

Max-Planck-Institut für Meteorologie

Hamburg

Gegründet 1975 zur Erforschung der physikalischen Grundlagen des Klimas. Das Institut besteht aus zwei unselbständigen Abteilungen. Eine Abteilung (Hasselmann) befaßt sich mit allgemeinen Fragen der Klimadynamik, unter Berücksichtigung der Wechselwirkungen im System Atmosphäre-Ozean-Eis; die andere (Hinzpeter) untersucht vorwiegend Prozesse der Atmosphäre, insbesondere in der unteren Grenzschicht.

Direktor, Wissenschaftliches Mitglied:

Prof. Dr. Klaus Hasselmann

Direktoren am Institut,

Wissenschaftliche Mitglieder:

Prof. Dr. Harmut Graßl (seit 1. 4. 1988)

Prof. Dr. Hans G. T. Hinzpeter

(seit 1. 2. 1989 emeritiert)

*42 Mitarbeiter, davon 15 Wissenschaftler; 17
Drittmittelbeschäftigte, davon 16 Wissen-
schaftler; dazu 2 Auslands-Stipendiaten, 6
Inlands-Stipendiaten und 28 Zeithilfen.*

Physik des Meeres und Klimadynamik (K. Hasselmann)

Arbeitsgebiete

Veränderlichkeit und Vorhersagbarkeit des Klimas, Klimamodelle, Wechselwirkungen Atmosphäre-Ozean-Eis, Strahlungsbilanz der Atmosphäre, Erfassung kleinskaliger Austauschprozesse in Atmosphäre und Ozean, Grenzschichten, Wärme konvektion, Interne Schwerewellen, Seegang, Turbulenz.

Ergebnisse

Meereis-Ozean-Modellierung. Meereis spielt im Klimageschehen eine wichtige Rolle. Die Verteilung von Meereis und of-

fenem Wasser in polaren Breiten und das saisonal produzierte oder geschmolzene Meereis haben einen bedeutenden Einfluß nicht nur auf die atmosphärische, sondern auch auf die ozeanische Zirkulation. Dies liegt darin begründet, daß das Meereis einerseits durch seine hohe Reflektivität die Strahlungsbilanz stark verändert, andererseits als isolierende Decke den Austausch von Wärme und Impuls zwischen Ozean und Atmosphäre unterbindet. Die Veränderungen dieser Flüsse an der Meeresoberfläche haben eine große Wirkung auf die Dynamik der obersten Schicht des Ozeans (Deckschicht). In den Regionen, in denen die ozeanische Dichte-Schichtung nur schwach stabil ist, wie z.B. im südlichen Weddellmeer, wird durch Abkühlung und den Salzausstoß beim Gefrieren des Meereises (Meereis hat einen Salzgehalt von nur etwa 5‰, im Gegensatz zu den 35‰ beim Ozeanwasser) Tiefen- und Bodenwasser gebildet, das die Zirkulation des tiefen Ozeans beeinflusst.

Die Meereisgrenze wird durch zwei wesentliche Prozesse bestimmt: die Thermodynamik, die das Anwachsen und das Abschmelzen steuert, und die Dynamik, die die Bewegung der Eisschollen bestimmt. Die Meereisbewegung wird durch den Windschub, die Meeresströmungen, die Corioliskraft (eine besondere durch die Erddrehung verursachte Kraft), die Neigung der Meeresoberfläche und durch die Deformation des Meereises als plastischer Festkörper bestimmt. Schmelzen und Gefrieren hingegen hängen von der Strahlungsbilanz der Meeresoberfläche und dem Wärmeaustausch zwischen Atmosphäre und Ozean ab, wobei die Oberflächeneigenschaften wiederum durch die sich bewegende Meereisgrenze verändert werden.

Zu Beginn der Klimamodellierung wurden in Meereismodellen zunächst nur thermo-

dynamische Prozesse berücksichtigt, laterale Bewegungen wurden nicht betrachtet. In der Natur sind die Bewegungen des Meereises im allgemeinen nicht zu vernachlässigen. Das Meereis entsteht an einem Ort und schmilzt meistens an einer anderen Stelle. Diese Meereistrift ist insofern von Bedeutung, als mit der Eisbewegung eine laterale Umverteilung von Salz, Süßwasser und Wärme verbunden ist.

Das am weitesten entwickelte dynamische Meereismodell, das zur Zeit für Klimauntersuchungen zur Verfügung steht, behandelt das Meereis als zweidimensionalen plastischen Festkörper. Im folgenden sollen Untersuchungen diskutiert werden, die bei einer Kopplung dieses Meereismodells mit einem prognostischen Deckschicht-Sprungschicht-Modell des Ozeans unter verschiedenen Randbedingungen im Weddellmeer vorgenommen wurden. Dabei soll u. a. erkundet werden, wie die Ergebnisse von der internen Dynamik des Meereises und von einer Schneedecke abhängen.

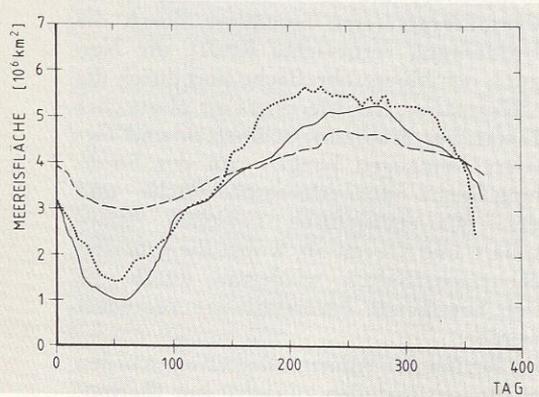
Das Meereismodell beruht auf den Bilanzen der thermischen Energie, des Impulses und der Meereismasse. Es erlaubt die Berechnung der Meereiskonzentration (Be-

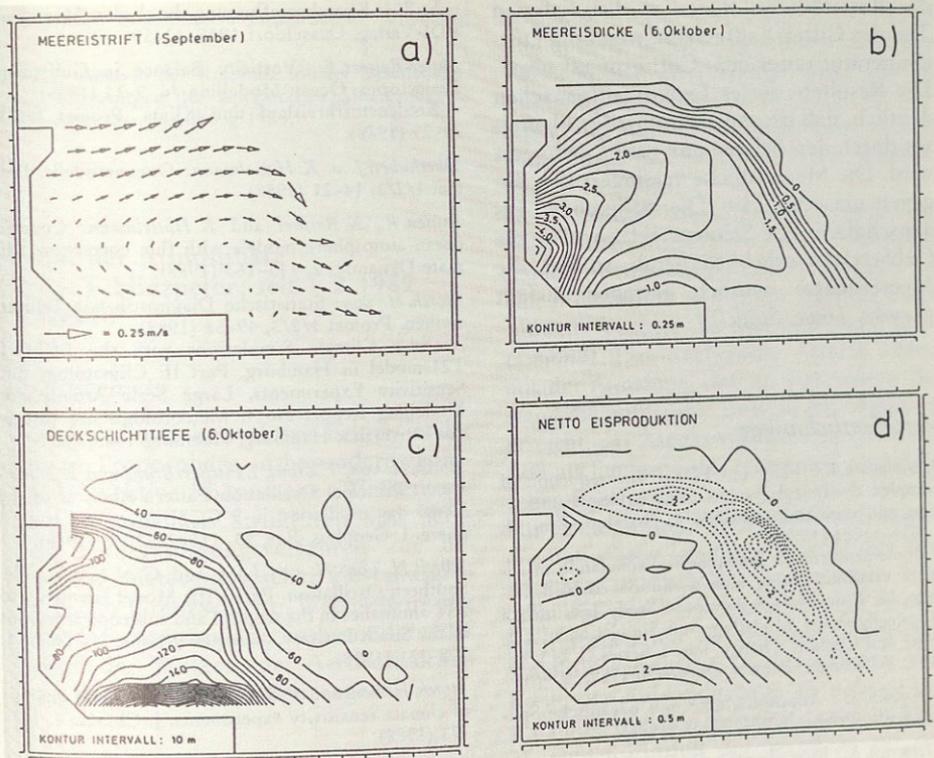
deckungsgrad), der Geschwindigkeit und der Dicke. Aufgrund dieses Konzepts wird die zeitliche Entwicklung der Eisbedeckung (Dicke und Konzentration) nicht nur durch thermodynamische Prozesse, sondern auch durch die Dynamik des Meereises (Advektion und Deformation) bestimmt. Die prognostischen Gleichungen für die Ozean-Variablen (Temperatur, Salzgehalt und Tiefe der Deckschicht sowie die vertikalen Temperatur- und Salzgehalts-Gradienten in der darunter liegenden Sprungschicht) folgen aus der Erhaltung von Wärme und Salz, aus der Bilanz der potentiellen Energie und aus einer Parameterisierung der Salz- und Wärme-flüsse am unteren Rand der Deckschicht. Für die Experimente wurden die atmosphärischen Randbedingungen (Lufttemperatur, Wind) aus den australischen Analysen der Beobachtungen des Jahres 1979 entnommen. Initialisiert wurde das Modell mit typischen Bedingungen des Spätwinters. Die Integrationszeiten betragen für jeden Lauf fünf Jahre. Die Ergebnisse des fünften Jahres werden im folgenden diskutiert.

Der modellierte Jahresgang der eisbedeckten Fläche im Weddellmeer für den Standard-Lauf ist in Abb. 1 (durchgezogene Linie) zusammen mit den Beobachtungen des Jahres 1979 (gepunktet) dargestellt. Die Übereinstimmung ist recht gut, sie hätte durch Optimierung der Modellparameter noch verbessert werden können. Eine derartige Maßnahme erscheint aber ohne vollständiges ozeanisches Zirkulationsmodell nicht sinnvoll.

Die Meereisgeschwindigkeit im Winter (Abb. 2a) zeigt den wohlbekannten Weddell-Wirbel, der das im Süden gebildete Eis erst nach Norden und dann nach Osten transportiert, so daß es schließlich an der Meereisgrenze im Nordosten des Weddellmeers geschmolzen wird. Gemäß diesem Geschwindigkeitsfeld ist die Meereisdicke (Abb. 2b) im Süden gering (divergente Strömung) und an der westlichen Begrenzung (antarktische Halbinsel) groß. Im divergenten Strömungsbereich, insbesondere in der Küstenzone, sind die Gefrierraten besonders hoch, und durch den

Abb. 1: Jahresgang der Meereisausdehnung im Weddellmeer berechnet mit dem dynamisch-thermodynamischen Modell (durchgezogene Linie) und dem rein thermodynamischen Modell (gestrichelt). Gezeigt sind ferner die Beobachtungen (gepunktet).





Salzausstoß findet dort eine starke ozeanische Konvektion statt. Daher zeigt die Deckschicht im Winter in dieser Region die größten Tiefen (bis zu 270 m, Abb. 2c). Die charakteristischen Eigenschaften des Geschwindigkeitsfeldes findet man auch in der geographischen Verteilung der jährlichen Netto-Gefriertrate wieder (Abb. 2d). Im südlichen Teil des Weddellmeeres werden pro Jahr bis zu 3 m Eis mehr produziert als geschmolzen. Dieser Überschuss wird durch den Weddell-Wirbel nach Nordosten an die Meereisgrenze transportiert, wo er schmilzt. Dieser Eistransport stellt einen horizontalen Süßwassertransport dar, der im Ozean horizontale Salz- und damit Dichteunterschiede erzeugt, die die ozeanische Zirkulation beeinflussen.

Vernachlässigt man Bewegung und Deformation des Meereises und berücksichtigt nur thermodynamische Prozesse, dann zeigen die Resultate, daß die Jahressgangsamplitude der Ausdehnung (Abb. 1, gestri-

Abb. 2: Mit dem dynamisch-thermodynamischen Modell berechnete geographische Verteilung der Meereis-Geschwindigkeit im September, der Meereisdicke und der Deckschichttiefe am 6. Oktober und der jährlichen Netto-Gefriertrate im Weddellmeer.

chelt) nur etwa halb so groß wie im Standardlauf ausfällt. Im thermodynamischen Modell ist die Sommer-Meereisausdehnung größer, die Winter-Ausdehnung dagegen kleiner. Um den beobachteten ausgeprägten Jahresgang realistisch zu beschreiben, sind daher dynamische Prozesse sehr wichtig.

Im dynamischen Meereismodell ist Schnee bisher nicht explizit berücksichtigt. Daher wurde für das Schnee-Experiment eine prognostische Schneeschicht in das Modell eingebaut. Der Schnee wird mit dem Eis transportiert, er wird bei Wärmeüberschuss geschmolzen und durch den Niederschlag (gewichtet mit der Meereiskonzentration -

der Rest fällt als Regen in den eisfreien Teil des Gitters) aufgebaut, wenn die Lufttemperatur unter dem Gefrierpunkt liegt. Die Resultate dieses Experiments machen deutlich, daß die Ausdehnung des Meereises durch den Schnee nur gering reduziert wird. Die Meereisdicke verringert sich dagegen um etwa 25%. Die isolierenden Eigenschaften des Schnees setzen also die Gefrierraten erheblich herab, so daß die Meereismasse deutlich geringer ausfällt (*Lemke, Löwe, Stöfel*).

Veröffentlichungen

Hasselmann, K.: PIPs and POPs: The reduction of complex dynamical systems using principal interaction and oscillation patterns. *J. Geophys. Res.* **93**, 11015–11021 (1988).

– Some problems in the numerical simulation of climate variability using high-resolution coupled models. In: Proc. NATO Advanced Study Institute on Physically-Based Modelling and Simulation of Climate and Climatic Change, Part I. Series C: 243, Ed. M. E. Schlesinger. Kluwer, Dordrecht 1988, 583–614.

Heimann, M.: Atmosphärische und ozeanische Spurenstoffe. *Promet* 1/2/3, 29–37 (1988).

Herterich, K.: Modellierung des Paläoklimas. *Promet* 1/2/3, 37–42 (1988).

– A three-dimensional model of the Antarctic Ice Sheet. *Ann. Glaciol.* **11**, 32–35 (1988).

– Von der Wettervorhersage zum Klimamodell. *VDI-Berichte*, Nr. 703, 27–41 (1988).

Latif, M.: Wechselwirkung Ozean–Atmosphäre in den Tropen. *Promet* 1/2/3, 4–13 (1988).

Latif, M., J. Biercamp and *H. von Storch*: The response of a coupled ocean atmosphere general circulation model to wind bursts. *J. Atmos. Sci.* **45**, 964–979 (1988).

– ENSO related studies with a coupled ocean-atmosphere general circulation model. Modelling the sensitivity and variations of the ocean-atmosphere system. Report of a workshop at the European Centre for Medium Range Weather Forecasts. WMO/TD-No. 254, 255–261 (1988).

Latif, M., J. Biercamp, H. von Storch and *F. Zwiers*: A ten year climate simulation with a coupled ocean-atmospheric general circulation model. Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg 1988, Report No. 21, 30 S.

Lautenschlager, M., D. P. Eppel and *W. C. Thacker*: Subgrid-Parameterization in Helical Flows. *Beitr. Phys. Atmosph.* **61**, 87–97 (1988).

Lemke, P.: Über die Wechselwirkung zwischen dem Meereis und der ozeanischen Deckschicht. *Promet* 1/2/3, 42–49 (1988).

– Einfluß der Kryosphäre auf das Klima. *VDI Be-*

richt 703: Klimabeeinflussung durch den Menschen. *VDI-Verlag*, Düsseldorf 1988, 43–59.

Maier-Reimer, E.: Vorticity Balance in Gulfstream Trajectories. *Ocean Modelling* **76**, 9–11 (1988).

– Kohlenstoffkreislauf und Klima. *Promet* 1/2/3, 22–29 (1988).

Oberhuber, J. u. K. Hasselmann: Ozeanmodelle. *Promet* 1/2/3, 14–21 (1988).

Sausen, R., K. Barthel and *K. Hasselmann*: Coupled ocean-atmosphere models with flux correction. *Climate Dynamics* **2**, 145–163 (1988).

Storch, H. von: Statistische Diagnostik von Feldzeitreihen. *Promet* 1/2/3, 49–58 (1988).

– (Ed.): Climate Simulations with the ECMWF T21-model in Hamburg, Part II: Climatology and Sensitivity Experiments, Large Scale Atmospheric Modelling Report No. 4. Meteorologisches Institut der Universität Hamburg, Hamburg 1988, 265 S.

Storch, H. von, T. Bruns, I. Fischer-Bruns and *K. Hasselmann*: Principal Oscillation Pattern Analysis of the 30–60 day oscillation in a GCM equatorial troposphere. *J. Geophys. Res.* **93**, 11022–11036 (1988).

Storch, H. von, H. van Loon and *G. N. Kiladis*: The Southern Oscillation. Part VIII: Model sensitivity to SST anomalies in the tropical and subtropical regions of the South Pacific Convergence zone. *J. Climate* **1**, 325–331 (1988).

Storch, H. von and *F. W. Zwiers*: Recurrence analysis of climate sensitivity experiments. *J. Climate* **1**, 157–171 (1988).

Veronis, G.: Circulation driven by winds and surface cooling. *J. Phys. Oceanogr.* **18**, 1920–1932 (1988).

The WAM-Development and Implementation Group: E. Bauer, I. Bertotti, C. V. Cardone, J. A. Ewing, J. A. Greenwood, A. Guillaume, K. Hasselmann, S. Hasselmann, P. A. E. M. Janssen, G. J. Komen, P. Lionello, M. Reistad and *L. Zambresky*: The WAM Model – a third generation ocean wave prediction model. *J. Phys. Oceanogr.* **18**, 1775–1810 (1988).

Wigley, T. M. L. and *B. D. Santer*: Validation of general circulation climate models. In: Proc. NATO Advanced Study Institute on Physically-Based Modelling and Simulation of Climate and Climate Change, Part 2, Ed. M. E. Schlesinger. Reidel, Dordrecht 1988, 841–879.

Winebrenner, D. P. and *K. Hasselmann*: Specular point scattering contribution to the mean Synthetic Aperture Radar image of the ocean surface. *J. Geophys. Res.* **93**, 9281–9294 (1988).

Habilitation

Lemke, P.: Über die Wechselwirkung des Meereises mit Atmosphäre und Ozean. Hamburg 1988.

Diplomarbeiten

Esch, M.: Zur numerischen Simulation der Eiszeiten: Physikalische und numerische Eigenschaften ver-

schiedener Parameterisierungsansätze. Hamburg 1988.

Jessel, I.: Analyse der Relevanz lokaler meteorologischer Anregungen der äquatorialen Meeresoberflächentemperatur. Hamburg 1988.

Physik der Atmosphäre (H. G. T. Hinzpeter; seit 1. 2. 1989 H. Graßl)

Arbeitsgebiete

Turbulente und konvektive Felder in der unteren Troposphäre, insbesondere geordnete konvektive Phänomene (Wolkenstraßen und zelluläre Strukturen von Wolken); Fernerkundungsverfahren zur Bestimmung meteorologischer Zustandsgrößen in der Grenzschicht; Wechselwirkung Strahlung-Atmosphäre, insbesondere der Einfluß der Wolken, der Aerosolteilchen sowie atmosphärischer Spurengase.

Ergebnisse

Konvektion. In der atmosphärischen Grenzschicht wird häufig die Selbstorganisation der Strömung zu konvektiven Mustern – Rollen oder (annähernd hexagonalen) Zellen – beobachtet. Als besonders prominentes Beispiel wird hier die offene Zellularkonvektion über dem Ozean behandelt. Diese tritt häufig dann auf, wenn Kaltluft über die um einige Grad wärmere Ozeanoberfläche strömt. Dies geschieht im offenen Ozean auf der Rückseite von Tiefdruckgebieten oder beim winterlichen Kaltluftabfluß von Land- oder Eisflächen. Solche Situationen sind nahe der Küste mit der Entwicklung von Grenzschichtrollen und Wolkenstraßen parallel zum mittleren Wind verbunden. Diese Wolkenstraßen vergrößern ihren gegenseitigen Abstand stromabwärts, um nach einiger Zeit in zelluläre Strömungsmuster überzugehen. Auch bei diesen wachsen im Laufe der Entwicklung die Zelldurchmesser weiter an. Dabei erreicht das Verhältnis von Durchmesser zu Schichtdicke (= Aspekt-

verhältnis) Werte von etwa 10–25. Diese sind deutlich größer, als es nach klassischen Vorstellungen zu erwarten wäre. Als ein möglicher Mechanismus für diese Zellverbreiterung kommt die diabatische Erwärmung durch Kondensation in der Wolken-schicht in Frage.

Deren Einfluß wurde deshalb sowohl mit Hilfe eines zweidimensionalen hochauflösenden numerischen Modells als auch mit einem einfachen analytisch handhabbaren Modell feuchter Konvektion untersucht (*Chlond*). Das analytische Modell liefert mit der Annahme, daß im stationären Zustand die potentielle Energie ein Minimum erreicht, das Aspektverhältnis der Konvektion als Funktion der relevanten physikalischen Parameter.

Für einen großen Parameterbereich zeigen die stationären Lösungen sowohl des analytischen als auch des numerischen Modells, daß das Aspektverhältnis der Grenzschichtrollen mit zunehmender statischer Stabilität anwächst, während sich die Breite der Aufwindgebiete als nahezu unabhängig von der Stabilität erweist (Abb. 3). Dieser Einfluß der Stabilität auf das Aspektverhältnis ist um so größer, je größer die sogenannte „Feuchte Rayleighzahl“ (im wesentlichen ein Maß für die Schichtdicke) ist.

Der Übergang von rollenförmiger zu zellulärer Konvektion und die dabei auftretenden Bedeckungsgrade wurden in einem numerischen 3-D-Gitterpunktmodell studiert. Da die beobachteten Zelldurchmesser 30 bis 50 km erreichen, wurden die hydrostatisch approximierten Bewegungsgleichungen benutzt, die mit einem Upstream-Schema räumlich diskretisiert und mit einem einfachen Zeitschrittverfahren vorwärts integriert werden. Mit einem horizontalen Gitterabstand von mehreren Kilometern und einer vertikalen Auflösung von 500 m läßt sich die horizontale und vertikale Struktur der Konvektionsmuster gerade auflösen, während andererseits bei 38×38 Gitterpunkten in der Horizontalen das Auftreten mehrerer Zellen möglich wird. Um die Transformation der Luftmasse bzw. der Konvektionsmuster besser verfolgen zu können, wird das Integra-

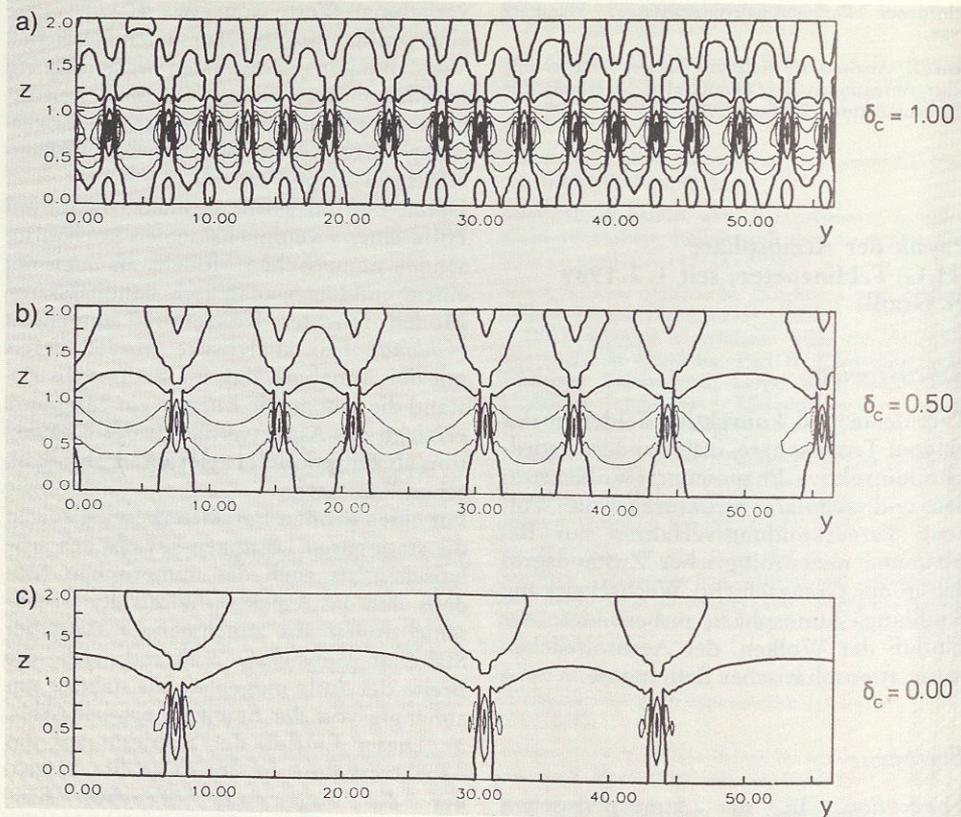


Abb. 3: Vertikalschnitt des Vertikalgeschwindigkeitsfeldes für zunehmend stabiler geschichteten Grundstrom (a-c). Teilbild a entspricht einer trockenadiabatisch, Teilbild c einer feucht-adiabatisch geschichteten Atmosphäre. Die Vertikal- und Horizontalabstände sind mit der Konvektionshöhe normiert. Dicke Isolinien geben positive, dünne negative (dimensionslose) Vertikalgeschwindigkeiten an.

tionsgebiet mit dem mittleren Grenzschichtwind mitgeführt.

Zu Beginn der Integration wird eine Situation gewählt, wie sie etwa bei Kaltluftausbrüchen über Eis herrschen mag, mit einer stabil geschichteten, trockenen Atmosphäre. Die Bodentemperatur nimmt mit der Zeit zu, was einer Strömung nach Süden über den immer wärmer werdenden Ozean entspricht. Während der Initialisierungsphase bildet sich in Bodennähe eine

weitgehend durchmischte Schicht aus, in der eine Wolkenschicht entsteht, sobald die Inversionsuntergrenze das Kondensationsniveau überschreitet.

Wird nach 15 Stunden der Initialisierung die dreidimensionale Rechnung begonnen und eine sehr kleine rollenförmige Störung des Temperaturfeldes eingeführt, so entwickeln sich innerhalb von etwa 2 Stunden Konvektionsrollen, in deren Absinkbereich Wolkenauflösung stattfindet (Abb. 4). Im Verlauf der weiteren Entwicklung beginnen die Rollen sich in ihrer Längsrichtung aufzulösen und in eine mehr zelluläre Erscheinungsform mit zunächst kleinen Abständen überzugehen. Dieser Zelldurchmesser wächst im Verlauf der weiteren Integration etwa wie die Höhe der Wolkenobergrenze an, so daß sich das Aspektverhältnis nicht wesentlich verändert. Diese zeitliche Abfolge entspricht der auf Satellitenbildern zu beobachtenden

räumlichen Verteilung der Konvektionsformen. Daneben stimmen die Vertikalprofile von Wind, Temperatur und Feuchte sowie von deren Varianzen und Kovarianzen nach etwa 27 Stunden Integrationszeit qualitativ und zum Teil auch quantitativ mit den während des Experimentes KonTur 1981 über der Nordsee gemachten Feldbeobachtungen überein. Zur weiteren Sicherung der Ergebnisse wurden im Mai 1988 ähnliche Untersuchungen mit Flugzeugen westlich und nördlich von Spitzbergen durchgeführt.

Zur verbesserten Kenntnis der Bedingungen für das Auftreten offener Zellen wurden NOAA-Satellitenbilder des Ostatlantiks für den Zeitraum 1980-1983 durchmustert. Daraus ergibt sich, daß in der Nähe des Wetterschiffes M (66°N , 2°O) an 25% aller Tage Konvektion in zellulärer Anordnung beobachtet wird. Im Jahresdurchschnitt sind etwa 10% des Nordostatlantiks mit Zellulärkonvektion bedeckt, die mit 20% zum gesamten Wärmefluß vom Ozean in die Atmosphäre beiträgt. Der mittlere Zelldurchmesser liegt bei 40 km, mit kleineren Werten im Norden und größeren im Süden des Untersuchungsgebietes. Die mittlere Zellgröße wird häufiger bei relativ hoher Temperaturdifferenz Wasser-Luft beobachtet, während sowohl kleinere als auch größere Durchmesser bei geringeren Differenzen auftreten. Für das Aspektverhältnis ergeben sich Werte zwischen 5 und 55, wobei eine Abhängigkeit von der Temperaturdifferenz Wasser-Luft nicht erkennbar ist. Auch ein Zusammenhang mit der Stabilität der Schichtung konnte nicht nachgewiesen werden.

Hingegen wächst der aus Satellitenbildern bestimmte Anteil hochreichender Wolken deutlich mit der Temperaturdifferenz Wasser-Luft an. Die Zunahme dieses Anteils mit dem Wärmefluß in die Atmosphäre ist jedoch weniger ausgeprägt.

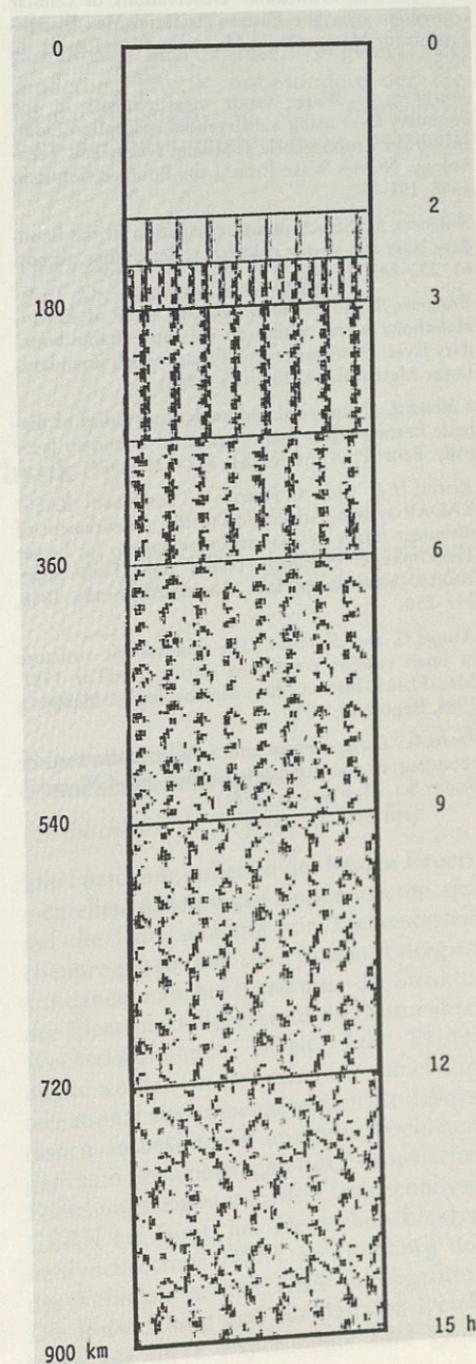


Abb. 4: Horizontalschnitt des Vertikalgeschwindigkeitsfeldes zu verschiedenen Zeiten nach Einführung einer kleinen windparallelen Anfangsstörung (rechts in Stunden angegeben). Dargestellt sind mit zunehmender Graustufe positive Vertikalgeschwindigkeiten, wobei schwarze Bildelemente 0.8 m/s entsprechen, weiße Bildelemente deuten negative oder verschwindende Vertikalgeschwindigkeit an. Links von der Grafik ist angegeben, welcher Distanz vom Anfangspunkt die rechts eingezeichneten Entwicklungszeiten unter der Annahme einer stationären Strömung entsprechen.

Veröffentlichungen

Ansmann, A. and *J. Bösenberg*: Water vapor DIAL experiment: Aspects of Rayleigh Doppler correction. In: Conf. Abstracts, 14th Int. Laser Radar Conf. Innichen 1988, Ed. L. Stefanutti. IROE/CNR, Firenze 1988, 267-268.

Bakan, S. and *E. Schwarz*: Observations of cellular convection over the Eastern Atlantic. Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg 1988, Report 16, 30 S.

Bösenberg, J.: Water vapor measurements in the boundary layer using a differential absorption Lidar. In: Lower Tropospheric Profiling: Needs and Technology. NOAA Wave Prop. Lab., Boulder/Colorado 1988, 191-192.

Brümmer, B.: Structure and circulation in the boundary layer at a strong cold front. Beitr. Phys. Atmos. 61, 232-243 (1988).

Brümmer, B. and *B. Busack*: A case study of Kelvin-Helmholtz waves within an off-shore stable boundary layer: Observation and linear model. Boundary-Layer Meteorol. 44, 105-135 (1988).

Chlond, A.: Numerical and analytical studies of diabatic heating effect upon flatness of boundary layer rolls. Beitr. Phys. Atmos. 61, 312-329 (1988).

Kirtzel, H.J. and *G. Peters*: A combined RASS/RADAR-system: Application to the measurement of turbulent fluxes of heat and momentum. In: Lower Tropospheric Profiling: Needs and Technology. NOAA Wave Prop. Lab. Boulder/Colorado 1988, 249-250.

Kruspe, G. and *S. Bakan*: The atmospheric structure in open cellular conditions during KonTur 1981. Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg 1988, Report 13, 30 S.

Peters, G., D. Hasselmann and *S. Pang*: Radio acoustic sounding of the atmosphere using FM-CW radar. Radio Sci. 23, 640-646 (1988).

Peters, G. and *H.J. Kirtzel*: A combined RASS/Radar-system: Sounding of wind- and temperature profiles. In: Lower Tropospheric Profiling: Needs and Technology. NOAA Wave Prop. Lab. Boulder/Colorado 1988, 247-248.

Raydt, K.: Bewölkungsklimatologie des Atlantiks aus METEOSAT-Bildern. Abschlußbericht, Proj. SW-2/84. BMFT, Bonn 1988, 47 S.

Theopold, F.A. and *J. Bösenberg*: Evaluation of DIAL measurements in presence of signal noise. In: Conf. Abstracts, 14th Int. Laser Radar Conf., Innichen 1988, Ed. L. Stefanutti. IROE/CNR, Firenze 1988, 209-211.

Dissertation

Ansmann, A.: Bodengebundene DIAL-Wasserdampfmessung: Berücksichtigung der Dopplerverbreiterung der Laserlinie durch Rayleighrückstreuung. Hamburg 1988.

Diplomarbeit

Neugum, A.: Numerische Untersuchungen mit einem zweidimensionalen Spektralmodell zur Beschreibung von Rollenwirbeln in einer atmosphärischen Grenzschicht im Vergleich mit zwei Fallstudien während des KonTur-Experimentes. Hamburg 1988.

Anschrift

Bundesstraße 55, 2000 Hamburg 13
Tel. 040/41 17 30
Telefax 040/41 17 32 98