

Hauchdünn, aber lebenswichtig

Die Atmosphärenphysik erforscht die komplexen Verhältnisse in der empfindlichen Gashülle der Erde.

Ulrich Platt und Christian von Savigny

Hätte die Erde die Größe eines Basketballs, so wäre die Atmosphäre gerade mal einen Millimeter „dick“. Doch diese hauchdünne Hülle sorgt auf vielfältige Weise für lebensfreundliche Bedingungen und spielt eine entscheidende Rolle für unser Klima. Grund genug, um sich mit den wesentlichen Aspekten der Physik der Atmosphäre genauer zu beschäftigen.

Etwa 99 Prozent der gesamten atmosphärischen Luftmasse befindet sich in ihren untersten 30 Kilometern. Doch auch wenn das bezogen auf den Erddurchmesser nicht viel erscheint, ist die Erdatmosphäre für alles Leben auf der Erde von fundamentaler Bedeutung. Sie ist verantwortlich für den natürlichen Treibhauseffekt, der die globale Durchschnittstemperatur der Erdoberfläche um 30 bis 33 °C auf behagliche +15 °C anhebt und so flüssiges Wasser auf der Erdoberfläche ermöglicht. Die Atmosphäre schirmt hochenergetische kosmische Strahlung ab und beherbergt die stratosphärische Ozonschicht, die Landlebewesen vor der gefährlichen UV-Strahlung der Sonne schützt. Und sie versorgt Menschen wie Tiere mit dem lebenswichtigen Sauerstoff und Pflanzen mit dem notwendigen Kohlendioxid. Die Atmosphäre sorgt – überwiegend durch den Transport latenter Wärme vom Äquator aus polwärts – für eine gleichmäßige Temperaturverteilung. Zudem ist sie als wichtiges Reservoir über vielfältige und komplexe Wechselwirkungsprozesse in globale Spurenstoffkreisläufe und den Wasserkreislauf eingebunden. Nur neun Gase machen 99,9999 Prozent (Volumen) der Atmosphäre aus: Stickstoff, Sauerstoff, Wasserdampf, CO₂ und die Edelgase Argon, Neon, Helium und Krypton sowie Methan. Das restliche Millionstel besteht aus hundert bis tausenden von Spurengasen.

Der Atmosphärendruck P und zunächst auch die Temperatur T nehmen mit der Höhe z ab. Die Druckabnahme wird durch die barometrische Höhenformel beschrieben [1]:

$$P(z) = P_0 \cdot \exp\left(-\int_0^z \frac{Mg}{RT} dz\right) \approx P_0 \cdot \exp\left(-\frac{z}{z_s}\right). \quad (1)$$

Dabei sind M die mittlere Molmasse der Atmosphäre (ungefähr 28,949 g/Mol), P_0 der Bodendruck, R die universelle Gaskonstante und g die als höhenunabhängig angenommene Gravitationsbeschleunigung. Die so genannte Skalenhöhe z_s , der Atmosphäre, d. h. die



Von der Internationalen Raumstation aus zeigt sich die Erdatmosphäre mit dem Mond auf beeindruckende Weise: Die Troposphäre leuchtet orangerot.

Höhendifferenz, innerhalb welcher der Luftdruck auf $1/e$ des ursprünglichen Werts abfällt, ergibt sich zu

$$z_s = RT/Mg \quad (2)$$

und beträgt (in den unteren 80 km der Atmosphäre) etwa (7 ± 1) km. Für eine hypothetische isotherme Atmosphäre nimmt die Formel die bekannte einfache Form der rechten Seite von Gl. (1) an.

Aus Erfahrung wissen wir, dass die Atmosphäre mit wachsender Höhe abkühlt; Grund dafür ist die adiabatische Zustandsänderung bei Vertikalströmungen: Hebt man ein Luftvolumen an, ohne dass es Energie mit der Umgebung austauscht – eine gute Näherung bei der großen Ausdehnung der Atmosphäre – sinkt sein Umgebungsdruck: Das Volumen dehnt sich aus und kühlt dadurch ab. Dieser „trocken adiabatische“ Temperaturgradient ist gegeben durch

$$\Gamma = \frac{\kappa - 1}{\kappa} \cdot \frac{Mg}{R} \quad \text{mit } \kappa = c_p/c_v \approx 7/5,$$

dem Verhältnis der spezifischen Wärmen von Luft bei konstantem Druck bzw. konstanter Temperatur. Der Gradient hängt nicht von der Höhe ab und beträgt 9,77 K pro Kilometer, also rund 1 K pro 100 Meter. In

Prof. Dr. Ulrich Platt, Institut für Umweltphysik, Universität Heidelberg, Im Neuenheimer Feld 229, 69120 Heidelberg und Prof. Dr. Christian von Savigny, Institut für Physik, Universität Greifswald, Felix-Hausdorff-Str. 6, 17489 Greifswald

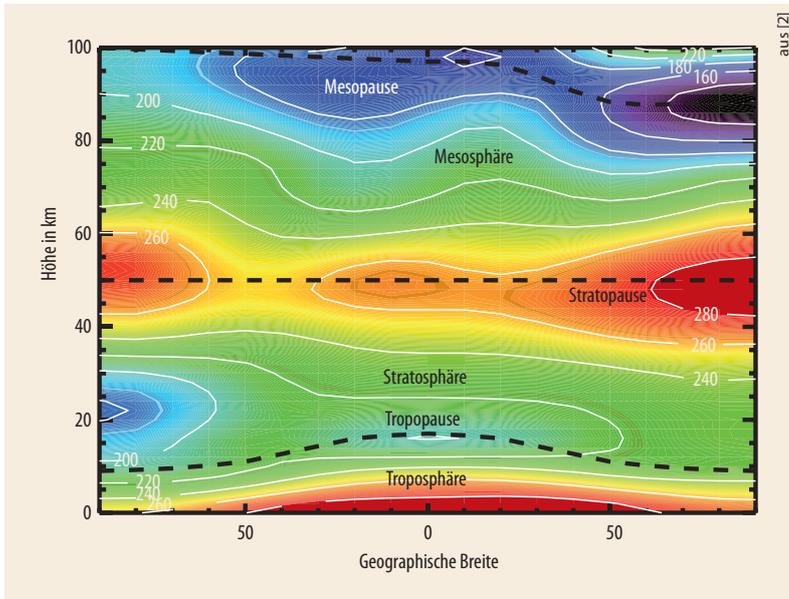


Abb. 1 Vertikale und Breitenvariation der (zonal gemittelten) Atmosphärentemperatur (in Kelvin) im nordhemisphärischen Sommer: Temperaturminima finden sich in der unteren Stratosphäre des Winterpols, in der tropischen Tropopausenregion und unterhalb der sommerlichen polaren Mesopause.

der realen Atmosphäre ist der vertikale Temperaturgradient etwas kleiner, hauptsächlich da auch Wasser kondensiert, und beträgt nur etwa 6 K pro Kilometer.

Allerdings finden wir diesen Temperaturgradienten nur in der untersten Atmosphärenschicht, der Troposphäre (Abb. 1), je nach Breite bis in eine Höhe von etwa acht Kilometer in den Polgebieten bzw. 18 Kilometer am Äquator. Die Tropopause markiert den Umkehrpunkt: In der darüber liegenden Stratosphäre steigt die Temperatur wieder an, bis sie in rund 50 Kilometer Höhe an der Stratopause fast Zimmertemperatur erreicht. Die Ursache für dieses Temperaturmaximum liegt in der Absorption von Sonnenstrahlung durch Ozon. Oberhalb der Stratosphäre schließt sich mit der Mesosphäre bis in etwa 90 Kilometer Höhe eine Schicht an, die nach oben hin wieder abkühlt. Stratosphäre und Mesosphäre gehören zur „mittleren Atmosphäre“. In der darüber liegenden Schicht steigt die Temperatur stark an – bis auf über 1000 K in 400 Kilo-

meter Höhe (Abb. 2). Daher rührt der Name „Thermosphäre“. Verantwortlich für diese starke Temperaturzunahme ist die Absorption der Sonnenstrahlung bei Wellenlängen unter 200 nm.

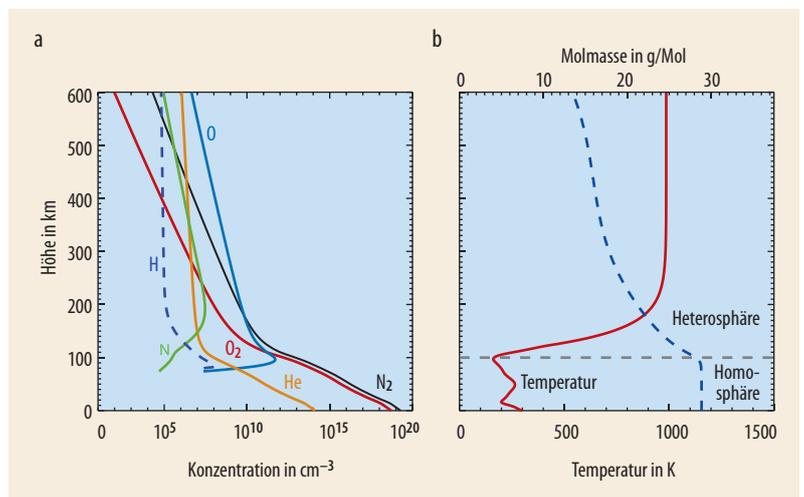
Die Strömungsverhältnisse in der Atmosphäre lassen sich mit Hilfe der Reynolds-Zahl charakterisieren. Sie berechnet sich aus Windgeschwindigkeit u und kinematischer Zähigkeit ν zu $Re(z) = z \cdot u/\nu$. Die kritische Reynolds-Zahl kennzeichnet den Übergang von einer laminaren zu einer turbulenten Strömung. In niedriger Höhe beträgt sie einige tausend, was bereits einen Zentimeter über dem Boden der Fall ist. In der mittleren Troposphäre (etwa bei einer Skalenhöhe) liegt das Maximum der kritischen Reynolds-Zahl bei etwa 10^8 . In der unteren und mittleren Atmosphäre dominiert turbulente Durchmischung.

Der Einfluss der Diffusion wächst exponentiell mit der Höhe und bestimmt ab rund 100 Kilometer wesentlich die Mischung. Bis dorthin ist das oben erwähnte mittlere Molekulargewicht der Atmosphäre konstant. Darüber hinaus reichern sich zunehmend leichte Bestandteile an, und der Anteil dissoziierter Moleküle, etwa O statt O_2 , wächst. In rund 500 Kilometer Höhe ist noch etwa die halbe mittlere Molmasse zu finden (Abb. 2a). Analog zur Schichtung der Atmosphäre nach ihrem Temperaturprofil in Troposphäre, Stratosphäre etc. lässt sie sich mit Blick auf die Art der Durchmischung auch in die „Homosphäre“ (0 bis 100 km) und die „Heterosphäre“ (ab 100 km) einteilen (Abb. 2b).

Strahlungsbilanz der Atmosphäre

Die elektromagnetische Strahlung der Sonne stellt die bei Weitem größte Energiequelle für die Erdoberfläche und die Atmosphäre dar. Die „Solarkonstante“ S_0 , das heißt die jahreszeitlich gemittelte solare Energieflussdichte am oberen Rand der Erdatmosphäre und senkrecht zur Verbindungslinie Sonne-Erde, liegt bei 1361 W/m^2 [3]. Im globalen Mittel beträgt die solare Energieflussdichte am oberen Rand der Atmosphäre ein Viertel der Solarkonstante, also etwa 340 W/m^2 . Dieser Wert ist über 4000-mal größer als der Wärme-

Abb. 2 Die Konzentrationsprofile einiger Atmosphärenbestandteile zeigen, dass der Anteil leichter Bestandteile oberhalb von 100 km zunimmt (a). Zusammen mit der Temperaturzunahme steigt so ab dieser Höhe die Skalenhöhe erheblich. Anhand von Temperaturprofil und mittlerer Molmasse der Atmosphäre lässt sich eine Zweiteilung im Hinblick auf die Art der Durchmischung erkennen (b).



fluss aus dem Erdinneren an die Oberfläche, der im globalen Mittel nur $0,08 \text{ W/m}^2$ beträgt (Abb. 3). Etwa 30 Prozent der einfallenden Strahlungsenergie der Sonne wird von der Atmosphäre (bzw. den Wolken) oder der Erdoberfläche zurück ins All gestreut. Das prozentuale Rückstreuvermögen der Atmosphäre und der Erdoberfläche wird zusammen planetare Albedo genannt. Die Albedo der Erdoberfläche selbst ist mit etwa 0,08 im globalen Mittel deutlich niedriger. Die Erdoberfläche absorbiert knapp 50 Prozent der einfallenden solaren Strahlung. Mehr als 98 Prozent der thermischen Strahlungsleistung der Erde wird bei Wellenlängen von mehr als $5 \mu\text{m}$ emittiert, während der Beitrag dieses Spektralbereichs zur gesamten solaren Strahlungsflussdichte weniger als ein Prozent beträgt. Die Erdoberfläche besitzt im thermischen Infrarot ein Absorptionsvermögen von 98 Prozent und verhält sich in guter Näherung wie ein Schwarzer Strahler.

Ein bemerkenswerter Aspekt des terrestrischen Strahlungshaushalts ist die Tatsache, dass die von der Erdoberfläche emittierte thermische Strahlungsflussdichte mit einem global gemittelten Wert von etwa 390 W/m^2 größer ist als die von der Sonne empfangene Strahlungsflussdichte. Diese Abstrahlung wird teilweise durch die Absorption und Re-Emission („Gegenstrahlung“) der atmosphärischen Treibhausgase kompensiert, insbesondere durch H_2O , CO_2 , O_3 , CH_4 und N_2O . Diese Gegenstrahlung stellt den zentralen Aspekt des Treibhauseffekts dar. Während zunehmende atmosphärische Kohlendioxidkonzentrationen eine erhöhte Gegenstrahlung und eine Erwärmung der Erdoberfläche verursachen, führen sie in der Stratosphäre und Mesosphäre zu einer erhöhten Strahlungskühlung. Nur etwa 12 Prozent des vom Erdboden emittierten Strahlungsflusses kann ungehindert ins All entweichen. Dies geschieht vor allem im „atmosphärischen Fenster“ bei einer Wellenlänge von ungefähr $10 \mu\text{m}$. Bemerkenswert ist der große Beitrag strahlungsfreier Prozesse zum globalen Energiehaushalt, der sich auf den Transport fühlbarer (oder sensibler) und latenter Wärme aufteilt (Abb. 3). Die Energieumsätze in der Atmosphäre sind daher nicht auf die Strahlungskomponenten zu reduzieren. Die latente Wärme, die direkt mit dem Wasserkreislauf zusammenhängt, spielt eine sehr große Rolle im Klimasystem.

Die genannten Strahlungsflussdichten lassen sich in Relation zum Strahlungsantrieb durch menschliche Aktivitäten setzen, der aktuell rund $2,3 \text{ W/m}^2$ beträgt [4]. Dabei versteht man unter Strahlungsantrieb im Wesentlichen die Netto-Änderung der Strahlungsflussdichte in Höhe der Tropopause, verursacht durch einen bestimmten Prozess wie eine Veränderung der Treibhausgaskonzentrationen oder der Solarkonstante.

Dynamik der Atmosphäre

Die bodennahe Dynamik der Erdatmosphäre ist im Wesentlichen geprägt durch die Passatwinde (Nordostpassat in der Nordhemisphäre und Südostpassat im

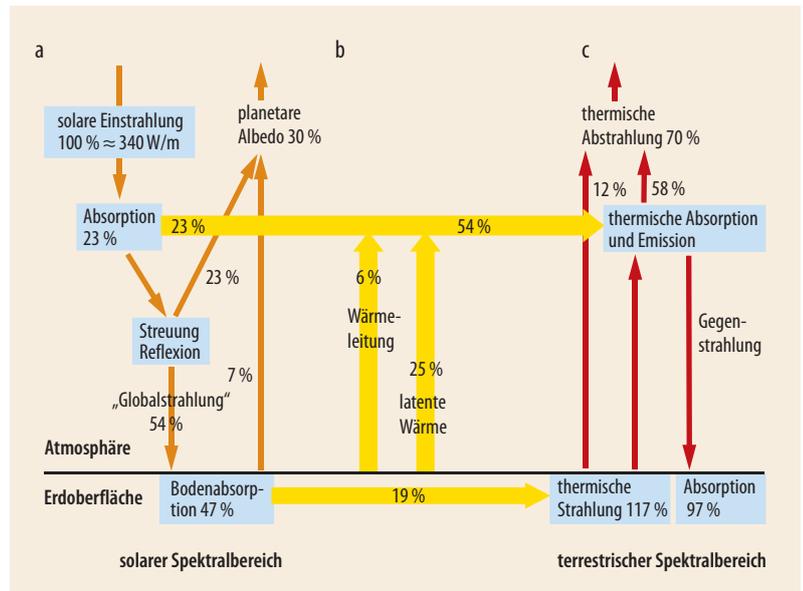


Abb. 3 Die Strahlungsflüsse und strahlungsfreien Energieflüsse im System Atmosphäre-Erdoberfläche besitzen eine solare (a) und eine terrestrisch-

thermische Komponente (b, c), die in erster Näherung in separaten Spektralbereichen ablaufen.

Süden) in tropischen und subtropischen Breiten sowie die Westwinddriftzonen in den mittleren Breiten beider Hemisphären.¹⁾ Die Passate sind als bodennaher Zweig der so genannten Hadley-Zirkulation zu verstehen, der durch aufsteigende Luft im Bereich der Innertropischen Konvergenzzone, einen polwärts gerichteten Zweig in der oberen Troposphäre sowie eine Absinkbewegung im subtropischen Hochdruckgürtel (Kalmenzonen) ergänzt wird (Abb. 4). Die physikalischen Ursachen der relativ stetigen Passatwinde waren über Jahrhunderte hinweg Gegenstand diverser Erklärungsansätze [5]. Frühe Ansätze, die von der Erhaltung des Translationsimpulses der bewegten Luftmassen ausgingen, erwiesen sich als falsch. Eine korrekte Beschreibung der Passate und verwandter dynamischer Phänomene muss auf der Drehimpulserhaltung basieren, da Luftmassen bei meridionaler Verschiebung in erster Näherung ihren Drehimpuls erhalten.

Die westlichen Winde der mittleren Breiten lassen sich qualitativ als „thermische“ Winde verstehen, die durch die Temperaturunterschiede zwischen den warmen Tropen und den kalten Polregionen zustande kommen. Das verdeutlicht folgendes vereinfachtes Bild: In den warmen Tropen fällt der Luftdruck nach oben hin langsamer ab als in kälteren Regionen. Dies ergibt sich unmittelbar aus der barometrischen Höhenformel (Gl. 1), da die Skalenhöhe proportional zur Temperatur ist (Gl. 2). Wenn man vereinfacht den gleichen Bodendruck bei allen geographischen Breiten annimmt, wachsen die Luftdruckunterschiede zwischen Tropen und Polregionen mit der Höhe an. Luftmassen werden zu den Polen hin beschleunigt und erfahren in beiden Hemisphären eine Coriolis-Ablenkung. Da in der Atmosphäre oberhalb einiger 100 Meter Höhe Reibungskräfte vernachlässigbar sind, ergibt sich ein Kräftegleichgewicht, wenn Druckgradientkraft und

1) Bei Angaben der Windrichtung ist darauf zu achten, dass Winde konventionsgemäß entsprechend der Himmelsrichtung benannt werden, aus der sie kommen.

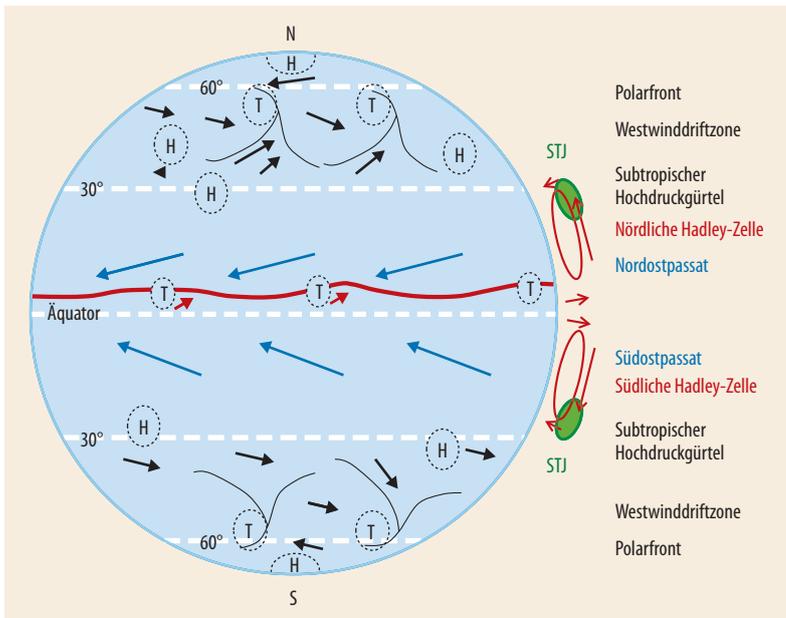


Abb. 4 Dieses Schema gibt einen Überblick über die bodennahen globalen Zirkulationssysteme, welche die Erdatmosphäre auf großen Skalen bestimm-

men. Im Bereich der Subtropenjets (STJ) können sehr hohe Windgeschwindigkeiten von über 100 m/s auftreten.

Coriolis-Kraft einander entgegengerichtet und betragsmäßig gleich groß sind. Dann ist die Rede von einem „geostrophischen Wind“. Dieser Zustand ist erreicht, wenn Winde aus westlicher Richtung wehen. Kontinentale Erhebungen verursachen Störungen dieser reinen Zonal-Strömung und erzeugen unter anderem planetare Wellen („Rossby-Wellen“), die in der realen Atmosphäre instabil werden und zu Tiefdruckgebieten führen. Auf der Südhemisphäre werden die troposphärischen Westwinde aufgrund der deutlich geringeren Landmasse bei mittleren Breiten (verglichen mit der Nordhemisphäre) weniger stark beeinflusst, was zu den deutlich größeren Windgeschwindigkeiten in den geographischen Breiten der „Roaring Forties“, „Furious Fifties“ und „Screaming Sixties“ beiträgt.

Interessante Teilaspekte der globalen atmosphärischen Zirkulationsmuster stellen die sehr schnellen „Subtropenjets“ (Abb. 4) dar, die an den polwärtigen Enden des oberen Zweigs der Hadley-Zellen entstehen. Diese Zonalwindmaxima kommen durch die Drehimpulserhaltung der Luftmassen zustande, die im oberen, polwärts gerichteten Zweig der Hadley-Zirkulation von niederen zu höheren Breiten transportiert werden.

Während die globalen Zirkulationsmuster in der Troposphäre – abgesehen von jahreszeitlichen meridionalen Verschiebungen der Innertropischen Konvergenzzone und der Hadley-Zirkulation – für alle Jahreszeiten im Wesentlichen konstant sind, kommt es in der Stratosphäre und Mesosphäre alle sechs Monate zu dramatischen Änderungen der Grundströmung. Die mittlere Atmosphäre ist charakterisiert durch Ostwinde auf der Sommerhemisphäre und Westwinde auf der jeweiligen Winterhemisphäre. Dadurch kehrt sich im Frühjahr und im Herbst die zonale Grundströmung um. In der mittleren Atmosphäre lässt sie sich quali-

tativ wiederum als thermischer Wind verstehen, der durch die Temperaturdifferenz zwischen dem warmen Sommerpol und dem kalten Winterpol angetrieben wird. Der Sommerpol ist bis in eine Höhe von rund 70 Kilometer wärmer als der Winterpol (Abb. 1a). In diesem Bild ergibt sich durch den Druckgradienten eine Kraft vom Sommerpol zum Winterpol, die zusammen mit der Coriolis-Ablenkung in beiden Hemisphären zu den beobachteten Ostwinden in der Sommerhemisphäre und Westwinden in der Winterhemisphäre führt. Bei Höhen über 70 Kilometer treten über dem Sommerpol niedrigere Temperaturen als über dem Winterpol auf. Die Ursachen dieses Phänomens beschreiben F.-J. Lübken, M. Dameris und M. Rapp detaillierter. Ihr Artikel in diesem Schwerpunkttheft behandelt den Klimawandel in der mittleren Atmosphäre, der in der öffentlichen Debatte um den Klimawandel meist vernachlässigt wird. Dabei ist er in vieler Hinsicht deutlich stärker ausgeprägt als in den bodennahen Luftschichten.

M. Wendisch und J. Curtius stellen die faszinierende Welt der Wolken und ihre Bedeutung für Atmosphäre und Klima vor. M. Riese und H. Oelhaf berichten über ein neuartiges Messverfahren zur bildgebenden Fernerkundung einer Vielzahl atmosphärischer Parameter im infraroten Spektralbereich. Die dreidimensionale Tomographie atmosphärischer Felder bietet enormes Potenzial. T. Warneke, Ch. Gerbig, L. Kutzbach und J. Notholt behandeln aktuelle Fragen zu Quellen und Senken von Treibhausgasen und beschließen diesen Einblick in zentrale Teilaspekte der aktuellen atmosphärischen Forschung.

Literatur

- [1] W. Roedel und T. Wagner, Physik unserer Umwelt, Die Atmosphäre, Springer, Heidelberg, 4. Aufl. (2011)
- [2] J. M. Picone et al., Geophys. Res. **107**(A12), 1468 (2002)
- [3] G. Kopp und J. L. Lean, Geophys. Res. Lett. **38**, L01706 (2011)
- [4] T. F. Stocker et al. (Hrsg.), Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge (2013), www.climatechange2013.org/report/full-report
- [5] A. O. Persson, History of Meteorology **3**, 17 (2006)

DIE AUTOREN

Ulrich Platt (FV Umweltphysik) studierte Physik in Heidelberg und arbeitete später am Forschungszentrum Jülich und am „Statewide Air Pollution Research Center“ der University of California, Riverside. Seit 1989 ist er Professor für Umweltphysik an der Universität Heidelberg.



Christian von Savigny (FV Umweltphysik) hat in Tübingen, Heidelberg und Toronto Physik und Atmosphärenwissenschaften studiert. Nach der Promotion in Toronto war er wissenschaftlicher Assistent und Akademischer Rat an der Universität Bremen. Seit 2012 ist er Professor für Umweltphysik an der Universität Greifswald und leitet seit 2016 den Fachverband Umweltphysik der DPG.