

## Atmosphärenforschung

# Aerosole und das Klimasystem

JOHANN FEICHTER

*Atmosphärische Schwebstoffe spielen eine wesentliche Rolle im täglichen Wettergeschehen und im langfristigen Klima. Erst seit etwa einem Jahrzehnt sind Forscher in der Lage, sich mithilfe von Satelliten ein globales Bild der Verteilung zu machen und sie in ihre Klimamodelle mit einzubeziehen. Die quantitative Abschätzung des Aerosoleffekts bildet eine neue Herausforderung für die Klimamodellierung.*

**K**lart nach einem kräftigen Regenschauer der Himmel wieder auf, ist er tief blau, alle Konturen sind scharf erkennbar und wir sehen viele Kilometer weit. Die Luft ist reingewaschen von vielen kleinen Partikeln, die normalerweise die Sichtverhältnisse beeinträchtigen. Diese Aerosolpartikel streuen und absorbieren die einfallende Sonnenstrahlung. Damit verringern sie die Sichtweite und trüben den Farbeindruck. So hat eine hohe Partikelkonzentration beispielsweise zur Folge, dass der Horizont weißlich und die Luft gelb-bräunlich erscheint, wenn wir von einem Berg ins Tal blicken.

Aerosolpartikel reduzieren also den Strahlungsfluss am Erdboden und haben daher eine abkühlende Wirkung. Sie dienen auch als Kondensations- oder Eiskerne und beeinflussen die physikalischen und optischen Eigenschaften von Wasser- und Eiswolken sowie die Niederschlagsverteilung. Durch menschliche Aktivitäten gelangen erhebliche Mengen an Aerosolpartikeln in die Atmosphäre. Sie zählen daher zusammen mit den Treibhausgasen zu den wesentlichen Komponenten der anthropogenen Klimabeeinflussung.

Das Interesse an der Rolle von Aerosolpartikeln im Klimasystem hat in der vergangenen Dekade stark zugenommen. Zum einen ermöglichen leistungsfähigere Großrechner die Entwicklung komplexerer Modelle, zum anderen haben zahlreiche Messkampagnen sowie neue satellitengetragene Instrumente zu einem erheblich besseren Verständnis der Rolle von Aerosolen im Klimasystem beigetragen.



### Aerosole – woher kommen sie, was bewirken sie?

In der Atmosphäre sind flüssige und feste Partikel unterschiedlichster Form, Textur, chemischer Zusammensetzung und Größe suspendiert. Aerosole sind uns als Rauch, Staub oder Dunst bekannt. Die kleinsten nachweisbaren Teilchen weisen einen Radius von 1,6 nm auf. Die größten Teilchen, die noch über größere Entfernungen transportiert werden können, haben Radien um 10  $\mu\text{m}$ . Das Größenspektrum überstreicht also fünf Größenordnungen. Partikel kleiner als 0,2  $\mu\text{m}$  dominieren die Anzahldichte, solche mit einem Radius zwischen 0,05 und 1,0  $\mu\text{m}$  die Aerosoloberfläche und damit auch die optischen Eigenschaften. Teilchen mit Radien zwischen 0,3 und 10  $\mu\text{m}$  tragen hingegen am meisten zur gesamten Partikelmasse bei. Die Anzahlkonzentrationen betragen in Reinform 100 – 300  $\text{cm}^{-3}$  und in belasteten Gebieten 1000 – 10000  $\text{cm}^{-3}$  oder auch mehr (Abbildung 1).

Die Aerosole gelangen auf unterschiedliche Weise in die Luft. Primärpartikel werden als feste oder flüssige Teilchen in die Atmosphäre entlassen. Sekundärpartikel entstehen in der Atmosphäre durch Kondensation aus der Gasphase. Einzelne Dämpfe kondensierbarer Spezies bilden neue Partikel (homogene Nukleation) oder kondensieren an vorhandenem Aerosol (heterogene Nukleation). Die Nukleationsrate hängt von der Dampfübersättigung und dem An-



gebot an vorhandener Partikeloberfläche ab. Die homogene Nukleation erfordert allerdings einen sehr hohen Dampfdruck, so dass die heterogene Nukleation dominiert. Das gilt auch für Reinform, in der nur relativ wenige Partikel vorhanden sind. Wenn aber zwei oder mehrere Dämpfe miteinander kondensieren, kann homogene Nukleation bereits bei weit niederem Dampfdruck stattfinden (Konukleation). Das ist beispielsweise bei Schwefelsäuregas der Fall, das bevorzugt zusammen mit Wasserdampf und Ammoniak als ternäre Mischung oder nur zusammen mit Wasserdampf als binäre Mischung nukleiert.

Da Konukleation bereits bei Dampfdrücken unterhalb des Sättigungsdampfdruckes der einzelnen Komponenten erfolgt, binden Aerosolpartikel Wasser auch bei einer relativen Feuchte unterhalb von 100 %. So wächst das Volumen eines Schwefelsäuretröpfchens bei 80 % relativer Feuchte der Umgebungsluft und einer Temperatur von 298 K um den Faktor 5,5, das eines Ammoniumbisulfat-Tröpfchens um den Faktor 3,4 gegenüber einer relativen Feuchte von 0 %. Diese Anlagerung von Wasser wird durch die Feuchte der Umgebungsluft, die Temperatur und die chemische Zusammensetzung der Partikel (Hygroskopizität) bestimmt. Ist die Umgebungsluft bezüglich Wasserdampf gesättigt, wird eine Untermenge der Partikelpopulation aktiviert, das heißt Teilchen überschreiten aufgrund der Anlagerung von

Wasser einen kritischen Radius und wachsen dann zu einem Wolkentropfen weiter.

Durch homogene Nukleation gebildete Teilchen sind mit Radien von etwa 10 nm relativ klein. Sie unterliegen der Brownschen Bewegung und tendieren dazu sich zu vereinigen, wenn sie miteinander oder mit größeren Partikeln kollidieren. Dieser Koagulation genannte Prozess bestimmt die Lebensdauer von kleinen Partikeln, die in der Größenordnung von Stunden liegt. Eine ähnlich geringe Lebensdauer zeigen Partikel größer als 10  $\mu\text{m}$ . Sie sinken durch die Schwerkraft nach unten. Die längste atmosphärische Verweildauer weisen Partikel im Größenbereich 0,1 bis 1  $\mu\text{m}$  auf. Sie verbleiben in der unteren Troposphäre (bis etwa 5 Kilometer Höhe) wenige Tage, in der oberen Troposphäre (von 5 bis maximal 18 Kilometer Höhe) bis zu vier Wochen und in der Stratosphäre 1 bis 3 Jahre. In der Troposphäre werden sie vorwiegend durch Niederschlag ausgewaschen, in der Stratosphäre sinken sie langsam ab.

Während die meisten Treibhausgase aufgrund ihrer langen atmosphärischen Verweildauer in der Troposphäre gut durchmischt sind, ist die Aerosolkonzentration räumlich und zeitlich stark variabel. Das liegt zum einen an der kurzen Verweildauer in der Atmosphäre und zum anderen an den vielfältigen und kleinräumigen Quell- und Senkenprozessen.

Wie erwähnt, besteht das Aerosol zum Teil aus Primärpartikeln, die direkt vom Boden in die Atmosphäre entlassen werden. Der Zusammenhang zwischen der Quellstärke von Primärpartikeln und der daraus resultierenden Zusammensetzung und Menge des Aerosols in der Atmosphäre ist komplex. Der Eintrag von Primärpartikeln wie Mineralstaub beispielsweise aus Wüstengebieten (Abbildung 2) oder Seesalz wird von der Stärke des bodennahen Windes und im Falle von Mineralstaub von der Textur und dem Feuchtegehalt des Bodens kontrolliert. Auch die Größenverteilung der Aerosole hängt von diesen Parametern ab. Diese Primärpartikel aus windgetriebenen Quellen haben in bezug auf die Masse den größten Anteil am atmosphärischen Aerosolgehalt. Der Eintrag von Mineralstaub in die Atmosphäre ist auch von menschlichen Aktivitäten wie Wüstenbildung durch Überweidung und Winderosion von Äckern als Folge verschiedener Ackerbautechniken beeinflusst. Durch menschliche Aktivitäten freigesetzte Primärpartikel sind Industriestäube und kohlenstoffhaltige Partikel aus der Verbrennung fossiler Rohstoffe, also Ruß und organische Kohlenwasserstoffverbindungen. Einen Beitrag leistet auch die Biomassenverbrennung, welche die Verwen-

**< Abb. Die vier Hauptquellen für Aerosole: Salzkristalle, Sandkörner sowie Rußteilchen aus Bränden und Industrieabgasen.**

#### INTERNET

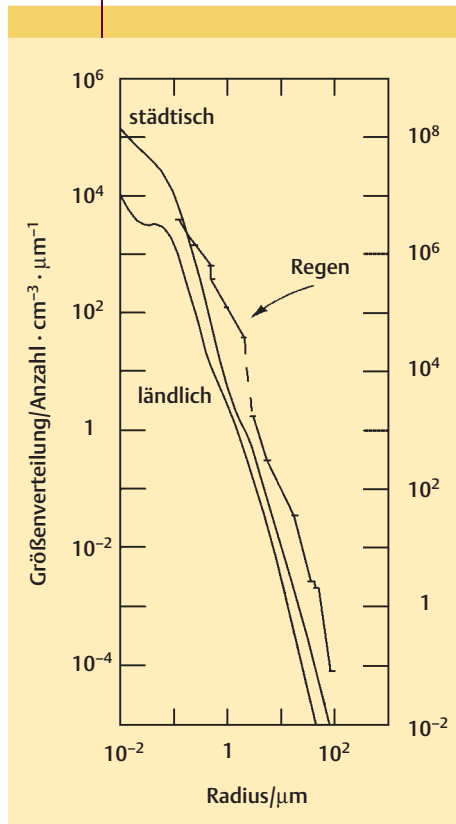
Modelle des MPI für Meteorologie  
[www.mpimet.mpg.de/en/depts/bgcs/aa/](http://www.mpimet.mpg.de/en/depts/bgcs/aa/)

Satellitenbilder und Infos  
[visibleearth.nasa.gov/Atmosphere/Aerosols/](http://visibleearth.nasa.gov/Atmosphere/Aerosols/)

Aerosolforschung am Naval Research Lab  
[www.nrlmry.navy.mil/aerosol/](http://www.nrlmry.navy.mil/aerosol/)

Globale Verlagerungen von Staubwolken  
[Science.nasa.gov/headlines/y2001/ast26jun\\_1.htm](http://Science.nasa.gov/headlines/y2001/ast26jun_1.htm)

**ABB. 1 | GRÖSSENVERTEILUNG**



**Repräsentative Größenspektren des Aerosols bei unterschiedlichen meteorologischen Bedingungen.**

dung von Feuerholz, Brandrodung, Verbrennung von Ackerabfällen, Müllverbrennung und Waldbrände umfasst.

Kondensierbare Gase entstehen in der Atmosphäre durch chemische Umwandlungen von Schwefel- und Stickstoffverbindungen oder organischen Kohlenwasserstoffen. Gasförmige Emissionen von Schwefel- und Stickstoffverbindungen stammen zu 70 - 80 % aus anthropogenen Quellen, wie der Verfeuerung fossiler Brennstoffe, Biomassenverbrennung und Landwirtschaft. Flüchtige Kohlenwasserstoffe werden zu etwa 40 % aus anthropogenen Quellen freigesetzt, zum überwiegenden Teil aber aus natürlichen Quellen wie der Vegetation. Die Rate, mit der diese Dämpfe zu Partikeln kondensieren, hängt vom Dampfdruck der betreffenden Substanz, von der Feuchte und der Temperatur der Umgebungsluft und der Oberfläche bereits vorhandener Partikel ab.

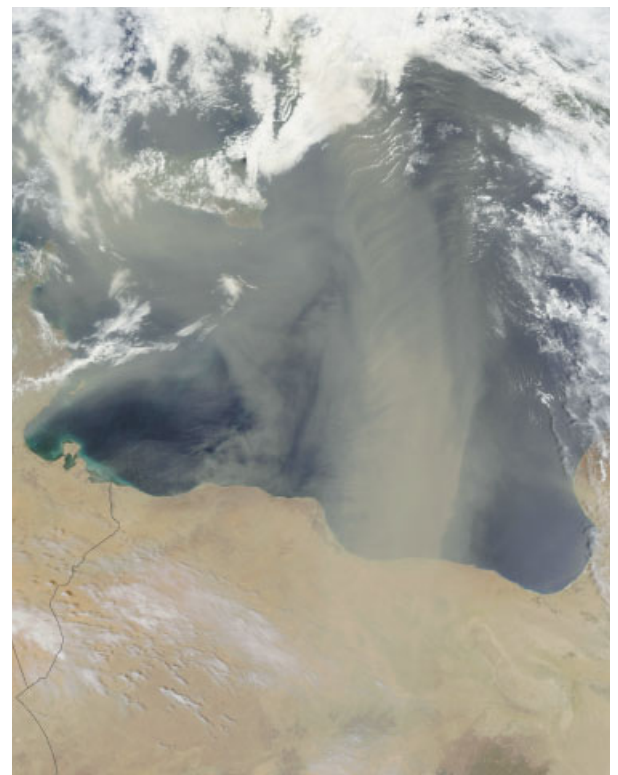
Die wichtigste natürliche Quelle von Schwefel sei hier be-

sonders erwähnt Mit ihr ist die so genannte CLAW-Hypothese verbunden (benannt nach den Anfangsbuchstaben der vier Autoren) [1]. Sie hat die Klimasystemforschung sehr befruchtet. Einige Spezies von Meeresalgen bauen in Zellen zur Regelung des osmotischen Drucks und als Kühlmittel Dimethylsulfoniopropionate (DMSP) ein. Sterben die Algen ab oder werden sie von Zooplankton gefressen, wird Dimethylsulfid (DMS) abgespalten, das zu einem Teil in die Atmosphäre ausgast. DMS bildet dort auf photochemischem Wege Sulfat und Methansulfonsäure (MSA), die beide Partikel bilden.

Nach der CLAW-Hypothese führt eine durch Treibhausgase verursachte Erwärmung zu einer Zunahme der Produktivität der marinen Biosphäre und/oder zur Verschiebung hin zu Algenspezies, die mehr DMSP produzieren. Damit wird mehr DMS in die Atmosphäre entweichen und die Konzentration an Aerosolpartikeln zunehmen. Eine Zunahme an Aerosolpartikeln in der marinen Atmosphäre führt aber zur Abkühlung der Meeresoberflächentemperatur und dämpft damit den erwärmenden Effekt der Treibhausgase. Damit reguliert die Biosphäre das Klima und hält es in einem stabilen Zustand. Wie weit diese Hypothese trägt, kann beim derzeitigen Wissensstand nicht endgültig beantwortet werden.

Partikelgröße und chemische Zusammensetzung bestimmen die optischen Eigenschaften und die Fähigkeit einzelner Partikel, als Wolkenkondensationskern aktiviert zu werden. Von diesen Eigenschaften hängt auch die atmosphärische Verweildauer des Aerosols ab, weil sie die Effizienz der wichtigsten Senke, das Auswaschen durch Niederschlag, beeinflussen.

Eine realistische Abschätzung der Beiträge einzelner Quellen zum atmosphärischen Aerosolgehalt und dessen klimarelevanter Eigenschaften ist nur mittels numerischer Modelle möglich. Demnach wandeln sich von den emittierten gasförmigen Schwefelspezies 40 - 50 % der Masse in Sulfat um. Sie stehen damit zur Partikelbildung oder der Anlagerung an vorhandene Partikel zur Verfügung. Die chemische Umwandlung von  $\text{NO}_x$  ( $\text{NO} + \text{NO}_2$ ) in Nitrat (die Salze der Salpetersäure) beträgt 45 %, die von flüchtigen Kohlenwasserstoffen nur 7 %. Damit tragen Sekundärpartikel in weitaus geringerem Ausmaß als Primärpartikel zum atmosphärischen Partikelgehalt bei. Da die Masse der Primärpartikel von Mineralstaub und Seesalz dominiert wird, übertrifft die aus natürlichen Quellen stammende Partikelmasse bei weitem die von anthropogenen Quellen freigesetzte. Trotzdem üben Sulfat- und Rußpartikel aufgrund ihrer Fähigkeit, sehr effizient solare Strahlung zu streuen oder zu absorbieren, einen größeren Einfluss auf die optischen Eigenschaften des Aerosols aus als Mineralstaub und



**Abb. 2** Eine Satellitenaufnahme vom 6. Mai 2002 zeigt einer ausgedehnten Wolke von Saharastaub, die sich nach Norden in den Mittelmeerraum bewegt. Oben ist ein Teil von Sizilien erkennbar (NASA).

Seesalz. Grund dafür ist vor allem die unterschiedliche Größenverteilung. So liegt die Hauptmasse der Sulfat- und Rußteilchen bei 0,1 – 2  $\mu\text{m}$ , die der Staub- und Seesalzteilchen aber bei 2 – 10  $\mu\text{m}$  vor.

Abbildung 3 zeigt die Verteilung der aerosoloptischen Dicke, ein Maß für die Strahlungswirksamkeit (siehe „Aerosolpartikel und Strahlung“ auf [www.wiley-vch.de/home/phiuz](http://www.wiley-vch.de/home/phiuz)) von Aerosolen, wie sie vom Satelliten aus beobachtet wurde. Man erkennt deutlich die Industriegebiete im Osten der USA und Kanada sowie in Europa und Südostasien. Hier liegt die aerosoloptische Dicke zwischen 0,1 – 0,3. Auffallend sind auch die Gebiete mit hoher Biomassenverbrennung in Amazonien, Afrika und Indonesien mit optischen Dicken bis zu 0,6. Mineralstaub aus der Sahara weist ebenfalls hohe Werte der optischen Dicke auf. Punktuell hohe Werte wie in Südamerika oder Südafrika stammen aus der Verhüttung von Buntmetallen, bei der große Mengen an Schwefeldioxid freigesetzt werden. Werte kleiner als 0,1 finden wir in den Absinkgebieten der Subtropen.

### Wie misst man Aerosole?

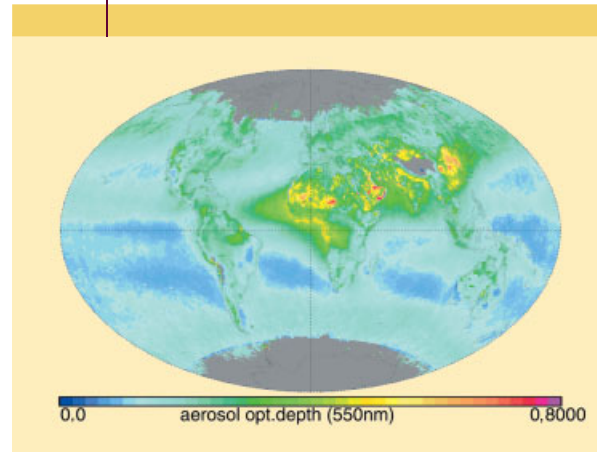
Die Bestimmung der Größenverteilung sowie der chemischen Zusammensetzung des atmosphärischen Aerosols stellt eine große Herausforderung dar. Grundsätzlich war dies bisher nur mit Probenahme und anschließenden Laboruntersuchungen möglich. Dabei wurde die Größenverteilung in erster Linie auf optischem Wege bestimmt, indem man das Streuverhalten des Aerosols (vor allem nach vorne und zur Seite) bestimmte. Andere Methoden nutzen Unterschiede der (größenabhängigen) Fallgeschwindigkeit. Die chemische Zusammensetzung wird meist im Labor ermittelt, wobei sich die molekulare Mischung des getrockneten Aerosols über Resonanzen bestimmen lässt. Lichtdurchlässigkeitsmessungen von Filtern, auf denen sich die Teilchen über einen längeren Zeitraum abgelagert haben, werden meist zur Bestimmung der Absorption des Aerosols herangezogen.

Mittlerweile gibt es auch Fernerkundungsmethoden, die eine Messung der Größenverteilung und des Brechungsindex (stellvertretend für die chemische Zusammensetzung) ermöglichen. Hierbei setzt man Minimierungsverfahren in Kombination mit Strahlungstransportmodellen ein. Die Messdaten erhält man mit passiven und aktiven Methoden. Zu erwähnen sind insbesondere Sonnenphotometer, die räumlich die spektrale Dichte der Sonnenstrahlung messen, und LIDAR-Messungen (Light Detecting and Ranging). Bei Letzterem wird die rückgestreute und reflektierte Intensität eines gepulsten Laserstrahls gemessen. Damit lässt sich die Atmosphäre vom Boden aus lokal bis in etwa hundert Kilometer Höhe sondieren. Mit den unterschiedlichen Methoden werden heute vom Boden, vom Flugzeug und auch von Satelliten aus Aerosole gemessen.

### Aerosole beeinflussen die Wolkenbildung

Aerosole streuen einfallende Sonnenstrahlung, Ruß und Mineralstaub absorbieren sie auch teilweise. Sulfatpartikel

ABB. 3 | AEROSOL-OPTISCHE DICKE

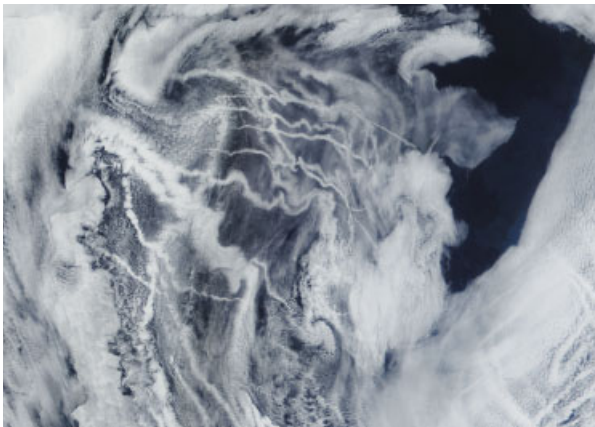


Von Satelliten aus beobachtete mittlere aerosoloptische Dicke. Die Werte repräsentieren Mittelwerte von September 2000 bis August 2001 (NASA).

beispielsweise absorbieren auch geringfügig im langwelligen Spektrum. Die Reflexion der Sonnenstrahlung zurück in den Weltraum führt zur Abkühlung des Systems Erde-Atmosphäre. Absorbierte Solarstrahlung erwärmt die Atmosphäre. Beide Effekte, Streuung und Absorption, haben hingegen eine Abkühlung der Erdoberfläche zur Folge. Um diesen Einfluss auf das Strahlungsfeld quantitativ abzuschätzen, müssen mehrere wellenlängenabhängige Parameter bekannt sein: Streueffizienz, Einfachstreueralbedo und Asymmetrieparameter sowie Partikelwachstum in Abhängigkeit von der Umgebungfeuchte. (Als Albedo bezeichnet man das Verhältnis von rückgestreuter zu einfallender Sonnenstrahlung.) Diese Größen lassen sich mit Hilfe der Mie-Streutheorie ableiten, sofern chemische Zusammensetzung und Größenverteilung der Aerosolpartikel bekannt sind (siehe „Aerosolpartikel und Strahlung“ auf unserer Homepage).

Aerosole beeinflussen auch die Wolkenbildung, womit sie ebenfalls auf Wetter und Klima einwirken. Wo und wann eine Wolke entsteht, bestimmen die Dynamik der Atmosphäre und der Transport von Wasserdampf. Aerosolpartikel können aber als Wolkenkondensationskerne dienen. Daher entscheidet das Aerosolangebot über Anzahl und Größe der Wolkentröpfchen. Diese wiederum beeinflusst die mikrophysikalischen und optischen Eigenschaften sowie die Lebensdauer von Wolken.

Man hat aufgrund theoretischer Überlegungen und Beobachtungen gefunden, dass bei einer hohen Konzentration an Wolkenkondensationskernen mehr, dafür aber kleinere Wolkentröpfchen entstehen, sofern sich der Flüssigwassergehalt der Wolke nicht ändert. Eine Zunahme der Tröpfchenanzahl zusammen mit einer Verkleinerung des mittleren Radius vergrößert die gesamte Tropfenoberfläche. Damit steigt die Wolkenalbedo und die Niederschlagseffizienz nimmt ab, da kleinere Tropfen weniger wahrscheinlich die Größe von Regentropfen erreichen. Die Folge ist:



**Abb. 4** Diese Satellitenaufnahme vom 29. April 2002 zeigt, wie sich über dem nördlichen Pazifik aus den Abgasfahnen von Schiffen Wolken bilden (NASA).

Die Wolke lebt länger, und der Flüssigwassergehalt der Atmosphäre nimmt zu. Beide Effekte führen zu einer vermehrten Rückstreuung von Sonnenstrahlung und damit zu Abkühlung.

Die ersten Beobachtungen dieses Effekts wurden in Abflughäfen von Schiffen (Abbildung 4) in Gebieten mit dauerhaften Stratus- oder Stratocumulus-Wolken vor der Küste Nordamerikas gemacht. Die Partikelemissionen der Schiffe führten in den Wolken zu erhöhter Tröpfchenanzahl mit gleichzeitig kleinerem effektiven Radius. Da die Tröpfchen kleiner sind als ohne die Rußteilchen, ist der Koagulationsprozess so stark verlangsamt, dass keine Tropfen bis zur Größe von Nieseltropfen wachsen. Somit wird der Niederschlag reduziert und der Flüssigwassergehalt in der Wolke sowie deren Lebensdauer erhöht.

**TAB. 1 | STRAHLUNGSANTRIEB**

Aerosolkomponente	Strahlungsantrieb W/m <sup>2</sup>
Sulfat anthropogen	- 0,3 bis - 0,4
Ruß von fossilen Brennstoffen	+ 0,1 bis + 0,4
Ruß von Biomassenverbrennung	- 0,2
Anthropogener Effekt auf Wasserwolken	- 1,0 bis - 2,0
Sulfat natürlich	- 0,2
Mineralstaub	- 0,6 bis + 0,4
Seesalz	- 2,0
Treibhausgase	Strahlungsantrieb W/m <sup>2</sup>
Kohlendioxid	+ 1,5
Methan	+ 0,42
Alle Treibhausgase	+ 2,43
Summe des kurz- und langwelligen mittleren globalen Strahlungsantriebs aufgrund verschiedener Aerosolkomponenten und Treibhausgase (Anstieg 1760–1990) an der Obergrenze der Atmosphäre [3]. Ein positives Vorzeichen bedeutet Erwärmung, ein negatives Abkühlung.	

Aerosole können auch die Bildung von Eiswolken fördern. Während die wasserlöslichen oder hygroskopischen Aerosole als Wolkenkondensationskerne dienen, sind Eiskeime meist wasserunlöslich. Aerosole eignen sich umso besser als Eiskeime, je ähnlicher ihre Kristallstruktur der von Eiskristallen ist. Typische natürlich vorkommende Eiskeime in der Atmosphäre sind Staubteilchen, entweder Mineralstaub, der von den Wüsten in die Atmosphäre eingebracht wird oder Vulkan- und Meteoritenstaub. Sogar biogene Substanzen wie Pollen, Sporen, Bakterien und Viren können als Eiskeime auftreten.

Die Analyse von Kondensstreifen hat gezeigt, dass Ruß und Schwermetalle ebenfalls als Eiskeime dienen. Aus Satellitendaten ließ sich ablesen, dass in den Flugkorridoren die Zirrusbewölkung im Zeitraum 1985 bis 1989 gegenüber 1980 bis 1984 zugenommen hat. Eisteilchen in Kondensstreifen sind kleiner als in natürlichem Zirrus. Es tritt also ein ähnlicher Effekt wie bei Wasserwolken auf. Ein wesentlicher Unterschied zwischen Eis- und Wolkenkernen besteht darin, dass es überall in der Atmosphäre genügend Wolkenkondensationskerne gibt, so dass die maximale Übersättigung in der Wolke nur 1 - 2 % beträgt. Eiskeime hingegen sind so rar, dass Übersättigungen über Eis leicht 30 - 40 % betragen können.

Unterhalb von -40 °C friert unterkühltes Wasser spontan und homogen, das heißt ohne Hilfe von Eiskeimen. In diesem Temperaturbereich kommt den Salzen eine besondere Bedeutung zu. Salze, wie Schwefelsäure, sind in der Atmosphäre dafür verantwortlich, dass das homogene Gefrieren von Wolkenströpfchen bei tieferen Temperaturen stattfindet. Das ist vergleichbar mit der Wirkung von Streusalz, das auf Grund seines niedrigen Gefrierpunkts Schnee schmelzen lässt oder Eisbildung verhindert. Somit beeinflussen anthropogene Schwefelemissionen nicht nur Wasser sondern auch Eiswolken.

Im Unterschied zu Wasserwolken lassen sich die anthropogenen Auswirkungen auf Eiswolken noch nicht quantifizieren. Zum einen fungiert im Schnitt nur eines von einer Million Aerosolteilchen als Eiskeim, zum anderen sind die Messungen von Eiskristallen aufgrund ihrer Nichtsphärizität wesentlich schwieriger. Weiterhin zerbrechen größere Eiskristalle, und ihre Splitter dienen als neue Eiskeime. All diese Komplikationen erschweren sowohl unser Verständnis der Prozesse als auch das Erfassen in Klimamodellen. Mit Satelliten ist es heute möglich, zwischen Eis- und Wasserwolken zu unterscheiden. Auch die mittlere Tröpfchengröße in den Wolken lässt sich aufgrund des charakteristischen Rückstreuvermögens ermitteln.

### Aerosole beeinflussen das Klima

Als Maß für die Klimawirksamkeit verschiedener strahlungsaktiver atmosphärischer Gase und Partikel wird die Änderung der mittleren kurz- und langwelligen Strahlungsflüsse an der Erdoberfläche und an der Obergrenze der Atmosphäre angegeben. Diese Störung des Strahlungsgleichgewichts wird als Strahlungsantrieb oder Forcing bezeichnet.

net. Man berechnet diese Größe mittels globaler atmosphärischer Modelle, wobei man keine Rückkopplung zwischen Meteorologie und strahlungsaktiven Komponenten zulässt. Die Antwort des Klimasystems auf diesen Strahlungsantrieb inklusive aller Rückkopplungsmechanismen ist dann die Klimaänderung oder der Response.

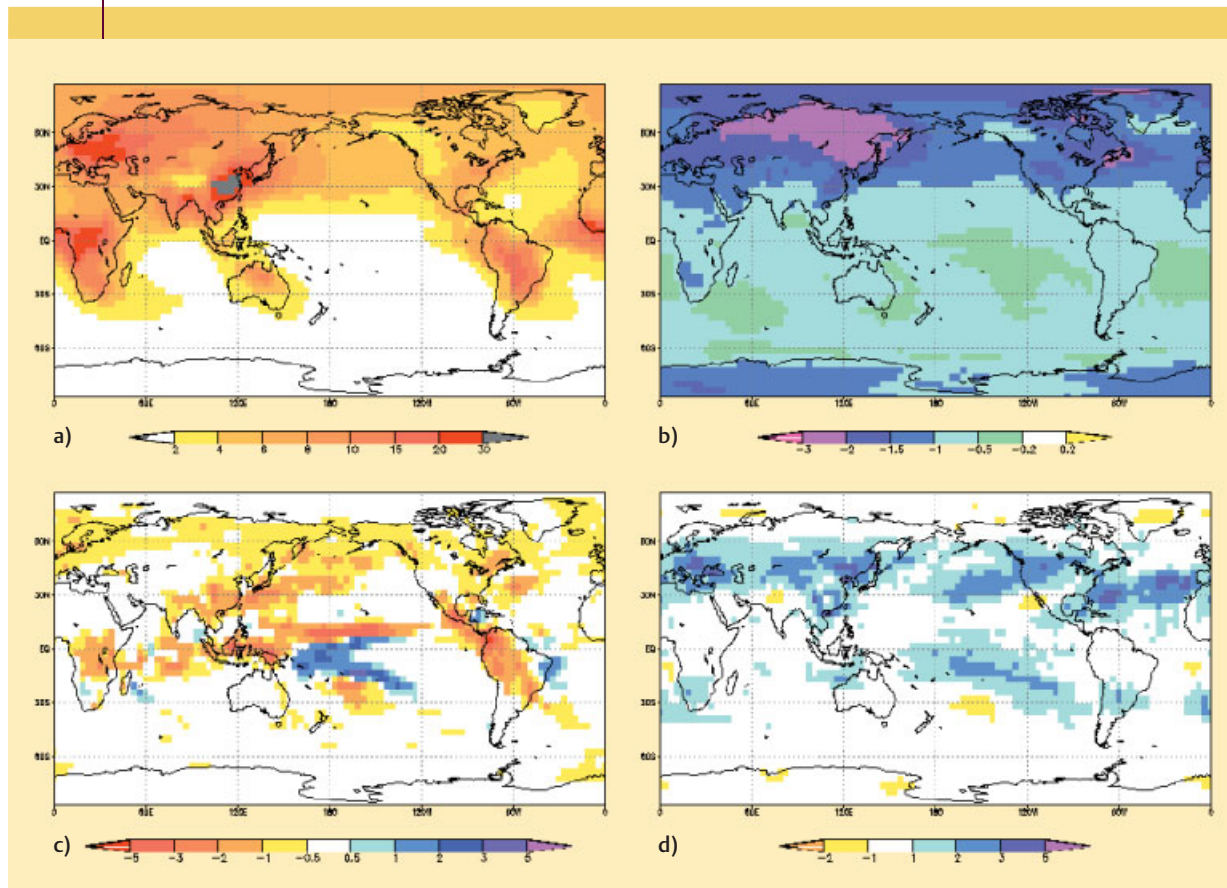
Abschätzungen des globalen direkten Aerosol-Strahlungsantriebs beruhen bisher auf Modellen, welche die raum-zeitliche Verteilung der Massen verschiedener Aerosolkomponenten in der Atmosphäre simulieren. Eine Übersicht des mittleren globalen Strahlungsantriebs verschiedener Aerosolkomponenten im Vergleich zu einigen Treibhausgasen findet sich in Tabelle 1. Der Strahlungsantrieb durch Aerosol aus anthropogenen Quellen liegt nach jüngsten Abschätzungen des Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) zwischen  $-1,1$  und  $-2,2 \text{ W/m}^2$ . Das entspricht 60 - 90 % des gesamten Strahlungsantriebs der Treibhausgase [3]. Allerdings sind Abschätzungen der Auswirkungen des Aerosols mit erheblich größeren Unsicherheiten behaftet als die der Treibhausgase.

Numerische Klimamodelle simulieren das Klimasystem und seine Veränderungen. Das Klimasystem setzt sich aus den Untersystemen Atmosphäre, Ozean, Lithosphäre, Biosphäre und Kryosphäre (Eis und Schnee) zusammen. Sie alle reagieren auf höchst komplexe Weise miteinander. Die

se Komponenten des Klimasystems variieren auf unterschiedlichen Zeitskalen, die von Stunden (Wettererscheinungen) über Monate (Oberflächenströmungen der Ozeane) bis zu Jahrtausenden (Landeismassen) reichen. Klimamodelle versuchen, dieses komplexe dynamische System in mathematischen Gleichungen zu beschreiben, die auf physikalischen Gesetzen beruhen. Klimaschwankungen treten einerseits aufgrund der verschiedenen Rückkopplungsprozesse der Subsysteme auf oder aufgrund externer Störungen. Solche Störungen können natürliche Ursachen haben wie Änderungen der Solarkonstante oder der Erdbahnparameter und Ausbrüche von Vulkanen. Sie können aber auch vom Menschen verursacht sein.

Klimasimulationen sollen die Frage beantworten, ob beobachtete Änderungen im Wettergeschehen seit Beginn der industriellen Revolution im 19. Jahrhundert auf Aktivitäten des Menschen zurückgehen oder natürliche Ursachen haben. Diese Untersuchungen konzentrierten sich bisher auf den Einfluss des Anstiegs von  $\text{CO}_2$  und der anderen Treibhausgase. Nur wenige Simulationen berücksichtigten den Klimaeffekt einer anthropogenen Zunahme von Partikeln in der Atmosphäre. Dies ist aber unbedingt erforderlich, weil die prognostizierte Temperaturzunahme aufgrund des Anstiegs der Treibhausgase hinter der beobachteten zurückbleibt. Es wurde daher schon lange vermutet, dass zuneh-

ABB. 5 | SIMULATIONEN



*Ergebnisse der Simulation mit und ohne anthropogene Aerosol-Emissionen. Gezeigt sind die Differenzen der beiden Fälle, gemittelt über 50 Jahre. Dargestellt sind a) die vertikale integrierte Aerosolmasse ( $\text{mg/m}^2$ ), b) die aerosolinduzierten anthropogenen Änderungen der Temperatur zwei Meter über dem Boden, c) des Niederschlags und d) der Bewölkung.*

mende Aerosolemissionen, vor allem aus industriellen Aktivitäten, den positiven Strahlungsantrieb teilweise kompensiert haben. Anders gesagt: Die anthropogen produzierten Aerosole könnten den anthropogen verursachten Treibhauseffekt in der Vergangenheit gemildert haben.

### Ein numerisches Gleichgewichtsexperiment

Bis heute publizierte Modellsimulationen beschränkten sich auf den Effekt einzelner Aerosolkomponenten. Im Folgenden werden Ergebnisse von kürzlich am Max-Planck-Institut für Meteorologie durchgeführten Modellsimulationen gezeigt, welche die wichtigsten Komponenten Mineralstaub, Seesalz, Ruß, organischen Kohlenstoff und Sulfat berücksichtigen.

Es wurden zwei Simulationen mit einem numerischen Klimamodell gerechnet. Eine berücksichtigt die anthropogenen Emissionen, wobei Emissionen repräsentativ für die Mitte der 1980er Jahre angenommen wurden. Die zweite Simulation berücksichtigt nur Emissionen aus natürlichen Quellen. Die Differenz dieser zwei Simulationen, im weiteren auch Anomalie genannt, zeigt die Auswirkungen der vom Menschen verursachten Zunahme an Aerosolen auf das Klimasystem.

Die Simulationen entsprechen einem so genannten Gleichgewichtsexperiment. Dabei führt man eine Störung des Strahlungsgleichgewichtes ein, in unserem Fall anthropogenes Aerosol, und integriert das Modell so lange, bis sich ein neues Gleichgewicht eingestellt hat. Da Klimamodelle, wie auch in Wirklichkeit beobachtet, jedes Jahr ein etwas anderes Wetter produzieren, haben wir das Modell noch weitere 50 Jahre integriert, um ein statistisch robustes Ergebnis zu erhalten. Abbildung 5 zeigt als Ergebnis dieses 50-Jahresmittels die Differenz der beiden Simulationen. Da sich die Emissionen in Wirklichkeit – anders als hier angenommen – von Jahr zu Jahr ändern und zudem auch andere Forcings das Klima beeinflussen, befindet sich das Klimasystem nie im Gleichgewicht. Solche Modellsimulationen sind daher nicht geeignet, beobachtete Klimaänderungen realistisch zu reproduzieren. Sie helfen aber, die Mechanismen zu verstehen, die das Aerosolforcing auf das Klimasystem ausübt.

Abbildung 5a zeigt die berechneten Verteilungen des anthropogenen Aerosolgehalts. Diese führen zu Anomalien der Temperatur zwei Meter über dem Erdboden, des Niederschlags und der Wolkenbedeckung. Der anthropogene Aerosolgehalt integriert über die Höhe zeigt einerseits hohe Werte über Industrieregionen in Südost-Asien, Europa und Nordamerika. Andererseits treten Gebiete mit hoher Biomassenverbrennung in Zentral- und Südafrika, dem Amazonasgebiet und Indonesien hervor. Da Aerosolpartikel relativ kurz in der Atmosphäre verweilen, sind Gebiete mit starken Emissionen auch solche mit hoher Aerosolbelastung.

Die Anomalien der bodennahen Temperatur sind generell negativ: Aerosole führen also im Großen und Ganzen zu einer Abkühlung. Dies ist besonders deutlich in den Re-

gionen mit hoher Aerosolkonzentration. Aber wir sehen auch in Reinluftgebieten wie Sibirien hohe Temperaturanomalien, die sich auf Änderungen der Schnee- und Eisbedeckung zurückführen lassen. In Gebieten mit hoher Emission aus Biomassenverbrennung beträgt die Abkühlung 0,5 bis 1 K, in Gebieten mit Industrieemissionen 1 bis 2 K. Der unterschiedliche Effekt geht darauf zurück, dass bei der Nutzung fossiler Brennstoffe erheblich größere Mengen an Schwefeldioxid freigesetzt werden als bei der Verbrennung von Biomasse. Sulfatpartikel streuen effizienter als kohlenstoffhaltige Partikel aus der Biomassenverbrennung.

Wir berechnen auch hohe Abkühlungsraten über dem Nordpazifik und dem Nordatlantik windabwärts von Gebieten mit hoher Aerosolemission. Die Temperaturanomalien über den tropischen und subtropischen Ozeanen sowie über den Ozeanen der Südhemisphäre sind hingegen relativ gering. Dies führt zu einer Verstärkung des Gradienten der Meeresoberflächentemperaturen in Abhängigkeit von der geografischen Breite. Änderungen der Meeresoberflächentemperaturen wiederum führen zu Änderungen der atmosphärischen Zirkulation und können sowohl die Menge als auch die Verteilung des Niederschlags in niederen Breiten beeinflussen.

Man erkennt außerdem, dass die Kontinente stärker abkühlen als die Ozeane. Der Land-See-Temperaturgradient beeinflusst aber die Monsunzirkulation und den Transport von Wasserdampf vom Ozean zum Kontinent. Bei einer Abnahme des Land-See-Kontrastes verringern sich die Niederschläge. Nicht nur in Bodennähe, sondern auch in der freien Troposphäre haben die Lufttemperaturen abgenommen. Eine kältere Atmosphäre kann weniger Wasserdampf aufnehmen. Da Wasserdampf das wichtigste Treibhausgas ist, verstärkt dies die Aerosolabkühlung. Zudem reduziert die Abkühlung am Boden die Verdunstungsrate um etwa 4 % und damit auch die Niederschlagsrate.

Abbildung 5 belegt auch, dass sich die geografische Niederschlagsverteilung verändert hat. Drei Mechanismen sind dafür verantwortlich:

1. Abkühlung am Boden und Erwärmung der niederen Atmosphärenschichten durch Absorption von Sonnenstrahlung, vornehmlich durch Rußpartikel. Dies stabilisiert die bodennahe Schicht und reduziert die Wolken- und Niederschlagsbildung in Gebieten mit hoher Aerosolbelastung.
2. Die Abschwächung des Monsuns verringert die Niederschlagsmenge über den Kontinenten in den Tropen und Subtropen.
3. Änderungen der Meeresoberflächentemperatur verschieben das Regengebiet der innertropischen Konvergenzzone etwas nach Süden. Dieses Phänomen ist besonders über dem tropischen Pazifik deutlich ausgeprägt. Darüber hinaus ist die südpazifische Konvergenzzone schärfer ausgeprägt und etwas zum Äquator hin verschoben.

Der Einfluss anthropogener Aerosole führt also in den Tropen zu stärker ausgeprägten, regional enger begrenzten

Niederschlagsgebieten und vergrößert zugleich die Trockengebiete in den Subtropen. Solche Tendenzen werden bereits beobachtet [4]. Die Verbrennung fossiler Energieträger in den mittleren Breiten der Nordhemisphäre hat somit das Potenzial, das Klima in den Tropen und Subtropen zu beeinflussen. Die Anomalien der Bewölkung in den Tropen und Subtropen sind überwiegend von gleichem Vorzeichen wie die des Niederschlags. In den belasteten Gebieten der mittleren Breiten hingegen hat zwar der Niederschlag ab-, die Bewölkung aber zugenommen. Die Ursache hierfür ist der Einfluss einer erhöhten Partikelkonzentration auf die Mikrophysik der Wolken. In unseren Simulationen ist der abkühlende Effekt des Aerosolanstiegs zu etwa gleichen Teilen auf Änderungen der Wolkenalbedo und des Wolkenwasserhaltes und damit der optischen Dicke der Wolken zurückzuführen.

Lokal kann der negative Strahlungsantrieb von Aerosolen so groß sein, dass er den positiven Strahlungsantrieb von Treibhausgasen mehr als ausgleicht. So beobachten wir trotz weltweit ansteigender Temperaturen in stark belasteten Gebieten Südost-Asiens eine Abnahme der bodennahen Temperaturen. Im Gegensatz aber zu den langlebigen Treibhausgasen sind anthropogene Aerosole in der Atmosphäre sehr kurzlebig, weshalb ihr Strahlungsantrieb sehr rasch steigenden oder sinkenden Emissionen folgt.

### Verbleibende Ungewissheiten

Einige Auswirkungen von Aerosolen können beim derzeitigen Wissensstand noch nicht quantifiziert werden. So verändern Aerosolpartikel die kurzwelligen Strahlungsflüsse und damit die Photolyse- und photochemischen Reaktionsraten in der Atmosphäre. Nach Modellrechnungen nimmt die Photolyse rate von UV-absorbierenden Gasen wie Ozon ab, wenn absorbierendes Aerosol dominiert, und sie nimmt zu, wenn streuendes Aerosol überwiegt. Die Berücksichtigung von absorbierendem Aerosol bei der Berechnung der Photolyse raten führt in Modellen zu einer Abnahme von Ozon in der Grenzschicht um 5 – 8 %. Eine Reduktion der SO<sub>2</sub>-Emissionen und damit der Menge streuender Aerosole könnte also zu einer Abnahme photochemischer Smogs beitragen [5].

Neben den verschiedenen Rückkopplungsprozessen zwischen Aerosol und Wolke könnten auch Wechselwirkungen zwischen Aerosol und Biosphäre klimarelevant sein. Einerseits beeinflusst die Biosphäre die Partikelkonzentration in der Atmosphäre, wie das Dimethylsulfid aus der marinen Biosphäre oder Terpene aus der Vegetation. Andererseits wirken Aerosolpartikel auf die Biosphäre zurück, sobald sie aus der Atmosphäre ausgewaschen werden oder sich ablagern. So übt in Mineralstaub enthaltene Eisen einen Düngeneffekt auf die marine Biosphäre aus. Eine Zunahme des Mineralstaubeintrags kann die biosphärische Aktivität im Ozean intensivieren und die Aufnahme von CO<sub>2</sub> aus der Atmosphäre in den Ozean sowie die Produktion der Schwefelspezies DMS verstärken [6]. Mineralstaub aus der Sahara beispielsweise wird von kräftigen Winden über den

Atlantik bis nach Südamerika verfrachtet und dort vom tropischen Regen ausgewaschen. Möglicherweise trägt Saharastaub auf diese Weise sogar zur Fruchtbarkeit der Regenwälder im Amazonas Gebiet bei.

Um solche Rückkopplungsprozesse zwischen Klima und Biosphäre besser zu verstehen, werden derzeit Modelle entwickelt, welche die Vorgänge in der marinen und terrestrischen Biosphäre beschreiben. Mit der Implementierung dieser Modelle in die Klimamodelle wird ein wichtiger Schritt getan, das komplexe System Erde-Atmosphäre realistischer als bisher zu beschreiben.

### Zusammenfassung

*Aerosolpartikel beeinflussen Wetter und Klima. Sie streuen das Sonnenlicht zurück in den Weltraum oder absorbieren es und bewirken damit eine Abkühlung der Erdoberfläche. Man vermutet daher, dass die anthropogen produzierten Aerosole den anthropogen verursachten Treibhauseffekt mildern. Aerosole fungieren auch als Kondensationskerne für Wassertröpfchen und Eiskristalle, womit sie die physikalischen und optischen Eigenschaften von Wolken sowie die Verteilung der Niederschläge beeinflussen. Um die Verteilung des Aerosols realistisch simulieren und mit dem Klimasystem zu koppeln, müssen die Massenverteilung, die chemische Zusammensetzung und die Größenverteilung der Teilchen bekannt sein.*

### Stichworte

Aerosole, Klimaänderung, Strahlungsantrieb, Wolkenbildung, Treibhauseffekt.

### Literatur

- [1] R. J. Charlson et al., *Nature*, **1987**, 326, 655.
- [2] J. A. Coakley et al., *Science*, **1987**, 237, 1020.
- [3] H. Kohl, *Physik in unserer Zeit* **2002**, 33 (5), 232.
- [4] Houghton et al., **2001**, IPCC 2001, Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- [5] R. R. Dickerson et al., *Science*, **1997**, 278, 827.
- [6] F. T. Turner et al., *Nature*, **1996**, 383, 513.
- [7] J. H. Seinfeld and S. N. Pandis, *Atmospheric Chemistry and Physics: From Air Pollution to Climate Change*, John Wiley & Sons Inc., New York, 1998.
- [8] F. Bohren and D. R. Huffman, *Absorption and Scattering of Light by Small Particles*, John Wiley & Sons Inc., New York, 1983.

### Der Autor



Johann Feichter hat 1983 an der Universität Innsbruck in Meteorologie promoviert, 1984 – 1989 Max-Planck-Institut für Chemie in Mainz, 1989 – 1993 Meteorologisches Institut der Universität Hamburg, seit 1993 am Max-Planck-Institut für Meteorologie in Hamburg, wo er sich mit der Entwicklung von Computermodellen zur Untersuchung von Aerosol-Klima-Wechselwirkungen beschäftigt.

### Anschrift

Dr. Johann Feichter, Max Planck Institut für Meteorologie, Bundesstraße 55, 20146 Hamburg.  
feichter@dkrz.de.

### Zum Thema



**Leben im Treibhaus.**  
Unser Klimasystem und was wir daraus machen. P. Fabian, Springer-Verlag, Heidelberg 2002, 258 S. 60 Abb., 17 Tab., geb. 23,32 €.