

Forschungsgruppenleiter:

Dr. Mojib Latif

Emeritierte Wissenschaftliche Mitglieder:

Prof. Dr. Lennart Bengtsson

Prof. Dr. Klaus Hasselmann

*Fachbeirat:*Prof. Dr. Raymond S. Bradley, Amherst/
USAProf. Dr. Alain Chedin,
Palaiseau/Frankreich

Dr. Anthony Hollingsworth, Reading/UK

Prof. Dr. Daniel J. Jacob, Cambridge/USA

Prof. Dr. Peter Lemke, Bremerhaven

Prof. Dr. Syukuro Manabe,
Princeton/USA

Prof. Dr. Berrien Moore III, Durham/USA

Kuratorium:

Dr. Norbert Binder, Bonn

Dr. Udo Gärtner, Offenbach

Prof. Dr. Johannes Lelieveld, Mainz

Dr. Jürgen Lühje, Hamburg

Christa Randzio-Plath, Hamburg

Dr. Roland Salchow, Hamburg

Dr. Günter von Sengbusch, Geesthacht

Prof. Dr. Fritz Vahrenholt, Hamburg

Dr. Fritz Vorholz, Berlin

Institutsgeschichte

Gegründet 1975 zur Erforschung der physikalischen Grundlagen des Klimas. Das Institut besteht aus drei Abteilungen. Eine Abteilung (Brasseur) befasst sich mit allgemeinen Fragen der Klimadynamik und der Atmosphärenchemie, unter Berücksichtigung der Wechselwirkungen im System Atmosphäre-Ozean-Eis; die zweite (Graßl) untersucht vorwiegend Prozesse in der Atmosphäre und beim Austausch Ozean-Atmosphäre mit Schwergewicht auf der Fernerkundung mit Satelliten; die dritte (vormals Bengtsson) widmet sich überwiegend der verbesserten Modellierung der allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre mit Schwerpunkten bei der Wechselwirkung Biosphäre-Atmosphäre und der Darstellung von Wolkenprozessen.

Aktueller Forschungsschwerpunkt*Klimaänderungen durch Vulkane*

Einleitung. – Die Frage, ob menschliche Aktivitäten bereits das Klima beeinflussen, scheint mit dem letzten IPCC-Bericht (2001) endgültig mit Ja beantwortet werden zu müssen (vgl. den Aktuellen Forschungsschwerpunkt im Jahrbuch 2001). Dennoch sind zumindest additiv auch natürliche Ursachen von Klimaänderungen wie Vulkanausbrüche, Variationen der Sonnenaktivität oder inhärente Schwankungen im Klimasystem zu berücksichtigen. Der dekadische gemittelte Strahlungsantrieb durch explosive Vulkanausbrüche schwankte seit 1850 um $1,5 \text{ W/m}^2$ und liegt damit in der Größenordnung anthropogener Effekte. Deshalb ist es notwendig, sich genauer mit diesen Phänomenen auseinander zu setzen.

Große Vulkaneruptionen wurden schon immer mit Klima- und Witterungsanomalien in Verbindung gebracht. Besonders starke Vulkaneruptionen führen zu einem Anstieg des Schwefelsäureaerosols in der unteren Stratosphäre um eine bis zwei Größenordnungen. Dieses Schwefelsäureaerosol wird durch die Oxidation magmatischer schwefelhaltiger Gase (vor allem SO_2 und H_2S) nach ihrem Transport in die Stratosphäre gebildet. Eine Übersicht der von besonders starken Vulkanausbrüchen emittierten Schwefelmengen ist in **Tabelle 1** zusammen mit einem Explosivitäts- und einem Trübungsindex angegeben. Der Explosivitätsindex hat, ähnlich wie die Richter-Skala für Erdbeben, eine logarithmische Skala und der Trübungsindex ist so bemessen, dass er einen Wert von 1000 für die bekannte Eruption des Krakatau (1883) ergibt. Wie man sieht, war Ende des 19./Anfang des 20. Jahrhunderts eine Phase besonders hoher vul-

Vulkan	Jahr	Explosivität	Trübung	SO ₂ (Mt)
Laki-Spalte, Island	1783	4	2300	100*
Tambora, Indonesien	1815	7	3000	130*
Cosiguina, Nicaragua	1835	5	4000	
Askja, Island	1875	5	1000	
Krakatau, Indonesien	1883	6	1000	32*
Tarawera, Neuseeland	1886	5	800	
Santa Maria, Guatemala	1902	6	600	13*
Ksudach, Kamchatha	1907	5	500	
Katmai, Alaska	1912	6	500	12*
Agung, Indonesien	1963	4	800	5-13*
St. Helens, USA	1980	5	500	1
El Chichón, Mexiko	1982	5	800	7
Pinatubo, Philippinen	1991	6	1000	16-20

kanischer Aktivität und nach einer Ruhepause von 50 Jahren, in der keine besonders starken Eruptionen auftraten, setzte mit der Eruption des balesischen Vulkans Agung (1963) eine neue Serie ein. In den letzten beiden Jahrzehnten des 20. Jahrhunderts scheint die vulkanische Aktivität zunehmend stärker geworden zu sein und entsprechend mehr vulkanische Gase sind der Atmosphäre zugeführt worden. Da die Aerosoltröpfchen sehr klein sind und in der Stratosphäre praktisch nur Gravitationskräfte zum Ausfällen führen, während Ausregen und Auswaschen, die in der Troposphäre die effektivsten Reinigungsprozesse darstellen, fehlen, klingen vulkanische Störungen nur langsam ab. Die Aerosolmasse reduziert sich mit einer Halbwertszeit von etwa einem Jahr, und deshalb kann man von etwa zwei Jahren deutlicher Klimabeeinflussung nach einem entsprechend starken Ausbruch ausgehen. Erst nachdem Satellitenmessungen, die eigentlich zum Beobachten der Ozonschicht eingesetzt wurden, nach der Eruption des El Chichón (1982) große Mengen von SO_2 entdeckten, wurde klar, dass nicht feste Ascheilchen, sondern Schwefelsäuretröpfchen mit Radien von $0,1$ bis $0,5 \mu\text{m}$ das vulkanische Aerosol in der unteren

Stratosphäre bestimmen. Diese kleinen Tröpfchen können besonders intensiv mit der Strahlung wechselwirken, indem sie sichtbares Licht teilweise zurückstreuen und im nahen Infrarot sowie im langwelligen Bereich des Spektrums Strahlung absorbieren. Das hat zur Folge, dass einerseits weniger Sonnenstrahlung zur Erdoberfläche vordringt und somit die Atmosphäre abgekühlt wird: Im Falle von Krakatau (1883) und Pinatubo (1991) etwa um $0,3^\circ\text{C}$ im globalen Mittel. Andererseits führt die Absorption von Strahlung durch das Vulkanaerosol zu erheblichen ($2-5^\circ\text{C}$) Erwärmungen in der Stratosphäre. Diese sind, wie später beschrieben werden wird, verantwortlich für zunächst ganz unerwartete Klimafolgen tropischer Vulkanausbrüche. Diese Aerosoltröpfchen aus hydrierter Schwefelsäure sind auch chemisch aktiv, indem sie die Aktivierung von Chlorverbindungen ermöglichen, die schließlich ozonzerstörend wirken.

Da starke Vulkaneruptionen eine bedeutende, wenn auch relativ kurzzeitige Störung für das Klimasystem darstellen, können globale Klimamodelle sehr effektiv daran getestet werden, wie sie die Reaktion des Klimas im Vergleich zu Beobachtungen wi-

Tabelle 1: Die größten Vulkanausbrüche der letzten 250 Jahre, ihre Explosivkraft (1-8), atmosphärische Trübung genormt auf die Krakatau-Eruption (1885) und gemessene bzw. aus geologischen Befunden geschätzte* SO_2 -Emissionen. Vor allem die SO_2 -Emissionen sind extrem unsicher!

derspiegeln. Dazu ist es notwendig, die entsprechenden Prozesse von Aerosolbildung, Strahlungstransport und chemischen Reaktionen im Wechselspiel mit der Zirkulation der Atmosphäre adäquat zu modellieren. Vulkanische Quellen (besonders unspektakuläre effusive und schwach eruptive) rangieren beim Eintrag von Schwefelverbindungen in die Atmosphäre nach anthropogenen Quellen (vor allem durch die Verbrennung fossiler Energieträger) an zweiter Stelle. Ihre genaue Quellstärke ist aber wegen bislang unzureichender Beobachtungsdichte und -qualität nur sehr unzureichend bekannt. Klar ist nur, dass sie erheblich zum Schwefelhaushalt der Atmosphäre beitragen können und in Raum und Zeit hochvariabel sind. Das unterscheidet sie vor allem von den gut bekannten anthropogenen Quellen. In die untere Atmosphäre (Troposphäre) eingebrachte Schwefelaerosole können durch ihre Beteiligung am Strahlungstransfer ebenfalls das Klima beeinflussen.

Die Rolle der Vulkane im Klimageschehen wurde am Max-Planck-Institut für Meteorologie in den letzten Jahren intensiv untersucht. Dazu wurden die vorhandenen Klimamo-

delle (**Abb. 1**) mit zusätzlichen Prozessen erweitert, so dass die Entwicklung des vulkanischen Sulfataerosols in der Stratosphäre nun größenauflöst dargestellt werden kann. Die Wechselwirkung von festen Teilchen (Aschen), die bei Eruptionen freigesetzt werden, mit atmosphärischem Wasserdampf und vulkanogenen Gasen in der Eruptionswolke wird von einem speziellen, hochauflösenden Modell simuliert. Die Effektivität des Transportes von Wasser, Schwefel und Halogenen in die Stratosphäre in Abhängigkeit von verschiedenen Eruptionsparametern und Umgebungsbedingungen kann mit diesem neuen Modell abgeschätzt werden. Mit den Ergebnissen, die aus den erweiterten Modellen folgen, können sowohl die Klima Auswirkungen als auch die Effekte auf das stratosphärische Ozon besser als bisher bestimmt werden. Das „natürliche Klimaexperiment“ Vulkaneruption kann somit noch besser zur Evaluierung der Klimamodelle eingesetzt werden, und die Folgen von großen Vulkanausbrüchen lassen sich in Zukunft voraussagen.

Abschätzung vulkanischer Emissionen in die Atmosphäre. – Trotz nachgewiesener Wirkung auf das Klima

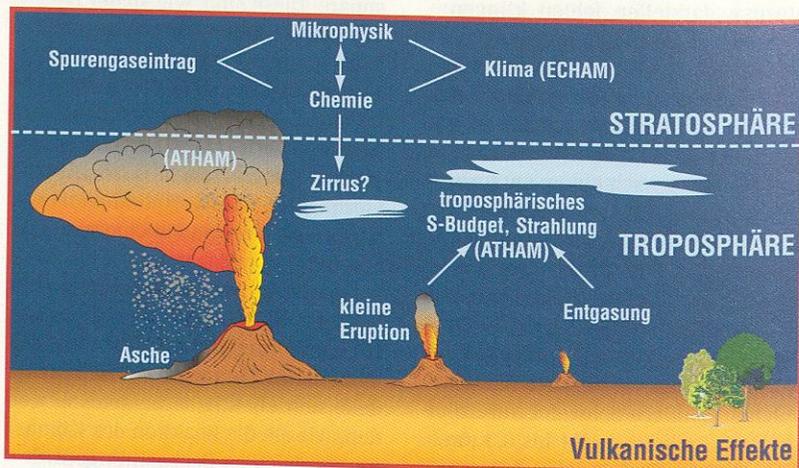


Abb. 1: Die vulkanische Aktivität spielt sich in ganz verschiedenen Größenordnungen ab, von der stillen Entgasung aus vielen Einzelquellen, unter kleinen Eruptionen von etwa 50 Vulkanen pro Jahr, bis hin zu Großeruptionen, die etwa einmal pro Dekade auftreten. Dabei wird sowohl die Chemie der Atmosphäre als auch das Klima beeinflusst. Verschiedene numerische Modelle werden genutzt, um diese Effekte zu simulieren.

sind vulkanische Emissionen nur unzureichend quantifiziert. Satellitengetragene Fernerkundungsmethoden ermöglichen zwar den Nachweis von Vulkaneruptionen auch in sehr abgelegenen Gebieten, wo nur wenige Messstationen vorhanden sind, aber von Satelliten werden nur verhältnismäßig starke Eruptionen detektiert, die große Zahl der stillen Entgasungen wird nicht erfasst.

Eine komplette Datenerhebung ist technisch nicht realisierbar und zudem besonders bei explosiven Eruptionen gefährlich. Das am Max-Planck-Institut für Meteorologie entwickelte numerische Modell ATHAM (Active Trace High Resolution Atmosphere Model) beschreibt alle wesentlichen Prozesse in vulkanischen Eruptionswolken sowohl für stille als auch für explosive Ereignisse. Mithilfe dieses Modells können quellnahe Prozesse untersucht und die für die Emissionsstärke wesentlichen Parameter bestimmt werden. Diese Parameter können dann durch gezielte Beobachtung genauer quantifiziert werden.

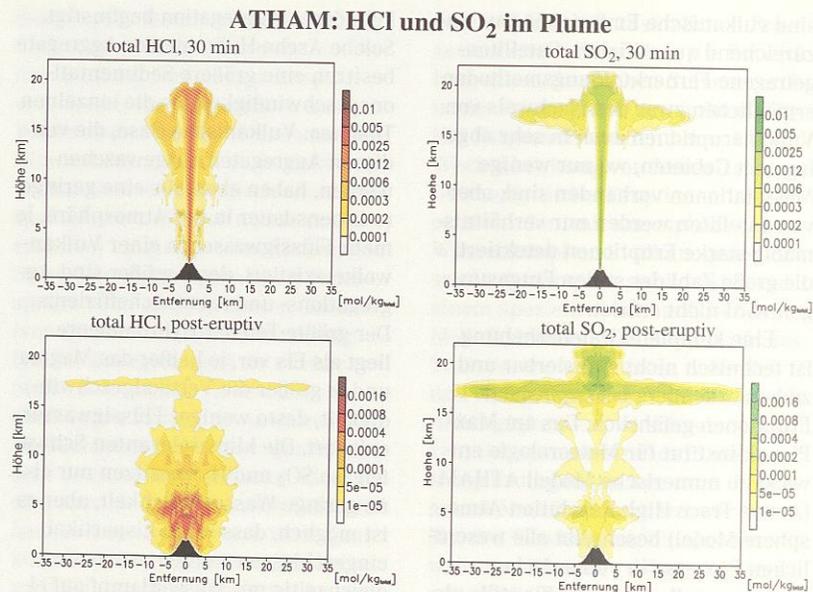
Die Injektion von klimarelevanten Gasen bei hochexplosiven Vulkaneruptionen in die Stratosphäre hängt wesentlich von der Höhe der Eruptionssäule ab. Simulationen mit dem Plumemodell haben gezeigt, dass nicht nur die vulkanischen Eruptionsparameter wie Vertikalgeschwindigkeit, Temperatur und Gasgehalt relevant sind, sondern dass auch die Stabilität der umgebenden Atmosphäre ganz maßgeblich die Eruptionshöhe bestimmt. Ein weiterer wichtiger Parameter ist die Umgebungfeuchte, denn zusammen mit magmatischem Wasserdampf bildet sich Niederschlag in der aufsteigenden Eruptionssäule. Die frei werdende latente Wärme stellt einen wichtigen Beitrag zur konvektiven Energie dar. Zudem wird durch die Befeuchtung oder Vereisung von vulkanischen Ascheparti-

keln deren Aggregation begünstigt. Solche Asche-Hydrometeor-Aggregate besitzen eine größere Sedimentationsgeschwindigkeit als die einzelnen Teilchen. Vulkanische Gase, die von diesen Aggregaten ausgewaschen werden, haben ebenfalls eine geringere Lebensdauer in der Atmosphäre. Je mehr Flüssigwasser in einer Vulkanwolke existiert, desto größer sind Aggregations- und Auswascheffizienz. Der größte Teil der Hydrometeore liegt als Eis vor, je heißer das Magma und je größer die Vertikalgeschwindigkeit, desto weniger Flüssigwasser existiert. Die klimarelevanten Schwefelgase SO_2 and H_2S besitzen nur eine geringe Wasserlöslichkeit, aber es ist möglich, dass sie in Eispartikel eingeschlossen werden, wenn sie gleichzeitig mit Wasserdampf auf einem wachsenden Eiskristall kondensieren (Ko-Kondensation). Dadurch wird die Auswascheffizienz für Schwefelgase erhöht.

HCl ist im Gegensatz zu den vulkanischen Schwefelverbindungen sehr gut wasserlöslich. Daher wurde bisher angenommen, dass dieses Gas vollständig durch Wassertropfen ausgewaschen wird und dass Vulkane nicht zur Chlorbelastung der Stratosphäre beitragen. Simulationen mit ATHAM haben aber gezeigt, dass bei hochexplosiven Eruptionen und bei niedriger relativer Feuchte in der Atmosphäre vulkanisches Chlor direkt in die Stratosphäre injiziert werden kann, wo es zusammen mit den Schwefelaerosolen ozonzerstörend wirkt (**Abb. 2**).

Strahlungswirkung. – Die beiden massenmäßig wichtigsten vulkanischen Gase Wasserdampf (H_2O) und Kohlendioxid (CO_2) sind nur auf extrem langen geologischen Zeitskalen klimarelevant, da die Emissionsmengen im Vergleich zu ihrer Konzentration in der Atmosphäre vernachlässigbar sind. Vulkanische Aschen fallen schnell aus der Atmo-

Abb. 2: Injektion vulkanischer Gase in die Stratosphäre. Im Normalfall führt die hohe Löslichkeit von Halogen-Verbindungen im Wasser dazu, dass sie in der heißen, feuchten Vulkanwolke ausgewaschen werden (links unten HCl-Verteilung eine Stunde nach Eruptionsende). Das wenig lösliche SO_2 dagegen kann als Gas in die Stratosphäre transportiert werden (rechts unten). Unter trockenen und kalten Umgebungsbedingungen, wenn in der Vulkanwolke kaum Flüssigwasser entsteht, können auch Halogenverbindungen in die Stratosphäre transportiert werden.



sphäre aus und haben nur einen kurzzeitigen Einfluss auf Strahlungstransport und Dynamik der Atmosphäre. Der Klimaeffekt von Vulkanen basiert vor allem auf den schwefelhaltigen Gasen (SO_2 und H_2S). Sie werden, wenn sie die Stratosphäre erreichen, mit einer Umwandlungsrate $1/e$ pro Monat in gasförmige Schwefelsäure (H_2SO_4) oxidiert. Die erhöhte Schwefelsäurekonzentration verstärkt das stratosphärische Hintergrund-aerosol einerseits durch binäre homogene Nukleation (Gas-Teilchen-Umwandlung) von Schwefelsäure und Wasser, wodurch die Teilchenzahl erhöht wird, andererseits durch Kondensation von H_2SO_4 und H_2O auf vorhandenen Teilchen, deren Radien dadurch anwachsen.

Das vulkanische Aerosol in der Stratosphäre hat typischerweise effektive Radien im Bereich der Wellenlänge sichtbaren Sonnenlichts. Deshalb sind sie besonders wirksame Streuer von Sonnenlicht. Bei großen Eruptionen, wie El Chichón 1982 oder Pinatubo 1991, wird die direkte Sonnenstrahlung in einer Größenord-

nung von 100 W/m^2 reduziert. Fast um den gleichen Betrag nimmt die diffuse Strahlung zu, der Himmel erscheint dann am Tage milchig weiß. Die Differenz zwischen reduzierter direkter und erhöhter diffuser Strahlung hat die Größenordnung von wenigen ($1-10 \text{ W/m}^2$) am Erdboden und führt zu einer Abkühlung der Erdoberfläche.

Die atmosphärischen Auswirkungen einer vulkanischen Störung sind abhängig von der geographischen Breite ihres Auftretens. Tropische Vulkane können das globale Klimasystem beeinflussen, da sich die Eruptionswolke in beide Hemisphären ausbreiten kann. Eruptionen in mittleren bis hohen Breiten beeinflussen vornehmlich ihre eigene Hemisphäre. Das zeigen die mit einem prognostischen Aerosol berechneten Heizratenanomalien für die Eruption des Mt. Pinatubo (Philippinen 1991, $15,14^\circ\text{N}$, $120,35^\circ\text{E}$) und des Laacher-See-Vulkans (Deutschland vor ca. 13.000 Jahren, $50,5^\circ\text{N}$, $7,2^\circ\text{E}$). Während die Heizratenanomalien der Laacher-See-Eruption nur nördlich des

Äquators zu finden sind, erstrecken sich die Heizratenanomalien der Pinatubo-Eruption zwischen 60°S und dem Nordpol.

Neben der Streuung von sichtbarem Sonnenlicht spielt auch Absorption von Strahlungsenergie eine wichtige Rolle. Im oberen Bereich der Aerosolwolke wird solare Strahlung im nahen Infrarot absorbiert. Dieser Effekt überwiegt die erhöhte langwellige Ausstrahlung durch das Aerosol und führt zu einer deutlichen Erwärmung der unteren Stratosphäre. Dazu trägt etwa in gleichem Maße die verstärkte Absorption von langwelliger terrestrischer Strahlung im unteren Bereich der Aerosolwolke bei. Die Erwärmung der stratosphärischen Aerosolschicht ist am stärksten dort, wo die Bodentemperaturen am höchsten sind – in den Tropen. Der daraus entstehende Temperaturunterschied zwischen verschiedenen Breiten führt zu Zirkulationsanomalien nicht nur in der Stratosphäre, sondern auch in der Troposphäre, die im Winter der Nordhemisphäre den reinen Strahlungseffekt großer tropischer Vulkaneruptionen völlig überdecken können.

Dynamische Effekte. – Eine Abkühlung an der Erdoberfläche ist der typische Effekt, nach dem bei Analysen von Beobachtungsmaterial gesucht wurde, wenn die Klimawirkung von Vulkanen gezeigt werden sollte. Allerdings ergaben sich immer wieder Diskrepanzen zu Beobachtungen derart, dass die Modelle die größten Effekte für den Winter ergaben, wenn infolge der Abkühlung mehr Schnee fällt und dieser wegen der erhöhten Albedo die Abkühlung verstärkt. Beobachtungen konnten dies aber nicht bestätigen. Ein Problem bei der Datenanalyse ist, dass häufig El Niños (siehe Forschungsschwerpunkt 1998) gleichzeitig mit vulkanischen Störungen aufgetreten sind (allerdings *nicht*

in ursächlichem Zusammenhang!) und sich so zwei etwa gleichstarke Klimaantriebe überlagerten. Die statistisch „bereinigten“ Vulkansignale zeigen sehr gut die erwartete Abkühlung in niederen Breiten und Nordamerika, die teilweise erheblichen positiven Temperaturabweichungen im Winter über Europa und Sibirien konnten aber immer noch nicht erklärt werden. Das gelang erst durch die Anwendung von Klimamodellen am Max-Planck-Institut für Meteorologie, die die stratosphärische Zirkulation und ihre Veränderung durch die oben genannten Strahlungsprozesse einigermaßen realistisch beschreiben. Das in **Abbildung 3** und **4** gezeigte Muster von Temperaturanomalien nach der Pinatubo-Eruption (Juni 1991) ist charakteristisch für alle Großeruptionen. Die beobachteten Strukturen ähneln stark denen der Simulation, sind aber, besonders über Asien, wo positive Anomalien von mehr als $2,5^\circ\text{C}$ (im Wintermittel!) auftraten, in den Amplituden stärker. Die positiven Werte im tropischen Pazifik sind auf das gleichzeitig ablaufende El Niño-Ereignis zurückzuführen, das in den Modellsimulationen hier unberücksichtigt blieb.

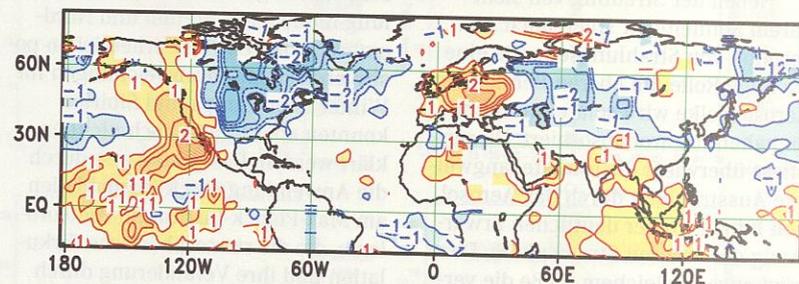
Die Sommertemperaturen (Abb. 3) sind über allen Kontinenten reduziert, und es ergeben sich Anomalien von $1-2 \text{ K}$ über großen Arealen. Diese sind vor allem auf die Abschwächung der Sonnenstrahlung zurückzuführen. Die hohen Temperaturen über Europa sind kein direkter Effekt der Vulkaneruption, sondern wurden durch eine anhaltende Hochdrucklage erzeugt, die das Klimamodell nicht reproduzierte. Die Temperatur der unteren Troposphäre war im ersten Winter (Abb. 4) nach Pinatubo über Nordamerika, Europa und Sibirien viel wärmer als normal, während sich Kälte über Grönland, dem Mittleren Osten und Südostasien (hier nur in den Satellitendaten sehr

Abb. 3: Temperaturanomalien im Sommer nach der Pinatubo-Eruption (Beobachtung und Modell).

Lufttemperaturänderung am Boden (Kelvin)

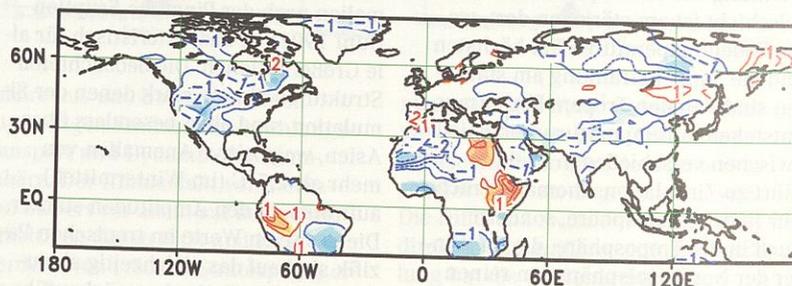
Beobachtungen Sommer 1992

(nach Jones et al., 1996)



Pinatubo Experiment ECHAM4

(Experimente siehe Stenchikov et al., 1997; Kirchner et al., 1997)



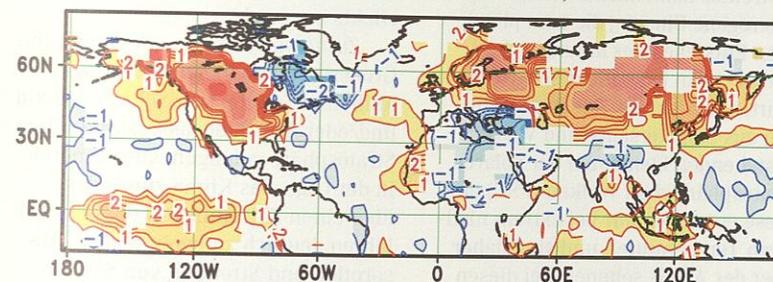
deutlich) breit machte. In diesem (und auch im darauf folgenden) Winter schneite es in Jerusalem – ein sehr seltenes Ereignis. Offenbar gibt es besonders starke dynamische Effekte, die die Zirkulation in mittleren Breiten und die Struktur der planetaren Wellen beeinflussen. Eine theoretische Erklärung für diese Effekte wurde erstmals am Max-Planck-Institut für Meteorologie gegeben. Es konnte gezeigt werden, dass es einen direkten Zusammenhang zwischen der Stärke des winterlichen Polarwirbels in der unteren Stratosphäre sowie Phase und Amplitude von planetaren Wellen in der Troposphäre gibt. Wenn der Polarwirbel stark ist, ergibt sich gerade eine solche Wellenstruktur, die zu den nach Vulkanausbrüchen beobachteten Temperaturano-

malien führt. Dieses Muster ist ein natürliches Variabilitätsmuster, das der Atmosphäre innewohnt. Es kann deshalb leicht angeregt werden und ist nicht auf Vulkanausbrüche beschränkt. Auch der zunehmende Treibhauseffekt, die Beeinflussung von Ozon durch die FCKWs und sogar solare Variationen können dieses Muster anregen. Der Mechanismus, der zu diesem Verhalten führt, ist vereinfacht so, dass in der Troposphäre angeregte (z.B. durch Gebirge oder Land-See-Kontraste) planetare Wellen normalerweise in die Stratosphäre vordringen und dort zu Erwärmung führen. Dieses Vordringen wird ab einer bestimmten kritischen zonalen Windgeschwindigkeit verhindert. Die Energie der planetaren Wellen wird dann reflektiert, mit der ur-

Lufttemperaturänderung am Boden (Kelvin)

Beobachtungen Winter 1991/92

(nach Jones et al., 1996)



Pinatubo Experiment ECHAM4

(Experimente siehe Stenchikov et al., 1997; Kirchner et al., 1997)

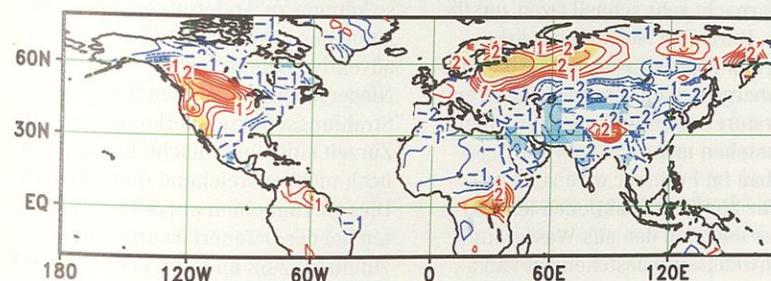


Abb. 4: Temperaturanomalien im Winter nach der Pinatubo-Eruption (Beobachtung und Modell).

sprünglichen Welle in der Troposphäre überlagert und erzeugt schließlich ein verändertes stationäres Wellenmuster. Wenn der Polarwirbel extern angetrieben wird (wie z.B. durch die starke Absorption von Wärmestrahlung am vulkanischen Aerosol in den Tropen und den damit verstärkten Temperaturgradienten zwischen Äquator und Pol) werden die sonst auftretenden plötzlichen stratosphärischen Erwärmungen unterdrückt und der starke Polarwirbel bleibt den ganzen Winter über erhalten. Dabei wird die untere Stratosphäre innerhalb des isolierten Wirbels kalt gehalten.

Chemische Effekte. – Vulkanische Aerosole beeinflussen nicht nur die Strahlungsströme in der Stratosphäre,

sondern auch chemische Prozesse. Am wichtigsten ist dabei der Einfluss auf das Ozon. Die Reaktionen, die Ozon bilden und zerstören, sind abhängig von ultravioletter Strahlung, sowie der Temperatur und dem Vorhandensein von Oberflächen, an denen heterogene chemische Reaktionen stattfinden können. All diese Parameter werden durch Vulkane beeinflusst. Durch die Erwärmung der aerosolführenden Schicht der Stratosphäre kommt es zu einer Anhebung der Isentropenflächen und das auf ihnen transportierte Ozon gelangt in höhere Atmosphärenschichten. Dort kommt es wegen der höheren Energiedichte der Solarstrahlung zur vermehrten Photodissoziation und damit zur Absenkung der Gleichgewichts-

konzentration von Ozon, also zu einem effektiven Ozonabbau. In gleicher Richtung kann auch durch das Aerosol rückgestreutes und mehrfach gestreutes Sonnenlicht wirken. Die heterogene Chemie, die zum plötzlichen Entstehen des antarktischen Ozonlochs in jedem Jahr seit 1979 führt, spielt sich an der Oberfläche von aus Salpetersäure und Wasser bestehenden Elementen der polaren stratosphärischen Wolken (PSC) ab. Diese entstehen nur bei extrem niedrigen Temperaturen und sind daher über der Arktis seltener. Bei diesen heterogenen Reaktionen wird das aus FCKW stammende anthropogene Chlor in der Stratosphäre aktiviert und kann dann nach dem Ende der Polarnacht sehr schnell Ozon zerstören. Durch die Isolation des arktischen Polarwirbels und die damit einhergehenden sehr niedrigen Temperaturen nach Vulkanausbrüchen entstehen mehr PSC und der Ozonabbau im Frühjahr wird verstärkt. Ganz ähnliche Reaktionen können aber auch auf den aus Wasser und Schwefelsäure bestehenden vulkanischen Aerosolen ablaufen. Dann ist dieser Prozess nicht mehr auf die extrem kalten Polargebiete beschränkt und ist ganzjährig global wirksam. So wurde nach dem Pinatubo-Ausbruch 1991 eine Reduktion des Gesamt-ozons in den Tropen von 2% und in mittleren Breiten von 7% gemessen. Innerhalb der Aerosolwolke war der Ozonabbau noch viel stärker und erreichte -20% bis -30% in mittleren nördlichen Breiten. Unter natürlichen Bedingungen, also ohne das anthropogene FCKW, wäre dagegen eine Zunahme von stratosphärischem Ozon zu erwarten gewesen. Die geringere Ozonkonzentration und deshalb geringere UV-Absorption führte zu einer geringeren Erwärmung im Bereich der Pinatubo-Aerosolwolke -

die oben besprochenen dynamischen Effekte waren daher reduziert. Modellrechnungen am MPI für Meteorologie haben gezeigt, dass dieser Effekt etwa ein Drittel des Gesamteffekts ausmacht.

Zusammenfassung. - Vulkanische Großeruptionen, bei denen einige Millionen Tonnen von Schwefeldioxid und/oder Schwefelwasserstoff in die Stratosphäre gelangen, sind generell in der Lage, das Klima zumindest über einen Zeitraum von ein bis zwei Jahren deutlich zu beeinflussen. Absorption und Streuung von Sonnenstrahlung bzw. terrestrischer Wärmestrahlung an vulkanischem Aerosol in der Stratosphäre führt zu Anomalien in der Energieverteilung. Diese können zu Änderungen der Zirkulation der Atmosphäre führen, deren advektiv bedingte Temperatur- und Niederschlagsanomalien die reinen Strahlungseffekte überkompensieren. Zurzeit sind vulkanische Emissionen noch nicht ausreichend quantifiziert. Dies ist zum einen auf Schwierigkeiten bei der Datenerfassung zurückzuführen, zum anderen aber auch auf die Komplexität der post-eruptiven Prozesse, welche die Spezifikation und die Konzentration der eruptierten Gase und Partikel modifizieren. Nachgewiesen ist der Einfluss des Menschen auf die Wirkung von Vulkanaerosol hinsichtlich des stratosphärischen Ozons. Erst nachdem mit dem Freisetzen von FCKWs ein Chlorreservoir in der Stratosphäre geschaffen wurde, wirkt das Schwefelsäureaerosol ozonabbauend. Die menschengemachte Ozonvernichtung durch vulkanisches Aerosol wirkt auch der Aufheizung der Aerosolschicht entgegen und dämpft damit die dynamischen Auswirkungen von Vulkanaerosol auf die stratosphärische und troposphärische Zirkulation (*Graf*).