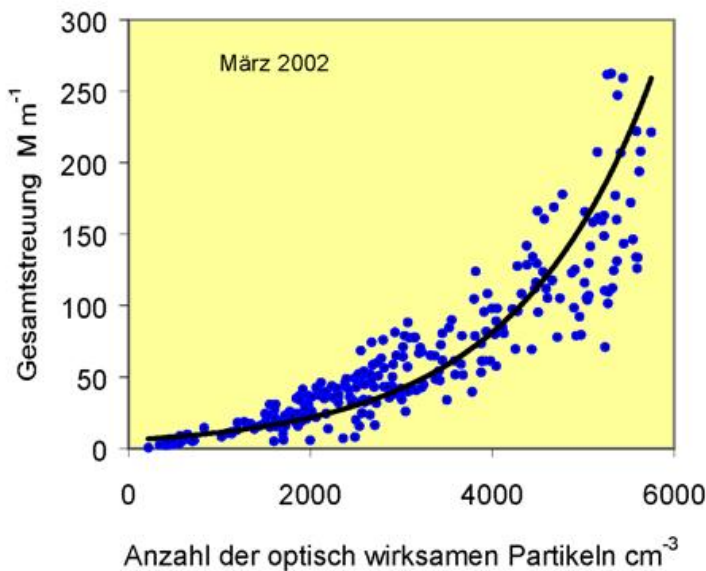


	<p>Global Atmosphere Watch</p> <h2 style="margin: 0;">GAW Brief</h2> <h3 style="margin: 0;">des Deutschen Wetterdienstes</h3> <p style="margin: 0;">Meteorologisches Observatorium Hohenpeißenberg</p>	
<a href="http://www.wmo.ch/web/arep/gaw_home.html">www.wmo.ch/web/arep/gaw_home.html</a>	<a href="http://www.dwd.de/de/FundE/Observator/MOHP/hp2/gaw/gaw.htm">http://www.dwd.de/de/FundE/Observator/MOHP/hp2/gaw/gaw.htm</a>	
<p>Allgemein Klima Strahlung Treibhausgase Spurengase Aerosol Niederschlag Analysen Trends Ursachen</p>		

## Aerosol und seine Klimawirkung

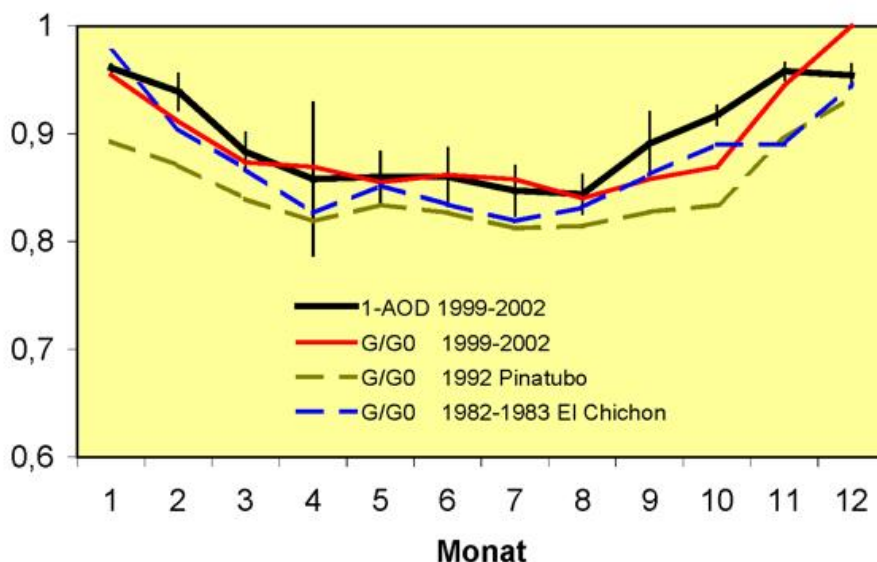
Die Wetteraktivität der Atmosphäre wird von der Sonnenstrahlung angetrieben. Die Energieabgabe von der Sonne ist zwar nahezu konstant, die am Boden ankommende Strahlung wird aber von der Erdatmosphäre mit ihren Luftbeimengungen und insbesondere von Wolken in mannigfacher Weise modifiziert. Die am Erdboden ankommende Strahlung wird in Wärme umgesetzt und dient in dieser Form als Wetterantrieb. Das atmosphärische Aerosol, als eine wichtige Luftbeimengung, streut die einfallende Strahlung und wirft einen Teil davon wieder in den Weltraum zurück. Eine höhere Rückstreuung von Sonnenenergie bedeutet eine geringere Verfügbarkeit von Energie für meteorologische Antriebe. Die Abbildung 1 zeigt die Zunahme der Streuung an Aerosolpartikeln mit ansteigender Partikelanzahl, gemessen an der GAW Globalstation Hohenpeißenberg.



**Abb. 1:** Gesamtstreuung ( $10^6 \text{ m}^{-1}$ ) von Aerosolpartikeln in Abhängigkeit von der Anzahl der optisch wirksamen Partikeln gemessen mit einem Nephelometer am Hohenpeißenberg.

Wegen der uneinheitlichen Verteilung und begrenzten Lebensdauer des Aerosols (1 – 2 Wochen in der Troposphäre, 1 – 2 Jahre in der Stratosphäre) ist die Rückstreuung von Sonnenstrahlung sehr variabel. Auf längerer Zeitskala wirkt dieser Effekt dem Treibhauseffekt entgegen, weshalb dem Aerosol in der Klimaentwicklung eine kühlende Funktion zukommt. Die rückstreuende Wirkung des Aerosols kann bei Situationen mit geringer Bewölkung sichtbar gemacht werden, und es ist bemerkenswert, dass der Effekt

einen jahreszeitlichen Gang aufweist. In Abb. 2 ist der Jahresgang der aerosoloptischen Dicke AOD (Aerosolgehalt Messort bis Oberrand Atmosphäre) in der Form  $1 - AOD(500 \text{ nm})$  zusammen mit dem relativen Globalstrahlungsverhältnis  $G/G_{ow}$  dargestellt als Mittelwert über die Jahre 1999 – 2002. Die gemessene Globalstrahlung  $G$  ist dabei bezogen auf die Globalstrahlung  $G_{ow}$ , die in einer aerosolfreien aber wasserdampfhaltigen Atmosphäre gemessen würde ( $G_{ow}$  wird berechnet nach Kasten, 1989 bzw. VDI RL 3789). Der Wasserdampfgehalt der Atmosphäre besitzt ebenfalls einen Jahresgang und Wasserdampfbanden in der kurzwelligen Strahlung bewirken dadurch auch einen Jahresgang in  $G$ . Diese absorbierte Sonnenstrahlung erwärmt die Atmosphäre. Nach der VDI Richtlinie 3789 kann aus Feuchtemessungen der jahreszeitliche Einfluss des Wasserdampfes näherungsweise in  $G_{ow}$  berücksichtigt werden, so dass im Verhältnis  $G/G_{ow}$  der Aerosoleffekt sichtbar wird. Werden nun aus den Messreihen Wettersituationen mit geringer Bewölkung ausgewählt, dann erkennt man, dass im Sommer durch Rückstreuung des Aerosols nur 85 % der Globalstrahlung zum Erdboden gelangt, während es im Winter über 95 % sind. Am Hohenpeißenberg als Bergstation wird allerdings nicht die gesamte aerosoloptische Dicke des Aerosols gemessen, da sich ein Teil des Aerosols unterhalb der Station befindet. Dadurch wäre an einer tiefer gelegenen Station die  $G/G_{ow}$  Kurve mehr oder minder parallel zu etwas niedrigeren Werten verschoben.



*Abb. 2: Jahresgang der Aerosoloptischen Dicke mit Streubalken und der auf eine aerosolfreie, aber wasserdampfhaltige Atmosphäre normierten Globalstrahlung G/G<sub>0w</sub>. Zusätzlich ist das Verhältnis auch für die Folgejahre zweier Vulkanausbrüche dargestellt.*

Nach starken Vulkanausbrüchen steigt der Aerosolgehalt der Atmosphäre für die Dauer von 1 – 2 Jahren an, vor allem, wenn sich in der Stratosphäre zusätzlich zur direkt ausgeschleuderten Asche aus Gasen wie Schwefeldioxid nach und nach Aerosolpartikeln bilden. Diese Aerosolschicht reichert sich vor allem in Höhen um 20 km an. Man erkennt aus der Abbildung 2, dass nach dem Ausbruch des El Chichon und des Pinatubo das Verhältnis G/G<sub>0w</sub> im Vergleich zu dem ungestörten Zeitraum 1999 – 2002 deutlich abgesenkt war. Die Wirkung des Aerosols verursacht nach starken Vulkanausbrüchen eine um einige Zehntel Grad niedrigere globale Mitteltemperatur.

Im Sommer ist also 10 % weniger Strahlung für meteorologische Antriebe verfügbar als im Winter und es erhebt sich die Frage nach der Ursache für diese Form des Jahresganges. Zu erwarten wäre zunächst, dass der Aerosolgehalt der Atmosphäre im Winter höher ist als im Sommer, da in der Heizperiode mehr Aerosol vom Menschen erzeugt wird als im Sommer. Eine zweite Vermutung ist, dass im Winter das Aerosol mehr bodennah konzentriert ist und der Hohenpeißenberg aus dieser Dunstschicht höher herausragt als im Sommer, wenn das Aerosol durch Konvektion über einen größeren Höhenbereich verteilt wird. Eine dritte wahrscheinliche, aber noch unbewiesene Erklärung ist eine großskalig verstärkte Dunstbildung durch die Biosphäre im Sommer: Pflanzen geben bei hohen Temperaturen zum Teil beträchtliche Mengen an flüchtigen Kohlenwasserstoffen in die Atmosphäre ab, die von oxidierenden Substanzen, insbesondere dem Hydroxylradikal (OH), relativ rasch umgewandelt werden. Die Reaktionsprodukte können sich dann vermutlich an das Aerosol anlagern oder auch neue Partikeln bilden.

Dieser letztgenannte Prozess ist allerdings noch kaum erforscht, da der Ablauf sehr komplex ist. Bekannt ist jedoch, dass viele Pflanzen bei Hitzestress hochsiedende Moleküle wie Terpene an die Atmosphäre abgeben, um unter anderem die Wasserverdunstung zu reduzieren. Die Zunahme der gemessenen Terpenkonzentration mit steigender Temperatur bestätigt diesen Zusammenhang. Über das weitere Schicksal dieser Substanzen in der Atmosphäre weiß man noch sehr wenig. Die Messung der organischen Aerosolfraction ist ebenfalls kompliziert und aufwändig, weshalb keine Messreihen dazu bestehen. Daher gibt es vorerst nur gute Indizien, dass die Biosphäre in beträchtlichem Maß an der Bildung des sog. „Blauen Sommerdunstes“ beteiligt ist, und es ergibt sich der Bedarf, dass dieser bekannte aber unzureichend verstandene Prozess näher geklärt werden muss. Im Klimageschehen bedeutet der Prozess jedoch eine negative Rückkopplung insofern, als eine Klimaerwärmung die Pflanzen zu erhöhter Abgabe solcher flüchtiger Substanzen anregt, woraus vermehrt Aerosol gebildet wird. Dies dämpft im Sommer die Einstrahlung und somit die Erwärmung. Eine gleichzeitig beobachtete Tendenz zu trockneren Sommern verlängert auch die Lebensdauer des Aerosols, die hauptsächlich durch Niederschlag begrenzt wird.