

Meteorologisches Institut  
- BIBLIOTHEK -  
2000 Hamburg 13 • Bundesstraße 55

ANNALEN DER METEOROLOGIE

(Neue Folge)

Nr. 15

Deutsche Meteorologen-Tagung  
1980

Offenbach am Main 1980

Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes

## DER AEROSOLTEILCHENEINFLUSS AUF OPTISCHE EIGENSCHAFTEN VON WOLKEN UND DIE GLOBALE ALBEDO

HARTMUT GRASSL

Max-Planck-Institut für Meteorologie

### ZUSAMMENFASSUNG

Aerosolteilchen beeinflussen die Albedo der Erde in klaren und bewölkten Gebieten. Innerhalb von Wolken tragen sie zu integralen Parametern wie Albedo, Transmission und Absorption der Wolke, sowie lokalen Parametern wie Erwärmungs- und Abkühlungsraten erstens durch ihre eigenen optischen Eigenschaften und zweitens durch ihren Einfluß auf die Mikrophysik der Wolken bei. Reaktionen auf eine Änderung 1) der Aerosolteilchenkonzentration und 2) ihrer Absorptionseigenschaften werden für den solaren und den terrestrischen Strahlungsbereich vorgestellt. Zwei Hauptergebnisse lauten: 1.) Je trüber die Atmosphäre um so besser reflektierend sind die darin entstehenden dünnen Wolken, sogar wenn gleichzeitig der Massenabsorptionskoeffizient der Teilchen zunimmt. Die großen Veränderungen integraler Parameter im solaren Bereich treten im terrestrischen nicht auf, so daß die übliche Kompensation beider Spektralbereiche nicht auftritt und eine Strahlungsbilanzänderung am Außenrand der Atmosphäre durch Änderung der Trübung eintreten kann.

### 1 EINLEITUNG

Die Veränderung des Strahlungsfeldes der Atmosphäre durch Aerosolteilchen in wolkenfreien Gebieten sind schon länger sehr ausführlich im solaren und etwas weniger intensiv im terrestrischen Spektralbereich untersucht worden. Das Hauptergebnis im solaren Spektralbereich lautet: Mit wachsendem Verhältnis von Absorptionskoeffizient zu Rückstreuoeffizient der Aerosolteilchen wird der Wechsel von einer Erhöhung der Systemalbedo (System = Erdoberfläche + Atmosphäre) zu einer Erniedrigung aufgrund einer Teilchenzahlerhöhung bei immer höheren Werten der Oberflächenalbedo erfolgen (siehe YAMAMOTO und TANAKA, 1972; ESCHELBACH, 1973; GRASSL, 1978 und KELLOGG, 1978), d.h. je stärker Aerosolteilchen bei gleichbleibender Größenverteilung absorbieren, um so größer werden die Gebiete, in denen die Systemalbedo durch Hinzufügen von Aerosolteilchen verkleinert wird und damit das System Energie aus dem solaren Bereich gewinnt. Gemessene Größenverteilungen und Absorptionskoeffizienten machen eine Erhöhung der Albedo oder Energieverlust über Gebieten mit niedriger Oberflächenalbedo wie Ozean und Wäldern wahrscheinlich, wenn Aerosolteilchen hinzugefügt werden. Die Berücksichtigung der Aerosolteilchen im terrestrischen Spektralbereich d.h. Berechnung ihres Beitrages zum Glashauseffekt, zeigt recht geringen Einfluß. Beziehen wir den Beitrag in eine Rechnung der Strahlungsbilanz am Außenrand der Atmosphäre mit ein, so muß die für den solaren Bereich allein geltende Gleichgewichtslinie zwischen Gewinn und Verlust etwas zu niedrigeren Werten der Oberflächenalbedo verschoben werden (siehe dazu Abb. 13.3 in KELLOGG, 1978). In bewölkten Gebieten wirken die Aerosolteilchen auf zweifache Weise: Zunächst wird die Mikrophysik der Wolken von der Konzentration, Löslichkeit und Größe der Teilchen beeinflusst und daneben werden die optischen Eigenschaften der Teilchen selbst weiterhin wirksam sein.

Die Beeinflussung der Mikrophysik der Wolken durch Aerosolteilchen führt zu einer Abhängigkeit 1) des Niederschlagsverhaltens von Wolken - was hier nicht weiter erörtert werden soll - und 2.) der optischen Parameter der Wolken von den Teilcheneigenschaften. Dieser Punkt stellt das zentrale Ziel dieser Arbeit dar und soll über die Arbeiten von TWOMEY (1974, 1978) und GRASSL (1975, 1978, 1979) hinausführen. Besonders wird dabei auf die Effekte im terrestrischen Strahlungsbereich geachtet, denn außer einer ersten Schätzung durch TWOMEY (1978) ist dem Autor bisher darüber nichts bekannt geworden.

### ABKÜHLUNGS- UND ERWÄRMUNGSRATEN ALS FUNKTION DER TRÖPFCHENGRÖSSENVERTEILUNG

Details der verwendeten Rechenmethode der Strahlungsübertragung (Matrix-Operator-Theorie) sind bereits in PLASS u.a. (1973) und GRASSL (1978) beschrieben. Daher werden hier nur Ergebnisse diskutiert. Die Divergenz des Strahlungsflusses oder die Quellen und Senken von Strahlungsenergie sind in den gezeigten Abbildungen bereits in Abkühlungs- oder Erwärmungsraten umgerechnet unter der Annahme, daß jeder Gewinn oder Verlust für das Strahlungsfeld nur zu einer Temperaturerniedrigung oder -erhöhung führt. Da die mittlere Tröpfchengröße bei fixierten Zirkulationsbedingungen eine Funktion der Aerosolteilchenzahl ist, soll zunächst die Variation der Strahlungsflußdivergenz mit den analytisch vorgegebenen Größenverteilungen gezeigt werden, um den möglichen Aerosolteilcheneinfluß einzugrenzen. Später wird dann die Realitätsbezogenheit durch Vergleich gemessener und analytischer Verteilungen klar werden. In Abb. 1 sind die Abkühlungsraten für den terrestrischen Strahlungsbereich von 4-200  $\mu\text{m}$  Wellenlänge für eine 500 m mächtige planparallele aber vertikal inhomogene Stratuswolke eingebettet in einer Standard-Atmosphäre darge-

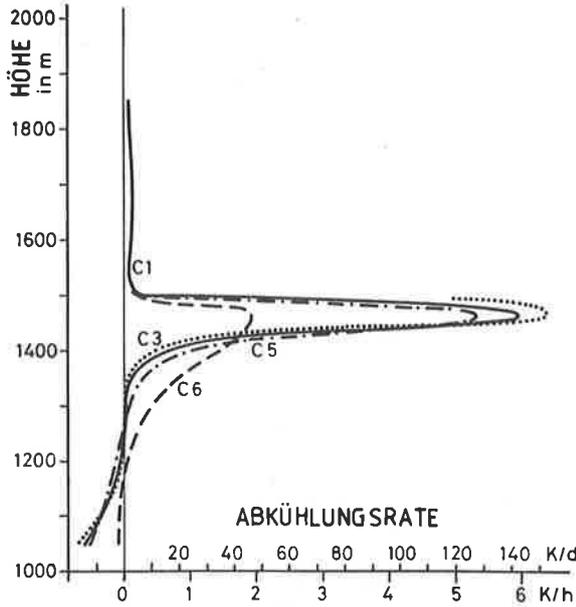


Abb. 1: Abkühlungsraten im terrestrischen Spektralbereich (4-200  $\mu\text{m}$ ) für eine vertikal inhomogene Stratuswolke in 1000-1500 m Höhe mit  $0.2 \text{ gm}^{-3}$  mittl. Flüssigwassergehalt, eingebettet in die US-Standard Atmosphäre, aber mit 3K Temperaturinversion von 1500-1700 m. Der Scharparameter ist die Tröpfchengrößenverteilung (von C6 für wenige große Tröpfchen in maritimen Reinluftgebieten bis zu C3 mit vielen kleinen Tropfen in verschmutzten Gebieten).

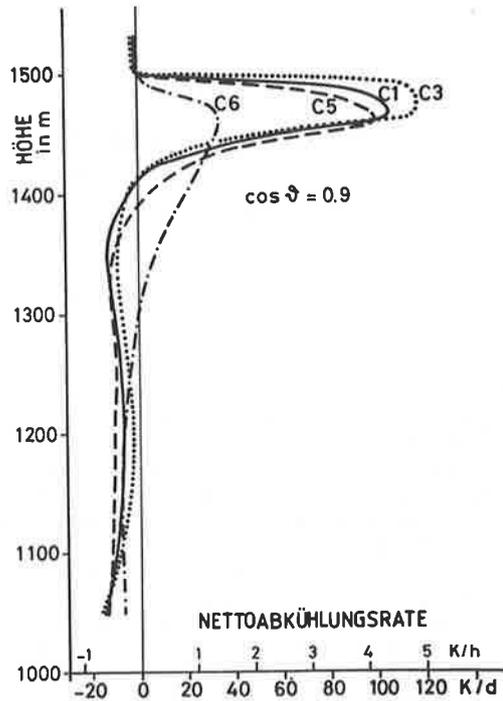


Abb. 2: Nettoabkühlungsraten für die Summe der beiden Spektralbereiche von 0.3-200  $\mu\text{m}$  in der Stratuswolke wie in Abb. 1. Man beachte die Dominanz des langwelligen Spektralbereiches trotz hochstehender Sonne ( $\cos \theta = 0.9$ ,  $\theta = \text{Zenitdistanz}$ ). Die Wolkentröpfchen wurden als reine Wassertröpfchen angenommen. Der Einfluß absorbierender Aerosolteilchen wurde schon ausführlicher in GRASSL (1978) diskutiert.

stellt: Je kleiner der mittlere Radius  $\bar{r}$  der Wolkentröpfchen ist ( $\bar{r}(C3) = 2 \mu\text{m}$  bis  $\bar{r}(C6) = 20 \mu\text{m}$ ), um so größer wird die maximale Abkühlungsrate und um so höher in der Wolke liegt dieses Maximum. Die destabilisierende Wirkung der langwelligen Strahlung wird also mit abnehmender Tröpfchengröße bei fixiertem Flüssigwassergehalt immer weiter in die oberste Schicht gedrängt und in dieser stärker. Die Stärke der Erwärmungsraten im solaren Strahlungsbereich (siehe dazu STEPHENS, 1978 ; STEPHENS, PALTRIDGE und PLATT, 1978 und GRASSL 1978) erreichen die Abkühlungsraten im terrestrischen Bereich, wie Abb. 2 zeigt, in den oberen Wolkenschichten keineswegs, selbst wenn, wie gezeigt, die Sonne sehr hoch steht ( $\cos \theta = 0.9$ ,  $\theta = \text{Zenitwinkel der Sonne}$ ), und aber auch dann nicht, wenn die zusätzliche Absorption durch Aerosole berücksichtigt wäre. Letzteres führte im Maximum zu etwa einer Verdoppelung der Erwärmungsraten im solaren Strahlungsbereich. Die entsprechenden Änderungen integraler solarer Wolkenparameter wie Albedo, Transmission, Absorption (bei Konstanz des Flüssigwassergehaltes) seien hier nur grob

skizziert. Die Albedo wächst bei absinkendem mittlerem Tröpfchenradius, die Transmission wird kleiner, und die Absorption bleibt beinahe konstant.

#### ALBEDOÄNDERUNG IN SYSTEMEN MIT WOLKEN ALS FUNKTION DER AEROSOLTEILCHENZAHL.

Diese den Abhandlungen in TWOMEY (1978) und GRASSL (1975, 1978, 1979) ähnlichen Betrachtungen werden hier nur durch Vergleich mit gemessenen Größenverteilungen der Wolkentröpfchen ergänzt und, was den Einfluß der Streufunktion betrifft, verbessert. Die bisherigen Betrachtungen gingen von der einfachen Relation für das Verhältnis der optischen Dicken zweier Wolken gleichen Flüssigwassergehaltes aber unterschiedlicher Größenverteilung aus,

$$\tau_i / \tau_j = \left( \frac{N_{aj}}{N_{ai}} \right) 0.267$$

wobei  $N_a$  die Zahl der Aerosolteilchen darstellt. Zur Ableitung dieser einfachen Relation wird

der Unterschied zwischen

$$r_{rms} = \left( \frac{\int_{r_1}^{r_2} n(r) r^2 dr}{\int_{r_1}^{r_2} n(r) dr} \right)^{1/2} \text{ und}$$

$$r_v = \frac{\int_{r_1}^{r_2} n(r) r^3 dr}{\int_{r_1}^{r_2} n(r) dr} \text{ vernachlässigt}$$

und außerdem der mittlere relative Extinktionsquerschnitt  $Q_{ext} = 2$  gesetzt,  $n(r)$  ist die Aerosolgrößenverteilung mit Grenzradien  $r_1$  und  $r_2$ . Trotzdem ist dies für schmale Tröpfchengrößenverteilungen eine gute Näherung. Die  $\tau_i/\tau_j$  Werte weichen für gemessene schmale Verteilungen um weniger als 5% vom exakten Wert ab. Für gemessene Bodennebel allerdings (GARLAND, 1971) mit sehr breiten Verteilungen ist die Näherung so grob, daß die obige Relation verworfen werden muß.  $r_{rms}$  und  $\tau_i/\tau_j$  für die analytischen Verteilungen C1 und C5 (DEIRMENDJIAN, 1969, 1975) stimmen hervorragend mit Messungen an kontinentalen (C1) und maritimen Cumuli (C5) überein, so daß in Abb. 3 Albedoänderungen beim

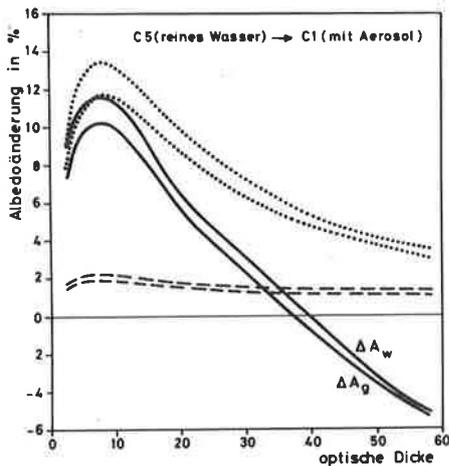


Abb. 3: Albedoänderung  $\Delta A_w$  einer Wolke und des Gesamtsystems  $\Delta A_g$  beim Übergang von Tröpfchengrößenverteilung C5 zu C1 mit Darstellung der Einzelbeiträge als Funktion der optischen Dicke der Wolke C5. Die gestrichelte Kurve gibt den Beitrag durch Änderungen des Asymmetriefaktors  $g$ , und die gepunktete Kurve den für Änderungen der optischen Dicke allein.

Übergang von C5 in C1 als für diesen Übergang repräsentativ gezeigt werden. Die auch in Einzelanteile aufgespaltenen Albedoänderungen  $\Delta A_w$  der Wolke demonstriert den recht schwachen Einfluß durch Verflachung der Streufunktion. Die Änderung des Asymmetriefaktor  $g$ , der ein Maß für diesen Einfluß ist, bleibt geringer als bisher angenommen (siehe GRASSL 1978, 1979), weil ein für große nichtabsorbierende, kugelförmige Teilchen geltender asymptotischer Wert für  $g$  im Sichtbaren schon für Tröpfchen mit

etwa  $10 \mu m$  Radius erreicht wird. Für andere als den gezeigten Sonnenstand  $\cos \theta = 0.9$  gibt es keine erwähnenswerten Eigenheiten außer dem Abfall von  $\Delta A_w$  mit der Zenittdistanz.

#### ÄNDERUNG DER STRAHLUNGSBILANZ

Die unausgeglichene Strahlungsbilanz ist der Antrieb für Bewegungsvorgänge in der Atmosphäre. Deshalb soll in diesem Abschnitt geprüft werden, ob die im solaren Strahlungsbereich kräftige Strahlungsbilanzänderung in bewölkten Gebieten (siehe die Albedoänderungen in Abb. 3) bei verändertem Aerosolteilchenangebot ein Gegengewicht im terrestrischen Strahlungsbereich besitzt. Dies trifft nach Abb. 4 nicht zu. In Abb. 4 sind Rechnungen für analytische und ge-

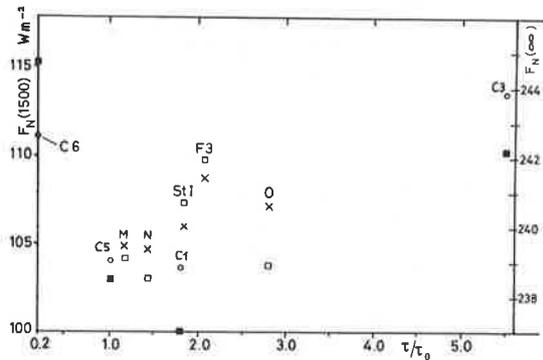


Abb. 4: Terrestrischer Nettostrahlungsfluß am Außenrand der Atmosphäre  $F_N(\infty)$  und am Oberrand der Wolke  $F_N(1500 m)$  für verschiedene analytische (C1, C3, C5, C6) und gemessene (M, N, O, StI, F3) Größenverteilungen der Wolkentröpfchen. M, N, O kontinentaler Cumulus nach RYAN u.a. (1972); StI = Stratus nach STEPHENS (1978) F3 = Bodennebel (29.2.1968) nach GARLAND (1971). Offene Kreise und Kreuze zeigen  $F_N(1500)$  und ausgefüllte sowie offene Quadrate  $F_N(\infty)$ .

messene Verteilungen vereint. Kein eindeutiger Trend ist erkennbar. Wenn, wie aus Abb. 1 bekannt, die abstrahlende Schicht, die identisch ist mit der Region starker Abkühlungsraten, höher liegt, sollte eigentlich mit wachsender optischer Dicke der terrestrische Nettostrahlungsfluß  $F_N$  wegen niedrigerer Temperatur der strahlenden Schichten abnehmen. Daß dies vor allem für die Verteilung C3 (für extrem verschmutzte Atmosphären) nicht gilt, liegt am gleichzeitigen Abfall der 'single scattering albedo', welche bei Erniedrigung zu höherer Emission des einzelnen Tröpfchens führt und damit die Verluste durch erniedrigte Temperatur wieder ausgleicht. Die Gesamtvariation von  $F_N$  im terrestrischen Strahlungsbereich in der Größenordnung von einigen  $W m^{-2}$  kann keineswegs

mit der im Solaren konkurrieren, weil dort schon eine nur einprozentige Albedoerhöhung zu einem Verlust von ca.  $10 \text{ Wm}^{-2}$  führt.

#### LITERATUR

- DEIRMENDJIAN, D. (1969):  
Electromagnetic scattering on spherical polydispersions.  
Elsevier, New York, 290 S.
- DEIRMENDJIAN, D. (1975):  
Far-infrared and submillimeter wave attenuation by clouds and rain.  
JAM, 14, 1584-1593
- ESCHELBACH, G. (1973):  
Computations of the influence of aerosol on the atmospheric radiation balance in the visible spectrum.  
Contr.Atm.Phys. 46, 249-261.
- GARLAND, J.A. (1971):  
Some fog droplet size distributions obtained by an impaction method.  
Quart.J.Roy.Met.Soc. 97. 483-494.
- GRASSL, H. (1975):  
Albedo reduction and radiative heating of clouds by absorbing aerosol particles.  
Contr.Atm.Phys. 48. 199-210.
- GRASSL, H. (1978):  
Strahlung in getrübbten Atmosphären und in Wolken.  
Hamburger Geophysik. Einzelschriften. Reihe A. Heft 37. 136 S.
- GRASSL, H. (1979):  
Possible changes of planetary albedo due to aerosol particles;  
in Mans Impact on Climate. Editors: Bach, Pankrath, Kellogg; Elsevier, Amsterdam. 327 S.
- KELLOGG, W.W. (1978):  
Global influences of mankind on the climate. in Climate Change; Editor: J. Gribbin, Cambridge University Press, London. 205-227.
- PLASS, G.N.; KATTAWAR, G.E. und CATCHINGS, G.E. (1973):  
Matrix-operator-theory of radiative transfer.  
Appl.Opt. 12. 314-329.
- RYAN, R.T.; BLAU, H.H.; Jr. VON THONA, P.C.; COHEN, M.L. und ROBERTS, G.D. (1972):  
Cloud microstructure as determined by an optical cloud particle spectrometer.  
JAM. 11. 149-156.
- STEPHENS, G.L. (1978):  
Radiation profiles in extended water clouds. Parts I and II. JAS 35. 211-2132.
- STEPHENS, G.L.; PALTRIDGE, G.W. und PLATT, C. M.R. (1978):  
Radiation profiles in extended water clouds. Part III: Observations, JAS. 35. 2133-2141.
- TWOMEY, S. (1974):  
Pollution and the planetary albedo.  
Atmos.Environment. 8. 1251-1256.
- TWOMEY, S. (1978):  
Influence of the aerosol on optical properties of clouds.  
GARP Climate Dynamics Sub-Programme, Report of IOC-Study Conference on parameterization of extended cloudiness, Appendix E, WMO, Geneva, October 1978.
- YAMAMOTO, G. und TANAKA, M. (1972):  
Increase of global albedo due to air pollution.  
JAS. 29. 1405-1412.