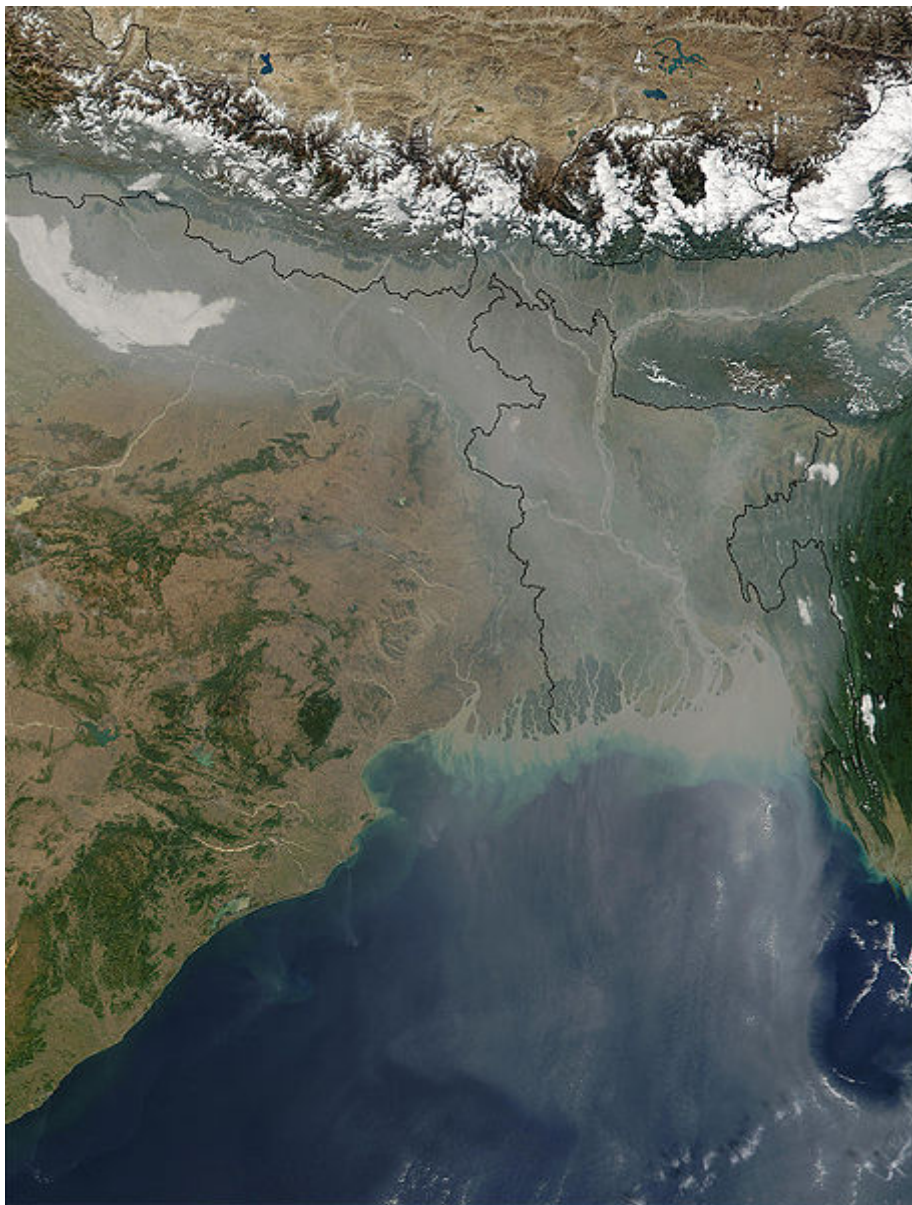


Retten uns *Aerosole* vor der Klimakatastrophe?



Aerosole über Nord-Indien und Bangladesch (Quelle: Wikipedia)

Jugend-forscht Arbeit 2012

Nele Bettels (STS Bergstedt)

Jule Naffin (STS Bergstedt)

Inhaltsverzeichnis

1. Aerosole in der Atmosphäre.....	3
1.1. Einleitung.....	3
1.2. Definition Aerosole	3
1.3. Entstehung von Aerosolen	4
1.4. Abbau und Verweilzeit von Aerosolen.....	7
2. Auswirkung der Aerosole auf den Strahlungshaushalt.....	8
2.1. Direkter Effekt.....	8
2.2. Indirekter Effekt	9
2.3. Semidirekter Effekt	11
2.4. Einschätzung der Wirkung von Aerosolen.....	12
3. Auswirkungen veränderter Aerosolkonzentrationen in ausgewählten Regionen	13
3.1. Verschiebung des Monsungürtels in Südasien.....	13
3.2. Mitteleuropa.....	14
4. Aerosole aus medizinischer Sicht	15
5. Retten uns Aerosole vor der Klimakatastrophe?	15
6. Literatur- und Abbildungsverzeichnis	17

1. Aerosole in der Atmosphäre

1.1. Einleitung

Die Klimaerwärmung steht kurz bevor und wir wissen bis heute nicht genau welche Faktoren welche Auswirkungen haben. Die globale Erwärmung ist ein Prozess, der sich derzeit stetig beschleunigend bemerkbar macht. Verschiedene Faktoren beeinflussen Ausmaß und Intensität der dabei beobachtbaren Erwärmung der Erdatmosphäre. Eine Komponente, die dabei eine Rolle spielt, sind Aerosole. Im Rahmen unserer Arbeit gehen wir der Fragestellung nach, welchen Einfluss Aerosole dabei spielen. Nach dem bisherigen Kenntnisstand lässt sich nicht genau abschätzen, welchen kühlenden oder erwärmenden Einfluss Aerosole genau haben.

1.2. Definition Aerosole

Aerosole sind feste und flüssige Teilchen/Partikel, die in der freien Atmosphäre und in Wolken vorkommen. Aerosol bedeutet wörtlich „Lösung in Luft“¹ und beschreibt die Summe aus dem Trägergasgemisch „Luft“ und den darin suspendierenden Teilchen, also Teilchen, die so fein verteilt sind, dass sie in der Luft schweben. Oft wird in der Literatur mit dem Wort Aerosol nur das suspendierte Teilchen beschreiben. Sie entstehen, ähnlich wie Treibhausgase, bei natürlichen Prozessen und in Folge menschlicher Aktivitäten. Die wichtigsten natürlichen Aerosole sind Staub- und Salzteilchen. Bei den anthropogenen Aerosolen dominieren dagegen die Sulfat- und Rußpartikel. Sie treten verbreitet über stark besiedelten und industrialisierten Gebieten, sowie in deren Leezonen, also auf der dem Wind abgewandten Seite, auf.

Die Partikel haben einen Durchmesser zwischen 1 nm (10^{-9} m) und 100 μ m (10^{-4} m). Entsprechend ihrer Größe werden sie in ultrafeine, feine und grobe Partikel unterteilt. Ultrafeine Partikel messen weniger als 0,1 μ m im Durchmesser, feine Partikel sind zwischen 0,1 μ m und 2,5 μ m groß und grobe Partikel haben einen Durchmesser von mehr als 2,5 μ m. Ein mittelgroßes Aerosolteilchen von ca. 100 Nanometer im Durchmesser ist also 2000 mal kleiner als das Satzzeichen „Punkt“ in einer gängigen Tageszeitung und 100 bis 1000 mal „dünner“ als ein menschliches Haar².

Man teilt die Aerosole in zwei unterschiedliche Klassen ein, die primären und die sekundären Aerosole. Partikel, die durch direkten Eintrag vom Erdboden oder vom Wasser in die Atmosphäre gelangen, bezeichnet man als primäre Aerosole. Bei ihnen handelt es sich im Wesentlichen um Staubaerosole, Meersalzaerosole und kohlenstoffhaltige Aerosole. Sekundäre Aerosole entstehen dagegen erst in der Atmosphäre durch chemische Umwandlungsprozesse aus gasförmigen Vorläuferstoffen. Ein Beispiel dafür sind Sulfataerosole, die durch eine Oxidation von Schwefeldioxid entstehen. Schwefeldioxid entsteht bei der Verbrennung von fossilen Energien.

In Groß- und Industriestädten werden ca. 100000 Partikel/cm³ Luft gemessen, auf dem Land 10000 Partikel/cm³ und in der oberen Troposphäre 1000 Partikel/cm³.³

¹ Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg

² Paul Scherer Institut

³ Blüthgen, Joachim et al.(1980)

Aerosolpartikel beeinflussen je nach Art und Situation das Blau des Himmels. Der Himmel erscheint uns blau, da Moleküle in der Luft das Licht streuen, und zwar so, dass die Streuung des kurzwelligeren blauen Anteils des Sonnenlichts durch das Gesetz der Beugung am stärksten erfolgt. Befinden sich nun z. B. viele Rußpartikel in der Luft erscheint uns der Himmel grau und dunstig, da die Partikel Einwirkung auf die Streuung des Lichts haben. Sie haben auch eine Auswirkung auf die Rotfärbung des Himmels vor Sonnenaufgang und -untergang. Dadurch, dass das Licht eine viel weiter Strecke durch die Atmosphäre zurücklegen muss wenn es schräger auf die Erdoberfläche einstrahlt als wenn es, wie zur Mittagszeit, senkrechter auf die Erdoberfläche einstrahlt, halten die Moleküle in der Luft die blauen und grünen Anteile des Lichts zurück, wodurch der Himmel rötlich erscheint. Die Aerosole in der Luft verstärken diesen Prozess noch. Man kann also sagen, je mehr Aerosolteilchen sich in der Luft befinden, desto stärker ist der Himmel rot gefärbt.

1.3. Entstehung von Aerosolen

Primäre Aerosole werden direkt als Partikel in die Atmosphäre eingetragen. Die wichtigsten primären Aerosole sind Staubaerosole, Meersalzaerosole und kohlenstoffhaltige Aerosole.

Staubaerosole sind zwischen 0,1 und 100 µm groß. Sie gelangen hauptsächlich durch Wind in die Atmosphäre. Wie viele Partikel in die Atmosphäre gelangen, hängt entscheidend von den lokalen Wetterbedingungen, insbesondere der Windstärke und dem Niederschlag sowie der Dichte der vorhandenen Vegetation, ab. Die wichtigsten Quellen für die Entstehung von Staubaerosolen sind die Wüsten- und Trockengebiete sowie ihre Randzonen (Sahara, Atacama, Mojave, die arabische Halbinsel, Australien und die Wüste Gobi). Die feineren Staubanteile können bis in 5 km Höhe gelangen, wo sie dann vom Wind über die ganze Welt verteilt werden. Staub aus der Wüste Gobi (Ostasien) kann bis nach Nordamerika, Saharastaub (Afrika) bis nach Südamerika transportiert werden. Eisbohrkerne aus Grönland und der Antarktis belegen, dass während des letzten glazialen Maximums (Höhepunkt der letzten Eiszeit) die Staubanteile in der Atmosphäre deutlich höher waren als heute⁴. Messungen ergeben allerdings, dass die Staubaerosole in der Luft wieder zunehmen. Das ist auf die erhöhte Vegetations- und Bodenzerstörung zurückzuführen, die derzeit weltweit beobachtet werden kann. Schon in den 30er Jahren des letzten Jahrhunderts wurden starke Staubverwehungen als Folge einer großflächigen Urbarmachung kombiniert mit einer längeren Dürreperiode in den USA beobachtet. Dieses Ereignis wurde namensgebend für das Dust-Bowl-Syndrom, welches in den letzten Jahrzehnten verstärkt in verschiedenen Regionen der Erde beobachtet werden konnte.

Der meiste Staub entsteht jedoch in unbewohnten und unbefahrenen Gebieten. Modellrechnungen schätzen die Emissionen der insgesamt vom Boden aufgewirbelten Staubaerosole auf 1000 – 2000 Millionen Tonne pro Jahr (Mt/a)⁵. Der Gesamtgehalt an Staub in der Atmosphäre wird auf 18,1 Mt geschätzt. Über den Weg der trockenen Deposition werden die meisten Staubaerosole aus der Atmosphäre wieder ausgeschieden. Ihre durchschnittliche Verweilzeit in der Atmosphäre beträgt 3,9 Tage⁶.

⁴ Kasang, D (15.01.2012)

⁵ IPCC (2001)

⁶ IPCC (2001)

Meersalzaerosole sind zwischen 0,05 und 10 µm groß und weißlich. Sie entstehen durch das Zerplatzen von Luftbläschen in der Gischt von Wellenkämmen. Durch Wind aufgewirbelt verdunsten die kleinen Wassertröpfchen in der Luft und die Salzteilchen bleiben übrig. Diese bestehen aus Kochsalz (NaCl) und Gips (CaSO₄) und enthalten zusätzlich noch biologisches Material und aus dem Meer. Sie werden vom Wind in höhere Luftschichten getragen und verteilt. Im wesentlichen sind sie über den Meeren zu finden. In höheren Konzentrationen treten sie über Meeresbereichen mit hohen Windgeschwindigkeiten auf, insbesondere in den mittleren Breiten der Südhalbkugel. Schätzungsweise werden 3300 Mt/a⁷ Meersalzaerosole in die Atmosphäre emittiert. Die kleineren Partikel gelangen in große Höhen und spielen dadurch eine Rolle bei der Wolkenbildung. Die durchschnittliche atmosphärische Verweilzeit von Meersalzaerosolen beträgt einen halben Tag⁸.

Zu den kohlenstoffhaltigen Aerosolen gehören biologische und organische Aerosole sowie Ruß. Pollen, Bakterien, Viren, Mikroorganismen und zerfallende Blätter sind die wichtigsten Komponenten biologischer Aerosole. Diese Teilchen werden aktiv und passiv freigesetzt. Sie sind 0,1 µm und größer.

Die größte Quelle von organischen Aerosolen sind unvollständige Verbrennungen fossiler Energieträger. Sie sind also weitestgehend anthropogenen Ursprungs. Schätzungen ergeben, dass zwischen 2 und 17 Mt/a⁹ an Emissionen aus der Biomassenverbrennung und der Verbrennung fossiler Energieträger in die Atmosphäre gegeben werden. Sie sind kleiner als 1 µm.

Ruß-Aerosole sind ein Agglomerat aus sehr kleinen Partikeln und ca. 100 nm groß. Sie entstehen bei der Verbrennung von Kohle, Mineralöl und Biomasse, und zwar hauptsächlich aus unvollständig ablaufenden Reaktionen. Durch Wind werden sie in der Atmosphäre verteilt und können so auch in große Höhen gelangen. Von ihnen werden jährlich ca. 8 Mt¹⁰ emittiert. In höheren Konzentrationen kommen kohlenstoffhaltige Aerosole insbesondere in den Tropen vor, wo sie durch die flächenmäßig verbreitete Biomassenverbrennung freigesetzt werden. Daneben gibt es eine starke Freisetzung von kohlenstoffhaltigen Aerosolen in den Industriegebieten der Nordhalbkugel, wobei man in der europäischen Region einen Rückgang und in den Industriegebieten insbesondere der südostasiatischen Schwellenländer einen starken Anstieg beobachten kann.

Sekundäre Aerosole entstehen erst in der Atmosphäre. Sie sind flüssige Partikel, die durch chemische Umwandlungsprozesse gebildet werden. Ausgangsstoffe für die Bildung von sekundären Aerosolen sind stets gasförmige Vorläuferstoffe, die aus natürlichen (z.B. vulkanische Gase) oder anthropogenen (z.B. Abgase aus Kraftwerken) Quellen stammen können. Oft bilden sich die sekundären Aerosole in der Atmosphäre, indem mehrere Spurengasmoleküle miteinander reagieren und sich zu größeren Molekülen vereinigen, die

⁷ IPCC (2001)

⁸ IPCC (2001)

⁹ IPCC (2001)

¹⁰ IPCC (2001)

dann die eigentlichen Aerosole sind. Dabei entstehen erst Partikel im Nanobereich, die sich dann durch sog. Koagulation zu größeren Partikeln zusammenschließen. Zudem können die gasförmigen Vorläufersubstanzen auch an vorhandenen Partikeln kondensieren und damit zu ihrer Vergrößerung beitragen.

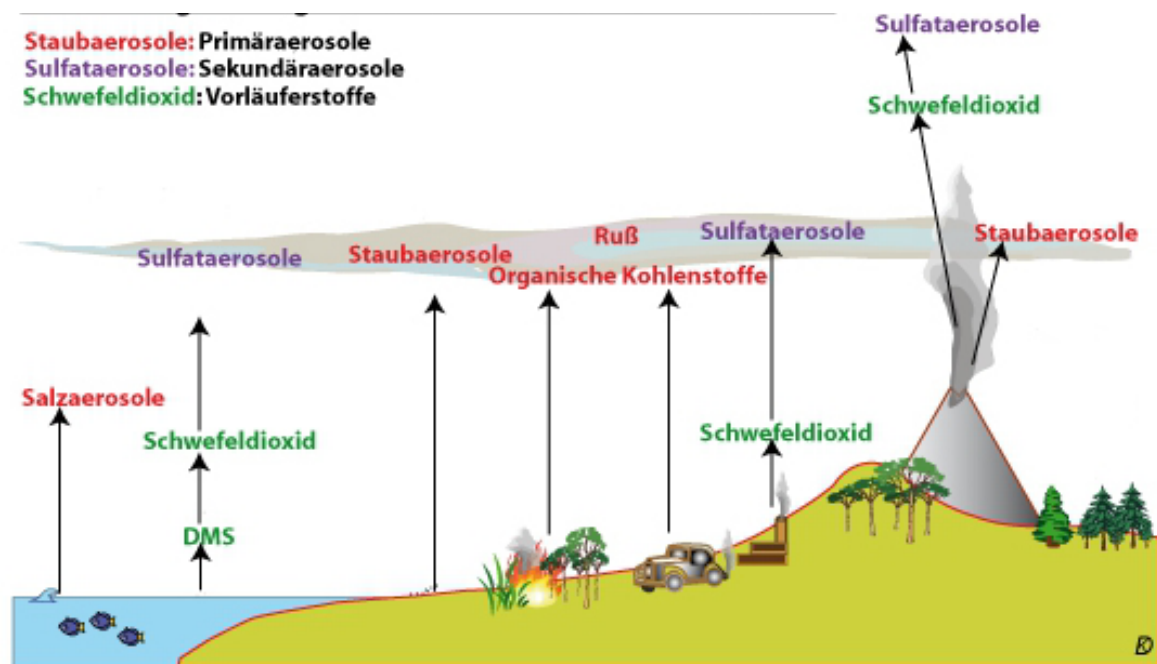


Abb. 1: Entstehung wichtiger direkter und indirekter Aerosole

Quelle: Kasang, D. (2010)

Die klimatisch bedeutsamsten sekundären Aerosole sind die Sulfataerosole. Sie entstehen bei chemischen Reaktionen aus gasförmigen natürlichen wie anthropogenen Vorläuferstoffen. Der wichtigste Vorläuferstoff dabei ist Schwefeldioxid, welches direkt mit Wassertröpfchen in der Luft oder mit Hydroxidionen reagieren kann. Schwefeldioxid wird überwiegend infolge menschlicher Aktivitäten freigesetzt. Die wichtigste Quelle ist dabei die Verbrennung fossiler Energieträger, die aufgrund ihrer Bildung aus einer pflanzlichen oder tierischen Ausgangssubstanz stets auch Schwefelverbindungen enthalten. Rund 72%¹¹ der globalen Schwefeldioxidemissionen wird durch die Verbrennung fossiler Energieträger freigesetzt, wobei 94% der Emission auf der Nordhalbkugel erfolgt. Die in Europa und den USA erfolgten Maßnahmen zur Entschwefelung fossiler Energieträger und den Abgasen von Kraftwerken¹² haben global gesehen zu einer Reduktion der Schwefeldioxidemissionen von 64 Mt/a 1980 auf 43 Mt/a im Jahre 2000 auf der Nordhalbkugel geführt. Als weitere anthropogene Quelle gibt es die Verbrennung von Biomasse, welche mit rund 2% zur Gesamtemission beiträgt. Natürliche Quellen sind die Emission von Dimethylsulfid, einer Vorläufersubstanz für Schwefeldioxid, welches von marinem Plankton abgegeben wird (19%) und vulkanische Gase (7%). Obwohl die Schwefeldioxidemission aufgrund vulkanischer Aktivitäten vergleichsweise gering ist, können bei starken Vulkanausbrüchen Schwefeldioxidpartikel bis in die Stratosphäre gelangen, wodurch ihre Lebensdauer entschieden verlängert wird.

Neben den Sulfataerosolen kann man zunehmend auch einen Einfluss von Nitrat-Aerosolen beobachten. Stickstoffoxide entstehen u.a. bei verschiedenen Verbrennungsprozessen. In der

¹¹ Forster, P. et al. (2007), S. 160

¹² Forster, P. et al. (2007), S. 160

Atmosphäre können die Stickstoffoxide zu Salpetersäure weiter reagieren, aus denen sich dann Nitrat-Aerosole bilden.

1.4. Abbau und Verweilzeit von Aerosolen

Aerosole können durch nasse Deposition, in Form der Auswaschung, oder durch trockene Deposition, in Form einer direkten Ablagerung, aus der Atmosphäre entfernt werden. Die atmosphärische Verweilzeit von Aerosolen hängt entschieden von ihrer Partikelgröße, aber auch von der Höhe innerhalb der Atmosphäre und teilweise vom Wetter, ab.

Größere Partikel, mit einem Partikelradius über 10 µm, haben eine Verweilzeit von Minuten bis hin zu maximal einem Tag. Aufgrund ihrer Größe sind sie verhältnismäßig schwer und sedimentieren leicht. Sie werden somit überwiegend durch trockene Deposition aus der Atmosphäre entfernt. Sehr feine Partikel, mit einem Partikelradius von unter 0,01 µm, haben mit einer Lebensdauer von wenigen Minuten bis zu hin zu ein paar Stunden eine sehr geringe Verweilzeit. Wegen ihrer Größe koagulieren sie in dieser kurzen Zeit mit anderen Partikeln zu größeren. Auch ein Wachstum durch Kondensation ist möglich. Beides erfolgt umso schneller, je kleiner die Partikel sind. Am langlebigsten sind feine Partikel, mit einem Radius von 0,01 – 10 µm. Solange sie sich in der

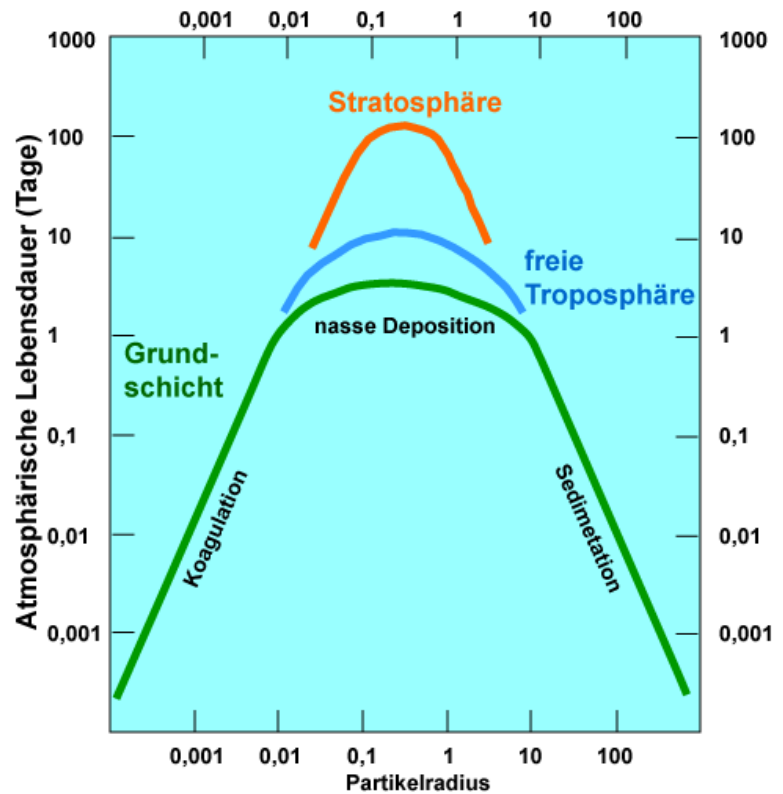


Abb. 2: Verweildauer von Aerosolen in Abhängigkeit von ihrem Partikelradius

Quelle: Kasang, Dieter (2011a)

bodennahen Schicht der Atmosphäre befinden, kann ihre Lebensdauer mehrere Tage betragen. Gelangen die feinen Partikel in höhere Luftschichten, verlängert sich ihr Aufenthalt und kann bis zu mehrere Wochen betragen, da sie überwiegend durch Auswaschung aus der Atmosphäre entfernt werden. In der Stratosphäre, wohin sie z. B. durch Flugzeugabgase oder Vulkanausbrüchen gelangen, ist ihre atmosphärische Lebensdauer deutlich länger. Hier kann sie bis zu über hundert Tage betragen, da es in der Stratosphäre kaum noch zur Bildung von Wolken kommen kann und somit feinen Partikel nicht durch nasse Deposition, sondern nur durch Sedimentation aus der Stratosphäre entfernt werden¹³. Erst wenn sie in die Troposphäre abgesunken sind, kommt es zur Ausscheidung. Durchschnittlich haben Aerosole in der Atmosphäre eine Verweilzeit von etwa einer Woche¹⁴.

¹³ Müller, M. (2001), S. 33

¹⁴ Kasang, D. (2011b)

2. Auswirkung der Aerosole auf den Strahlungshaushalt

Bei Aerosolen kann man sowohl einen direkten, einen indirekten als auch semidirekten Effekt verzeichnen. Direkte Effekte ergeben sich durch die Absorption und Reflexion von Strahlung. Die indirekten Effekte sind eine Folge der Wolkenbildung, die im starken Maße von der Konzentration und Größe der Aerosolpartikel beeinflusst wird. Semidirekte Effekte ergeben sich aus Absorption von Strahlung, aber auch aus der Auflösung von Wolken. Diese Effekte, die im Folgenden näher erläutert werden, tragen mit dem Ausstoß von Treibhausgasen zur Temperaturveränderung unseres Erdklimas bei.

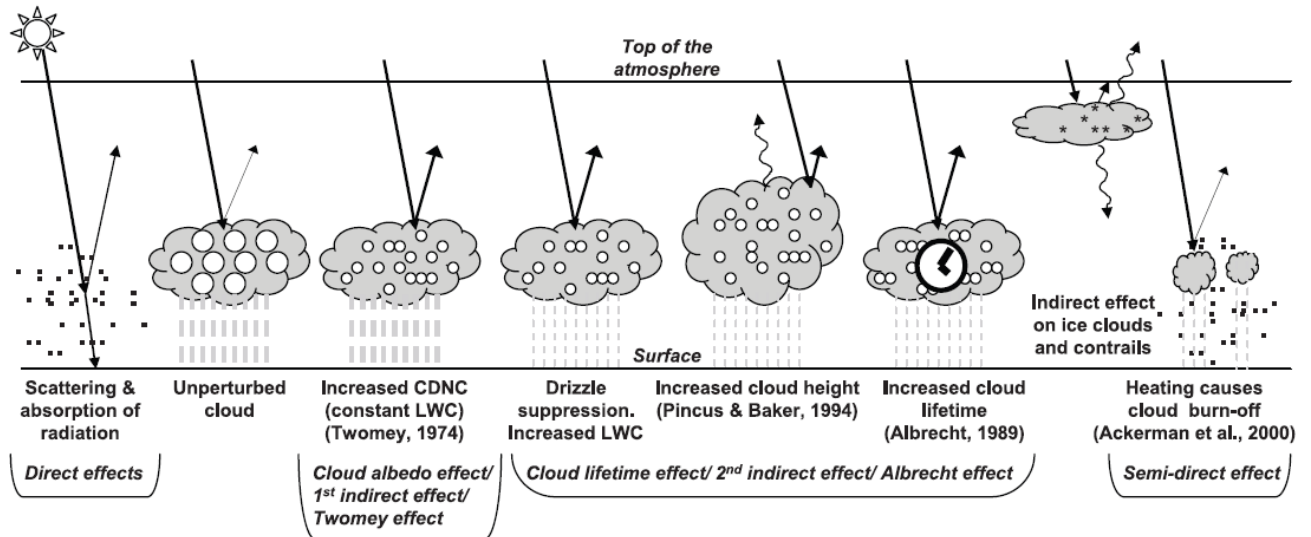


Abb. 3: Darstellung der verschiedenen Strahlungsmechanismen und Effekte auf Wolke als signifikante Folge der Aerosole

Quelle: Forster, P. et al. (2007)

2.1. Direkter Effekt

Der direkte Einfluss auf den Strahlungshaushalt der Erde besteht darin, dass Aerosole Strahlung reflektieren, oder absorbieren und anschließend reemittieren. Die Aerosole, die Strahlung reflektieren, verstärken die globale Albedo und wirken somit abkühlend auf die Atmosphäre. Sie sind also die Gegenspieler der anthropogenen Treibhausgase.

Diese Treibhausgase lassen die kurzwellige Solarstrahlung weitestgehend Richtung Erde passieren, absorbieren aber die langwellige Wärmestrahlung und verhindern so, dass die Erde die komplette Wärme in den Weltraum zurückstrahlt. Aerosole hingegen reflektieren die kurzwellige Solarstrahlung, lassen aber die langwellige Wärmestrahlung

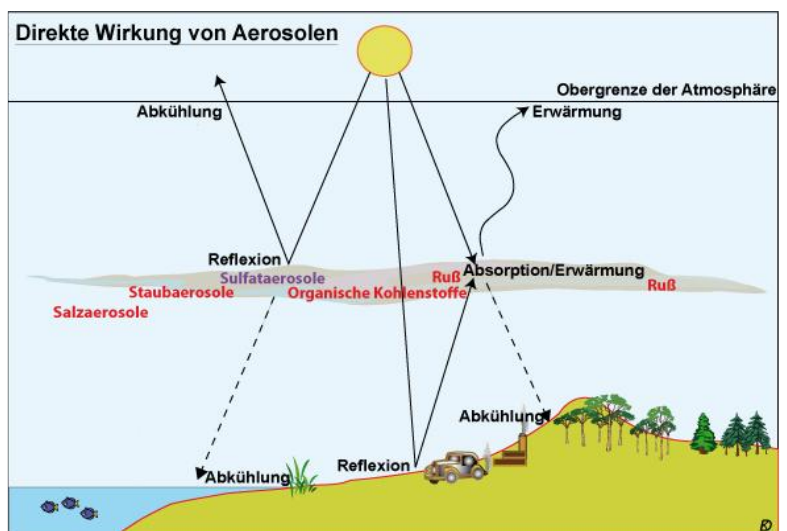


Abb. 4: Direkte Wirkung von Aerosolen

Quelle: Kasang, D. (2011b)

praktisch ungehindert passieren. Sulfataerosole haben dabei den größten

Anteil und tragen zu etwa $\frac{2}{3}$ ¹⁵ zum direkten Effekt bei. Weitere Aerosole, die zum direkten Effekt beitragen, sind organische Aerosole, die bei der Verbrennung von Biomasse und fossiler Energieträger entstehen. Sie tragen zu etwa $\frac{1}{3}$ ¹⁶ zum direkten Effekt bei. Der Einfluss von Staub- und Meersalzaerosole ist deutlich geringer. Insgesamt geht man davon aus, dass der direkte Aerosol-Effekt den anthropogenen Treibhauseffekt derzeit um 20-50%¹⁷ schwächt.

Einige Aerosole absorbieren die solare Strahlung. Besondere Bedeutung kommt dabei den Ruß-Aerosolen zu. Dabei wird nicht nur die direkt von der Sonne kommende Strahlung absorbiert, sondern auch die von der Erde oder von Wolken zurückgestrahlte kurzwellige Solarstrahlung. In den bodennahen Schichten kommt es aufgrund der Absorption zu einer Abkühlung. Die absorbierte Strahlung wird teils in Form langwelliger Strahlung von den Rußpartikeln wieder abgegeben. Dieses führt zu einer Erwärmung der höheren atmosphärischen Schichten. Die Ruß-Aerosole erwärmen dadurch zwar die umliegende Atmosphäre, auf die bodennahen Schichten wirkt sich dieser erwärmende Effekt jedoch nicht aus.

Durch die trockene oder nasse Deposition können sich Ruß-Aerosole auf Schnee- und Eisoberflächen ablagern. Dort verringern sie die Albedo. Bodennah wird dadurch mehr solare Strahlung absorbiert, was zu einer Erwärmung und damit einhergehend zu einem zusätzlichen Abschmelzen der Eismassen führen kann.

2.2. Indirekter Effekt

Obwohl die Atmosphäre lediglich 0,001% des vorhandenen Wassers der Erde enthält, hat dieses Wasser dennoch einen deutlichen Einfluss auf den Strahlungshaushalt der Erde. Von besonderer Bedeutung sind dabei die Wolken, deren Bildung wiederum von der Anzahl und Art der Aerosole beeinflusst wird. Wolken bilden sich, wenn die relative Luftfeuchtigkeit 100% übersteigt und die Luft somit an Wasser übersättigt ist. Damit es jedoch zu einer Kondensation des Wassers kommen kann, müssen in der Luft Kondensationskerne vorhanden sein. Als solche können Aerosole fungieren. Die Bildung von Aerosolen hat durch den Einfluss des Menschen eine Veränderung erfahren. Es handelt sich nicht mehr nur um natürliche Aerosole, die sich in den Luftschichten ansammeln, sondern es kommt im steigenden Maße die anthropogen bedingten Aerosole hinzu. Zwar dienen auch sie als Kondensationskern für die Wolkenbildung, jedoch verhalten sich die so entstehenden Wolken anders bzw. sie besitzen eine andere Konsistenz.

Aufgrund der vermehrten, durch anthropogenen Einfluss entstehenden Aerosole bilden sich Wolken, die aus mehr, dafür aber aus kleineren Wassertropfen bestehen¹⁸. Diese Wolken zeigen ein verändertes Verhalten gegenüber kurz- und langwelliger Strahlung. Aufgrund der höheren Anzahl an Wassertröpfchen ist die Albedo dieser Wolken höher. Die auf sie auftreffende Strahlung wird schon auf der Oberseite stärker reflektiert, was zu einer Abkühlung in den Schichten unter den Wolken führt. Es wird davon ausgegangen, dass in einer stark

¹⁵ Forster, P. et al. (2007), S. 168 ff

¹⁶ ebenda

¹⁷ Kasang, D. (2011b)

¹⁸ Forster, P. et al. (2007), S. 160 ff

aerosolhaltigen Luft die Größe der Wassertröpfchen um 20 bis 30% kleiner ist. Diese führt zu einer Erhöhung der Albedo um rund 25%¹⁹.

Aus der geringeren Tröpfchengröße in stark aerosolhaltiger Luft ergeben sich weitere Effekte. Eine direkte Folge der geringeren Tröpfchengröße ist die längere Lebensdauer der sich bildenden Wolken. Niederschlag aus Wolken fällt aufgrund der kleineren Wassertropfen erst später, da die für Niederschlag erforderliche Größe von 15 μm der Wassertropfen erst später erreicht wird. Einerseits resultiert aus den anthropogenen Aerosolen somit zwar eine vermehrte Wolkenbildung, andererseits nimmt aufgrund der veränderten, zuvor beschriebenen, Wolkenkonsistenz die Niederschlagsneigung ab. Durch die Kondensation kommt es in den Wolken zu einer Erwärmung, die den weiteren Aufstieg der Luftmassen ermöglicht. Dabei gelangen diese Luftmassen in noch kältere Bereiche, was die weitere Kondensation beschleunigt. In Gebieten mit einer geringen Aerosolkonzentration nimmt die Tröpfchengröße dabei zu, die kritische Größe von 15 μm wird relativ schnell erreicht. Demgegenüber kann man beobachten, dass es in Gebieten mit einer hohen Aerosolkonzentration auf bei dem weiteren Aufstieg der Luftmassen nur zu einem langsamen Wachstum der Tröpfchen kommt. Auch dieser Effekt verlängert die Lebensdauer der Wolken. Dies hat zur Folge, dass aufgrund der länger anhaltenden Bewölkung weniger solare Strahlung am Erdboden ankommt. Dadurch wird weniger solare Strahlung in Wärmestrahlung umgewandelt, es kommt also zu einer Abkühlung am Erdboden.

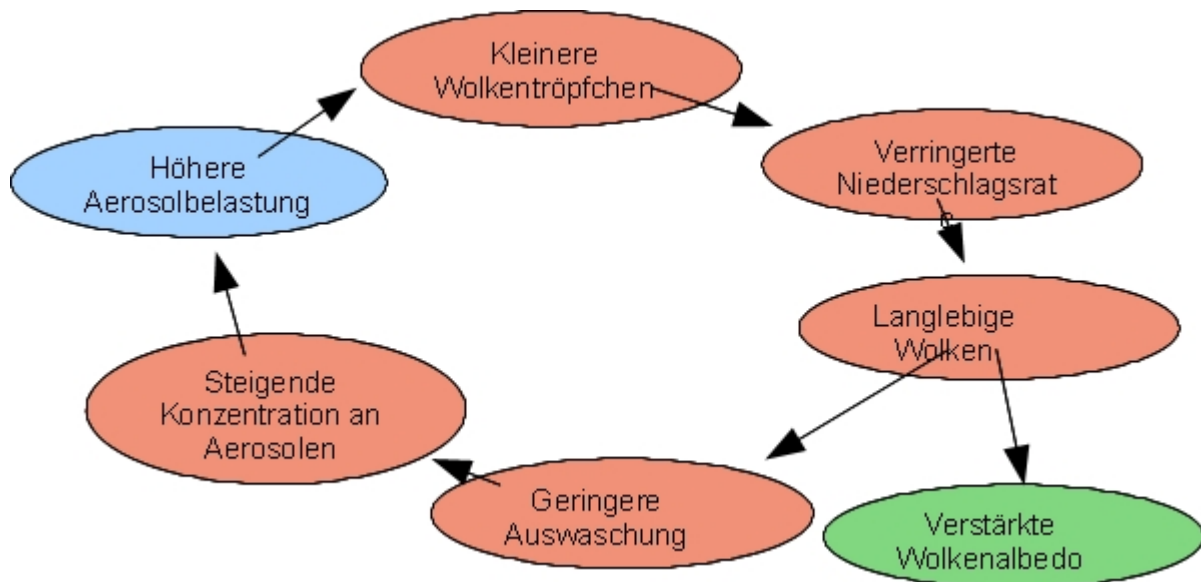


Abb. 5: Teufelskreislauf (Quelle: eigene Darstellung)

Die verlängerte Lebensdauer der Wolken führt zu einer verlängerten Verweilzeit der Aerosolpartikel in der Atmosphäre, da diese überwiegend durch die nasse Deposition aus der Atmosphäre entfernt werden. Eine Rückkopplung im Sinne von weniger Niederschlag erhöht die Aerosolkonzentration die ihrerseits den Niederschlag vermindert kann als wahrscheinlich angesehen werden.

¹⁹ Kasang, D. (2010)

Aerosole in der Stratosphäre, wie sie beispielsweise nach einem starken Vulkanausbruch verstärkt auftreten, führen in der Troposphäre zu einer Abkühlung²⁰. Über einen verstärkten Eintrag von anthropogenen Aerosolen in die Stratosphäre liegen aber bisher keine Beobachtungen vor, so dass dieser Effekt weiterhin nur in Folge von starken Vulkanausbrüchen kurzfristig wirksam werden wird.

2.3. Semidirekter Effekt

Der semidirekte Effekt resultiert aus der Eigenschaft von bestimmten Aerosolen, in diesem Fall von Rußpartikeln, die solare Strahlung zu absorbieren und somit die Umgebung zu erwärmen. Das führt zur Wolkenauflösung und bewirkt wiederum eine größere Durchlässigkeit der Atmosphäre für die Sonneneinstrahlung. Damit verbunden ist eine Erwärmung bodennaher Luftschichten.

²⁰ Vgl. beispielsweise die Folgen des Ausbruchs des Tambora 1815, der 1816 in Europa zu Frost im Juli führt.

2.4. Einschätzung der Wirkung von Aerosolen

Die Solarkonstante, mit welcher Intensität die Sonnenstrahlung auf die Atmosphäre trifft, beträgt 1366 W/m^2 ²¹. W/m^2 ist hierbei die Einheit, in der die Energie angegeben wird. 342 W/m^2 treten an kurzweiliger Strahlung in die Atmosphäre ein. Davon werden 67 W/m^2 von der Atmosphäre und Wolken absorbiert, sowie 168 W/m^2 vom Erdboden. Zusätzlich wird Strahlung auch reflektiert, wobei 77 W/m^2 von der Atmosphäre und den Wolken reflektiert wird, und 30 W/m^2 vom Erdboden. Es werden also 107 W/m^2 an kurzweiliger Strahlung reflektiert. Dies wird als die planetare Albedo bezeichnet. Die verbleibenden 235 W/m^2 werden in langwellige Wärmestrahlung umgewandelt und als diese verzögert wieder in den Weltraum abgegeben.

Die anthropogene Verstärkung des Treibhauseffektes bewirkt, dass weniger solare Strahlung in den Weltraum reflektiert wird, die planetare Albedo wird also gesenkt. Es wird mehr solare Strahlung absorbiert, was bedeutet, dass mehr Strahlung in langwellige Strahlung umgewandelt wird. Diese verweilt folglich länger in der Atmosphäre, so dass es zu einer Erwärmung kommt. Insgesamt wird die Auswirkung des anthropogen verstärkten Treibhauseffektes auf $2,7 \text{ W/m}^2$ geschätzt.

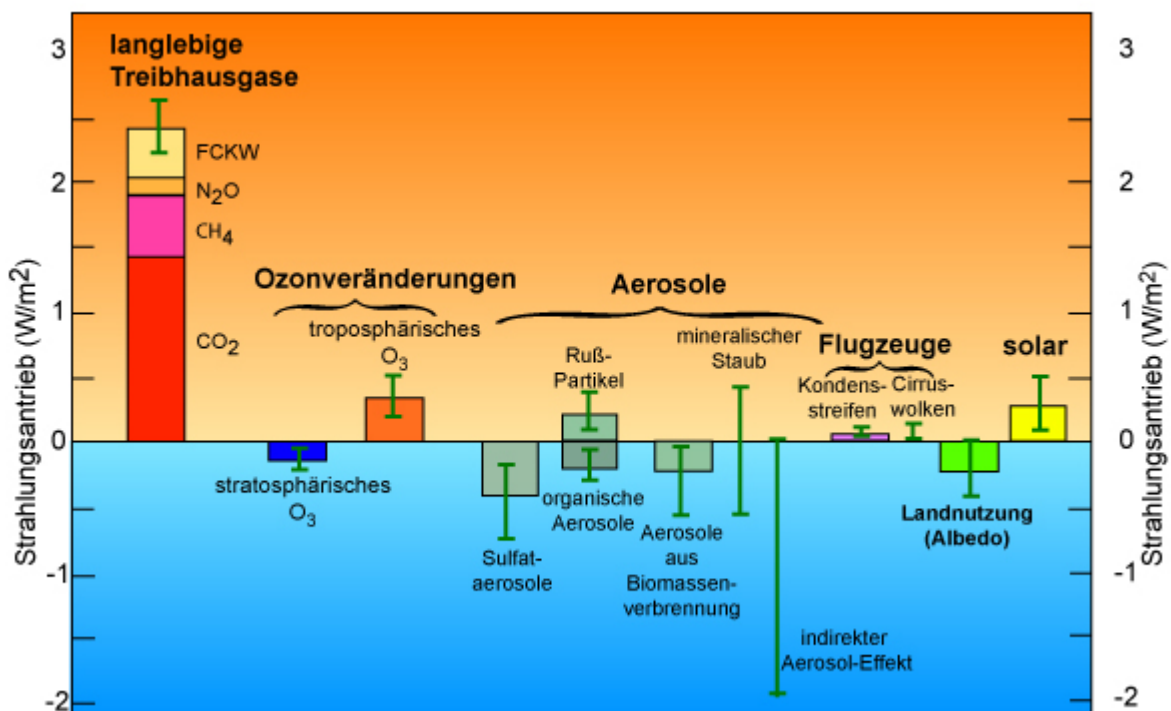


Abb. 6: Einschätzung des Einflusses von Aerosolen auf die globale Erwärmung
Quelle: D. Kasang, Der anthropogene Treibhauseffekt

Der direkte Effekt der Aerosole auf die Strahlungsbilanz beträgt $-0,72 \text{ W/m}^2$ an der Obergrenze der Atmosphäre und $-4,04 \text{ W/m}^2$ am Boden. Diese Gesamtbilanz setzt sich zusammen aus den Werten von Absorption und Reflexion von solarer Strahlung. Bei der Absorption hat Ruß den größten Einfluss, wobei er einen positiven, also erwärmenden Einfluss von $+0,58 \text{ W/m}^2$ auf die Strahlungsbilanz an der Obergrenze der Atmosphäre hat. Eine Folge daraus ist, dass weniger

²¹

Kasang, Dieter (2011c); gilt auch für alle anderen Angaben, falls nicht anders angegeben

solare Strahlung an der Erdoberfläche ankommt. Daraus ergibt sich am Boden eine abkühlende Wirkung von $-0,97 \text{ W/m}^2$. Die Reflexion durch Aerosole hat einen negativen, also kühlenden Einfluss auf die Strahlungsbilanz der Atmosphäre von $-0,6 \text{ W/m}^2$. Dieser Wert setzt sich aus $-0,4 \text{ W/m}^2$ durch Sulfataerosole, $-0,15 \text{ W/m}^2$ durch organische Aerosole aus der Biomassenverbrennung und $-0,05 \text{ W/m}^2$ durch organische Aerosole aus der Nutzung fossiler Energieträger zusammen.

Der indirekte Effekt der Aerosole auf den Strahlungsantrieb zieht eine Störung der Strahlungsbilanz an der Obergrenze der Atmosphäre von $0,0$ bis $-2,0 \text{ W/m}^2$ nach sich. Beim semidirekten Effekt sind sich die Forscher uneinig in Bezug auf die Wirkung der Aerosole auf den Strahlungshaushalt der Erde und damit auf die globale Erwärmung, da sich die einzelnen beteiligten Faktoren zu stark gegensätzlich beeinflussen.

Schlussfolgernd besteht das Problem, genaue Aussagen darüber zu treffen, welche Auswirkungen Aerosole tatsächlich auf unser Klima haben. Das liegt daran, dass verschiedene Komponenten sich gegensätzlich beeinflussen, so dass die Nettowirkung nicht genau beziffert werden kann. Die Forschung ist zwar schon so weit, dass aus den bereits vorhandenen Daten bestimmte Rückschlüsse gezogen werden können, aber eine genaue Berechnung unter Einbeziehung aller Komponenten ist bisher nicht möglich.

3. Auswirkungen veränderter Aerosolkonzentrationen in ausgewählten Regionen

Es gibt regionale Schwerpunkte, wo der Einfluss von Aerosolen größer ist als im Durchschnitt. Die größte Auswirkung auf den Strahlungshaushalt haben Aerosole auf der Nordhalbkugel, da hier die größten Emissionsgebiete liegen. Im Laufe des Jahres sind die aerosolbedingten Effekte im Bereich der Nordhalbkugel in den Sommermonaten am stärksten spürbar, da die Sonneneinstrahlung in dieser Zeit am höchsten ist. Weitere regionale Schwerpunkte sind die mittleren Breiten, in denen es einen hohen Verbrauch an fossilen Energieträgern gibt, sowie tropische Gebiete, in denen großflächig Regenwaldabholzung und eine damit verbundene hohe Biomassenverbrennung stattfindet.

3.1. Verschiebung des Monsungürtels in Südasiens

Gerade in den Gebieten um Indien herum treten besonders viele Aerosole auf, da China, das an Indien grenzt, ²² 80% seiner Energie aus Kohlekraftwerken gewinnt. Die Emissionen, die dadurch entstehen, sind 4-mal höher als die in den USA und ungefähr 2-mal höher als die in ²³ Indien .

Sie haben eine erhebliche Einwirkung auf das Monsunverhalten in dieser Region. Normalerweise tritt der Monsun in den Sommermonaten Juni, Juli, August, September und auch Oktober auf. Dies entsteht durch Verdunstung über dem Ozean wobei sich der Wasserdampf durch Luftströmungen in nördliche Richtung, also Richtung Land bewegt. Dort regnen sich die Wolken dann ab. In den Wintermonaten ist dort dementsprechend Trockenzeit.

²² Kasang, D. (2012b)

²³ Kasang, D. (2012b)

Diese Luftströmungen entstehen durch die innertropische Konvergenzzone (ITC), welche sich im Sommer nordwärts und somit aufs Land verschiebt und im Winter südwärts und somit aufs Meer verschiebt. An der ITC werden immer Luftmassen angezogen, da es ein Tiefdruckgebiet ist. In der nebenstehenden Abbildung ist deutlich dargestellt wie es zu den Luftströmungen und damit zum Monsun in den Sommermonaten kommen kann.

Die dramatische Folge der starken Produktion von Aerosolen: Der Monsungürtel hat sich im Laufe der Zeit um 10 Breitengrade nach Süden verschoben. Da der Monsun ohnehin schon im Süden der Länder auftritt ist dies eine Veränderung, die viele Dürren im Norden nach sich zieht. Des Weiteren wurden viele Überschwemmungen im Süden verzeichnet. Es wird vermutet, dass es an der verminderten Sonneneinstrahlung durch Reflex-ion der Aerosolpartikel liegt.

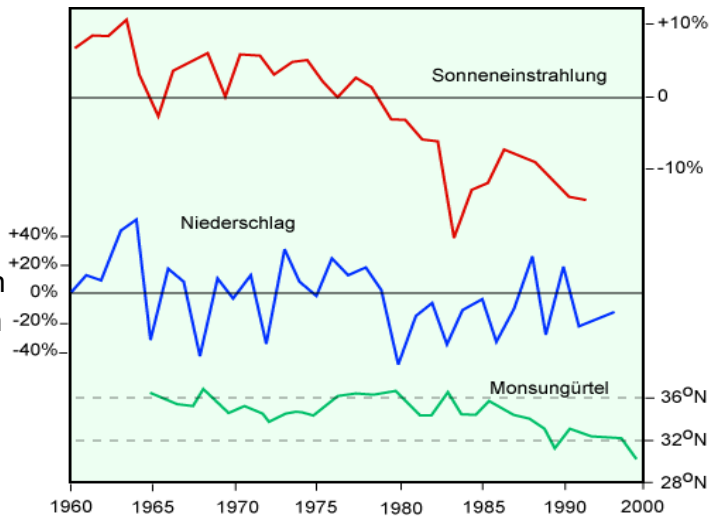


Abb. 7: Veränderung der Sonneneinstrahlung in China, Veränderung des mittleren Sommerniederschlags und Verschiebung des Monsungürtels
Quelle: Kasang, D. (2001)

3.2. Mitteleuropa

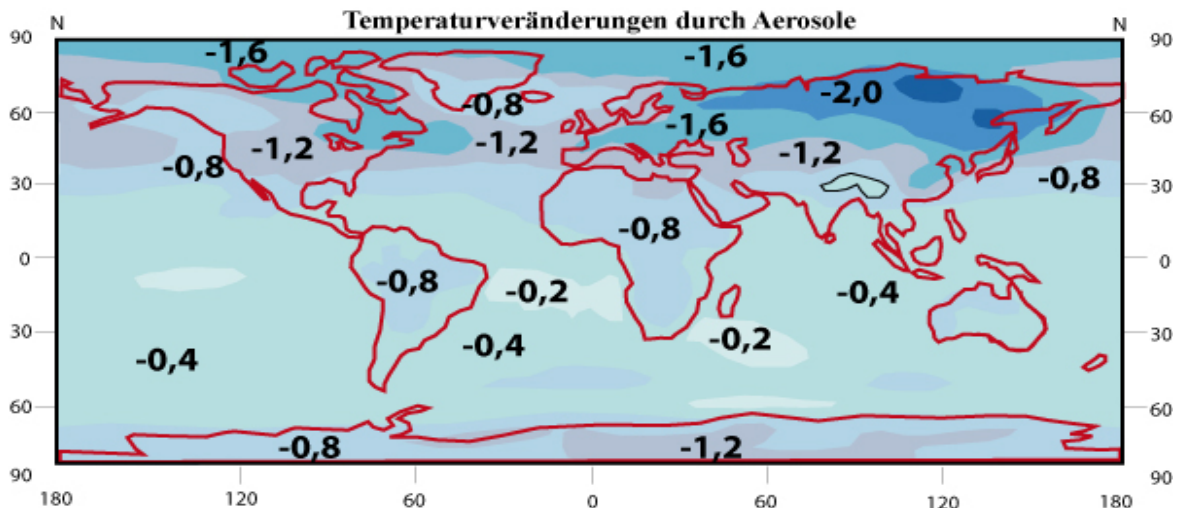


Abb. 8: Veränderung der mittleren bodennahen Temperatur im Vergleich zum vorindustriellen Wert durch anthropogene Aerosole
Quelle: Kasang, D. (2004)

Eine Auswirkung veränderter Aerosolbelastung ist auch bei uns, in Europa, zu erkennen. Eine entscheidende Veränderung ist mit dem Fall der Berliner Mauer zu erkennen gewesen. Ab diesem Zeitpunkt kam es zu einem geringeren Schwefeloxidausstoß. Die Aerosolkonzentration hat also abgenommen. Dies hat zur Folge, dass sich an den verbleibenden Kondensationskernen wieder größere Wassertropfchen bilden konnten, was wiederum eine verringerte Reflexion der Sonneneinstrahlung in den Weltraum zur Folge hat. Die Auswertung

von Satellitendaten hat ergeben, dass die Wolkenalbedo um 2%²⁴ abgenommen hat, so dass hierbei von einer Erwärmung des Klimas ausgegangen werden kann.

4. Aerosole aus medizinischer Sicht

Aerosole haben auch Auswirkungen auf unsere Gesundheit. Aerosolpartikel sind so klein, dass sie die Atemwegsfiltersysteme ungehindert passieren können. So gelangen sie über die Bronchien in die Lungenbläschen und von dort teilweise in den Blutkreislauf. Diese Eigenschaft wird zum Teil von der Medizin genutzt, in dem z. B. Wirkstoffpartikel über Ateminhalationssprays zur Anwendung kommen. Auf gleichem Wege gelangen aber auch gesundheitsschädliche Substanzen in den Körper, wie z. B. beim Rauchen oder beim Einatmen von (Dieselmotor-) Abgasen, oder krebserregende Stoffe wie Ruß. Die Smog-Katastrophe des Jahres 1952 in London, mit tausenden Toten, ist sicherlich ein Extrembeispiel. Sie zeigt aber deutlich, dass eine erhöhte Aerosolkonzentration in Bodennähe gesundheitlich sehr bedenklich ist. Im Rahmen dieser Arbeit können nicht die Auswirkungen einer erhöhten Aerosolkonzentration auf den Menschen näher untersucht werden. Dennoch muss bei der Frage, ob Aerosole uns vor der Klimakatastrophe retten können, mitbedacht werden, dass jede Steigerung der Aerosolkonzentration stets mit einer zunehmenden gesundheitlichen Belastung der Menschen verbunden ist.

5. Retten uns Aerosole vor der Klimakatastrophe?

Wegen des erhörten Ausstoßes anthropogener Emissionen erwarteten Klimaforscher eine globale Erwärmung von 1-1,6°C²⁵. Man ging davon aus, dass die gesamte Strahlung 2,6 W/m²²⁶ beträgt. Dieser Wert ist mit einer Ungenauigkeit von ± 0,3 W/m² behaftet. Von diesen 2,6W/m² werden 0,4W/m² im Ozean gespeichert. Pro 1 W/m² wird eine Erwärmung von 0,5° - 0,8° C vorausgesetzt, so dass die verbleibenden 2,2 W/m² ungefähr eine Erwärmung von 1° - 1,6°C haben sollten. Zu Beginn der 90er Jahre erkannte man aber, dass die, über das letzte Jahrhundert zu beobachtete Erwärmung an der Erdoberfläche geringer ausfiel, als, aufgrund der gemessenen Änderungen von

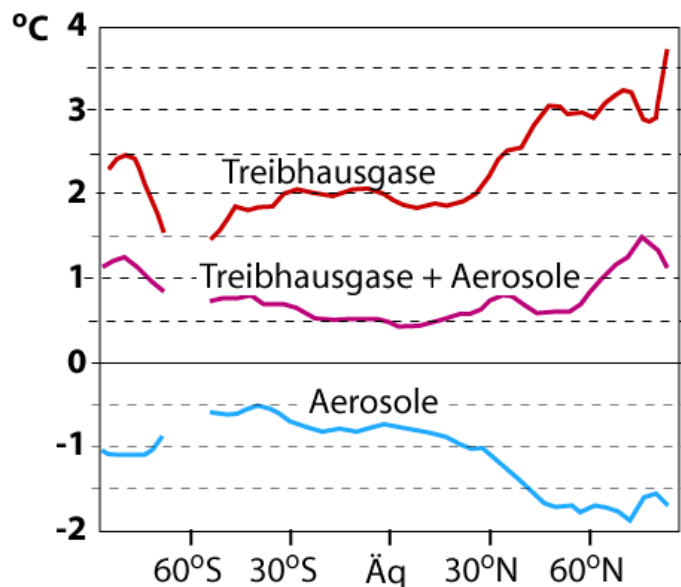


Abb. 9: Temperaturdifferenz zwischen dem vorindustriellen Wert (0 °C) und der Gegenwart
Quelle: Kasang, D. (2004)

Treibhausgaskonzentrationen, zu erwarten war. Sie betrug nämlich nur 0,6° - 0,7° C. Es konnte gezeigt werden, dass anthropogene Aerosole im globalen Mittel zu einer Abkühlung des

²⁴ Krüger, O., H., Graßl (2002)

²⁵ Kasang, Dieter (2012c)

²⁶ Forster, P. et al. (2007)

Erbodens beitragen, was beweist, dass sie Effekte hervorrufen, die Teile der globalen Erwärmung verdecken. Das Problem dabei ist, dass die Lebensdauer von Treibhausgasen in einer Größenordnung von einigen Jahrzehnten bis hin zu einigen Jahrhunderten liegt, die der Aerosole nur bei einigen Tagen. Der abkühlende Effekt wirkt also nur eine kurze Zeit nach der Entstehung, wobei die Auswirkung der Treibhausgase einen viel längeren Zeitraum einnimmt. So würde die globale Mitteltemperatur bei einem Wegfallen der Aerosole innerhalb weniger

Jahre um bis zu einem Grad ²⁷ ansteigen. Auch hierbei wird zwischen direktem und indirektem Effekt unterschieden. Dem direkten Effekt wurde eine Abkühlung von $-0,5 \text{ W/m}^2$ zugeordnet, mit einem Unsicherheitsbereich von $-1,0$ bis $-0,1 \text{ W/m}^2$. Dem indirekten Effekt wurden $-0,7 \text{ W/m}^2$ zugeordnet, der Unsicherheitsbereich hier liegt zwischen $-1,8$ und $0,3 \text{ W/m}^2$. Das Max-Planck-Institut hat eine mittlere globale Abkühlung von $-0,9^\circ\text{C}$ errechnet. Viele Länder, auch Schwellen- und Industrieländer versuchen jedoch immer weiter diese Emissionen zu verringern, so dass es zu einer starken Klimaerwärmung kommen wird, wenn der „Aerosolpuffer“ wegfällt, denn dann können die Treibhausgase ungehindert den Treibhauseffekt verstärken, ohne dass ein „Gegenpol“ dazugerechnet werden könnte. Deswegen geht man bis zum Jahr 2030 von einer Erwärmung von bis zu $2,2^\circ\text{C}$ aus, welches die „ 2°C Grenze“ überschreiten würde und somit schwerwiegende und womöglich unumkehrbare Folgen für unser Klima und unsere Erde haben kann.

Wir wissen bis heute viel zu wenig über die tatsächliche Wirkung von Aerosolen. Das macht es problematisch einzuschätzen ob die Treibhausgase und Aerosole sich ausgleichen können oder ob die Wirkung von Aerosolen womöglich über- oder unterschätzt wird. Fest steht, dass sie den Treibhauseffekt bislang zu einem gewissen Grad maskieren können. Jedoch kam es trotz vermehrter Aerosolproduktion, welche auf das Klima eher abkühlend wirken, zu einem kontinuierlichen Anstieg der globalen Temperatur. Das zeigt deutlich, dass Aerosole vermutlich nicht mehr den immer weiter fortschreitenden Treibhauseffekt stoppen können, so dass die kritische 2°C Grenze vermutlich nicht eingehalten werden kann. Demnach können Aerosole eventuell die Klimakatastrophe, vor der wir stehen, hinauszögern, sie jedoch nicht verhindern. Man müsste die Auswirkungen der Aerosole manipulativ so verändern können, dass sie lediglich die positiven Effekte der Abkühlung nach sich ziehen um einen weiteren Anstieg der Temperatur zu verhindern.

²⁷

Brasseur, G et al. (2005)

6. Literatur- und Abbildungsverzeichnis

- Asendorpf, Dirk (2004) Sand im Allradgetriebe, Die Zeit 38, 2004, letzter Zugriff: 18.01.2012
- Blüthgen, Joachim / Weischet, Wolfgang (1980) Lehrbuch der Allgemeinen Geographie, Allgemeine Klimageographie, 3. Auflage, Berlin: Walter de Gruyter & Co., Seite 54
- Brasseur, Guy / Roeckner, Erich (2005) Impact of improved air quality on the future evolution of climate. Geophysical Research Letters 32, L23704, doi: 10.1029/2005GL023902 (2005). letzter Zugriff:
- Forster, Piers / Ramaswamy, Venkatachalam et al. (2007) IPCC Report - Climate Change 2007, Working Group I: The Science of Climate Change, Chapter 2, Zürich
- IPCC (2001) Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of the Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge and New York 2001, 5.2.2, letzter Zugriff: 18.01.2012
- Kasang, Dieter (2012c) Klimawirkung von Aerosolen, <http://klimawiki.org/> letzter Zugriff: 22.01.2012
- Karl, Christian (2007) Der direkte und indirekte Einfluss der Aerosole auf den Strahlungshaushalt der Erde, http://www.iup.uni-heidelberg.de/institut/studium/lehre/UPhysSem/Aerosole_und%20Wolken_Ausarbeitung_Christian_Karl.pdf, letzter Zugriff: 19.01.2012
- Kasang, Dieter (2010) Der indirekte Strahlungsantrieb von Aerosolen, <http://bildungsserver.hamburg.de/aerosole/nofl/2533648/aerosole-indirekter-antrieb.html>, letzter Zugriff: 02.01.2012
- Kasang, Dieter (2011a) Aerosole, <http://wiki.bildungsserver.de/klimawandel/index.php/Aerosole>, letzter Zugriff: 05.12.2011
- Kasang, Dieter (2011b) Sekundäre Aerosole, http://wiki.bildungsserver.de/klimawandel/index.php/Sekund%C3%A4re_Aerosole, letzter Zugriff: 03.01.2012
- Kasang, Dieter (2011c) Strahlungshaushalt der Atmosphäre, http://wiki.bildungsserver.de/klimawandel/index.php/Strahlungshaushalt_der_Atmosph%C3%A4re, letzter Zugriff: 22.01.2012
- Kasang, Dieter (2012a) Primäre Aerosole , <http://klimawiki.org/>, letzter Zugriff: 18.01.2012
- Kasang, Dieter (2012b) Aerosolwirkung in Asien , <http://klimawiki.org/>, letzter Zugriff:

22.01.2012

- Kaufman, Y.J./ D. Tanré, O. / Boucher (2002) A satellite view of aerosols in the climate system, Nature 419, 215-223
- Kinne, Stefan / Quaas, Johannes (2008) Max-Planck-Institut für Meteorologie, Geo- und Klimaforschung, Einfluss der Luftverschmutzung auf den Klimawandel – neue Erkenntnisse aus Satellitendaten und Klimamodellen, Jahresbericht 2008, <http://www.mpimet.mpg.de/institut/jahresberichte/jahresbericht-2008.html>, letzter Zugriff: 24.01.2012
- Krüger, Olaf / Graßl, Hartmut (2002) The indirect aerosol effect over Europe, Geophysical Research Letters 29, doi: 10.1029/2001GL014081, letzter Zugriff: 22.01.2012
- Müller, Marion (2001) Polare Stratosphärenwolken und mesoskalige Dynamik am Polarwirbelrand, Dissertation FU Berlin, http://www.diss.fu-berlin.de/diss/servlets/MCRFileNodeServlet/FUDISS_derivate_00000000404/05_aerosole.pdf?hosts=
- Paul Scherer Institut (ohne Jahr) http://aerosolforschung.web.psi.ch/Was_Page/Was_Page.htm, letzter Zugriff: 18.01.2012
- Platt, Ulrich (2010) Physik der Atmosphäre, Vorlesung WS2010. http://www.iup.uni-heidelberg.de/institut/studium/lehre/Atmosphaerenphysik/script2/SoSe10/13_Physics_of_the_Atm-SS2010_Aerosol-1.pdf, letzter Zugriff: 04.12.2011
- Ramanathan, V. , P.J. Crutzen, J.T. Kiehl, und D. Rosenfeld (2001) Aerosols, Climate, and the Hydrological Cycle, Science 294,2119-2124
- Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg (ohne Jahr) Aerosole, <http://www.iup.uniheidelberg.de/institut/studium/lehre/Atmosphaerenphysik/script2/script2/Aerosole.pdf>, letzter Zugriff: 19.01.2012

Abbildung:

- Titelbild: Wikimedia Commons: Aerosol-India, Jacques Descloitres (NASA), <http://commons.wikimedia.org/wiki/File:Aerosol-India.jpg?uselang=de>, letzter Zugriff: 03.06.2012
- Abb. 1: Entstehung und atmosphärisches Verhalten von Aerosolen, Kasang, Dieter; <http://bildungsserver.hamburg.de/aerosole/nofl/2533642/aerosole-entstehung-artikel.html> letzter Zugriff: 22.01.2012
- Abb. 2: Aerosole, Kasang, Dieter (Eigene Darstellung nach Platt, U., T. Röckmann (2004): Physik der Atmosphäre I, hier „Aerosole“; ursprünglich nach Jaenicke 1978), <http://wiki.bildungsserver.de/klimawandel/index.php/Aerosole>, letzter Zugriff: 05.12.2011
- Abb. 3: Darstellung der verschiedenen Strahlungsmechanismen und Effekte auf Wolke als signifikante Folge der Aerosole; Forster, P. et al. (2007); IPCC Report - Climate Change 2007, Working Group I: The Science of Climate Change, Chapter 2, Zürich letzter Zugriff: 22.01.2012
- Abb. 4: Direkte Wirkung von Aerosolen; Kasang, Dieter (2011b); Sekundäre Aerosole, http://wiki.bildungsserver.de/klimawandel/index.php/Sekund%C3%A4re_Aerosole, letzter Zugriff: 03.01.2012

- Abb. 5: Teufelskreislauf; eigene Darstellung (2012)
- Abb. 6: Der anthropogene Treibhauseffekt, D. Kasang,
<http://bildungsserver.hamburg.de/atmosphaere-und-treibhauseffekt/2069650/treibhauseffekt-anthropogen-artikel.html>, eigene Darstellung nach IPCC, 2001: Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of the Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (Houghton, J.T. et al., eds), Cambridge and New York 2001, Figure 6.6., letzter Zugriff: 01.06.2012
- Abb. 7: Veränderung der Sonneneinstrahlung in China, Veränderung des mittleren Sommerniederschlags und Verschiebung des Monsungürtels; Kasang, Dieter (2001); Aerosolwirkung in Asien, <http://klimawiki.org/>, letzter Zugriff: 22.01.2012
- Abb. 8: Veränderung der mittleren bodennahen Temperatur im Vergleich zum vorindustriellen Wert durch anthropogene Aerosole; Kasang, Dieter (2004); Klimawirkung von Aerosolen, <http://klimawiki.org/> letzter Zugriff: 22.01.2012
- Abb. 9: Temperaturdifferenz zwischen dem vorindustriellen Wert (0 °C) und der Gegenwart; Kasang, Dieter (2004); Klimawirkung von Aerosolen, <http://klimawiki.org/> letzter Zugriff: 22.01.2012