

144. Jahrgang  
2000/4

F 6950  
ISBN 3-623-08074-8  
DM 27,40

Zeitschrift für Geo- und

**PGM**  
etermanns Geographische Mitteilungen

Umweltwissenschaften



## KLIMAWANDEL

- Treibhauseffekt: Ursachen und Auswirkungen
- El Niño: Ökosystem-Wandel in Nordperu?
- Philippinen: Hintergründe des Regionalkonflikts

Klett

KLETT-PERTHES



# Natürlicher und anthropogener Treibhauseffekt – Ursachen und Auswirkungen

8 Figuren im Text

## Natural and anthropogenic greenhouse effect – causes and effects

**Abstract:** The warming of the earth's atmosphere is mainly caused by at least triatomic trace gases, which increase counter-radiation. The net radiation situation in the atmosphere is also affected by suspended particles, which may either increase or reduce the temperature of the atmosphere. This paper surveys the main natural and man-made causes of the greenhouse effect and discusses some examples of the ecological consequences.

**Keywords:** Atmosphere, greenhouse effect, trace gas, carbon dioxide, long-wave radiation

**Zusammenfassung:** Die Erwärmung der Erdatmosphäre ist im Wesentlichen auf mindestens dreiatomige Spurengase zurückzuführen, die die atmosphärische Gegenstrahlung erhöhen. Auch Schwebeteilchen greifen in den Strahlungs- und Wärmehaushalt ein. Sie können sowohl temperatursteigernd als auch -senkend wirken. Der Beitrag gibt einen Überblick über die wichtigsten Ursachen des natürlichen und anthropogenen Treibhauseffektes und diskutiert exemplarisch die darauf beruhenden ökologischen Auswirkungen.

**Schlüsselwörter:** Atmosphäre, Treibhauseffekt, Spurengase, Kohlendioxid, langwellige Strahlung

## 1. Einführung

Die Atmosphäre der Erde enthält gasförmige, flüssige und feste Spurenstoffe, von denen ein Teil langwellige (terrestrische) Strahlung klimawirksam absorbiert und emittiert. Diese Stoffe sind infrarotaktiv. Damit ist der natürliche Treibhauseffekt verbunden, durch den die mittlere Temperatur an der Erdoberfläche 15 °C beträgt. Ohne diesen Effekt wäre Leben auf der Erde in den uns vertrauten Formen nicht möglich.

Anthropogene Eingriffe in das Klimasystem, z. B. durch zusätzliches Einbringen infrarotaktiver Spurenstoffe in die Atmosphäre, führen zu Veränderungen des Klimas, mit dessen Auswirkungen sich die transdisziplinär ausgerichtete Klimafolgenforschung beschäftigt.

Berechnungen auf der Basis gekoppelter Ozean-Atmosphäre-Zirkulationsmodelle erlauben differenzierte Angaben über zu erwartende zeitliche und räumliche Temperaturveränderungen. Gesamtdarstellungen des aktuellen Klimaproblems geben u. a. der IPCC-Report (HOUGHTON et al. 1996) und LOZÁN et al. (1998).

## 2. Wirkung atmosphärischer Spurengase und Schwebeteilchen

Das Klima der Erde wird maßgeblich durch die zugestrahlte Sonnenenergie bestimmt. Die Bestrahlungs-

stärke an der oberen Atmosphärenengrenze (Solarkonstante) beträgt im langjährigen Mittel 1368 Wm<sup>-2</sup>. Verteilt man diesen Strahlungsfluss gleichmäßig auf die ganze Kugeloberfläche, so erhält man ein räumlich-zeitliches Mittel von  $E_{0,s} = 342 \text{ Wm}^{-2}$ . Die Erwärmung der semitransparenten Atmosphäre erfolgt überwiegend vom Boden her durch den Strahlungsumsatz an den verschiedenen Oberflächen. In Abhängigkeit von deren Temperatur wird langwellige Strahlung nach dem STEFAN-BOLTZMANN-Gesetz emittiert:

$$\psi = \sigma T_s^4, \text{ worin sind}$$

$$\psi = \text{Strahlungsflussdichte [Wm}^{-2}\text{],}$$

$$\sigma = \text{STEFAN-BOLTZMANN-Konstante (5,6698} \cdot 10^{-8} \text{ Wm}^{-2} \text{ K}^{-4}\text{; Kombination mehrerer Naturkonstanten) und}$$

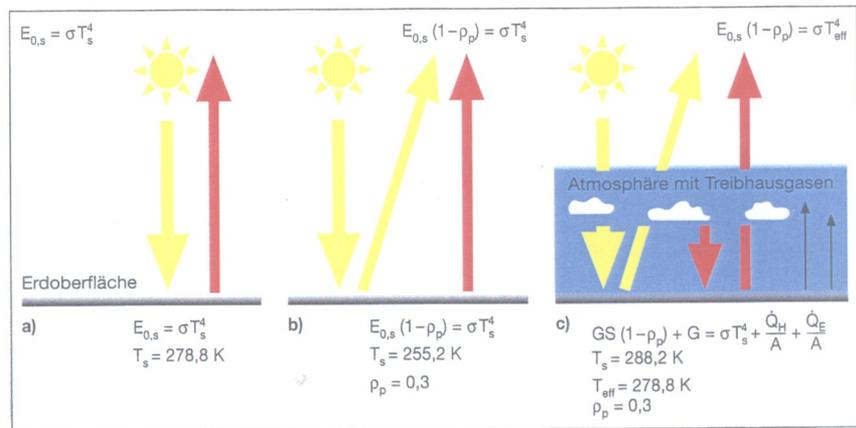
$$T_s = \text{Thermodynamische Temperatur der Oberfläche [K].}$$

Hierdurch sowie über die turbulenten Flüsse sensibler und latenter Wärme wird die Atmosphäre mit Energie versorgt.

Setzt man bei fehlender Atmosphäre voraus, dass die Erde ein schwarzer Körper ist, der sämtliche Strahlung absorbiert und gemäß dem KIRCHHOFFSchen Gesetz emittiert, dann beträgt die mittlere Erdoberflächentemperatur  $T_s = 278,8 \text{ K} = 5,6 \text{ }^\circ\text{C}$  (Fig. 1 a). Wird eine

planetare Albedo von  $\rho_p = 0,3$  berücksichtigt, dann beläuft sich der Wert sogar nur auf  $T_s = 255,2 \text{ K}$  ( $= -18 \text{ }^\circ\text{C}$ ; Fig. 1b). In Gegenwart einer Atmosphäre, die Treibhausgase enthält (Fig. 1c), resultiert daraus eine mittlere Oberflächentemperatur von  $T_s = 288,2 \text{ K} = 15 \text{ }^\circ\text{C}$ . Zusätzlich zur Globalstrahlung (GS) und Ausstrahlung ( $\sigma T_s^4$ ) treten nämlich jetzt die atmosphärische Gegenstrahlung (G) sowie die sensible (fühlbare,  $\dot{Q}_H/A$ ) und latente (mit der Verdunstung verbundene) Wärmeflussdichte ( $\dot{Q}_E/A$ ) als Terme der Strahlungs- und Wärmebilanz auf. Andere Wärmeflussdichten werden hierbei nicht berücksichtigt (ZMARSLY et al. 1999). Diese durch das Vorhandensein der Atmosphäre verursachte Temperaturerhöhung von rund  $33 \text{ K}$  wird natürlicher Treibhauseffekt genannt. Schon um 1800 nahm FOURIER an, dass die Atmosphäre eine gegen Wärmeverlust schützende Wirkung aufweist. POUILLET und TYNDALL entwickelten 1861 diese Idee weiter, und vor fast 100 Jahren berechnete ARRHENIUS (1907) für die Erdoberfläche eine Mitteltemperatur von  $16 \text{ }^\circ\text{C}$ .

Treibhausgase sind drei- und mehrtomige atmosphärische Spurenstoffe, von denen es etwa 80 gibt. Diese absorbieren im langwelligen Spektralbereich ( $3,5\text{--}20 \text{ }\mu\text{m}$ ), wodurch es im Molekül zu einer Änderung des elektrischen Dipolmoments kommt. Durch Strahlungsaufnahme dieser infrarotaktiven Gase erhöht sich die langwellige Gegenstrahlung zur Erdoberfläche und bewirkt eine Erwärmung der Atmosphäre (Fig. 1c). Zu den klimawirksamen Gasen gehören in erster Linie Wasserdampf ( $\text{H}_2\text{O}$ ), Kohlendioxid ( $\text{CO}_2$ ), Methan ( $\text{CH}_4$ ), Distickstoffmonoxid (Lachgas,  $\text{N}_2\text{O}$ ) und troposphärisches Ozon ( $\text{O}_3$ ). Eine wichtige Bedeutung hat in diesem Zusammenhang der Spektralbereich, der als atmosphärisches Fenster bezeichnet wird und sich von  $8$  bis  $13 \text{ }\mu\text{m}$  erstreckt. In diesem Wellenlängenintervall kann die vom Boden abgegebene IR-Strahlung in den Weltraum entweichen. Eine Zunahme des atmosphärischen Gehalts natürlicher Treibhausgase führt zu zusätzlicher Absorption an den Flügelbereichen, so dass das atmosphärische Fenster an seinen Enden – der  $15\text{-}\mu\text{m}$ - $\text{CO}_2$ -Bande und der  $7,63\text{-}\mu\text{m}$ - $\text{CH}_4$ - bzw.  $7,78\text{-}\mu\text{m}$ - $\text{N}_2\text{O}$ -Bande – enger wird. Höhere Gehalte von  $\text{CO}_2$ ,  $\text{O}_3$  und Fluorchlorkohlenwasserstoffen in der Atmosphäre bewirken zudem eine Absorption innerhalb des atmosphärischen Fensters, zum Beispiel bei  $10,4 \text{ }\mu\text{m}$  ( $\text{CO}_2$ -Bande). Die Folge ist eine geringere Energieabgabe in den Weltraum. Die Erdoberfläche muss sich erwärmen, um ein neues Energiegleichgewicht zu erreichen. So bewirkt eine äquivalente  $\text{CO}_2$ -Verdoppelung – das heißt eine Zunahme verschiedener Spurengase, die



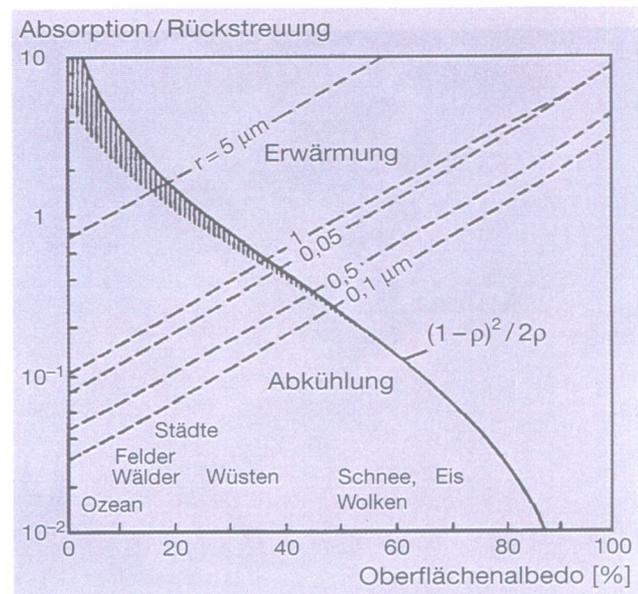
**Fig. 1** Strahlungsgleichgewicht eines planetaren Körpers im mittleren Abstand der Erde von der Sonne für a) einen schwarzen Körper, b) bei einer planetaren Albedo  $\rho_p$  im Spektralbereich der Solarstrahlung und c) bei einer planetaren Albedo  $\rho_p$ , Treibhausgasen in der Atmosphäre (natürlicher Treibhauseffekt) und einer effektiven Temperatur  $T_{\text{eff}}$  (aus HUPFER 1991, verändert)

Radiation equilibrium of a planetary body at the mean distance between the earth and the sun a) for a black body, b) for a planetary albedo of  $\rho_p$  in the spectral range of solar radiation and c) for a planetary albedo of  $\rho_p$ , greenhouse gases in the atmosphere (natural greenhouse effect) and effective temperature  $T_{\text{eff}}$  (after HUPFER 1991, with modifications)

einer Verdoppelung der  $\text{CO}_2$ -Konzentration entspricht – eine Änderung der langwelligen Strahlungsflussdichte um etwa  $4 \text{ Wm}^{-2}$  für das Tropopausenniveau. Der Wert erscheint im Vergleich zur gesamten langwelligen Strahlungsflussdichte in den Weltraum von

**Fig. 2** Klimatische Wirkung von Schwebeteilchen zwischen dem Verhältnis Absorption/Rückstreuung und der Oberflächenalbedo unter Berücksichtigung des Partikelradius  $r$  mit  $\rho$ , dem Reflexionsgrad der Oberfläche (vereinfacht nach MITCHELL 1971; hier aus HUPFER & KUTTLER 1998, verändert)

Climatic effect of suspended particles between the absorption/reradiation ratio and the surface albedo, taking into consideration particle radius  $r$ , with  $\rho$  the degree of reflection of the surface (after MITCHELL 1971; taken from HUPFER & KUTTLER 1998, with modifications)





**Fig. 3** Vulkanausbrüche, wie hier der Pinatubo im Jahre 1991, stoßen große Mengen klimawirksamer Spurenstoffe in die Atmosphäre aus (Foto: European Press)  
Volcanic eruptions, such as of Mt. Pinatubo in 1991, eject large amounts of climate-affecting trace elements into the atmosphere (Photo: European Press)

etwa  $240 \text{ W m}^{-2}$  relativ niedrig, jedoch kann er in einer Atmosphäre ohne Berücksichtigung von Rückkopplungseffekten im Klimasystem eine Temperaturerhöhung von deutlich mehr als 1 K ausmachen (FISCHER et al. 1999).

Neben der Konzentration dieser Spurengase leistet auch ihr spezifisches Treibhauspotential einen wichtigen Beitrag zur globalen Erwärmung. Hierunter versteht man das auf zum Beispiel 1 kg Kohlendioxid bezogene Vielfache der thermischen Wirksamkeit eines Spurenstoffes unter Zugrundelegung eines Vergleichszeitraumes (z. B.

**Fig. 4** Hohe Wolken (z. B. Cirren) liefern einen Beitrag zur Erwärmung bodennaher Luftschichten (Foto: KUTTLER)  
High clouds (e.g. cirrus) contribute to the warming of near-surface layers of the atmosphere (Photo: KUTTLER)



nicht nur vom Verhältnis Absorption/Rückstreuung des Schwebstoffs und der Albedo der Erdoberfläche ab, sondern auch von der Partikelgröße (Fig. 2). So bewirken Teilchen unterschiedlicher Größe bei niedriger Absorption und starker Rückstreuung über Gebieten mit geringer Oberflächenalbedo (z.B. über Ozeanen) eine Abkühlung, während es bei größer werdenden Albedowerten (z.B. über Land) zur Erwärmung kommen kann. Die Klimawirksamkeit der Teilchen wird somit nicht nur durch ihre Größe, sondern auch durch die Albedo des Gebietes bestimmt, über dem sie sich gerade befinden.

Starke Vulkanausbrüche, wie beispielsweise der des Pinatubo 1991 (Fig. 3), können große Mengen an Schwebstoffen (vor allem Sulfat-Aerosole) und Schwefeldioxid ( $\text{SO}_2$ ), welches zu Sulfat ( $\text{SO}_4^{2-}$ ) oxidiert wird, in die obere Troposphäre und Stratosphäre einbringen, wodurch es zu einer vorübergehenden Abkühlung kommen kann, die allerdings aufgrund der geringen Lebensdauer der Sulfat-Aerosole nur wenige Jahre dauert (HUPFER & KUTTLER 1998). Die natürliche Hauptquelle hierfür ist das Phytoplankton, das Dimethylsulfid ( $\text{CH}_3\text{-S-CH}_3$ ) emittiert, woraus durch Gas-Partikel-Konversion Sulfat entsteht. Zu den wichtigen anthropogenen Quellen zählt der Verbrauch fossiler, schwefelhaltiger Brennstoffe bei fehlenden Entschwefelungsmaßnahmen, wozu insbesondere bevölkerungsreiche Schwellenländer beitragen.

Auch Wolken (Fig. 4) spielen im atmosphärischen Strahlungs- und Wärmehaushalt eine wichtige Rolle, die im Einzelnen noch nicht genau erforscht ist. Allgemein kann jedoch davon ausgegangen werden, dass niedrige und mittelhohe Wolken eher zu einer Abkühlung, hohe, dünne Wolken hingegen zu einer Erwärmung der bodennahen Luft führen.

### 3. Natürlicher und anthropogener Treibhauseffekt

Die durch den natürlichen Treibhauseffekt bedingte Temperaturerhöhung (33 K) wird zu ca. 62 % durch Wasserdampf, zu 22 % durch CO<sub>2</sub>, zu 3 % durch CH<sub>4</sub>, zu 4 % durch N<sub>2</sub>O und zu 7 % durch troposphärisches O<sub>3</sub> verursacht. Der Wasserdampf wird als Treibhausgas meist unterschätzt, obwohl er den größten Anteil aller klimawirksamen Gase aufweist, denn sein atmosphärischer Gehalt kann bis zu 4 Vol.-% betragen. Allerdings fällt dem Wasserdampf unter den Treibhausgasen als nicht permanentes Gas eine Sonderrolle zu. Einerseits ändert er beim Unterschreiten der Taupunkt-

temperatur seinen Aggregatzustand und herrscht dann nicht mehr in gasförmiger Form vor. Andererseits erfolgt durch Temperaturerhöhung eine Zunahme der Verdunstung, die wiederum einen verstärkten Treibhauseffekt bewirkt (positive Rückkopplung).

Figur 5 enthält eine zusammenfassende Übersicht über die jährlichen Emissionen infrarotaktiver Gase in Deutschland mit Bezugsjahr sowie ihre globalen Mischungsverhältnisse (mit Jahresangabe), prognostizierten Zunahmen in der Atmosphäre, Treibhauspotentiale, mittleren Lebensdauern und derzeitigen Beiträge zum Treibhauseffekt.

Der anthropogene (= zusätzliche) Treibhauseffekt wird im Wesentlichen verursacht durch CO<sub>2</sub> (61 %), CH<sub>4</sub> (15 %), FCKW (11 %), O<sub>3</sub> (9 %) und N<sub>2</sub>O (4 %). Die Konzentration der Hauptkomponente CO<sub>2</sub> am zusätzlichen Treibhauseffekt stieg im Zeitraum 1750–1994 von 280 ppm auf 360 ppm (HOUGHTON et al. 1996).

Wichtige Emissionsquellen für Methan (CH<sub>4</sub>) sind vor allem die intensive Rinderhaltung, der Reisanbau, Leckagen von Erdgaspipelines und entweichendes Methan aus steinkohlefördernden Zechen. Aber auch durch Termiten (ZIMMERMAN et al. 1982) und Archaeobakte-

Fig. 5 Wichtige infrarotaktive Gase. Die Emissionsangaben beziehen sich auf Deutschland. Die anderen Daten gelten für globale Verhältnisse (aus MAHRENHOLZ 1997, ZELLNER 1999, Umweltbundesamt 2000). Major infrared-active gases. The emission figures are for Germany. The other data apply to global conditions (from MAHRENHOLZ 1997, ZELLNER 1999, Umweltbundesamt 2000).

Chemische Formel bzw. Akronyme	Jährliche Emission in Deutschland (Jahr)	Mischungsverhältnis in der Atmosphäre (Jahr)	Prognostizierte Zunahme in der Atmosphäre [%/a]	Treibhauspotential (bezogen auf CO <sub>2</sub> und 100 a)	Mittlere Lebensdauer	Derzeitiger Beitrag zum Treibhauseffekt [K]
H <sub>2</sub> O (Dampf)	keine Angabe	bis 4%	keine Angabe (troposphärisch)	keine Angabe	ca. 10 d	ca. 21
CO <sub>2</sub>	910 Mio. t (1996)	360 ppm (1995)	≈ 0,5 schwankend	16 – 10 a		ca. 7
CH <sub>4</sub>	4724 Tsd. t (1996)	1,75 ppm (1995)	0,7 schwankend	25 – 30	14,5 ± 2,5 a	ca. 1
N <sub>2</sub> O	228 Tsd. t (1996)	0,32 ppm (1995)	0,25	200	120 a	ca. 1,5
O <sub>3</sub> (troposphärisch)	sekundärer Spurenstoff	0,03 ppm (1995)	1	< 2000	keine Angabe	ca. 2,4
CCl <sub>2</sub> F <sub>2</sub>	Produktion eingestellt	4,84 ppt (1995)	4	7300	100 a	Diese Spurenstoffe tragen zum Rest des Treibhauseffektes bei.
CCl <sub>3</sub> F	Produktion eingestellt	2,80 ppt (1995)	4	3500	50 ± 5 a	
FKW	2202 t (1995)	keine Angabe	keine Angabe	bis 2000	bis 250 a	
CF <sub>4</sub>	218 t (1995)	keine Angabe	keine Angabe	6500	50000 a	
C <sub>2</sub> F <sub>6</sub>	27 t (1995)	keine Angabe	keine Angabe	9200	10000 a	
SF <sub>6</sub>	251 t (1995)	keine Angabe	keine Angabe	23900	3200 a	

rien (THAUER 1992) werden nicht unbeträchtliche  $\text{CH}_4$ -Mengen freigesetzt.

Distickstoffmonoxid ( $\text{N}_2\text{O}$ ) wird vornehmlich durch mikrobielle Denitrifikation der Atmosphäre zugeführt. Auch lassen die Abholzung der tropischen Regenwälder und zunehmende Verwendung stickstoffhaltiger Mineraldünger (Nitrate) in der Landwirtschaft die atmosphärische  $\text{N}_2\text{O}$ -Konzentration ansteigen.

Troposphärisches Ozon ( $\text{O}_3$ ) wird im Sommer überwiegend während warmer, strahlungsreicher Hochdruckwetterlagen in Gegenwart von Stickstoffoxiden ( $\text{NO}_x$ ) und flüchtigen organischen Verbindungen (VOC) gebildet. Treten keine Senken in der Atmosphäre auf, kann Ozon durch Ferntransporte mehrere hundert Kilometer weit verfrachtet werden und sich in der freien Troposphäre akkumulieren (KUTTLER & ZMARSLY 1995, 1996).

Neben den bereits genannten Treibhausgasen gibt es weitere, die ausschließlich anthropogener Herkunft sind. Zu ihnen zählen unter anderem Fluorchlorkohlenwasserstoffe (FCKW), wie Dichlordifluormethan ( $\text{CCl}_2\text{F}_2$ ) und Trichlormonofluormethan ( $\text{CCl}_3\text{F}$ ), die als Treibmittel in Spraydosen, Kühlmittel und zur Herstellung von Polyurethanschaumstoffen verwendet wurden beziehungsweise werden. Zusätzlich zu ihrer thermischen Wirksamkeit verursachen sie einen Abbau der stratosphärischen Ozonschicht (ZELLNER 1999). Aus diesem Grund wurden ihre Herstellung und Anwendung eingeschränkt und zum Teil verboten. Als Alternative entwickelte man Fluorkohlenwasserstoffe (FKW), wie 1,1,1,2-Tetrafluorethan ( $\text{CH}_2\text{FCF}_3$ ), die zwar nicht die Ozonschicht schädigen, jedoch zur Erwärmung der Atmosphäre beitragen.

Perfluorierte Kohlenwasserstoffe (PFC), zum Beispiel Tetrafluormethan ( $\text{CF}_4$ ) und Hexafluorethan ( $\text{C}_2\text{F}_6$ ), haben ein hohes Treibhauspotential, da sie weitgehend chemisch inert sind. Als Hauptquelle ist in Deutschland die Schmelzflusselektrolyse von Aluminium zu nennen.  $\text{C}_2\text{F}_6$  dient unter anderem als Ätzmittel in der Halbleiterindustrie (MAHRENHOLZ 1997).

Das Spurengas mit dem höchsten Treibhauspotential ist Schwefelhexafluorid ( $\text{SF}_6$ ), das in Deutschland als Füllgas für Autoreifen und Schallschutzfenster dient. Ferner wird es als Schutzgas beim Schmelzen hochreaktiver Metalle (z.B. Magnesium), als Dielektrikum in Kondensatoren und Isoliergas in der elektrischen Energieversorgung verwendet. Außerdem werden  $\text{SF}_6$ ,  $\text{CF}_4$  und  $\text{C}_2\text{F}_6$  als Tracergase in der Stadt- und Geländeklimatologie zur Untersuchung bodennaher autochthoner Windsysteme eingesetzt. Diese Emissionen sind jedoch marginal (MAHRENHOLZ 1997).

#### 4. Mögliche Ökosystemare Auswirkungen des Treibhauseffektes

Langjährige Messungen der bodennahen Lufttemperaturen belegen eine globale Erwärmung der Erdatmosphäre seit Ende des 19. Jh. von 0,3-0,6 K. Die vergangenen Jahre zählen dabei zu den vergleichsweise

wärmsten des betrachteten Zeitraums (CUBASCH et al. 1997). Nach vorläufigen Auswertungen ist 1998 das wärmste Jahr seit Beginn der Messungen im Jahre 1860. Der Temperaturwert liegt um fast 0,6 K über dem Durchschnitt der Standardperiode 1961 - 1990 und um 0,7 K über dem Wert des Jahres 1900 (DMG 1999). Dieses gilt jedoch nicht für das Temperaturverhalten in der unteren Troposphäre (1 - 5 km Höhe), für die keine Temperaturveränderung nachgewiesen werden konnte. Es ist noch nicht geklärt, ob die beiden voneinander abweichenden Trends auf der unterschiedlichen Messtechnik beruhen (bodennah: direkte Temperaturmessung; in der Höhe: Strahlungsmessung durch Satelliten) oder meteorologische Ursachen haben (GAFFEN 2000).

Klimamodelle werden eingesetzt, um Aussagen über das Verhalten der Klimatelemente zu erhalten, insbesondere Temperatur, Niederschlag und Wind. Über verschiedene Berechnungsarten und Modelltypen informiert zum Beispiel SCHÖNWIESE (1994). Der mit Hilfe älterer Modelle prognostizierte globale Temperaturanstieg belief sich auf 0,035 K/a. Dieser Wert wird heutzutage als zu hoch angesehen, da beispielsweise die wichtige Wirkung von Sulfat-Aerosolen, die eine Abkühlung der Atmosphäre verursachen, nicht berücksichtigt wurde. Die gegenwärtigen Klimamodelle haben immer noch eine grobe räumliche Auflösung (200 bis 300 km). Daher ist die Abschätzung der vielfältigen Folgen von Klimaschwankungen (Klimaimpakt) nicht ohne weiteres möglich. Es gibt hierfür verschiedene Methoden, zum Beispiel Einnesten hoch aufgelöster Modelle in interessierenden Gebieten oder auch statistisches Downscaling (statistische Koppelung großskaliger und kleinskaliger Größen). Hierbei ist man bisher noch am Anfang. Die Klimafolgen werden derzeit am besten durch gekoppelte Ozean-Atmosphäre-Zirkulationsmodelle vorhergesagt (SCHILLER et al. 1997). Ihre wichtigste Aussage lautet, dass die globale Erwärmung um 0,7 K seit Beginn der Industrialisierung mit 95%iger Wahrscheinlichkeit anthropogen ist (CUBASCH et al. 1995). Die auf diesen Berechnungen beruhenden globalen Temperaturanstiege lassen einen Wert von 0,025 K/a als wahrscheinlich erscheinen (CUBASCH et al. 1997). In die Modelle gehen nicht nur die Konzentrationen gas- und partikelförmiger Spurenstoffe ein, sondern auch zum Beispiel der Bedeckungsgrad des Himmeis, die Art der Wolken, die Solarstrahlungsintensität und die Meeresströmungen. Außerdem finden die komplexen Wechselwirkungen innerhalb der verschiedenen Umweltkompartimente (Fig. 6) und zwischen ihnen Berücksichtigung (BARNETT et al. 1999).

Die Klimaveränderungen während der vergangenen 100 Jahre haben zu einem Anstieg des Meeresspiegels von 10-25 cm geführt. Bei weiteren Erhöhungen kann nicht ausgeschlossen werden, dass nicht eingedeichte Küstengebiete und zahlreiche Atolle überflutet werden. Entsprechend berechnete Szenarien zeigen, dass bis zum Jahre 2100 mit Wasserstandszunahmen von 20-96 cm gerechnet werden muss. Der größte Anteil entfällt allerdings auf die thermische Expansion des

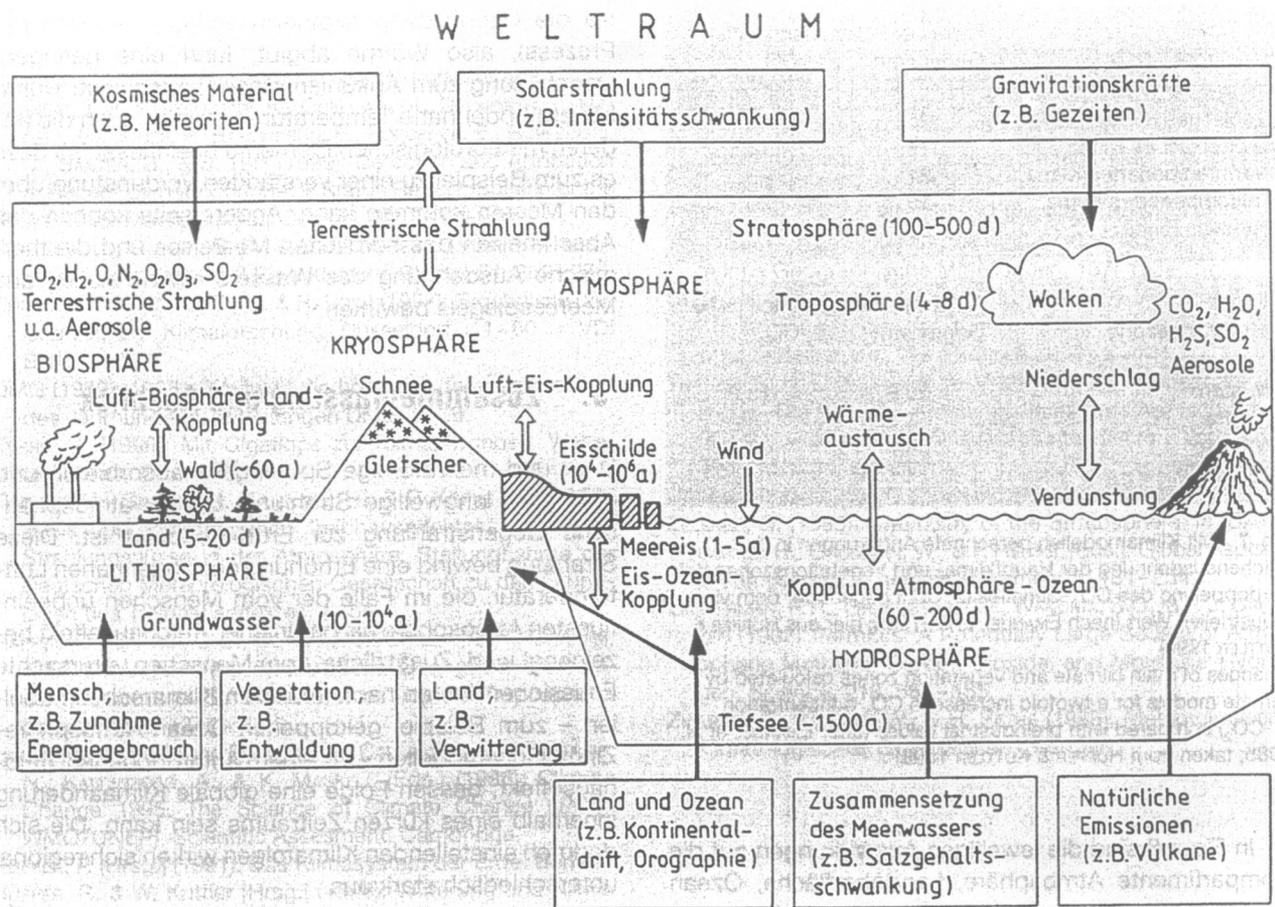


Fig. 6 Das Klimasystem der Erde (aus HUPFER & KUTTLER 1998)  
Climate system of the Earth (from HUPFER & KUTTLER 1998)

Meerwassers und nicht auf das Abschmelzen des Eises (HOUGHTON et al. 1996). Eine Übersicht der klimatischen Auswirkungen auf Ozeane und Küsten findet sich unter anderem bei STERR et al. (1999).

Zwischen der Erwärmung der Atmosphäre und der CO<sub>2</sub>-Abgabe des Oberflächenwassers der Ozeane besteht eine positive Rückkopplung, da mit steigender Oberflächenwassertemperatur die CO<sub>2</sub>-Löslichkeit abnimmt, d.h. mehr CO<sub>2</sub> freigesetzt als aufgenommen wird (Run-away-Phänomen). Andererseits stellt die Tiefsee einen effektiven Kohlenstoffspeicher dar, der sich nach neuesten Untersuchungen seit geraumer Zeit vergrößert. Gründe sind verstärkter Nähr- und Schadstoffeintrag in die Meere, wodurch ein zunehmendes Algenwachstum mit der entsprechenden CO<sub>2</sub>-Fixierung zu verzeichnen ist. Nach dem Absterben sinkt das Phytoplankton in die Tiefe und unterbricht damit für längere Zeit den Kohlenstoffkreislauf zwischen Atmosphäre und Meeresoberfläche (PAHLOW & RIEBESELL 2000). Diesen Vorgang der Versenkung organischen Materials im Meer und dessen langfristige Speicherung am Meeresboden, seine spezifische Bedeutung für den CO<sub>2</sub>-Austausch zwischen Atmosphäre und Hydrosphäre und damit für das spurengasabhängige Klimageschehen hat erstmals SEUFFERT (1993) diskutiert. Er sieht darin sogar den Hauptsteuerfaktor für die stän-

dige Absenkung des Temperaturniveaus in der Gesamtfolge aller Warm- und Kaltzeiten des Quartärs.

Würde sich, so durch Schmelzprozesse polarer Eismassen, eine Erniedrigung des Salzgehaltes um 2‰ im nördlichen Nordatlantik ergeben, dann führte dies zu einer Verhinderung des Absinkens kalten Oberflächenwassers. Die Folge hiervon wäre das Ausbleiben des Tiefenwasserstroms in Richtung Äquator, womit der warme Rückstrom (Golfstrom) aus der Karibik wegfiel. Damit würde der Golfstrom, der für das gemäßigte Klima West- und Mitteleuropas ursächlich ist, nicht mehr existieren. Dies zeigen Computersimulationen des Deutschen Klimarechenzentrums (DKRZ) in Hamburg (EBERL 1996). Für Europa könnte dann ein Rückgang der Wintertemperaturen um 10 K die Folge sein (KLAUS 1999).

Welche Klimafolgen resultieren für Landoberflächen? In höheren Breiten könnten längere Vegetationsperioden auftreten. Daraus resultierte global eine Verschiebung der Flächenanteile der Hauptklima- und Vegetationszonen (Fig. 7). So würden Waldflächen (ca. 10%) Savannen- und Steppengebieten weichen. Ansteigende Temperaturen führen darüber hinaus zu einer Zunahme von Parasiten, mikrobiellen Umsetzungen und dem Auftreten von Tropenkrankheiten in höheren Breiten (KUTTLER 1995).

Klimazone	Relativer Flächenanteil [%]	
	Gegenwart	2-CO <sub>2</sub>
Tropisches Klima	25	40
Subtropisches Klima	16	14
Warmtemperiertes Klima	21	25
Kalttemperiertes Klima	15	20
Boreales Klima	23	< 1

Vegetationszone	Relativer Flächenanteil [%]	
	Gegenwart	2-CO <sub>2</sub>
Wüsten	20,6	23,8
Tundra	3,3	
Wälder	58,4	47,4

**Fig. 7** Mit Klimamodellen berechnete Änderungen in der Flächenausdehnung der Hauptklima- und Vegetationszonen bei Verdoppelung des CO<sub>2</sub>-Gehaltes (2-CO<sub>2</sub>) gegenüber dem vorindustriellen Wert (nach EMANUEL et al. 1985; hier aus HUPFER & KUTTLER 1998)

Changes of main climate and vegetation zones calculated by climate models for a twofold increase in CO<sub>2</sub> concentration (2-CO<sub>2</sub>) compared with preindustrial values (after EMANUEL et al. 1985; taken from HUPFER & KUTTLER 1998)

In Figur 8 sind die jeweiligen Auswirkungen auf die Kompartimente Atmosphäre, Landoberfläche, Ozean und Wasserkreislauf dargelegt. Die Stockwerke der Atmosphäre werden sich thermisch unterschiedlich verhalten. So dürfte sich die Stratosphäre abkühlen. Ein Grund kann der Abbau des Ozons durch Fluorchlorkohlenwasserstoffe sein. Dadurch wird das chemische Gleichgewicht zwischen Sauerstoffatomen und -molekülen einerseits sowie Ozon andererseits gestört.

**Fig. 8** Zusammenfassung von Ergebnissen einer Modellierung der Auswirkungen der anthropogenen Klimaschwankung auf die Atmosphäre, die Landoberflächen, den Ozean und den Wasserkreislauf (aus HOUGHTON et al. 1996, verändert)  
Summary of the effects of anthropogenic climate change on the atmosphere, the land surface and the water cycle, predicted by modelling (after HOUGHTON et al. 1996, with modifications)

Atmosphäre	Abkühlung der Stratosphäre und Erwärmung der Troposphäre Maximale Temperaturzunahme in höheren Breiten der Nordhemisphäre im Winter Zunahme des Wasserdampfgehaltes über den Ozeanen
Landoberflächen	Zunahme der Lufttemperatur nachts stärker als tagsüber ausgeprägt Abnahme der Schneedecken Erwärmung des Grundwassers Zunahme der Bodenfeuchte im Winter und Abnahme im Sommer in mittleren Breiten
Ozean	Räumlich unterschiedliche Erwärmung des oberen Ozeans Anstieg des Meeresspiegels Abnahme des nördlichen und leichte Zunahme des südlichen Meereises Leichte Erwärmung der Tiefsee
Wasserkreislauf	Zunahme der Verdunstung in den Tropen Zunahme von Niederschlägen in hohen Breiten der Nordhemisphäre Winterliche Niederschlagszunahme in den mittleren und höheren Breiten der Nordhemisphäre

Da die Ozonbildung exotherm verläuft (diabatischer Prozess), also Wärme abgibt, führt eine geringere Ozonbildung zum Abkühlen dieser Luftschicht. Durch höhere bodennahe Temperaturen werden auch die anderen meteorologischen Elemente beeinflusst, so dass es zum Beispiel zu einer verstärkten Verdunstung über den Meeren kommen kann. Andererseits können das Abschmelzen des nördlichen Meereises und die thermische Ausdehnung des Wassers einen Anstieg des Meeresspiegels bewirken.

## 5. Zusammenfassung und Ausblick

Drei- und mehratomige Spurengase absorbieren und emittieren langwellige Strahlung, die als atmosphärische Gegenstrahlung zur Erde gerichtet ist. Diese Strahlung bewirkt eine Erhöhung der bodennahen Lufttemperatur, die im Falle der vom Menschen unbeeinflussten Atmosphäre als natürlicher Treibhauseffekt bezeichnet wird. Zusätzliche, vom Menschen verursachte Emissionen führen nach neuesten Klimarechenmodellen - zum Beispiel gekoppelten Ozean-Atmosphäre-Zirkulationsmodellen - zu einem anthropogenen Treibhauseffekt, dessen Folge eine globale Klimaänderung innerhalb eines kurzen Zeitraums sein kann. Die sich dadurch einstellenden Klimafolgen wirken sich regional unterschiedlich stark aus.

Aus diesem Grund und im Hinblick auf eine nachhaltige, zukunftsfähige Entwicklung (sustainable development) gemäß der Agenda 21 sollte der Ausstoß klimawirksamer Spurengase reduziert werden. Hierzu zählen globale administrative Maßnahmen sowie auf lokaler Ebene Klimabündnisse der Kommunen und auch Beiträge des einzelnen Bürgers.

## Literatur

- ARRHENIUS, S. (1907): Das Werden der Welten. Leipzig.
- BARNETT, T. R., HASSELMANN, K., CHELLIAH, M., DELWORTH, T., HEGERL, G., JONES, R., RASMUSSEN, E., ROECKNER, E., ROPLEWSKI, C., SANTER, B., & S. TETT (1999): Detection and Attribution of Recent Climate Change: A Status Report. Bulletin of the American Meteorological Society, 80: 2631-2659.
- CUBASCH, U., SANTER, B. D., & G. C. HEGERL (1995): Klimamodelle - wo stehen wir? Physikalische Blätter, 51: 269-276.
- CUBASCH, U., HEGERL, G. C., & R. Voss (1997): Ergebnisse und Grenzen der Klimaforschung. Düsseldorf, 41-60. = VDI Bericht 1330.
- DMG (1999): 1998 - Weltweit die höchsten Temperaturwerte des Jahrhunderts. Mitteilungen DMG, 2: 18.
- EBERL, U. (1996): Mit Gigaflops zur Klimaprognose. Wetter und Klima, 15-17.
- FISCHER, H., GRASSL, H., QUENZEL, H., & P. KÖPKE (1999): Die Basis des anthropogenen Treibhauseffektes: Veränderte Strahlungsflüsse in der Atmosphäre. Stellungnahme der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft zu den Grundlagen des Treibhauseffektes, 1-5.
- GAFFEN, D., SANTER, B.D., BOYLE, J.S., CHRISTY, J.R., GRAHAM, N.E., & R.J. Ross (2000): Multidecadal Changes in the Vertical Temperature Structure of the Tropical Troposphere. Science, 287: 1242-1245.
- HOUGHTON, J. T., MEIRA FILHO, L. G., CALLANDER, B. A., HARRIS, N., KATTENBERG, A., & K. MASKELL [Eds.] (1996): Climate Change 1995. The Science of Climate Change (IPCC/WMO/UNEP). Scientific Assessment. Cambridge.
- HUPFER, P. [Hrsg.] (1991): Das Klimasystem der Erde. Berlin.
- HUPFER, P., & W. Kuttler [Hrsg.] (1998): Witterung und Klima. Stuttgart und Leipzig.
- KLAUS, D. (1999): Neue Ansätze und Erkenntnisse in der Klimaforschung. Geographische Rundschau, 51: 448-453.
- KUTTNER, W. (1995): Treibhauseffekt. In: KUTTNER, W. [Hrsg.]: Handbuch zur Ökologie. Berlin, 452-457.
- KUTTNER, W., & E. ZMARSLY (1995): Sommersmog: Zur Problematik aus naturwissenschaftlicher Sicht. Zeitschrift für Angewandte Umweltforschung, 8: 153-159.
- KUTTNER, W., & E. ZMARSLY (1996): Bodennahes Ozon - Entstehung, standortabhängige Tagesgänge, Minderungsmaßnahmen. Entsorgungspraxis, 14 (5): 84-93.
- LOZÁN, J. L., GRASSL, H., & P. HUPFER [Hrsg.] (1998): Warnsignal Klima - Wissenschaftliche Fakten. Hamburg.
- MAHRENHOLZ, P. (1997): Aktuelle und künftige Emissionen treibhauswirksamer fluorierter Verbindungen (HFC, PFC, SF6) in Deutschland. Annalen der Meteorologie, 34 [4. Deutsche Klimatagung vom 1. bis 3. Oktober 1997 in Frankfurt a.M.]: 95-96.
- PAHLOW, M., & U. RIEBESELL (2000): Temporal Trends in Deep Ocean Redfield Ratios. Science, 287: 831-833.
- SCHILLER, A., MIKOLAJEWICZ, U., & R. Voss (1997): The stability of the North Atlantic thermohaline circulation in a coupled ocean-atmosphere general circulation model. Climate Dynamics, 13: 325-347.
- SCHÖNWIESE, C. D. (1994): Klimatologie. Stuttgart.
- SEUFFERT, O. (1993): Die Eiszeit lebt! - Lebt die Eiszeit? Petermanns Geographische Mitteilungen, 137: 153-167.
- STERR, H., ITTEKOT, V., & R. J. T. KLEIN (1999): Weltmeere und Küsten im Wandel des Klimas. Petermanns Geographische Mitteilungen, 143 (Pilotheft 2000): 24-31.
- THAUER, R. K. (1992): Warum Methan in der Atmosphäre ansteigt-Die Rolle der Archaeobakterien. In: Rheinisch-Westfälische Akademie der Wissenschaften [Hrsg.]: Vorträge N 394. Opladen, 63-80.
- Umweltbundesamt (2000): [www.umweltbundesamt.de](http://www.umweltbundesamt.de)
- ZELLNER, R. (1999): Chemistry of the Stratosphere. In: BAUMGÄRTEL, H., GRÜNBEIN, W., & F. HENSEL [Eds.]: Global Aspects of Atmospheric Chemistry. Darmstadt, 181-254.
- ZIMMERMAN, P. R., GREENBERG, J.P., WANDIGA, S.O., & P. J. CRUTZEN (1982): Termites: A Potentially Large Source of Atmospheric Methane, Carbon Dioxide, and Molecular Hydrogen. Science, 218: 563-565.
- ZMARSLY, E., KUTTNER W., & H. PETHE (1999): Meteorologisch-klimatologisches Grundwissen. Stuttgart.

Manuskriptannahme: 11. April 2000

Prof. Dr. WILHELM KUTTNER, Universität GH Essen, Institut für Ökologie, Abteilung Angewandte Klimatologie und Landschaftsökologie, Universitätsstraße 2, 45141 Essen  
E-Mail: [w.kuttler@uni-essen.de](mailto:w.kuttler@uni-essen.de)

Dipl.-Chem. EWALD ZMARSLY, Universität GH Essen, Institut für Ökologie, Abteilung Angewandte Klimatologie und Landschaftsökologie, Universitätsstraße 2, 45141 Essen