

Wandelbare Atmosphäre

Der Klimawandel verursacht große Veränderungen in der mittleren Atmosphäre.

Franz-Josef Lübken, Martin Dameris und Markus Rapp

Die Diskussion über den Klimawandel konzentriert sich meist auf unsere unmittelbare Umgebung, d. h. auf die Troposphäre als unterste Schicht der Atmosphäre. In den letzten Jahren hat sich jedoch gezeigt, dass anthropogene Aktivitäten auch die höher liegenden Schichten beeinflussen: Stratosphäre und Mesosphäre reagieren darauf deutlich stärker als die Troposphäre. Das zeigt sich in einigen fundamentalen Zusammenhängen von Trends in der mittleren Atmosphäre in Höhen von zehn bis hundert Kilometern.

Der Treibhauseffekt beruht darauf, dass die Anzahldichten von Gasen wie Wasserdampf (H_2O), Kohlendioxid (CO_2), Methan (CH_4) und Lachgas (N_2O) in der Troposphäre genügend groß sind. Diese im Infraroten aktiven Spurengase absorbieren z. B. vom Erdboden emittierte IR-Photonen größtenteils und re-emittieren sie wieder. Eine anthropogene Zunahme der Konzentrationen von Treibhausgasen, vor allem von CO_2 , führt damit zu einer Erwärmung der bodennahen Schichten von global etwa einem Grad in den letzten 120 Jahren, aber auch lokal zu einem Anstieg der Niederschläge, beispielsweise in Deutschland vor allem im Winter, sowie zu einer weltweiten Zunahme von Extremereignissen. Ein Teil der IR-Strahlung gelangt von der Troposphäre in obere Schichten („Strahlungstransfer“). Weil die Anzahldichten der Gase mit zunehmender Höhe exponentiell sinken, kann ein immer größerer Anteil der emittierten IR-Photonen die Erdatmosphäre verlassen, und die Atmosphäre kühlt ab („cooling to space“). Neben der IR-Strahlung beeinflussen viele weitere Prozesse die thermische Struktur der Atmosphäre.

Die Temperatur der Stratosphäre hängt wesentlich davon ab, dass hier die ultraviolette solare Strahlung durch Ozon absorbiert wird und die Atmosphäre aufheizt. Diese Aufheizung reicht grob von 30 bis 70 km Höhe und führt zum Temperaturmaximum bei etwa 50 km. In der mittleren Atmosphäre spielen aber auch dynamische Prozesse eine wichtige Rolle, was sich besonders deutlich in der oberen Mesosphäre in mittleren und polaren Breiten zeigt. Dort ist es im Sommer sehr viel kälter als im Winter. Tatsächlich sind die in diesem Höhenbereich gemessenen Temperaturen um bis zu 120 Grad niedriger, als es aufgrund eines strahlungsbestimmten Zustands zu erwarten wäre. Die obere Mesosphäre, in mittleren und hohen Breiten im

Gerd Baumgarten, IAP; Inset: Hans Schlegel, DLR-PA



Leuchtende Nachtwolken (Kühlungsborn, 82 km Höhe) können auf einen Klimawandel in der mittleren Atmosphäre

hinweisen. Auf der Oberfläche polarer Stratosphärenwolken (Inset, Finnland, 20 km Höhe) wird Ozon abgebaut.

Sommer bei ca. 90 km Höhe, ist mit rund 130 K die kälteste Region der gesamten Erdatmosphäre. Unter diesen Bedingungen können sich sogar Eisteilchen bilden („leuchtende Nachtwolken“, Abb. 1). Die niedrigen Temperaturen sind vor allem darauf zurückzuführen, dass Schwerewellen eine großräumige „residuelle“ Zirkulation induzieren, die in der Mesosphäre in mittleren und hohen Breiten im Sommer aus aufsteigenden Luftmassen besteht. Dies führt zu einer adiabatischen Abkühlung. Im Winter sorgen umgekehrt

KOMPAKT

- Anthropogene Aktivitäten beeinflussen neben der untersten Schicht der Atmosphäre, der Troposphäre, auch die darüberliegende Stratosphäre und Mesosphäre.
- Durch Zirkulation und Schwerewellen kommt es zu Rückkopplungen zwischen den Schichten, die sich z. B. auch auf die Entwicklung des Ozonlochs auswirken.
- Die Veränderungen in der mittleren Atmosphäre verlaufen nicht homogen, sondern hängen von der betrachteten Höhe und der geographischen Breite ab.
- Rätsel gibt die obere Mesosphäre auf: So ist zur Zeit unklar, ob leuchtende Nachtwolken auf anthropogene Aktivitäten zurückzuführen sind.

Prof. Dr. Franz-Josef Lübken, Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik, Schlossstraße 6, 18225 Kühlungsborn, Prof. Dr. Martin Dameris und Prof. Dr. Markus Rapp, DLR Oberpfaffenhofen, Münchner Str. 20, 82234 Weßling

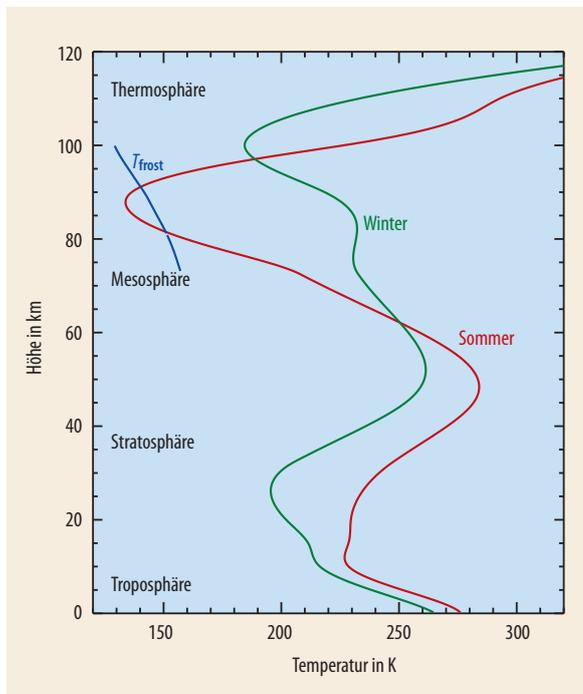


Abb. 1 Die thermische Struktur der Atmosphäre in hohen Breiten (70°N) variiert von Sommer (rot) zu Winter (grün). In der oberen Mesosphäre liegen die Temperaturen im Sommer unter dem Frostpunkt von Wasserdampf (blau).

die absinkenden Luftmassen für eine Erwärmung. Bei den Schwerewellen handelt es sich um großräumige periodische Schwingungen in der Atmosphäre, die z. B. bei der Überströmung eines Gebirges angeregt werden. Die Dichte in einem Luftpaket, das nach oben steigt, ist im Allgemeinen kleiner als die Dichte der Umgebung. Dies führt zu einer Rückstellkraft, deren Stärke proportional zur Auslenkung ist, ähnlich wie bei einer Feder. Es kommt zu Schwingungen des Luftpakets um die Gleichgewichtslage und zu Wellen mit periodischen Schwankungen von Dichte, Temperatur, Druck und Winden [1]. Diese Schwerewellen haben typische Periodendauern von Minuten bis Stunden und vertikale bzw. horizontale Wellenlängen von etwa 2 bis 30 km bzw. 10 bis 1000 km. Aufgrund der abnehmenden Luftdichte wachsen die Amplituden dieser Wellen mit der Höhe exponentiell an. Schließlich brechen sie in höheren Schichten und deponieren dort Impuls und Energie, was entscheidend zur residuellen Zirkulation beiträgt. Schwerewellen sind Gegenstand aktueller Forschung. Wichtige physikalische Prozesse sind nicht ausreichend verstanden, z. B. ihre Erzeugung, Ausbreitung, Filterung und Brechung. Auch die nichtlineare Wechselwirkung dieser Wellen mit dem atmosphärischen Hintergrund sowie mit Gezeiten der Atmosphäre bzw. mit großskaligen planetaren Wellen ist unklar. Eine wichtige Eigenschaft dieser Wellen ist es, weit entfernt liegende Höhenschichten miteinander koppeln zu können.

Wir konzentrieren uns in diesem Beitrag auf drei wichtige Aspekte zum Klimawandel in der mittleren Atmosphäre: auf die Ozonschicht, auf Temperaturtrends in der Mesosphäre und auf langfristige Variationen von Zirkulation und Wellen.

Ozongehalt der Stratosphäre

Aufgrund der erhöhten Strahlungskühlung durch Treibhausgase ging in der Stratosphäre die Temperatur deutlich zurück, z. B. in den letzten 35 Jahren in etwa 30 km Höhe um knapp 2 °C [2]. Die Abkühlung beeinflusst direkt chemische Reaktionen in der Stratosphäre, verändert signifikant den Transport von Spurengasen und Aerosolen und hat unmittelbare Konsequenzen für die Dicke der Ozonschicht. Die höchsten Ozonkonzentrationen treten in der Stratosphäre in Höhen zwischen etwa 15 und 30 km auf. Zukünftige Anstiege der Treibhauskonzentrationen werden dazu beitragen, dass sich die Stratosphäre im Mittel weiter abkühlt.

Seit den 1980er-Jahren ist eine Zerstörung der Ozonschicht zu beobachten, verursacht durch die Emission von Fluorchlorkohlenwasserstoffen (FCKW) – besonders über der Antarktis im Frühjahr (Ozonloch). Die Vereinbarungen zum Schutz der Ozonschicht reglementieren die Produktion und den Gebrauch von Ozon-zerstörenden Substanzen seit 1987 streng. Als Folge geht der troposphärische FCKW-Gehalt seit der Jahrtausendwende stetig zurück. Daher sollte sich die Ozonschicht im globalen Mittel bis Mitte dieses Jahrhunderts wieder zurückbilden. Der Klimawandel führt allerdings dazu, dass sich der Ozongehalt in den nächsten Jahrzehnten regional sehr unterschiedlich entwickelt [3]. Für die polare Ozonschicht hat die Abkühlung der oberen bzw. unteren Stratosphäre entgegengesetzte Effekte [4]. Durch ihre voranschreitende Abkühlung wird sich beispielsweise in der mittleren und oberen Stratosphäre der Ozongehalt global und zu allen Jahreszeiten schneller erholen, als dies durch den Rückgang der FCKW allein zu erwarten ist. Denn die Ozon-abbauenden chemischen homogenen Reaktionen verlangsamen sich bei niedrigeren Temperaturen, sodass als Nettoeffekt das Ozon in den mittleren und oberen Schichten zunimmt. Hingegen führen in der polaren unteren Stratosphäre kältere Bedingungen zur verstärkten Bildung von polaren Stratosphärenwolken („polar stratospheric clouds“, PSC) in den Wintermonaten (Abb. auf S. 37). Heterogene chemische Reaktionen auf der Oberfläche von Teilchen dieser polaren Stratosphärenwolken initiieren den Ozonabbau, sodass sich die Ozonwerte in der unteren Stratosphäre im Frühling langsamer erholen. Die Effekte durch den Klimawandel in der polaren Stratosphäre heben sich also teilweise auf: Die Erholung des Ozonlochs sollte sich deshalb am langsamen Rückgang der FCKW orientieren. Ein vollständiges Schließen des Ozonlochs ist daher bis 2060 zu erwarten.

Temperaturtrends in der Mesosphäre

Für die globale Strahlungsbilanz der Mesosphäre spielen die Strahlungskühlung durch Kohlendioxid (CO₂) und die Aufheizung durch Absorption solarer Strahlung durch Ozon (O₃) und molekularen Sauerstoff (O₂) die größte Rolle. Während der Anstieg von CO₂ zu

mehr Kühlung führt, kommt es durch den Abbau von O_3 zu weniger Heizung, sodass global ein Abkühlen der Mesosphäre zu erwarten ist. Wir konzentrieren uns auf Temperaturtrends in der Mesosphäre in mittleren und hohen Breiten in der Sommersaison. Hier ist die natürliche Variabilität verhältnismäßig klein, was auf die jahreszeitliche Variation der Anregung und Ausbreitung von Schwerewellen zurückzuführen ist. Leider gibt es keine langfristigen direkten Temperaturmessungen in der Mesosphäre, denn übliche experimentelle Techniken versagen hier. Es gibt aber indirekte Hinweise auf eine solche Abkühlung, nämlich ein Absinken der Reflexionshöhe von Radiowellen in ca. 82 km Höhe seit dem Beginn der Messungen Ende der 1950er-Jahre [6]. Diese Reflexionshöhe ist näherungsweise gegeben durch eine bestimmte Elektronendichte (ca. 450 cm^{-3}), die aufgrund der Erzeugung von Elektronen durch solare Strahlung bei einem bestimmten Druck (ca. 2,6 Pa) und damit in einer bestimmten Höhe (ca. 82 km) zu finden ist. Die Reflexionshöhe sinkt um insgesamt 600 m ab, wenn sich die Atmosphäre darunter abkühlt und kontrahiert, sodass das Druckniveau absinkt. Dieser Trend war bis in die 1990er-Jahre größer (-251 m/Dekade) als danach (-60 m/Dekade).

Modellrechnungen bestätigen, dass der Anstieg von CO_2 in der gesamten Mesosphäre zu einer Abkühlung führt. Dies gilt jedoch nicht für die sehr kalte obere Mesosphäre im Sommer in mittleren und polaren Breiten, wo ein CO_2 -Anstieg aufgrund verstärkter Absorption von IR-Strahlung aus niedrigeren Höhen zu einem Temperaturanstieg führt. Die überwiegende Abkühlung der Mesosphäre durch einen CO_2 -Anstieg ist allerdings quantitativ zu klein, um das Absinken der Reflexionshöhen zu erklären. Dazu ist es erforderlich, den Einfluss langfristiger Variationen von stratosphä-

rischem Ozon auf Temperaturtrends in der Mesosphäre zu berücksichtigen [5]. Eine Abnahme von O_3 in der Stratosphäre verringert die Aufheizung, weil weniger solare Strahlung absorbiert wird. Aus den niedrigeren Temperaturen folgt aufgrund des Stefan-Boltzmann-Gesetzes eine geringere Emission von IR-Strahlung. Die so reduzierte Strahlungsheizung in der Mesosphäre macht etwa ein Drittel des negativen Temperaturtrends aus (Abb. 2). Genauere Betrachtungen erfordern es, den Strahlungstransfer vollständig zu berücksichtigen, einschließlich der Emission und Absorption aller beteiligten Gase in allen Atmosphärenschichten [1]. Dabei sind unter anderem temperatur- und druckabhängige spektrale Linienformen sowie saisonale und höhenabhängige Schwankungen der Anzahldichten von Spurengasen wichtig. Hinzu kommt, dass aufgrund der abnehmenden Stoßfrequenz zwischen den Molekülen in der oberen Mesosphäre kein lokales thermodynamisches Gleichgewicht mehr vorliegt: Die Verhältnisse der Besetzungszahlen in den Anregungsniveaus aller beteiligten Moleküle gilt es zu berechnen.

In den letzten 40 bis 50 Jahren ist in der nördlichen Hemisphäre der Temperaturtrend in der Mesosphäre mit bis zu $-1,8 \text{ K/Dekade}$ betragsmäßig stärker als in der Stratosphäre ($-0,5 \text{ K/Dekade}$) und Troposphäre ($+0,3 \text{ K/Dekade}$; Abb. 2). Die Einflüsse von CO_2 und O_3 führen dazu, dass der Temperaturtrend zeitlich nicht monoton verläuft, sondern vom betrachteten Zeitraum abhängt. In den letzten Jahrzehnten hat die Stärke des Trends in der Mesosphäre abgenommen – im Einklang mit den Änderungen der Reflexionshöhen.

Aufgrund der extrem niedrigen Temperaturen bilden sich im Sommer in der oberen Mesosphäre Eisteilchen, die als „leuchtende Nachtwolken“ („noctilucent clouds“, NLC) bekannt sind und seit fast 130 Jahren beobachtet werden. Aus Satellitenmessungen dieser

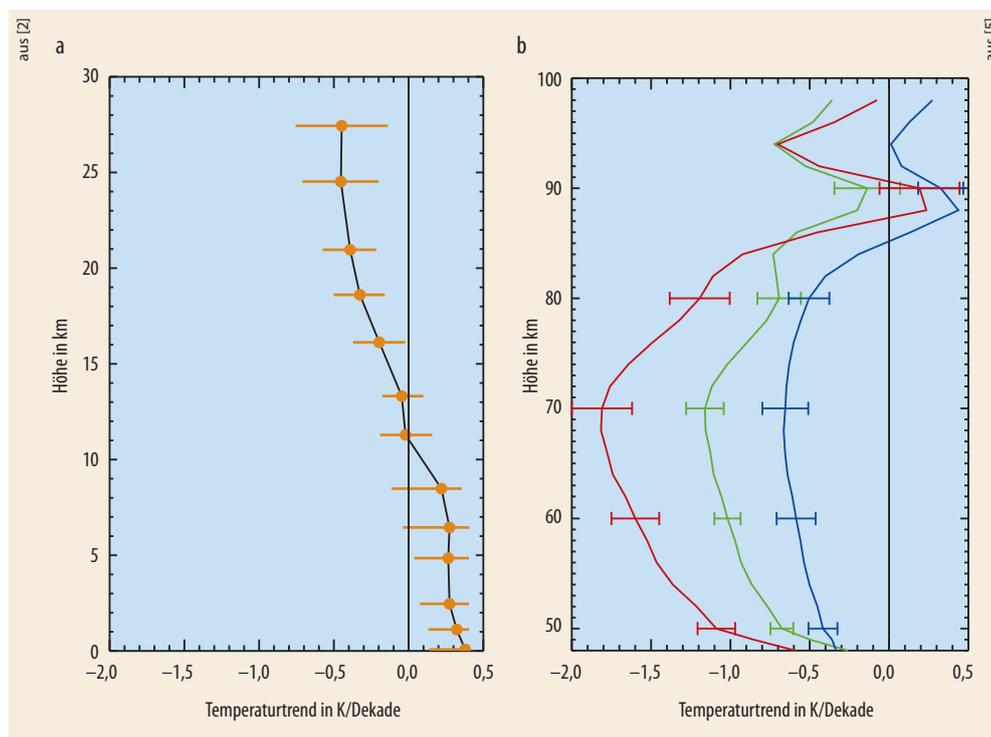


Abb. 2 In der Tropo- und Stratosphäre gibt es im Breitenbereich von 30°N bis 90°N Messungen von Temperaturtrends im Jahresmittel für die Jahre von 1979 bis 2007 (a). Aufgrund des Anstiegs von CO_2 (b, grün) und des Abbaus von stratosphärischem Ozon (blau) kühlt die Mesosphäre im Sommer in Modellrechnungen ab (rot). Dieser Trend bezieht sich im Breitenbereich von 45°N bis 55°N auf den Zeitraum von 1961 bis 2009.

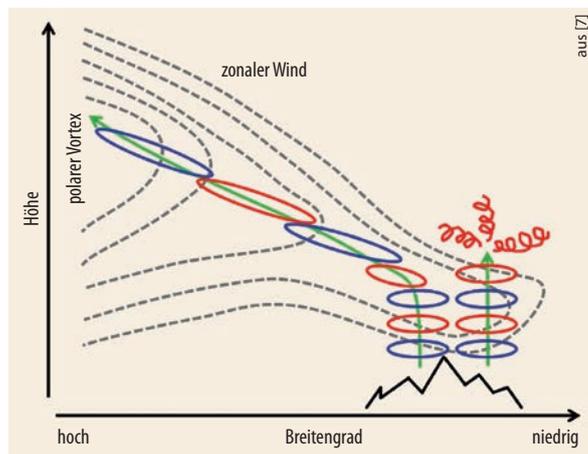


Abb. 3 In einem Windfeld breiten sich Schwerewellen vertikal und horizontal aus. Dabei entstehen Regionen mit positiven (rot) und negativen (blau) Temperaturstörungen entlang der Isolinien des zonalen Windes (grau).

Wolken schließen einige Wissenschaftler darauf, dass die Häufigkeit und Helligkeit dieser Wolken zugenommen hat und dass die Abkühlung der Mesosphäre dafür verantwortlich sei. Doch Modellrechnungen zeigen, dass gerade in der oberen Mesosphäre der Temperaturtrend sein Vorzeichen ändert (Abb. 2), womit der Zusammenhang zwischen Nachtwolken und Trends schwer zu ermitteln ist. Hinzu kommt, dass ein Anstieg von Wasserdampf ebenfalls zu diesen Wolken führen könnte. Diese Fragen sind noch Gegenstand aktueller Forschung.

Dynamische Kopplung

Die beobachteten großen Temperaturtrends in der Strato- und vor allem in der Mesosphäre sind gute Indikatoren für den anthropogenen Klimawandel. Die Schichten der Atmosphäre sind in der Vertikalen und Horizontalen miteinander gekoppelt, was zu wechselseitigen Abhängigkeiten von mittlerer Atmosphäre und Troposphäre führt. Vermittelt wird diese Kopplung vor allem durch atmosphärische Wellen wie Rossby-Wellen und Schwerewellen. Rossby-Wellen sind planetare, also sehr großskalige Wellen, bei denen die Breitenvariation der Coriolis-Kraft als Rückstellkraft dient. Ein Beispiel sind die Wettersysteme in mittleren Breiten. Diese Wellen können Impuls und Energie des Strömungsfeldes vertikal und horizontal über weite Strecken transportieren und dabei mit der atmosphärischen Hintergrundströmung interagieren. So werden z. B. Schwerewellen in der Troposphäre durch die Überströmung von Orographie, durch Konvektion oder durch Instabilitäten der Strahlströme bei eng begrenzten Regionen mit hohen, zonalen Windgeschwindigkeiten angeregt. Teilweise können sie bis in Höhen der oberen Mesosphäre und darüber propagieren. Dort erreichen sie aufgrund der Dichteabnahme mit der Höhe sehr große Amplituden, brechen und deponieren dabei ihren Impuls [1]. Dieser nach oben gerichtete Impulstransport sorgt gerade in der polaren Sommer-

mesosphäre für eine dramatische Veränderung des Temperatur- und Windfeldes: Hier werden Winde, die in einer hypothetisch nur von Strahlung beeinflussten Atmosphäre nach Westen gerichtet wären, in die entgegengesetzte Richtung beschleunigt, sodass sich in der oberen Mesosphäre und unteren Thermosphäre der Zonalwind umkehrt. Diese Beschleunigung des Zonalwindes muss durch eine zusätzliche vom Sommerpol zum Winterpol gerichtete Windkomponente ausgeglichen werden und induziert damit eine hemisphärenübergreifende Zirkulationszelle in einer Höhe von 80 bis 90 km. Diese „residuelle Zirkulation“ führt im Sommer zu der bereits erwähnten extrem kalten oberen Mesosphäre [1].

Schwerewellen verändern also durch ihre Wechselwirkung mit der Hintergrundströmung sowohl das Wind- als auch das Temperaturfeld der mittleren Atmosphäre. Dadurch ändern sich die Bedingungen für die Entstehung und Ausbreitung großskaliger Wellen wie Rossby-Wellen, was die Zirkulationsmuster verschiebt und somit das Wetter und regionale Klimaänderungen in der Troposphäre beeinflusst [8]. Aufgrund der nach unten gerichteten Kopplung ist es erforderlich, Schwerewellen auch in Modellen der numerischen Wetter- und Klimaprognose adäquat zu beschreiben. Dies ist wegen der Komplexität der involvierten Prozesse sowie des großen Skalenbereiches, den die Wellen abdecken, eine große und bisher nicht zufriedenstellend gelöste Herausforderung. Insbesondere der sehr große Skalenbereich der Wellen von einigen wenigen Kilometern bis zu einigen tausend Kilometern bedingt, dass ein Teil dieser Wellen in den entsprechenden Modellen zu parametrisieren ist. Heute existierende Parametrisierungen sind allerdings sehr einfach und können wichtige Phänomene wie die horizontale Ausbreitung der Wellen in einem Windfeld (Abb. 3) oder deren Zeitabhängigkeit nicht adäquat beschreiben. Dies führt z. B. in Klimasimulationen zu Unsicherheiten: Es ist unklar, ob die für ein heutiges Klima angepasste Parametrisierung auch in einem veränderten Klima immer noch die Wellen und ihre Wirkung auf die Atmosphäre realitätsnah beschreibt [9]. Die wenigen verfügbaren langen Zeitreihen von Schwerewellenmessungen zeigen genau wie Temperaturen und Winde langzeitliche Veränderungen [10]. Entsprechend gibt es derzeit große experimentelle und theoretische Anstrengungen, um deutlich physikalischere Parametrisierungen zu entwickeln.

Langfristige Variationen

Als Folge des Konzentrationsanstiegs von Treibhausgasen kommt es in der mittleren Atmosphäre in der Regel zu einer Abkühlung außer in der oberen Mesosphäre im Sommer in mittleren und polaren Breiten. Diese Abkühlung ist deutlich stärker als die entsprechende Erwärmung in der Troposphäre. Dies wirkt sich unmittelbar auf die Strato- und Mesosphäre aus, z. B. auf die Ozonschicht. Aufgrund von Rückkopp-

lungsprozessen beeinflussen diese Trends auch die Troposphäre. Langfristige Variationen der thermischen und dynamischen Struktur sowie der Zusammensetzung der mittleren Atmosphäre verlaufen allerdings nicht homogen, sondern hängen z. B. von der Höhe, von der geographischen Breite und vom gewählten Zeitraum ab.

Eine Reihe weiterer wichtiger Aspekte wie Turbulenz oder chemische Effekte in der Mesosphäre haben wir nicht besprochen. Gleiches gilt für die Auswirkung kurz- und langfristiger Variationen der solaren Aktivität auf die Atmosphäre in zunehmender Höhe. Die involvierten physikalischen Prozesse werden derzeit in internationalen und nationalen Projekten weiter erforscht, z. B. im BMBF-Forschungsprogramm ROMIC (Role of the middle atmosphere in climate) oder in der DFG-Forschergruppe MS-GWaves (Multiscale dynamics of gravity waves).

*

Franz-Josef Lübken bedankt sich bei Dr. Uwe Berger für dessen Beitrag zu Trends in der Mesosphäre.

Literatur

- [1] D. G. Andrews, J. R. Holton und C. B. Leovy, Middle Atmosphere Dynamics, Academic Press, San Diego (1987)
- [2] W. J. Randel et al., JGR-Atmospheres **114**, 2156 (2009)
- [3] World Meteorological Organization (WMO), Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2014, <http://bit.ly/2rct7U2>
- [4] M. Dameris, Angew. Chem. **122**, 8268 (2010)

- [5] F.-J. Lübken et al., JGR-Atmospheres **118**, 13347 (2013)
- [6] D. H. W. Peters et al., J. Atmos. Sol.-Terr. Phys. (2017), DOI: 10.1016/j.jastp.2017.04.007
- [7] B. Ehard et al., JGR-Atmospheres **122**, 1423 (2017)
- [8] J. Kidston et al., Nat. Geosci. **8**, 433 (2015)
- [9] T. G. Shepherd, Nat. Geosci. **7**, 703 (2014)
- [10] P. Hoffmann et al., JGR-Atmospheres **116** (2011), DOI: 10.1029/2011JD015717

DIE AUTOREN

Franz-Josef Lübken studierte und promovierte an der Universität Bonn im Fach Physik. Von 1994 bis 1999 war er Professor an der Universität Rostock. Seit 1999 ist er Direktor des Leibniz-Instituts für Atmosphärenphysik in Kühlungsborn.

Martin Dameris studierte und promovierte an der Universität zu Köln in den Fächern Geophysik und Meteorologie. Seit 1991 ist er wissenschaftlicher Mitarbeiter am Institut für Physik der Atmosphäre des DLR in Oberpfaffenhofen und Apl. Professor an der LMU München.

Markus Rapp (FV Extraterrestrische Physik, Umweltphysik) studierte und promovierte an der Universität Bonn im Fach Physik. Seit 2012 ist er Direktor des DLR-Instituts für Physik der Atmosphäre in Oberpfaffenhofen und Professor für Atmosphärenphysik an der LMU München.

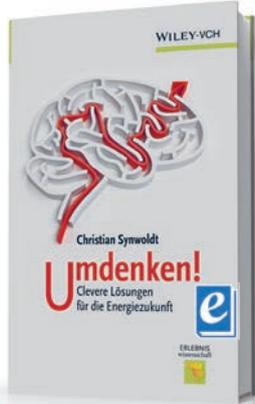




Neugierig?

Sachbücher von WILEY-VCH

Jetzt auch als E-Books unter:
www.wiley-vch.de/ebooks



CHRISTIAN SYNWOLDT
Umdenken
 Clevere Lösungen für die Energiezukunft
 ISBN: 978-3-527-33392-9
 September 2013 250 S. mit 58 Abb.
 Gebunden € 24,90

Natürliche Ressourcen für die Energiegewinnung werden knapp – wir wissen das. Doch was tun? Sind neue Technologien und Energieeffizienz der Königsweg zu einer nachhaltigen Energieversorgung? Können Kohlekraftwerke der nächsten Generation klimaneutral arbeiten? Ist Photovoltaik der Heilige Gral der Stromerzeugung? Oft gibt es auf diese Fragen nur einseitige, interessengeleitete Antworten.

Christian Synwoldt zeigt in seinem Buch Hintergründe und Details, die in der Diskussion um eine nachhaltige Energieversorgung regelmäßig unter den Tisch fallen und stellt dabei bequeme Standpunkte in Frage.

Wiley-VCH • Postfach 10 11 61
 D-69451 Weinheim

Tel. +49 (0) 62 01-606-400
 Fax +49 (0) 62 01-606-184
 E-Mail: service@wiley-vch.de

WILEY-VCH

www.wiley-vch.de/sachbuch

Irrtum und Preisänderungen vorbehalten. Stand der Daten: August 2013

58664101308_bu