es entsteht im Küstenmeer ein winderzeugtes Druckgefälle, das Tiefenströmungen (Gradientströme) parallel zu den Tiefenlinien in Bewegung setzt. Gleichzeitig verursacht eine Konvergenz der Küstenströmung in der Oberflächenschicht (positiver Anstau) Absinkbewegungen und eine Divergenz (negativer Anstau) küstennahe Auftriebsbewegungen. Die mittleren Vertikalgeschwindigkeiten (10^{-3} bis $10^{-2} \text{ cm s}^{-1}$) entlang der Küsten sind für gewöhnlich größer als im offenen Ozean (10^{-5} bis $10^{-4} \text{ cm s}^{-1}$). Die bedeutendsten küstennahen Auftriebsgebiete erstrecken sich entlang der Westküsten der Kontinente in der Passatwindzone.

Die äquatorwärts wehenden küstenparallelen oder schwach ablandigen Passate treiben in Verbindung mit der Coriolis-

kraft das warme Oberflächenwasser weg von der Küste. Die divergente Küstenströmung erzeugt ein Wassermassendefizit in der Oberschicht. Ein Teil dieses Defizits wird von nachfließendem Wasser von der Seite ersetzt. Ein anderer Teil wird durch aus der Tiefe aufsteigende kühle und nährstoffreiche Wassermassen ausgeglichen. Die Folge sind u. a. eine bemerkenswerte Herabsetzung der Oberflächentemperatur entlang der Auftriebsküsten, eine starke Zunahme der Nährstoffe im oberflächennahen Wasser und als Konsequenz hiervon die bekannten großen Fischbestände in diesen Regionen.

In einigen Fällen beschränkt sich die Wirkung des winderzeugten Druckgefälles in Küstennähe nicht nur auf das Küstenmeer, sondern erfaßt den gesamten Ozean. Dies gilt zum Beispiel für den äquatorialen Unterstrom, der in 50 bis 400 m Tiefe entlang des Äquators nach Osten setzt. Er ist eingebettet in der vom Südostpassat getriebenen Südäquatorialströmung. Im Kern des Unterstroms, in etwa 100 m Tiefe, treten maximale Geschwindigkeiten von mehr als 1 m s^{-1} auf.

Entsprechend den nach Westen wehenden Winden setzt die Oberflächenströmung am Äquator nach Westen. Da am Äquator die Corioliskraft verschwindet, wird die Strömung dort dabei nicht abgelenkt. Im Fall des Atlantiks bildet die Küste Südamerikas eine Landbarriere für die westliche Oberflächenströmung am Äquator. Die Folge ist ein Anstau des Oberflächenwassers im Westen des äquatorialen Atlantiks, der ein Druckgefälle nach Osten erzeugt. An der Oberfläche ist die Westkomponente der Windschubspannung groß genug, um die nach Westen gerichtete Strömung aufrechtzuerhalten. Unterhalb der Wasseroberfläche nimmt der Windeinfluß jedoch ab. Die nach Osten gerichtete Druckkraft gewinnt die Oberhand und verursacht den äquatorialen Unterstrom.

In einiger Entfernung vom Äquator ist die Corioliskraft bereits wieder wirksam. Die winderzeugten Oberflächenströmungen beiderseits des Äquators werden daher vom Äquator weg abgelenkt, so daß eine horizontale Strömungsdivergenz am Äquator entsteht. Als Ersatz für das divergierende Oberflächenwasser steigen in der Oberflächenschicht Wassermassen aus der Tiefe auf (äquatorialer Auftrieb). Unterhalb der Oberflächenschicht wird das aufsteigende Wasser durch eine Strömungskonvergenz ersetzt.

Außerhalb einer etwa 1° breiten Zone beiderseits des Äquators kann die Corioliskraft, in Verbindung mit den äquatorwärts gerichteten Strömungen dem Druckgefälle nach Osten das Gleichgewicht halten. Nur direkt am Äquator ist die Corioliskraft schwach genug, so daß sich der Unterstrom durchsetzen kann.

Die Corioliskraft verschwindet zwar am Äquator selbst, ihre Zunahme mit der geographischen Breite ist jedoch in der Äquatorialregion am größten. Dies hat eine Stabilisierung des Unterstroms zur Folge. Wenn der Unterstrom nach Süden wandert, wird er durch die Corioliskraft zum Äquator zurückgedrängt; wandert er nach Norden, wirkt die Corioliskraft nach rechts, so daß der Unterstrom ebenfalls wieder zum Äquator zurückwandert.

Ein anderes Beispiel für die Wirkung großräumiger Windfelder auf die Ozeanzirkulation ist das Phänomen des *El Niño* entlang der Westküste Südamerikas (s. Beitrag 11).

Um die Weihnachtszeit kommen insbesondere entlang der peruanischen Auftriebsküste gelegentlich anomale Temperatur-

erhöhungen des Oberflächenwassers vor. Diese Erscheinung ist verbunden mit einem katastrophalen Massensterben der Fischbestände in den sonst fruchtbaren Küstengewässern von Peru. Die Ursache sind warme Oberflächenwassermassen äquatorialen Ursprungs, die sich entlang der Küste Ecuadors und Perus polwärts ausbreiten (*El Niño*).

Obwohl das Einsetzen des *El Niño* mit der normalen jahreszeitlichen Erwärmung der Küstengewässer zusammenfällt, übersteigt seine Wirkung hinsichtlich der Erwärmung und der geographischen Ausdehnung der warmen Wassermassen in der Oberflächenschicht bei weitem die gewöhnlichen jahreszeitlichen Grenzwerte.

Trotz zeitweise auftriebsgünstiger Südostpassate entlang der Küste ist während dieser Ereignisse der küstennahe Auftrieb auf die warme Oberflächenschicht begrenzt. Das aus geringen Tiefen aufsteigende Wasser ist nährstoffarm.

Die stärksten *El Niño*-Ereignisse scheinen mit dem jahreszeitlichen Nachlassen außergewöhnlich starker Südostpassate über dem zentralen Pazifik gekoppelt zu sein. Sobald die Windschubspannung über dem zentralen Pazifik nachläßt, setzen sich die im Westen angestauten Wassermassen in Form einer internen Kelvin-Welle nach Osten in Bewegung.

Kelvin-Wellen (genannt nach LORD KELVIN) gehören zu den *planetarischen Wellen*, die von der meridionalen Variation der Corioliskraft abhängen. Im allgemeinen handelt es sich bei Kelvin-Wellen um Randwellen. Ihre Amplitude ist am Ozeanrand am größten und fällt exponentiell mit der Entfernung vom Rand ab.

Die durch die geneigte Wellenfläche erzeugte Druckkraft steht in jedem Punkt der Welle stets im Gleichgewicht mit der Corioliskraft.

Kelvin-Wellen treten aber auch entlang des Äquators auf. Hier hat der Vorzeichenwechsel des Coriolisparameters die gleiche Wirkung für planetarische Wellen wie ein fester Rand.

Die durch das Nachlassen der Passate über dem zentralen Pazifik erzeugte, ostwärts wandernde äquatoriale Kelvin-Welle führt zu einer Ansammlung warmer Oberflächenwassermassen am Ostrand des äquatorialen Pazifiks. Die Folge ist dort ein Absinken der gewöhnlich flachen Untergrenze (Sprungschicht) der warmen Oberflächenschicht. Ein Teil der Wellenenergie wird am Ostrand in Form von westwärts wandernden Rossby-Wellen reflektiert. Der andere Teil der Wellenenergie breitet sich polwärts als Kelvin-Welle aus, die entlang der Küste von Ecuador und Peru während eines Zeitraums von 1 bis 3 Monaten Absinkbewegungen erzeugt. Auf diese Weise entsteht dort, wo in normalen Auftriebszeiten die Küstenströmung zum Äquator setzt, eine polwärts gerichtete Strömung, die warme äquatoriale Wassermassen entlang der Küste nach Süden mit sich führt.

Selbst wenn während dieser Zeiträume die Südostpassate im Küstenbereich gelegentlich stark genug sind und regional Auftrieb verursachen, so ändert dies nur wenig. Wegen des Absinkens der Sprungschicht während der *El Niño*-Perioden reicht die Wirkung auftriebsgünstiger Passate über den Küstengewässern nicht tief genug, so daß das kühle und nährstoffreiche Wasser unterhalb der Sprungschicht nicht an die Wasseroberfläche aufsteigen kann.

Literatur

DIETRICH, G.: Allgemeine Meereskunde. Berlin: Gebr. Bornträger 1957.

EKMAN, W.: On the influence of the earth's rotation on ocean currents. Ark. Mat. Astron. Fys. 12 (1905) S. 1—52.

O'BRIEN, J. J.; A. BUSALACCHI; J. KINDLE: Ocean models of El Niño. In: Resource management and environmental uncertainty. New York: John Wiley & Sons 1980. S. 159—212.

POND, ST.; G. L. PICKARD: Introductory dynamic oceanography. London: Pergamon Press 1978.

ROBINSON, A. R. (Ed.): Wind-driven ocean circulation. Toronto: Blaisdell Publ. Co. 1962.

STEWART, R. W.: The atmosphere and the ocean. Scientific American 221 (1969) Nr. 3, S. 76—86.

Blick zurück

Aus Anlaß der 100jährigen Wiederkehr der Gründung des Zweigvereins Berlin der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft fand am 29. und 30. März 1984 im Institut für Meteorologie der Freien Universität eine Fortbildungsveranstaltung „Geschichte und moderne Entwicklung der Synoptischen Meteorologie“ statt. Nach der Begrüßungsansprache des Vorsitzenden des Berliner Zweigvereins, Prof. Dr. H. FORTAK, wurden insgesamt acht Fachvorträge gehalten, die in einem Fest-Band als Kurzfassungen veröffentlicht werden sollen.

Nachfolgend wird der ausführliche Text des Vortrages von Prof. Dr. H. REUTER (Wien) wiedergegeben. In einem geschichtlichen Rückblick werden darin die Pionierleistungen der Synoptischen Meteorologie aufgezeigt und gewürdigt. Ihre Bedeutung für die moderne Wettervorhersage liegt darin, daß die Erkenntnisse der theoretischen und praktischen Synoptik dazu dienen können, die großskaligen Felddarstellungen der numerischen Modelle im meso- und kleinräumigen Scale zu interpretieren und in adäquate Vorhersagen umzusetzen.

Geschichte der Synoptik

Die Idee zu einer synoptischen Arbeitsmethode in der Meteorologie wurde bereits zu Beginn des vorigen Jahrhunderts geboren. Die ersten synoptischen Wetterkarten wurden wohl von BRANDES in Leipzig in den Jahren 1816 bis 1820 gezeichnet. Hierdurch konnte erstmalig der Anschauung zum Durchbruch verholfen werden, daß die Wetterentwicklung nicht durch Beobachtung des zeitlichen Ablaufs bestimmter meteorologischer Elemente an einem Beobachtungsort beschrieben werden sollte, sondern besser mittels der Feldverteilung der meteorologischen Größen in einem hinreichend großen Gebiet zu einem festgehaltenen Termin, bzw. durch die Änderung dieser Feldverteilungen im Zeitablauf. Im wesentlichen war diese Erkenntnis nichts anderes, als daß man zur Überzeugung kam, die atmosphärischen Vorgänge seien die Folge thermohydrodynamischer Prozesse im Sinne eines Anfangs- und Randwertproblems. Allerdings half diese theoretisch formulierte Aufgabenstellung zunächst nicht viel bei der Lösung der schwierigen Aufgabe, die Wetterprozesse zu erfassen und die Wetterentwicklung zu prognostizieren. Vorerst mußten nämlich folgende grundlegende Fragen gelöst werden:

1. Wie kann ein möglichst dichtes und weltweites Wetterbeobachtungsnetz aufgestellt und betrieben werden?
2. Wie können die Wetterbeobachtungen möglichst rasch übermittelt und in bestimmten Wetterzentralen gesammelt werden?

3. Wie können die Beobachtungen möglichst rationell ausgewertet und interpretiert werden? In welcher Beziehung stehen die Feldverteilungen meteorologischer Werte zur Wetterentwicklung? Wie kann die Änderung der Feldverteilungen und damit die Wetteränderung prognostisch erfaßt werden?

Die ersten beiden Fragen mußten von internationalen Organisationen bewältigt werden. Sie stellen sowohl ein nationales wie ein internationales Problem dar. Es kam zur Gründung der Internationalen Meteorologischen Organisation (IMO) 1873 in Wien. Heute werden alle diesbezüglichen Probleme von der WMO (World Meteorological Organization) in vorbildlicher internationaler Zusammenarbeit von mehr als 150 Nationen gelöst.

Für die meteorologische Wissenschaft selbst waren und sind auch noch heute die unter Punkt 3 zusammengefaßten Fragen Gegenstand intensiver Forschung. Wiewohl es an fähigen Theoretikern in der Meteorologie nie mangelte, waren die Forschungen fast 100 Jahre lang wesentlich empirisch orientiert.

Zunächst mußte entschieden werden, welche physikalischen Parameter zur Beschreibung der Wettervorgänge herangezogen werden sollten. Man war sich bald darüber im klaren, daß im allgemeinen die Größen Luftdruck, Temperatur, Feuchte (Wasserdampfgehalt) und die Komponenten des Windvektors genügen, um die physikalischen Prozesse, die mit dem Wettergeschehen korreliert

sind, in den Griff zu bekommen. Wie später im Jahr 1913 V. BJERKNES in seinem berühmten Leipziger Programm ausformuliert wurde, fehlt dabei eigentlich noch die Luftdichte, die jedoch mittels der Gasgleichung in eindeutiger Relation zu Druck und Temperatur steht. Überdies werden die inneren Parameter der Atmosphäre und die Energieapplikation durch die Sonneneinstrahlung bei einer solchen Betrachtungsweise konstant bzw. bekannt vorausgesetzt.

Zu den physikalischen Parametern kamen aber bei der Wetterbeobachtung noch komplexe Erscheinungsformen, wie Wolkenstruktur, oder optische Erscheinungen, wie Sichtweite, die aber nicht zur Charakterisierung der physikalischen Abläufe herangezogen wurden.

Wenn man die geschichtliche Entwicklung der Synoptik verfolgt, so kann man im wesentlichen vier große Abschnitte unterscheiden, obwohl eine strenge Abgrenzung nicht möglich ist.

1. Isobarensynoptik (von den Anfängen bis zum ersten Weltkrieg).
2. Luftmassensynoptik (vom ersten Weltkrieg bis Ende der zwanziger Jahre).
3. Aerologische Synoptik (in den dreißiger Jahren und bis zum Ende des zweiten Weltkrieges).
4. Theoretische Synoptik (vom zweiten Weltkrieg bis zur Gegenwart).

Wir wollen die wichtigsten Ergebnisse der Forschungen in diesen Abschnitten zusammenfassen.

Isobarensynoptik

Dem Luftdruck wurde als Element für die Charakterisierung der Wetterlage und Wetterentwicklung die dominierende Rolle zugeschrieben. Man sah die Hauptaufgabe der synoptischen Meteorologie darin, die Feldverteilung des Luftdruckes direkt mit den anderen meteorologischen Elementen und darüber hinaus mit dem Wetterablauf selbst zu korrelieren. Die damals schon bekannten theoretischen Relationen und physikalischen Gesetze wurden vornehmlich dazu herangezogen, die funktionellen Beziehungen der meteorologischen Parametern untereinander zu objektivieren, so daß u. a. Luftdruckverteilungen und Luftdruckänderungen in Beziehung zu Variationen der anderen Kenngrößen gebracht werden konnten. Die wichtigsten diesbzüglichen Forschungsergebnisse sind in Tabelle 1 zusammengestellt.

Tab. 1: Isobaren-Synoptik

1. Charakteristische Merkmale des Druckfeldes (Zyklonen, Antizyklonen, Tröge, Keile).
2. Gesetz von BUYS-BALLOT (Geostrophischer Wind).
3. Zyklonen korreliert mit Schlechtwetter Antizyklonen korreliert mit Schönwetter Primäre Ursache dieser Korrelation: die Vertikalbewegung.
4. Bedeutung adiabatischer Prozesse für Temperaturänderungen in der Vertikalen, Föhntheorie (HELMHOLTZ, HANN, FICKER).
5. Thermische Drucktendenzgleichung (Druckfall korreliert mit Warmluftadvektion, Druckanstieg korreliert mit Kaltluftadvektion) (EXNER, TRABERT).
6. Thermische Struktur stationärer Antizyklonen nach HANN.
7. Entstehung von Luftströmungen als Folge von Temperaturgradienten durch Hebung der Flächen gleichen Druckes bei Erwärmung (HANN).
8. Zugbahnen der Zyklonen, Statistik von van BEBBER.
9. Theorie der Zugbahnen der Zyklonen nach EXNER und MOHN: Verlagerung erfolgt normal zum Temperaturgradienten.
10. Das wechselhafte Wetter der gemäßigten Breiten ist primär durch abwechselnde Vorstöße von Kaltluft aus Norden und Warmluft aus Süden gekennzeichnet (Theorie von DOVE).
11. Theorie der stationären Grenzschicht zweier benachbarter Luftmassen nach MARGULES, Bedeutung der Windscherung an den Grenzlinien.

12. Dynamische Drucktendenzgleichung nach MARGULES (Druckänderungen sind korreliert mit Divergenzen des Stromfeldes).
13. Regeln von GUILBERT über den Zusammenhang zwischen Druckänderungen und divergenten Isobarenkonfigurationen.
14. Bedeutung einer eingehenden Isallobarenanalyse für die Vorhersage des Druckfeldes (EKHOLM).
15. Regel von GUILBERT-GROSSMANN über die Verlagerung von Tiefdrucktrögen und nachfolgenden Hochdruckkeilen innerhalb 24 Stunden.
16. Riegel-Theorie der Zyklonogenese nach EXNER.

Luftmassensynoptik

Neben der Druckverteilung als dominierendem Hilfsmittel für die Erfassung der Wettererscheinungen gewannen die Luftmassen und Luftmassengrenzen, also die Fronten, zunehmende Bedeutung. Den Anstoß für diese Phase synoptischer Forschungen gab die Polarfronttheorie für die Entstehung der außertropischen Zyklonen und dadurch die Erkenntnis, daß die markantesten Wetterphänomene (Wolken und Niederschlag) nicht so sehr an die Druckverteilung, sondern vielmehr an die Luftmassengrenzen gekoppelt sind. Die wichtigsten Forschungsergebnisse dieser Periode enthält Tabelle 2.

Tab. 2: Luftmassen-Synoptik

1. Polarfronttheorie der Zyklonogenese als Folge einer Scherungsinstabilität (V. BJERKNES, SOLBERG, GODSKE, HOLLAND).
2. Bedeutung der asymmetrischen Temperaturstruktur der Zyklonen für die Wetterentwicklung. Kalt- und Warmfront als Träger der dominierenden Wettererscheinungen im Bereich der Zyklonen.
3. Die Wetterprognose basiert nicht allein auf der Prognose der Zyklonenbahnen, die an die Polarfront gekoppelt sind, sondern ist vor allem von der vorausgesagten Frontenlage abhängig (J. BJERKNES, BERGERON, SCHINZE).
4. Neben den Fronten gewinnen die verschiedenen Luftmassen zunehmend an Bedeutung und bestimmen den allgemeinen Wettercharakter (T. BERGERON, SCHINZE, SCHERHAG).
5. Klassifikation der Luftmassen:
 - a) nach geographischen Gesichtspunkten (Ursprungsgebiet, Weg)
 - b) nach thermodynamischen Gesichtspunkten (Temperatur, Feuchte).

6. Analyse der Fronten erfolgt vielfach mittels der Drucktendenz.
7. Die Verlagerung der Tiefdruckgebiete erfolgt vielfach mit der Windströmung im Warmsektor (PALMEN).
8. Die Polarfront kann durch orographische Hindernisse deformiert werden. Abspaltung von Sekundärzyklonen. Versuch der Erklärung der Skagerrakzyklone und Genuazyklone durch diesen Vorgang.
9. Für die Entstehung einer Frontalzone ist eine bestimmte Konfiguration des Stromfeldes erforderlich. Deformations- und Schrumpfungsfeld nach S. PETERSSEN.
10. Theoretische und empirische Forschungen über den Anteil höherer Luftschichten an zyklonogenetischen und antizyklonogenetischen Prozessen, Theorie der primären und sekundären Druckschwankungen (MARGULES, FICKER), Korrelation von SCHEDLER-DINES zwischen Höhendruckänderungen und Temperaturänderungen der darunter liegenden Luftschicht.

Aerologische Synoptik

Diese konnte erst zu dem Zeitpunkt in vollem Umfang einsetzen, zu dem die Radiosonden entwickelt wurden und auch entsprechend viele Flugzeugaufstiege mit Meteorographen durchgeführt werden konnten. Vorher war man lediglich auf die Bergobservatorien und gelegentliche Ballon- oder Drachenaufstiege angewiesen. Trotzdem waren schon — wie bereits betont wurde — einige wichtige Ergebnisse über den Beitrag höherer Luftschichten an der Wetterentwicklung erzielt worden. Die ersten funktionstüchtigen Radiosonden wurden 1928 von MOLTSCHANOFF, BUREAU und IDRAC zum Aufstieg gebracht. Die wichtigsten Ergebnisse der aerologischen Synoptik sind der Tabelle 3 zu entnehmen.

Tab. 3: Aerologische-Synoptik

1. Die höheren Luftschichten sind sowohl an der Zyklonogenese auch bei der Verlagerung der bereits ausgebildeten Zyklonen beteiligt. Theorie der Steuerung (FICKER, STÜWE, MÜGGE, MÖLLER, SCHINZE, SIEGEL). Divergenztheorie von SCHERHAG, Dreimasseneck von RODEWALD, Äquatorialfront nach SCHMAUSS.
2. Die Steuerung erfolgt meist in Richtung der Strömung im 500-hPa-Niveau, also im Sinne einer schon viel früher ausgesprochenen Vermutung von KÖPPEN

mit einer über den Gesamtdruck gemittelten Strömung. Die Verlagerungsgeschwindigkeit beträgt 50 bis 60% der Windgeschwindigkeit in diesem Niveau.

3. Die Steuerung bezieht sich eher auf die isallobarischen Gebilde und nicht so sehr auf die Druckgebilde selbst.
4. Aus theoretischen Gründen schlägt SUTCLIFFE eine thermische Steuerung vor. Hierbei fungieren die relativen Isohypsen der 500/1000-hPa-Fläche als Steuerungsmechanismus.
5. Es kommt auch in höheren Niveau ohne Beteiligung des Bodendruckfeldes zu speziellen Konfigurationen, mithin zur Ausbildung von Trögen, Keilen, aber auch abgeschlossenen Zentren, wobei die „Höhentiefs“ eine besondere Rolle spielen.
6. Die Entstehung der Höhenzyklonen wird entweder thermisch erklärt (Kaltlufttropfen) (SCHERHAG) oder dynamisch (Cut-off-lows) (ROSSBY, PALMEN).
7. Ein besonderes Merkmal des Höhen-druckfeldes ist die Ausbildung von Strahlströmen und zwar oberhalb der Bodenfrontalzone, verbunden mit einer charakteristischen Isohypsenkonfiguration (SCHERHAG) oder unabhängig von zyklonenetischen Prozessen in den unteren Luftschichten. Jet-Streams als Folge horizontaler Mischungsvorgänge.
8. Die Krönung der aerologischen Synoptik war die erste, auf synoptischen Überlegungen konstruierte Vorhersagekarte (SCHERHAG).

Theoretische Synoptik

Der Wunschtraum der Meteorologen, das Problem der Voraussage der Feldverteilungen meteorologischer Elemente insbesondere der Druck- Wind- und Temperaturverteilung rein rechnerisch durch Integration der die physikalischen Prozesse regelnden Gleichungssysteme als Anfangs- und Randwertproblem zu lösen, schien bis Ende des zweiten Weltkrieges wegen der ungeheuren Vielzahl der dabei erforderlichen Rechenoperationen schlechthin unmöglich, vor allem im Wettlauf mit der für die Prognose zur Verfügung stehenden Zeit. Dies änderte sich grundlegend mit der Entwicklung der elektronischen Computer. Bekanntlich sind wir heute in der Lage, eine ungeheure Anzahl von Rechenoperationen in unglaublich kurzer Zeit zu bewältigen, wodurch die schon von L. RICHARDSON 1922 veröffentlichte Vision einer numerischen Wetterprognose Wirklichkeit wurde. Dadurch wurden viele empirische synoptische Methoden entweder über-

flüssig oder doch stark in den Hintergrund gedrängt. Bevor sich allerdings die numerische Wettervorhersage voll durchsetzen konnte, kam es zu synoptisch-theoretischen Versuchen, die rein empirischen Regeln zu objektivieren. Dabei wurden vor allem zwei Wege eingeschlagen, einmal die kinematische Extrapolation, zum anderen die Verwendung von dynamischen Formeln, abgeleitet aus einfachen atmosphärischen Modellgleichungen. Die kinematischen Methoden sind vor allem durch Arbeiten von S. PETERSSEN, die dynamischen durch die Schule C. G. ROSSBY bekannt geworden. Für die dynamischen Regeln war die Idee von ROSSBY von ausschlaggebender Bedeutung, den Begriff von Simulationsmodellen in die theoretische Meteorologie einzuführen. Die Vorgangsweise ist dabei dadurch gekennzeichnet, daß nicht die vollständigen Gleichungssysteme herangezogen und zur Bewältigung der Lösung schrittweise Vereinfachungen (z. B. Linearisierung) vorgenommen werden, sondern daß von Anfang an ein einfaches, aber in sich konsistentes Modell definiert wird, das zwar die tatsächlichen Prozesse nur bis zu einem gewissen Grad simuliert, jedoch geschlossene Lösungen zuläßt. Solcherart wurde ausgehend vom barotropen, nicht divergenten Einsichtenmodell schrittweise zu komplizierten baroklinen Modellen, jeweils angepaßt den zur Verfügung stehenden Rechenkapazitäten, übergegangen.

Die Tabelle 4 zeigt eine Übersicht über die Resultate synoptischer Forschung in diesem Abschnitt.

Tab. 4: Theoretische Synoptik

1. Kinematische Regeln (S. PETERSSEN) Auswahl (fünf wichtige Regeln)

1. Kreisförmige zyklonale Gebilde bewegen sich in Richtung des isallobarischen Gradienten, längliche in Richtung der längsten Symmetrieachse. Ihre Verlagerungsgeschwindigkeit ist direkt proportional dem isallobarischen Gradienten, verkehrt proportional der Krümmung der Druckprofile.
2. Tröge und Keile, deren Druckprofile große Krümmungen aufweisen, bewegen sich relativ langsam. Schwach gekrümmte Tröge bewegen sich relativ rasch.
3. Eine Zyklone vertieft sich oder füllt sich in einem Ausmaß auf, das durch die barometrische Tendenz in seinem Warmsektor zum Ausdruck kommt.
4. Warmfronten bewegen sich mit 60 bis 80% der normal zur Front stehenden Komponente des geostrophischen Windes.

5. Kaltfronten bewegen sich mit 70 bis 90% dieser Windkomponente.

II. Dynamische Regeln

1. Die in der freien Atmosphäre dominierenden planetarischen Wellen verlagern sich in erster Approximation nach der einfachen Rossby-Formel:

$$c = U - \beta \frac{\lambda^2}{4\pi^2}$$

(c = Phasengeschwindigkeit, U = zonale (als konstant vorausgesetzte) Grundströmung, β = Änderung des Coriolisparameters in der N-S-Richtung (konstant vorausgesetzt), λ = Wellenlänge).

2. Im äquivalent-barotropen Niveau (nahe der 500 -hPa-Fläche) läßt sich eine kurzfristige Prognose der Feldverteilung (Isopotential-Verteilung) aus dem *Vorticity-Theorem* (Erhaltung der absoluten Vorticity) erstellen. Dies kann durch numerische Integration der Vorticitygleichung oder durch graphische Methoden geschehen (FJÖRTOFT).
3. Die Modifikation der Strömung über Gebirge kann in erster Approximation durch Trajektorien beschrieben werden, die aus dem Satz der Erhaltung der potentiellen Vorticity abgeleitet werden (CHARNEY, REUTER, PICHLER).
4. Die Voraussage der Druckänderungen kann unter dem Gesichtspunkt einer Vorticityadvektionstheorie erfolgen (RIEHL).
5. Regeln der Scherhagschen Divergenztheorie lassen sich mit Hilfe einer Vorticityadvektionstheorie erklären (REUTER).
6. Theorie einer Zyklonogenese durch barokline Instabilität (CHARNEY, THOMSON).
7. Die Synoptik des Höhendruckfeldes ist wesentlich durch die planetarischen Wellen und die *Jetstream-Synoptik* bestimmt (ROSSBY, RIEHL, STARR u.a.)
8. Die Lage des Jetstreams hängt mit der Zyklonogenese in den unteren Luftschichten zusammen. Erweiterung der *Scherhag-Theorie* (VEDERMANN).
9. Zur wesentlichen Charakterisierung der Zirkulation in den mittleren Breiten wird der *Index-Zyklus* herangezogen (NAMIAS).
10. Eine besondere Konfiguration der Isohypsenverteilung (vornehmlich im 500 -hPa- Niveau) ist die sogenannte *Blocking Situation* (REX).
11. Aus der Integration eines eindimensionalen Modells in einer äquivalent-barotropen Atmosphäre (CHARNEY, ELIAS-

SEN) lassen sich folgende Regeln ableiten, die für eine Kurzfristprognose (auch mit Verwendung von Satellitenbildern) von Bedeutung sind:

a) Der prognostizierte Betrag der Höhe der verwendeten Druckfläche ist zu rund 82% durch den stromaufwärts 24 Stunden zurückliegenden Ausgangswert beeinflusst und zu rund 15% durch den um den halben Windweg stromabwärts 24 Stunden zurückliegenden Wert (Auswertung der *Influence-Function*) (REUTER).

b) Die Bodendrucktendenz gibt eine Information über die mittlere individuelle Vorticityänderung, und kann daher bei der Verlagerung von wirbelförmigen Wolkenformationen mit Hilfe von Trajektorien auf Grund von Satellitenbildern wichtige Hinweise für Kurzfristprognosen liefern.

III. Regeln für eine Temperaturprognose auf Grund quasistatischer Theorien:

Insbesondere Prognose der nächtlichen Tiefsttemperatur und der Maximumtemperatur (BRUNT, H. PHILIPPS, REUTER).

Bei einem Rückblick auf die zahlreichen grundlegenden Forschungen, die von den Synoptikern in den vergangenen rund 120 Jahren durchgeführt wurden, wird einem klar, daß es sich bei vielen diesbezüglichen Arbeiten um eine wirkliche Pionierleistung gehandelt hat, die uns einen tiefen Einblick in den Mechanismus der atmosphärischen Prozesse vermitteln konnte. Sicherlich sind heute eine Reihe von synoptischen Methoden durch die effizienteren und in ihrer physikalischen Konsistenz überlegenen numerischen Verfahren abgelöst worden. So sind beispielsweise diejenigen synoptischen Methoden, die sich mit der Vorhersage von Feldverteilungen der meteorologischen Elemente beschäftigen, durch computergerechte Lösungen von Simulationsmodellen ersetzt worden und kaum mehr in Gebrauch. Trotzdem kann in vielen Fällen eine synoptische Beurteilung bzw. Beschreibung der Wettersituation Informationen liefern, die zumindest derzeit die numerischen Verfahren nicht immer vermitteln können. Bei der Interpretation der Computerkarten im Hinblick auf die daraus resultierenden Wetterphänomene, insbesondere auch bei der Umsetzung der Satelliteninformationen in Zusammenhang mit der Wetterkarte in bestehende oder zu erwartende Wetterabläufe, sind die synoptischen Forschungsergebnisse nach wie vor unerlässlich. Vielleicht ist dabei auch in mancher Hinsicht ein Scale-Problem zu beachten, derart, daß

die großräumigen Scales mit den numerischen Resultaten hinreichend genau erfaßt und die Variationen in diesem Größenordnungsbereich genauer, als dies mit den synoptischen Methoden möglich war, beschrieben werden können. Im kleinräumigen Bereich bleiben aber synoptische Untersuchungen nach wie vor dominierend, um die Auswirkungen der Wetterlage letztlich im Sinne einer Verbesserung der Wetterprognose beschreiben und prognostizieren zu können. Somit kann gesagt werden, daß heute sicherlich der Synoptik ein anderer Stellenwert zukommt als noch vor einigen Jahrzehnten, daß der Aufgabenbereich dadurch zwar verschoben, aber in seinem Gesamtumfang kaum eingeengt worden ist.

Literatur

- BEBBER, W. J. van: Die Zugstraßen der barometrischen Minima. *Meteorol. Z.* 8 (1891) S. 361—366.
- BERGERON, T.: Über die dreidimensional verknüpfende Wetteranalyse. *Geof. Publ.* 5 (1928) No. 6, S. 1—111.
- BIDER, M.: Prüfung der Ficker-Regeln in der Schweiz. *Verh. Schweizer Naturf. Ges. Schaffhausen* 1943.
- BJERKNES, J.; H. SOLBERG: Life cycle of cyclones and polarfront theory of atmospheric circulation. *Geophys. Publ.* 3 (1922) No. 1, S. 1—18.
- BJERKNES, V.; J. BJERKNES; H. SOLBERG; T. BERGERON: *Physikalische Hydrodynamik mit Anwendung auf die dynamische Meteorologie*. Berlin: Springer 1933.
- BRUNT, D.: *Physical and dynamical meteorology*. Cambridge Univ. Press 1944.
- BYERS, H.: *General Meteorology*. New York, London: McGraw-Hill Book Comp. 1959.
- CHARNEY, J.: On the scale of atmospheric motion. *Geophys. Publ.* 17 (1948) No. 2, S. 1—17.
- CHARNEY, J.; N. A. PHILLIPS: Numerical integration of the quasigeostrophic equations for barotropic and simple baroclinic flows. *J. Meteorol.* 10 (1953) S. 71—99.
- EKHOLM, N.: Über die unperiodischen Luftdruckschwankungen und einige damit zusammenhängende Erscheinungen. *Meteorol. Z.* 24 (1907) S. 102, 145.
- EXNER, F. M.: Über die Bildung von Windhosen und Zyklonen. *Sitz.-Ber. d. Akad. d. Wiss. Wien IIa* 132 (1923) S. 1—16.
- EXNER, F. M.: *Dynamische Meteorologie*. 2. Aufl. Wien: Springer 1925.
- FICKER, H.: Der Einfluß der Alpen auf die Fallgebiete des Luftdruckes und die Entstehung von Depressionen über dem Mittelmeer. *Meteorol. Z.* 37 (1920) S. 350.
- FICKER, H.: Beziehungen zwischen Änderungen des Luftdruckes und der Temperatur in den unteren Schichten der Troposphäre (Zusammensetzung der Depressionen). *Sitz.-Ber. d. Akad. d. Wiss. Wien IIa* 129 (1920) S. 763—810.
- FICKER, H.: Der Sturm in Norddeutschland am 4. Juli 1928. *Sitz.-Ber. d. Preuß. Akad. Wiss.* 20/22 (1929) S. 290—326.
- FJÖRTOFT, R.: On a numerical method of integrating the barotropic vorticity equation. *Tellus* 4 (1952) S. 179—194.
- GROSSMANN, L.: Wie steht es um unsere Wettervorhersage? *Ann. d. Hydrogr. u. Mar. Meteorol.* 40 (1912) S. 1—23.
- GUILBERT, W. G.: *Nouvelle méthode de prévision du temps*. Paris 1909.
- HANN-SÜRING: *Lehrbuch der Meteorologie*. 5. Aufl. Leipzig: W. Keller 1939.
- HELMHOLTZ, H.: Über atmosphärische Bewegungen. I u. II. *Akad.-Ber. Berlin* 1888 S. 647—663 und 1889 S. 761—780.
- KÖPPEN, W.: Über den Einfluß der Temperaturverteilung auf die oberen Luftströmungen und auf die Fortpflanzung der barometrischen Minima. *Ann. d. Hydr. u. Mar. Meteorol.* 10 (1882) S. 657.
- MARGULES, M.: Über die Beziehung zwischen Barometerschwankungen und Kontinuitätsgleichung. *Boltzmann-Festschrift, Leipzig* 1904 S. 585—591.
- MARGULES, M.: Über die Energie der Stürme. *Jb. d. Zentral-Anstalt f. Meteorol. u. Geodyn. Wien* 1903, Anhang Nr. 1.
- MARGULES, M.: Über die Temperaturschichtung in stationär bewegter und ruhender Luft. *Meteorol. Z., Hann-Band* (1906) S. 243—254.
- MOHN, H.: *Storm atlas*. Christiania: Norske Meteorologiske Institut 1870.
- MÖLLER, F.: Gibt es nur stratosphärische Steuerung? *Meteorol. Z.* 55 (1938) S. 197—205.
- MÜGGE, R.: Synoptische Betrachtungen. *Meteorol. Z.* 48 (1931) S. 1—11.
- MÜGGE, R.: Über das Wesen der Steuerung. *Meteorol. Z.* 55 (1938) S. 197—205.
- NAMIAS, J.: The index cycle and its role in the general circulation. *J. Meteorol.* 7 (1950) S. 130.
- PALMEN, E.: Zur Theorie d. Zyklonenbahnen. *Soc. Sc. Fenn. Comn. Phys. Math.* 2 (1923) No 3.

PALMEN, E.: On the distribution of temperature and wind in the upper westerlies. *J. Meteorol.* 5 (1948) S. 20—27.

PALMEN, E.: On the origin and structure of high level cyclones south of the maximum westerlies. *Tellus* 1 (1949), No 1, S. 22—31.

PETTERSEN, S.: Weather analysis and forecasting, 1. ed. New York, London: Mc Graw-Hill Book Comp. 1940.

PHILIPPS, H.: Zur Theorie des Tagesganges der Temperatur in der bodennahen Atmosphäre und in ihrer Unterlage. 1. Mitt. *Z. f. Meteorol.* 16 (1962) H. 5—8, S. 131—177; 2. Mitt. *Z. f. Meteorol.* 17 (1963) H. 1—2, S. 5—32.

REUTER, H.: Zur Theorie der nächtlichen Abkühlung der bodennahen Schicht und Ausbildung der Bodeninversion. *Sitz. — Ber. d. Akad. d. Wiss. Wien*, IIa 155 (1947) S. 333—358.

REUTER, H.: Forecasting minimum temperatures, *Tellus* 3 (1957) S. 141—147.

REUTER, H.: Methoden und Probleme der Wettervorhersage. Wien: Springer 1954.

REUTER, H.: Synoptische Aerologie. In: HESSE, Handbuch der Aerologie. Leipzig: Geest u. Portig 1961.

REUTER, H.; H. PICHLER: On the orographic influences of the Alps. *Tellus* 16 t (1964) S. 40—42.

REX, D.: Blocking action in the middle troposphere and its effect upon regional climate. *Tellus* 2 (1950) No. 3, S. 196—211.

RICHARDSON, L.: Weather prediction by numerical processes. Cambridge; Univ. Press. 1922.

RIEHL, H. u. Mitarb.: Forecasting in middle latitudes. *Meteor. Monogr. Amer. Meteorol. Soc.* 1, (1952) No 5.

RODEWALD, M.: Die Entstehungsbedingungen der tropischen Orkane. *Meteorol. Z.* 53 (1932) S. 197—211.

RODEWALD, M.: Das Dreimasseneck als zyklogenetischer Ort. *Meteorol. Z.* 54 (1937) S. 469.

ROSSBY, C. G.: Relation between variations in the intensity of the zonal circulation of the atmosphere and the displacement of semipermanent centers of action. *J. Marine Research* 2 (1939) S. 38—55.

ROSSBY, C. G.: On the displacement and intensity changes of atmospheric vortices. *J. Marine Research* 7 (1948) S. 175—187.

SCHERHAG, R.: Wetteranalyse und Wetterprognose. Berlin-Göttingen-Heidelberg: Springer 1948.

SCHINZE, G.; R. S. SIEGEL: Die luftmassemäßige Arbeitsweise. *Wiss. Abh. d. R. f. W.*, Sonderband (1943).

SCHMAUSS, A.: Polarfront — Äquatorialfront. *Meteorol. Z.* 38 (1921) S. 156—157.

STARR, V.: Basic principles of weather forecasting. New-York and London: Harper and Brothers 1942.

STÜVE, G.: Der Mechanismus der atmosphärischen Steuerung. *Syn. Beob., Linke — Sonderheft* (1933).

STÜVE, G.; R. MÜGGE: Energetik des Wetters. *Beitr. Phys. d. fr. Atm.* 22 (1935) S. 206—248.

SUTCLIFFE, R. C.: A contribution to the problem of development. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 73 (1947) S. 378—383.

TRABERT, W.: Der Zusammenhang zwischen den Temperaturverhältnissen der Atmosphäre und dem Druck an der Erdoberfläche. *Sitz. Ber. d. Akad. d. Wiss. Wien* 118 (1909) S. 1609—1623.

VEDERMANN, J.: The life cycles of jet streams and extratropical cyclones. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 35, (1954) S. 239—244.
H. REUTER, Wien

Das interessante Satellitenbild

Bildaufbereitung für die Meereis-Erkundung

Im Meteorologischen Institut der Freien Universität Berlin werden kontinuierlich die räumlich und spektral hochaufgelösten AVHRR-Daten der Satelliten NOAA 7 und NOAA 8 aufgenommen und verarbeitet. Dabei ist es von Berlin aus sehr gut möglich, die Eisverteilung im Nordpolargebiet mit großem Detailreichtum zu erkunden. Die geographische Lage der Empfangsstation erlaubt es, die Gebiete der Barents-See und der Kara-See bis 90° östlicher Länge zu erfassen.

Die Eisverteilung in diesem Raum Ende Dezember 1983 zeigt die Abbildung 1. Zahlreiche Feinstrukturen mit kleinräumigen Wirbelstrukturen im Meer und am Eisrand verdeutlicht die Abbildung 2 aus dem Gebiet des Ostgrönlandstroms.

Die Original-AVHRR-Daten liegen als 10 Bit-Werte vor, entsprechend einem Grauwertumfang von 0 bis 1023 counts, im thermischen Bereich entspricht das einer Temperaturentauung von 0,1 K. Bei der operationellen Verarbeitung wird wegen Einsparung von Rechenzeit eine Datenreduzierung auf 8 Bit entsprechend 0—255 counts durchgeführt. Für meteorologische Anwendung ist dies im allgemeinen ausreichend. Nur bei Detailuntersuchungen und bei der Erfassung ozeanischer Feinstrukturen wird eine höhere oder die volle Auflösung benötigt. In Abbildung 1 sind beispielsweise 512 Graustufen ausgewählt worden, in Abbildung 2 der gesamte Umfang. Da die Rechnerverarbeitung aber aus Zeitgründen nur im 8 Bit-Format erfolgt, muß dieses jeweils über einen kleinen Bereich

des Originaldatenformats gespreizt werden. In Abbildung 2 ist daher nur ein Temperaturbereich zwischen +13°C und -18°C (entsprechend den Originalgrauwerten 400—655) ausgewählt worden. Die Auswahl der Bereiche geschieht nach den jeweiligen Erfordernissen. Beide Abbildungen sind Darstellungen in stereographischer Projektion mit 1 km räumlicher Auflösung.

Auf der Basis dieser Daten können Verlagerungen von Eisschollen oder des Eisrandes bestimmt werden. Durch Bildung von Differenzen oder Quotienten von Differenzen mehrerer Spektralbereiche ergeben sich weitere Aussagemöglichkeiten.

M. ECKARDT u. W. TONN, Berlin

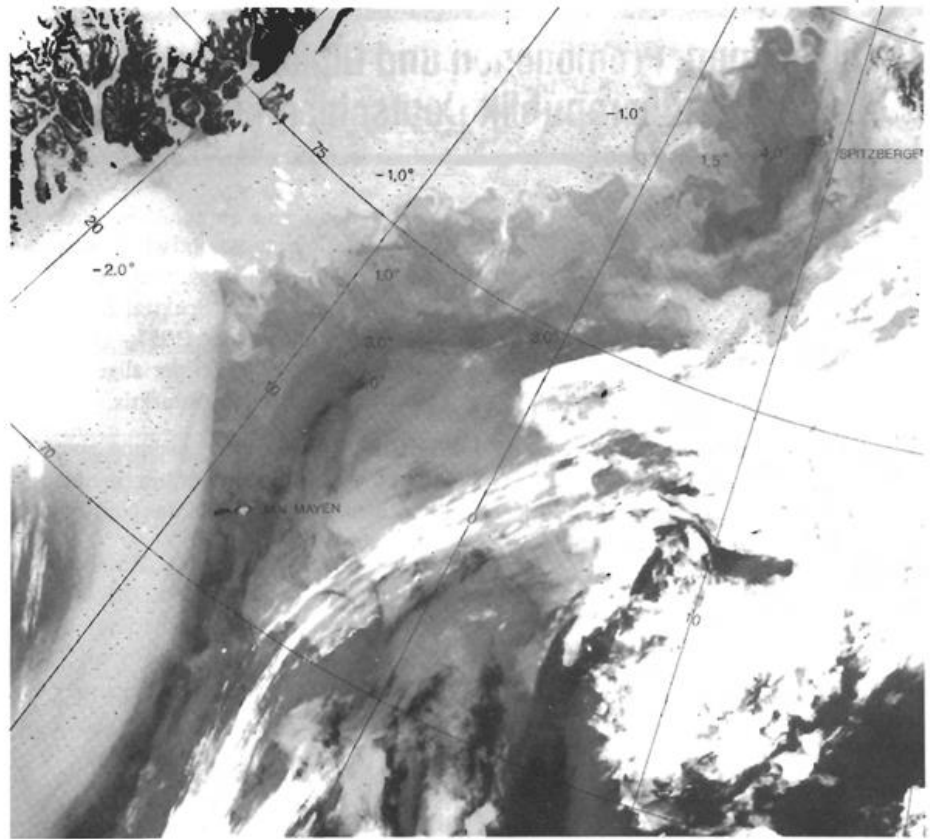


Abb. 1:
Meereis-Verteilung in der Barents-
und Kara-See, NOAA 7, AVHRR
CH. 4 (10.3—11.3. μm), 27. 12.
1983, 09.37 GMT.

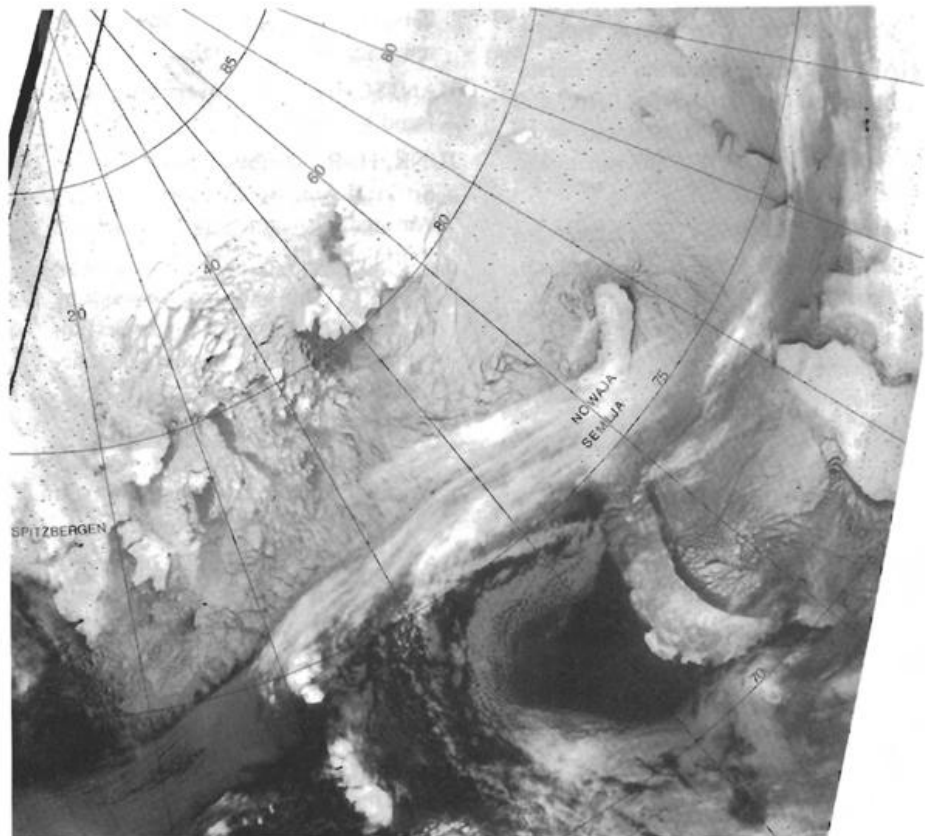


Abb. 2:
Feinstrukturen am Eisrand im Ost-
grönlandstrom mit Angabe einiger
Oberflächentemperaturen, NOAA
7, AVHRR Ch. 4 (10. 3—11. 3.
 μm), 27. 6. 1983, 13.23 GMT.

Habilitationen, Promotionen und Diplom-Hauptprüfungen an den Universitäten der Bundesrepublik Deutschland und West Berlins im Jahre 1983

Freie Universität Berlin

Habilitation

LANGE, H.—J.: Dynamik und Energetik der großräumigen Reibungswechselwirkung zwischen der planetarischen Grenzschicht und der freien Atmosphäre in einem barotropen numerischen Zweischichtenmodell mit Kugelgeometrie.

Promotion

RIESENER, K. M.: Ein nichthydrostatisches Finite-Elemente-Modell zur Simulation stationärer Konvektion über zweidimensionaler Topographie.

Diplom-Hauptprüfungen

BLÜMEL, K.: Untersuchungen zur diabatischen planetarischen Grenzschicht der Atmosphäre.

BUCHBERGER, D.: Untersuchung der Auswirkung von Luftmassen und Fronten auf die Häufigkeit der Rettungseinsätze der Berliner Feuerwehr.

HABICHT, D.: Simulation der Entstehung und des Verlaufs der deep water surge auf dem Nordatlantik vom 19.—22. Januar 1976 mit einem External-Surge-Modell.

HÖNLE, K.—L.: SO₂-Immissionskonzentrationen im regionalen Vergleich.

KÄHLER, M.: Untersuchungen zur planetarischen Grenzschicht über ebener Erdoberfläche und Topographie.

MINNAAR, B.: Statistische Auswertung der Niederschläge in Berlin-Dahlem, 1971—1980.

SCHLITT, A.: Simulation städtischer Wärmeinseln mit dem 'Urbmet'-Modell nach R. D. Bornstein mit verschiedenen Randbedingungen.

SCHUBERT, S.: Detaillierte Untersuchung von Kenngrößen der Strahlungs- und Oberflächenwärmebilanzberechnung im 'University of Virginia Mesoscale Model' von Pielke und Mahrer.

SPEKAT, A.: Eine synoptische Klimatologie der Antarktisstation Halley Bay mit Hilfe der Spektralanalyse von Radiosondendaten (1957—1968), sowie ein kurzer Abriss der allgemeinen Klimatologie der Antarktis.

WOHLFART, U.: Untersuchung zum Trend der Bodentemperatur in den kontinentalen Bereichen der Nordhemisphäre 1951—1980.

Universität Bonn

Diplom-Hauptprüfungen

BEHREND, H.: Telekonnektionen tropischer Niederschlagsanomalien.

BURKHARDT, T.: Berechnung der aktuellen Verdunstung aus Klimadaten und Erstellung des Wasserhaushaltes für das Einzugsgebiet der oberen Swist.

GRENZ, M.: Bodenunabhängige Niederschlagsmessung mit parametrisierten Radarreflektivitäten.

HANTSCHICK, I.: Inversionen über Land.

JUNK, H.-P.: Die Maximum-Entropie-Spektral-Analyse (MESA) und ihre Anwendung auf meteorologische Zeitreihen.

KLAES, D.: Ausbau und Anwendung eines Strahlungsmodells zur Bestimmung des atmosphärischen Energiehaushalts über Europa.

KORTHALS, T.: Die Simulation des zeitlichen Verhaltens der Passatgrenzschicht unter Verwendung von Daten eines Zirkulationsmodells.

MALCHER, J.: Dynamische integrierte Modelle zur Erklärung des nächtlichen Grenzschichtstrahlstromes.

MEINDL, G.: Bestimmung der Stabilitätsfunktionen der Monin-Obukhov-Theorie in einem Alpental.

URBAN, C.: Vergleichende Bodenwärmestrom-Messungen an verschiedenen Meßplätzen.

Technische Hochschule Darmstadt

Promotion

SAUSEN, R.: Übertragung der Theorie der zweidimensionalen Turbulenz auf die rotierende Kugel mit Orographie.

Diplom-Hauptprüfung

HERMANN, U.: Bestimmung der Schubspannungsgeschwindigkeit und des turbulenten Wärmestromes aus dem Windprofil.

Universität Frankfurt am Main

Habilitation

GRAVENHORST, G.: Der Einfluß von Wolken und Niederschlag auf die vertikale Verteilung atmosphärischer Spurenstoffe in einem eindimensionalen reaktionskinetischen Modell.

Promotionen

MARQUART, G.: Modellierung der Oberflächenformationen im Gebiet des seismisch und tektonisch aktiven Krafla-Spaltenschwarms in Nordost-Island.

TEMME, P.: Rekonstruktion von seismischen Reflektoren — Grundlagenuntersuchung an synthetischen Seismogrammen.

ULUG, A.: Frequenzabhängigkeit von Q seismischer Raumwellen im Erdmantel.

Diplom-Hauptprüfungen

EISNER, C.: Experimente zum Ammoniaknachweis durch ein Chemolumineszenzmeßgerät.

GARBERS, H.: Untersuchungen über die Emission von UHF-Sferics, insbesondere im Bereich von 10GHz.

HARTMANN, CH.: Rechnergestützte Prüfung der Text- und Persistenzprognose für Hessen und Folgerungen bezüglich der Modifikation der Prognose und des Prüfverfahrens.

KRACHT, M.: Numerical models on subduction and orogeny applied to the Central Andes.

PHILIPP, W.: Untersuchung der Größenverteilung atmosphärischer Gefrierkerne mittels einer Aerosol-Spinalzentrifuge.

SCHLOSS, R.: Bestimmung der Erwärmungsrate der Atmosphäre durch Absorption solarer Strahlung in Aerosolteilchen: Entwicklung und Erprobung eines Meßverfahrens für den mittleren Absorptionskoeffizienten von Aerosolteilchen.

TAGHAVI, T. F.: Zwanzig Jahre Entdeckung der atmosphärischen Aerosolschicht — Eine kritische Würdigung der Ergebnisse.

WERNIG, J.: Seismizitätsuntersuchung am Südostrand des Rheinischen Schildes.

Universität Göttingen

Promotion

AUGTER, G.: Ein agrarmeteorologisches Modell zur Ableitung planungswürdiger Feldarbeitszeiten in der Frühjahrsbestellung.

Diplom-Hauptprüfungen

LUDWIG, R.: Bodenwärmeverhältnisse von verschiedenen Böden der Göttinger Umgebung.

SCHMITTNÄGEL, H.-R.: Vergleich phänologischer Phasen verschiedener Baumarten und -herkünfte in Europa anhand der Beobachtungsdaten der internationalen phänologischen Gärten.

Universität Hamburg

Dissertation

ZANK, S.: Skalierungseigenschaften der wassernahen Luftschicht über dem offenen Ozean bei labilen und konvektiven Bedingungen.

Diplom-Hauptprüfung

TANCK, A.: Strahlungsübertragung im arktischen Nebel.

Universität Hannover

Diplom-Hauptprüfungen

HOTOPP, H.: Abschätzungen der meteorologisch möglichen flächenhaften Windenergienutzung in Norddeutschland.

PETERS, M.: Sandtransport auf Barcanen.

Universität (TH) Karlsruhe

Diplom-Hauptprüfung

JOCHUM, M.: Messung der Wolkentropfenkonzentration und der Wolkentropfengrößenverteilung mit Heißfilmsonden.

Universität Kiel

Diplom-Hauptprüfungen

FINGER, J. E.: Simulation von Aerosolhöhenverteilungen während einer nächtlichen Abkühlungsperiode in der planetarischen Grenzschicht.

GELLERS, S.: Über die Vorhersage der Wasseroberflächentemperatur in der Kieler Bucht mit Hilfe der Regressionsanalyse.

HEINEMANN, D.: Versuche zur objektiven Anwendung der ageostrophischen Methode.

JANOWSKY, H. v.: Schneewetter in Schleswig-Holstein.

MAMMEN, TH.: Zur Messung der Temperaturgrenzschicht im Wasser an der Grenzfläche Ozean-Atmosphäre.

MEERKÖTTER, R.: Nettofluß langwelliger Strahlung am Boden aus spektralen Strahldichten am Außenrand der Atmosphäre.

PRZYGODDA, W.: Nebel und Nebelvorhersage in der Kieler Bucht.

SCHLÜSSEL, P.: Das Transmissionspektrum der Atmosphäre in der Nähe der Chlorophyll a Fluoreszenz bei 685 nm.

Universität Köln

Habilitation

RUPRECHT, E.: Untersuchung der Wolkencluster und ihrer Bedeutung für die tropische Zirkulation.

Promotionen

KIRK, E.: Verfahren zur Untersuchung großskaliger atmosphärischer Wellen im Wellenzahl-Zeit- und Wellenzahl-Frequenz-Raum.

MÖSER, W.: Globalstrahlung aus Satellitenmessungen.

SIMMER, C.: Wolkenerkennung aus bispektralen Häufigkeitsverteilungen.

Diplom-Hauptprüfungen

BISCHOF, M.: Großskalige meridionale Transporte in der Atmosphäre hervorgerufen durch wandernde Störungen.

EBERZ, B.: Großskalige meridionale Transporte in der Atmosphäre hervorgerufen durch Wellen.

ROCKEL, B.: Parametrisierung des IR-Strahlungstransportes in der Atmosphäre (0—80 km).

Universität Mainz

Promotionen

BROLL, A.: Untersuchung von Größenordnung und Verhalten der Spurengase NO und NO₂ in der bodennahen Luftschicht eines europäisch-kontinentalen Gebietes abseits von Ballungszentren.

BURKAT, F. D.: Modellrechnungen zur Bestimmung von Erwärmungsraten aufgrund langwelliger Strahlungsflußdichten in dreidimensional inhomogenen Stadt-Umland-Atmosphären.

D'ALMEIDA, G. A.: Der Staubtransport aus der Sahara.

Diplom-Hauptprüfungen

DRAESEL, CH.: Der Einfluß von CO₂-Variationen auf solare Erwärmungsraten und infrarote Abkühlungsraten in bewölkten Atmosphären.

DÜDDER, J.: Messung der Strahlungsflußdichte der zirkumsolaren Himmelsstrahlung.

ENDERLE, K.: Entwicklung und Eigenschaften einer Meßanlage zur Bestimmung der vertikalen Flußdivergenzen des solaren troposphärischen Strahlungsfeldes.

HÖNIG, W.: Grenzschichttheorie über ebenem, geneigten und orographisch gegliederten Terrain.

STOPP, S.: Entwicklung und Erprobung eines vertikalen Windsichters zur Fraktionierung von Mineralstaub.

WOBROCK, W.: Die Bestimmung des Spektrums und der gesamten Bestrahlungsstärke der direkten Sonnenstrahlung an der Erdoberfläche mit Hilfe von Spektralfotometern.

Universität München

Promotion

VOLKERT, H.: Klimatologie der Varianz meteorologischer Felder in Südbayern.

Diplom-Hauptprüfungen

GESELL, G.: Eignung von Korrelationsverfahren zur Bestimmung von Windvektoren aus Meteosat-Daten im Wasserdampfkanal.

GRAF-MAGERSUPPE, J.: Spektrales Nesting oder Henkelvorhersage.

KARG, E.: Bestimmung von Cumulus-Größenverteilungen im Hinblick auf ein Solarturm-Kraftwerk: Aufzeigen möglicher Meßmethoden und Auswertung von Landsat-Bildern.

KIESLE, H.: Albedo-Untersuchungen an einem Gletscher mit Hilfe von Schwarzweiß-Photographien.

LIEBL, J.: Breitenabhängige Wasserdampfverteilung in der Stratosphäre aus LIMS-Messungen.

NODOP, K.: Radiometrisch bestimmte Bodenoberflächentemperatur im Dischmatal.

SCHMID, S.: Schadstofftransport an einem Hang.

SCHMIDT, H.: Windphänomene im Dischmatal während DISKUS.

TAFFERNER, A.: Numerische Simulation von Hangwindzirkulationen.

Neuerscheinungen

VEREIN DEUTSCHER INGENIEURE

(VDI) — Kommission Reinhaltung der Luft

Saure Niederschläge — Ursachen und Wirkungen. Kolloquium Lindau 1983. Düsseldorf: VDI-Verlag 1983. VII, 434 S. ISBN 3-18-090500-X.

Säurehaltige Niederschläge — Entstehung und Wirkungen auf terrestrische Ökosysteme. Düsseldorf: VDI-Verlag 1983. VII, 277 S.

VDI-3786, Bl. 5(E): Meteorologische Fragen der Luftreinhaltung. Globalstrahlung, Strahlungsbilanz und direkte Sonnenstrahlung (April 1984). Berlin, Köln: Beuth Verlag 1984. 16 S.

HOSKINS, B.; PEARCE, R. (Ed.)

Large-scale dynamical processes in the atmosphere. London, New York, Paris (u.a.): Acad. Pr. 1983. XVI, 397 S. ISBN 0-12-356680-0.

JONES, H. G.

Plants and microclimate. A quantitative approach to environmental plant physiology. Cambridge u.a.: Cambridge Univ. Pr. 1983. VIII, 323 S. ISBN 0-521-24849-3.

JAEGGER, J.

Climate and energy systems. A review of their interactions. Chichester (u.a.): Wiley 1983. IX, 231 S. ISBN 0-471-90114-8.

LIBBY, L. M.

Past climates. Tree thermometers, commodities, and people. Austin: Univ. of Texas Pr. 1983. XVI, 143 S. ISBN 0-292-73019-5.

LILLY, D. K.; GAL-CHEN, T. (Ed.)

Mesoscale meteorology — theories, observations and models. (Proc. of the NATO Advanc. Study Inst. on Mesoscale Meteorology. Bonas, France, July 13—31, 1982. Dordrecht, Boston, Lancaster: Reidel 1983, X, 781 S. (= NATO ASI Ser., Ser. C: Math. and Phys. Sci. Vol. 114). ISBN 90-277-1656-0.

PASQUILL, F.; SMITH, F. B.

Atmospheric diffusion. 3. ed. Chichester: Ellis Horwood; New York u.a.: John Wiley, Halsted Pr. 1983. 437 S. (= Ellis Horwood series in environmental science). ISBN 0-85312-426-4 (Ellis Horwood Library Ed.), ISBN 0-470-27404-2 (Halsted Pr. Library Ed.).

ROSENBERG, N. J.; BLAD, B. L.;

VERMA, S. B.

Microclimate. The biological environment. 2. ed. New York (u.a.) Wiley 1983. XXIII, 495 S. ISBN 0-471-06066-6.

STREET-PERROTT, A.; BERAN, M.;

RATCLIFF, R. (Ed.)

Variations in the global water budget. (Pap. pres. at the Sympos. on Variations in the Global Water Budget held in Oxford, Aug. 1981 ...). Dordrecht, Boston, Lancaster: Reidel 1983. XVI, 518 S. ISBN 90-277-1364-2.

FABIAN, P.

Atmosphäre und Umwelt. Chemische Prozesse. Menschliche Eingriffe. Ozon-Schicht, Luftverschmutzung, Smog, Saurer Regen. Berlin (u.a.): Springer 1984. X, 115 S. ISBN 3-540-12863-8.

WMO

First WMO Long-Term Plan. P. 1: Overall policy and strategy (1984—1993). Geneva: Wmo 1983. V, 65 S. (= WMO-No. 616). ISBN 92-63-10616-9.

BERGER, A. L.; NICOLIS, C. (Ed.)

New perspectives in climate modelling. Amsterdam (u.a.): Elsevier 1984. X, 403 S. (= Developments in atmos. Sci. 16). ISBN 0-444-42295-1.

LOON, H. van (Ed.)

Climates of the oceans. Amsterdam (u.a.): Elsevier 1984. XVIII, 716 S. (= World survey of climatology. Vol. 15). ISBN 0-444-41337-5.

OLBERG, M.; RÁKÓCZI, F.

Informationstheorie in Meteorologie und Geophysik. Mit besonderer Berücksichtigung der Maximum-Entropie-Spektralschätzung. Berlin: Akademie-Verl. 1984. 181 S.

PICHLER, H.

Dynamik der Atmosphäre. Mannheim, Wien, Zürich: Bibliograph. Institut 1984. 456 S. ISBN 3-411-01685-X.

ROZNIK, K.

Kleines Wetter-Lexikon: mit wetterkundlichen Beiträgen und Klima-Daten aus aller Welt. Stuttgart: S. Hirzel Verl. 1984. 251 S., 2 S. Abb. ISBN 3-7776-0401-1.

SCHWERDTFEGGER, W.

Weather and climate of the Antarctic. Amsterdam (u.a.): Elsevier 1984. XIII, 261 S. (= Developments in atmos. Science 15.) ISBN 0-444-42293-5.

Tagungsankündigung

Vom 18.—20. Juni 1985 veranstaltet die Kommission Reinhaltung der Luft des Vereins Deutscher Ingenieure in Goslar (Harz) ein internationales

Kolloquium über Waldschäden.

Es wird sich hauptsächlich mit den Einflußfaktoren (Luftverunreinigung, Klima, biotische Schädlinge, forstwirtschaftliche Aspekte) und der Bewertung (Schadenserfassung, statistische Fragen) befassen.

Anmeldungen von Vorträgen/Posters mit Zusammenfassung des Vortrages (mind. 3 Seiten oder vollständiger Vortrag) bis spätestens

1. November 1984 an

Verein Deutscher Ingenieure
Kommission Reinhaltung der Luft
Postfach 1139
4000 Düsseldorf 1
Tel. (0211) 62 14-268 oder 62 14-255.

Anschriften der Autoren (Thema des Heftes)

Dr. H. VOSS
Dipl.-Met. W. SEIFERT
Dipl.-Met. K.-H. BOCK
Dr. L. KAUFELD
Dipl.-Met. R. ZÖLLNER
Dipl.-Met. J. PÜTTKER
Dr. G. OLBRÜCK
Dipl.-Met. H. SCHMIDT
Deutscher Wetterdienst
Seewetteramt
Bernhard-Nocht-Str. 76
2000 Hamburg 4
Dr. G. KOSLOWSKI
Dipl.-Geogr. K. STRÜBING
Dr. E. MITTELSTAEDT
Deutsches Hydrographisches Institut
Bernhard-Nocht-Str. 78
2000 Hamburg 4
Prof. Dr. L. HASSE
Institut für Meereskunde
an der Universität Kiel
Düsterbrooker Weg 20
2300 Kiel 1

Redaktionelle Hinweise für Autoren

1 Allgemeines

Promet dient der Fortbildung von Meteorologen und Wetterberatern. Die Beiträge zum „Thema des Heftes“ sollen den neuesten Stand des zu behandelnden Spezialgebietes auf wissenschaftlicher Basis, jedoch in einer verständlichen und anschaulichen Weise darstellen.

2 Äußere Form des Manuskriptes

2.1 Text

Einseitig auf durchnummerierten DIN-A4 Blättern (links 4 cm, oben 2 cm als freier Rand), Maschinenschrift, 1 1/2zeilig, ca. 60 Anschläge/Zeile und 30 Zeilen/Seite.

2.2 Gliederung

Numerierung der Haupt- und Unterabschnitte nach dem Dezimalsystem (1, 1.1, 1.2 ..., 2, 2.1, 2.2 usw.).

2.3 Abbildungen, graphische Darstellungen

Kontrastscharfe und reproduktionsfähige Vorlagen (Fotos mit Hochglanz,

Strichzeichnungen mit schwarzer Tusche und klarer Beschriftung). Legenden zu den Abbildungen auf besonderem Blatt beifügen.

2.4 Formeln, Gleichungen

Auf das Notwendige beschränken, deutlich lesbar mit fortlaufender Numerierung in runden Klammern am rechten Textrand.

2.5 Tabellen

Nur im notwendigen Umfang, klar und übersichtlich, ggf. auch als Abbildungen.

2.6 Literaturzitate

Literaturhinweise im Text: ... MÜLLER (1980) ... oder ... (MÜLLER 1980) ...

Literaturverzeichnis:

— Autoren in alphabetischer Reihenfolge. Herausgeber werden durch den Zusatz: „Hrsg.“ gekennzeichnet.

— Zeitschriftenaufsatz:

KURZ, M.: Zum Einfluß diabatischer Prozesse auf die Frontogenese in Bodennähe. Meteorol. Rdsch. 35 (1982) Nr. 1, S. 21—30.

— Buch:

SCHÖNWIESE, C. D.: Klimaschwankungen. Berlin: Springer-Verlag 1980.

3 Korrekturen

Autoren, die das „Thema des Heftes“ behandeln, erhalten Fahnenabzüge ihres Beitrages zur Korrektur. Die Umbruchkorrekturen werden von der Hauptschriftleitung durchgeführt.

4 Belegexemplare, Fortdrucke

Autoren des Hauptthemas erhalten je 5 Belegexemplare des betreffenden Heftes, Autoren von Kurzmitteilungen (3spaltige Texte) je 1 Heft. Zusätzliche Exemplare können gegen Erstattung der Fortdruckkosten bei der Rücksendung der Korrekturen bestellt werden.

Manuskriptsendungen werden erbeten an:

Deutscher Wetterdienst
Hauptschriftleitung „Promet“
Frankfurter Straße 135
6050 Offenbach