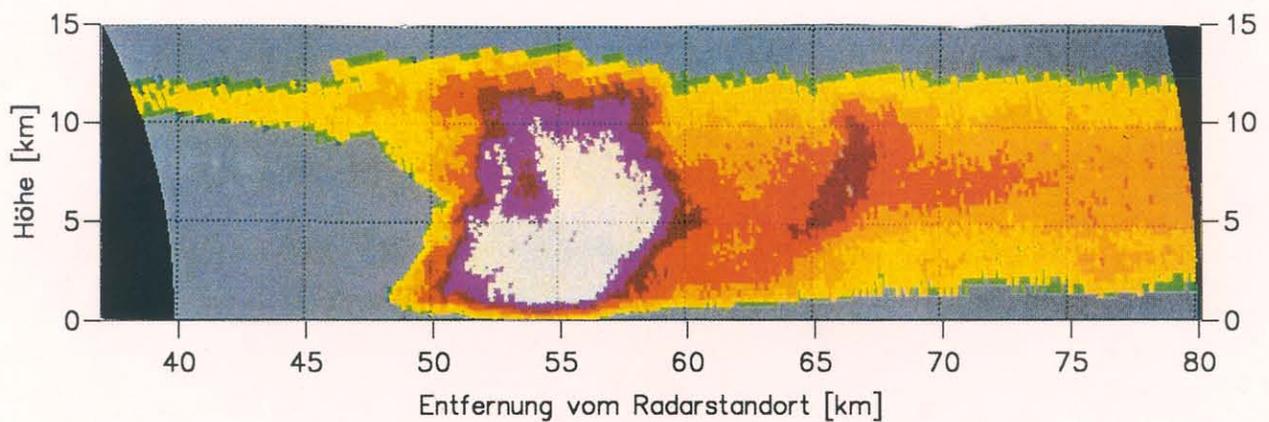
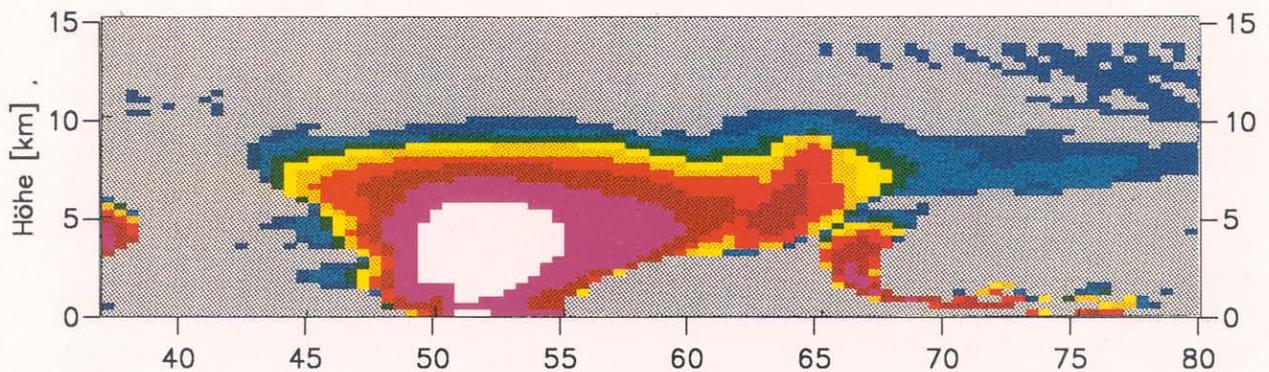


Wolkenphysik und Wolkendynamik II



Radarreflektivität [dBZ]

-10	-2	6	14	22	30	38	46	54
-----	----	---	----	----	----	----	----	----

Herausgeber

Deutscher Wetterdienst

Hauptschriftleiter

Dipl.-Met. H.-D. Kirch

Redaktionsausschuß

Prof. Dr. J. Egger (München)

Prof. Dr. F. Fiedler (Karlsruhe)

Prof. Dr. H.-W. Georgii (Frankfurt a. M.)

Prof. Dr. H. Graßl (Hamburg)

Prof. Dr. G. Groß (Hannover)

Dr. F. Kasten (Hamburg)

Dipl.-Met. H. Kruse (Traben-Trarbach)

Dr. T. Mohr (Offenbach a. M.)

Dr. E. Müller (Offenbach a. M.)

Dr. J. Neisser (Lindenberg)

Dr. R. Simonis (Langen/Hess.)

Zum Titelbild:

Die Bilder zeigen modellierte (oben) und beobachtete (unten) Werte der Radarreflektivität als Maß für die Niederschlagsintensität in einer Gewitterwolke. Die Wolke bildete sich am 1. 7. 1987 in einer squall line in der Nähe von München; ihre Zugrichtung entspricht in der Abbildung einer Bewegung von rechts nach links. Die stärksten Niederschläge treten im vorderen Bereich der Gewitterwolke auf. Der Simulation liegt ein zweidimensionales meso- γ -skaliges Modell (linker Modellrand bei ca. 37 km) zugrunde; die dargestellten Werte gelten für eine Simulationszeit von 52 min. Die Radarbeobachtungen wurden um 13:10:40 UTC mit dem Radarsystem POLDIRAD der DLR in Oberpfaffenhofen durchgeführt. Für Einzelheiten siehe Beitrag 10.

promet erscheint im Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes – Zentralamt – Frankfurter Straße 135, 63067 Offenbach am Main. Bezugspreis pro Jahrgang (4 Hefte) im Abonnement DM 44,-, Einzelheft DM 12,-, Doppelheft DM 24,-, Dreifachheft DM 36,-.

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

Druck: Weppert GmbH & Co. KG,
97422 Schweinfurt,
Zehntstraße 17

ISSN 0340-4552

Thema des Heftes:

Wolkenphysik und Wolkendynamik II(Fachliche Redaktion: K. D. Beheng, Karlsruhe und
U. Wacker, Frankfurt a. M.)

Beiträge	Seite
Zur Einführung	65
M. LAUBE	
10 Modelle von Einzelwolken	65
G. DOMS	
11 Parametrisierung von Wolken- und Niederschlagsprozessen in numerischen Wettervorhersagemodellen	72
E. ROECKNER	
12 Wolken in Klimamodellen	80
A. WALDVOGEL	
13 Niederschlagsbeeinflussung am Beispiel der Hagelbekämpfung	87
U. WACKER, K. D. BEHENG	
14 Schlagwortverzeichnis zur Wolkenphysik und Wolkendynamik	92
Literatur zu den Beiträgen 10 - 14	95
Vorausschau Tagungen	96

Thema des Heftes: Wolkenphysik und Wolkendynamik II

Zur Einführung

Das vorliegende Heft ist die Fortsetzung des Heftes 1/2 '93, in dem mehr die mikrophysikalischen Grundlagen der „Wolkenphysik und Wolkendynamik“ dargestellt wurden. Heft 3 '93 enthält schwerpunktmäßig Beiträge zu den dynamischen und klimatischen Auswirkungen von Wolken, in denen Methoden zur Simulation von Einzelwolken und Wolkensystemen angesprochen werden. Dabei stehen Parametrisierungen für regionale und großskalige Modelle sowie exemplarische Ergebnisse von Modellrechnungen (Beiträge 10 bis 12) im Vordergrund. Beitrag 13 beschäftigt sich mit der Niederschlagsbeeinflussung, d. h. mit Versuchen, Wolken vorsätzlich und gezielt zu modifizieren – ein nach wie vor aktuelles Thema.

Zum Abschluß werden in Beitrag 14 wichtige wolkenphysikalische Begriffe erläutert, so daß diese Zusammenstellung den Charakter eines Nachschlagverzeichnisses hat.

Die Redakteure hoffen, daß die Hefte 1/2/3 '93 einem breiten Leserkreis einen Überblick über den gegenwärtigen Stand der wolkenphysikalischen Forschung vermitteln.

K. D. Beheng, U. Wacker

10 M. LAUBE Modelle von Einzelwolken

1 Einleitung

Wolken kann man nach der Art ihrer Entstehung in konvektive und stratiforme Wolken einteilen. Man kann sie auch nach ihren Bestandteilen als Wasserwolken, Eiswolken oder Mischwolken klassifizieren. Wolken entstehen sowohl als ein einzelnes, isoliert dastehendes Gebilde als auch z. B. an Fronten als mesoskalige Systeme.

Das Interesse an der Modellierung von Wolken war in den sechziger Jahren sehr stark von den Experimenten zur Niederschlagsbeeinflussung durch, Impfen von Wolken geprägt. Vor etwa zehn Jahren trat dann das unter dem Schlagwort *saurer Regen* bekannte komplexe Phänomen der Sulfat- und Nitratbildung im Niederschlag als Folge der zunehmenden Luftverschmutzung in den Vordergrund. Und schließlich wurde in den letzten Jahren das Problem diskutiert, wie sich eine infolge des Treibhauseffektes einstellende Temperaturerhöhung der Troposphäre auf die Verdunstung und die Wolkenbildung und damit auf das Klima der Erde auswirkt.

Die Wolkenmodellierung ist nun nicht allein die Beschäftigung mit der faszinierenden Erscheinung, die eine Wolke bietet, sondern Wolkenmodelle sind Werkzeuge, deren Ergebnisse genutzt werden, um die Zirkulationsmodelle für kurz- und langfristige Prognosen zu verbessern, und mehr Verständnis für die atmosphärische Chemie, die allgemeine Zirkulation und die Variabilität des Klimas zu gewinnen.

2 Modellgleichungen

Das zentrale Anliegen von Wolkenmodellen ist – im Gegensatz zu anderen meteorologischen Simulationsmodellen – die möglichst genaue Beschreibung der Prozesse der Entwicklung der verschiedenen Kondensatprodukte durch Bilanzgleichungen für die H₂O-Phasen inklusive der

thermo- und hydrodynamischen Effekte der Wasserkomponenten, die sich z. B. im Freisetzen latenter Wärme und als „Widerstandsterm“ im Impulshaushalt äußern.

2.1 Hydro- und Thermodynamik

Zu einem für die Wolkenmodellierung relevanten Gleichungssystem gelangt man auf folgendem Weg: Ausgangspunkt sind die exakten Differentialgleichungen für ein molekulares System, das neben trockener Luft und Wasserdampf auch Wasser und Eis als Mischungspartner enthält. Es sind dies die Bilanzgleichungen für

- den Impuls

$$\rho \frac{d\vec{v}}{dt} = -\nabla p - \rho g\vec{k} - 2\vec{\Omega} \times \vec{v} - \nabla \cdot \vec{J}, \quad (1)$$

- die Gesamtmasse

$$\frac{d\rho}{dt} = -\rho \nabla \cdot \vec{v}, \quad (2)$$

- die Massenbrüche der drei Phasen des Wassers (k=1: Wasserdampf, k=2: Flüssigwasser, k=3: Eis)

$$\rho \frac{dm_k}{dt} = -\nabla \cdot \vec{J}_k + J_k, \quad (3)$$

- die innere Energie

$$\rho \frac{de}{dt} = -p \nabla \cdot \vec{v} - \nabla \cdot (\vec{J}_H + \vec{S}) - \vec{J} : \nabla \vec{v}. \quad (4)$$

Komplettiert wird das Gleichungssystem durch die Zustandsgleichung für ideale Gase als diagnostische Beziehung zwischen den thermodynamischen Variablen in der Form

$$p = (R_0 \rho_0 + R_1 \rho_1) T, \quad (5)$$

wenn die Volumina der flüssigen und festen Phase als vernachlässigbar klein gegenüber dem Volumen des Wasserdampfes angesehen werden. Der Index 'o' bezeichnet den Mischungspartner trockene Luft.

Die Variablen haben folgende Bedeutung: ρ = Gesamtdichte, $m_k = \rho_k / \rho$ = Massenbruch und ρ_k = Partialdichte der Komponente k, e = innere Energie, \vec{k} = Einheitsvektor in vertikaler Richtung, p = Druck, \vec{v} = Geschwindigkeitsvektor der Schwerpunktsbewegung, T = Temperatur, $\vec{\Omega}$ = Winkelgeschwindigkeit der Erdrotation, g = Schwerebeschleunigung und R_o bzw. R_1 = Gaskonstante der trockenen Luft bzw. des Wasserdampfes. J_k beschreibt die Quellen der k-ten Komponente durch Phasenumwandlungen, \vec{J}_k den Diffusionsfluß, \vec{J}_H den Wärme- und \vec{S} den Strahlungsfluß. \mathbf{J} ist der Reibungs-Spannungstensor und $\mathbf{J} : \nabla \vec{v}$ die Energiedissipation.

Zur Ableitung der Gleichungen, mit denen Wolkenentwicklungen beschrieben werden, verwendet man in einem ersten Schritt zentrale Aussagen der Skalenanalyse troposphärischer Trockenkonvektion (OGURA und PHILLIPS 1962; DUTTON und FICHTL 1969). Dabei werden die Feldgrößen in ausschließlich höhenabhängige Referenzwerte (Index 'r') und orts- und zeitabhängige Abweichungen (Index 'a') zerlegt:

$$\phi(x, y, z, t) = \phi_r(z) + \phi_a(x, y, z, t) \quad \text{mit } \phi \in \{T, p, \dots\}$$

Dabei wird vorausgesetzt, daß $|\phi_a / \phi_r| \ll 1$ gilt. Der Geschwindigkeitsvektor wird nicht aufgespalten, weil der Abweichungswert größenordnungsmäßig dem Referenzwert nahekommen kann; der Referenzwert des Massenbruchs des Flüssigwassers ist Null, d. h. $m_2 = (m_2)_a$.

Man fordert nun, daß die Gleichungen (1) - (5) von den Referenzwerten erfüllt werden. Indem man von den ursprünglichen Gleichungen diejenigen für die Referenzwerte subtrahiert, erhält man Gleichungen für die Abweichungsgrößen, also für die systembestimmenden Feldvariablen.

Die Ergebnisse der Skalenanalyse hängen wesentlich davon ab, welche typischen Längenmaße das zu betrachtende Phänomen hat: sind horizontale und vertikale Erstreckung etwa gleich, spricht man von hochreichender Konvektion, ist die vertikale Erstreckung sehr viel kleiner als die horizontale, spricht man von flacher Konvektion.

Exemplarisch stellen wir hier kurz ein Gleichungssystem vor, das für *hochreichende Konvektion* verwendet wird (s. etwa KLEMP und WILHELMSON 1978). Dabei kommen ausschließlich Wasserdampf und Flüssigwasser im System vor (warme Wolken), und anstelle des Drucks p und der Temperatur T werden - wie üblich - die Exnerfunktion π und die potentielle Temperatur θ verwendet:

- Bewegungsgleichung

$$\frac{d\vec{v}}{dt} = -c_{po}\theta_r \nabla \pi_a + g^* \vec{k} - \frac{1}{\rho_r} \nabla \cdot \mathbf{J} \quad (1a)$$

$$\text{mit } g^* = g \left[\frac{\theta_a}{\theta_r} + \left(\frac{R_1}{R_o} - 1 \right) m_{1a} - m_2 \right]$$

wobei c_{po} = spezifische Wärme trockener Luft bei konstantem Druck ist.

Man erkennt am Boussinesq-Auftriebsterm (2. Term der rechten Seite), daß im Vergleich zur trockenen Konvektion neben der von einer Temperaturabweichung hervorgerufenen Beschleunigung ein zusätzlicher Beitrag durch Konzentrationsabweichungen des Wasserdampfes sowie eine Abtriebsbeschleunigung, die mit dem Flüssigwassergehalt verknüpft ist (liquid water drag), auftritt.

- Kontinuitätsgleichung

$$\nabla \cdot (\rho_r \vec{v}) = 0 \quad (2a)$$

Bei angenommener *flacher Konvektion* reduziert sich diese Gleichung auf $\nabla \cdot \vec{v} = 0$.

Mit diesen Bedingungen werden auch die meteorologisch irrelevanten und bei der numerischen Behandlung lästigen Lärmwellen gefiltert (anelastische Approximation).

- Bilanzgleichungen für Wasserdampf und Flüssigwasser

$$\rho_r \frac{dm_1}{dt} = -\nabla \cdot \vec{J}_1 - J_2 \quad (3a)$$

$$\rho_r \frac{dm_2}{dt} = -\nabla \cdot \vec{J}_2 + J_2 \quad (3b)$$

- Gleichung für die potentielle Temperatur (anstelle der Gleichung für die innere Energie)

$$\rho_r \frac{d\theta}{dt} = \frac{l_{21} J_2}{c_{po} \pi_r} \quad (4a)$$

Hierin ist l_{21} = latente Umwandlungswärme von Wasserdampf zu Flüssigwasser.

Man beachte, daß hier $\theta = \theta_r + \theta_a$ eingeht.

- Thermische Zustandsgleichung

$$\frac{\theta_a}{\theta_r} = \frac{T_a}{T_r} - \frac{\pi_a}{\pi_r} \quad (5a)$$

Im Fall flacher Konvektion entfällt der Druckterm.

- Um aus den hier angegebenen approximierten Gleichungen (1a) - (5a) ein vollständiges Gleichungssystem zu gewinnen, ist eine Bestimmungsgleichung für π_a notwendig. Mittels der Kontinuitätsgleichung (2a) und der Bewegungsgleichung (1a) läßt sich eine diagnostische (elliptische) Differentialgleichung für π_a ableiten, auf die nicht weiter eingegangen wird. Details findet man in der Monographie von DOMS und HERBERT (1985).

In einem weiteren Schritt werden die so approximierten molekularen Gleichungen einer turbulenten Reynoldsmitteilung unterworfen, wodurch letztlich die - numerisch zu lösenden - Modellgleichungen resultieren. Molekulare Transporte werden gegenüber turbulenten Transporten vernachlässigt. Die turbulenten Transportprozesse werden durch Schließungen erster und höherer Ordnung parametrisiert, was problematisch sein dürfte, wenn man bedenkt, daß hiermit turbulente, d. h. subskalige, Phänomene erfaßt werden sollen, deren Skalen horizontal bis in den km-Bereich reichen.

Für eine ausführliche Diskussion der Methoden der Skalenanalyse und der Behandlung der turbulenten Transporte muß der Leser auf die Arbeiten von DOMS und HERBERT (1985) sowie von COTTON und ANTHES (1989) verwiesen werden.

Ein zweiter Weg zur numerischen Lösung der Gleichungen benutzt die nicht vereinfachten Grundgleichungen und wurde unter dem Namen *Large Eddy Simulation* bekannt. Als ein Beispiel sei hier die Arbeit von MOENG (1986) genannt. Diese Modelle benutzen eine sehr hohe räumliche Auflösung mit Maschenweiten von 50 bis wenigen hundert Metern. Deshalb werden alle Bewegungsvorgänge in diesem Größenbereich direkt durch die Gleichungen beschrieben und müssen nicht als turbulente Transporte parametrisiert werden. Schallwellen verursachen dadurch keine numerischen Probleme, daß ein sehr kleiner Zeitschritt benutzt wird. Diese Methode stellt daher hohe Anforderungen an die Leistungsfähigkeit der Computer.

2.2 Mikrophysik

Die mathematische Formulierung der Umwandlungsraten zwischen den H₂O-Komponenten J_k in Gln. (3) erfordert große Sorgfalt, weil sie für die Entwicklung des Wasser- und Eisgehaltes sowie für die Freisetzung latenter Wärme und daher für die gesamte Wolkenentwicklung von großer Bedeutung sind.

Die interne Struktur der Kondensatkomponenten wird durch Größenverteilungen (Spektren) f(x), x: Masse einer Partikel, für Tropfen und für alle auftretenden Sorten von Eisparkeln beschrieben. Die entsprechende prognostische Gleichung ist die spektrale Bilanzgleichung für eine Größenverteilungsfunktion von Hydrometeoren, die der Vollständigkeit halber hier wiederholt wird (vgl. Gl. (11) und ihre Diskussion in Beitrag 2):

$$\frac{\partial f(x)}{\partial t} + \nabla \cdot (f(x)\vec{v}) + \nabla \cdot (f(x)\vec{v}(x)) + \frac{\partial (f(x)\dot{x})}{\partial x} = \sigma(x) \quad (6)$$

Diese Gleichung beschreibt die zeitliche Änderung der Verteilungsfunktion an einem festen Ort, die durch den Transport mit der Schwerpunkts- $\vec{v}(x)$ und Diffusionsgeschwindigkeit $\vec{v}'(x)$ sowie das Kondensations- bzw. Depositionswachstum der Partikel mit der Geschwindigkeit \dot{x} verursacht wird. Prozesse wie Koagulation, Aggregation, Bereifen, Schmelzen und Gefrieren sind in dem Ausdruck $\sigma(x)$ zusammengefaßt; sie wurden z. T. in Beitrag 4 behandelt.

Dreidimensionale Wolkenmodelle, die die Thermodynamik und die Mikrostruktur von Wolken explizit beschreiben sollen, erfordern Ressourcen in der Datenverarbeitung, die heute und auch in naher Zukunft nicht bereitgestellt werden können. Beim Entwurf eines Modells müssen daher Kompromisse geschlossen werden. Entweder wird die Mikrophysik explizit berechnet und die räumliche Dimension des Modells auf zwei oder eine Dimension reduziert, oder man rechnet räumlich dreidimensional und behandelt die Mikrophysik in parametrisierter Form. Im letzteren Fall verzichtet man auf die Lösung der spektralen Bilanzgleichung (6). Statt dessen werden die integralen Umwand-

lungsraten zwischen den H₂O-Komponenten J_k in Gln. (3) durch geeignete Annahmen auf skalige Größen wie m_k, k=1,2,3, zurückgeführt (Beitrag 6). Die Verwendung allein der integrierten Gleichungen (3) wird dann problematisch, wenn Vorgänge, für die die spektrale Verteilung der Hydrometeore von wesentlicher Bedeutung ist (s. Beiträge 3, 4 und 6), berücksichtigt werden müssen.

Um einen Eindruck zu vermitteln, wie komplex ein Wolkenmodell ist, sollen die wichtigsten Prozesse, die berücksichtigt werden müssen, hier zumindest erwähnt werden (s. auch Beiträge 2 und 6):

- Keimbildung zur Initiierung von Tröpfchen und Eiskristallen,
- Kondensation/Verdunstung,
- Deposition/Sublimation,
- Koagulation von Tropfen,
- Aggregation von Eisparkeln,
- Bereifen von Eisparkeln,
- Gefrieren von Tropfen,
- Graupel- oder Hagelbildung,
- Schmelzen von Eisparkeln,
- Sedimentation von (Regen-)Tropfen und Eisparkeln.

Dabei steht der Begriff Eisparkel allgemein für alle Partikelsorten wie Eiskristalle, Schneeflocken, Graupel, Hagel usw..

Es erhebt sich die Frage, welche mikrophysikalischen Prozesse man in einem Wolkenmodell beschreiben muß. Die Antwort ist von der Aufgabenstellung abhängig. Soll z. B. der Einfluß der Mikrophysik auf die Dynamik eines Gewittersturms untersucht werden, muß man schon alle Prozesse berücksichtigen. Untersuchungen zeigten (z. B. COTTON und ANTHES 1989), daß sich bei gleicher Ausgangssituation entweder langlebige Gewitterstürme oder kurzlebige Einzelgewitter bildeten, je nachdem ob die Mikrophysik vollständig oder unvollständig behandelt wurde. Dagegen berücksichtigen mesoskalige oder globale Modelle mit dem Ziel der Abschätzung der Niederschlagsmenge in einem bestimmten Gebiet meist nur vergleichsweise wenige Umwandlungsraten in parametrisierter Form (s. Beiträge 11 und 12).

2.3 Weitere Prozesse

Die Strahlung wurde lange Zeit bei der Modellierung von Wolken nicht berücksichtigt. Dies war sicher auch gerechtfertigt, solange kurzlebige konvektive Wolken behandelt wurden. Seit aber die Modellierung von Wolkenprozessen im mesoskaligen Bereich, wie z. B. von Squall Lines und Fronten, oder in Cirren zunehmend Interesse findet, werden auch die Strahlungstransportprozesse mit einbezogen. Die Berechnung der Strahlungsflußdivergenzen erfordert einen sehr hohen Aufwand, so daß auch hier nur der Ausweg bleibt, nach vertretbaren Vereinfachungen zu suchen. Einen guten Einblick in die Probleme findet man bei COTTON und ANTHES (1989) und ein Beispiel für eine Parametrisierung zeigen ROCKEL et al. (1991).

Eine befriedigende Simulation des Transportes, der chemischen Reaktionen und der nassen Deposition von Spurenstoffen ist nur mit sehr aufwendigen Wolkenmodellen möglich. Die Prognose der Konzentrationen von über 30 rele-

vanten Spurengasen und von Aerosolpartikeln sowohl in der Gasphase als auch in den Kondensateilchen erfordert einen extrem hohen Rechenaufwand, der zur Zeit nur erfüllt werden kann, wenn die räumlichen Koordinaten des Modells reduziert werden.

3 Modelltypen, Randbedingungen und Anfangswerte

Wolkenmodelle werden unterschieden nach der Anzahl der verwendeten Raumkoordinaten in ein-, zwei- oder dreidimensionale Modelle. Obwohl eine Wolke ein dreidimensionales Gebilde ist, lassen bestimmte vereinfachende, meteorologisch begründete Annahmen eine zwei- oder auch eindimensionale Behandlung zu. Aus den Anfangstagen der Wolkenmodellierung stammen die einfachen Box- oder parcel-Modelle, mit denen nur ein abgegrenztes Volumen innerhalb einer Wolke modelliert wird; und die dreidimensionale Struktur von Konvektionswolken wurde durch die geometrische Annahme der Zylindersymmetrie vereinfacht in zwei Dimensionen simuliert. Innerhalb der verschiedenen Modelltypen wird weiter danach unterschieden, ob die Mikrophysik explizit oder parametrisiert behandelt wird, ob die Strahlung berücksichtigt wird oder nicht und ob das Modell für weitergehende Untersuchungen, z. B. zur Naßphasenchemie, zum Transport oder zum Auswaschen von Luftverunreinigungen aller Art benutzt wird. Bei diesen weitergehenden Untersuchungen spielen auch die einfachen Box-Modelle noch eine wichtige Rolle.

Bei Benutzung der vereinfachten Gleichungen beträgt je nach Fragestellung die charakteristische Abmessung eines Modellraums in der vertikalen Richtung 1 bis 20 km und in den horizontalen Richtungen 1 bis 1000 km. Als typische Abstände der Gitterpunkte werden in der Vertikalen 10 bis 1000 m und in der Horizontalen 100 m bis 5 km gewählt. Large-Eddy-Simulationen benutzen eine feinere horizontale und vertikale Auflösung von 50 bis 100 m, der Modellraum umfaßt aber nur wenige Kilometer in allen Richtungen.

Für die das Modell begrenzenden Flächen müssen Randbedingungen formuliert werden. Meist werden die untere und obere Begrenzungsfläche als undurchdringlich für den Materie- und Energieaustausch angesehen, d. h. dort wird die Vertikalgeschwindigkeit auf Null gesetzt. Für den Erdboden ist dies sicher sofort einleuchtend. Die obere Begrenzungsfläche wird in die Stratosphäre verlegt. Da dort die Vertikalbewegung im allgemeinen gering ist, wird damit die obere Randbedingung in guter Näherung erfüllt. Die seitlichen Ränder werden als offen für alle Flüsse angenommen, indem die - ggf. zeitabhängigen - Randwerte vorgegeben werden. Dies ermöglicht eine Wechselwirkung mit Vorgängen in größeren Skalenbereichen, setzt aber voraus, daß die Modellränder weit genug von den wolken-spezifischen Vorgängen im Modellraum entfernt sind. Die Horizontalausdehnung des Modells muß deshalb groß gegenüber dem Wolkendurchmesser sein.

Die Anfangsfelder (für $t = 0$) von Wind, Druck, Temperatur und Feuchtigkeit als Funktionen der Ortskoordinaten werden entweder aus Meßwerten bestimmt oder aus berechneten Werten mesoskaliger oder globaler Modelle gewonnen. Die Vertikalgeschwindigkeit und die Partialdichten von

Wasser bzw. Eis werden nicht routinemäßig gemessen und sind deshalb nur bei speziellen Meßkampagnen oder bei der Benutzung von Daten aus Modellrechnungen bekannt. Häufig werden auch künstliche, das heißt willkürliche Daten benutzt, um das Verhalten des Modells in bestimmten Situationen zu untersuchen.

Der Anfangszustand wird charakterisiert durch eine feuchtlabile Schicht, deren Mächtigkeit das Ausmaß der sich später entwickelnden Wolke bestimmt. Bei der Simulation flacher Konvektion oder von Cirrus-Wolken beträgt die vertikale Ausdehnung der feuchtlabilen Schicht meist nur wenige hundert Meter und liegt entweder in ein bis zwei Kilometer Höhe oder in Höhen oberhalb 5 km. Soll sich eine hochreichende konvektive Wolke entwickeln, ist die feuchtlabile Schicht ein bis drei Kilometer dick und die Untergrenze befindet sich in etwa 2 km Höhe. Oberhalb der feuchtlabilen Schicht ist die Modellatmosphäre trockenstabil.

Bei der Simulation konvektiver Vorgänge wird den Anfangswerten eine Anfangsstörung überlagert. Dies geschieht entweder durch eine Warmluftblase, d. h. in einem kleinen Teilvolumen des Modells sind die Temperatur und/oder die Feuchtigkeit erhöht, oder durch einen Anfangsimpuls in vertikaler Richtung, der durch bodennah in das Modellgebiet einströmende Kaltluft erzeugt wird. Unter einer Warmluftblase kann man sich ein Luftpaket vorstellen, das durch Sonneneinstrahlung am Erdboden erhitzt wird und durch die bodennahe Grenzschicht in die freie Atmosphäre aufgestiegen ist. Mit der einströmenden Kaltluft wird eine vordringende Kaltfront oder eine von einem Cb erzeugte Böenfront simuliert. Die durch die Anfangsstörung der Modellatmosphäre zugeführte Energie soll klein gegenüber der Gesamtenergie und gerade so groß sein, daß die Prozesse zur Wolkenbildung in Gang gesetzt werden. Die Anfangsstörung soll keinen Einfluß auf das Ergebnis der Simulation haben.

Ein Problem bildet noch die Überprüfung der Modellergebnisse auf Richtigkeit bzw. auf Übereinstimmung mit der Wirklichkeit. Meßwerte, die für eine Überprüfung zur Verfügung stehen, sind die meteorologischen Messungen am Boden und mit Radiosonden. Messungen mit Hilfe von Flugzeugen, Radar- und Lidarmessungen sowie Satellitenbeobachtungen, deren räumliche und zeitliche Auflösung sehr viel höher ist als die der Boden- oder Radiosondenmessungen, stehen nur für einzelne Meßkampagnen zur Verfügung.

4 Spezielle Wolkenmodelle

Es sei hier eine Vorbemerkung gestattet: Es gibt kein Supermodell, das alle Wolkentypen beschreiben könnte. Es gibt eine Vielzahl von Modellen, die jeweils zur Beantwortung gezielter Fragestellungen entwickelt wurden und die man auf Grund der unterschiedlichen dominanten physikalischen Prozesse in Modellgruppen für die einzelnen Wolkentypen zusammenfassen kann. Es werden hier nicht die kompletten Modellgleichungen angegeben, weil sich dann eine schwer lesbare Formelsammlung ergeben würde, sondern nur die wesentlichen Prozesse aufgezählt, die von den Modellen richtig beschrieben werden müssen.

Beginnen wir mit den Wolken, deren Auftreten an die atmosphärische Grenzschicht gebunden ist. Dazu werden Nebel, Stratus und Stratocumulus gezählt. Diese Wolken sind dadurch charakterisiert, daß in ihnen nur geringe vertikale Windgeschwindigkeiten und im allgemeinen nur Wassertropfen auftreten und daß die Erdoberfläche bei Energieumsetzungen eine wichtige Rolle spielt. Die wesentlichen Prozesse sind die Abkühlung der feuchten Luft, in erster Linie durch Ausstrahlung, der Wasserdampffluß vom Boden in die Atmosphäre und die vertikale Durchmischung durch turbulente Transporte.

Bei der Bildung und Auflösung von Nebel über Land spielt die Strahlung eine wichtige Rolle. Ein Modell muß sowohl die Abkühlung des Erdbodens durch Ausstrahlung als auch die Strahlungsflußdivergenzen in der Atmosphäre richtig beschreiben. Aerosole, wie man sie in einer verschmutzten Atmosphäre findet, führen zu einer rascheren Nebelauflösung (FORKEL et al. 1987). Die Modellierung von maritimen Nebel erfordert eine Berücksichtigung der Tatsache, daß über See weniger aktivierte Kondensationskerne vorhanden sind als über Land und deshalb die Tropfenzahl geringer ist. Die turbulenten Wärmetransporte sind hier von wesentlich größerer Bedeutung als über Land.

Die Modelle für Stratocumuluswolken benutzen entweder ein vereinfachtes Gleichungssystem, in dem die Turbulenz durch eine Schließung höherer Ordnung parametrisiert wird (z. B. OLIVER et al. 1978) oder Large-Eddy-Simulations-Modelle (z. B. MOENG 1986, SCHUMANN und MOENG 1991), in denen bei der höheren räumlichen Auflösung die Parametrisierung der turbulenten Prozesse keine wichtige Rolle mehr spielt.

Altostratus und Cirrus-Wolken haben noch viele Gemeinsamkeiten mit den vorhin beschriebenen Wolken. Die Unterschiede bestehen darin, daß die Abkühlung auch durch eine großräumige Hebung verursacht wird und, wegen der großen Höhe, in der sich diese Wolken bilden, bei der Mikrophysik die Eisphase die dominierende Rolle spielt. Auch bei Temperaturen, die deutlich unter dem Gefrierpunkt liegen, bilden sich aus dem Wasserdampf zunächst Wassertropfen, von denen einige sehr schnell zu Eiskristallen gefrieren und andere als Tropfen mit den Eiskristallen koexistieren. In Wolkenmodellen für Stratus und Cirrus muß also die komplette Mikrophysik, mit Ausnahme der Hagelbildung, modelliert werden. Der Strahlungseinfluß ist bei diesen Wolken sehr groß. Strahlungsabkühlung an der Wolkenobergrenze und gleichzeitige Strahlungserwärmung an der Wolkenuntergrenze destabilisieren die Wolke und führen zu internen konvektiven Strömungen, die durch das Freiwerden latenter Wärme bei der Wasserdampfdeposition an der Wolkenuntergrenze und Abkühlung durch Sublimation an der Obergrenze noch verstärkt wird (z. B. ZHANG et al. 1992). Wegen der Wechselwirkung mit mesoskaligen Prozessen ist eine Ankopplung an entsprechende Modelle notwendig.

Bei Cumulus-Wolken, und hiermit sollen alle konvektiven Wolken angesprochen sein, ist das hervortretende Merkmal die starke vertikale Windgeschwindigkeit. Da sich konvektive Wolken über einen größeren Höhenbereich erstrecken, kommen in ihnen sowohl Wassertropfen als auch Eiskristalle vor. Hier sollte die komplette Mikrophysik im Modell

simuliert werden. Strahlung spielt bei der relativ kurzen Lebensdauer und den dominanten dynamischen Prozessen eine untergeordnete Rolle und wird üblicherweise nicht berücksichtigt. Im Vergleich zu den anderen Wolken spielt der Massenaustausch der konvektiven Wolke mit ihrer Umgebung eine wichtige Rolle und muß durch die benutzten Gleichungen richtig beschrieben werden. Das Einströmen von trockener Umgebungsluft am Wolkenrand in die gesättigte Wolkenluft führt zu einer Untersättigung und zum Verdunsten von Tropfen bzw. Sublimieren von Eiskristallen. Der Verbrauch latenter Wärme kühlt die Luft am Wolkenrand ab und die kühlere Luft erzeugt dort eine Abwärtsbewegung.

Eine Zone starker Abwinde wird durch den fallenden Niederschlag sowohl innerhalb als auch unterhalb der Wolke erzeugt. Das bedeutet, daß auch die Reibungskräfte, die die fallenden Tropfen auf die Luft ausüben, richtig modelliert werden müssen. Die Abwinde unter der Wolke werden durch die Abkühlung bei der Verdunstung von Regentropfen noch verstärkt.

Um die Liste der Wolkenmodelle komplett zu machen, sollen hier noch die orographisch bedingten Wolken erwähnt werden, die entweder als stratiforme Wolken mit kleiner Vertikalgeschwindigkeit im Luv von Bergen auftreten oder als konvektive Wolken durch eine Labilisierung der Luft beim Überströmen von Gebirgen ausgelöst werden.

5 Eine Fallstudie

Eine Kaltfront wanderte am 1. 7. 1987 über Westeuropa in südöstlicher Richtung auf die Alpen zu und erreichte am späten Nachmittag München. Etwa 200 km vor dieser Kaltfront bewegte sich eine Konvergenzzone, die sich von Südfrankreich bis zur Ostsee erstreckte, in die gleiche Richtung. An dieser Konvergenzzone entwickelten sich starke Gewitter, die gegen 16.00 UTC in München einsetzten.

Die Gewitterzone, eine sog. Squall Line, wurde mit dem Radargerät der DLR in Oberpfaffenhofen beobachtet und eingehend untersucht (MEISCHNER et al. 1991). Damit können u. a. die Niederschlagsintensität und die Windgeschwindigkeiten innerhalb der Wolke relativ zum Radar gemessen werden.

Squall Lines sind annähernd zweidimensionale Gebilde, bei denen sich starke Gewitter wie an einer Perlenschnur aufreihen. So scheint es gerechtfertigt zu sein, die Modellierung einer Gewitterwolke an einer Squall Line mit einem zweidimensionalen Modell durchzuführen. Die Modellgleichungen entsprechen den oben vorgestellten Gleichungen (1) - (5). Die Gleichungen wurden nicht durch eine Skalenanalyse vereinfacht. Insofern ist dieses Modell in die Large-Eddy-Simulationen einzuordnen. Es wird eine parametrisierte Mikrophysik mit Einschluß der Eisphase benutzt. Eine ausführliche Beschreibung des Modells findet man bei SCHEIDGEN (1989).

Die Modellebene wurde in eine Richtung senkrecht zur Squall Line gedreht und erstreckte sich in horizontaler Richtung 70 km und in vertikaler Richtung 15 km. Der Gitterabstand beträgt 333 m. Diese Maschenweite erfordert einen Zeitschritt von 0,4 Sekunden. An den seitlichen Rän-

1. JULI 87 $\Delta T = 6 \text{ SEC}$ $\rightarrow - 10 \text{ M/S}$
 QC ___ 1.E-4 QI _ _ 1.E-5 QR ... 1.E-3

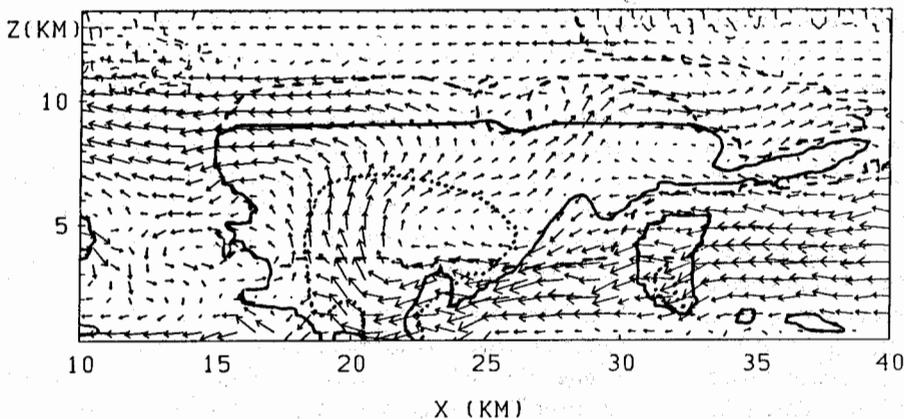


Bild 1: Windvektoren und Isolinien des Mischungsverhältnisses von Wolkenwasser (ausgezogen), Regenwasser (punktirt) und Eis (gestrichelt) kurz nach dem Zeitpunkt, an dem der Niederschlag den Erdboden erreicht hat (52 Min. Simulationszeit). Die Isolinien sind so gewählt, daß sie den Umriß der Wolke wiedergeben. Die Wolke bewegt sich mit der mittleren Strömung von rechts nach links.

dem des Modells wird Ein- und Ausströmen zugelassen. Der Anfangszustand für die Modellrechnungen wurde aus den Meßwerten des Radiosondenaufstieges über München von 12.00 UTC abgeleitet. Da in dieser Fallstudie die Gewitter die thermische Struktur der Atmosphäre nicht veränderten, wurde dieser Aufstieg als charakteristisch für die Luftmasse angenommen. Die Felder von Temperatur, Wasserdampf und Wind werden als horizontal homogen vorausgesetzt. Diesem Grundzustand wird eine Anfangsstörung in 1,6 km Höhe und in der Mitte des Modellgebietes, jeweils 35 km vom linken und rechten Rand entfernt, mit wärmerer und feuchterer Luft überlagert. In der Mitte der Störung beträgt die Erhöhung der Temperatur + 1 K und des Wasserdampfmischungsverhältnisses + 1 g/kg. Die Störung klingt in der horizontalen Richtung über 3 und in der vertikalen Richtung über 2 Gitterpunkte auf Null ab.

Das Modell benötigt etwa 50 Minuten Modellzeit zum Aufbau der Konvektionsbewegung; zu diesem Zeitpunkt hat sich eine kleine Cumuluswolke gebildet, die innerhalb der nächsten 50 Minuten zu einem großen Cb mit einer Wolkenobergrenze bei etwa 12 km anwächst, Niederschlag produziert und wieder zerfällt. Der fallende Niederschlag erzeugt eine abwärts gerichtete Vertikalbewegung. Bild 1 zeigt eine Momentaufnahme der Modellwolke kurz nach dem Zeitpunkt, an dem der Niederschlag den Erdboden erreicht hat. Die Vektoren zeigen in Richtung der Windgeschwindigkeit. Bei den Mischungsverhältnissen von Wolkenwasser, Regen und Eis ist jeweils nur eine Isolinie einer geringen Konzentration gezeichnet. Insgesamt geben so die Isolinien die Umrandung der Wolke wieder. Die Wolke bewegt sich mit der mittleren Strömung von rechts nach links, so daß die linke Seite der Wolke deren Vorderfront und die rechte Seite die Rückfront darstellt.

Die abwärts strömende Luft ist kälter als die Umgebungsluft, weil unterhalb der Wolke der Niederschlag verdunstet und sich dadurch die Luft abkühlt. Wenn die Kaltluft den Boden erreicht, ist der Höhepunkt der Entwicklung bereits erreicht und der Zerfall der Wolke setzt ein. Die Kaltluft eilt der Wolke voraus (Bild 2) und leitet die Entwicklung einer neuen konvektiven Zelle ein. Der horizontale Temperaturgradient in Bodennähe erreicht einen Wert von mehr als 1 K pro km. Diese Ergebnisse stehen mit anderen Modellrech-

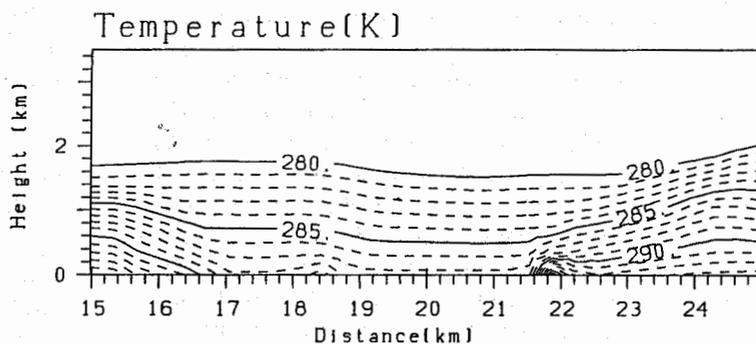
nungen im Einklang, sind aber mangels geeigneter Messungen in diesem Fall nicht zu verifizieren.

Die Modellwolke stellt nun nicht eine bestimmte Wolke entlang der Squall Line dar, sondern eher eine für die vorgegebenen Anfangswerte typische Wolke. Die Anfangswerte mußten aus einer Punktmessung innerhalb der Luftmasse abgeleitet werden. Deshalb ist bei einem Vergleich von Modellergebnissen und Messungen auch nicht eine perfekte Übereinstimmung zu erwarten. Es sollten aber bestimmte Strukturen vom Modell richtig wiedergegeben werden.

Für Vergleiche zwischen den Ergebnissen der Modellrechnung und der Wirklichkeit stehen die Radarmessungen der DLR zur Verfügung. Mit Radar können radiale Windgeschwindigkeiten sowie die Reflektivität der Wasser- und Eispartikel innerhalb der Wolke gemessen werden. Windgeschwindigkeiten können allerdings nur innerhalb der Wolke bestimmt werden, weil dort die Tropfen und Eiskristalle den Radarstrahl reflektieren. Große Wolkenpartikel reflektieren den Radarstrahl sehr viel besser als kleine, so daß die Reflektivität eine Aussage über die Größenverteilung der Tropfen und Eiskristalle innerhalb der Wolke liefert. Unter der Annahme eines typischen Regentropfenspektrums wie der Marshall-Palmer Verteilung läßt sich die Niederschlagsintensität bestimmen (vgl. Beitrag 8).

Ein Vergleich der berechneten und gemessenen Windgeschwindigkeiten zeigt, daß sowohl im Modell als auch in der beobachteten Wolke die Luft im unteren Bereich der Wolke nach links, also zum vorderen Teil der Wolke hin, und im oberen Bereich nach rechts, zum rückwärtigen Teil der Wolke hin, strömt. Die Zone mit der Strömung zur Rückseite steigt innerhalb der Wolke von der Vorderseite zur Rückseite um mehrere Kilometer an und endet in einem Bereich, in dem Eiskristalle mit der Strömung aus der Wolke herausgeblasen werden und eine Amboßbildung andeuten. An der Vorderseite der Wolke ist ebenso deutlich ein Bereich zu erkennen, in dem zwischen 6 und 10 km Höhe ein starkes Ausblasen von Eiskristallen und Wassertropfchen aus der Wolke und damit ebenfalls eine Amboßbildung stattfindet. Das Strömungsfeld deutet darauf hin, daß die Wolke im wesentlichen durch feuchte warme Luft aus dem rückwärtigen Bereich der Wolke gespeist wird.

Bild 2: Isothermen im Abstand 1 K zum gleichen Zeitpunkt wie in Bild 1. Der Ausschnitt unterhalb der Wolke ist hier vergrößert dargestellt.



Insoweit stimmen die Modellergebnisse mit den Beobachtungen überein.

Das Titelbild zeigt berechnete und beobachtete Werte der Radarreflektivität. Die Wolkenobergrenze liegt scheinbar bei ca. 10 km. Das liegt daran, daß sich in Höhen oberhalb von 10 km kleine Eiskristalle gebildet haben, die keinen nennenswerten Beitrag zur Reflektivität liefern. In der Struktur stimmen Modell und Beobachtung jedoch überein. Den Hauptbeitrag zur Reflektivität liefern die großen Regentropfen, die sich im Hauptaufwindschlauch im Vorderteil der Wolke bilden und auch dort zu Boden fallen.

6 Prozeßstudien mit einem Cirrus-Wolkenmodell

Klimamodellrechnungen zeigten, daß im Gegensatz zu tiefen Wolken hohe, optisch dünne und kalte Cirruswolken den Treibhauseffekt in der Atmosphäre verstärken. Der Grund dafür ist, daß diese Wolken die solare Strahlung kaum, die langwellige terrestrische Strahlung aber fast vollständig absorbieren. Diese Erkenntnis war der Anlaß, ein zweidimensionales Modell zu entwerfen, das mehr Einblick in die Prozesse, die den Lebenszyklus von Cirrus-Wolken beeinflussen, und deren Wechselwirkungen untereinander geben soll. In diesem Modell wird die Mikrophysik explizit nach Gl. (6) und der Strahlungstransport parametrisiert berechnet. Es werden folgende wolkenphysikalische Prozesse modelliert: die Bildung von Wassertropfchen und Eis-

kristallen aus dem Wasserdampf, das Gefrieren der Wassertropfchen, das größenabhängige Wachsen und Verdampfen der Eiskristalle und Wassertropfchen und die Sedimentation der Eiskristalle. Das Modell wurde für einen Höhenbereich der Wolke zwischen 6 und 12 km konzipiert. Deshalb wurde angenommen, daß nur die bei den dort herrschenden tiefen Temperaturen fast ausschließlich vorkommenden pyramidenförmigen Kristalle (engl. *bullets*) im Modell beschrieben werden müssen. Die Größenverteilungsfunktion der Eiskristalle und Wassertropfen wird durch Festlegen eines mittleren Radius vorgegeben.

Das Strahlungstransportprogramm (ROCKEL et al. 1991) berechnet die Divergenz des Strahlungsflusses $\nabla \cdot \vec{S}$ (s. Gl. (4)) für die solare und terrestrische Strahlung und daraus werden die Erwärmungs- und Abkühlungsraten in den einzelnen Modellschichten bestimmt.

Der gesamte Modellraum umfaßt in der Höhe 12 km und in der Horizontalen 10 km. Die horizontale und vertikale Auflösung beträgt jeweils 100 m. Die Temperatur, die horizontale und vertikale Windgeschwindigkeit und der Wasserdampfgehalt werden vorgegeben, ebenso der Zenithwinkel der Sonne und die Temperatur einer unterhalb der Wolke liegenden Fläche. Das letztere kann entweder die Erdoberfläche oder eine tieferliegende Wolke sein. Durch eine Variation der vielen frei wählbaren Parameter gewinnt man Erkenntnisse darüber, wie empfindlich die Modellwolke gegenüber den Änderungen reagiert.

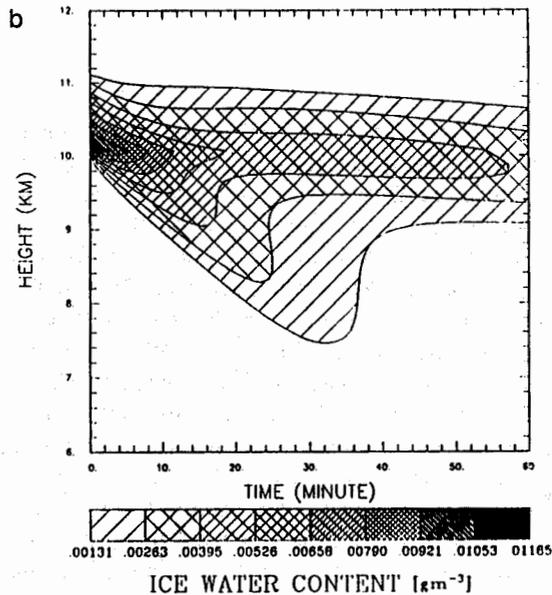
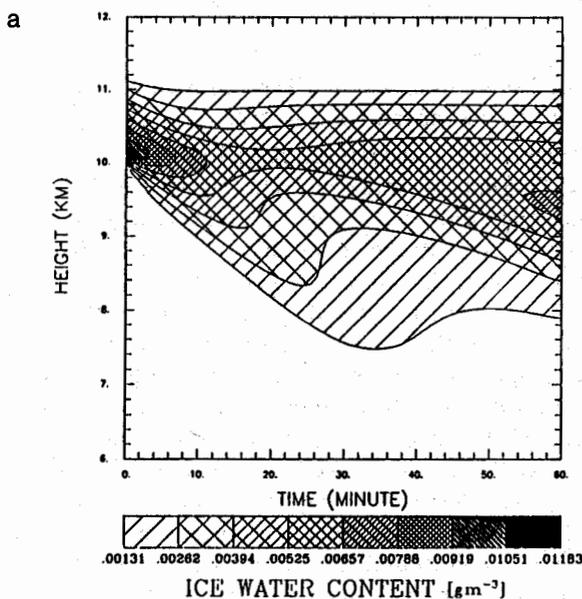


Bild 3: Entwicklung der Vertikalverteilung des Eiswassergehaltes für vorgegebene Vertikalgeschwindigkeiten a) $w = 5 \text{ cm/s}$ und b) $w = 0$.

Die Empfindlichkeit soll an einem Beispiel (Bild 3) gezeigt werden. Bei ansonst gleichen Anfangswerten wurde die Vertikalgeschwindigkeit einmal auf 0 und zum anderen auf 5 cm/s gesetzt. Die Wolke, zu Anfang 1 km dick, entwickelt sich in beiden Fällen ganz unterschiedlich. Ohne Vertikalbewegung sinkt die ganze Wolke langsam nach unten, die größeren Kristalle fallen aus der Wolke und verdunsten. Der Eiswassergehalt (IWC), das ist die Masse der Eiskristalle in einem Kubikmeter, und der vertikale Eiswasserpfad (IWP), das ist die gesamte Masse der Eiskristalle oberhalb einer Grundfläche von einem Quadratmeter, nehmen kontinuierlich ab. Mit Vertikalbewegung nehmen der Eiswassergehalt und der Eiswasserpfad zunächst auch ab, nehmen aber nach etwa 10 Minuten wieder zu und erreichen nach 60 Minuten Werte, die etwa dreimal höher sind als im ersten Fall. Die Wolke wird mit Vertikalbewegung doppelt so dick und ihre Lebensdauer verlängert sich um mehrere Stunden. Eng gekoppelt mit den Unterschieden in den integralen Größen IWC und IWP sind Unterschiede der Strahlungseigenschaften der Wolke. Mit Vertikalbewegung sind die Erwärmungsraten an der Wolkenbasis und die Abkühlungsraten an der Wolkenobergrenze, verursacht durch Absorption und Emission der langwelligen Strahlung, um mehrere Grad pro Tag höher als ohne Vertikalbewegung.

7 Schluß

Wolkenmodelle haben ein breites Anwendungsgebiet. Sie werden benutzt, um mehr Einsicht in die in den Wolken

ablaufenden einzelnen Prozesse und deren relative Bedeutung zu bekommen, sie werden aber auch benutzt, um zu klären, welche Rolle die Wolken in der allgemeinen Zirkulation, im Klima und bei den chemischen Umwandlungen, dem Transport und dem Auswaschen von Spurengasen in der Atmosphäre sowohl im regionalen wie im globalen Maßstab spielen.

Am Beispiel von Modellrechnungen wird gezeigt, daß Wolkenmodelle durchaus in der Lage sind, in der Natur vorkommende Wolken realistisch zu beschreiben. Doch bleibt die Überprüfung der Modellergebnisse solange ein Problem, wie die Dichte der meteorologischen Messungen sich mehr an den Bedürfnissen der synoptischen oder globalen Modelle orientiert. Aber neue Beobachtungssysteme mit Lidar und Radar versprechen, daß schon bald Beobachtungsnetze mit einer besseren räumlichen und zeitlichen Auflösung bereitstehen und daß neben dem Standardmeßprogramm auch Vertikalgeschwindigkeiten und Niederschlagspartikel gemessen werden können.

Für die viele Arbeit bei den Modellrechnungen und deren Auswertung möchte ich mich bei Dipl. Geophys. E. Kälicke und Dipl. Phys. Dr. A. Lüttgen bedanken. Die Rechnungen wurden im Rechenzentrum der Universität zu Köln durchgeführt.

11 G. DOMS Parametrisierung von Wolken- und Niederschlagsprozessen in numerischen Wettervorhersagemodellen

1 Einleitung

Wolkenphysikalische Prozesse spielen eine maßgebliche Rolle für den Energie- und Wasserhaushalt der Atmosphäre – und zwar auf allen räumlichen Skalen, wie etwa hinsichtlich der allgemeinen Zirkulation (Klimamodelle), der Entwicklung synoptischer Systeme und der Dynamik von Fronten (numerische Wettervorhersage (NWV)-Modelle) sowie der Entwicklung einzelner Cumuluswolken (Wolkenmodelle). Neben dem direkten Einfluß von Wolken auf die Dynamik und den hydrologischen Zyklus – bedingt durch Phasenumwandlungen des Wassers, die damit verknüpften Umsetzungen latenter Energie sowie Niederschlagsbildung – müssen in Simulationsmodellen aber auch indirekte Wechselwirkungen mit anderen physikalischen Prozessen, insbesondere mit dem Transport von Strahlungsenergie, berücksichtigt werden. Einer geeigneten Parametrisierung der Wolken- und Niederschlagsbildung kommt somit eine zentrale Bedeutung zu, die gerade für NWV-Modelle wegen ihrer speziellen Vorhersageanforderungen bezüglich

Ort, Dauer, Intensität und Typ von Niederschlagsereignissen von besonderer Relevanz ist.

Aufgrund ihrer begrenzten räumlichen Auflösung wird in NWV-Modellen formal zwischen skaliger und subskaliger Bewölkung unterschieden. Als skalig bezeichnet man Wolken, die vom Rechengitter des Modells aufgelöst werden, d. h. sie füllen ein Gittervolumen vollständig aus. Bezüglich heutiger Vorhersagemodelle sind solche Wolkensysteme oft mit großräumigen Hebungsvorgängen an Fronten und Gebirgen bei thermisch stabiler Schichtung verknüpft, man spricht daher auch von stabiler oder stratiformer Wolken- und Niederschlagsbildung. Dementsprechend umfaßt subskalige Bewölkung alle Wolkentypen mit kleineren Dimensionen als die des Rechengitters. Hierzu gehören einerseits verschiedene Arten durchbrochener Stratus- und Stratocumuluswolken und andererseits Konvektionsbewölkung, die mit thermischer Instabilität verknüpft ist.

Methodisch lassen sich bei der Parametrisierung stratiformer Wolken zwei Konzepte unterscheiden: Diagnosti-

sche Verfahren leiten alle Wolkenparameter, so auch den Flüssigwassergehalt, mittels empirischer Relationen aus bekannten Modellvariablen wie Temperatur und Feuchte ab; demgegenüber beruhen prognostische Verfahren auf Bilanzgleichungen für die kondensierten Wasserphasen, d. h. der Wolkenwassergehalt ist selbst eine eigenständige prognostische Zustandsgröße. Diagnostische Interpretationsschemata werden vorwiegend in Large-scale Modellen (globale NWV-Modelle und Klimamodelle mit Maschenweiten von einigen 100 km) eingesetzt, während man die aufwendigeren prognostischen Verfahren zunehmend in höher auflösenden Regionalmodellen für den Skalenbereich Meso- α (Maschenweite etwa 50 km) und Meso- β (Maschenweite etwa 10 km) anwendet.

Im Fall subskaliger Bewölkung müssen neben den mikro-physikalischen Prozessen innerhalb der Wolken auch Wechselwirkungen mit ihrer Umgebung sowie Einflüsse nichtaufgelöster kleinskaliger Zirkulationen berücksichtigt werden. Gerade bei Cumulusbewölkung erfolgt die Wirkung auf den großräumigen Wärme- und Feuchtehaushalt maßgeblich durch subskalige Vertikaltransporte. Die Komplexität feuchtkonvektiver Prozesse und ihre mesoskalige Organisation läßt sich aber mit derzeit verfügbaren Konvektionsparametrisierungen nur grob abbilden.

2 Diagnostische Verfahren

Bei der Parametrisierung der Wolken- und Niederschlagsbildung in NWV-Modellen stehen zwei Aspekte im Vordergrund: Einerseits soll die Wirkung mikrophysikalischer Prozesse auf den Wärme- und Feuchtehaushalt möglichst genau erfaßt werden, andererseits sind strukturelle Parameter wie Kondensatgehalt, Aggregatzustand und Wolkenfüllung eines Gittervolumens (Bedeckungsgrad) als Eingabegrößen für die Berechnung des Strahlungstransports bereitzustellen. Im Rahmen diagnostischer Verfahren geht man davon aus, daß alle Wolkenparameter auf bekannte Modellvariable zurückführbar sind und daß thermisch-hygrische Effekte durch Kondensation und Niederschlagsbildung nur bei skaliger Bewölkung berücksichtigt werden müssen.

2.1 Parametrisierung der skaligen Niederschlagsbildung

Die Behandlung der skaligen Wolken- und Niederschlagsbildung erfolgt meist mit einem einfachen Adjustierungsverfahren, das mit geringem Rechenaufwand den wesentlichen thermischen Effekt der Wolkenbildung - die Freisetzung latenter Wärme - berücksichtigt. Bei diesem sogenannten 100%-Verfahren wird der Atmosphäre überschüssige Feuchte entzogen, indem sie als Niederschlag interpretiert wird, der sofort ausfällt. Zur Bestimmung der Kondensationsrate setzt man als Schließungsannahme Sättigungsgleichgewicht voraus: Wenn in einem Gitterelement Übersättigungen auftreten, werden Temperatur und spezifische Feuchte isobar so justiert, daß ein gerade gesättigter Zustand erzielt wird. Das entstehende Kondensat wird vollständig in Niederschlag umgewandelt, der beim Durchfallen tieferliegender untersättigter Modellschichten verdunstet kann.

Mit dieser Annahme umgeht man sowohl die explizite Beschreibung niederschlagsbildender Prozesse als auch die Berücksichtigung von Wolkenwasser als prognostischer Zustandsgröße. Demzufolge sind Effekte durch Verdunstung und Transport von Wolken grundsätzlich nicht beschreibbar. Um neben der warmen Niederschlagsbildung näherungsweise auch die Wirkung der Eisphase zu erfassen, wird das 100%-Schema oft in einer modifizierten Version angewandt, indem man bei Temperaturen unterhalb 0°C Sättigungsgleichgewicht über Eis voraussetzt. Damit steht eine entsprechend höhere Wasserdampfmenge zur Kondensatbildung zur Verfügung, die als Schnee interpretiert wird, und die Freisetzung latenter Energie ist um den Anteil der Gefrierwärme erhöht. Der energetische Einfluß der Eisphase wird aber im Temperaturbereich zwischen 0°C und etwa -20°C, in dem viele Beobachtungen einen hohen Anteil unterkühlter Wasserwolken belegen, deutlich überschätzt.

Für die Strahlungsrechnung muß neben dem Bedeckungsgrad, der bei der vorausgesetzten Sättigung des gesamten Gitterelements selbstverständlich gleich 100% gesetzt wird, der Wolkenwassergehalt q_c bekannt sein. In der Regel setzt man q_c als einen bestimmten Bruchteil α der spezifischen Sättigungsfeuchte Q_s an: $q_c = \alpha Q_s(T, p)$; typische Werte für α liegen bei 0,01. Weil die Wolkenwassergehalte niedriger und hoher Wolken meist von derselben Größenordnung sind, führt dieser Ansatz aufgrund der exponentiellen Temperaturabhängigkeit des Sättigungsdampfdrucks allerdings zu einer systematischen Überschätzung (Unterschätzung) des Wassergehalts niedriger (hoher) Wolken.

2.2 Diagnose subskaliger Bewölkung

Mit Ausnahme der Konvektionsbewölkung, die mit speziellen Verfahren parametrisiert wird, setzt man für subskalige Wolken voraus, daß sie keinen direkten Einfluß auf den Wärme- und Feuchtehaushalt ausüben: Kondensation und Niederschlagsbildung werden vernachlässigt. Modellmäßige Rückwirkungen dieser Wolken bestehen somit ausschließlich über die Modifikation des Strahlungsfeldes und der damit verknüpften Temperaturänderungen. Dies begrenzt die Parametrisierungsaufgabe auf die Bestimmung des Bedeckungsgrades und des Flüssigwassergehalts als Funktionen bekannter Modellgrößen.

Alle Methoden gehen dabei von horizontal partieller Wolkenfüllung eines Gitterelements der Grundfläche ΔF und der Schichtdicke Δz aus; dementsprechend umfaßt subskalige Bewölkung mit einem Flächenanteil ΔF_c immer die gesamte Schicht Δz , womit der Bedeckungsgrad a durch $a = \Delta F_c / \Delta F$ definiert ist. Im Hinblick auf die recht grobe vertikale Auflösung derzeitiger NWV-Modelle ($\Delta z \sim 1000$ m in der mittleren Troposphäre) ist diese Annahme nicht unproblematisch, denn stratiforme Wolken weisen oft eine sehr geringe Vertikalerstreckung auf.

Der gebräuchlichste Parameter zur Diagnose des Bedeckungsgrades a ist die (mittlere) relative Feuchte f im betrachteten Gitterelement. Viele NWV-Modelle verwenden eine empirische Relation der Form

$$\sqrt{a} = \max \left(\frac{f - f_c}{1 - f_c}, 0 \right), \quad (1)$$

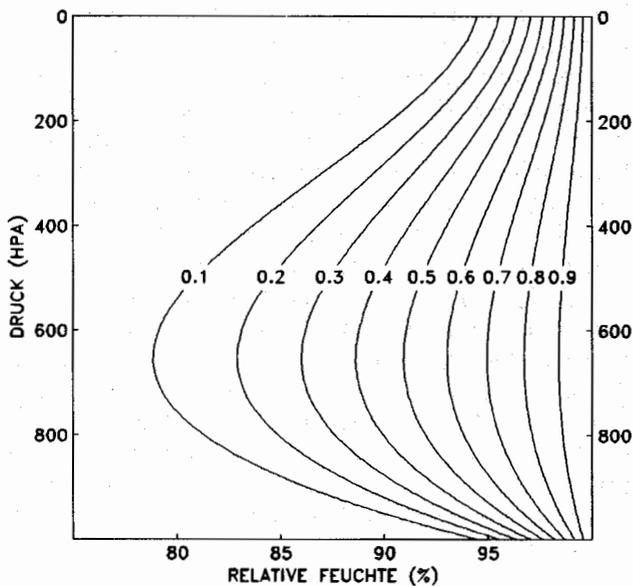


Bild 1: Parametrisierung des Bedeckungsgrades als Funktion von Druck und relativer Feuchte im Europa-Modell des DWD.

worin f_c einen höhenabhängig angesetzten Feuchte-Schwellenwert bezeichnet, bei dem partielle Bedeckung einsetzt. Bild 1 zeigt ein typisches Beispiel für die resultierende Vertikalstruktur mit einem Maximum zwischen 600 und 700 hPa, das zumindest tendenziell mit Satellitendaten übereinstimmt. Der Flüssigwassergehalt wird wie in Abschnitt 2.1 als Funktion von Temperatur und Druck berechnet.

Erfahrungsgemäß liefern Feuchterelationen wie Gl. (1) zufriedenstellende Simulationen der Bewölkungsstruktur extratropischer synoptischer Systeme, hinsichtlich subtropischer Bewölkung und des Tagesganges von Stratocumulusbewölkung treten dagegen häufig Schwächen auf. Zudem zeigen neuere Datenauswertungen, daß der Bedeckungsgrad stratiformer Wolken nur schlecht mit der relativen Feuchte korreliert ist. Aufwendigere Verfahren verwenden daher zusätzliche Diagnosegrößen wie thermische Stabilität und Vertikalbewegung (SLINGO 1987).

3 Prognostische Verfahren

Das im Abschnitt 2.1 erläuterte 100%-Schema beschreibt die skalige Wolken- und Niederschlagsbildung als quasi-stationären Prozeß, bei dem die zeitliche und räumliche Entwicklung des Wolkenwassergehalts vernachlässigt wird. Die Niederschlagsmenge ist somit ausschließlich durch die dynamischen Antriebe (Vertikalbewegung, Feuchtekonvergenz und diabatische Abkühlung) bestimmt. Für Large-scale Modelle ist diese Annahme durchaus gerechtfertigt, da die Verweilzeit von Wolkenelementen in synoptischen Systemen sehr viel größer ist als der Zeitscale niederschlagsbildender Prozesse. In Regionalmodellen des Skalenbereichs Meso- α und Meso- β hingegen werden mit abnehmender Maschenweite entsprechend kleinräumigere Strukturen mit kürzeren Zeitskalen aufgelöst, so daß instationäre Effekte der Wolkenbildung und -auflösung berücksichtigt werden müssen. Zudem gewinnen Einflüsse des Verdriftens von Wolken bei höherer Auflösung zunehmend an

Bedeutung. Daher führt man in vielen Regionalmodellen den Wolkenwassergehalt als zusätzliche prognostische Variable ein.

Im Vergleich zu diagnostischen Verfahren lassen sich mit diesem Konzept die Prozesse der Wolken- und Niederschlagsbildung detailliert beschreiben, womit neben einer vollständigeren Berücksichtigung mikrophysikalischer und dynamischer Wechselwirkungen vor allem eine direkte Kopplung von Wolken und Strahlung resultiert. Parameterverfahren für skalige Bewölkung gehen von einer homogenen Verteilung von Temperatur, Feuchte und Wassergehalt innerhalb eines Gitterelements aus. Subskalige Wolken sind demzufolge nicht explizit beschreibbar, sie werden mit üblichen diagnostischen Methoden aus dem Feuchtefeld interpretiert. Um diesen Bewölkungstyp in die prognostische Behandlung einzubeziehen, müssen kleinskalige Feuchtefluktuationen berücksichtigt werden, wofür zusätzliche Schließungsannahmen erforderlich sind.

3.1 Skalige Bewölkung

Prognostische Parameterverfahren für skalige Wolken beruhen auf Bilanzgleichungen für die kondensierten Phasen. Sie sind in die Klasse der Bulk-Verfahren einzuordnen, bei denen die mikrophysikalischen Prozesse in Abhängigkeit von Momenten idealisierter Größenverteilungen der Kondensateilchen ausgedrückt werden. Üblicherweise betrachtet man nur ein Moment, die Massenkonzentration, womit zwar strukturelle Einflüsse der Teilchenspektren nur noch ungenau beschreibbar sind (vgl. Beitrag 6), die mikrophysikalischen Prozesse und ihre Rückwirkung aber größenordnungsmäßig erfaßt werden können.

Bekannte Bulk-Parametrisierungen für Wolkenmodelle lassen sich nicht ohne weiteres auf NWV-Modelle übertragen. Das einfachste Verfahren dieser Art ist das Kessler-Schema (s. Beitrag 6) für warme Wolken mit prognostischen Gleichungen für den Wolken- und den Regenwassergehalt. In Vorhersagemodellen ist aber die Vernachlässigung von Eisphasenprozessen wegen ihrer dominierenden Rolle bei der Niederschlagsbildung in mittleren Breiten sicher nicht gerechtfertigt. Komplexe Bulk-Verfahren für Eis- und Mischwolken (Beiträge 6 und 10) sind andererseits aufgrund der Vielzahl eisförmiger Teilchensorten für operationelle Anwendungen bei weitem zu rechenintensiv. Um zu numerisch praktikablen Verfahren zu gelangen, müssen zusätzliche Annahmen vorausgesetzt werden, die im folgenden am Beispiel der im Europa-Modell des DWD eingesetzten Parametrisierung (EM-Schema) erläutert werden sollen:

a) Als einzige eisförmige Niederschlagskomponente wird Schnee in Form bereifter Kristallaggregate berücksichtigt; Graupel und Hagel spielen bei stratiformer Niederschlagsbildung nur eine untergeordnete Rolle.

b) Für die beiden Niederschlagskomponenten Regen und Schnee wird Säulengleichgewicht vorausgesetzt: Aufgrund ihrer hohen Fallgeschwindigkeit können sie die Atmosphäre innerhalb kurzer Zeit durchfallen, so daß im Skalenbereich Meso- α Stationarität angenommen und horizontaler Transport vernachlässigt werden kann. Diese Annahme verkürzt die entsprechenden prognostischen Bilanzgleichungen

chungen für die Massenkonzentrationen der Niederschlagspartikel zu diagnostischen Relationen zwischen Niederschlagsfluß und mikrophysikalischen Quelltermen.

c) Eine dem Wolkenwasser entsprechende Wolkeneisphase, bestehend aus kleinen Kristallen mit vernachlässigbarer Fallgeschwindigkeit, wird nicht berücksichtigt. Primäre Wolkeneiskristalle entstehen in unterkühlten Wolken meist durch heterogene Nukleation an speziellen Aerosolteilchen (Eiskeime). Wie viele Beobachtungen zeigen, ist dazu Wassersättigung erforderlich, so daß die Kristalle bei hoher Eisübersättigung sehr rasch wachsen - und zwar auf Kosten der Wolkentröpfchen, die in entsprechendem Maße verdunsten (Bergeron-Findeisen-Prozeß). Für die Parametrisierung wird dieser Wachstumsprozeß als hinreichend schnell angenommen, so daß Wolkeneis als Zustandsgröße vernachlässigt und die primäre Bildung großer Schneekristalle durch Eiskristalle als Quellrate proportional zum Wolkenwassergehalt ausgedrückt werden kann.

Mit diesen Voraussetzungen lauten die Bilanzgleichungen für den hydrologischen Zyklus (2a - e)

$$\frac{\partial T}{\partial t} = A(T) + \frac{L_c}{c_p} (S_c - S_{ev}) + \frac{L_f}{c_p} (S_{nuc} + S_{rim} - S_{melt}) + \frac{L_s}{c_p} S_{dep} \quad (2a)$$

$$\frac{\partial q_v}{\partial t} = A(q_v) - S_c + S_{ev} - S_{dep} \quad (2b)$$

$$\frac{\partial q_c}{\partial t} = A(q_c) + S_c - S_{au} - S_{ac} - S_{nuc} - S_{rim} - S_{shed} \quad (2c)$$

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial P_r}{\partial z} = -S_{ev} + S_{au} + S_{ac} + S_{melt} + S_{shed} \quad (2d)$$

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial P_s}{\partial z} = S_{nuc} + S_{rim} - S_{melt} + S_{dep} \quad (2e)$$

worin T die Temperatur, q_v die spezifische Feuchte, q_c der spezifische Wolkenwassergehalt sowie P_r und P_s die Niederschlagsflüsse von Regen und Schnee sind (L_c , L_f , L_s : Kondensations-, Gefrier- und Sublimationswärme). Die A-Terme bezeichnen den dynamischen Antrieb, die S-Terme Quellen und Senken aufgrund mikrophysikalischer Wechselwirkungen der Komponenten. Neben den Prozessen der warmen Niederschlagsbildung - Kondensation und Verdunstung von Wolkenwasser (S_c), Autokonversion (S_{au}), Akkreszenz (S_{ac}) und Evaporation von Regen (S_{ev}) - werden folgende Eisphasenprozesse berücksichtigt: „Nukleation“ (S_{nuc}), Deposition und Sublimation (S_{dep}), Bereifen (S_{rim}), Shedding (S_{shed}) und Schmelzen (S_{melt}) von Schnee. Damit läßt sich insbesondere die niederschlagsverstärkende Wirkung durch den Bergeron-Findeisen- und den seeder feeder-Mechanismus modellmäßig abbilden, was mit diagnostischen Verfahren grundsätzlich nicht möglich ist. Details zur Formulierung der einzelnen Quellraten in Gln. (2) enthält die Arbeit von MÜLLER und WACKER (1988).

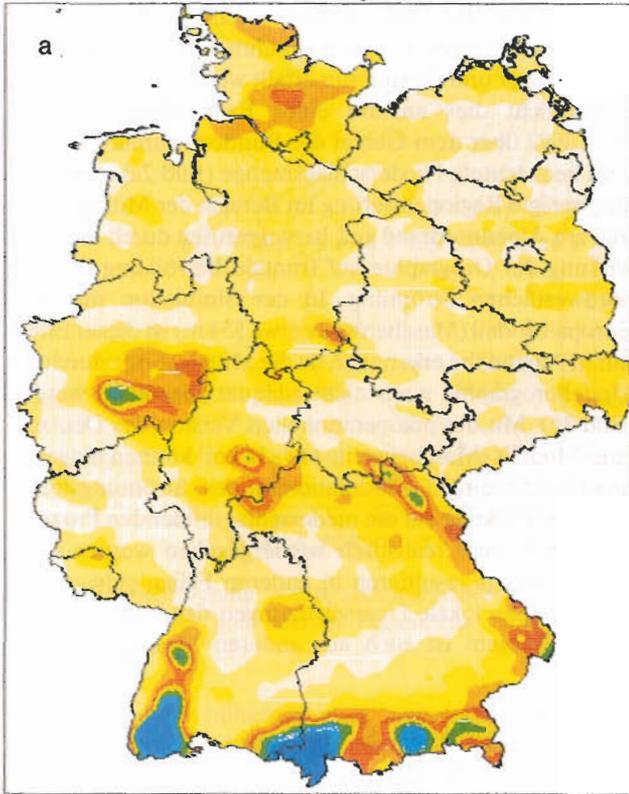
Neben der Parametrisierungsmethode spielt für die Niederschlagsvorhersage mit NWV-Modellen vor allem die räum-

liche Auflösung eine maßgebliche Rolle, denn wolkenphysikalische Prozesse reagieren sehr empfindlich auf dynamische Antriebe, die mit zunehmender Maschenweite vollständiger und detaillierter erfaßt werden können. Bild 2 verdeutlicht dies anhand eines Fallbeispiels. Die am 16. 2. 1992 über dem Gebiet der Bundesrepublik Deutschland beobachtete Niederschlagsmenge (Bild 2a) weist eine ausgeprägte Regionalisierung im Bereich der Mittelgebirge und am Alpennordrand auf, hervorgerufen durch die Stauwirkung der Orographie auf frontale Bewölkung in einer nordwestlichen Strömung. In der Simulation mit dem Europa-Modell (Maschenweite etwa 55 km) ist dieser Effekt nur in Alpennähe erkennbar, da die Mittelgebirge durch die Modellorographie noch nicht adäquat abgebildet werden (Bild 2b). Mit der präoperationellen Version des Deutschland-Modells (Maschenweite etwa 14 km) können hingegen orographiebedingte Modulationen des Strömungsfeldes mit ihrer Wirkung auf die niederschlagsbildenden Prozesse strukturell recht realistisch wiedergegeben werden (Bild 2c). Allerdings resultieren in anderen Fällen gelegentlich recht kräftige lokale Überschätzungen des Niederschlags; dieses Problem ist auch aus anderen Meso- β -Modellen

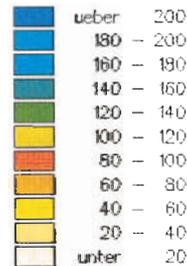
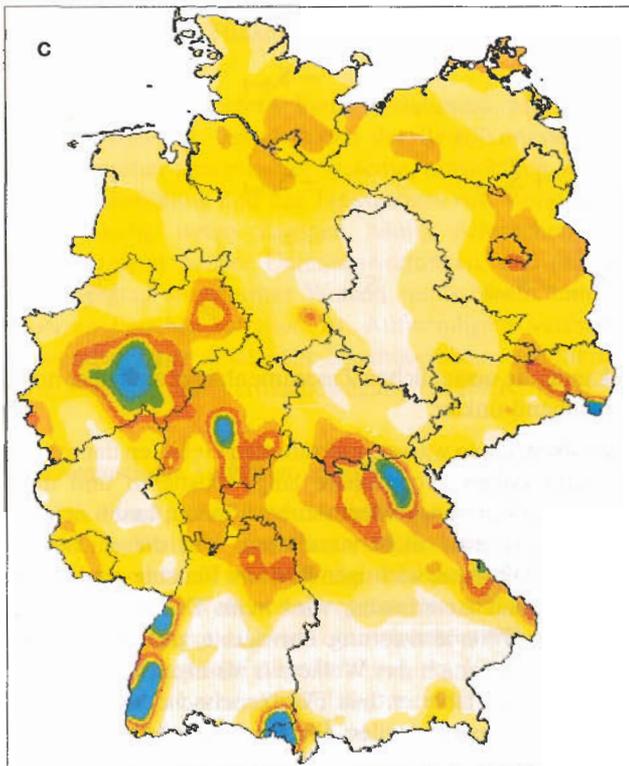
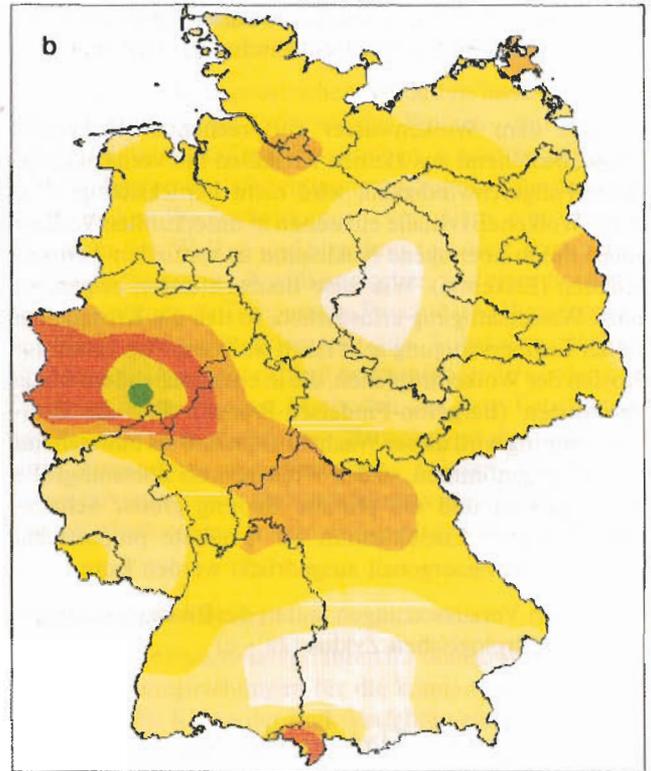
bekannt, die ursächlichen Zusammenhänge sind aber noch weitgehend unklar.

Eiswolken, die in wasseruntersättigten Gebieten der mittleren und hohen Troposphäre lange existieren und über große Strecken transportiert werden können, lassen sich mit dem EM-Schema nicht simulieren. Um diesen Bewölkungstyp mit seiner wichtigen Rolle im Feuchte- und Strahlungshaushalt zu erfassen, wird beim DWD z. Zt. eine erweiterte Parametrisierung entwickelt, die neben dem Wolkenwasser auch das Wolkeneis als eigenständige prognostische Variable enthält (Wolkeneisschema). Im Vergleich zum operationellen EM-Verfahren können damit zusätzlich die mikrophysikalischen Prozesse in Verbindung mit der Wolkeneisphase - wie Depositionswachstum, Sublimation, Schmelzen und Aggregation kleiner Eiskristalle sowie ihre Kollision mit Schneepartikeln und unterkühlten Regentropfen -, die zugehörigen latenten Energieumsetzungen und der advective Transport berücksichtigt werden. Konzeptionell ähnelt das Wolkeneisschema den in den Beiträgen 6 und 10 diskutierten Verfahren; es soll daher hier nicht näher erläutert werden.

Beobachtung 15.2.



EM 15.2.



Vorläufige Testrechnungen zum Wolkeneisschema wurden mit einem zweidimensionalen hydrostatischen Modell am Beispiel einer Gebirgsüberströmung durchgeführt. Vergleichssimulationen mit einfacheren Parameterverfahren - dem EM-Schema (mit den Komponenten Wolkenwasser, Regen und Schnee), dem Kessler-Schema (Wolkenwasser, Regen) und dem 100%-Schema (Regen) - zeigen, daß die Berücksichtigung der Wolkeneisphase einen deutlichen Einfluß auf die Struktur und Niederschlagseffizienz orographischer Bewölkung ausübt. Für ein Fallbeispiel sind in Bild 3 die zugehörigen sechsstündigen Niederschlagssummen dargestellt: Im Vergleich zur Kessler-Parametrisierung führt die Berücksichtigung von Schnee und seiner Wachstumsprozesse im EM-Schema zu nahezu der doppelten Niederschlagsmenge. Noch mehr Niederschlag liefert das einfache 100%-Verfahren, obwohl hierin niederschlagsverstärkende Mechanismen durch die Eisphase überhaupt nicht betrachtet werden - ein Effekt der vernachlässigten Speicherung von Wolkenwasser in der Wolke. Mit dem Wolkeneisschema wird schließlich die höchste Nieder-

Bild 2: Räumliche Verteilung der 24-stündigen Niederschlags-summe vom 15.2.92 6 UTC bis 16.2.92 6 UTC für das Gebiet der Bundesrepublik Deutschland (Einheit 0.1 mm).

- a) Beobachtungen (Klimameßnetz, ca. 4500 Stationen)
- b) Vorhersage mit dem Europa-Modell
- c) Vorhersage mit dem Deutschland-Modell

schlagseffizienz erzielt. Luvseitig bildet sich hier eine Eiswolke, wobei die beim Depositionswachstum des Wolken-eises freigesetzte latente Energie zu einer Intensivierung der Gebirgswelle mit erhöhter Niederschlagsintensität führt. Insbesondere bildet sich in der mittleren Atmosphäre eine sekundäre Eiswolke, die im Verlauf der Simulation lee-seitig in wasserunter-, aber eisübersättigte Gebiete verdrif-tet wird. Dies kann durch die anderen Verfahren, die Was-sersättigung für die Existenz von Wolken voraussetzten, grundsätzlich nicht erfaßt werden.

Selbstverständlich lassen sich mit Vergleichsrechnungen dieser Art unterschiedliche Verfahren nicht eindeutig bewerten. Sie zeigen aber, in welcher Weise bei definiertem dynamischem Antrieb die räumliche Verteilung von Bewöl-kung, Niederschlagsmenge und -typ von der Parametrisie-rungsmethode abhängen. Das Wolkeneisschema ist für den späteren Einsatz im Deutschland-Modell des DWD vorge-sehen.

3.2 Subskalige stratiforme Bewölkung

Alle diagnostischen Interpretationsschemata für subskalige Bewölkung vernachlässigen die thermisch-hygrische Wir-kung wolkenphysikalischer Prozesse. Dies ist besonders im Hinblick auf die grobe räumliche Auflösung globaler Modelle problematisch, aber auch in feinmaschigen Regi-onalmodellen sind viele stratiforme Wolken nicht vom Rechengitter auflösbar. Um diesen Typ der Wolkenbildung explizit, d. h. im Rahmen prognostischer Verfahren als physikalischen Prozeß mit allen Wechselwirkungsmöglich-keiten zu beschreiben, müssen Annahmen zur räumlichen Variabilität der Feldgrößen innerhalb eines Gittervolumens vorausgesetzt und zur Schließung die subskaligen Prozesse parametrisiert werden. Alle bisherigen Verfahren gehen dabei vereinfachend von horizontal partieller Bedeckung bei homogener Temperaturverteilung aus.

Methodisch lassen sich zwei Parametrisierungskonzepte unterscheiden: Einerseits kann versucht werden, die Wechselwirkungen von Wolken mit ihrer Umgebung möglichst genau zu beschreiben, was zur Definition des Bedeckungs-grades als eigenständige prognostische Variable führt. Andererseits kann man versuchen, diese Wechselwirkun-gen entweder mit statistischen Methoden, oder – wie etwa im Sundqvist-Schema (SUNDQVIST 1978) – mit heuristi-schen Ansätzen zu erfassen. Bei den letztgenannten Verfah-ren ist nur der Wolkenwassergehalt eine prognostische Variable, während der Bedeckungsgrad ähnlich wie in dia-gnostischen Interpretationsschemata als Funktion skaliger Größen berechnet wird. Wolken- und Niederschlagsbil-dung und ihre Rückwirkungen werden jedoch schon bei Feuchtemittelwerten unter 100% explizit berücksichtigt.

Das zentrale Problem bei der prognostischen Behandlung partieller Bedeckung ist die Bestimmung der subskaligen Kondensationsrate. Im Sundqvist-Schema erfolgt ihre Berechnung mit der Schließungsannahme, daß die durch Feuchtekonvergenz und Abkühlung bedingten Anfeuch-tungsrate entsprechend zum Bedeckungsgrad aufgeteilt werden kann in einen Anteil, der zur Erhöhung des Wol-kenwassergehalts zur Verfügung steht und in einen Anteil, der zur Feuchteerhöhung der Wolkenumgebung dient. Ein-

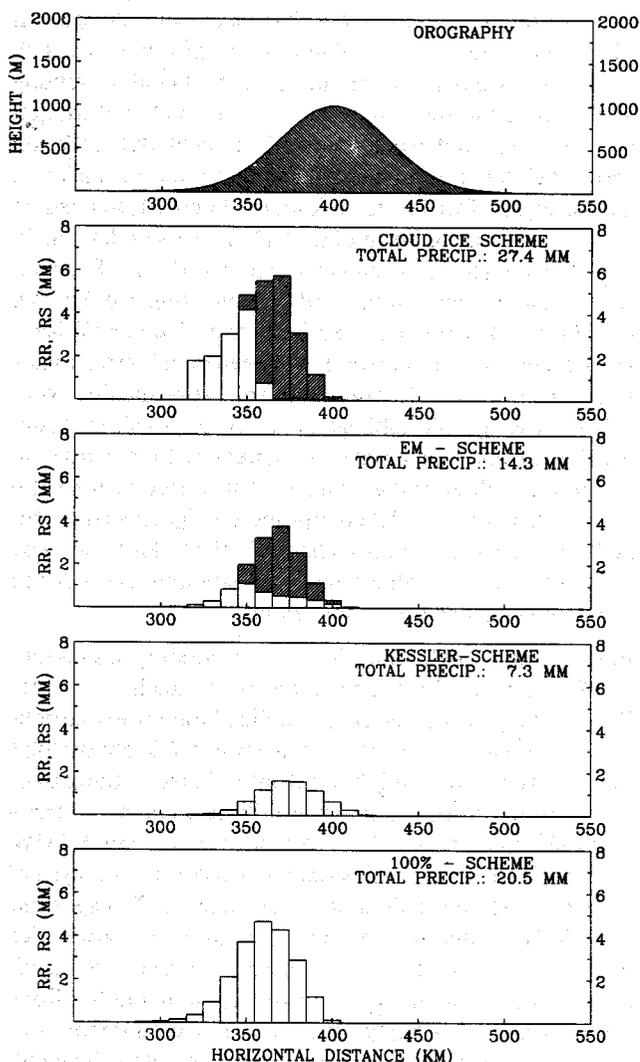


Bild 3: Verteilung der 6-stündigen Niederschlagsmenge von Regen (RR) und Schnee (RS, schraffiert) für die Simulation einer zweidimensionalen Gebirgsüberströmung mit dem Wolkeneisschema, der EM-Parametrisierung, dem Kessler-Verfahren und dem 100%-Schema (Machenweite 10 km; Anfangsbedingungen: 10 m/s Anströmgeschwindigkeit, 5°C in 1000 hPa bei 6.5 K/km Temperaturgradient, 90% relative Feuchte in der mittleren Troposphäre).

zelle niederschlagsbildende Mechanismen werden nicht unterschieden, sondern summarisch mit einer einzigen Quellrate in Abhängigkeit von Wolkenwassergehalt und Niederschlagsfluß parametrisiert. Mit diesem vereinfachenden Ansatz, der auch in vielen anderen Parameterverfahren verwendet wird, lassen sich allerdings die niederschlagsverstärkenden Mechanismen in Verbindung mit der Eisphase nur noch pauschal erfassen. Eine Variante dieses Schemas für Klimasimulationen und die damit erzielten Ergebnisse werden ausführlich im Beitrag 12 dieses Heftes vorgestellt.

Statistische Verfahren zur Modellierung subskaliger Bewöl-kung beruhen auf einem Konzept, das ursprünglich von SOMMERIA und DEARDORFF (1977) entwickelt wurde. Grundannahme ist, daß der Flüssigwassergehalt und der Bedeckungsgrad mit Fluktuationen der Feuchte innerhalb des Rechengitters verknüpft sind, die statistisch über eine Verteilungsfunktion beschreibbar sind. Zur Schließung ist

diese Verteilungsfunktion in Abhängigkeit von verfügbaren Mittelwerten der Feldvariablen zu spezifizieren. Im Fall isotroper Turbulenz kann hierfür eine Gauß-Verteilung angenommen werden; im Skalenbereich von NWV-Modellen hingegen sind wolkenbildende Feuchtefluktuationen vermutlich nicht normalverteilt, sondern mit organisierten kleinskaligen Vorgängen verknüpft, deren Mechanismen noch weitgehend unbekannt sind. Daher verwendet man in der Praxis derzeit sehr einfache Ansätze für die Feuchtevariabilität. Kondensation und Verdunstung werden bei partieller Bedeckung dann so bestimmt, daß der Wolkenwassergehalt seinen statistisch vorgegebenen Werten folgt – womit allerdings die Kondensationsrate ausschließlich vom Flüssigwassergehalt abhängt, was sich physikalisch kaum begründen läßt. Statistische Parametervverfahren wurden in den letzten Jahren mit gutem Erfolg in verschiedenen globalen Zirkulationsmodellen erprobt, sie eignen sich prinzipiell aber auch für mesoskalige NWV-Modelle. So setzt z. B. der britische Wetterdienst ein Verfahren dieser Art in seinen beiden Regionalmodellen ein.

Eine direkte Modellierung der Wechselwirkungen subskaliger Wolken mit ihrer Umgebung ist möglich, wenn der Bedeckungsgrad als eine eigenständige Modellvariable definiert wird. Die zugehörige prognostische Gleichung folgt formal aus der Integration der Kontinuitätsgleichung über den wolkenerfüllten Raum eines Gitterelements. Ein Parametrisierungskonzept dieser Art wird z. Zt. am EZMW erprobt (TIEDTKE 1993), wobei neben den mikrophysikalischen Prozessen insbesondere der laterale Transport an den Wolkenrändern (En- und Detrainment) sowie der Einfluß turbulenter Feuchteflüsse berücksichtigt wird. Interessant ist vor allem eine enge Kopplung mit der Konvektionsparametrisierung, indem das Detrainment von Wolkenwasser aus konvektiven Aufwindschloten als Quelle für stratiforme Wolkenbildung interpretiert wird. So gelang in ersten Testrechnungen eine deutlich verbesserte Simulation der Wolkenfelder bei konvektiven Wetterlagen, insbesondere hinsichtlich der zeitlichen Entwicklung von Cirruschirmen hochreichender Konvektionszellen.

4 Konvektionsparametrisierung

Cumuluskonvektion übt einen großen Einfluß auf die thermisch-hygrische Vertikalstruktur der Atmosphäre aus, erfolgt aber auf räumlichen Skalen, die mit globalen wie auch regionalen NWV-Modellen nicht auflösbar sind. Im Gegensatz zur stratiformen Wolkenbildung wirken konvektive Prozesse mittels hochreichender Vertikalzirkulationen grundsätzlich nicht-lokal, sie müssen daher mit einer speziellen Parametrisierung erfaßt werden. Die Rückwirkung auf skalige Zustandsgrößen erfolgt sowohl durch diabatische Erwärmung aufgrund latenter Energieumsetzungen als auch durch subskalige Vertikaltransporte von Wärme, Feuchte und Impuls in konvektiven Updrafts und Downdrafts sowie in kompensierenden Absinkbewegungen, die ihrerseits über Austauschprozesse wie Entrainment und Detrainment miteinander wechselwirken. Eine wichtige Rolle kann hierbei auch die mesoskalige Organisation der Konvektionsbewölkung spielen (offene und geschlossene Zellen, Rollenkonvektion, Wolkencluster, Squall-lines u. ä.). Diesbezügliche Wechselwirkungen sind aber noch

weitgehend unverstanden, sie werden in derzeitigen Parametrisierungen grundsätzlich vernachlässigt.

Eine erste notwendige Voraussetzung für jede Parametrisierung ist die Annahme einer Relation zwischen großräumigem Zustand und konvektiver Zirkulation, d. h. es müssen skalige Parameter existieren, die die Menge der umsetzbaren Energie und damit die Intensität der Konvektion kontrollieren. Annahmen dieser Art bezeichnet man als Schließungshypothesen. Eine zweite Voraussetzung betrifft Annahmen zur vertikalen Umverteilung von Wärme und Feuchte. Um diese Rückwirkung konvektiver Prozesse auf skalige Zustandsgrößen zu beschreiben, werden oft stationäre Wolkenmodelle verwendet. Ein Ensemble von Cumuluswolken kann man hierbei entweder durch ein spektrales Modell repräsentieren, das Wolken unterschiedlicher Vertikalerstreckung erfaßt, oder durch ein Bulk-Modell, bei dem ihr summarischer Effekt in Form einer repräsentativen Einzelwolke beschrieben wird. Die Vielzahl unterschiedlicher Parametrisierungen läßt sich anhand der beiden Grundkomponenten – die Schließung und das Wolkenmodell – klassifizieren in Adjustment-, Kuo (KUO 1974)-, und Massenflußschemata.

Einfache Adjustmentverfahren umgehen eine detaillierte Beschreibung wolkendynamischer Prozesse und benötigen kein Wolkenmodell; sie beruhen auf der Schließungsannahme, daß die Konvektionsintensität proportional ist zum Grad der vom Modell erzeugten Instabilität der vertikalen Schichtung und auf skalige Zustandsgrößen so rückwirkt, daß ein Quasi-Gleichgewichtszustand aufrechterhalten wird. Die Adjustierung der Atmosphäre auf diesen Referenzzustand erfolgt in der Praxis nur partiell innerhalb eines Zeitschritts, womit die konvektiven Temperatur- und Feuchteänderungen durch ein Relaxationsschema

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{\text{conv.}} = (T^{\text{ref}} - T)/\tau \quad (3a)$$

$$\left(\frac{\partial q_v}{\partial t}\right)_{\text{conv.}} = (q_v^{\text{ref}} - q_v)/\tau \quad (3b)$$

mit einer charakteristischen, aber skalenabhängigen Zeitkonstanten τ berechenbar sind. Die Zielprofile T^{ref} und q_v^{ref} in Gln. (3) beschreiben den Gleichgewichtszustand, der im einfachsten Fall durch eine feuchtneutrale vertikale Schichtung bestimmt ist. Aufwendigere Verfahren verwenden realistischere Zielprofile, deren Struktur aus Beobachtungsdaten abgeleitet ist (BETTS und MILLER 1984).

Das populäre Kuo-Schema berücksichtigt ansatzweise einige Aspekte der Cumulusdynamik, indem für die Konstruktion der Vertikalprofile konvektiver Erwärmungs- und Anfeuchtungsraten horizontale Austauschprozesse zwischen Wolken und ihrer Umgebung vorausgesetzt werden. Die Schließungshypothese bezieht sich hier aber auf den integralen Feuchtehaushalt: Die Konvektionsintensität ist nicht durch den Grad der Instabilität, sondern durch das Feuchteangebot aus großräumiger Konvergenz und Verdunstung vom Boden bestimmt. Diese Hypothese wird zumindest im Fall hochreichender tropischer Konvektion durch Beobachtungen unterstützt. Weiterhin wird angenommen, daß ein bestimmter Bruchteil b der vertikal inte-

grierten Feuchtekonvergenz M zur Anfeuchtung der Wolkenumgebung dient, während der verbleibende Anteil zur Kondensation, d. h. zur Niederschlagsbildung zur Verfügung steht (Bild 4). Das Parametrisierungsschema reagiert sehr empfindlich auf den freien Parameter b , in der Literatur wurde eine Vielzahl unterschiedlicher Methoden für seine Spezifizierung vorgeschlagen.

Bei den sogenannten Massenfluß-Verfahren berücksichtigt man Effekte der subskaligen konvektiven Zirkulation und damit verknüpfter Energieumsetzungen in verhältnismäßig aufwendiger Weise. Die Rückwirkung der Konvektion auf skalige Zustandsgrößen wird hier mit speziellen Wolkenmodellen unterschiedlicher Komplexität berechnet, in der Regel unter Berücksichtigung von Updrafts und Downdrafts sowie Entrainment und Detrainment an den Wolkenrändern. Zur Schließung sind der Massen- und der Feuchtefluß an der Wolkenuntergrenze zu spezifizieren. Diesbezügliche Hypothesen beruhen entweder auf Feuchtekonvergenzkriterien, auf Stabilisierungshypothesen oder auf Proportionalität zum skaligen Vertikaltransport.

Auf Details der zum Teil sehr komplexen Verfahren kann im Rahmen dieses Beitrags nicht näher eingegangen werden. Die Frage, ob das eine oder das andere Parametrisierungskonzept realistischer ist und inwieweit bei den Schließungsannahmen Skalenabhängigkeiten berücksichtigt werden müssen, läßt sich z. Zt. noch nicht beantworten. Eine ausführliche Diskussion dieser Fragestellungen enthält der noch immer aktuelle Übersichtsartikel von FRANK (1983).

5 Das Analyse- und Verifikationsproblem

Ein zentrales Problem bei der Modellierung des hydrologischen Zyklus in Wettervorhersagemodellen ist die Bereitstellung eines geeigneten Anfangszustands einerseits und die Verifikation der Simulationsergebnisse andererseits. Voraussetzung für diese Aufgaben ist die Kenntnis der dreidimensionalen Verteilung von Wolkenparametern wie Wassergehalt, Bedeckungsgrad, Niederschlagsfluß und Phasenstruktur, wofür die operationell verfügbaren Daten allerdings noch nicht ausreichen.

Beispielsweise sind konventionelle Bodenbeobachtungen des synoptischen Meßnetzes inhomogen und räumlich zu grob auflösend, um eine modelladäquate Information über die Bewölkung geben zu können, zudem sind sie bei mehrfach geschichteter Bewölkung unvollständig. Satellitendaten besitzen den Vorteil einer hohen räumlichen und zeitlichen Auflösung, die derzeitigen Verfahren zur Ableitung von Wolkenparametern aus gemessenen Strahldichten sind aber noch sehr ungenau, insbesondere dann, wenn hohe Wolken tieferliegende Wolkenschichten überdecken. Auch die hohe räumliche Variabilität des Niederschlags kann mit dem synoptischen Meßnetz nur unzureichend erfaßt werden, und Mikrowellen- und Radartechniken liefern bisher nur ungenaue und lückenhafte Daten. Aufgrund der raschen technologischen Entwicklung auf dem Gebiet der Fernerkundungsmethoden ist aber in naher Zukunft mit einer deutlichen Qualitätssteigerung der Datenbasis zu rechnen.

Viele Regionalmodelle mit prognostischer Behandlung des Wolkenwassers gehen mangels geeigneter Ausgangsdaten

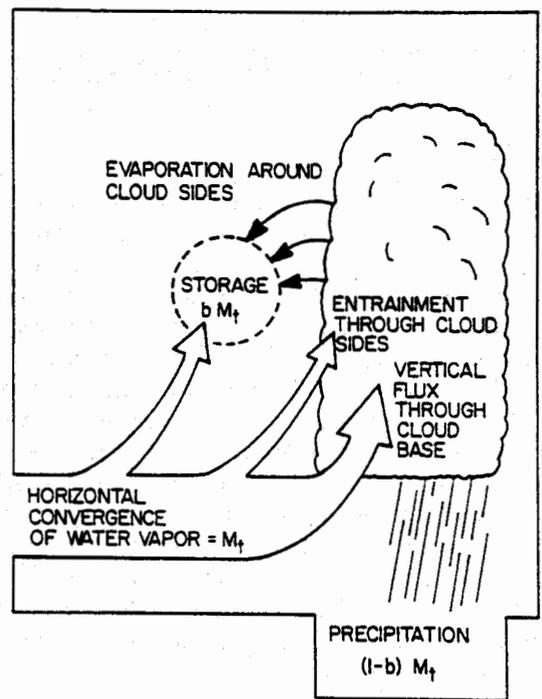


Bild 4: Schematische Darstellung zum Feuchtezyklus in einer Gittersäule mit Konvektion (nach ANTHES 1977).

von einem flüssigwasserfreien Anfangszustand aus. Damit verknüpft ist eine verhältnismäßig lange Adaptationszeit für die hydrologischen Vorgänge (ca. 6-12 h), in der sich die Wolken erst aufbauen und die mikrophysikalischen Vorgänge auf eine modellinterne Balance mit den dynamischen Antrieben einstellen müssen. Während dieser "Spin-up"-Phase ist die Vorhersage praktisch unbrauchbar, es können aber auch systematische Fehler mit nachteiliger Wirkung auf den späteren Simulationsverlauf auftreten. Die Entwicklung einer dreidimensionalen Analyse von Bewölkungsparametern und vor allem zugehöriger Initialisierungsmethoden wird daher ein wichtiger Forschungsschwerpunkt der nächsten Jahre sein.

Die operationelle Verifikation von Bewölkungs- und Niederschlagsprognosen stützt sich weitgehend auf konventionelle synoptische Daten wie Bedeckungsgrad in verschiedenen Wolkenstockwerken und 12-stündige Niederschlagssummen. Zwar ist mit solchen Punktverifikationen das grundsätzliche Problem der hohen kleinskaligen Variabilität dieser Parameter verknüpft, im Gegensatz zur Untersuchung von Einzelfällen mit vollständigerer Datenbasis ermöglicht die Auswertung von Zeitreihen des Vorhersagefehlers aber Aussagen zur mittleren Vorhersagegüte sowie systematischen Fehlern und liefert Hinweise auf Modelldefekte. Wegen der vielfältigen Wechselwirkungen adiabatischer und diabatischer Prozesse läßt sich damit aber immer nur das Modell insgesamt beurteilen, während eine Validierung spezieller Parametrisierungskonzepte nur in sehr begrenztem Umfang möglich ist. Verifikationsbeispiele für Vorhersagen mit dem Europa-Modell werden ausführlich im Rahmen des nächsten Promet-Hefes *Numerische Wettervorhersage* diskutiert.

1 Einleitung

Wolken beeinflussen das Klimasystem auf direkte und indirekte Weise. Eine direkte Wirkung besteht darin, daß bei der Wolkenbildung latente Wärme freigesetzt wird. Umgekehrt wird bei der Wolkenauflösung durch Verdunstung eine entsprechende Wärmemenge benötigt. Zu den direkten Wirkungen gehört auch die Modulation des solaren und terrestrischen Strahlungsfeldes und die damit verbundenen Temperaturänderungen innerhalb der Atmosphäre und an der Erdoberfläche. Indirekt wirken Wolken auf das Klimasystem ein durch Modifikation der atmosphärischen Zirkulation (aufgrund der Umverteilung der thermischen Energie), durch ihren Einfluß auf den Wasserkreislauf (infolge der Niederschlagsbildung) sowie durch Änderung der chemischen Zusammensetzung der Atmosphäre (Aufnahme von wasserlöslichen Gasen und Aerosolen in Wolken und im Niederschlag).

Umgekehrt ist die Wolkenbildung eng mit der atmosphärischen Zirkulation verknüpft. So lassen sich auf Satellitenbildern viele Zirkulationsformen allein aufgrund der Wolkenstrukturen identifizieren, z. B. die intertropische Konvergenzzone, tropische Wirbelstürme oder die Frontensysteme von extratropischen Zyklonen. Eine wichtige Rolle bei der Wolkenbildung spielen auch Eigenschaften der Erdoberfläche, z. B. der Oberflächentyp (Land, Wasser oder Eis), Gebirge, Vegetation oder als interaktive Komponente der Wassergehalt des Erdbodens, der wiederum mit der Wolken- und Niederschlagsverteilung verknüpft ist.

Diese Beispiele zeigen, daß Wolken nicht nur als passiver Bestandteil der atmosphärischen Zirkulation anzusehen sind, sondern auf vielfältige Weise das Klimasystem beeinflussen. Sie müssen daher in Klimamodellen berücksichtigt werden.

2 Methoden der Wolkenmodellierung

Die Entstehung von Wolken gehört zu den komplexesten atmosphärischen Vorgängen überhaupt, weil einerseits mikrophysikalische und chemische Prozesse beteiligt sind und andererseits wolkendynamische Prozesse auf sehr unterschiedlichen Zeitskalen ablaufen: Vom Kondensationskern bis zum Frontensystem einer Zyklone wird ein Skalenbereich von etwa 12 Größenordnungen überdeckt. Die Komplexität dieser Prozesse und Strukturen erschwert eine realistische Wolkenmodellierung besonders in großskaligen Modellen, deren Gitterabstände von einigen hundert km horizontal und einigen km vertikal die Dimensionen realer Wolken in der Regel überschreiten.

Wie bei den Wettervorhersagemodellen werden die heute in Klimamodellen gebräuchlichen Modellansätze zur Parameterisierung stratiformer Wolken in zwei Klassen aufgeteilt, die sich vor allem durch ihren unterschiedlichen Anteil empirischer Elemente unterscheiden. Bei den sogenannten „diagnostischen“ Verfahren (s. Beitrag II in diesem Heft) werden alle Wolkenparameter (horizontaler Bedeckungsgrad, Wolkenwassergehalt) mit Hilfe empirischer

Methoden auf bekannte Modellvariablen zurückgeführt. Bei den „prognostischen“ Verfahren werden Bilanzgleichungen für die verschiedenen Wasserphasen formuliert und numerisch gelöst. Der empirische Anteil beschränkt sich dabei auf die Parameterisierung des partiellen Bedeckungsgrades und der mikrophysikalischen Prozesse.

Ein grundsätzliches Problem aller diagnostischen Verfahren besteht darin, daß die Wolkenverteilung, die für die Berechnung der Strahlungsflüsse benötigt wird, nicht an die Kondensation und Niederschlagsbildung gekoppelt ist, die jeweils separat gerechnet werden. Diese Inkonsistenz wird bei prognostischen Verfahren vermieden, in denen die Bildung und Auflösung stratiformer Wolken als physikalischer Prozeß mit allen Wechselwirkungsmöglichkeiten simuliert wird. In den meisten Klimamodellen der heutigen Generation werden zwar noch diagnostische Verfahren verwendet. Wegen der Bedeutung von Wolken-Klima-Rückkopplungsprozessen für die Klimasensitivität (s. Abschnitt 4) hat die Entwicklung von physikalisch begründeten Wolkenparameterisierungen bei vielen Klimamodellierern jedoch höchste Priorität erhalten.

Stellvertretend für die heute bereits in einigen Klimamodellen verwirklichten prognostischen Verfahren, die sich nur in wenigen Details unterscheiden, soll im folgenden ein Ansatz vorgestellt werden, der auf einen Vorschlag von SUNDQVIST (1978) zurückgeht und im Klimamodell des Max-Planck-Instituts für Meteorologie in Hamburg (im sogenannten ECHAM-Modell) verwendet wird (ROECKNER et al. 1991). Das ECHAM-Modell basiert in seiner Grundstruktur auf dem EZMW-Modell, hat jedoch einige Modifikationen im Bereich der Modellphysik erfahren (ROECKNER et al. 1992). Das Modell besteht aus einem System gekoppelter Differentialgleichungen für die prognostischen Variablen (Vorticity, Divergenz, Bodendruck, Temperatur sowie die Massen-Mischungsverhältnisse von Wasserdampf und Wolkenwasser), die numerisch gelöst werden. Das Lösungsverfahren für den Wolkenteil (nur stratiforme Wolken) läßt sich anhand der jeweiligen Bilanzgleichungen für die Massen-Mischungsverhältnisse von Wasserdampf (q) und Wolkenwasser (m) sowie der thermodynamischen Gleichung, die als Prognosegleichung für die Temperatur (bzw. Enthalpie) formuliert ist, beschreiben. Dabei enthält m sowohl die flüssige Phase (m_1) als auch die Eisphase (m_i), die mit Hilfe der Temperatur separiert werden (s. u.). In verkürzter Form lauten diese Gleichungen:

$$\partial q / \partial t = R(q) - C + E \quad (2.1)$$

$$\partial m / \partial t = R(m) + C - P \quad (2.2)$$

$$\partial T / \partial t = R(T) + L(C - E) / c_p \quad (2.3)$$

wobei C, E, P mikrophysikalische Prozesse symbolisieren ($C > 0$: Kondensationsrate; $C < 0$: Verdunstungsrate von Wolkentröpfchen bei Untersättigung; $E > 0$: Verdunstungs-

rate von Niederschlag unterhalb der Wolkenbasis; $P > 0$: Niederschlagsbildungsrate). Alle übrigen Prozesse sind in den Residuen $R(\dots)$ zusammengefaßt. Für q und m sind dies die Änderungsraten durch Divergenzen advektiver (vom Modellgitter auflösbarer) sowie konvektiver und turbulenter Transporte, die parameterisiert werden müssen. All diese Transportprozesse beeinflussen die Wolkenbildung durch die Veränderung der raum-zeitlichen Verteilung der Zustandsvariablen q und m . Bei der Temperatur kommt der adiabatische Expansionsterm hinzu sowie die diabatischen Heizraten auf Grund der Absorption und Emission von solarer und terrestrischer Strahlung sowie der Dissipation von kinetischer Energie. Gemäß Gl. (2.2) erfolgt der Wolkenaufbau durch Kondensation ($C > 0$) und (in geringerem Maße) durch Transportkonvergenz ($R(m) > 0$). Die Wolkenauflösung erfolgt durch Verdunstung ($C < 0$), durch Umwandlung von Wolkenwasser zu Regenwasser und durch Ausfallen von Wolkeneis ($P > 0$), wobei Eis und Regen direkt bis zur Erdoberfläche herunterfallen und dabei verdunsten können, sowie durch Transportdivergenz ($R(m) < 0$). Alle Phasenänderungen des Wassers sind mit entsprechenden Temperaturänderungen $L(C-E)/c_p$ verbunden. Die Kopplung von Wolken- und Strahlungsprozessen wird durch die Parameterisierung der optischen Dicke der Wolken als Funktion von Wolkenwassergehalt und Schichtdicke gewährleistet. Für den Regenwassergehalt wird eine verkürzte Bilanzgleichung benutzt, in der sich die Erzeugungsrate P bzw. die Verdunstungsrate E und die Divergenz des Niederschlagsflusses balancieren (vgl. Gl.n. (2d,e) in Beitrag 11).

Bei der Lösung des Gleichungssystems (2.1) bis (2.3) treten folgende Probleme auf:

(i) Die Dimensionen realer Wolken sind in der Regel kleiner als der Gitterabstand heutiger Klimamodelle.

(ii) Die mikrophysikalischen Prozesse können nicht im Detail nachvollzogen werden, weil die Modellauflösung die Skalen mikrophysikalischer Prozesse um viele Größenordnungen übersteigt. Darüber hinaus sind viele für die Wolkenbildung und Niederschlagsphysik wichtigen Informationen, wie z. B. Größenverteilung und chemische Zusammensetzung der Aerosole, Wolkentröpfchenspektren, Form und Größe der Eiskristalle usw., im Modell nicht verfügbar, so daß die gesamte Wolkenphysik in stark vereinfachter Weise behandelt werden muß.

(iii) Bei der Lösung der Wolkenwassergleichung (2.2) treten numerische Probleme auf, weil der Wolkenwassergehalt (anders als z. B. der Wasserdampfgehalt oder die Temperatur) nicht nur starke räumliche Gradienten, sondern auch Diskontinuitäten aufweisen kann. Diese Problematik soll jedoch hier nicht behandelt werden.

Um subskalige Wolkenbildung in der Horizontalen zu berücksichtigen, werden alle wolkenphysikalischen Prozesse sowie q und m jeweils getrennt für den wolkenbedeckten Anteil (b) sowie für den wolkenfreien Anteil ($1-b$) einer Gitterbox definiert,

$$X = b X_c + (1-b) X_o \quad (2.4)$$

wobei die Wolke in der Vertikalen die gesamte Box ausfüllt. Dabei repräsentiert X_c den Wert der Variablen X im b -Teil und X_o den jeweiligen Wert im $(1-b)$ -Teil der Box. Einsetzen

von Gl. (2.4) für $X = (q, m, C, E, P)$ in das System (2.1) bis (2.3) liefert ein neues Gleichungssystem, das mehr Variablen als Gleichungen aufweist. Zur Schließung werden einige „plausible“ Annahmen gemacht:

$$\begin{aligned} q_c &= q_s(T) && \text{(Sättigung im Wolkenteil)} \\ q_o &= r_o q_s \text{ mit } r_o < 1 && \text{(Untersättigung im wolkenfreien Teil;} \\ &&& r_o: \text{ relative Feuchte)} \\ P_o &= 0 && \text{(keine Niederschlagsbildung im wolkenfreien Teil)} \\ E_c &= 0 && \text{(keine Niederschlagsverdunstung im Wolkenteil)} \end{aligned}$$

Darüber hinaus wird angenommen, daß die Temperatur sowie alle Transportprozesse in der Gitterbox „gleichverteilt“ sind, d. h. keine Gradienten aufweisen. Damit lauten die Modellgleichungen schließlich:

$$\partial q / \partial t = R(q) - b C_c - (1-b) (C_o - E_o) \quad (2.5)$$

$$\partial m / \partial t = R(m) + b (C_c - P_c) + (1-b) C_o \quad (2.6)$$

$$\partial T / \partial t = R(T) + L [b C_c + (1-b) (C_o - E_o)] / c_p \quad (2.7)$$

Den Bedeckungsgrad erhält man aus Gl. (2.4) mit $X = q$ sowie mit Hilfe der relativen Feuchten $r = q/q_s$ und $r_o = q_o/q_s$:

$$\left. \begin{aligned} b &= (r - r_o) / (1 - r_o) \\ b &= 0 \end{aligned} \right\} \text{ falls } \left\{ \begin{aligned} r &> r_o \\ r &\leq r_o \end{aligned} \right. \quad (2.8)$$

Im ECHAM-Modell wird r_o als Funktion der Höhe und der thermischen Stabilität der Atmosphäre vorgegeben (XU und KRUEGER 1991), womit auch der Wolkenbildung bei konvektiver Instabilität Rechnung getragen wird. Bei $r > r_o$ erfolgt Wolkenwachstum durch Kondensation infolge von Feuchtekonvergenz ($R(q) > 0$) und/oder durch Abkühlung (Aufwärtsbewegung, Emission langwelliger Strahlung). Dabei wird nur der Wolkenanteil $bR(q)$ zur Kondensation verwendet, während der Anteil $(1-b)R(q)$ die Feuchte im wolkenfreien Teil erhöht und damit den Bedeckungsgrad gemäß Gl. (2.8). Umgekehrt können sich die Modellwolken durch Verdunstung und Niederschlagsbildung auflösen. Fällt Niederschlag in den wolkenfreien Teil $(1-b)$ einer Modellschicht, so wird er teilweise oder völlig verdunstet, je nach Niederschlagsmenge und Untersättigungsgrad der jeweiligen Schicht.

Beim Niederschlag wird zwischen flüssigem und eisförmigem Anteil unterschieden. Die Trennung von flüssiger und fester Wolkenphase erfolgt mit Hilfe der Temperatur, wobei oberhalb von 0°C nur die flüssige Phase ($m = m_l$) zugelassen wird und unterhalb von -40°C nur die Eisphase ($m = m_i$). Im übrigen Temperaturbereich wird Koexistenz beider Phasen angenommen gemäß

$$m = m_l + m_i = m g_l(T) + m g_i(T) \quad (2.9)$$

mit $g_l + g_i = 1$, wobei die Gewichte g_l bzw. g_i aus Meßdaten abgeleitet wurden (MATVEEV 1984).

Es wird angenommen, daß flüssiger Niederschlag allein durch Koagulation gebildet wird. Die entsprechende Rate wird nach einem Ansatz von SUNDQVIST (1978) in Abhängigkeit vom Wolkenwassergehalt m_l modelliert:

$$P_c(m_l) = m_l \{ C_1 (1 - \exp[-(m_l/m_l)^2]) + C_2 < P > \} \quad (2.10)$$

mit

$$C_1 = 10^{-4} \text{s}^{-1}; C_2 = 0,5 \text{ m}^2/\text{kg}; m_l = 0,3 \cdot 10^{-4}$$

Der Exponentialterm beschreibt die Umwandlung infolge von Autokonversion, der zweite Term drückt die Umwandlung von Wolken- in Regenwasser infolge von Akkreszenz aus; $\langle P \rangle$ ist der Niederschlagsfluß am Oberrand der jeweiligen Modellschicht.

Die Wahl der Parameter beeinflusst die Lebensdauer der Modellwolken und damit den Bedeckungsgrad und vor allem den Wolkenwassergehalt und somit die optischen Eigenschaften der Wolken. Da geeignete Meßdaten nicht vorliegen, wurden die Parameter im ECHAM-Modell so gewählt, daß die simulierte Wolkenalbedo im globalen Jahresmittel entsprechenden Satellitenmessungen nahekommt (s. Abschnitt 3). Im Gegensatz zum Wolkenwasser wird für die Eisphase die Sedimentation als dominierender Prozeß angenommen. Interne Umwandlungen, an denen Eisteilchen beteiligt sind, werden vernachlässigt. Die Änderungsrate von Wolkeneis ist dann gegeben durch

$$P_c(m_i) = g \partial(v_T \rho m_i) / \partial p, \quad (2.11)$$

wobei g die Schwerebeschleunigung ist, p der Druck, ρ die Luftdichte und v_T die Fallgeschwindigkeit

$$v_T = \alpha (\rho m_i)^\beta \quad (2.12)$$

mit Parametern $\alpha = 3,02$ und $\beta = 0,16$, abgeleitet aus Flugzeugmessungen (HEYMSFIELD 1977). Die gesamte Niederschlags erzeugungsrate P_c setzt sich aus beiden Anteilen (2.10) und (2.11) zusammen:

$$P_c = P_c(m_i) + P_c(m_i) \quad (2.13)$$

Der Niederschlagsfluß an der Erdoberfläche ergibt sich dann zu

$$\langle P \rangle \Big|_{\text{Boden}} = \frac{1}{g} \int_0^{p_s} (P_c - E_0) dp, \quad (2.14)$$

wobei p_s der Bodendruck ist.

Ähnliche Verfahren auf der Basis prognostischer Gleichungen für verschiedene Wasserphasen werden auch in den Klimamodellen des *Hadley-Centre* in Bracknell sowie des *Laboratoire de Meteorologie Dynamique* in Paris verwendet.

3 Validierung von Wolkensimulationen

Ein Problem der globalen Wolkenmodellierung ist die Validierung der Simulationsergebnisse. Trotz erheblicher Fortschritte in der Fernerkundung in den letzten Jahren (z. B. das ISCCP-Programm: *International Satellite Cloud Climatology Project*) ist die dreidimensionale Verteilung von Wolkenparametern wie Bedeckungsgrad, Wolkenwassergehalt oder optische Dicke der Wolken nur sehr ungenau und lückenhaft bekannt. Eine Alternative zur Messung dieser nur schwer bestimmbarer Parameter besteht darin, den Einfluß der Wolken auf den planetaren Strahlungshaushalt der Erde zu analysieren, so daß der Umweg über Wolkenerkennungsverfahren entfällt. Ein weiterer Vorteil dieser Methode liegt darin, daß sie den integralen Effekt aller Wolkenparameter auf die Strahlungsbilanz und damit auf das Klima der Erde liefert.

Die Netto-Strahlungsbilanz einer vertikalen Säule, die von der Erdoberfläche bis zum Oberrand der Atmosphäre reicht und in der Wolken vorhanden sein können, wird üblicher-

weise als Differenz H der absorbierten Sonnenstrahlung $S = S^+ - S^-$ sowie der langwelligen Ausstrahlung F am Oberrand der Atmosphäre definiert:

$$H = S - F \quad (3.1)$$

wobei $H > 0$ zu einer Strahlungserwärmung der Luftsäule und der Erdoberfläche führt und $H < 0$ zu einer Abkühlung.

Der Einfluß von Wolken innerhalb der Säule auf die Netto-Strahlungsbilanz kann geschrieben werden als Abweichung der Bilanz H von derjenigen einer wolkenfreien Referenzatmosphäre H_0 bei sonst identischen Bedingungen (Temperatur, Wasserdampfgehalt etc.) durch

$$CF = H - H_0, \quad (3.2)$$

wobei CF für *Cloud Forcing* oder auch *Cloud Radiative Forcing* steht. Eine Methode zur Messung von CF wurde im Rahmen des *Earth Radiation Budget Experiment* (ERBE) von RAMANATHAN et al. (1989) entwickelt. Dabei wird mit optimal geeichten schwenkbaren Radiometern nicht nur die totale Strahlungsflußdichte H als Mittel über bewölkte und unbewölkte Gebiete gemessen, sondern auch die Flußdichte H_0 im wolkenfreien Teil. Die Differenz beider Messungen ergibt im Mittel über einen genügend langen Zeitraum (z. B. 1 Monat) den Beitrag der Wolken CF , der üblicherweise in einen kurzwelligen (solaren) Anteil (SCF) und einen langwelligen (terrestrisches Infrarot) Anteil (LCF) unterteilt wird:

Einsetzen von Gl. (3.1) in Gl. (3.2) ergibt unter Beachtung von $H_0 = S_0 - F_0$

$$CF = S - F - (S_0 - F_0) = (S - S_0) + (F_0 - F) = SCF + LCF. \quad (3.3)$$

In der Regel ist $LCF = F_0 - F > 0$, weil Wolken die langwellige Emission in den Weltraum verringern. Dies ist der sogenannte Treibhauseffekt der Wolken, der das Klimasystem erwärmt. Nur in Gebieten mit starken Inversionen (z. B. in der Antarktis im Winter) kann LCF negativ werden, wenn die Temperatur der Wolkenoberfläche höher ist als die der Erdoberfläche. Umgekehrt ist $SCF = S - S_0$ generell negativ, weil die Wolken die Absorption solarer Strahlung im Klimasystem verringern. Dies wird deutlich, wenn man SCF mit Hilfe der jeweiligen Albedo für die bewölkte ($\alpha = S^+ / S^+$) und klare Atmosphäre ($\alpha_0 = S_0^+ / S_0^+$) umformuliert:

$$SCF = S^+ - S^- - (S_0^+ - S_0^-) = S_0^+ - S^+ = S^+ (\alpha_0 - \alpha) \quad (3.4)$$

wobei $S^+ = S_0^+$.

Gemäß Gl. (3.4) ist $SCF < 0$, falls $\alpha_0 < \alpha$ (Wolken-Albedo-effekt). Da α_0 im wesentlichen durch die Albedo der Erdoberfläche bestimmt ist, ist die abkühlende Wirkung einer Wolke besonders groß, wenn die Erdoberfläche dunkel ist, wie die Ozeane z. B. mit einer Albedo von ungefähr 10%. SCF wird dagegen klein, wenn die Erdoberfläche sehr hell ist, z. B. über Schnee- oder Eisflächen mit einer Albedo von bis zu 90%. Darüber hinaus weist SCF einen deutlichen Jahresgang auf wegen der Gewichtung mit der solaren Einstrahlung. Die maximale Abkühlung (etwa -150 W/m^2) infolge des Wolken-Albedoeffektes wird während der Sommermonate im ozeanischen Westwindgürtel auf der Südhemisphäre gemessen, also in einem Gebiet mit niedriger Bodenbedo und hoher Wolkenbedeckung in einer Zeit mit hoher Sonneneinstrahlung.

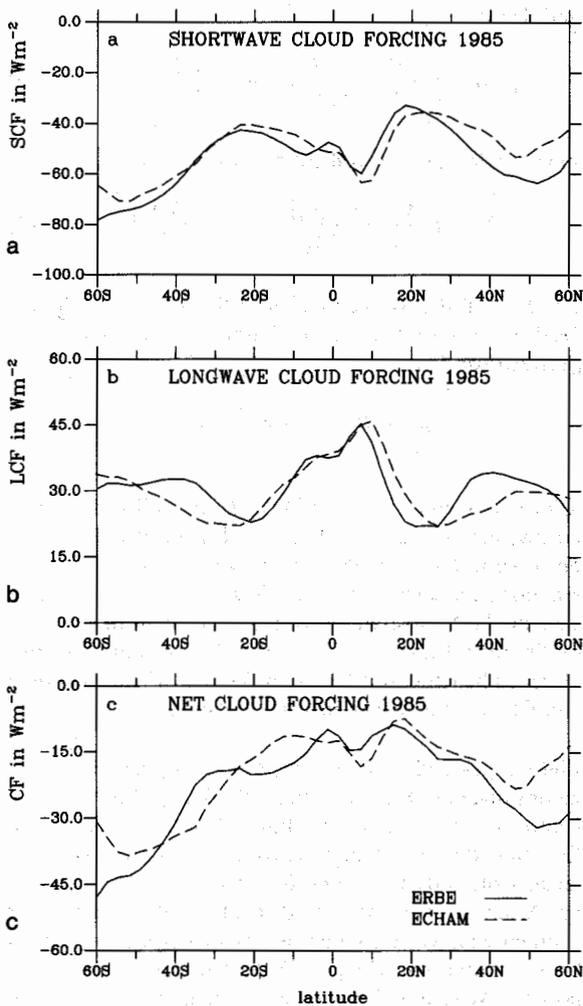


Bild 1: Vergleich von simuliertem und beobachtetem zonal gemittelt „Cloud Forcing“ als Funktion der geographischen Breite für das Jahr 1985. Positive Werte bedeuten eine Erwärmung des Klimasystems durch Wolken, negative eine Abkühlung.
 a) Solarer Spektralbereich
 b) Terrestrischer Spektralbereich
 c) Nettoeffekt

Dagegen ist der erwärmende Effekt durch den Wolken-Treibhauseffekt besonders groß (bis zu 100 W/m^2) in Gebieten, in denen die Temperaturdifferenz zwischen der Wolkenoberfläche (Emissionsniveau) und der Erdoberfläche groß ist, also in den Konvektionsgebieten der Tropen.

Das Bild 1 zeigt einen Vergleich von berechnetem und beobachtetem Cloud Forcing (jeweils zonal gemittelt) für das Jahr 1985, wobei die Beobachtungen auf ERBE-Messungen beruhen und die berechnete Verteilung auf einer Simulation mit dem ECHAM-Modell unter Vorgabe der Temperatur der Meeresoberfläche für das Jahr 1985 (jeweils Monatsmittel). Die Polgebiete, in denen die ERBE-Analysen teilweise fehlerhaft sind, werden in dieser Darstellung nicht berücksichtigt. Die Bilder 1a-c zeigen, daß die simulierten Verteilungen den beobachteten sehr nahe kommen, wobei die Abweichungen häufig innerhalb des Fehlerbereichs der Analysen von etwa $5\text{-}10 \text{ W/m}^2$ liegen. Die gene-

relle Unterschätzung von SCF und LCF in mittleren Breiten ist vermutlich auf eine zu geringe Wolkenbedeckung über den Kontinenten der jeweiligen Sommerhalbkugel zurückzuführen. Dagegen wird die beobachtete weitgehende Kompensation von SCF und LCF in den Tropen vom Modell reproduziert (Bild 1c). Im globalen Jahresmittel beträgt die Nettoabkühlung durch Wolken etwa -20 W/m^2 , weil der abkühlende kurzwellige Wolken-Albedoeffekt (etwa -50 W/m^2) größer ist als der erwärmende langwellige Wolken-Treibhauseffekt (etwa $+30 \text{ W/m}^2$).

Das Bild 1 soll illustrieren, in welcher Weise Satellitendaten zur Validierung von Wolkenimulationen genutzt werden können. Dabei ist jedoch zu beachten, daß hier nur die Gesamtwirkung der Wolken auf das System Atmosphäre-Erdoberfläche untersucht und verglichen wurde. Eine Übereinstimmung von Modell und Natur in diesem globalen Zusammenhang bedeutet noch nicht eine Übereinstimmung im Detail. Kompensierende Fehler durch falsche Vertikalverteilungen und optische Eigenschaften der Wolken können nicht ausgeschlossen werden. Wünschenswert wäre also eine dreidimensionale Wolken- und Strahlungsklimatologie, die sicherlich nur im Zusammenwirken von Satellitendaten, bodengestützten Messungen und atmosphärischen Sondierungen erreichbar ist.

4 Wolken und Klimasensitivität

Modellsimulationen zum anthropogenen Treibhauseffekt zeigen, daß Wolken möglicherweise einen großen Einfluß auf die Klimasensitivität ausüben. Unter Klimasensitivität wird die Gleichgewichtsreaktion des Klimasystems auf eine Störung der globalen Strahlungsbilanz verstanden, z. B. die globale Erwärmung der Erdoberfläche infolge einer erhöhten Konzentration atmosphärischer Treibhausgase (üblicherweise CO_2 -Verdopplung), wobei auch bei veränderten Bedingungen die Netto-Strahlungsbilanz am Oberrand der Atmosphäre ausgeglichen sein soll. Der Grad der Erwärmung hängt nicht nur von der Stärke der Störung ab, sondern auch von diversen Rückkopplungsmechanismen, die verstärkend oder abschwächend wirken. Verstärkend wirkt die Wasserdampf-Temperatur-Rückkopplung, weil eine wärmere Atmosphäre mehr Wasserdampf enthält, der die Erwärmung weiter verstärkt, weil er ein sehr effizientes Treibhausgas ist. Ebenso wirkt die Eisalbedo-Temperatur-Rückkopplung verstärkend, weil eine Erwärmung der Erdoberfläche und die damit verbundene Schmelze von Schnee und Eis die Albedo verringert, wodurch der Boden weiter erwärmt wird.

Umstritten ist noch immer die Rolle der Wolken. Im Gegensatz zum Wasserdampf oder zur Eisoberfläche modifizieren Wolken die Strahlungsflüsse praktisch in allen Spektralbereichen. Darüber hinaus ist unklar, wie sich die Wolken in einem geänderten Klima verteilen werden. Denkbar ist auch eine Änderung der optischen Eigenschaften. Wie unterschiedlich die heutigen Klimamodelle die Rolle der Wolken bei Klimaänderungen simulieren, hat eine Studie von CESS et al. (1990) gezeigt. Dabei wurde die Klimasensitivität λ , abweichend von SCHLESINGER (1986) z. B., folgendermaßen definiert:

$$\Delta T_s = \lambda G \quad (4.1)$$

wobei ΔT_s die Änderung der global gemittelten Temperatur der Erdoberfläche ist und G die Änderung der Strahlungsbilanz, bewirkt z. B. durch eine CO_2 -Konzentration, die gegenüber dem heutigen Wert auf etwa 700 ppm verdoppelt wurde.

Zur Berechnung der Klimasensitivität λ werden zwei Methoden verwendet. Bei der ersten Methode wird zunächst eine Nettostrahlungsbilanzstörung G am Oberrand der Atmosphäre vorgeschrieben, die - bezogen auf den heutigen Klimazustand - allein durch eine Verdoppelung des CO_2 -Gehaltes der Atmosphäre hervorgerufen wird. Strahlungsübertragungsmodelle liefern hierfür eine Verringerung der langwelligen Ausstrahlung im Tropopausenniveau um $G \approx 4 \text{ W m}^{-2}$. Die Änderungen der Erdoberflächentemperatur ΔT_s werden mit gekoppelten Ozean-Atmosphären-Modellen ermittelt und beziehen sich auf das „Klimagleichgewicht“ (kein Trend aller global gemittelter Klimaparameter).

Die Gleichgewichtsreaktionen der heutigen Klimamodelle auf einen verdoppelten CO_2 -Gehalt hinsichtlich der Änderung der Erdoberflächentemperatur streuen erheblich: Laut IPCC-Report (HOUGHTON et al. 1990) liegen die errechneten ΔT_s -Werte zwischen 1,9 K und 5,2 K, so daß die gemäß Gl. (4.1) resultierenden Klimasensitivitäten zwischen 0,5 bis 1,3 K pro (W/m^2 Strahlungsbilanzstörung) liegen, was durch die unterschiedliche Simulation der internen Rückkopplungsprozesse in den Klimamodellen bedingt ist.

Modellrechnungen dieser Art sind relativ aufwendig, weil die thermische Trägheit des Ozeans selbst bei der üblicherweise verwendeten Tiefe von nur 50 m die Erwärmung der Atmosphäre verzögert, wodurch die typischen Simulationszeiten zur Errechnung eines neuen Klimagleichgewichts etwa 30-40 Jahre betragen.

Sehr viel ökonomischer ist die zweite Methode (CESS et al. 1990), die als „inverses Klimaexperiment“ bezeichnet werden kann: Vorgegeben wird das „Ergebnis“ (in diesem Fall eine Erwärmung der Erdoberfläche um $\Delta T_s = 4 \text{ K}$, einem Mittelwert für $2 \times \text{CO}_2$ -Erwärmungen nach der ersten Methode) und berechnet wird die Strahlungsbilanzstörung G , die mit dieser Erwärmung konsistent ist. Dazu wird allein ein atmosphärisches Modell benötigt, das eine sehr viel geringere thermische Trägheit hat als ein ozeanisches. Die Studie von Cess et al. dient allein dem Zweck, die Klimasensitivitäten verschiedener Klimamodelle, im besonderen hinsichtlich ihrer Wolkeneffekte, zu vergleichen.

Cess et al. untersuchen nun, wie sich die kurz- und langwelligen Strahlungsflüsse am Oberrand der Atmosphäre ändern, wenn sich ein stationärer Zustand („Klimagleichgewicht“) eingestellt hat. In diesem Zustand ist die langwellige Ausstrahlung am Oberrand der Atmosphäre infolge der vorgeschriebenen globalen Erwärmung trotz der damit verbundenen Erhöhung des Wasserdampfgehalts verstärkt ($\Delta F > 0$). Berücksichtigt man zusätzlich die Änderung des solaren Strahlungsflusses ΔS , so gilt für die Störung der Strahlungsbilanz am Oberrand der Atmosphäre gemäß der Definition Gl. (3.1).

$$G = \Delta F - \Delta S = -\Delta H \quad (4.2)$$

und damit

$$\lambda = \left\{ \frac{\Delta F}{\Delta T_s} - \frac{\Delta S}{\Delta T_s} \right\}^{-1} = - \left\{ \frac{\Delta H}{\Delta T_s} \right\}^{-1} \quad (4.3)$$

sowie analog für die wolkenfreie Atmosphäre

$$\lambda_0 = \left\{ \frac{\Delta F_0}{\Delta T_s} - \frac{\Delta S_0}{\Delta T_s} \right\}^{-1} = - \left\{ \frac{\Delta H_0}{\Delta T_s} \right\}^{-1} \quad (4.4)$$

Der Einfluß der Wolken auf die Klimasensitivität (*Cloud Feedback*) kann z. B. durch das Verhältnis von λ und λ_0 ausgedrückt werden:

$$\frac{\lambda}{\lambda_0} = \frac{\Delta H_0}{\Delta H} = 1 + \frac{\Delta CF}{G} \quad (4.5)$$

Mit dieser Definition ist die Wolken-Klima-Rückkopplung positiv, falls $\lambda > \lambda_0$ bzw. $\Delta CF > 0$. Da die Begriffe *Cloud Forcing* und *Cloud Feedback* häufig verwechselt werden, sei hier noch einmal betont: Beim *Cloud Forcing* CF handelt es sich um die Nettostrahlungswirkung der Wolken auf einen bestimmten Klimazustand, z. B. auf das heutige Klima. Dagegen bedeutet das *Cloud Feedback* ΔCF die Änderung von CF bei einem sich ändernden Klima.

Bild 2 zeigt λ und λ_0 für insgesamt 19 atmosphärische Zirkulationsmodelle. Dabei werden die Strahlungsflüsse der wolkenfreien Atmosphäre als Mittel über alle wolkenfreien Gitterpunkte zur Bestimmung von λ_0 bzw. als globales Mittel über alle Gitterpunkte zur Bestimmung von λ für denselben Modellauf berechnet. Es fällt auf, daß die Streuung der simulierten λ weitaus größer ist als die der λ_0 , vorwiegend bedingt durch die Modelle 15-19, die eine extrem große positive Wolkenrückkopplung simulieren. Die übrigen Modelle liegen im Sensitivitätsbereich 0,4 bis 0,6 K pro W/m^2 , wobei nur die Modelle 2 und 3 eine signifikant negative Wolkenrückkopplung aufweisen.

Hauptursache für die starke Streuung der Modellergebnisse

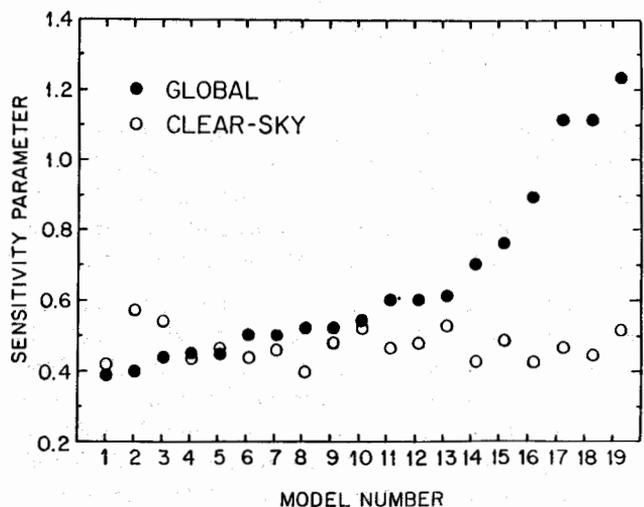
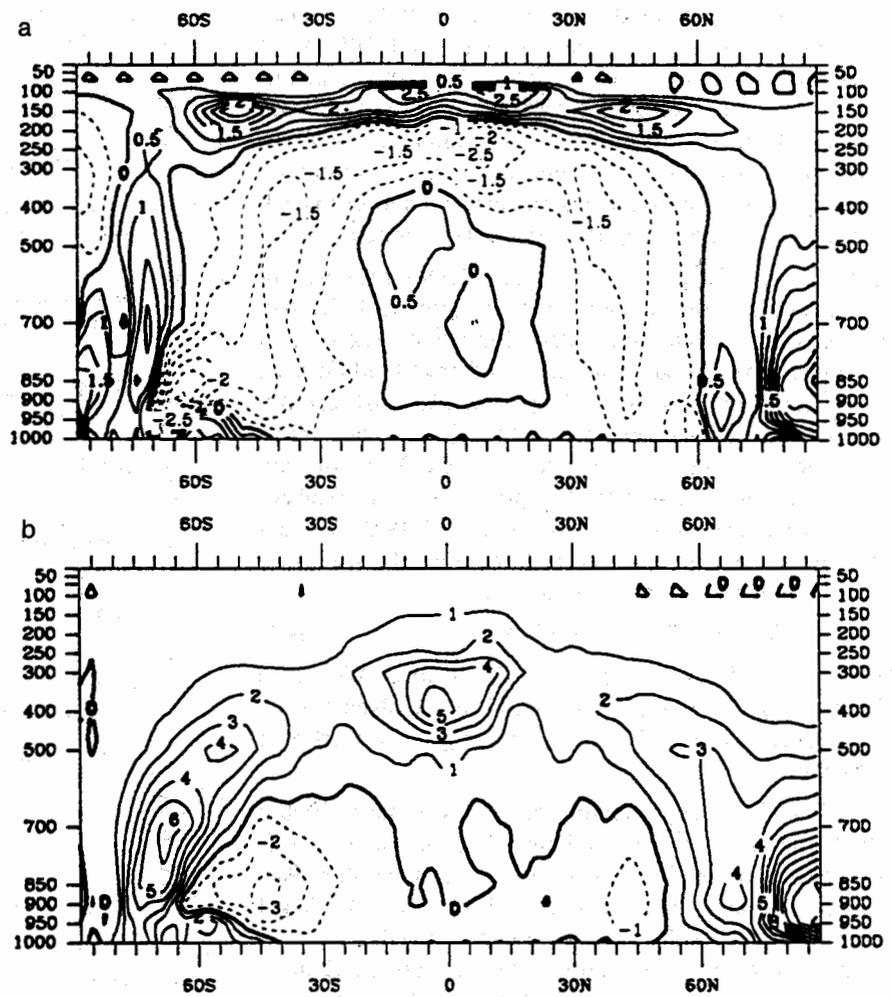


Bild 2: Klimasensitivitätsparameter λ bzw. λ_0 (K pro W/m^2 Strahlungsbilanzänderung) jeweils für die wolkenfreie Atmosphäre (offene Kreise) und für die bewölkte Atmosphäre (ausgefüllte Kreise), simuliert von 19 atmosphärischen Zirkulationsmodellen (CESS et al. 1990).

Bild 3: Änderung der zonal gemittelten Wolkenbedeckung (a) und des Wolkenwassergehalts (b) als Funktion der Höhe (Druck in hPa) und der geographischen Breite, simuliert mit dem ECHAM-Modell. Die Differenzen beziehen sich auf 10-jährige Mittel zwischen den Werten für eine um 2,5 K erhöhte Meeresoberflächentemperatur und heutigen Werten (J. PERLWITZ, persönliche Mitteilung). Einheiten: (a) Prozent für Bedeckungsgrad und (b) 10^{-3} g/kg für das Wolkenwassermischungsverhältnis.



ist die Vielfalt der möglichen Wolkenparameter-Änderungen, die individuell und in ihrer Wirkung auf den jeweiligen Spektralbereich sehr groß sind, aber sich in der Summe häufig ganz oder teilweise kompensieren. Als Beispiel sei in Bild 3 die Änderung zweier Wolkenparameter (Bedeckungsgrad und Wolkenwassergehalt) gezeigt als Reaktion auf eine Erwärmung der Meeresoberfläche um 2,5 K im globalen Jahresmittel, simuliert wiederum mit dem ECHAM-Modell.

Auffällig und typisch für fast alle Modelle ist eine Zunahme der sehr hohen Wolken bei gleichzeitiger Verringerung in den etwas tiefer gelegenen Niveaus. Diese Dipolstruktur resultiert aus einer Anhebung der Tropopause im wärmeren Klima. In ähnlicher Weise kann die Zunahme der Wolken in den polaren Gebieten bei gleichzeitiger Abnahme in Teilen der mittleren Breiten als Verschiebung der Wolken infolge einer polwärtigen Ausdehnung der Hadleyzelle gedeutet werden. Diese Umverteilung der Wolken verstärkt die Erwärmung, weil die Wolkenzunahme auf relativ kalte Gebiete beschränkt ist (Tropopause, Polargebiete), während die Wolkenabnahme in wärmeren und sonnenreicheren Gebieten erfolgt (Verstärkung des Wolken-Treibhauseffektes und Abnahme des Wolken-Albedoeffektes).

Auf der anderen Seite ist die Erwärmung der Atmosphäre auch mit einer generellen Zunahme des Wolkenwassergehaltes verbunden, speziell in der mittleren und oberen Troposphäre sowie in hohen Breiten (Bild 3b). Die Zunahme über der Arktis resultiert vor allem aus einer

deutlichen Zunahme von arktischen Stratuswolken während der Sommermonate. Die Wolkenwasser-Zunahme in einem wärmeren Klima ist im wesentlichen auf zwei Prozesse zurückzuführen, zum einen auf erhöhte Kondensationsraten infolge der höheren Wasserdampf-Konzentration im wärmeren Klima und zum andern auf einen Wechsel der Niederschlagsbildungsmechanismen im Modell: im wärmeren Klima vergrößert sich der Anteil der Wasserwolken auf Kosten der Eiswolken. Die Koaleszenz in Wasserwolken ist jedoch in der Regel weniger effizient als die Niederschlagsbildung in Mischwolken oder in Eiswolken. Damit erhöhen sich im Mittel die Lebensdauer, der Wassergehalt sowie die optische Dicke der Wolken. Folglich wird sowohl der Albedo-Effekt der Wolken vergrößert als auch der Wolken-Treibhauseffekt. Die Frage nach Größe und Vorzeichen der Wolken-Strahlungs-Rückkopplung ist weiterhin offen.

Fortschritte in der quantitativen Abschätzung von Wolken-Klima-Rückkopplungsprozessen sind nur dann möglich, wenn einerseits die Wolkenmodellierung in Klimamodellen auf möglichst gut fundierter physikalischer Basis steht und andererseits genügend und qualitativ ausreichende Beobachtungsdaten zur Validierung der Modelle vorliegen. Dabei müssen die Modelle nicht nur in der Lage sein, den Einfluß der Wolken auf den heutigen mittleren Klimazustand zu reproduzieren, sondern auch realistisch auf interne beobachtbare Schwankungen zu reagieren, z. B. auf regionale Anomalien der Ozeantemperatur im ENSO-Zyklus (El

Niño/Southern Oscillation) oder auf saisonale Temperaturänderungen. So ergab z. B. eine Analyse von ERBE-Daten (RAMANATHAN und COLLINS 1991), daß die Erwärmung des tropischen Pazifik während der warmen Phase von ENSO zu einer signifikanten Erhöhung des Wolken-Albedoeffektes führte und damit zu einer Dämpfung der Temperaturstörung. Mechanismen dieser Art müssen auch von Klimamodellen reproduziert werden können.

Ein anderes Beispiel ist der Jahresgang der Sonneneinstrahlung, der nicht nur Temperaturänderungen zur Folge hat, sondern auch Änderungen der Zirkulationssysteme und damit auch der Wolkenbedeckung und des Cloud Forcing. Eliminiert man den astronomischen Anteil (die jahreszeitliche Änderung der solaren Einstrahlung), so ist die jahreszeitliche Variation von CF allein auf die Variation von klimarelevanten Parametern beschränkt, wie z. B. Wolkenbedeckung oder Wolkenalbedo (CESS et al. 1992). Wendet man also den Operator δ (Abweichung vom Jahresgang) auf die Definition (3.3) an, so erhält man

$$\delta CF = \delta F_0 - \delta F + S_4 (\delta \alpha_0 - \delta \alpha). \quad (4.6)$$

Dabei ist δCF so definiert, daß ein positiver Wert eine Erwärmung des Klimasystems durch die Wolken (relativ zum Jahresmittel) bedeutet und ein negativer Wert eine Abkühlung.

Die Bilder 4a-c zeigen einen Vergleich von beobachteten (ERBE) und simulierten Änderungsraten gemäß der Definition (4.6) für den Juli 1985 relativ zum Jahresmittel 1985. In Äquatornähe erkennt man auf der Nordhalbkugel (NHK), was den solaren Spektralbereich angeht (Bild 4a), eine im Vergleich zum Jahresmittel erhöhte Abkühlung und, was den terrestrischen Spektralbereich angeht (Bild 4b), eine relative Erwärmung. Auf der Südhalbkugel (SHK) sind die Verhältnisse gerade umgekehrt. Dieses Ergebnis spiegelt die jahreszeitbedingte Verlagerung der Haupt-Konvektionsgebiete von der SHK auf die NHK wider. Summiert man die Unterschiede auf (Bild 4c), sieht man, daß die Meßdaten auf der NHK positive und auf der SHK überwiegend negative Werte liefern. Das umgekehrte Bild erhält man im Januar (hier nicht gezeigt). Die saisonale Änderung der Wolkenverteilung hat also generell eine Erwärmung der Sommerhalbkugel und eine Abkühlung der Winterhalbkugel zur Folge. Der rein astronomisch bedingte δSCF -Anteil auf Grund der jahreszeitlichen Variation der Sonneneinstrahlung bleibt dabei unberücksichtigt, vgl. Gl. (4.6). Die Modellsimulation zeigt eine ähnliche Tendenz, wenn man von den Tropen absieht, in denen die zu große δSCF -Amplitude (Bild 4a) zur Vorzeichenumkehr des Nettoeffektes δCF gegenüber den ERBE-Analysen führt.

Bei diesen Analysen ist jedoch zu beachten, daß die Ergebnisse keine Schlußfolgerungen auf die Rolle der Wolken bei

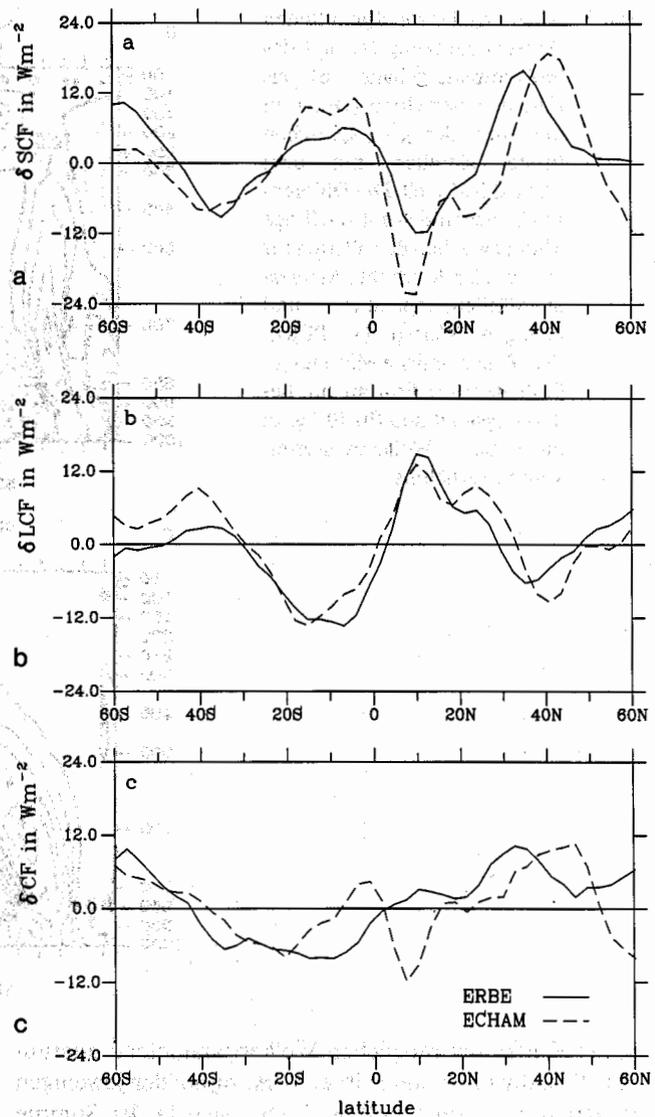


Bild 4: Abweichung des zonal gemittelten "Cloud Forcing" gegenüber dem Jahresmittel 1985 als Funktion der geographischen Breite, simuliert mit dem ECHAM-Modell (gestrichelt) und analysiert aufgrund von ERBE-Messungen (ausgezogen), jeweils für den Monat Juli 1985. Positive Werte bedeuten eine Erwärmung durch Wolkenveränderungen relativ zum Jahresmittel, negative eine Abkühlung.
a) Solarer Spektralbereich
b) Terrestrischer Spektralbereich
c) Nettoeffekt

einer globalen Erwärmung zulassen. Klimamodelle müssen jedoch diese Testverfahren erfolgreich bestehen, wenn sie zukünftig glaubwürdige Klimaprognosen liefern sollen.

Niederschlagsbeeinflussung am Beispiel der Hagelbekämpfung

1 Rechter Teil

Es war einmal ein wunderschönes Land mit einem weisen und gütigen König. Die Bewohner lebten froh und zufrieden. Der einzige Kummer des Königs war, daß jeweils in heißen Sommermonaten eine rätselhafte Krankheit die Untertanen befiel. Einige starben, doch viele kamen zwar geschwächt, doch ohne bleibende Schäden davon. Der König befahl seine Berater zu sich. Sie erkannten sogleich die Ursache der Krankheit: Es sei die Nahrung. Der König verordnete während der Sommermonate eine strikte Diät im ganzen Land. Trotzdem wurden einige Untertanen krank. Einige starben, doch viele kamen zwar geschwächt, doch ohne bleibende Schäden davon. Diese dankten dem König dafür, daß er sie vor dem Tod bewahrt hatte. Der König berief wiederum seine Berater zu sich. Sie erkannten sogleich die wirkliche Ursache der Krankheit: Es sei das Wasser. Der König befahl, daß während der Sommermonate kein ungekochtes Wasser getrunken werden durfte. Trotzdem wurden einige Untertanen krank. Einige starben, doch viele kamen zwar geschwächt, doch ohne bleibende Schäden davon. Diese dankten dem König dafür, daß er sie vor dem Tod bewahrt hatte. Der König war tief besorgt. Aus fernen Ländern ließ er Heiler kommen. Sie gaben dem König eine Medizin für seine Untertanen. Der Sommer kam und wieder wurden viele Bewohner krank. Einige starben, doch viele kamen zwar geschwächt, doch ohne bleibende Schäden davon. Diese dankten dem König dafür, daß er sie vor dem Tod bewahrt hatte.

2 Linker Teil

2.1 Die wolkenphysikalische Tatsache

Die grundlegende Idee bei der Niederschlagsbeeinflussung besteht in der künstlichen und spontanen Vereisung unterkühlter Wolkentröpfchen oder Niederschlagstropfen. Beide können in der Natur bis zu Temperaturen weit unter -10°C in flüssiger Form lange Zeit existieren. Durch Einbringen von Eiskeimen kann die Vielzahl unterkühlter Tröpfchen oder Tropfen einer Wolke oder Wolkenregion innert Sekunden in Eisteilchen umgewandelt werden. Solche Umwandlungen von unterkühlten Wolkentröpfchen in glitzernde Eiskristalle gehören zu beliebten Experimenten in Vorlesungen über Wolkenphysik und sind jedem Studierenden der Meteorologie bestens bekannt.

Wie gesagt, können solche Vereisungsexperimente im Labor in einer Wolkenkammer jederzeit demonstriert werden. Die ersten sensationellen Experimente dieser Art in der freien Atmosphäre gelangen Forschern der "General Electric" im Jahre 1947 (VONNEGUT 1947). Sie konnten durch Einbringen von künstlichen Gefrierkernen mit einem Flugzeug gewisse Regionen einer unterkühlten Stratuswolke auflösen. Dabei verfolgte das Flugzeug einen Flugweg, der die Initialen "GE" beschrieb. Wenig später löste sich der Stratus längs des Flugweges auf. Dies war ein klassisches

schwarz/weiß Experiment, das keine weiteren Beweise über die Wirksamkeit der Methode benötigte. Heute ist diese Methode zum Teil mit anderen Techniken auf vielen Flugplätzen eine Routineoperation, um Nebel aufzulösen, siehe AMS (1992).

Als Eiskeimsubstanzen haben sich vor allem Silberjodid (AgI) und Bleijodid bewährt. Diese Substanzen werden mit den verschiedensten Methoden als winzige Kristalle in Wolken eingebracht. Die Technik besteht darin, das Silberjodid entweder in eine Lösung zu geben und über einer Flamme zu verdampfen (Generatoren) oder einem Pyrotechnikum beizumischen und abzubrennen (Fackeln und Raketen). Mengemäßig können mit einer geschickten Technik bei -10°C bis 10^{14} Gefrierkerne pro Gramm Silberjodid produziert werden.

Als Konsequenz von dem oben erwähnten erfolgreichen Wettermodifikationsexperiment wurden in der Folge auf der ganzen Welt mehrere Regenvermehrungskampagnen und insbesondere Hagelabwehroperationen angefangen und über Jahre durchgeführt. Dabei tauchten eine Vielzahl ganz anderer, neuer Probleme und Fragen auf, welche typisch sind für komplexe Systeme wie beispielsweise Hagelwolken. Im folgenden Abschnitt soll der geschichtliche Gang in der wissenschaftlichen Hagelbekämpfung aufgezeigt werden, da er sehr schön den Umgang der Forschung mit komplexen Systemen illustriert.

2.2 Die Entwicklung der Niederschlagsbeeinflussung

Die Planung und Durchführung der Großversuche I-III zur Hagelabwehr beschreibt die zunehmende Erkenntnis der Wolkenphysiker, in Bezug auf prinzipielle Probleme bei der Wettermodifikation und wie sie wissenschaftlich und objektiv gelöst werden müssen. Die Großversuche I-III illustrieren dabei pars pro toto die Entwicklung bei der Wettermodifikation bezüglich Impftechnologie, Testgröße, Auswertung und Konzept. Die Tabelle 1 zeigt eine Zusammenstellung der verschiedenen Parameter. Interessant ist, daß auch heute noch in vielen Teilen der Welt Wettermodifikation wie im Großversuch II oder III beschrieben, routinemäßig gemacht wird.

Die Großversuche I-III wurden sämtliche in der Schweiz in Zusammenarbeit zwischen dem Labor für Atmosphärenphysik und der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt ausgeführt. Der Großversuch I zur Hagelabwehr dauerte von 1948-1952. Kleine Sprengstoffraketen mit 50 g TNT und einer Flughöhe von etwa 2 km wurden in Gewitterwolken gefeuert. Dies geschah in einem wohl definierten Testgebiet. Zum Vergleich wurde ein etwa gleich großes anderes Gebiet herangezogen, wo keine Raketen eingesetzt wurden. Der Vergleich der Hagelschäden zwischen den beiden Gebieten sollte über die Wirksamkeit der Methode Aufschluß geben. Nach dem fünfjährigen Versuch ergab sich kein Unterschied in der Schadenssumme der beiden Gebiete.

Tabelle 1: Die verschiedenen Parameter bei den Großversuchen I-IV zur Hagelabwehr

Großversuch	I	II	III	IV
Zeit	1948-53	1953-56	1957-63	1976-82
Ort	Tessin	Tessin	Tessin	Zentral-schweiz
Testgebiet ≙ Kontrollgebiet	nein	nein	ja	ja
Impftechnologie	Rakete	Boden-generator	Boden-generator	Rakete
Impfsubstanz	TNT	AgI	AgI	AgI
Impfhöhe	2000 m	?	?	6000 m
Impfmenge	-	?	?	5 kg
Impfkriterium	Gewitter	Gewittertag	Gewittertag	Radarreflektivität
Testgröße	Schäden	Schäden	Hagelmenge	Kinet. Hagelenergie
Randomisierung	nein	nein	ja	ja

Aufgrund der sensationellen Experimente der "General Electric" wurde im Großversuch II, der 1953 gestartet wurde, Silberjodid benützt. Total 20 Bodengeneratoren produzierten an hagelträchtigen Tagen einen Silberjodidrauch, von dem man hoffte, daß er durch Konvektionsströme in die „richtige“ Wolkenregion getragen würde. Wieder wurden zwei Gebiete definiert: Ein geschütztes und ein ungeschütztes und wiederum sollten die Hagelschäden als Testgröße benützt werden. Der Versuch wurde 1956 abgebrochen, weil die Statistiker erklärten, daß ein solcher Versuch wissenschaftlich nicht ausgewertet werden kann.

Im Großversuch III wurden all die Erfahrungen und Kenntnisse von früheren Versuchen benützt, um ein statistisch unanfechtbares Experiment zu planen. Zuerst wurde die Idee von zwei Gebieten fallengelassen. Es gab nur noch ein Testgebiet, welches an gewissen, mit dem Los bestimmten Tagen geimpft wird (Randomisierung). Geimpfte und ungeimpfte Gewitter stammen somit aus dem gleichen Testgebiet. Der Vorwurf, daß ungleiche Gewitterhäufigkeit in verschiedenen Gebieten das Resultat verfälschen würde, fiel damit weg. Im weiteren wurde eine objektive Testgröße, die Hagelmenge, festgelegt. Die Hagelmenge sollte mit einer Vielzahl von Beobachtern erfaßt werden und den Vorwurf, daß Hagelgewitter zu ungleichen Jahreszeiten verschieden große Schäden verursachen, entkräften. Wiederum wurde mit Bodengeneratoren Silberjodid als Rauch in die Wolken transportiert. Die statistische Auswertung dieses schon recht genau definierten Experimentes ergab nach einer siebenjährigen (1957-1963) Versuchsdauer keinen Unterschied zwischen geimpften und ungeimpften Hagelgewittern.

Dieses unbefriedigende Resultat rief natürlich nach einem neuen Versuch, um die vielen Fragen zu klären, welche sich bei der Auswertung ergeben hatten. Man war sich jedoch einig, daß erst nach einer wesentlichen Weiterentwicklung

in wolkenphysikalischer, statistischer und experimenteller Hinsicht ein neuer Versuch durchgeführt werden sollte.

3 Der Großversuch IV

Im Kapitel 2 wurde aufgezeigt, wie die Experimente für die Niederschlagsbeeinflussung zunehmend quantifiziert und besser definiert wurden. Im Großversuch IV sind diese Bemühungen so gut wie immer möglich realisiert worden. Aufgrund früherer Erfahrungen und dank der Erkenntnisse von anderen Wettermodifikationsexperimenten wurden die folgenden Voraussetzungen als notwendige Bedingungen für ein ernstzunehmendes wissenschaftliches Experiment definiert:

- 1.) Das Experiment darf *nicht* mit einer Hagelabwehr-operation gekoppelt sein.
- 2.) Testgebiet und Kontrollgebiet sind identisch.
- 3.) Randomisierung, Impfkriterium und Testgröße werden objektiv bestimmt.
- 4.) Die Impfhypothese muß wolkenphysikalisch sinnvoll sein.
- 5.) Der statistische Test, die Testgröße und die Randomisierung müssen publiziert werden.

Im folgenden werden einige dieser Punkte anhand des Großversuches IV illustriert.

3.1 Testgebiet

Das Testgebiet für ein Wettermodifikationsexperiment sollte möglichst groß, einigermaßen homogen und den zu modifizierenden Niederschlagssystemen angepaßt sein. Das Gebiet vom Großversuch IV wurde in der Zentralschweiz gefunden. Es umfaßte etwa 1000 km² und war so gewählt worden, daß die am häufigsten auftretenden Gewitter, aus Südwesten kommend, möglichst lange im Testgebiet geimpft werden konnten, siehe Bild 1. Die oben definierte Bedingung 1 war erfüllt, indem der Geldgeber expressis verbis keine Hagelabwehr, sondern ein wissenschaftliches Resultat über die zur Zeit erfolversprechendste Hagelabwehrmethode forderte. Es dürfte klar sein, daß ein objektives, der Wissenschaft dienendes Resultat nur schwer oder kaum erhalten werden kann, falls das Experiment von Hagelabwehrorganisationen finanziert wird. Auch die Bedingung 2 war per definitionem erfüllt.

3.2 Impfhypothese, Impftechnik und Impfkriterien

Die Hagelabwehrmethoden der Sowjetunion machten in den 70 und 80'er Jahren wegen ihrer sensationellen Erfolge von in der Regel 90% Hagelreduktion durch impfen weltweit Schlagzeilen. Die Methoden waren kurz nach dem 2. Weltkrieg entwickelt worden. Sie zeichneten sich durch eine wolkenphysikalisch sinnvolle Impfhypothese aus: In der sogenannten Hagelbildungszone, siehe Bild 2, wird eine massive Impfung der unterkühlten großen Regentropfen durch Silberjodid mittels Raketen gemacht. Dadurch sinkt das Angebot an verfügbarem, unterkühltem Wasser und die Bildung großer Hagelkörner ist verunmöglicht. Dieses Konzept, die benützte Impftechnik in Form von Raketen mit einer Impfmenge von etwa 5 Kilogramm und das objek-

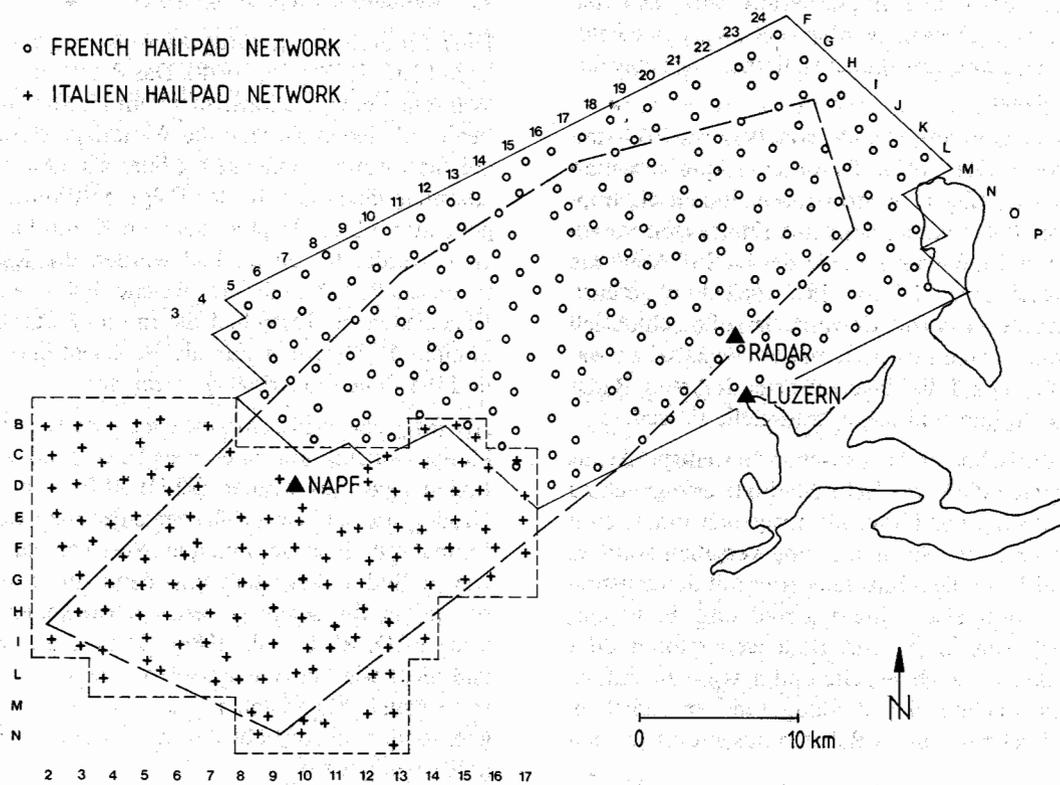


Bild 1: Das Testgebiet vom Großversuch IV in der Zentralschweiz. Die Kreuze, bzw. die Kreise bezeichnen Standorte, wo ein Hageldetektor mit einer Auffangfläche von $0,1 \text{ m}^2$ aufgestellt war. „Napf“ bezeichnet den im Testgebiet liegenden dominierenden Berg (1408 m ü. M.), an dem sich sehr viele Cumulonimben bilden.

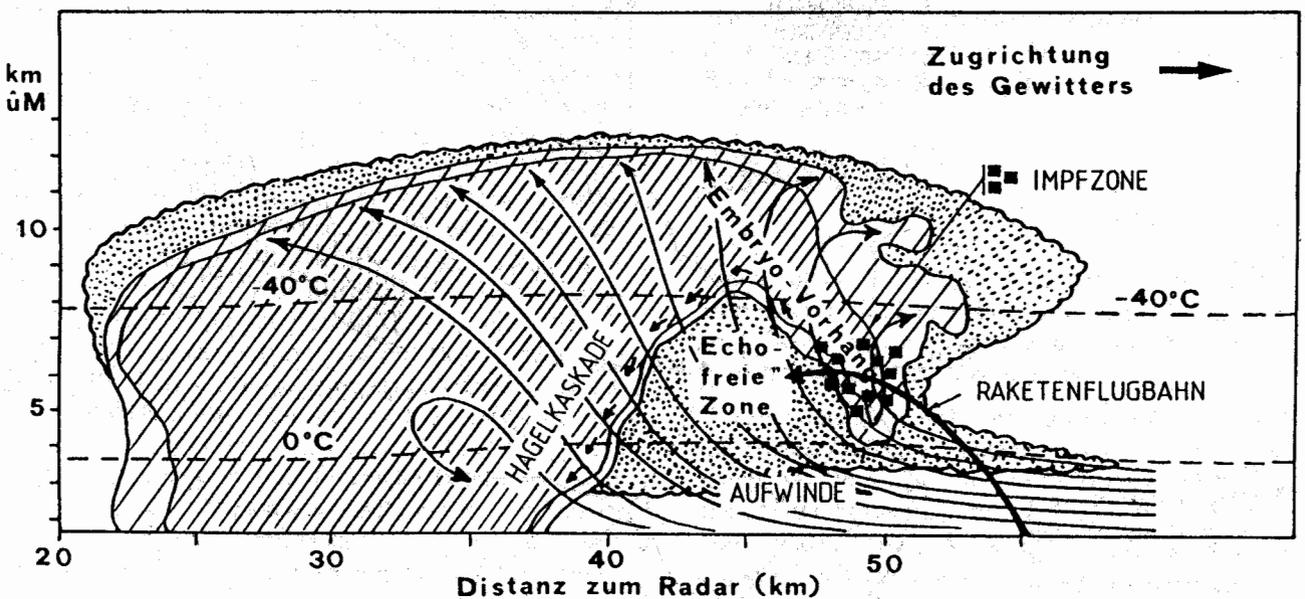


Bild 2: Das konzeptionelle Hagelzellenmodell, wie es im Großversuch IV benutzt wurde. In der Impfzone befinden sich die zu vereisenden unterkühlten großen Regentropfen.

tive mit Radar bestimmte Impfkriterium versprach den propagierten Erfolg. Deshalb wurden auch zwei große Feldexperimente gestartet, um die sowjetische Hagelabwehrmethode zu testen.

Ein Experiment fand in Colorado von 1972 bis 1974 statt (FOOTE und KNIGHT 1979). Es war eine Approximation an die sowjetische Hagelabwehrmethode, indem die Impfung nicht mit Raketen, sondern mit Flugzeugen vorgenommen wurde. Eine exakte Kopie der UdSSR-Methode wurde im Großversuch IV von 1977-1982 durchgeführt, siehe FEDERER et al. (1978). Es wurde darauf geachtet, daß die Hagelabwehr völlig identisch zu der sowjetischen war und zwar in Bezug auf die Raketenwerfer, Raketen, Radar für das Impfkriterium und das operationelle Procedere.

Vom organisatorischen und logistischen Gesichtspunkt aus gesehen versprach die sowjetische Methode erfolgreich zu sein, konnte doch jeder Punkt im Testgebiet innert zwei Minuten mit einer massiven Impfung versehen werden. Dies zeigt Bild 3, wo die 5 Raketenwerfer mit den entsprechenden Wirkungskreisen eingezeichnet sind. Es ist einleuchtend, daß Impfungen mit Bodengeneratoren oder Flugzeugen nie eine solch gezielte und massive Beeinflussung der wesentlichen Hagelbildungszone ermöglichen, wie dies mit hochreichenden Raketen ausgeführt werden kann.

Auch das verwendete Impfkriterium war der Impfhypothese sinnvoll angepaßt: Wachsende Gewitterzellen wurden dann als hagelträchtig erklärt, falls die Wolke eine gewisse Höhe und eine gewisse kritische Radarreflektivität, d. h. Größe der Niederschlagspartikel, erreicht hatte. Dann mußte die Hagelzelle so lange geimpft werden, bis das erwähnte Kriterium nicht mehr erfüllt war, siehe FEDERER et al. (1978). Eine Untersuchung, welche vor Beginn des Großversuches IV durchgeführt wurde, zeigte, daß das Impfkriterium Hagelzellen in der Tat frühzeitig sicher und zuverlässig erkennen kann.

3.3 Randomisierung, Testgröße und Test

Die Randomisierung wurde tageweise vorgenommen, siehe auch FEDERER et al. (1978). Das Procedere war wie folgt: Während der Operationsdauer vom 15. Mai bis 15. September wurde jeden Morgen die Wetterlage studiert. War die Gewitterwahrscheinlichkeit größer als 30%, so wurde ein Alarmtag deklariert. In der Folge bestimmte ein Zufalls-generator, ob ein Impftag oder ein Kontrolltag ausgesprochen wurde. Im ersten Fall wurden die Raketenwerfermannschaften mobilisiert, welche beim Auftreten von Hagelzellen im Testgebiet die Impfung durchführten. Im zweiten Fall wurden nur die Beobachtungen ausgeführt und die Zellen radarmäßig vermessen.

Als Testgröße wählte man die kinetische Energie der Hagelkörner, welche von einer Hagelzelle produziert und am Boden registriert wurden (FEDERER et al. 1986). Diese Größe wurde auf zwei völlig verschiedene Arten bestimmt. Einmal mit einem sehr dichten Netz von Hageldetektoren wie in Bild 1 dargestellt und dann mit einem präzisen, besonders für solche Zwecke entwickelten Radargerät, siehe FEDERER et al. (1986). Damit hatte man Gewähr, daß nicht wie bei Hagelschäden eine sehr unsichere und von vielen Faktoren abhängige Größe zum Test herangezogen, sondern ein objektiv bestimmbarer Parameter als Testgröße benützt wurde.

Für die Auswertung des Großversuches benutzte man einen vor Beginn des Experimentes festgelegten Randomisierungstest, siehe FEDERER et al. (1978) und FEDERER et al. (1986). Es wurde ein besonderes Gewicht darauf gelegt, die vorhandenen Daten optimal zu nutzen, d. h. es wurden nicht nur die eigentlichen Testgrößen im Test verwendet, sondern die Vielzahl zusätzlich gemessener Parameter wolkenphysikalischer und radarmeteorologischer Art einer Hagelzelle wurden ebenfalls im Test berücksichtigt. Dies hatte den Vorteil, daß die große Schwankungsbreite der Testgröße von Hagelzelle zu Hagelzelle reduziert

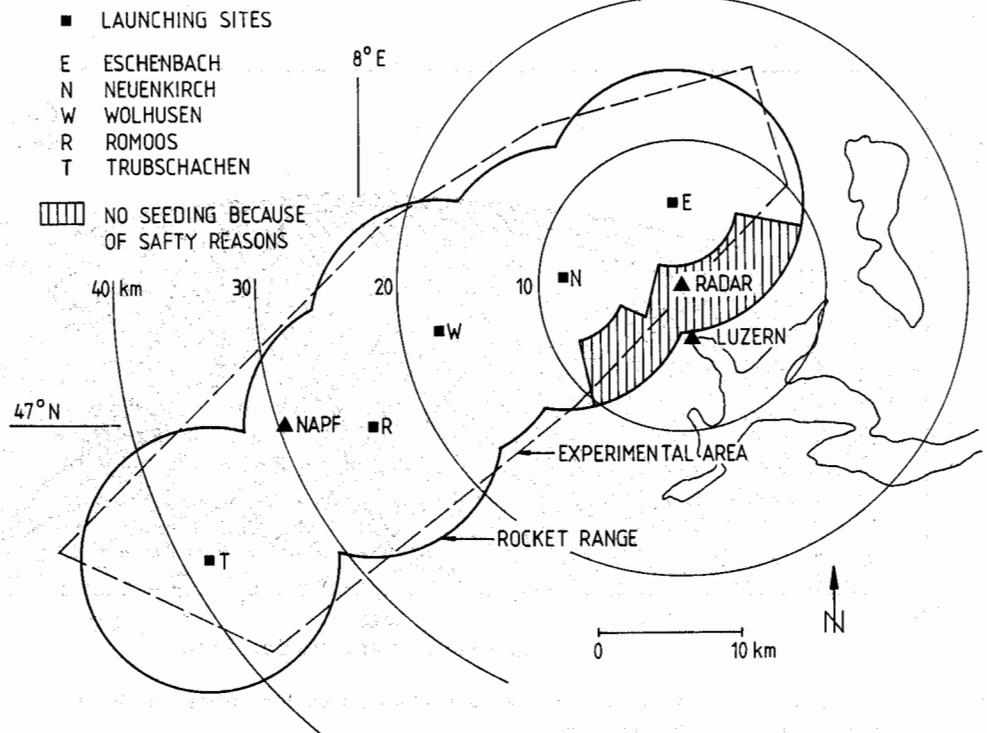


Bild 3: Das Testgebiet vom Großversuch IV mit den 5 Standorten der Raketenwerfer. Ebenfalls eingezeichnet sind die Wirkungskreise der Raketen.

werden konnte, wodurch der Test aussagekräftiger wurde. All diese Parameter und Testgrößen müssen vor Beginn des Versuches genau festgelegt und definiert werden, dann kann man von einem sogenannten reinen, *konfirmatorischen* Test sprechen, der wesentlich mehr Aussagekraft enthält, als ein a posteriori bestimmter Test mit entsprechenden Variablen (exploratorische Auswertung).

3.4 Das Resultat

Das Hauptresultat des Hagelabwehrexperimentes Großversuch IV lautet wie folgt: Es gibt keinen statistisch signifikanten Unterschied zwischen geimpften und ungeimpften Hagelzellen. Dieses Ergebnis haben sowohl die Daten, welche mit den Hageldetektoren als auch mit den Radar bestimmt wurden, bestätigt. Es ist damit in Übereinstimmung mit dem Resultat, welches im Experiment von Colorado (FOOTE und KNIGHT 1979) gewonnen wurde. Wie erklärt sich nun die Diskrepanz zwischen den Ergebnissen der beiden wissenschaftlichen Experimente einerseits und den Erfahrungen operationeller Hagelabwehrer aus Ost und West andererseits?

Zu einem großen Teil ist sicher das durchaus verständliche Wunschenken der Hagelabwehrer für die optimistische Beurteilung ihrer Resultate verantwortlich. Dann hilft das Phänomen Hagel aus statistischen Gründen ebenfalls bei der Unterstützung der „Erfolgshypothese“, weil Hagel, wie wir alle wissen, ein seltenes Ereignis ist. D. h. ein großer Teil der geimpften oder sonst behandelten Gewitterzellen produziert in der Tat keinen Hagel. Dies wäre zwar auch ohne „Beeinflussung“ so verlaufen, trotzdem wird die große Anzahl Regengewitter allesamt in die Erfolgsbilanz eingebucht. Obwohl es einleuchtet, daß dies natürlich nur ein Scheinerfolg ist, ist es schwierig, denselben zu entkräften. Das zweite, häufig verwendete Argument hat folgenden Inhalt: Wenn ein Gewitter Hagel von einer bestimmten Größe produziert, kann immer argumentiert werden, daß ohne Abwehr alles noch viel schlimmer geworden wäre. Auch hier ist der Gegenbeweis nicht einfach zu erbringen.

Wie wir vorgängig gesehen haben, benötigt jede der obigen Behauptungen einen nach strengen Maßstäben definierten, randomisierten und mit großem Aufwand durchgeführten Versuch. Dies wurde bis jetzt noch nie und wird wohl auch kaum je von einer operationellen Hagelabwehrorganisation realisiert werden. Von wissenschaftlicher Seite her ist die im Großversuch IV benützte Impfhypothese nach Versuchsende erschüttert worden: in situ Messungen in Gewitterwolken mit einem speziellen Flugzeug haben keine unterkühlten großen Regentropfen gefunden (WALDVOGEL et al. 1987). Damit fällt das wesentliche Argument für die Wirksamkeit der sowjetischen Methode (siehe Figur 2) weg und das Ergebnis des statistischen Versuches wird verständlich. Der Vollständigkeit halber muß hinzugefügt werden, daß die Flugzeugpenetrationen ausschließlich gegen Ende der Gewitter erfolgten. Rein hypothetisch wäre also möglich, daß, wenn zu Beginn der Hagelzellen die sowjetische Hypothese gilt, eine Hagelreduktion möglich wäre, welche dann allerdings im späteren Verlauf der Hagelzelle durch eine wegen der Impfung vermehrte Hagelproduktion wieder ausgeglichen wird. Es dürfte klar sein, daß auch diese Hypothesen mit Beweisnot behaftet sind.

4 Niederschlagsbeeinflussung 1992

In den vorhergehenden Kapiteln wurde die komplexe Situation in der Niederschlagsbeeinflussung diskutiert: Im Abschnitt 1 wurden insbesondere die dabei auftretenden Schwierigkeiten (Beweisnot) gleichnishaft geschildert. In den Abschnitten 2 und 3 wurden die Anforderungen an ein aussagekräftiges, wissenschaftlich akzeptierbares Experiment definiert. Zudem wurde beschrieben, wieso eine Diskrepanz zwischen wissenschaftlicher Forschung und operationeller Abwehr möglich ist. Doch wo steht die Wettermodifikation gut 50 Jahre nach der sensationellen Entdeckung von VONNEGUT (1947)?

Einen Bericht über den Stand 1992 gibt die American Meteorological Society (AMS 1992). Die wesentlichen Punkte sind wie folgt:

4.1 Nebel und Stratus

Die Auflösung von unterkühlten Nebeln und tiefen Stratuswolken ist an vielen Flugplätzen zur Routine geworden. Dabei werden unterschiedlichste Methoden benützt, um den Vereisungsprozeß zu initiieren.

4.2 Niederschlagsvermehrung

Eine Niederschlagsvermehrung mit unterkühlten orographischen Wolken scheint möglich. Saisonale Niederschlagszunahmen von etwa 10% scheinen wahrscheinlich. Die Beeinflussung konvektiver Zellen ist nicht eindeutig. Niederschlagszu- und Abnahmen wurden gefunden. Die künstliche Veränderung vom warmen Niederschlagsprozeß konnte in Bezug auf Niederschlagsvermehrung nicht nachgewiesen werden.

4.3 Hagelbekämpfung

Die Diskrepanz zwischen operationeller Hagelabwehr und einwandfrei definierten, randomisierten, wissenschaftlichen Experimenten wird erkannt. Eine eindeutige Antwort über Zu- oder Abnahme von Hagel bei einer künstlichen Beeinflussung von Hagelzellen gibt es bis heute nicht.

5 Schlußfolgerungen

Die Antwort auf die Niederschlagsbeeinflussungsmöglichkeiten scheint klar. Nebel und Stratus können eindeutig beeinflußt werden. Niederschlagsvermehrung oder Hagelverminderung im Sinne eines schwarz/weiß Experimentes sind nicht nachzuweisen und höchstwahrscheinlich bis heute nicht machbar. Was ist zu tun?

Die zunehmende globale Bedeutung von Wolken und Niederschlägen ruft nach einem besseren Verständnis der komplexen Vorgänge, wie sie in Wolken ablaufen. Vermehrte und besser instrumentierte in situ Messungen von den verschiedensten Wolkentypen, bessere Fernerkundungsmöglichkeiten und besser angepaßte numerische Modelle sind wohl die mühsame, aber langfristig einzig vertretbare Lösung, um die aufgeworfenen Fragen zu beantworten.

Schlagwortverzeichnis zur Wolkenphysik und Wolkendynamik

In dieser Zusammenstellung sind die wichtigsten Begriffe, die in den Heften PROMET 1/2/3 '93 verwendet wurden, erläutert. Das Verzeichnis erhebt nicht den Anspruch, sämtliche für die Wolkenphysik wesentliche Begriffe zu enthalten. Bei den Definitionen wurde berücksichtigt, daß sich für einige dieser Begriffe bisher keine einheitliche Definition durchgesetzt hat und daß manche dieser Prozesse in der Literatur unterschiedlich bezeichnet werden. In diesen Fällen wurden unscharfe Formulierungen gewählt.

Abwind (downdraught): Abwärts gerichtete Luftströmung von geringer horizontaler Ausdehnung. S. a. → Aufwind.

Aerosol: Polydisperses Ensemble von luftgetragenen festen oder flüssigen Teilchen (A.-Partikel), die hauptsächlich aus einer (oder mehreren) anderen Substanz(en) als Wasser bestehen.

Aggregation: Vereinigung von → Eispartikeln, meist → Eiskristallen, durch Verhaken und/oder Anfrieren.

Akkommodationskoeffizient: Anteil von H₂O-Molekülen, die beim Auftreffen auf eine Oberfläche aufgenommen werden bzw. thermisches Gleichgewicht erreichen, an der Gesamtzahl der auf die Oberfläche auftreffenden H₂O- bzw. Luft-Moleküle (Massen- bzw. Wärmeakkommodationskoeffizient); Wert zwischen 0 und 1; unterschiedlich für → Kondensation und → Deposition.

Akkreszenz (accretion): Wachstum einer (großen) Niederschlagspartikel (Regentropfen, Eispartikel) durch → Koagulation mit (kleinen) Wolkentröpfchen.

Aufwind (updraught): Aufwärts gerichtete Luftströmung von geringer horizontaler Ausdehnung. In Cumulonimben sind Aufwindgeschwindigkeiten von weit über 10 m/s beobachtet worden. S. a. → Abwind.

Autokonversion (autoconversion): Bildung von → Regentropfen durch → Koagulation von → Wolkentröpfchen.

Bereifen/Vergraulen: Anfrieren von Tropfen an → Eispartikeln.

Bergeron-Findeisen-Prozeß: Depositionswachstum von → Eispartikeln auf Kosten unterkühlter Tropfen, weil bei $T < 0^{\circ}\text{C}$ und gleicher Temperatur der Teilchen der Sättigungsdampfdruck über Eis geringer als über Wasser ist. Effektiver Mechanismus zur Niederschlagsbildung in mittleren Breiten. Manchmal wird unter dem B.-F.-P. das Wachstum der Eispartikel außer durch → Deposition auch durch → Bereifen zu Lasten der Tropfen verstanden.

Bodenecho (ground clutter): Radarsignal, das an stationären Hindernissen (Berge, Häuser) reflektiert wird; führt zu Interpretationsproblemen, wenn z. B. stationäre Niederschlagsereignisse auftreten.

Break up: Zerplatzen von Tropfen infolge hydrodynamischer Instabilität (hydrodynamic b.) oder Bildung von mehr als zwei kleineren Tröpfchen nach dem Zusammenstoß zweier Tropfen (collision induced b., disruption).

Brownsche Molekularbewegung: Unregelmäßige, taumelnde Bewegung von kleinen Teilchen in gasförmiger oder flüssiger Umgebung aufgrund von Stößen zwischen den Teilchen und den Molekülen des sie umgebenden Mediums.

Cirrus: Einzelne hohe Wolken in Form von weißen, feinen Fasern, Flecken oder Bändern. Häufig federartiges und/oder schimmerndes Aussehen.

Cloud feedback (nach CESS et al. 1990): Quotient der → Klimasensitivitätsparameter, die sich aus Berechnungen mit und ohne Wolken ergeben. C. f. ist proportional zur Änderung des → cloud (radiative) forcings bei einer Störung des Klimasystems.

Cloud (radiative) forcing: Differenz der Nettostrahlungsflußdichten für eine Atmosphäre, in der Wolken vorhanden sein können, und eine wolkenfreie Referenzatmosphäre. Die Flußdichten beziehen sich auf den Ober- und Unter- rand der Atmosphäre.

Collection kernel: → Koagulationsfunktion

Collision efficiency: Dimensionslose Funktion, die berücksichtigt, daß die Strömungsfelder um zwei sich aufeinanderzubewegende Partikel einander beeinflussen; dies wirkt sich auf die Trajektorien der Stoßpartner und damit auf den Kollisionsvorgang aus.

Cumulus: Einzelne dichte, scharf abgegrenzte Wolke in Form von Haufen, Türmen oder Kuppeln. Der aufquellende obere Teil hat ein blumenkohlartiges Aussehen. Bildung durch → Konvektion in hochreichend feuchtlabil geschichteter Atmosphäre. Erzeugt evtl. schauerartigen Niederschlag.

Dendrite: Eiskristalle mit stark verzweigter, im Idealfall hexagonal symmetrischer Struktur.

Deposition: Allgemein die Ablagerung von atmosphärischen Spurenstoffen an einer Oberfläche. Hier: Phasenübergang von H₂O-Dampf in Eis. Umgekehrter Prozeß: Sublimation.

Detrainment: Horizontales, am Wolkenober- und unteren Rand auch vertikales Einmischen von Wolkenluft in ihre Umgebung. Umgekehrter Prozeß: → Entrainment.

Diffusionswachstum: Häufig verwendeter Begriff für → Kondensation und → Deposition, weil Wasserdampf bei diesen Prozessen durch Diffusion zu einer Partikel bzw. von ihr weg transportiert wird.

Dissipative Strukturen: Zeitliche und/oder räumliche Strukturen, die sich in offenen Systemen bei starken Abweichungen vom thermodynamischen Gleichgewicht aufgrund interner Wechselwirkungen der Bestandteile des Systems ausbilden können.

Dopplerradar: Radargerät, mit dem aus der Frequenzverschiebung eines Echos, das von einem sich bewegenden Objekt empfangen wird (Dopplerverschiebung), die radikale Objektgeschwindigkeit bestimmt wird.

Echtzeit: Darstellung eines Phänomens, wobei die Zeitdifferenz zwischen Messung und Präsentation eines Meßergebnisses kurz ist.

Eiskeime: Gattungsnahme für Substanzen, die gewöhnlich in Form von Aerosolpartikeln vorliegen und die bei geeigneter → Übersättigung oder Unterkühlung Eis bilden. S. a. → Nukleation.

Eiskristall: Ausschließlich durch → Deposition gewachsene → Eispartikel mit regelmäßiger, meist symmetrischer geometrischer Struktur.

Eismultiplikation: Erzeugung von → Eispartikeln durch Prozesse, die bereits die Existenz von stabilen Eispartikeln voraussetzen, z. B. Zerbrechen von Eispartikeln, Absplittern von winzigen Eiskristallen beim Bereifen von Eispartikeln oder Gefrieren von Tropfen.

Eispartikel: Sammelbezeichnung für eine makroskopische Partikel, die durch Gefrieren eines Wolkentröpfchens (ice pellet), durch Depositionskeimbildung (Eiskristall) oder durch → Eismultiplikation entstanden ist. E. können aus mehreren Eiskristallen, -partikeln oder Tropfen gebildet sein.

Entrainment: Horizontales, am Wolkenoberrand auch vertikales Einmischen von Umgebungsluft in eine Wolke. Umgekehrter Prozeß: → Detrainment.

Formvar: In Chloroform gelöstes Kunstharz; Verwendung zum Einschluß von → Eiskristallen mit → Replikatoren.

Größenverteilungsfunktion: Anzahl- oder Massendichte von → Hydrometeoren als Funktion von Ort, Zeit und mindestens einer → inneren Koordinate; auch als Größenspektrum bezeichnet.

Hagel: Niederschlagspartikel in Form von kleinen Eiskugeln oder -stücken mit einem Durchmesser zwischen ca. 5 und 50 mm, die einzeln oder als zusammengesetzte Klumpen fallen.

Hagelembryo: Eispartikel, die unter geeigneten Umständen (z. B. großes Angebot an unterkühlten Tropfen) schnell zu Hagelkörnern anwachsen können.

Heterogenes System: System, in dem mehrere Phasen koexistieren.

Hydrometeor: a) Flüssige oder feste Partikel in der Atmosphäre, die zumindest teilweise aus Wasser oder Eis besteht; b) Ansammlungen solcher Teilchen, die in der Atmosphäre schweben oder durch die Atmosphäre fallen.

Impaktor: Gerät zum Einfangen von Partikeln.

Impfen: Einbringen von künstlich hergestellten → Eiskeimen (z. B. durch Verbrennen von Silberjodid) in unterkühlte Wolken; soll wegen des vermehrten Angebots an Eiskeimen zu einer geringeren Anzahl großer Hagelkörnern führen.

Innere Koordinate: Neben den Ortskoordinaten weitere unabhängige Variable, die die innere Struktur des Systems beschreibt. In der Wolkenphysik werden als i. K. Größenmaße der → Hydrometeore (wie Radius, Durchmesser, Masse) oder Aerosol- bzw. Salzgehalt verwendet.

Irreversibler Prozeß: Durch thermodynamisches Ungleichgewicht angeregter, einseitig gerichteter Prozeß, durch den Entropie produziert wird; z. B. Wärmeleitung, → Kondensation.

Kinetische Grenzschicht: Grenzschicht in unmittelbarer Nähe einer Partikeloberfläche, in der Transporte nicht mehr diffusiv, sondern nach den Gesetzen der Gaski-

netik erfolgen. Die Dicke der k. G. ist von der Größenordnung der mittleren freien Weglänge. Auch *Knudsen-Schicht* genannt.

Klimasensitivität (-sparameter) (climate sensitivity parameter, nach CESS et al. 1990): Quotient aus der Änderung der global gemittelten Erdoberflächentemperatur und der Störung der planetaren Strahlungsbilanz am Oberrand der Atmosphäre, z. B. aufgrund eines geänderten atmosphärischen CO₂-Gehaltes.

Koagulation: Allgemein die Vereinigung von unterschiedlich großen Partikeln. Hier: K. im engeren Sinn: Kollision und → Koaleszenz von Tropfen; K. im weiteren Sinn: Kollision und Anhaften beliebiger → Hydrometeore. Spezielle K.prozesse sind → Akkreszenz, → Auto-konversion und → self collection.

Koagulationsfunktion: Funktion, die ein Maß für die Koagulationswahrscheinlichkeit eines Hydrometeors bzgl. anderer Hydrometeore darstellt; enthält im allgemeinen Fall die → collision efficiency als Korrekturfunktion.

Koaleszenz: Zusammenfließen von Tropfen.

Koinzidenz: Zusammentreffen gleichzeitiger Ereignisse. Hier: Gleichzeitiges Auftreten zweier oder mehrerer Partikel im Probevolumen eines Partikel-Meßgerätes.

Kolloidale Instabilität: Transformation einer Wolke, die Partikel mit unterschiedlichen Eigenschaften (Größe, Phase) enthält, durch das Wachstum einzelner Partikel zu Lasten der übrigen Teilchen (z. B. durch → Koagulation oder → Bergeron-Findeisen-Prozeß), wobei Niederschlag gebildet wird.

Köhler-Kelvin-Beziehung: Zusammenhang zwischen → Übersättigung und Radius eines Lösungstropfens (mit gekrümmter Oberfläche), der sich im thermodynamischen Gleichgewicht mit seiner gasförmigen Umgebung befindet.

Kondensation: Allgemein der Phasenübergang einer Substanz von der gasförmigen zur flüssigen Phase, hier speziell von H₂O. Umgekehrter Prozeß: Verdunstung.

Kondensationskern: Partikel, die zu sichtbarer Größe anwächst, wenn Wasserdampf auf ihr kondensiert.

Konvektion: Vertikalbewegung von Luftelementen aufgrund von Auftriebskräften in einer statisch instabil geschichteten Atmosphäre. In hinreichend feuchter Luft bilden sich Wolken vom Cumulus-Typ. Konvektion bewirkt einen effektiven Vertikaltransport von Energie, Impuls und Masse.

Liquid water drag: Widerstand, den eine Luftströmung durch fallende → Hydrometeore erfährt; erzeugt → Abwindgebiete in Wolken.

Marshall-Palmer-Verteilung: Zweiparametrische Exponentialverteilung zur approximativen Beschreibung eines Regentropfenspektrums.

Massenbruch: Verhältnis der Masse bzw. Partialdichte einer Substanz zur Masse bzw. Dichte von Luft (incl. Kondensat).

Mischungsverhältnis: Verhältnis der Masse bzw. Partialdichte einer Substanz zur Masse bzw. Partialdichte von trockener Luft.

Mischwolke: Wolke, in der Eispartikel und unterkühlte Tropfen koexistieren; Eispartikelwachstum u. a. durch

den → Bergeron-Findeisen-Prozeß und/oder durch → Bereifen.

Nebel: Am Boden aufliegende → Wolke.

Niederschlagbares (ausfällbares) Wasser (Precipitable water): Wassermenge (pro Flächeneinheit), die aus dem Wasserdampf einer vertikalen Luftsäule maximal auskondensieren und als Niederschlag ausfallen kann.

Niederschlagsfluß: (Spektral integrierter) Massenfluß von Niederschlagspartikeln aufgrund ihrer → Sedimentation. N. hat die Dimension Masse Niederschlag pro Flächen- und Zeiteinheit.

Niederschlagsrate, -intensität: Der mit der Dichte von Wasser normierte → Niederschlagsfluß, der die Erdoberfläche erreicht; üblicherweise in mm/h angegeben.

Nukleation: Initiierung einer neuen Phase in der bestehenden Phase derselben Komponente (*homogene N.*) oder an einem Nukleationskern (*heterogene N.*). Für Eisteilchen Unterscheidung von 4 Arten der heterogenen N. (*deposition nucleation:* Eisbildung in einer (eisübersättigten) Dampfumgebung; *freezing nucleation:* Eisbildung in einer (unterkühlten) flüssigen Umgebung; umfaßt *condensation f.n.:* Abfolge von Vorgängen, wobei ein Wolkenkondensationskern das Gefrieren des Kondensats einleitet; *contact f.n.:* Keimbildung durch ein unterkühltes Tröpfchen, nachdem es mit einer Partikel in Kontakt gekommen ist; *immersion f.n.:* Keimbildung in unterkühltem Wasser durch einen Keim, der in der Wassermasse suspendiert ist).

Nukleus, Nukleationskern, Keim: Gattungsname für Aerosolpartikel, an denen ein Phasenübergang von H₂O erfolgt: Übergang von Wasserdampf in die flüssige Phase (Kondensationskern) oder feste Phase (Sublimationskern) oder Übergang von H₂O aus der flüssigen in die feste Phase (Gefrierkern).

Parametrisierung: Pauschale Beschreibung der Wirkung subskaliger Prozesse durch mathematische Ansätze, in denen nur verfügbare skalige Variable auftreten.

Phasenfluß: Massenumwandlungsrate, die einen Phasenübergang beschreibt, z. B. Kondensationsrate.

Polydisperses System: System bestehend aus gleichartigen Teilchen unterschiedlicher Größe.

Primärer Eisbildungsmechanismus: → Nukleation von Eiskristallen

Radar: RADio Detecting And Ranging. Mit elektromagnetischen Wellen arbeitendes Verfahren zur Ortung von Objekten.

Radargleichung: Mathematische Beziehung zwischen der am Radarstandort empfangenen und ausgesandten elektromagnetischen Energie; hängt ab von Radarkonfiguration (Wellenlänge, Antennengewinn) und Eigenschaften der Hydrometeore (Rückstreuquerschnitt).

Radarreflektivität: Maß für die Rückstreuungseigenschaften einzelner Objekte für die elektromagnetische Energie.

Regentropfen: Tropfen mit einem Radius > 50 µm. → Wolkentropfen.

Replikator: Gerät zur Herstellung von in-situ Abdrücken von → Hydrometeoren z. B. in → Formvar; Variante des → Impaktors.

Sättigungsadjustierung: Numerische Technik zur Behandlung der → Kondensation unter der Annahme, daß die Wasserdampfmenge, die den Wasserdampfgehalt bei

Wassersättigung überschreitet, unmittelbar in Flüssigwasser übergeht; behandelt Kondensation als Quasi-Gleichgewichtsprozeß; ignoriert zeitlich anhaltende → Übersättigungen und umgeht damit die explizite Berechnung der Kondensationsrate.

Sättigungsgleichgewicht: Thermodynamischer (mechanischer und physikochemischer) Gleichgewichtszustand zwischen Wasserdampf und Wasser oder Eis. Bei Betrachtung von Tropfen oder Eispartikeln sind die gekrümmte Oberfläche und Verunreinigung der Partikel zu berücksichtigen. → Köhler-Kelvin-Beziehung.

Scavenging: Aufnahme von Aerosolpartikeln durch → Nukleation oder → Koagulation und Aufnahme von Gasen durch Hydrometeore.

Schnee: Niederschlag in Form von → Eiskristallen oder Schneeflocken.

Schneeflocke: Zusammenballung von → Eiskristallen

Sedimentation: Vertikalbewegung und ggf. Ablagerung von atmosphärischen Partikeln aufgrund der Schwerkraft.

Sedimentationsgeschwindigkeit (terminal fall velocity): unbeschleunigte Fallgeschwindigkeit einer Partikel in vertikaler Richtung in einem zähen Medium; Gleichgewicht zwischen Schwer-, Reibungs- und Auftriebskraft. Bei kleinen kugelförmigen Teilchen ist die S. gleich der Stokeschen Fallgeschwindigkeit. Sie ist im allgemeinen eine Funktion der Reynoldszahl.

Seeder feeder-Mechanismus: → Hydrometeore fallen aus höherliegender Wolke (seeder cloud) in darunterliegende Wolke (feeder cloud) und beeinflussen dort die Niederschlagsbildung.

Sekundärer Eisbildungsmechanismus: → Eismultiplikation

Self collection (Selbsteinfang): → Koagulation von → Wolkentropfen untereinander oder von → Regentropfen untereinander.

Shedding: Ablösen eines Wasserfilms, der beim Schmelzen von großen Eispartikeln (z. B. Hagel) entsteht; Bildung von Tropfen.

Spektrale Bilanzgleichung: Bilanzgleichung für eine Größenverteilungsfunktion bei Berücksichtigung mindestens einer → inneren Koordinate (s. Gl. (11) des Beitrags 2).

Spezifische Feuchte: Verhältnis der Masse bzw. Partialdichte des Wasserdampfes zur Masse bzw. Dichte von feuchter Luft.

Squall line (Böenlinie): Linienförmige Anordnung von hochreichenden Konvektionszellen in ca. 150 bis 500 km Entfernung vor der Kaltfront.

Stochastische Koagulationsgleichung: Bezeichnung der verkürzten → spektralen Bilanzgleichung für eine → Größenverteilungsfunktion von → Hydrometeoren, die nur die Stoßwechselwirkung von Hydrometeoren beschreibt (z. B. → Koagulation); manchmal auch *kinetische Gleichung* genannt.

Stratus: Meist graue horizontal ausgedehnte Schichtwolke mit gleichförmiger Wolkenbasis. Erzeugt nur geringen gleichmäßigen Niederschlag.

Sublimation: → Deposition

Übersättigung: Zustand, in dem der Wasserdampfgehalt der Luft höher ist, als es dem → Sättigungsgleichgewicht zwischen Luft und der betrachteten (Wasser- oder Eis-) Fläche entspricht. Wenn nicht anders vermerkt, wird

eine angegebene \bar{U} . S üblicherweise auf eine ebene Fläche von reinem Wasser bezogen, $S = (p_1 / p_{1\infty}) - 1$ mit p_1 : Partialdampfdruck von Wasserdampf, $p_{1\infty}$: Sättigungsdampfdruck (vgl. Beitrag 3).

Unterkühltes Wasser: Wasser bei Temperaturen unterhalb von 0°C im flüssigen Aggregatzustand. Existenz unterkühlter Tropfen wird u. a. durch fehlende Eiskeime, spezielle im Wasser gelöste Substanzen oder durch fehlende Erschütterung begünstigt. Beobachtet wurden unterkühlte Tröpfchen bis zu Temperaturen von -42°C.

Ventilationskoeffizient: Korrekturfaktor, der den Massen- oder Wärmetransport von oder zu einem bewegten Tropfen oder Eisteilchen relativ zu einem ruhenden Teilchen näherungsweise erfaßt.

Verdunstung: → Kondensation

Wolke: Sichtbare Ansammlung von luftgetragenen Partikeln gleicher oder unterschiedlicher Zusammensetzung und Form. Beinhaltet auch → Nebel (am Boden aufliegende W.) und W. aus Aerosolpartikeln.

Wolkentropfen: Tropfen mit einem Radius zwischen ca. 1 und 50 μm .

Wolkenkondensationskern: Spezielle → Kondensationskerne, die als Keime für atmosphärische Wolkentröpfchen dienen können, d. h. Partikel, auf denen Wasser bei einer → Übersättigung kondensiert, die typisch für atmosphärische Wolkenbildung (Bruchteile eines Prozents bis zu einigen Prozent, abhängig vom Wolkentyp) ist. Die Konzentration der W. hängt von der Übersättigung ab.

Z-R-Beziehung: Empirische Beziehung zwischen der → Radarreflektivität Z und der → Niederschlagsrate R; bei theoretischer Ableitung muß die → Größenverteilung der Niederschlagspartikel bekannt sein.

Wir danken den Autoren der Hefte PROMET 1/2/3 '93, die uns bei der Zusammenstellung des Schlagwortverzeichnis unterstützt haben.

Literatur zu den Beiträgen 10-14

- AMERICAN METEOROLOGICAL SOCIETY, 1992: Planned and inadvertent weather modification. Bull. Amer. Meteor. Soc., **73**, 331-337.
- ANTHES, R. A., 1977: A cumulus parameterization scheme utilizing a one-dimensional cloud model. Mon. Wea. Rev., **105**, 270-286.
- BETTS, A. K. und M. J. MILLER, 1984: A new convective adjustment scheme. ECMWF Technical Report No. **43**, 65 S.
- CESS, R. D., G. L. POTTER, J. P. BLANCHET, G. J. BOER, A. D. DEL GENIO, M. DEQUE, V. DYMNIKOV, V. GALIN, W. L. GATES, S. J. GHAN, J. T. KIEHL, A. A. LACIS, H. LE TREUT, Z.-X. LI, X.-Z. LIANG, B. J. McAVANEY, V. P. MELESHKO, J. F. B. MITCHELL, J.-J. MORCRETTE, D. A. RANDALL, L. RIKUS, E. ROECKNER, J. F. ROYER, U. SCHLESE, D. A. SHEININ, A. SLINGO, A. P. SOKOLOV, K. E. TAYLOR, W. M. WASHINGTON, R. T. WETHERALD, I. YAGAI UND M. H. ZHANG, 1990: Intercomparison and interpretation of climate feedback processes in 19 atmospheric general circulation models. J. Geophys. Res., **95**, D10, 16601-16615.
- CESS, R. D., E. F. HARRISON, P. MINNIS, B. R. BARKSTROM, V. RAMANATHAN und T. Y. KWON, 1992: Interpretation of seasonal cloud-climate interactions using Earth Radiation Budget Experiment data. J. Geophys. Res., **97**, D7, 7613-7617.
- COTTON, W. R. und R. A. ANTHES, 1989: Storm and cloud dynamics. International Geophysics Series, Vol. **44**, Academic Press, San Diego, 883 S.
- DOMS, G. und F. HERBERT, 1985: Fluid- und Mikrodynamik in numerischen Modellen konvektiver Wolken. Ber. Inst. Meteorologie u. Geophysik, Universität Frankfurt/M., **62**, 378 S.
- DTV-Lexikon der Physik, 1970/71, Deutscher Taschenbuch Verlag, München, 10 Bd.
- DUTTON, J. A. und G. H. FICHTL, 1969: Approximate equations of motion for gases and liquids. J. Atmos. Sci., **26**, 241-254.
- FEDERER, B., A. WALDVOGEL, W. SCHMID, F. HAMPEL, R. ROSINI, D. VENTO, P. ADMIRAT und J. F. MEZEIX, 1978: Plan for the Swiss randomized hail suppression experiment. Design of Großversuch IV. Pageoph, **117**, 548-571.
- FEDERER, B., A. WALDVOGEL, W. SCHMID, H. H. SCHIESSER, F. HAMPEL, M. SCHWEINGRUBER, W. STAHEL, J. BADER, J. F. MEZEIX, N. DORAS, G. D'AUBIGNY, G. DERMEGREDITICHIAN und D. VENTO, 1986: Main results of Großversuch IV. J. Climate and Appl. Meteor., **25**, 918-957.
- FOOTE, G. B. und C. A. KNIGHT, 1979: Results of a randomized hail suppression experiment in Northern Colorado: Part I: Design and conduct of the experiment. J. Appl. Meteor., **18**, 1526-1537.
- FORKEL, R., U. SIEVERS und W. ZDUNKOWSKI, 1987: Fog modelling with a new treatment of the chemical equilibrium condition. Beitr. Phys. Atmosph., **60**, 340-360.
- FRANK, W. M., 1983: The cumulus parameterization problem. Mon. Wea. Rev., **111**, 1859-1871.
- HEYMFIELD, A. J., 1977: Precipitation development in stratiform ice clouds: A microphysical and dynamical study. J. Atmos. Sci., **34**, 367-381.
- HOUGHTON, J. T., G. J. JENKINS und J. J. EPHRAUMS, 1990: Climate change. The IPCC Scientific Assessment. Cambridge University Press, Cambridge, 365 S.
- KLEMP, J. B. und R. B. WILHELMSON, 1978: The simulation of three-dimensional convective storm dynamics. J. Atmos. Sci., **35**, 1070-1096.
- KUO, H. L., 1974: Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large scale flow. J. Atmos. Sci., **31**, 1232-1240.
- MATVEEV, L. T., 1984: Cloud dynamics. Atmospheric Sciences Library, D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, 340 S.
- MEISCHNER, P. F., V. N. BRINGI, D. HEIMANN und H. HÖLLER, 1991: A squall line in southern Germany: Kinematics and precipitation formation as deduced by advanced polarimetric and Doppler radar measurements. Mon. Wea. Rev., **119**, 678-701.
- MEY, R., 1974: Über den Wolken. Inter-Record, Stuttgart, 225 s.
- MOENG, C.-H., 1986: Large eddy simulation of stratus topped boundary layer. J. Atmos. Sci., **43**, 2886-2900.
- MÜLLER, E. und U. WACKER, 1988: Simulation of frontal clouds and precipitation using a mesoscale weather prediction model. 10th Intern. Cloud Physics

- Conf., Bad Homburg, 15.-20. August 1988, Preprints Vol. 2, 532-534.
- OGURA, Y. und N.A. PHILLIPS, 1962: Scale analysis of deep and shallow convection in the atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **19**, 173-179.
- OLIVER, D.A., W.S. LEWELLEN und G.G. WILLIAMSON, 1978: The interaction between turbulent and radiative transports in the development of fog and low-level stratus. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 301-316.
- RAMANATHAN, V., R.D. CESS, E.F. HARRISON, P. MINNIS, B.R. BARKSTROM, E. AHMAD und D. HARTMANN, 1989: Cloud-radiative forcing and climate: Results from the Earth Radiation Budget Experiment. *Science*, **243**, 57-63.
- RAMANATHAN, V. und W. COLLINS, 1991: Thermodynamic regulation of ocean warming by cirrus clouds deduced from observations of the 1987 El Niño. *Nature*, **351**, 27-32.
- ROCKEL, B., E. RASCHKE und B. WEYRES, 1991: A parameterization of broad band radiative transfer properties of water, ice and mixed clouds. *Beitr. Phys. Atmosph.*, **64**, 1-12.
- ROECKNER, E., M. RIELAND und E. KEUP, 1991: Modelling of cloud and radiation in the ECHAM model. ECMWF/WCRP Workshop on clouds, radiative transfer and the hydrological cycle, European Center for Medium Range Weather Forecasts, Reading, UK, 199-222.
- ROECKNER, E., K. ARPE, L. BENGTS-SON, S. BRINKOP, L. DÜMENIL, M. ESCH, E. KIRK, F. LUNKEIT, M. PONATER, B. ROCKEL, R. SAUSEN, U. SCHLESE, S. SCHUBERT und M. WINDELBAND, 1992: Simulation of the present-day climate with the ECHAM model: Impact of model physics and resolution. Max-Planck Institut für Meteorologie, Report Nr. 83, Hamburg, 171 S.
- SCHEIDGEN, P., 1989: Numerische Simulation einer Böenlinie. *Mitt. Inst. f. Geoph. u. Meteorol. der Universität zu Köln*, Heft 64, 128 S.
- SCHIRMER, H., W. BUSCHNER, A. CAPPEL, H.G. MATTHÄUS und M. SCHLEGEL, 1987: Meyers kleines Lexikon: Meteorologie. Meyers Lexikonverlag, Mannheim, 496 S.
- SCHLESINGER, M.E., 1986: Equilibrium and transient climatic warming induced by increased atmospheric CO₂. *Climate Dynamics*, **1**, 35-51.
- SCHUMANN, U. und C.-H. MOENG, 1991: Plume fluxes in clear and cloudy convective boundary layers. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 1746-1757.
- SLINGO, J.M., 1987: The development and verification of a cloud prediction scheme for the ECMWF model. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **106**, 899-927.
- SOMMERIA, G. und J.W. DEARDORFF, 1977: Subgrid-scale condensation in models of non-precipitating clouds. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 344-355.
- SUNDQVIST, H., 1978: A parameterization scheme for non-convective condensation including prediction of cloud water content. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **104**, 677-690.
- TIEDTKE, M., 1993: Representation of clouds in large scale models. Eingereicht bei *Mon. Wea. Rev.*
- VONNEGUT, B., 1947: The nucleation of ice formation by silver iodide. *J. Appl. Physics*, **18**, 593-595.
- WALDVOGEL, A., L. KLEIN, D.J. MUSIL und P.L. SMITH, 1987: Characteristics of radar-identified big drop zones in Swiss hailstorms. *J. Climate and Appl. Meteor.*, **26**, 861-877.
- WMO, 1992: International meteorological vocabulary. WMO No. 182, 786 S.
- XU, K.M. und S.K. KRUEGER, 1991: Evaluation of cloudiness parameterizations using a cumulus ensemble model. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 342-367.
- ZHANG, Y., M. LAUBE und E. RASCHKE, 1992: Evolution of stratiform cirrus simulated in a lifting layer. *Beitr. Phys. Atmosph.*, **65**, 23-33.

Vorausschau Tagungen

- 7th International Road Weather Conference. 21. und 22. März 1994, Seefeld, Tirol. Informationen: Zentralinstitut für Meteorologie und Geodynamik, Dr. G. Zapletal, Hohe Warte 38, A-1191 Wien, Austria.
3. Deutsche Klimatagung, 11.-14. April 1994, Potsdam. Informationen: Dr. F.-W. Gerstengarbe, Potsdam-Institut f. Klimafolgenforschung, Telegrafenberg, 14473 Potsdam.
- Luftverunreinigung in Innenräumen. 19.-21. April 1994, Mannheim. Informationen: Kommission Reinhaltung der Luft, Postfach 101139, 40002 Düsseldorf.
- International Conference on Monsoon Variability and Prediction. 9.-13. Mai 1994, Triest. Informationen: Mr. R. L. Newson, WCRP/WMO, Postfach 2300, 1211 Genf 2, Schweiz.
- International Symposium on Water Resources Planning in a Changing World. 28.-30. Juni 1994, Karlsruhe. Informationen: IHP/OHP-Sekretariat, Bundesanstalt für Gewässerkunde, Postfach 309, 56003 Koblenz.
- The Life Cycle of Extratropical Cyclones. 27. Juni - 1. Juli 1994, Bergen, Norwegen. Informationen: Prof. S. Grönas, University of Bergen, Allegatan 70, N-5007 Bergen, Norwegen.
- 3rd International Symposium on Tropospheric Profiling. Needs and Technologies. 30. Aug. - 2. Sept. 1994, Hamburg. Informationen: J. Bosenberg, MPI f. Meteorologie, Bundesstr. 55, 20146 Hamburg 13
23. Internationale Tagung f. Alpine Meteorologie, 5. - 9. Sept. 1994, Lindau. Informationen: Deutscher Wetterdienst, Organisations-Komitee ITAM '94, Frankfurter Str. 135, D-63067 Offenbach a. M.
- 10th World Clean Air Congress and Exhibition. 28. Mai - 2. Juni 1995, Helsinki. Informationen: Secretary General of the Congress, Ms. M. Tolvanen, P.O. Box 57, SF-02151 Espoo, Finnland.
- 5th International Conference on Acidic Deposition, Science and Policy. 26. - 30. Juni 1995, Göteborg, Schweden. Informationen: Acid Reign '95, Swedish Exhibition Center, Svenska Mässan, Box 5222, S-402 24 Göteborg, Schweden.

Anschriften

(Thema des Heftes)

Priv.-Doz. Dr. Klaus Dieter BEHENG
Institut für Meteorologie und Klimaforschung
Kernforschungszentrum Karlsruhe/Universität Karlsruhe
Postfach 3640
76021 Karlsruhe

Dipl.-Met. Günther DOMS
Deutscher Wetterdienst
Postfach 100465
63004 Offenbach

Dr. Manfred LAUBE
Institut für Geophysik und Meteorologie
Universität zu Köln
Albertus Magnus Platz
50923 Köln

Dr. habil. Erich ROECKNER
Max-Planck Institut für Meteorologie
Bundesstr. 55
20146 Hamburg

Dr. Ulrike WACKER
Institut für Meteorologie und Geophysik
Johann Wolfgang Goethe-Universität Frankfurt a. M.
Praunheimer Landstraße 70
60488 Frankfurt a. M.

Prof. Dr. Albert WALDVOGEL
Eidgenössische Technische Hochschule
Atmosphärenphysik ETH
Hönggerberg HPP
CH-8039 Zürich

Korrektur zu Heft 1/2 '93

Die Gleichungen (9) bis (12) auf S. 36 müssen lauten:

$$\frac{\partial \rho_C}{\partial t} \Big|_{\text{Koag}} = -Au - Ak \quad (9)$$

$$\frac{\partial \rho_R}{\partial t} \Big|_{\text{Koag}} = Au + Ak \quad (10)$$

$$\frac{\partial N_R}{\partial t} \Big|_{\text{Koag}} = Au_N - Se_N \quad (11)$$

$$\frac{\partial Z_R}{\partial t} \Big|_{\text{Koag}} = Au_Z + Ak_Z + Se_Z \quad (12)$$

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 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 1/2 zeilig, 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., 1982: Zum Einfluß diabatischer Prozesse auf die Frontogenese in Bodennähe. Meteorol. Rdsch., 35, 21-30.

— Buch:

SCHÖNWIESE, C.-D., 1980: Klimawankungen. Berlin: Springer-Verlag, 181 S.

3 Korrekturen

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

4 Belegexemplar, 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:

Deutscher Wetterdienst
Hauptschriftleitung Promet
Frankfurter Str. 135
63067 Offenbach a. M.

Tel.: 0 69 / 80 62 22 72 / Telefax 0 69 / 80 62 24 86