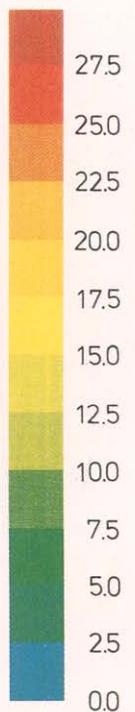
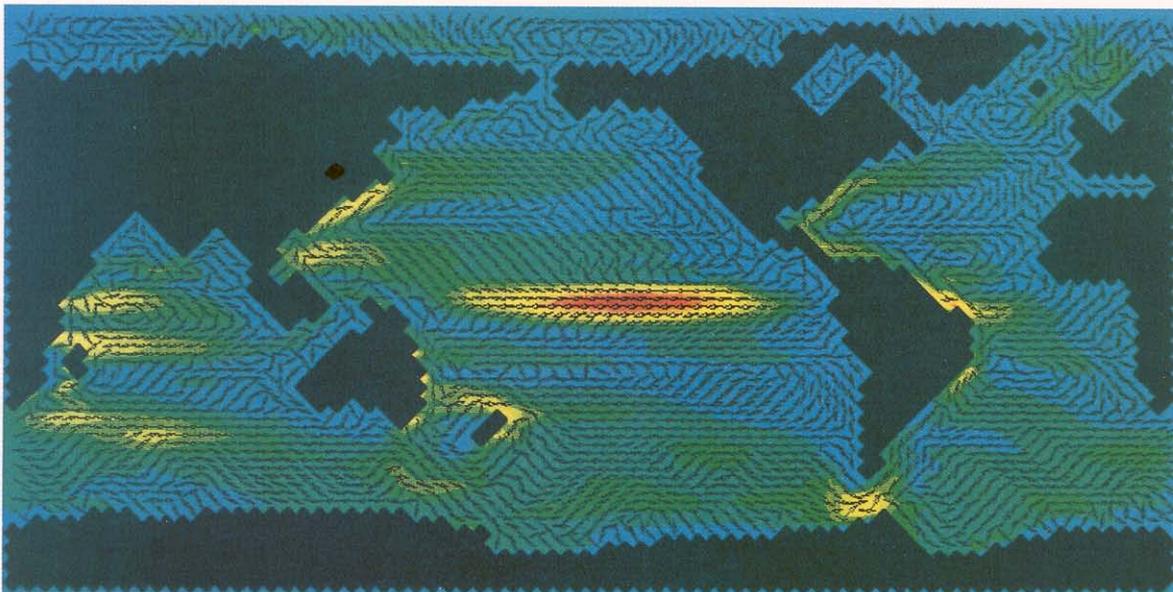


promet

1/2/3 '88

meteorologische fortbildung

Das Max-Planck-Institut für Meteorologie



cm/s

Herausgeber

Deutscher Wetterdienst

Hauptschriftleiter

Dipl.-Met. H.-D. Kirch

Redaktionsausschuß

Prof. Dr. A. Baumgartner (München)

Prof. Dr. J. Egger (München)

Prof. Dr. F. Fiedler (Karlsruhe)

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

Prof. Dr. H. Graßl (Geesthacht)

Dr. F. Kasten (Hamburg)

Dr. R. Paulus (Traben-Trarbach)

Dr. H. Reiser (Offenbach)

Dr. R. Simonis (Neustadt a. d. Weinstr.)

Prof. Dr. F. Wippermann (Darmstadt)

Zum Titelbild:

Oberflächenströmung des großskalig-geostrophischen Ozeanmodells (s. Beitr. 4). Die Pfeile bezeichnen die Richtung der Strömung und die Farbe ihre Geschwindigkeit.

promet erscheint im Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes - Zentralamt - Frankfurter Straße 135, 6050 Offenbach am Main. Bezugspreis pro Jahrgang (4 Hefte) im Abonnement DM 36,-, Einzelheft DM 10,-, Doppelheft DM 20,-, Dreifachheft DM 30,-. Für den Inhalt der Arbeiten sind die Autoren verantwortlich. Alle Rechte bleiben vorbehalten.

Druck: Weppert GmbH & Co. KG,
8720 Schweinfurt,
Zehntstraße 17

ISSN 0340-4552

Meteorologische Fortbildung

18. Jahrgang, Heft 1/2/3, 1988

Thema des Heftes:

Das Max-Planck-Institut für Meteorologie

(Fachliche Redaktion: K. Hasselmann, P. Lemke, Hamburg)

Beiträge:

- | | Seite |
|--|-------|
| 1 K. HASSELMANN, H. HINZPETER
Entwicklung und Zielsetzung des Instituts | 1 |

Klimadynamik

- | | |
|--|----|
| 2 K. HASSELMANN
Übersicht über die Klimadynamik (Beiträge 3-9) | 2 |
| 3 M. LATIF
Wechselwirkung Ozean-Atmosphäre in den Tropen | 4 |
| 4 J. OBERHUBER, K. HASSELMANN
Ozeanmodelle | 14 |
| 5 E. MAIER-REIMER
Kohlenstoffkreislauf und Klima | 22 |
| 6 M. HEIMANN
Atmosphärische und ozeanische Spurenstoffe | 29 |
| 7 K. HERTERICH
Modellierung des Paläoklimas | 37 |
| 8 P. LEMKE
Über die Wechselwirkung zwischen dem Meereis und der ozeanischen Deckschicht | 42 |
| 9 H. v. STORCH
Statistische Diagnostik von Feldzeitreihen | 49 |

Physik der Atmosphäre

- | | |
|---|----|
| 10 H. HINZPETER
Übersicht zur Physik der Atmosphäre (Beiträge 11-14) | 58 |
| 11 S. BAKAN, P. BECKER, A. CHLOND
Organisierte Konvektion in der planetaren Grenzschicht | 59 |
| 12 S. BAKAN, I. SCHULT
Strahlung in getrübbten Atmosphären und in Wolken | 70 |
| 13 G. PETERS
FM-CW-Radar zur Fernmessung des Wind- und Temperaturprofils in der unteren Atmosphäre | 74 |
| 14 J. BÖSENBERG
Fernerkundung des Wasserdampfes mit einem Zweifrequenz-LIDAR | 80 |

Kurzberichte

- | | |
|---|----|
| Smog-Wetterlagen mit hohem Ferntransportanteil (P. BRUCKMANN) | 85 |
| Aus dem Deutschen Wetterdienst
Der Smog-Warndienst beim Wetteramt Essen (K.-H. BOCK) | 91 |
| Die Bibliothek des Deutschen Wetterdienstes hat 150000 bibliographische Einheiten (H.-D. KIRCH) | 94 |
| Aus dem Geophysikalischen Beratungsdienst der Bundeswehr
Geophysikalische Einflüsse beim Einsatz der DO 28 OU im Rahmen des Umweltschutzes (R. v. HOLT) | 95 |
| Buchbesprechungen - Neuerscheinungen | 96 |

12 S. BAKAN, I. SCHULT Strahlung in getrübbten Atmosphären und in Wolken

1 Allgemeine Studien zur Strahlung in der Atmosphäre

Absorption solarer Strahlung und Emission thermischer Strahlung des Erdbodens und der Atmosphäre bestimmen weitgehend das Klima der Erde. Die globale Bilanz legt die Mitteltemperatur der Erdatmosphäre fest, die Änderungen dieser Bilanz mit der geographischen Breite bestimmt die Zirkulation der Atmosphäre. Das Verständnis und die Fähigkeit zur Berechnung der Strahlungsübertragung in der Erdatmosphäre stellen daher notwendige Voraussetzungen für das Verständnis des Klimas dar. In der Abteilung für Physik der Atmosphäre wurden deshalb verschiedene numerische Modelle der Strahlungsübertragung entwickelt (Delta-Eddington-Methode, Matrix-Operator-Methode) und damit die Wirkung der atmosphärischen Gase, Aerosole und Wolken auf das Strahlungsfeld untersucht:

Spurengase: Neben dem bekannt gewordenen CO_2 bewirken auch andere Spurengase (wie Methan, Stickoxid u. a.)

einen Glashauseffekt. Die gesamte, durch anthropogenen Einfluß verursachte Erhöhung der Konzentrationen jener Gase könnte demnach eine globale Erwärmung von der gleichen Größenordnung verursachen, wie sie für eine Verdoppelung der CO_2 -Konzentration aus Modellen abgeleitet wird.

Atmosphärische Trübung: Auch die wolkenfreie Atmosphäre ist durch trockene oder durch Wasseranlagerung gequollene Aerosolteilchen getrübt. Diese Trübung führt meist zu erhöhter Reflexion der solaren Einstrahlung, nur bei großen Rußanteilen kann die erhöhte Absorption auch zu einer Verminderung der Reflexion führen (GRASSL, 1978).

Ozeanische Trübung: Im Ozean kann die Trübung sowohl durch organische als auch durch anorganische Materialien verursacht sein. Die Fernerkundung des ozeanischen Schwebstoffgehaltes von Satelliten aus leidet unter dem störenden Einfluß der atmosphärischen Extinktion. Eine detaillierte Analyse von Strahlungsmodellrechnungen zeigt

denn auch, daß unter realistischen Verhältnissen allenfalls bis zu drei unabhängige optische Größen des Ozeans abgeleitet werden können, und daß bei vorgegebenen Meßbedingungen die maximal mögliche Information angegeben werden kann (FISCHER, 1983).

Schichtwolken: In der Nähe ihres Oberrands werden Wolken durch Abstrahlung in den Weltraum sehr schnell abgekühlt. Dagegen kann sich der untere Wolkenbereich durch Strahlungswchselwirkung mit dem Erdboden dann etwas erwärmen, wenn der Boden wärmer als die Wolken ist. Im Vergleich dazu ist die durch Absorption solarer Strahlung bewirkte Erwärmung in diesen Randbereichen der Wolken selbst bei hochstehender Sonne gering. Im Innern der Wolke überwiegt dagegen die Erwärmung durch solare Einstrahlung (BAKAN, 1982). Diese Strahlungseigenschaften werden weitgehend von der Größenverteilung der Wolkentropfen bestimmt, die wiederum vom Größenspektrum der Kondensationskerne abhängt. Darüber hinaus kann, je nach chemischer Zusammensetzung, auch eine zusätzliche Absorption durch das Aerosol in der Wolkenschicht von Bedeutung sein.

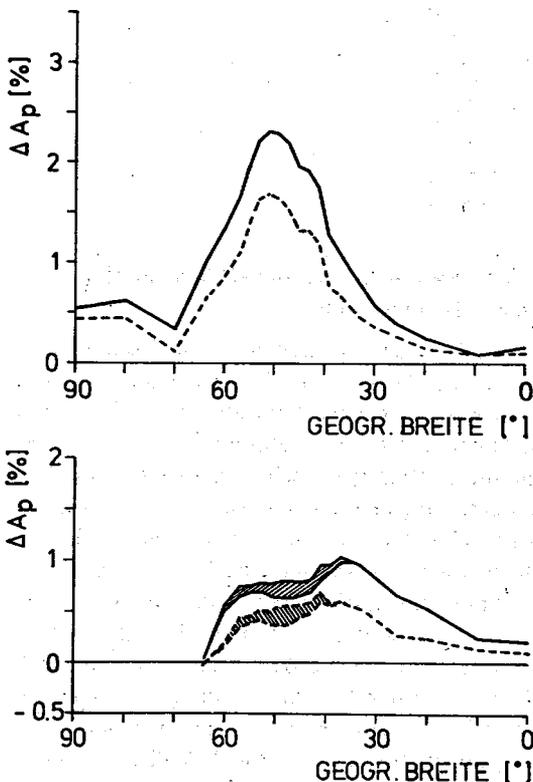


Abb. 1: Albedodifferenzen ΔA_p zwischen natürlichen plus anthropogenen Emissionen und natürlichen Emissionen für Sommer (oben) und Winter (unten) für Teilchen ohne (-) und Teilchen mit 20% Rußanteil (---). Die schraffierte Fläche kennzeichnet den Beitrag aus der Gas-Teilchen-Umwandlung.

Wolkenfelder: Die Strahlungsbilanz von Einzelwolken unterscheidet sich von der horizontal ausgedehnter Schichtwolken, da der zusätzliche Strahlungsverlust durch die Wolkenseiten zu berücksichtigen ist. Diese Unterschiede sind für Solarstrahlung allerdings gering, sobald die Horizontaler Streckung der Einzelwolke mehr als das Doppelte der Vertikaler Streckung beträgt. Für langwellige Strahlung können auch bei größerer Horizontaler Streckung noch

wesentliche Abweichungen vom planparallelen Fall auftreten. Die Strahlungswchselwirkung zwischen Einzelwolken in Wolkenfeldern spielt nur dann eine Rolle, wenn der mittlere Abstand der Wolkenwände kleiner als der Durchmesser der Wolken ist (CLAUSSEN, 1982).

2 Strahlungswirkung anthropogener Aerosolproduktion

Das Klima wird wesentlich durch die planetare Albedo der Erde (das Verhältnis der von der Erde reflektierten zu der ihr zugestrahlten solaren Energie) bestimmt. Unter anderem wird die planetare Albedo von Aerosolteilchen in der Luft beeinflusst, von denen die Tropfenanzahl der Wolken und damit deren Reflexionseigenschaften abhängen. Die direkt als Teilchen in die Atmosphäre emittierten oder aus Gas-Teilchen-Umwandlungen in der Atmosphäre gebildeten Aerosolteilchen breiten sich regional wie global aus, und ihre Wirkung auf das Klima hängt wesentlich von Konzentration, Vertikalverteilung, Größenverteilung, Hygroskopizität und vom komplexen Brechungsindex der Teilchen ab.

Um die globale Aerosolverteilung zu berechnen, wurde ein einfaches höhen- und breitenabhängiges Gitterpunktmodell entwickelt. Die Reduktion auf zwei Dimensionen kann als Näherung gerechtfertigt werden, da die zonale Ausbreitung wesentlich schneller als die longitudinale erfolgt. Die Bewegungs- und Bewölkungsfelder dieses Modells werden nach klimatologischen Mittelwerten vorgegeben und sind zeitlich konstant für die Berechnung einer stationären Aerosolverteilung einer Jahreszeit. Im vorliegenden Modell gehen als Quellen die natürlichen Aerosolemissionen (kontinental und maritim) sowie die Emission der anthropogenen Aerosole und des Schwefeldioxids ein. Die Umwandlung des SO_2 in Teilchen (Gas-Teilchen-Umwandlung) wird berücksichtigt und bildet eine sekundäre Teilchenquelle, die sich nicht in Bodennähe befindet. Die Teilchendichte wird durch verschiedene Senkenprozesse (z. B. Sedimentation, Auswaschen durch fallende Niederschlagstropfen u. a.) reduziert. Auch die Änderung der Teilchengröße durch Koagulation oder durch Änderung der relativen Feuchte wird berücksichtigt. Die Erwärmungs- und Abkühlungsraten und die Albedo des Systems Erde-Atmosphäre werden mit einem vorhandenen Strahlungstransportmodell (Delta-Eddington Näherung) in Abhängigkeit von der geographischen Breite bestimmt.

Das durch anthropogene Quellen erhöhte Angebot an Kondensationskeimen führt zu einer Änderung der optischen Dicke, also der Absorptions- und Streueigenschaften von Wolken, was sich über dem Ozean (Reinluft) und in verschmutzten Gebieten (Kontinenten) unterschiedlich auf die Strahlungsbilanz auswirkt. Eine Erhöhung der Aerosolteilchenkonzentration um 10% führt bei einer maritimen Wolke (300 Teilchen pro cm^3) zu einer prozentualen Änderung der optischen Dicke um 1.1% und für eine stärker verschmutzte Wolke über kontinentalen Gebieten (3000 Teilchen pro cm^3) um 0,6%. 30 zusätzliche Teilchen in einer maritimen Umgebung beeinflussen die optische Dicke also stärker als 300 zusätzliche Teilchen in einem kontinentalen Gebiet. Im Mittel wird ein Anstieg der Albedo der Nordhemisphäre durch anthropogene Aerosolteilchen gefunden (Abbildung 1). Im Winter nimmt deren

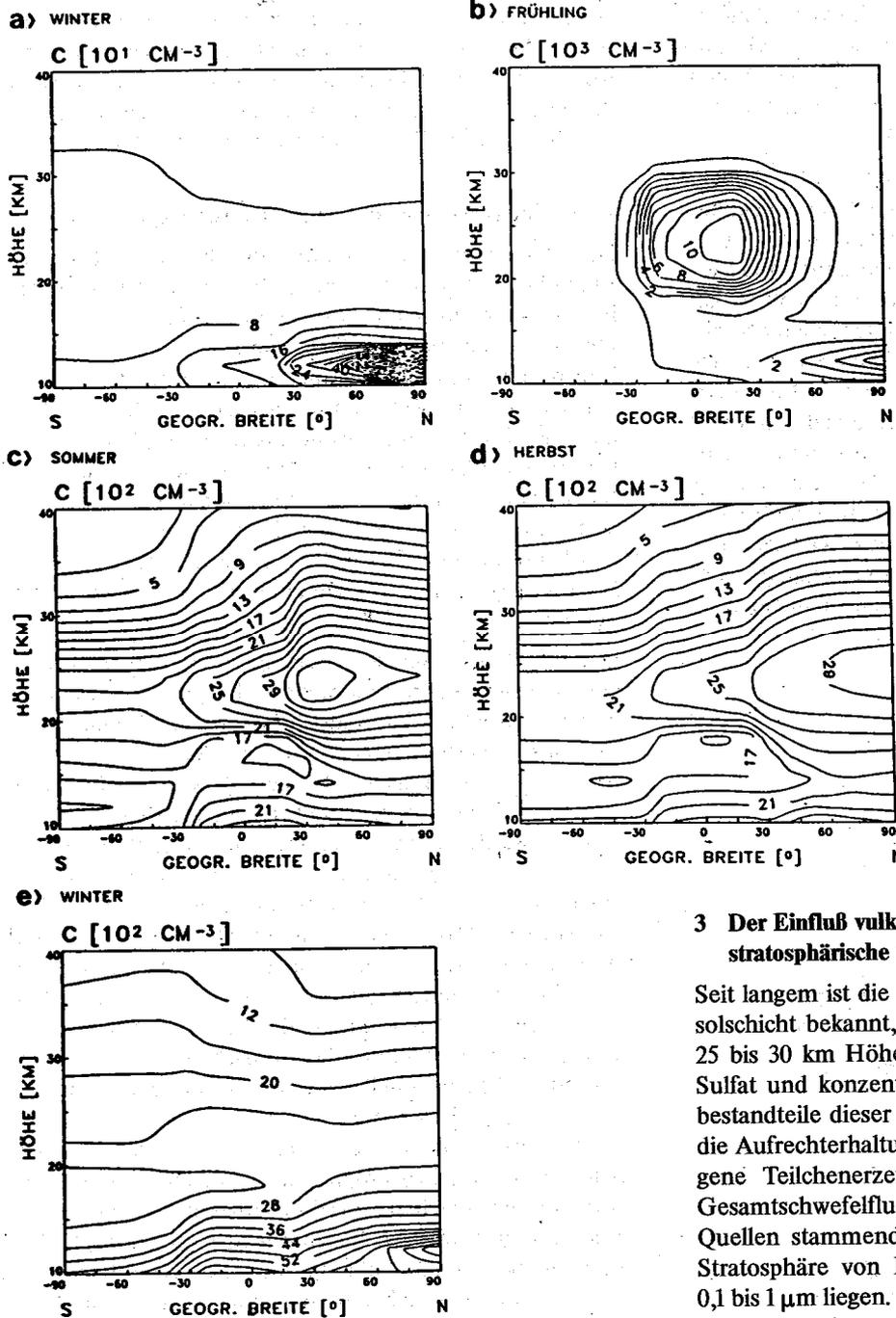


Abb. 2: Jahresverlauf der Teilchenzahldichten C (Teilchenradien: $0,01 \mu\text{m} \leq r \leq 0,1 \mu\text{m}$). a) unter normalen stratosphärischen Bedingungen des Nordwinters, b-e) bei vulkanisch gestörter Stratosphäre unter den meteorologischen Bedingungen des nördlichen Frühlings, Sommers, Herbstes und Winters.

Albedo bei der Annahme rußfreier Partikel um 0,54% bzw. bei Partikel mit 20% Rußanteil um 0,3% zu. Der Beitrag der Partikel aus der Gas-Teilchen-Umwandlung zur Albedozunahme beträgt lediglich 0,04% bzw. 0,03% und bleibt auf den Winter beschränkt. Im Sommer verhindern die im zonalen Mittel geringen Werte der relativen Feuchte die Partikelproduktion durch Gas-Teilchen-Umwandlung. Für den Sommer werden Albedozunahmen von 0,79% bzw. 0,53% berechnet. Das vorliegende, einfache Modell zeigt also, daß auch die Wirkung der anthropogenen Emission von Aerosolteilchen berücksichtigt werden sollte und daß diese unter Umständen den Einfluß des Kohlendioxid (CO_2) auf den Strahlungshaushalt zum Teil kompensieren kann (NEWIGER, 1985; REHKOPF, 1984).

3 Der Einfluß vulkanischer Aerosolteilchen auf die stratosphärische Temperatur

Seit langem ist die Existenz einer stratosphärischen Aerosolschicht bekannt, die sich von der Tropopause bis etwa 25 bis 30 km Höhe erstreckt. Schwefel in der Form von Sulfat und konzentrierter Schwefelsäure sind die Hauptbestandteile dieser stratosphärischen Aerosolteilchen. Für die Aufrechterhaltung der Aerosolschicht ist die anthropogene Teilchenerzeugung in der Troposphäre und der Gesamtschwefelfluß der aus industriellen und biogenen Quellen stammenden gasförmigen Komponenten in die Stratosphäre von Bedeutung, deren Radien im Bereich 0,1 bis $1 \mu\text{m}$ liegen. Die Teilchenkonzentrationen innerhalb dieser Schicht unterliegen großen jahreszeitlichen und längerfristigen Schwankungen, wobei die höchsten Werte zusätzlichen Teilcheninjektionen durch Vulkanausbrüche zugeordnet werden konnten.

Um den möglichen Einfluß vulkanischer Aerosolteilchen auf die stratosphärische Temperatur zu untersuchen, wird die Ausbreitung von Aerosolteilchen in drei Größenklassen in der Stratosphäre zwischen 10 und 40 km Höhe unter Berücksichtigung mikrophysikalischer Prozesse mit einem globalen, zonal gemittelten, zweidimensionalen Gitterpunktsmodell simuliert. Ein einheitliches Modell Troposphäre-Stratosphäre würde wegen der unterschiedlichen Zeitkonstanten der dominanten Prozesse in den einzelnen Schichten der Atmosphäre zu sehr hohen Rechenzeiten führen. Die zur Lösung der Transportgleichung für Aerosol benötigten jahreszeitlich gemittelten Windfelder entstammen langjährigen Beobachtungen und Modelluntersuchungen. Während in Zeiten geringer Vulkanaktivität im Modell

der Teilchentransport aus der Troposphäre erfolgt, wird unter gestörten Bedingungen eine Teilchenquelle in der Stratosphäre als Folge von Vulkaneruptionen berücksichtigt, deren Größe nach den Messungen im Anschluß an die Eruption des *El Chichón* (März/April 1982) abgeschätzt wird. Die vulkanischen Aerosolteilchen werden aus der Stratosphäre hauptsächlich durch Sedimentation entfernt, deren Geschwindigkeit stark höhenabhängig ist. In 30 km Höhe sind z.B. rund 6 Wochen erforderlich, damit ein Sulfatteilchen mittlerer Größe (1 μm Durchmesser) einen Kilometer fällt. Die Koagulation zwischen Aerosolteilchen stellt in bestimmten Größenbereichen eine Senke, für andere eine Quelle dar. In dem Transportmodell wird diese Transformation der Teilchen durch eine sowohl von der zeitlichen Entwicklung der Größenverteilung als auch von der Höhe abhängige Koagulationsfunktion berücksichtigt.

Ein Ergebnis der numerischen Simulation der stratosphärischen Teilchenkonzentration gibt die Abbildung 2. In Zeiten geringer Vulkanaktivität liegt das Maximum der Teilchenzahldichte im nördlichen Winter (Abbildung 2a) in der Nordhemisphäre und ist im wesentlichen durch die anthropogene Teilchenerzeugung in der Troposphäre bedingt.

Nach Einführung einer Aerosolmenge Ende März bis Anfang April, die etwa der bei der Eruption des *El Chichón* gefundenen entspricht, ergeben sich dann die in den Abbildungen 2b bis 2e dargestellten Teilchenzahldichten im Verlauf des Jahres. Am Ende des nördlichen Frühlings (ca. 4 Wochen nach der Eruption) liegt die maximale Teilchenzahldichte noch bei 1200 cm^{-3} . Ein viertel Jahr danach (Abbildung 2c) hat sich die Vulkanwolke global ausgebreitet und die maximale Teilchenzahldichte beträgt nur noch 330 cm^{-3} . Die Höhe des Maximums hat, hauptsächlich bedingt durch die Sedimentation der Teilchen, etwas abgenommen. Obwohl die Teilchenzahldichte auch im weiteren Verlauf (Abbildung 2d und e) abnimmt, wird der Zustand der ungestörten Stratosphäre auch im folgenden Winter noch nicht erreicht.

Die Bilanz der Absorptions- und Emissionsprozesse der Strahlungsenergie wird durch die Strahlungsübertragungsgleichung beschrieben, die unter der Annahme einer planparallelen Atmosphäre in der Delta-Eddington-Näherung gelöst wird. Das Strahlungstransportmodell berücksichtigt die Wasserdampf-, Ozon- und CO_2 -Absorption, sowie Streuung und Absorption durch Aerosolteilchen. Die Berechnungen werden im Höhenbereich zwischen 60 km und der Erdoberfläche für Wellenlängen zwischen 0.3 und $150\text{ }\mu\text{m}$ durchgeführt. Die für die Rechnungen notwendigen Bodenalbeden wurden breitenabhängig und zonal gemittelt vorgegeben, und der Tagesgang der solaren Einstrahlung wird als Funktion der geographischen Breite berücksichtigt.

Als Beispiel sind in Abbildung 3a die mit dem Strahlungstransportmodell berechneten Erwärmungsraten für die vulkanisch gestörte Stratosphäre dargestellt. In dieser die Ozonabsorption nicht berücksichtigenden Rechnung wird der Einfluß des vulkanischen Aerosols deutlich. Da dessen Zusammensetzung nur unzulänglich bekannt ist, wurde angenommen, daß die Aerosolteilchen aus Schwefelsäure bestehen. Der daraus resultierende Imaginärteil des Bre-

chungsindex, und damit die optische Dicke der Schicht sind verhältnismäßig groß. Insofern sind die hiermit berechneten Erwärmungsraten als eine obere Grenze für den zu erwartenden Einfluß von vulkanischem Aerosol anzusehen. Die dazugehörige, mit dem Transportmodell für konstante Januar-Bedingungen berechnete Gesamtteilchenzahl drei Monate nach der angenommenen Vulkaneruption wird zusätzlich in Abbildung 3b gezeigt. Die langwellige Abstrahlung in den Weltraum führt zu einer Nettoabkühlung oberhalb von 25 km. Darunter bewirken die Absorption solarer Strahlung und der langwellige Strahlungsaustausch mit der wärmeren Troposphäre und dem Erdboden Erwärmungsraten bis über 1 K/d .

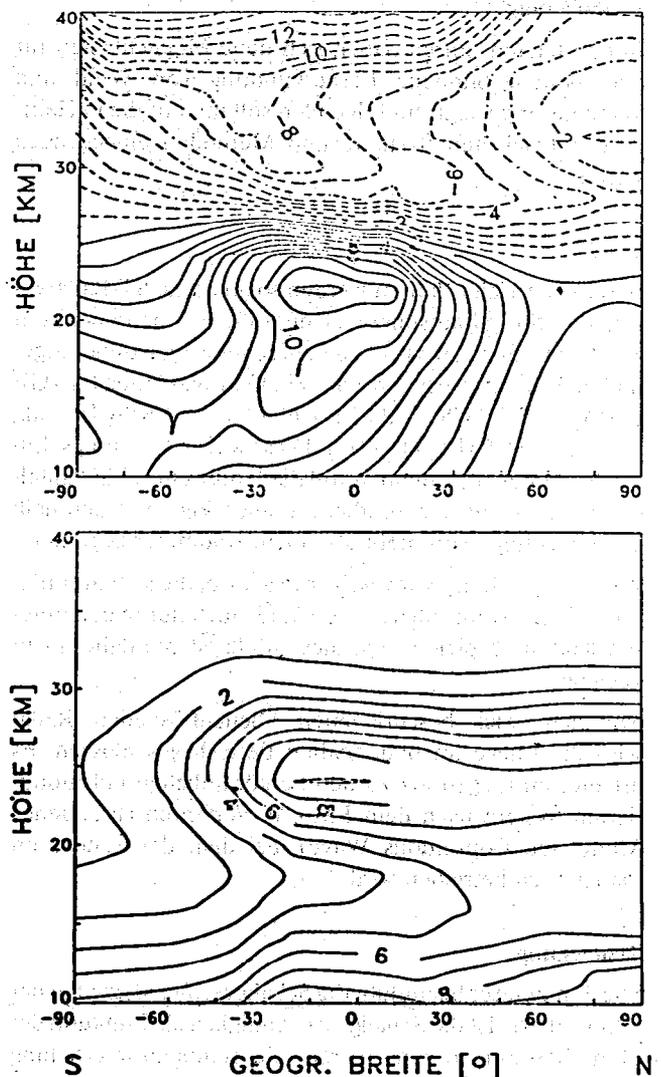


Abb. 3: Oben: Gesamterwärmungsrate (0.1 K/d) 12 Wochen nach einer angenommenen Vulkaneruption bei konstanten Januar-Bedingungen. Unten: Zugehörige Gesamtteilchenzahldichte (10^3 cm^{-3}).

Literatur

- BAKAN, S. (1982): Strahlungsgetriebene Zellularkonvektion in Schichtwolken. Hamb. Geophys. Einzelschr. 56.
- CLAUSSEN, M. (1982): On the radiative interaction in three-dimensional cloud fields. Beitr. Phys. Atmosph., 55, 158-169.
- FISCHER, J. (1983): Fernerkundung von Schwebstoffen im Ozean. Hamb. Geophys. Einzelschr. 65.
- GRASSL, H. (1978): Strahlung in getrübbten Atmosphären und in Wolken. Hamb. Geophys. Einzelschr. 37.

NEWIGER, M. (1985): Einfluß anthropogener Aerosolteilchen auf den Strahlungshaushalt der Atmosphäre. Hamb. Geophys. Einzelsch. 73.

REHKOPF, J. (1984): Ein zweidimensionales globales Ausbreitungsmodell für Aerosole und Schwefelkomponenten. Hamb. Geophys. Einzelschr. 71.