



Die Atmosphäre – Zwischen Erde und Weltall





Unsere lebenswichtige Schutzhülle

REINHARD ZELLNER

*Leben auf der Erde ist ohne die Atmosphäre nicht denkbar. Die Beschäftigung mit der Atmosphäre (griech.: *atmos* = Luft, Dampf, *sphaira* = Ball, Hülle) ist allerdings ein interdisziplinäres Anliegen. Die Meteorologie und die Atmosphärenphysik verstehen die Atmosphäre als eine Senke der Sonnenenergie und wie diese Energie in Dynamik, Winde und Niederschlag umgewandelt wird. Für die Astrophysik ist sie eine ungewollte und unvermeidbare Notwendigkeit, die den Blick in den Weltraum erschwert. Für die Radiophysiker sind die höheren Regionen wegen ihres Gehaltes an Ionen und Elektronen und deren begleitende Reflexion von elektromagnetischer Strahlung von Interesse. Die Biologen „schätzen“ die Atmosphäre wegen ihrer lebenserhaltenden Funktionen aufgrund des Austauschs von Spurengasen mit der Biosphäre und durch die Abschirmung der Erde vor der energiereichen Sonnenstrahlung. Für den Chemiker – und dies soll uns hier vornehmlich interessieren – ist die Erdatmosphäre ein riesiger photochemischer Reaktor, in dem Spurengase und Schwebstoffe (Aerosole) verdünnt, umgewandelt und wieder entfernt werden. Die nunmehr jahrzehntelange wissenschaftliche Beschäftigung mit der Atmosphäre hat unser Wissen über dieses wichtige Kompartiment der Erde erheblich erweitert, uns aber auch vor Augen geführt, wie verletzlich sie sein kann. Ozonloch und Klimawandel sind die vermutlich stärksten anthropogenen Veränderungen, die die Erdatmosphäre in ihrer jüngeren Geschichte jemals erlebt hat. Was dies für die Menschheit langfristig bedeutet und welche Folgen hiervon ausgehen, ist derzeit noch überhaupt nicht klar. Allerdings wissen wir, dass wir dringend unser Handeln ändern müssen, um die vermeintlichen Konsequenzen in beherrschbaren Grenzen zu halten.*

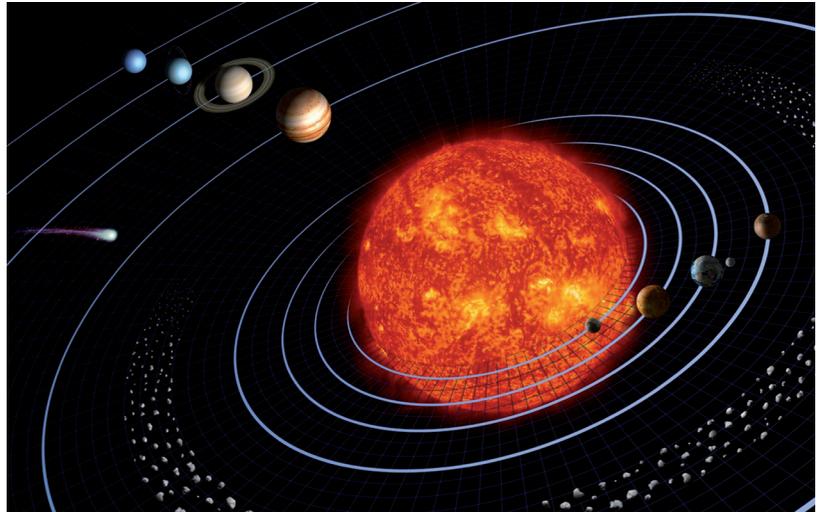


Abb. 1 Unser Sonnensystem

Unsere Einzigartigkeit im Sonnensystem

Die Erde ist der einzige Planet in unserem Sonnensystem, auf dem sich Leben entwickeln und dauerhaft etablieren konnte. Die Atmosphäre der Erde ist die Einzige unter den Planetenatmosphären, die relativ hohe Sauerstoffmengen enthält und die von einer komplexen Biosphäre beeinflusst ist. Sie ist selbst durch die Lebensvorgänge geprägt, „sorgt“ aber auch dafür, dass Leben erhalten bleibt.

Ebenso wie die Atmosphären unserer Nachbarplaneten Venus und Mars entstand auch die Erdatmosphäre durch das Ausgasen des flüssigen Planetenkörpers, wobei Wasserdampf und Kohlendioxid die wichtigsten Komponenten waren. Sie sind auch heute noch wichtige Bestandteile der vulkanischen Exhalation. Im Gegensatz zu den anderen Planeten, ist der Abstand der Erde von der Sonne aber gerade richtig, um eine Oberflächentemperatur zu erzeugen, bei der Wasserdampf auch kondensieren kann. Die Temperaturen der Nachbarplaneten Mars ($T = -50\text{ °C}$) und Venus ($T = 462\text{ °C}$) sind entweder zu niedrig oder zu hoch, um die Existenz von Wasser in flüssiger Form zu erlauben (Tabelle 1).

Als Folge konnte der exhalierter Wasserdampf der Erde in Form der Ozeane kondensieren. Auf der heißeren Venus war dies nicht der Fall, weshalb dieser – gemeinsam mit dem ebenfalls vorhandenen CO_2 – einen gigantischen Treibhauseffekt und entsprechend hohe Oberflächentemperaturen hat. Der entferntere Mars dagegen konnte wegen seiner niedrigen Temperaturen allenfalls eine Eisschicht aufbauen.

Die Entstehung der Ozeane war vermutlich auch die wesentlichste Voraussetzung für die Entstehung des Lebens


TAB. 1 VERGLEICH DER INNEREN PLANETEN DES SONNENSYSTEMS UND IHRER ATMOSPHERÄN

	Venus	Erde	Mars	Jupiter
Mittlerer Abstand von der Sonne (in Millionen km)	108	150	228	778
Mittlerer Radius (in km)	6049	6371	3390	69 500
Mittlere Dichte der Planeten (in g/cm ³)	5,23	5,25	3,96	1,33
Mittlere Oberflächentemperatur (in C°)	462	15	-50	-130
Druck an der Oberfläche (in bar)	90	1	0,007	0,1
Hauptbestandteile (relativer Volumenanteil)	CO ₂ (95–97%) N ₂ (3,5–4,5%) H ₂ O (0,06–0,14%)	N ₂ (78,08%) O ₂ (20,95%) Ar (0,93%)	CO ₂ (95%) N ₂ (3%) Ar (1,5%)	H ₂ (88%) He (11%)

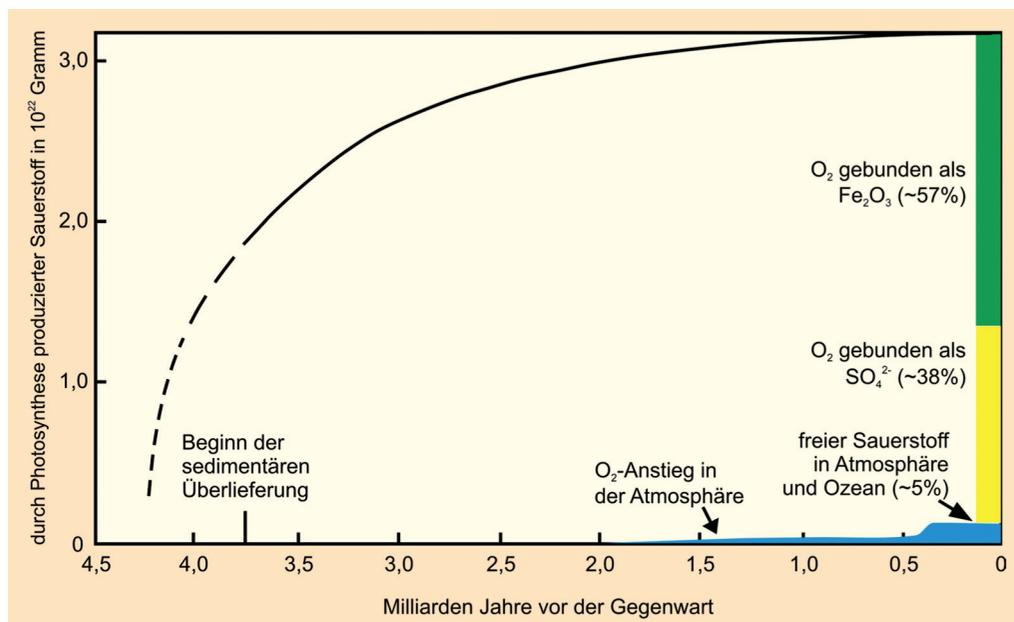
auf der Erde. Einerseits war das flüssige Wasser ein ideales Lösungsmittel für das atmosphärische CO₂, wodurch dieses in der Atmosphäre abgereichert und in Form von Calcium- und Magnesium-Carbonatgesteinen in den Sedimenten abgelagert wurde. Andererseits ist es der Ort des Entstehens des Sauerstoffs und des beginnenden Lebens.

Als Quelle des irdischen Sauerstoffs kommen nur nicht-geologische Prozesse in Betracht, bei denen der Sauerstoff aus oxidierten Gasen wie H₂O und CO₂ nachträglich freigesetzt wurde. Als Energiequelle könnte das Sonnenlicht gedient haben. Allerdings zeigt sich, dass die direkte Photolyse wie z. B. CO₂ + hv → CO + 1/2 O₂ zu langsam war, um nennenswerte Mengen an Sauerstoff aufzubauen. Dagegen scheint die Photosynthese von organischen Verbindungen, in der der Sauerstoff ein Nebenprodukt ist, die wesentliche Ursache für das Entstehen des irdischen Sauerstoffs gewesen zu sein. Die Photosynthese erfordert Sonnenlicht; die Produkte der Photosynthese dagegen, nämlich die höheren organischen Moleküle sowie Biomoleküle wie Aminosäuren und Proteine, den Schutz vor zu energiereicher Sonnenstrahlung. Aus diesem Grunde ist die Pho-

tosynthese vermutlich im Wasser „erfunden“ worden, wo photosynthetisierende Purpurbakterien vor der kurzwelligen Sonnenstrahlung geschützt waren. Erst nachdem die Erdatmosphäre genügend Sauerstoff angesammelt hatte und das Ozon als UV-Schutzfilter aufgebaut war, konnten grüne Pflanzen entstehen und das Leben auch außerhalb der Ozeane existieren.

Die Entstehung der heutigen Erdatmosphäre ist ein relativ junges Ereignis der Erdgeschichte. Nahezu die Hälfte der Zeit seit ihrem Entstehen vor 4,5 Milliarden Jahren hat die Erdatmosphäre praktisch keinen Sauerstoff enthalten. Auch der weitaus größte Teil des jemals durch Photosynthese gebildeten Sauerstoffs ist nicht frei in der Atmosphäre enthalten, sondern als Oxid in den Metallen und Nicht-Metallen der Erdkruste gebunden. Nur etwa 5 % des jemals gebildeten Sauerstoffs macht unseren derzeitigen atmosphärischen Gehalt aus (Abb. 2).

In den Atmosphären unserer Nachbarplaneten hat diese physikalisch und biologisch bedingte Evolution nicht stattgefunden. Der Sauerstoffgehalt ist deshalb verschwindend gering. Hauptbestandteil ist das CO₂, wie in der irdischen Uratmosphäre.


Abb. 2 Entwicklung des irdischen Sauerstoffs seit der Entstehung der Erde vor 4,5 Milliarden Jahren [1]

Struktur und Schichtung der Erdatmosphäre

Im Vergleich zur Erde mit ihrem 12 000 km Durchmesser ist die Erdatmosphäre eine relativ dünne Schicht. Sie erstreckt sich über einige 100 km Höhe; aber nur die ersten 100 km sind überhaupt von Interesse für das Geschehen auf der Erde.

Der untere Bereich der Erdatmosphäre wird in verschiedene Schichten eingeteilt (Abb. 3). Die dem Erdboden am nächsten gelegene Schicht ist die Troposphäre. Sie hat eine Höhe von 8 km (über den Polen) und ca. 17 km über dem Äquator. In mittleren Breiten – wie bei uns – beträgt die Troposphärenhöhe ca. 12–14 km. Die Troposphäre ist über die sog. Tropopause von der darüber liegenden

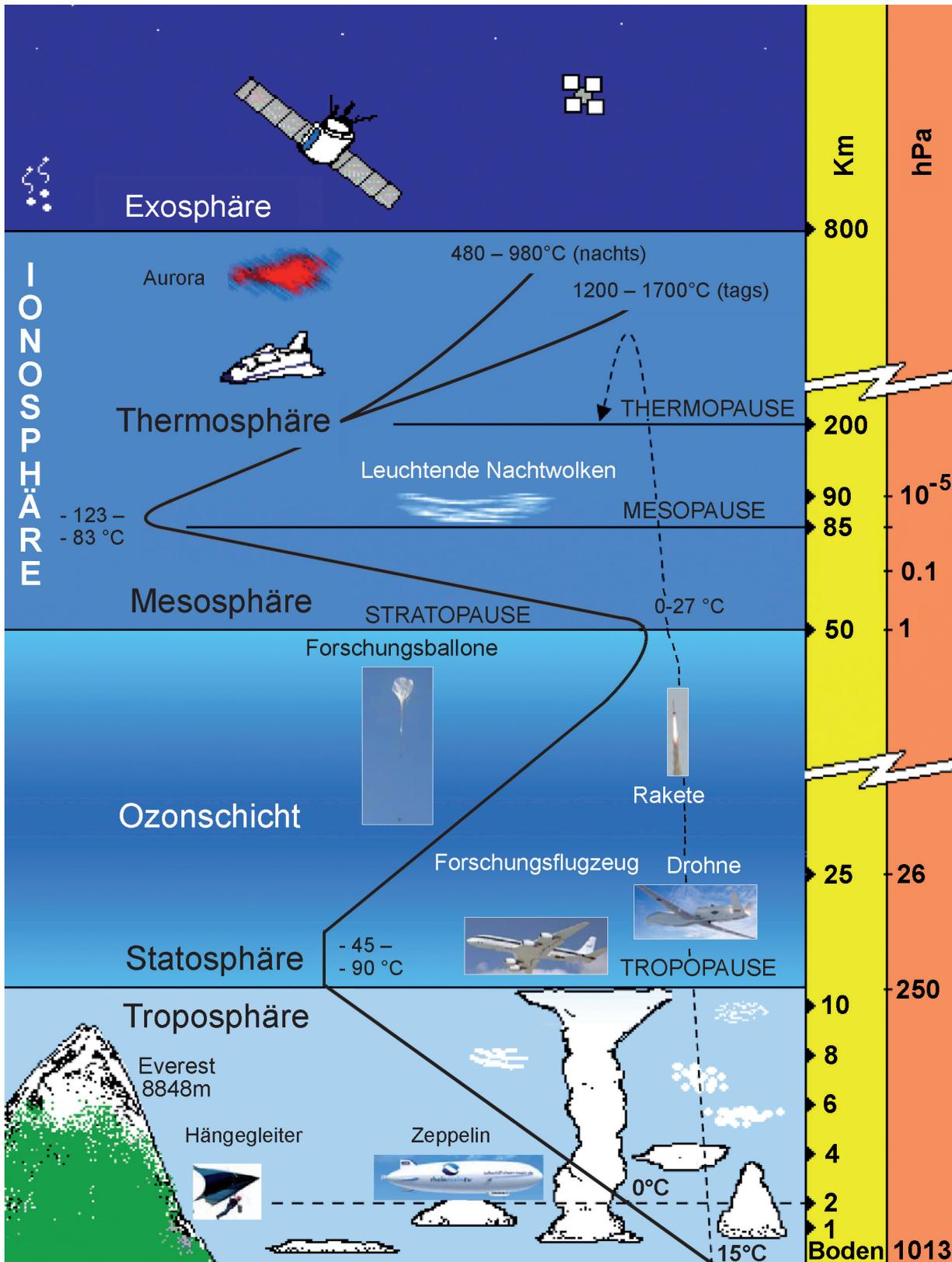


Abb. 3 Aufbau der Erdatmosphäre und Messträger der atmosphärischen Forschung



Stratosphäre getrennt. Die Stratosphäre erstreckt sich bis in etwa 50 km Höhe. Sie wird durch die Stratopause von der Mesosphäre getrennt, die bis in Höhen von ca. 85 km reicht. Oberhalb der Mesosphäre – und getrennt durch die Mesopause – befindet sich die Thermosphäre. Jede dieser Sphären hat ihre Besonderheiten.

Der Druck in der Atmosphäre und damit die Dichte der Luft nehmen mit der Höhe exponentiell nach oben schnell ab. Es gilt die sog. hydrostatische Gleichung oder barometrische Höhenformel

$$P(z) = P_0 \exp(-z/H)$$

wobei z die atmosphärische Höhe in km, p_0 der Druck in Bodennähe (1013 mbar oder hPa) und H die sog. Skalenhöhe bedeutet. H enthält die Gravitationskonstante (g), die Temperatur und die mittlere Molmasse (M) der Luft

$$H = RT/(Mg)$$

und beträgt in der unteren Atmosphäre etwa 8 km. Dies bedeutet, dass der Druck in 8 km Höhe (also in etwa der Höhe des Mount Everest) auf den Bruchteil ($1/e = 1/2,718 = 37\%$) seines ursprünglichen Wertes abgefallen ist. In 50 km Höhe beträgt der Druck gar nur noch 1 hPa, also ein Tausendstel des Drucks in Bodennähe. Aus diesem Grunde befindet sich auch die Hälfte der Gesamtmasse der Atmosphäre von 5×10^{18} kg unterhalb von 5,5 km und 99 % der Masse unterhalb von 30 km. Die unterste Schicht, die Troposphäre, ist auch für den Energiegehalt der Atmosphäre und dessen Transport in Form von Winden und Wolken die weitaus entscheidende. Wolken kommen praktisch nur in dieser Schicht vor. Der höhere Teil der Atmosphäre ist viel zu trocken, um die Wolkenbildung zu ermöglichen.

Der Umgebungsdruck in der Atmosphäre bestimmt auch die maximalen Flughöhen, in denen sich Flugzeuge bewegen können. Beim Fliegen sind das Gewicht des Flugzeugs und der Auftrieb nämlich genau kompensiert; der Antrieb durch Düsentriebwerke oder Propeller sorgt nur für die Geschwindigkeit, also den Vortrieb gegen die Reibung der Luft. Typischerweise ist die maximale Flughöhe bei kommerziellen Langstreckenflügen in mittleren Breiten der Oberrand der Troposphäre (10–12 km). Nur Spezialflugzeuge erreichen etwas größere Höhen. Will man noch höher hinaus, so muss das Fluggerät neben dem Brennstoff selbst auch den zur Verbrennung nötigen Sauerstoff mit sich führen, also auf Raketenantriebe zurückgegriffen werden. Für Forschungszwecke einfacher und billiger sind deshalb Forschungsballone. Ihr Nachteil allerdings ist, dass sie in der Luftmasse eingeschlossen sind und nicht aktiv bewegt werden können.

Da mit dem Druck natürlich auch der Sauerstoffgehalt abnimmt, wird die Bewegung für den Menschen in größeren Höhen zunehmend beschwerlich. Bereits jeder Skiläufer kennt das Gefühl der erhöhten Anstrengung in solchen Höhen. Nur äußerst gut Trainierte können sich des-

halb auf den höchsten Bergen der Erde ohne Atemgerät bewegen.

Die Einteilung der Atmosphäre in Sphären und Pausen ist nicht willkürlich. Sie erfolgt anhand des vertikalen Temperaturprofils. Dieses ist nicht konstant, sondern zeigt abwechselnd Bereiche mit fallender und zunehmender Temperatur (siehe Abb. 3). Immer wenn sich das Vorzeichen des vertikalen T-Gradienten ändert, beginnt eine neue Sphäre. Die globale Mitteltemperatur in Bodennähe beträgt etwa 15 °C. Sie ist damit etwa doppelt so hoch wie die Jahresmitteltemperatur in Deutschland. In der untersten Schicht, der Troposphäre, nimmt die Temperatur mit der Höhe um ca. $-6,8$ °C/km ab und erreicht an der Tropopause Temperaturen von -45 bis -90 °C, je nach geographischer Breite. Dass es auf einem Berg immer kälter ist als unten, ist eine allgemeine Erfahrung. Auch die Ansage einer Außentemperatur von -60 °C durch den Flugkapitän auf einem Flug von Europa in die USA ist deshalb nichts Besonderes. Es spricht nur dafür, dass sich das Flugzeug in Tropopausehöhe bewegt. Wegen der größeren Höhe ist dabei die äquatoriale Tropopause die kälteste. In der Stratosphäre nimmt die Temperatur mit der Höhe wieder zu und erreicht in 50 km Werte von 0 bis -20 °C, der Temperatur eines typischen Wintertages in unseren Breiten. In der darüberliegenden Mesosphäre fällt die Temperatur mit der Höhe sehr stark ab und erreicht in 85 km Höhe Werte zwischen -80 bis -120 °C. Die Mesopause über den Polen ist mit -140 °C die kälteste Region in unserer Erdatmosphäre überhaupt. In der Thermosphäre schließlich wächst die Temperatur mit der Höhe wieder schnell an, wobei wegen der starken Heizung durch die Sonnenstrahlung große Unterschiede zwischen Tag und Nacht bestehen.

Das Vorzeichen des vertikalen Temperaturgradienten in einer Schicht ist von großer Bedeutung für deren dynamische Stabilität. Ein negativer Gradient wie in der Troposphäre hat eine sehr instabile und gut durchmischte Schicht zur Folge, während ein positiver Gradient wie in der unteren Stratosphäre eine sehr stabile Schichtung erzeugt. Troposphäre und Stratosphäre sind deshalb bezüglich des Stoffaustauschs weitestgehend voneinander entkoppelt.

Haupt- und Spurengase, Kreisläufe

Die Hauptkomponenten der Luft in Bodennähe sind N_2 : 78,08 %, O_2 : 20,94 %, Ar: 0,93 %, CO_2 : 0,038 % und H_2O -Dampf: 10^{-3} bis 1 %. Sie bestimmen die Hauptzusammensetzung der Luft in der Troposphäre und (mit Ausnahme des Wasserdampfes) auch bis in eine Höhe von etwa 100 km, dem Bereich der sog. Homosphäre. Alle anderen Gase sind in deutlich geringerer Konzentration vorhanden und werden deshalb als Spurengase bezeichnet. Eine Zusammenstellung von Haupt- und Spurengasen der Erdatmosphäre ist in Tabelle 2 gezeigt. Angegeben sind die sog. (Volumen-)Mischungsverhältnisse in Einheiten von $10^{-6} = 1$ ppm. Der in der Atmosphärenchemie gebräuchliche Begriff des Mischungsverhältnisses (engl. *mixing ratio*) ist identisch mit dem chemischen Begriff des Molenbruchs.



Häufig wird in den Atmosphärenwissenschaften die Konzentration eines Spurengases auch in Form der Teilchenzahlkonzentration (Einheiten: Teilchen/m³) angegeben.

Letztere werden erhalten aus den Mischungsverhältnissen und der absoluten Teilchenzahl (N_{STP}) in einem Gas bei STP-Bedingungen (Standard-Temperatur und -Druck, 298 K und 1 bar). Diese ist gleich der Avogadro-Zahl dividiert durch das Standard-Molvolumen und beträgt $N_{\text{STP}} = 6,023 \times 10^{23} / 22,414 \times 10^3 = 2,6 \times 10^{19}$ Teilchen/cm³ = $2,6 \times 10^{25}$ Teilchen/m³. Die Angabe von Konzentrationen in Einheiten von Teilchen/cm³ anstelle von Mischungsverhältnissen oder Partialdrucken ist insbesondere gebräuchlich für freie Radikale, deren Mischungsverhältnisse häufig deutlich kleiner als 1 ppt (10^{-12}) sind. So spricht man z. B. bei dem so wichtigen OH-Radikal von einer global gemittelten Konzentration von 1×10^6 cm⁻³, entsprechend einem Mischungsverhältnis von 4×10^{-14} oder 4×10^{-2} ppt. Die Konzentrationen von Sauerstoffatomen in ihren Grund- bzw. angeregten (O^1D) Zuständen sind noch mehrere Größenordnungen kleiner.

In Tabelle 2 ist auch die Herkunft der Gase angegeben und ob sie sich in einem bio-geo-chemischen Kreislauf befinden (wie CO₂, SO₂ u. a.) oder durch Akkumulation (wie die Edelgase) entstanden sind. Im Falle von CO₂ oder CH₄ z. B. greift auch der Mensch in die natürlichen Kreisläufe ein und verändert damit deren atmosphärische Konzentration.

Es ist ein Charakteristikum aller atmosphärischen Gase, dass ihre Konzentrationen mit der Höhe variieren. Dies wird zum einen verursacht durch den abnehmenden Gesamtdruck und zum anderen durch höhenabhängige Bildungs- und/oder Verlustprozesse. Als Ergebnis zeigen die meisten Spurengase recht komplexe Vertikalprofile. Ein herausragendes Beispiel ist die stratosphärische Ozonschicht, die sich in Form einer photochemischen Schicht über den gesamten Höhenbereich von 15–50 km erstreckt.

Die überwiegende Zahl von atmosphärischen Gasen ist an Kreisläufen beteiligt, mit denen die Atmosphäre an die Bio-, Geo- oder Hydrosphäre gekoppelt ist. Diese Kreisläufe aufzuklären und ihre Quell- und Senkenstärken zu quantifizieren, ist eine der herausragenden Aufgaben der Atmosphärenwissenschaften. Insbesondere erfordert die Einschätzung des Ausmaßes einer anthropogenen Veränderung immer die entsprechenden Kenntnisse über die natürlichen Kreisläufe. Diese sind allerdings häufig nur sehr mühsam zu gewinnen.

Der Spurengashaushalt unserer Atmosphäre wird etwa seit Mitte des letzten Jahrhunderts systematisch untersucht. Am Anfang stand das Internationale Geophysikalische Jahr 1956/57, in dem erstmals international das Bewusstsein um die menschliche Beeinflussung unserer Atmosphäre geschärft und die methodischen Voraussetzungen für die Beobachtung dieser Veränderungen diskutiert und implementiert wurden. Heute, gut 50 Jahre später, bestehen internationale Messnetze mit gut etablierten und abgestimmten Methoden und gemeinsamen Auswertungen. Neben den

TAB. 2 | HAUPT- UND SPURENGASE DER ATMOSPHÄRE: MISCHUNGSVERHÄLTNISSE IN PPM UND BETEILIGUNGEN AN BIO-GEO-CHEMISCHEN KREISLÄUFEN

Gas	Mischungsverhältnis [ppm]	Zyklus
Ar	9340	Kein Zyklus
Ne	18	
Kr	1.1	
Xe	0.09	
N ₂	780 840	Biologisch und mikrobiologisch
O ₂	209 460	
CH ₄	1.78	Biologisch und chemisch
CO ₂	385	Anthropogen und biogen
CO	0.13 (NH) 0.07 (SH)	Anthropogen und chemisch
H ₂	0.58	Biogen und chemisch
N ₂ O	0.323	Biogen und chemisch
SO ₂	10 ⁻⁵ –10 ⁻⁴	Anthropogen, biogen, chemisch
NH ₃	10 ⁻⁴ –10 ⁻³	Biogen und chemisch
NO	10 ⁻⁶ –10 ⁻²	Anthropogen, biogen, chemisch
NO ₂		
O ₃	10 ⁻² – 10 ⁻¹	Chemisch
H ₂ O	variabel	Physikalisch-chemisch
He	5.2	

klassischen In-situ-Messmethoden in der Bodenluft, vom Flugzeug oder Ballonen aus, sind die Fernerkundungsverfahren hinzugekommen, die grundsätzlich eine viel bessere räumliche und zeitliche Erfassung erlauben und die in der Satellitenfernerkundung ihren vorläufigen Höhepunkt gefunden haben.

Seither wissen wir, dass viele Spurengase der Atmosphäre über z. T. recht komplexe Kreisläufe an die Bio- und Hydrosphäre gebunden sind, die durch den Menschen beeinflusst werden können. Für die meisten der wichtigen Spurengase wie der Wasserdampf, CO₂, CH₄, N₂O, O₃ und die FCKW können diese Kreisläufe heute gut quantifiziert, d. h. die Natur und die Stärken von Quellen und Senken angegeben, werden. Allerdings ist für eine ganze Reihe von Spurengasen auch nachgewiesen, dass ihre Konzentrationen mit der Zeit aufgrund des Einflusses des Menschen angestiegen sind.

Alle Spurengaskreisläufe – ob natürlich oder anthropogen – entsprechen einem der in Abb. 4 gezeigten Muster.

Der Wasserdampf, dessen Konzentration in der Atmosphäre sehr variabel ist, hat ausschließlich einen physikalisch-chemischen Kreislauf, in dem die verschiedenen Phasen des Wassers (gasförmig, flüssig, fest) ineinander umgewandelt werden. Die jeweilige Konzentration des Wasserdampfes ist mit der Temperatur und der relativen Feuchte (RF) verknüpft. Nimmt man z. B. eine Temperatur von 10 °C und eine relative Feuchte von 50 % an, so beträgt der Wasserdampfpartialdruck ca. 5 mbar. Das resultierende Mischungsverhältnis in der Atmosphäre bei 1 bar Gesamtdruck beträgt demzufolge ca. 5×10^{-3} .

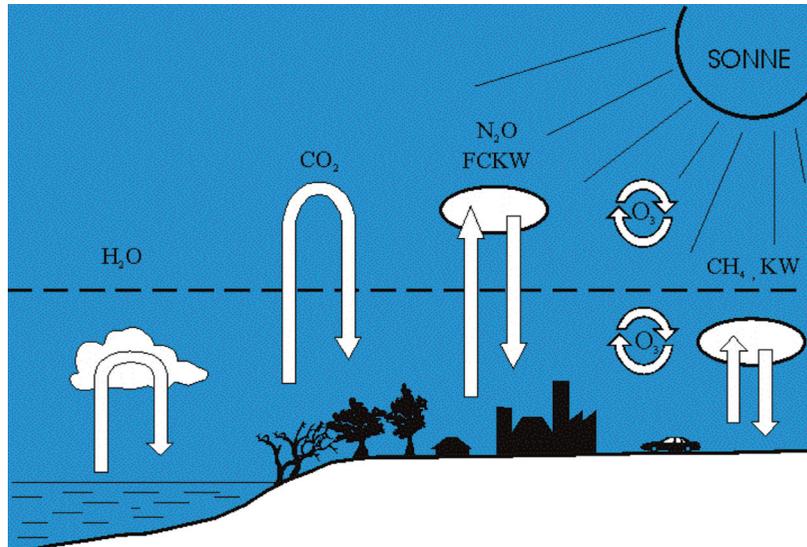


Abb. 4 Schematische Darstellung der verschiedenen Spurengaskreisläufe in der Atmosphäre

Ein Spurengas, das ebenfalls keinerlei chemische Reaktionen in der Atmosphäre eingeht, ist das CO_2 . Im Gegensatz zum Wasserdampf kann es allerdings unter atmosphärischen Bedingungen nicht kondensieren und dringt deshalb auch in die Stratosphäre vor. CO_2 wird aus der Atmosphäre ausschließlich entfernt durch Aufnahme in den Ozeanen und in der Biosphäre.

Im Vergleich zu den physikalischen Zyklen, in denen die Spurengase nicht verändert werden, werden in den sog. chemischen Zyklen die Spurengase vollständig in andere Komponenten konvertiert. Je nachdem ob solche Zyklen über die Stratosphäre verlaufen oder nur in der Troposphäre ablaufen, kann man auch hier von langen bzw. kurzen Zyklen reden. Zu den Spurengasen, die an langen chemischen Zyklen teilnehmen, gehören z. B. die FCKW oder das N_2O . Beide sind in der Troposphäre praktisch inert und werden erst in der Stratosphäre unter dem Einfluss der energiereichen Sonnenstrahlen photochemisch zersetzt. Ihre Abbauprodukte sind CO_2 , HCl und HF bzw. NO und HNO_3 . Unter diesen werden die Säuren wegen ihrer hohen Löslichkeit mit dem Niederschlag ausgewaschen. Kurze chemische Zyklen haben Stoffe mit entsprechend kürzeren chemischen Lebensdauern wie z. B. die Kohlenwasserstoffe. Sie werden ausschließlich in der Troposphäre abgebaut.

Alle soweit diskutierten Spurengase haben Quellen an der Erdoberfläche. Ihre Zyklen starten also am Boden und einige enden auch dort in Form der Deposition der entsprechenden Abbauprodukte. Daneben gibt es aber auch Spurengase, die ausschließlich in der Atmosphäre selbst gebildet und im Wesentlichen auch dort wieder verbraucht werden. Hierzu gehören das Ozon sowie eine Reihe von freien Radikalen. Da das Ozon sowohl in der Stratosphäre als auch in der Troposphäre gebildet und verbraucht wird und die Prozesse in diesen Bereichen voneinander entkoppelt sind, bestehen zwei unabhängige *in-situ*-Zyklen für dieses Gas.

Die Phasenwechsel des Wassers haben eine große Bedeutung für den Wärmetransport in der unteren Atmosphäre: Mit der Verdunstung von Wasser auf den Ozeanen oder den Landflächen wird dem entstehenden Wasserdampf die Verdampfungsenthalpie in Höhe von 44 kJ/mol zugeführt. Diese wird mit dem Wasserdampf als sog. latente Wärme in die Höhe transportiert und mit dessen Kondensation bei der Bildung von Wolken oder Nebeln wieder freigesetzt. Dieser Prozess entspricht netto einem Transport von Wärme von der Oberfläche in die Atmosphäre, und er trägt zu deren Aufheizung bei. Diese Aufheizung infolge Kondensation ist auch dafür verantwortlich, dass der vertikale Temperaturgradient in der realen und feuchten Troposphäre $-6,8 \text{ K/km}$ beträgt und damit schwächer ausfällt als es in trockener Luft aufgrund adiabatischer Expansion (-9 K/km) zu erwarten wäre.

Transport und Dynamik

Die Mischung in der Atmosphäre erfolgt aufgrund des Transports von Luftmassenpaketen oder von einzelnen Molekülen. Ersteres wird unter dem Begriff der Konvektion zusammengefasst; letzteres ist die molekulare Diffusion. Bei der Konvektion unterscheiden wir die Advektion (Transport nur in einer Richtung wie z. B. durch einen Horizontalwind), die Dispersion (Transport in mehrere Richtungen durch komplexe Windfelder) und die turbulente Dispersion, auch Eddy-Diffusion, genannt. Im Vergleich zu der Konvektion ist die molekulare Diffusion in den unteren Luftschichten der Atmosphäre ein langsamer Prozess. Sie wird erst in größeren Höhen und bei niedrigeren Drucken bedeutsam.

Da die Konvektion durch Druck- oder Temperaturunterschiede angetrieben wird, und diese im Mittel auf dem Globus eine reguläre Verteilung haben, stellt sich auf dem Globus auch ein bestimmtes reguläres Zirkulationsmuster ein. Dieses ist in Abb. 5 in Form der dominierenden Winde und der hemisphärischen Zirkulationssysteme gezeigt.

Dieses Zirkulationsmuster ist vornehmlich geprägt durch zwei gegenläufige Zellen, den sog. Hadley-Zellen, die sich im subtropischen Bereich vom Äquator bis zu 30° N bzw. 30° S ausbilden. Sie werden erzeugt durch erwärmte und aufsteigende Luftmassen am Äquator, die unmittelbar außerhalb der Subtropen in absteigende Luftmassen übergehen. Die diese Zellen begleitenden Horizontalwinde wehen aufgrund des Coriolis-Effektes von Ost nach West (*Easterlies*). In den Regionen der aufsteigenden bzw. absinkenden Luftmassen herrscht Windstille. Im subpolaren Bereich zwischen 30° bis 60° jeder Hemisphäre baut sich aufgrund der Polarfronten, die starke Tiefdruckgebiete erzeugen, ein zweites Zirkulationssystem auf. Im Gegensatz zur subtropischen Zelle wehen in dieser subpolaren Zelle die Horizontalwinde von West nach Ost (*Westerlies*). Auch in unseren geographischen Breiten wehen die Winde bevorzugt aus westlicher Richtung.

Zur Ausbildung eines Windes ist immer eine Druckdifferenz erforderlich, wie sie in Form von Hoch- und Tief-



druckgebieten vorliegt. Allerdings strömt der Wind nicht einfach vom Hoch zum Tief, sondern wird aufgrund von Reibung am Boden und der Coriolis-Kraft abgelenkt. Die Coriolis-Kraft ist eine Kraft, die auf sich bewegende Objekte in einem rotierenden System ausgeübt wird. Sie sorgt dafür, dass Winde vom Äquator in Richtung der Pole nach Osten abgelenkt werden. Umgekehrt werden Winde in Richtung zum Äquator nach Westen abgelenkt. Obwohl die Druckdifferenz den Antriebsfaktor für die Winde darstellt, wehen Winde niemals direkt vom Hoch- zum Tiefdruckgebiet, sondern in einer Richtung senkrecht zum Druckgefälle. In der Nordhemisphäre umströmen die Winde ein Hochdruckgebiet immer im Uhrzeigersinn, ein Tiefdruckgebiet entsprechend umgekehrt.

Die Zellen der Zirkulation bilden sich über die gesamte Höhe der Troposphäre aus. Im Bereich der Tropopause werden sie ergänzt durch sog. Strahlströme (*Subtropical Jets* und *Polar Jets*), die den Globus entlang der Breitengrade umströmen. Der Flugverkehr aus den USA nach Europa „sucht“ den ostwärts wehenden polaren Strahlstrom, um mit dessen Rückenwind schneller und energiesparender zu fliegen. Umgekehrt meidet der Flugverkehr von Europa in die USA den polaren Strahlstrom.

In Abb. 6 sind schematisch die wichtigen Mischungsregionen und ihre Zeitskalen in der Troposphäre und in der unteren Stratosphäre gezeigt.

Wie oben bereits dargestellt wurde, ist das dominierende Zirkulationssystem der Troposphäre in der Nord-Süd-Ebene die Hadley-Zirkulation. Sie wird von der Sonne angetrieben, hat ihre stärksten vertikalen Advektionen im Bereich des senkrechten Sonnenstandes und umfasst die gesamte tropische Interkonvergenz-Zone (ITCZ). Der Konvektion überlagert ist der Luftmassentransport durch turbulente Diffusion, der sog. Eddy-Diffusion. Im gesamten Bereich der Troposphäre ist die Eddy-Diffusion besonders effektiv; die vertikale Mischungszeit beträgt nur etwa einen Monat. Die horizontale Mischung dagegen ist deutlich langsamer: Sie beträgt ca. sechs Monate innerhalb einer Hemisphäre und ca. ein Jahr über die ITCZ. Dies bedeutet, dass ein Spurengas, das z. B. bei 50° N, also etwa in unseren geographischen Breiten, emittiert wird, sich zunächst vertikal ausbreitet, dann die gesamte Hemisphäre erfüllt und schließlich in die Südhemisphäre eingemischt wird.

Ein besonders interessantes Phänomen ist die vertikale Durchmischung über die Tropopause hinaus. Die charakteristische Mischzeit für diesen Vorgang beträgt 1-2 Jahre. Dies bedeutet, dass die Troposphäre von der Stratosphäre dynamisch entkoppelt ist. Spurengase der Troposphäre werden nicht leicht in die Stratosphäre eingemischt und umgekehrt. Der physikalische Grund für das Einbrechen der vertikalen Durchmischung ist das Temperaturprofil. In der Troposphäre mit ihrem negativen T-Gradienten wird der vertikale Austausch von Luftmassen unterstützt, da ein nach oben steigendes und sich abkühlendes Luftmassenpaket in eine ebenfalls kältere Umgebung kommt. Mit umgekehrtem Vorzeichen gilt dasselbe für den Abstieg von Luftmassen. In

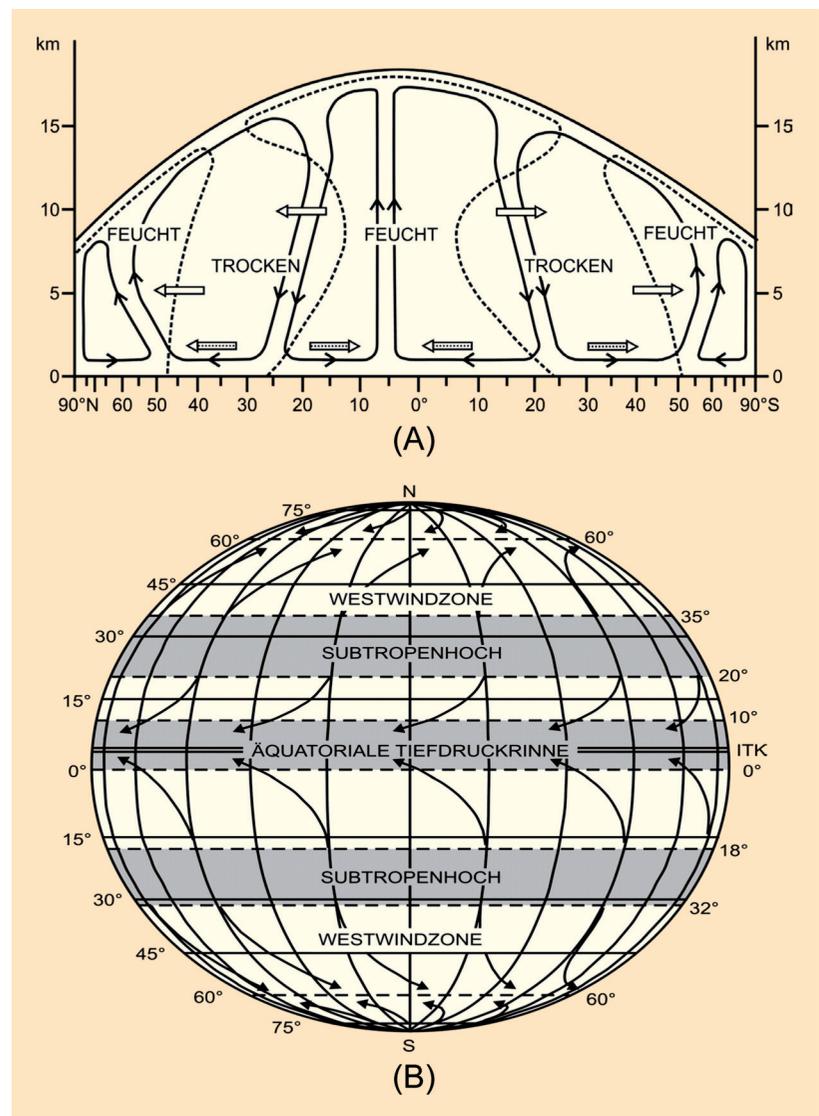


Abb. 5 Das allgemeine Zirkulationssystem und die vorherrschenden Windrichtungen der Atmosphäre. (A) Vertikalschnitt entlang eines Längengrades (N/S-Schnitt). Die obere Kurve entspricht der Höhe der Tropopause. (B) Bevorzugte Windrichtungen von polwärts- bzw. äquatorwärts gerichteten Oberflächenwinden (Coriolis-Ablenkung).

der Stratosphäre dagegen, wo die Temperatur mit wachsender Höhe ebenfalls anwächst, wird die vertikale Durchmischung behindert.

Strahlung und Temperatur

Alle verfügbare Strahlung in der Erdatmosphäre stammt von der Sonne. Diese emittiert wie ein Schwarzer Strahler bei ca. 5 900 K entsprechend der Planck'schen Strahlungsgleichung (Abb. 8). Die integrale - über alle Wellenlängen betrachtete - Strahlungsenergiedichte an der Obergrenze der Atmosphäre auf eine Fläche senkrecht zur Sonneneinstrahlung beträgt $S_K = 1,37 \text{ kW/m}^2$ (Solarkonstante). Hiervon erreichen aber nur 240 W/m^2 effektiv die Erdoberfläche. Der Rest geht infolge von Rückstreuung (Albedo) und den geo-

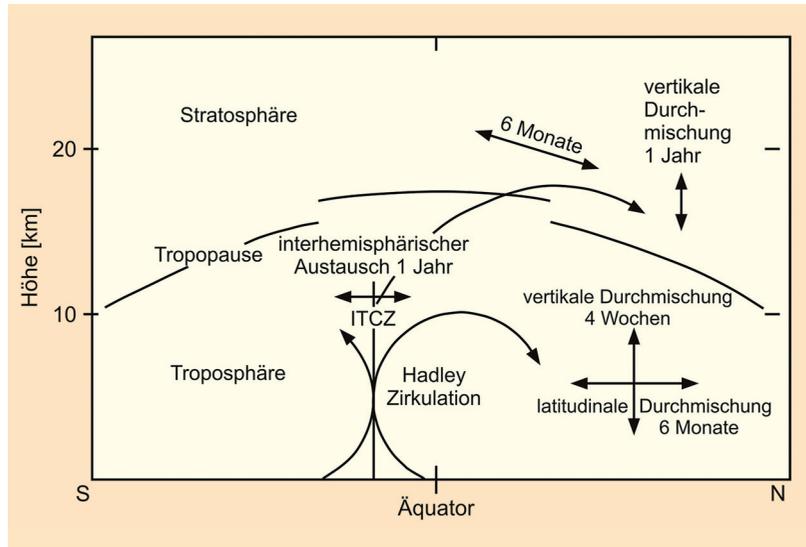


Abb. 6 Mischungsregionen in der unteren Atmosphäre und deren charakteristische Zeiten

metrischen Verhältnissen auf einer Kugel, die nur von einer Richtung beleuchtet wird, verloren.

Der Vergleich der Strahlung an der Atmosphärenobergrenze und am Boden zeigt, dass innerhalb der Atmosphäre selbst ein nicht unerheblicher Teil der Strahlung absorbiert wird. Diese Absorption ist aber nicht bei allen Wellenlängen gleich stark, sondern erfolgt bevorzugt im Absorptionsbereich einiger wichtiger Spurengase wie dem Ozon und dem Wasserdampf. Der Sauerstoff selbst ist für die Strahlungsabsorption in UV-C-Bereich verantwortlich und beeinflusst insbesondere die kurzwellige Solarstrahlung. Sauerstoff hat aber auch eine nicht vernachlässigbare Absorption im Sichtbaren/Nahinfrarot, die dem $(\text{O}_2)_2$ -„Strahlungs-Dimer“ zugeordnet wird. Den entsprechenden Prozess nennt man Dimol-Absorption, wobei zwei Moleküle gleichzeitig ein Quant der doppelten Energie absorbieren. Diese Absorption wird auch in flüssigem Sauerstoff beobachtet und ist für dessen blaue Färbung verantwortlich.

Die Absorption in der Atmosphäre ist dafür verantwortlich, dass die Solarstrahlung nicht durchgehend den Boden erreicht und – je nach Wellenlänge – mehr oder weniger stark in die Erdatmosphäre eindringt. Alle kurzwellige Strahlung unterhalb von 200 nm wird in der oberen bzw. mittleren Atmosphäre durch molekularen Sauerstoff absorbiert. Der Wellenlängenbereich zwischen 200 und 300 nm wird durch das atmosphärische Ozon herausgefiltert. Erst oberhalb von etwa 290 nm erreicht die Solarstrahlung auch den Boden. Die genaue Lage der Abbruchkante und damit die Intensität der UV-B-Strahlung, die am Boden empfangen wird, ist von der Ozongesamtmenge abhängig. Eine reduzierte Ozonmenge verschiebt die Abbruchkante nach links zu kürzeren Wellenlängen und umgekehrt. Dies ist der biologische Schutzeffekt des Ozons.

Die Temperatur an der Erdoberfläche wird im Wesentlichen bestimmt durch das Strahlungsgleichgewicht mit der

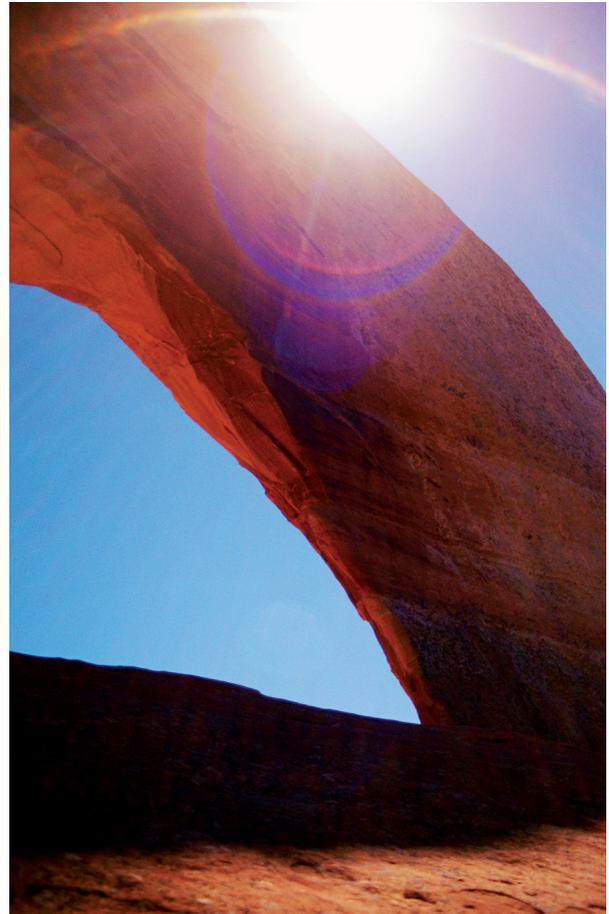


Abb. 7 Steinbogen im Arches-Nationalpark, Utah

Sonne. Wenn im Mittel 240 W/m^2 an solarer Strahlung auf die Erde eintreffen, so muss im Strahlungsgleichgewicht dieselbe Leistung – allerdings als terrestrische Wärmestrahlung im infraroten Spektralbereich – wieder abgestrahlt werden. Mithilfe des Stefan-Boltzmann-Gesetzes ($u = \sigma T^4$) kann man hieraus eine Strahlungstemperatur von 255 K ($-18 \text{ }^\circ\text{C}$) berechnen. Da die tatsächliche mittlere Oberflächentemperatur der Erde 288 K ($+15 \text{ }^\circ\text{C}$) beträgt, besteht eine Temperaturdifferenz von $33 \text{ }^\circ\text{C}$. Diese wird durch die Treibhausgase erzeugt und als natürlicher Treibhauseffekt bezeichnet. Von den natürlichen Treibhausgasen ist hieran im Wesentlichen der Wasserdampf beteiligt, der allein schon über $20 \text{ }^\circ\text{C}$ erzeugt. Der natürliche CO_2 -Gehalt ist für weitere $7 \text{ }^\circ\text{C}$ verantwortlich.

Die darüber liegenden Luftschichten werden sich im Kontakt mit dem Boden ebenfalls erwärmen und durch Konvektion auch in größere Höhen getragen. Dieser Aufheizmechanismus entspricht dem einer Heizplatte. Der Temperaturgradient in den unteren Schichten wird dann erzeugt durch Expansion der am Boden erwärmten und aufsteigenden Luftmassen. Eine solche Expansion erfolgt ohne Wärmeaustausch mit den umgebenden Luftmassen und führt deshalb zu einer Abkühlung. Nach dem ersten Hauptsatz der Thermodynamik, dem Satz von der Erhaltung der



Energie, heißt eine Expansion, bei der eine Volumenvergrößerung ausschließlich auf Kosten der Inneren Energie erfolgt, eine adiabatische Expansion. Das Abkühlverhalten der Luft ändert sich aber erheblich, wenn die Abkühlung mit einer Auskondensation von Wasserdampf verknüpft ist. Dann wird die Kondensationsenthalpie freigesetzt und die Abkühlung pro Höhenintervall deutlich verringert. Man spricht in dieser Situation von der sog. feucht-adiabatischen Expansion.

Neben der Aufheizung der Atmosphäre durch den erwärmten Boden kann die Atmosphäre auch selbst durch das Sonnenlicht erwärmt werden, wenn sie Konstituenten enthält, die zu einer solchen Absorption in der Lage sind. Dies ist der Fall z. B. in der Stratosphäre, in der Sauerstoff und Ozon das Sonnenlicht absorbieren und zu einer Aufheizung der entsprechenden Luftschicht führen. Dieser Heizmechanismus ist für den positiven Temperaturgradienten der Stratosphäre und deren dynamische Stabilität verantwortlich. Das Wesen der Aufheizung durch photochemische Prozesse besteht darin, dass ein photochemisch aktives Molekül Photonen mit Energien absorbiert, die von den photo-physikalischen Eigenschaften des Moleküls vorgegeben sind und oberhalb der thermochemischen Dissoziationsgrenze des Moleküls liegen. Die Folge ist, dass die Fragmente der Dissoziation überschüssige Energie tragen, die in Wärme umgewandelt wird.

Während die Absorption von Sonnenstrahlung im UV- und sichtbaren Spektralbereich immer nur eine Erwärmung zur Folge hat, ist die terrestrische Wärmestrahlung im IR-Bereich für Abkühlung verantwortlich. Die relative Bedeutung von Sonnen- und Wärmestrahlung ist in jedem Volumenelement der Atmosphäre unterschiedlich. Aber auch im globalen Mittel ist der relative Beitrag der beiden nicht bilanziert. Während über weiten Teilen des Globus die solare Erwärmung dominiert, überwiegt in den Polarbereichen die thermische Abstrahlung (siehe Abb. 9)

Damit ist die Energiebilanz an einem bestimmten Ort nicht ausgeglichen. An den Polen geht ständig mehr Energie verloren als sie empfangen; die Äquatorialregion empfängt stets mehr Wärme als sie abstrahlt. Die Differenz muss durch Wärmetransport von niederen zu höheren Breiten in der Atmosphäre oder in den Ozeanen ausgeglichen werden. Dies ist der entscheidende Grund, warum ozeanische und atmosphärische Strömungen überhaupt existieren.

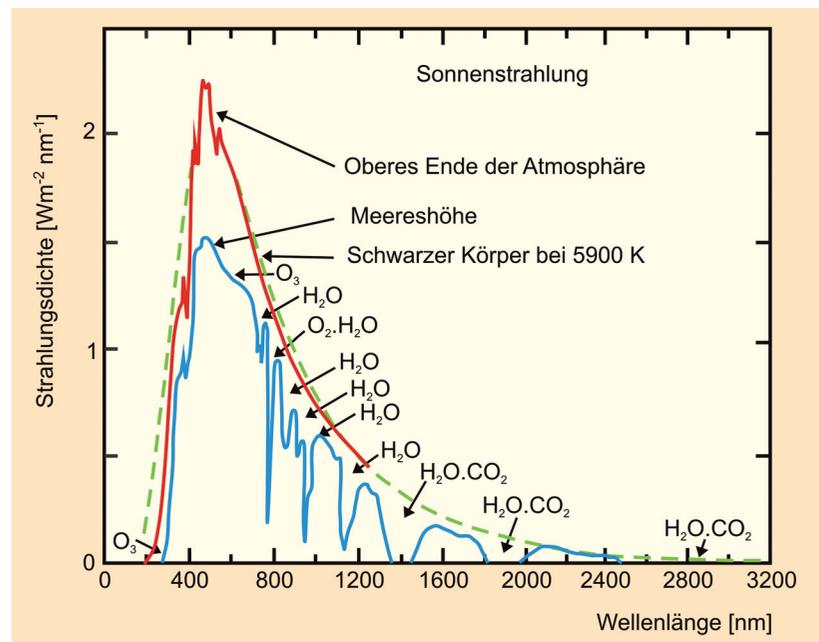


Abb. 8 Verteilung der monochromatischen Strahlungsenergiedichte (W/m^2nm) der Sonne außerhalb der Atmosphäre und in Bodennähe (nach [2])

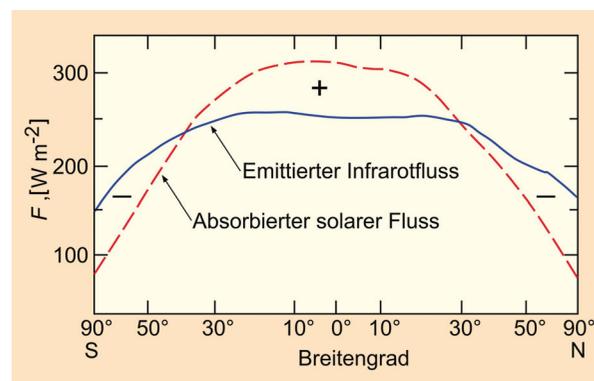


Abb. 9 Gemittelte Nord-Süd-Verteilung von solarer Erwärmung und terrestrischer Kühlung (nach [3])

Literatur

- [1] M. Schidlowski, H. Wendt (1982) Kosmos, Erde und Mensch, in *Kindlers Enzyklopädie*, Band I.
- [2] F. Air, S. Valley (1965) *Handbook of Geophysics and Space Environments*, McGraw-Hill, New York.
- [3] W. Roedel (1992) *Physik unserer Umwelt: Atmosphäre*, Springer.



Störfaktor Mensch

REINHARD ZELLNER

Bevölkerungswachstum und Energiebedarf

Ein wesentlicher Grund für die Veränderung der Atmosphäre – und anderer Bereiche unserer Umwelt – ist das Wachstum der globalen Bevölkerung und die Übernutzung unserer natürlichen Ressourcen. Während noch in den 60er Jahren des letzten Jahrhunderts der renommierte Club of Rome [1] eine mögliche Endlichkeit der Ressourcen als begrenzenden Faktor der zukünftigen Entwicklung darstellte, ist seither durch einen erheblich intensivierten Kenntnisstand über die Verletzlichkeit der Umwelt deutlich geworden, dass es eher eine Endlichkeit in der Aufnahmekapazität unserer Umwelt gegenüber schädigenden Emissionen gibt, jenseits derer die Existenz des Menschen ernsthaft gefährdet sein könnte.

Das Wachstum der globalen Bevölkerung hat sich seit Mitte des 17. Jahrhunderts stark beschleunigt. Die Bevölkerungszahl stieg von damals 500 Millionen auf etwa



Abb. 10 Das steigende Bevölkerungswachstum hat einen großen Einfluss auf den globalen Energiebedarf und das Weltklima.

1,7 Milliarden im Jahr 1900 und 2,5 Milliarden im Jahr 1950. Heute, im Jahre 2010, sind es bereits 6,9 Milliarden. Die Prognosen des UN Department of Economic and Social Affairs (UN-DESA) reichen für das Jahr 2050 von 8,0–10,5 Milliarden; nach mittleren Entwicklungsprognosen wird die Zahl bei etwa 9,1 Milliarden liegen (Abb. 11). Das heißt, die jetzt bereits lebenden Jugendlichen werden sich in 40 Jahren den Globus mit etwa 30 % mehr Menschen teilen müssen. Vermutlich erst ab dem Jahr 2070 wird die Weltbevölkerung wieder rückläufig sein.

Ebenso wichtig wie die Gesamtbevölkerungszahl selbst ist deren Wachstumsrate. Diese betrug global zwischen 1950 und 1990 nahezu konstant 1,8–1,9 % / Jahr [2]. Dies bedeutete z. B. für den Zeitraum 1985–1990 einen jährlichen Gesamtzuwachs von 89 Millionen Menschen, mehr als die gesamte Einwohnerzahl der Bundesrepublik Deutschland. Aufgrund einer Vielzahl von nationalen Programmen zur Eindämmung des Bevölkerungswachstums ist die Wachstumsrate seit Ende der 90er Jahre des letzten Jahrhunderts rückläufig. Allerdings wird sich das Vorzeichen dieser Wachstumsrate kaum mehr vor Mitte des 21. Jahrhunderts ändern. Dieser langsame Prozess ist immanant im System angelegt, wenn man nur jeder Frau im gebärfähigen Alter auch nur ein Kind zugesteht.

Die globale Wachstumsrate ist allerdings regional sehr unterschiedlich verteilt (Abb. 12). Sie ist bereits jetzt leicht negativ in einigen Regionen, nur leicht positiv in weiten Bereichen Nord- und Südamerikas, Europas und Asiens. Die größten Zuwächse findet man dagegen in den Schwellen- und Entwicklungsländern in Mittelamerika, Afrika und Südostasien.

Das Wirtschaften des Menschen, sein tägliches Handeln, aber auch seine alleinige physische Existenz erfordern die Nutzung von Ressourcen für die Ernährung und Gesundheitsvorsorge, den Schutz vor den Naturgewalten, die Mobilität und die Erzeugung wirtschaftlicher Güter. Mit wachsender Bevölkerungszahl war es deshalb erforderlich, zunehmende Anbauflächen für Nahrungsmittel bereitzustellen, die landwirtschaftliche Produktivität zu erhöhen sowie Energie für Mobilität, Raum- und Prozesswärme und Strom bereitzustellen. Bereits heute werden 35 % der globalen eisfreien Landflächen für die Landwirtschaft genutzt [4]; 25 % der globalen, jährlichen Nettoprimärproduktion der Vegetation wird direkt und indirekt durch den Menschen verbraucht [5]. Es ist deshalb nicht überraschend, dass der Primärenergiebedarf mit Anstieg der Weltbevölkerung ebenfalls substantiell angestiegen ist (Abb. 13) und weiter steigen wird.

Es ist allerdings nicht allein dieser Anstieg, der beunruhigen muss, sondern dass dieser im Wesentlichen auf der

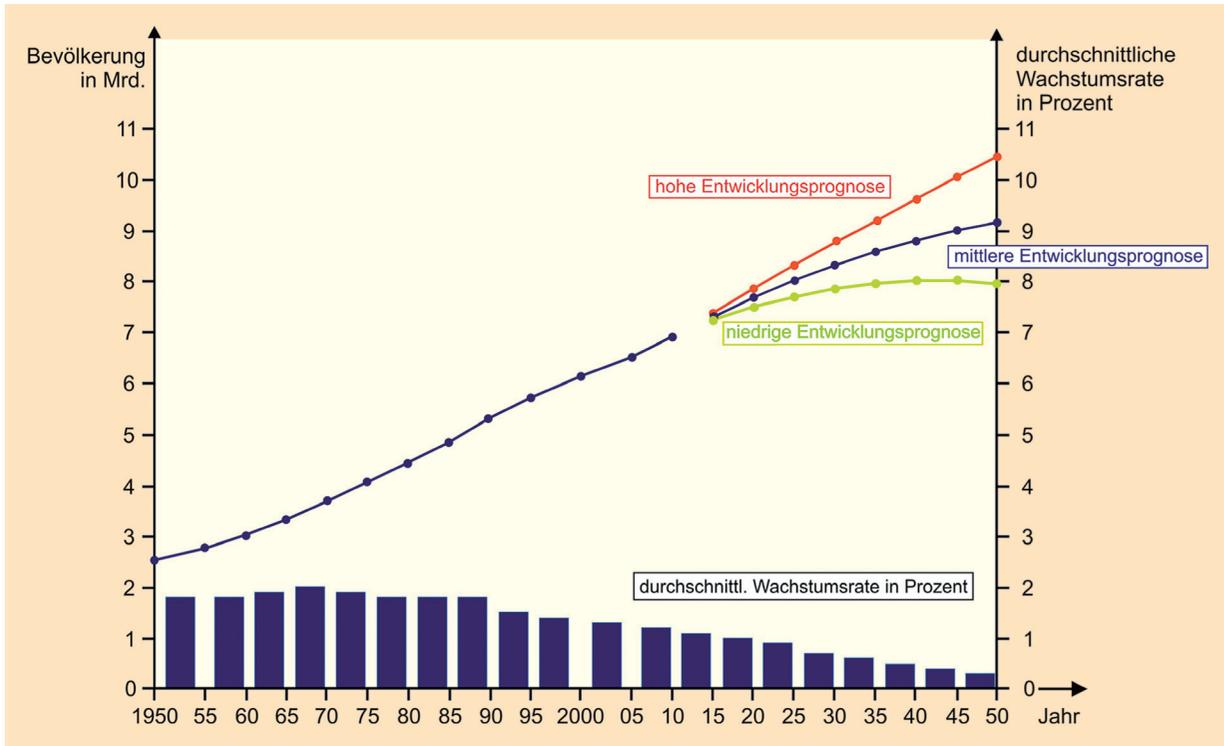


Abb. 11 Weltbevölkerung in absoluten Zahlen und Wachstumsraten (in % / Jahr) im Zeitraum 1950–2050 [2]

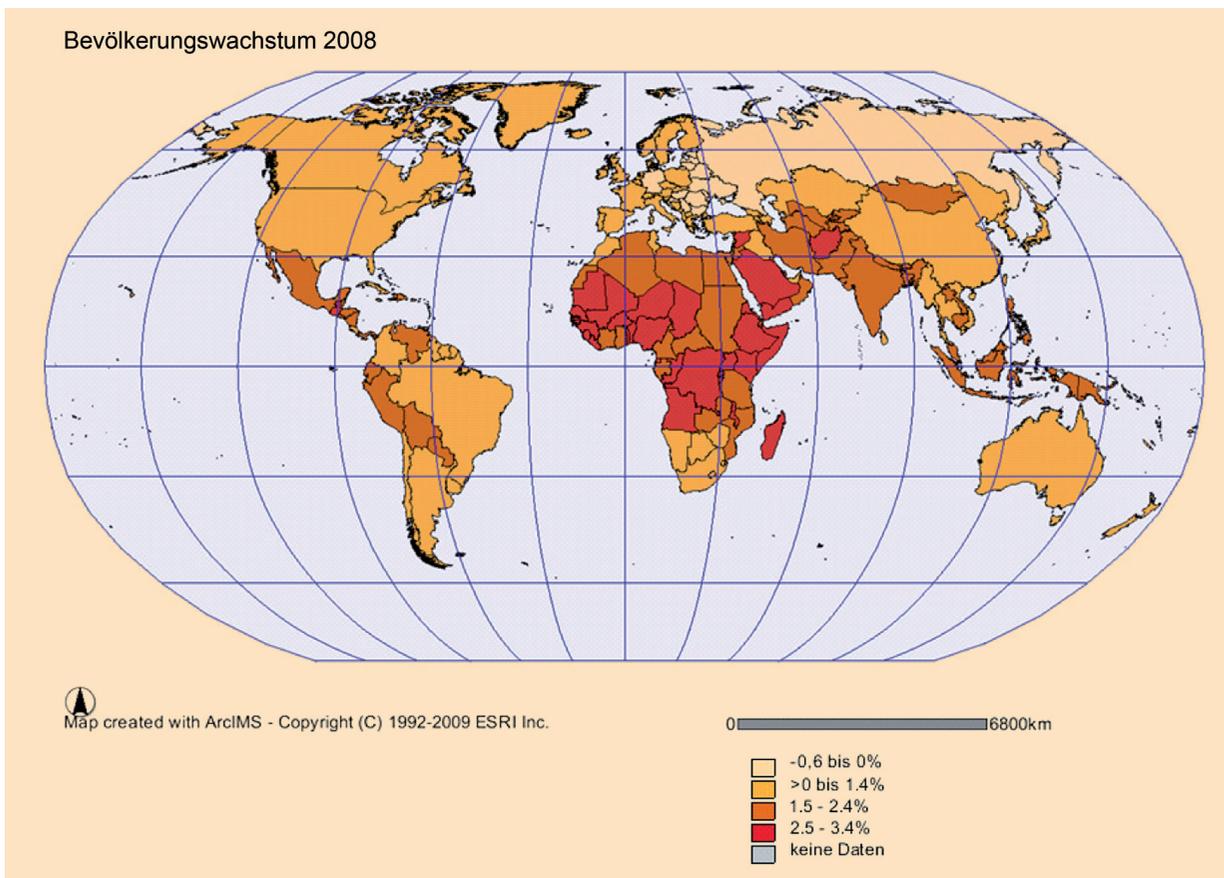


Abb. 12 Regionale Verteilung des globalen Bevölkerungswachstums im Jahre 2008 [3]

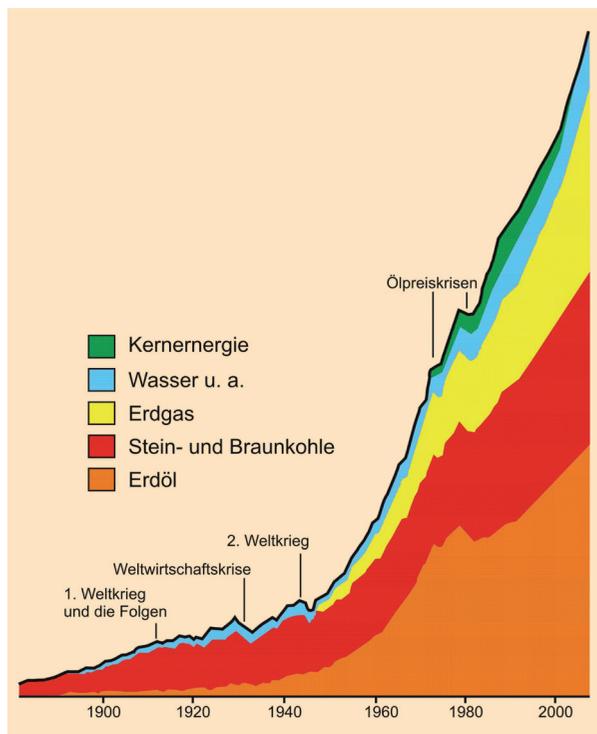


Abb. 13 Anstieg des Weltprimärenergiebedarfs und seine Verteilung auf die verschiedenen Energiequellen [6]

Nutzung nicht nachwachsender, fossiler Ressourcen wie Kohle, Öl und Erdgas erfolgte. Der Anteil regenerativer Ressourcen wie die Wasserkraft war bis zum Ende des letzten Jahrhunderts – global gesehen – recht unbedeutend. Die heute diskutierten weiteren regenerativen Energieformen wie Wind- und Solarenergie waren bis zu diesem Zeitpunkt weitestgehend nicht in den Köpfen.

Ähnlich wie beim Bevölkerungswachstum waren die Zuwächse beim Energiebedarf auch nicht einheitlich über den Globus verteilt. Die größten Steigerungen hatten die westlichen Industrienationen zu verzeichnen, vorrangig die USA und Kanada. Der bundesdeutsche Anteil am Primärenergieaufkommen der Welt beträgt derzeit etwa 4 %; im Bereich des Stromes allein sind es etwa 3 % (Tabelle 3).

Im Hinblick auf eine – wie auch immer geartete – globale Gerechtigkeit ist es erhellend, sich den Bedarf an ener-

TAB. 3 PRIMÄRENERGIEBEDARF DER WELT UND DER BUNDESREPUBLIK DEUTSCHLAND (2006)

	Welt	Deutschland
Primärenergie	$1,07 \times 10^{14}$ kWh	$4,07 \times 10^{12}$ kWh
Strom	$1,80 \times 10^{13}$ kWh	$5,50 \times 10^{11}$ kWh
Bedarfssteigerung (global) bis 2030: ca. 50 %		
In Deutschland leben wir derzeit in einer 6 kW-Gesellschaft!		
1 kWh = $3,6 \times 10^6$ J		
$4,07 \times 10^{12}$ kWh = $14,4 \times 10^3$ PJ = 492 Mio t SKE		

getischer Leistung vor Augen zu führen, den ein Mensch in den westlichen Industrienationen in Anspruch nimmt. Es sind etwa 6 kW, die auf Raumwärme, Mobilität, Strom, Kommunikation und die Erzeugung von Industriegütern entfallen. Die rein biologische, d. h. ausschließlich zur Aufrechterhaltung seiner Körperfunktionen, benötigte Leistung des Menschen dagegen beträgt nur etwa 150 W. Dies bedeutet, dass sich jeder Einzelne von uns etwa 40 virtuelle „Skaven“ leistet, die ihm ihre körperliche Leistung ganztägig zur Verfügung stellen. Der entsprechende Leistungsbedarf in den Entwicklungs- und Schwellenländern beträgt nur etwa 1–2 kW; ein global nachhaltiger Wert sollte bei etwa 2 kW liegen.

Die Folgen für die Atmosphäre: Ozonloch und Klimawandel

Das Wachstum der Weltbevölkerung hat vielerlei Folgen, von der Übernutzung der Böden, der Verknappung von Nahrungsmitteln und verfügbarem Trinkwasser ausreichender Qualität, der Verstädterung und der Entstehung von Megacities (> 10 Millionen Einwohner) bis zu der gewachsenen Zahl an Betroffenen im Ausgeliefertsein gegenüber Naturgewalten wie Hochwässern, Stürmen, Erdbeben und Tsunamis. Dies alles erfahren wir in fast täglichen Katastrophenmeldungen der modernen Kommunikationsmedien. Selbst die Geschehnisse in den entferntesten Regionen werden in der globalisierten Welt zu hautnahen Erlebnissen.

Viel weniger spektakulär, aber für den Eingeweihten mindestens gleichermaßen beunruhigend, sind die schleichenden Veränderungen in und an der Erdatmosphäre. Die Zerstörung der stratosphärischen Ozonschicht und der anthropogene Klimawandel sind die vielleicht bedeutendsten Veränderungen, die die Atmosphäre in ihrer jüngeren Geschichte je erfahren hat. Im Vergleich zu den episodischen Naturkatastrophen sind solche Veränderungen stetig und kaum wahrnehmbar. Sie sind aber von mindestens derselben potentiellen Schädigung. Ja, wegen ihrer Nichtum-



Abb. 14 Das Auge eines Hurricans über dem Atlantik

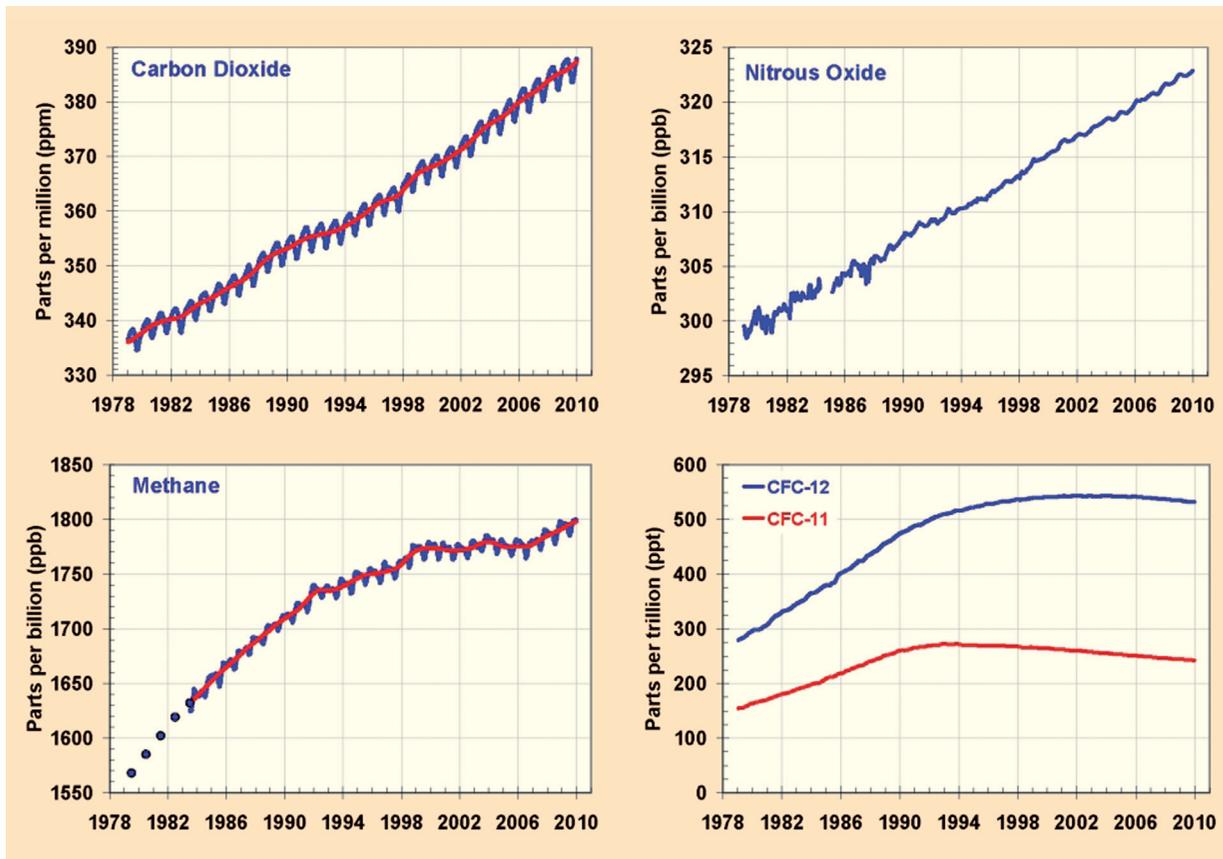


Abb. 15 Zeitliche Entwicklung der atmosphärischen Konzentrationen von CO_2 , CH_4 , N_2O sowie FCKW-11 und -12 seit 1979 [7]

kehrbarkeit erfordern sie unsere rechtzeitige Aufmerksamkeit und unser energisches Gegensteuern.

Ein wesentlicher Unterschied zwischen stetigen Veränderungen und episodischen Katastrophen ist die Planbarkeit. Den stetigen Veränderungen kann der Mensch im Prinzip durch geeignete Maßnahmen entgegenwirken oder sich anpassen und sich gar auf ihre Folgen einstellen. Allerdings setzt dies voraus, dass die Einsicht in die Notwendigkeit der Maßnahme in der Gesellschaft vorhanden ist oder zumindest von akzeptierten Experten vermittelt werden kann. Dies gilt im Wesentlichen nicht für die Naturkatastrophen, denen trotz aller historisch gewachsener Erfahrungen nach wie vor ein gewisses Überraschungsmoment inne ist.

Was hat sich an der Atmosphäre verändert, dass wir um Ozonloch und Klimawandel besorgt sein müssen? Die Zeitreihen der Entwicklung der atmosphärischen Konzentrationen für die Spurengase CO_2 , CH_4 , N_2O sowie FCKW-11 (CFCl_3) und -12 (CF_2Cl_2) seit 1979 zeigt Abb. 15. Diese Gase sind für die Atmosphärenwissenschaftler deshalb so interessant, da sie eindeutig die anthropogene Aktivität widerspiegeln und deshalb eine gewisse Proportionalität zur Bevölkerungszahl bzw. deren wirtschaftlicher Aktivität zeigen. Das Spurengas CO_2 ist der Nutzung fossiler Brennstoffe zuzuordnen, das Methan der Nahrungsmittelproduktion (Nassreis-Anbau und Rinderzucht), das N_2O dem Dünge-

mittelverbrauch und die FCKW der „segensreichen“ Verwendung als Kälte- und Aerosoltreibmittel.

Es ist diese Art von Beobachtungen, die die Atmosphärenwissenschaftler erst auf das Problem der Verletzlichkeit der Erdatmosphäre aufmerksam gemacht hat. Ein eindringliches Beispiel ist das der FCKW und des Ozonabbaus in der Stratosphäre. Die FCKW sind bereits in den 30er Jahren des letzten Jahrhunderts in den Laboratorien der Firma Dupont in den USA erfunden worden. Als segensreiche Stoffgruppe, die nicht brennbar, nicht toxisch, chemisch inert und geruchlos ist, haben sie schnell ihren Siegeszug in verschiedenen Anwendungen als Kälte- und Kühlmittel sowie als Treibgase für Aerosole und Polymerschäume angetreten. Die globale Produktion stieg insbesondere nach dem Zweiten Weltkrieg stark an und betrug in den frühen 1980ern ca. 1 Mio. t / Jahr. Niemand machte sich anfangs Gedanken darüber, welche Konsequenzen diese Stoffe, die aufgrund des Anwendungsmusters entweder direkt oder über Leckagen letztlich in die Atmosphäre gelangten, eigentlich hatten. Bis in den frühen 60er Jahren erste atmosphärische Messungen darauf schließen ließen, dass alle FCKW, die jemals produziert wurden, noch in der Atmosphäre vorhanden waren. Dies war einerseits eine hervorragende Bestätigung ihrer Reaktionsträgheit. Auf der anderen Seite wurde aber auch das Problem mit der Ozonschicht

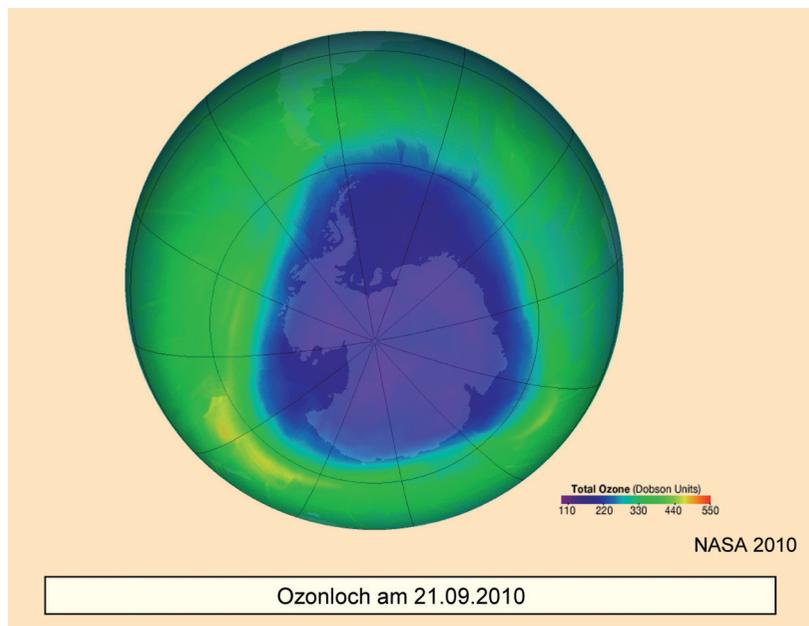


Abb. 16 Ozonloch über der Antarktis am 21.09.2010, Satellitenaufnahme der NASA

klar. Die Chemiker Mario Molina und F. Sherwood Rowland – gemeinsam mit Paul Crutzen Chemie-Nobelpreisträger des Jahres 1995 – hatten nämlich zwischenzeitlich in Laborexperimenten herausgefunden, dass die FCKW unter den photochemischen Bedingungen der Stratosphäre Chloratome freisetzen, die das Ozon über katalytische Ketten zersetzen. Dies war das erste Alarmzeichen, das später – nach Entdeckung des Ozonlochs über der Antarktis (Farman et al., 1985 [8]) – zur Verbannung der FCKW im Montrealer Protokoll zum Schutz der Ozonschicht geführt hat.

Seither hat sich über der Antarktis in jedem Jahr zwischen August und Dezember ein beträchtliches Ozonloch ausgebildet. Wie die Abb. 16 zeigt, ist zum Zeitpunkt der maximalen Ausbreitung des Ozonlochs mehr als der gesamte antarktische Kontinent erfasst. Die jeweils verlorene Ozonmenge beträgt etwa 40 Mio. Tonnen. Derzeit haben sich die Konzentrationen der FCKW stabilisiert (FCKW-12) bzw. sind bereits leicht rückläufig (FCKW-11). Dies ist eine Bestätigung dafür, dass das Montrealer Protokoll wirkt: Die Produktion und Emission der FCKW ist tatsächlich dramatisch zurückgegangen. Dass mit diesem Rückgang die atmosphärischen Konzentrationen nicht sofort absinken würden, ist auf die relativ lange Lebensdauer dieser Verbindungen von 120 bzw. 65 Jahren zurückzuführen. Sie ist mit unserem Verständnis über das Verhalten anthropogener Stoffe in der Atmosphäre völlig in Übereinstimmung.

Das Ozonloch ist ein saisonales Phänomen. Die Stärke seiner Ausbildung hängt vom FCKW-Gehalt der Stratosphäre und von meteorologischen Randbedingungen, insbesondere der Temperatur, ab. Ähnliche Effekte werden deshalb auch über dem Nordpol, allerdings in abgeschwächter Form, beobachtet. Wegen der langen Lebensdauern der FCKW ist trotz Montrealer Protokoll noch mit dem Auftreten des Ozonlochs bis mindestens Mitte dieses Jahrhunderts zu rechnen.

Ein weiteres Beispiel sind die strahlungswirksamen Spurengase und der Klimawandel. Beobachtungen von Temperaturzeitreihen, die z. T. weit über 100 Jahre zurückgehen, und Wetterereignissen deuten darauf hin, dass die globalen Mitteltemperaturen seit Beginn der Industrialisierung angestiegen sind und dass sich die Ereignisse von extremen Wettern innerhalb der letzten beiden Dekaden gehäuft haben. Im vierten Assessment-Bericht (AR4) des Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC, 2007 [9]) wird u. a. festgestellt, dass

- sich die globale Durchschnittstemperatur in den letzten 100 Jahren um 0,7 K erhöht hat;
- 11 der 20 wärmsten Jahre seit Beginn der Temperaturaufzeichnungen im Zeitraum nach 1995 auftraten;
- Extremwetter (Hitzewellen, Dürren, Starkniederschläge) häufiger geworden sind.

Das Jahr 2000 war das bislang wärmste Jahr seit Beginn der systematischen Klimaaufzeichnungen, dicht gefolgt vom Jahr 2007. Es gilt als gesichertes Erkenntnis, dass der Mensch – vornehmlich aufgrund der Nutzung fossiler Energierohstoffe, aber auch der Landwirtschaft und der Änderung der Landnutzung – für diesen Klimawandel verantwortlich ist. Weiterer Klimawandel scheint ebenfalls unvermeidbar.

Das Konzept der globalen Mitteltemperatur ist für die Klimamodellierung von großer Bedeutung, hat aber für das Erfahren von Wetter und Klima durch den Menschen nur wenig Aussagekraft. Überhaupt ist Klima eine praktisch nicht erfahrbare Größe, denn sie ist die „Statistik des Wetters“ (Tabelle 4). Nach Definition der Klimaforscher redet man über Klima als dem Mittelwert über eine Reihe von Klimaparametern, von denen einer die Temperatur ist. Andere sind die Niederschläge, die Zahl der Sonnenstunden, die Windgeschwindigkeiten etc. Der gemittelte Zeitraum sind üblicherweise 30 Jahre. Aber nicht nur die Mittelwerte von Klimaparametern machen das Klima aus, sondern auch deren Varianz.

Dies bedeutet, dass z. B. nicht nur die Jahresmitteltemperatur, sondern auch deren Ausprägung während der ver-

TAB. 4 DEFINITION DES BEGRIFFES „KLIMA“ UND DIE SOG. KLIMAPARAMETER

Was ist Klima?
Mittelwerte von Klimaparametern und ihre Varianz in ca. 30 Jahren: „Klima ist die Statistik des Wetters“
Klimaparameter:
<ul style="list-style-type: none"> • Jahresmitteltemperatur • Niederschläge und ihre Verteilung • Druckverteilung • Windgeschwindigkeit • Sonneneinstrahlung/Bewölkung • Klimaextreme: <ul style="list-style-type: none"> – Stürme – Überflutungen – Hitze-/Kältewellen – Dürren



schiedenen Jahreszeiten oder auch über 24 Stunden von Interesse ist. Ähnliches gilt für die Niederschläge: Ein bestimmtes Jahresmittel des Niederschlags macht keinerlei Aussagen über die Wahrscheinlichkeit und Häufigkeit von Starkniederschlägen, Hochwassern und Trocken- oder gar Dürreperioden und ist allein genommen noch kein Anzeichen für den Klimawandel.

Welche Faktoren sind eigentlich für unser Klima verantwortlich? In Abb. 17 ist unser Klimasystem schematisch zusammengestellt.

Eine der wichtigsten und am stärksten wahrgenommenen Komponenten des Klimasystems ist die Atmosphäre. In ihr findet das Wetter statt, bilden sich Wolken und Winde und damit Niederschläge und Stürme. Das Wetter ist geprägt von der Verteilung von Hoch- und Tiefdruckgebieten, die sich ihrerseits aufgrund unterschiedlicher Erwärmungsprozesse der Luft in verschiedenen Bereichen ausbilden. Die Atmosphäre ist aber auch an die Ozeane gekoppelt, denn von diesen – ebenso wie auch von den Landoberflächen – wird sie mit Wasserdampf versorgt. Darüber hinaus tauscht die Atmosphäre mit dem Ozean Kohlendioxid aus. Etwa die Hälfte des anthropogen erzeugten CO_2 wird in den Ozeanen gespeichert und reduziert deshalb die Geschwindigkeit des atmosphärischen Zuwachses. Für diese Speicherung ist nicht nur die gut durchmischte Deckschicht der Ozeane (ca. 50 m) verantwortlich. Durch Mischprozesse innerhalb der Ozeane selbst und durch die sog. „biologische Pumpe“ wird gelöstes CO_2 auch in die Tiefsee verfrachtet.

Über den CO_2 -Kreislauf ist die Atmosphäre auch an die Biosphäre gekoppelt. Wachstumsperioden mit starker Photosyntheseaktivität sind sehr deutlich in dem atmosphärischen CO_2 -Gehalt erkennbar. Umgekehrt wird außerhalb der Wachstumsperioden durch Veratmung CO_2 aus der absterbenden Biomasse an die Atmosphäre zurückgeführt.

Das Wasservorkommen auf der Erde wird zwar durch die Ozeane eindeutig dominiert, es kommt aber auch in erheblichen Mengen in Form von Eis in den Polarregionen vor. Mengenmäßig von Bedeutung sind das Festlandeis am Südpol und auf Grönland sowie das Meereis im Nordpolargebiet. Die Ausdehnung und Verteilung von Eisflächen spielt u. a. eine erhebliche Rolle für die sog. Albedo. Hierunter verstehen wir den Anteil der einfallenden Solarstrahlung, die am Boden zurückreflektiert wird. Eine Eisfläche hat eine erheblich höhere Albedo als z. B. eine dunkle Meeresoberfläche oder eine Gras- oder Waldfläche. Eine schrumpfende Eisfläche verringert deshalb die Albedo und erhöht den Anteil der absorbierten Sonnenstrahlung. Die Klimaforschung redet in diesem Zusammenhang von einer positiven Rückkopplung: Eine steigende Temperatur lässt die Eisflächen schrumpfen, schrumpfende Eismassen heizen die Temperatur weiter an.

Die alles treibende Kraft unseres Klimasystems ist die Sonne. Ihre Strahlkraft, die Solarkonstante, ist streng genommen nicht konstant, sondern ändert sich aufgrund periodischer Änderungen der Solaraktivität mit Zyklen von

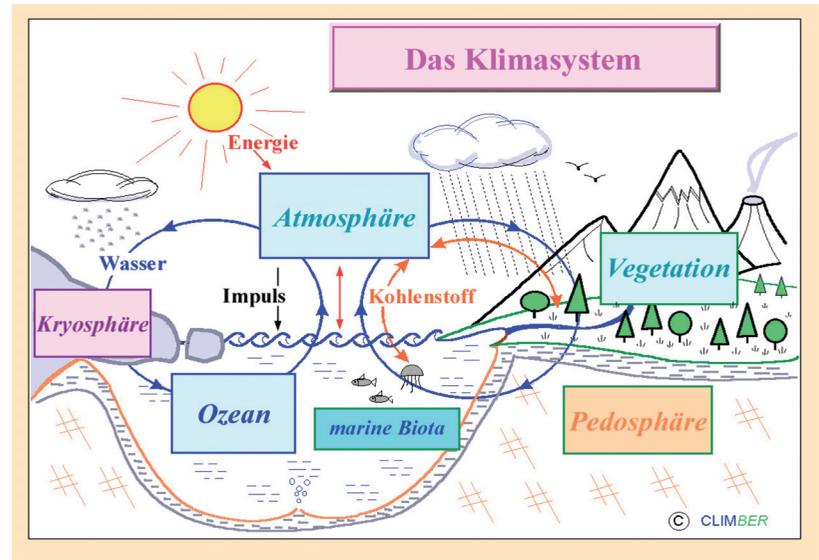


Abb. 17 Die Komponenten des Klimasystems und die sie verbindenden Prozesse [10]

11, 22 und mehreren 100 Jahren. Insbesondere die kürzeren Zyklen der Sonne sind aufgrund der neueren Satellitenmessungen sehr gut bekannt. Die Änderungen innerhalb dieser Zyklen betragen aber nur wenige Prozent und sind für die neueren Klimaänderungen allein nicht entscheidend.

Neben CO_2 gehören CH_4 , N_2O und die FCKW zu den vom Menschen gemachten Treibhausgasen. Jedes dieser Gase hat ein eigenes Treibhauspotential (GWP – *Greenhouse Warming Potential*), das die Lage und Stärke der Infrarotabsorption dieser Gase im Wärmestrahlungsspektrum der Erde berücksichtigt. Danach sind CH_4 , N_2O und die FCKW deutlich stärker wirksam als das CO_2 und deshalb trotz ihrer viel geringeren Konzentrationen durchaus für die Änderung der Wärmebilanz der Erde von Interesse. Aus diesem Grunde wird häufig die gewichtete Summe aller Treibhausgasemissionen in Form der sog. CO_2 -Äquivalente angegeben. Die Zunahme dieser Äquivalente wird heute als wesentliche Ursache für den Klimawandel seit Beginn der Industrialisierung angesehen.

Wie man leicht hätte erwarten können, sind die Hauptverursacher der gestiegenen CO_2 -Konzentration die westlichen Industrienationen aufgrund der Nutzung fossiler Brennstoffe. Aus diesem Grunde tragen diese auch die Hauptverantwortung für die historisch gewachsene Klimaänderung des letzten Jahrhunderts. Allerdings holen die Anderen auf. Im Jahre 2009 hat die gesamte Treibhausgasemission Chinas erstmals den Anteil der USA überstiegen. Wie sich solche CO_2 -Äquivalente derzeit auf verschiedene Länder verteilen, ist in Abb. 18 gezeigt. Angegeben in dieser Abbildung ist auch, zu welcher Ländergruppe (Annex-I, Nicht-Annex-I) des Kyoto-Protokolls (1997) [11] und damit zu welchem Reduktionsszenario die jeweiligen Länder gehören.

Die gesamte globale CO_2 -Emission summiert sich derzeit auf etwa 29,3 Mrd. Tonnen pro Jahr (CDIAC, 2009 [12]). Die Emission der Bundesrepublik Deutschland beträgt ca. 830 Mio. Tonnen (UBA, 2010 [13]), knapp 3 % der globa-

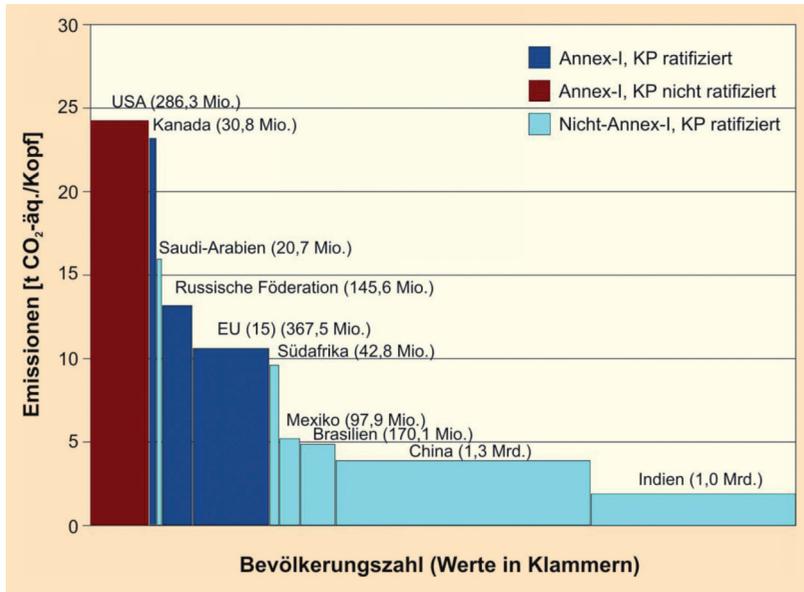


Abb. 18 Treibhausgasemissionen in CO₂-Äquivalenten pro Kopf der Bevölkerung und Bevölkerungszahlen in ausgewählten Ländern

len Menge. Unsere Pro-Kopf-Emission liegt deshalb bei ca. 10 t pro Jahr.

Ein Credo für die nachhaltige Entwicklung: Beispiel Klimawandel

Die Beobachtung von globalen Umweltveränderungen und deren Folgen, aber auch anderer längst bekannter, aber dennoch nicht gelöster Ungerechtigkeiten wie die globale Ungleichheit bei der Nutzung von Ressourcen, dem Nahrungsmittelangebot sowie der sozio-ökonomischen und politischen Entwicklung lassen das Bestreben für eine nachhaltige gesellschaftliche Entwicklung, die solche Unterschiede vermeidet oder zumindest verringert, wach werden. Nachhaltigkeit bedeutet, die natürliche Umwelt zu schonen, unsere Ressourcen nur in dem Ausmaß zu nutzen wie sie sich selbst erneuern, zwischen den jetzt Lebenden auf dem Globus Gerechtigkeit herzustellen und in der Folge verschiedener Generationen die wirtschaftliche und soziale Entwicklung nicht zu behindern.

Eines der Ziele globaler Nachhaltigkeit ist, die weitere globale Erwärmung auf nicht mehr als +2 Grad zu begren-

zen. Bereits 1992 hat die UNFCCC (United Nation Framework Convention on Climate Change [14]) die Erfordernisse im Umgang mit einem anthropogenen Klimawandel im Sinne der drei Säulen der Nachhaltigkeit wie folgt definiert:

“Greenhouse gases should be stabilized to prevent dangerous anthropogenic interference with the climate system. The time frame should be sufficient

- To allow ecosystems to adapt naturally to climate change
- To ensure that food production is not threatened
- To enable economic development to proceed in a sustainable manner.”

Aus heutiger Sicht wird diese Nachhaltigkeitsforderung, die seit Mitte der 1990er Jahre auch offizielles umweltpolitisches Ziel der EU ist, gerade noch erfüllt für einen Temperaturanstieg von nicht mehr als ca. zwei Grad bis zum Ende dieses Jahrhunderts. Damit verknüpft ist ein Anstieg des Meeresspiegels aufgrund thermischer Ausdehnung von ebenfalls recht erträglichen +0,5 m. Nur wenn der Klimawandel nicht stärker ausfällt, können nach Meinung der etablierten Klimaforschung weit reichende Unstetigkeiten im Klimasystem wie das Schrumpfen des grönländischen Inlandeises oder die Störung der thermohalinen Zirkulation im Nordatlantik, die zu einer massiven Erhöhung des Meeresspiegels bzw. einer substantiellen Abkühlung in Europa führen würden, vermieden werden. Zu den derzeit unwägbareren, aber nicht unrealistischen Erwartungen unter einem stärkeren Klimawandel gehört auch die weitere Ausbreitung von Infektionskrankheiten.

Während die akzeptierten Schwellwerte von Klimawandel mehr plausibel und konsensual als streng wissenschaftlich begründbar sind, ist Klimawandel dennoch ein unumstößliches Faktum geworden. Klimawandel wird aber auch weiter fortschreiten. Werden die Treibhausgasemissionen nicht substantiell verringert, ist eine weitere Temperaturzunahme von 0,2 Grad pro Dekade für die nächsten 30 Jahre sehr wahrscheinlich. Modellrechnungen mit gesteigerter Komplexität und Realitätsnähe führen auf weite-

TAB. 5 SOZIO-ÖKONOMISCHE SZENARIEN DES 21. JAHRHUNDERTS [15]

A1	B1
<ul style="list-style-type: none"> • Schnelles ökonomisches Wachstum • Maximum der globalen Weltbevölkerung erreicht in 2050 • Schnelle Einführung neuer Technologien • Regionale Konvergenz (Abbau regionaler Unterschiede) <p>FI: Fossil-intensiv T: Nicht-fossil B: Bilanz zwischen fossil und nicht-fossil</p>	<ul style="list-style-type: none"> • Wie A1, aber schneller Wechsel der ökonomischen Struktur in Service u. Informations-Ökonomie • Reduktion der Materialintensität • Globale Nachhaltigkeit (ökonomisch, ökologisch und sozial)
A2	B2
<ul style="list-style-type: none"> • Langsames ökonomisches Wachstum • Kontinuierlich wachsende Bevölkerung • Erhalt lokaler/regionaler Identität 	<ul style="list-style-type: none"> • Wie B1, nur zeitliche und räumliche Umsetzung wie A2



re globale Erwärmungen zwischen 1,8 bis 4,0 °C innerhalb des 21. Jahrhunderts, je nachdem welche Szenarien für die globale Bevölkerungsentwicklung und deren Wirtschaftsverhalten angenommen werden. Auch mit bedeutenden Anstrengungen im Klimaschutz ist eine weitere Temperaturzunahme um bis zu +2 Grad praktisch nicht mehr vermeidbar.

Wie kann man ein solches Klimaziel erreichen? Man muss dazu zunächst wissen, wie viel CO₂ in der Zukunft emittiert werden wird und wie diese Menge die atmosphärische Konzentration und damit die globale Temperatur verändert. Diese Fragen sind miteinander verknüpft, fallen aber in völlig verschiedene Fachdisziplinen. Während die Letztere in den Bereich der naturwissenschaftlichen Klimaforschung gehört, sind für die Erstere die Soziologen und Ökonomen zuständig. Dieser Arbeitsteilung bewusst, sind bereits vor gut 20 Jahren eine Vielzahl von Szenarien für die globale ökonomische Entwicklung entworfen und im Hinblick auf die begleitenden Emissionen geprüft worden. Diese sog. SRES (*Second Report on Emission Scenarios*) – Szenarien des IPCC-Berichts von 2001 – unterscheiden sich in dem Ausmaß des Bevölkerungswachstums, des ökonomischen Wachstums, der Einführung regenerativer Energien sowie deren regionale bzw. globaler Konvergenz (vgl. Tabelle 5). Die resultierenden Entwicklungen für die CO₂-Emissionen, die sich aus solchen Szenarien ergeben, sind in Abb. 19 gezeigt.

Wie daraus zu erkennen ist, verlaufen nur die Szenarien A1 und B1 über ein Maximum in der CO₂-Emission, da sie von einer Stabilisierung der Weltbevölkerung ausgehen. Die anderen Szenarien mit einer kontinuierlich wachsenden Bevölkerung dagegen haben ständig weiter wachsende CO₂-Emissionen zur Folge. Die Ergebnisse der Klimamodellierung für die weitere Entwicklung der globalen Temperaturen zeigen allerdings, dass nur das Szenario B1 in etwa mit einem weiteren Temperaturanstieg von nicht mehr als +2 Grad im Einklang ist. Wie der Verlauf der B1-Kurve zeigt, müssen dazu die globalen Emissionen dramatisch zurückgefahren werden. Da im Hinblick auf die inter-generative Gerechtigkeit das Wachstum der Dritt- und Schwellenländer im Verlaufe dieses Jahrhunderts deutlich höher sein wird als das der derzeitigen Industrienationen, bedeutet ein solches Emissionsszenario auch, dass die Emissionsbegrenzung im Wesentlichen von den Industrieländern geleistet werden muss.

Die Diskussion um die Verteilung der Lasten einer solch gewaltigen Aufgabe der Menschheit ist in vollem Gange. Das derzeitige Kyoto-Protokoll zur Begrenzung der Treibhausgasemissionen läuft 2012 aus. Seine Verlängerung muss neu verhandelt werden. Das Zusammentreffen der Verhandlungspartner in Kopenhagen 2009 hat gezeigt, dass dies nach wie vor ein äußerst schwieriger Prozess ist, in dem sehr unterschiedliche nationale Interessen aufeinander treffen und Willensbekundungen zum Schutz des Erdklimas leicht geäußert, aber konkrete Handlungsziele nur selten beschlossen werden.

Das Ziel der Bundesrepublik, die Treibhausgasemissionen über die nächsten beiden Dekaden durch intensive

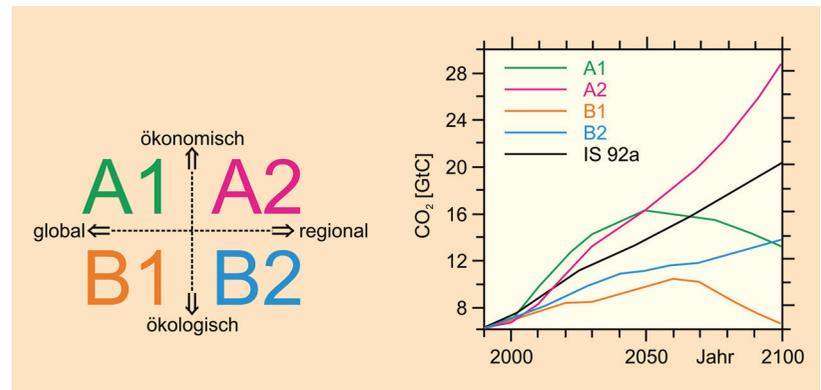


Abb. 19 Die verschiedenen Szenarien der sozio-ökonomischen Entwicklungen im 21. Jahrhundert sowie die resultierenden Szenarien der globalen CO₂-Emissionen [15]. Das Szenario IS 92a entspricht dem „Business-as-usual“-Szenario von Anfang der 90er Jahre [16].

Förderung der regenerativen Energien sowie durch Energieeinsparung um mindestens 50 % zu senken, ist richtig und anerkennenswert. Dennoch ist dies derzeit nur eine Vorreiterrolle, denn mit 50 % von 3 % allein kann der Globus noch längst nicht gerettet werden. Klimaschutz ist eine internationale Aufgabe.

Literatur

- [1] Club of Rome (1972) *Grenzen des Wachstums* (Autor: Dennis Meadows).
- [2] UN-DESA: World Population Prospects: The 2008 Revision.
- [3] Deutsche Stiftung Weltbevölkerung: www.weltbevölkerung.de.
- [4] Foley, J.A., Monfreda, C., Ramankutty, N., Zaks, D. (2007) Our share of the planetary pie. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 104, 12585.
- [5] Haberl, H., Erg, K.H., Krausmann, F., Gaube, V., Bondeau, A., Plutzer, C., Gingrich, S., Lucht, W., Fischer-Kowalski, M. (2007) Quantifying and mapping the human appropriation of net primary production in earth's terrestrial ecosystems. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 104, 12942–12947.
- [6] IEA (2002) Internationale Energie Agentur. Die IEA ist eine autonome Institution der Organisation für wirtschaftliche Zusammenarbeit und Entwicklung (OECD) zur Einrichtung eines internationalen Energieprogramms (gegründet 1974, Sitz: Paris)
- [7] NOAA ESRL: National Oceanic and Atmospheric Administration, Earth System Research Laboratory, Boulder, Co.
- [8] Farman, J.C., Gardiner, B.G., Shanklin, J.D. (1985), *Nature* 315, 207–210.
- [9] IPCC (2007) Intergovernmental Panel on Climate Change, Assessment Report No. 4, Genf.
- [10] CLIMBER (CLIMate and BiosphERE) – das Modell des Instituts für Klimafolgen-Forschung, Potsdam, ist ein Erdsystemmodell mittlerer Komplexität.
- [11] Kyoto-Protokoll (1997). Das Kyoto-Protokoll ist ein Zusatzprotokoll zur Ausgestaltung der Klimarahmenkonvention der Vereinten Nationen (UNFCCC). Es trat 2005 in Kraft und läuft bis 2012.
- [12] CDIAC (2009) Carbon Dioxide Information Analysis Center des Department of Energy (DOE) der USA.
- [13] Umweltbundesamt.
- [14] UNFCCC United Nations Framework Convention on Climatic Change.
- [15] IPCC (2001) Intergovernmental Panel on Climate Change, Third Assessment Report, Genf.
- [16] IPCC (1995) Intergovernmental Panel on Climate Change, Genf.