



Markus Hauck
Christoph Leuschner
Jürgen Homeier

Klimawandel und Vegetation

Eine globale Übersicht



Springer Spektrum

Klimawandel und Vegetation – Eine globale Übersicht

Markus Hauck
Christoph Leuschner
Jürgen Homeier

Klimawandel und Vegetation – Eine globale Übersicht

Markus Hauck
Angewandte Vegetationsökologie Fakultät
für Umwelt und Natürliche Ressourcen
Albert-Ludwigs-Universität Freiburg
Freiburg, Deutschland

Christoph Leuschner
Ökologie und Ökosystemforschung
Albrecht-von-Haller-Institut für
Pflanzenwissenschaften
Georg-August-Universität Göttingen
Göttingen, Deutschland

Jürgen Homeier
Ökologie und Ökosystemforschung
Albrecht-von-Haller-Institut für
Pflanzenwissenschaften
Georg-August-Universität Göttingen
Göttingen, Deutschland

ISBN 978-3-662-59790-3 ISBN 978-3-662-59791-0 (eBook)
<https://doi.org/10.1007/978-3-662-59791-0>

Die Deutsche Nationalbibliothek verzeichnet diese Publikation in der Deutschen Nationalbibliografie; detaillierte bibliografische Daten sind im Internet über <http://dnb.d-nb.de> abrufbar.

Springer Spektrum

© Springer-Verlag GmbH Deutschland, ein Teil von Springer Nature 2019

Das Werk einschließlich aller seiner Teile ist urheberrechtlich geschützt. Jede Verwertung, die nicht ausdrücklich vom Urheberrechtsgesetz zugelassen ist, bedarf der vorherigen Zustimmung des Verlags. Das gilt insbesondere für Vervielfältigungen, Bearbeitungen, Übersetzungen, Mikroverfilmungen und die Einspeicherung und Verarbeitung in elektronischen Systemen.

Die Wiedergabe von allgemein beschreibenden Bezeichnungen, Marken, Unternehmensnamen etc. in diesem Werk bedeutet nicht, dass diese frei durch jedermann benutzt werden dürfen. Die Berechtigung zur Benutzung unterliegt, auch ohne gesonderten Hinweis hierzu, den Regeln des Markenrechts. Die Rechte des jeweiligen Zeicheninhabers sind zu beachten.

Der Verlag, die Autoren und die Herausgeber gehen davon aus, dass die Angaben und Informationen in diesem Werk zum Zeitpunkt der Veröffentlichung vollständig und korrekt sind. Weder der Verlag, noch die Autoren oder die Herausgeber übernehmen, ausdrücklich oder implizit, Gewähr für den Inhalt des Werkes, etwaige Fehler oder Äußerungen. Der Verlag bleibt im Hinblick auf geografische Zuordnungen und Gebietsbezeichnungen in veröffentlichten Karten und Institutionsadressen neutral.

Planung: Sarah Koch

Springer Spektrum ist ein Imprint der eingetragenen Gesellschaft Springer-Verlag GmbH, DE und ist ein Teil von Springer Nature.

Die Anschrift der Gesellschaft ist: Heidelberger Platz 3, 14197 Berlin, Germany

Vorwort

Die Ökosysteme der Erde sind heute zahlreichen anthropogenen Einflüssen ausgesetzt. Von zunehmender Bedeutung sind dabei im globalen Maßstab ansteigende Temperaturen. Seit dem Ende der Kleinen Eiszeit in der Mitte des 19. Jahrhunderts hat sich das Klima auf der Erde, ausgehend von einem für das Holozän besonders niedrigen Niveau, deutlich erwärmt. Seit den 70er-Jahren des 20. Jahrhunderts hat sich der Temperaturanstieg global beschleunigt. Temperaturrekorde für die Zeit seit dem 19. Jahrhundert, aus der in ausreichender Zahl direkte Messungen vorliegen, traten mehrheitlich im 21. Jahrhundert auf.

Die Klimaerwärmung übt einen großen Einfluss auf den Wasserkreislauf auf der Erde aus, indem sie die Höhe und die Verteilung des Niederschlags modifiziert und die Wasseraufnahmefähigkeit der Atmosphäre erhöht. In den Polargebieten und Gebirgen verändert sie zudem die Kryosphäre. Gletscher und Eisschilde auf dem Land sowie das Meereis im Nord- und Südpolarmeer nehmen ab. Permafrostböden, die für den Wasser-, Kohlenstoff- und Nährstoffhaushalt in den polaren und borealen Breiten und den Hochgebirgen von Bedeutung sind, tauen im Sommer stärker als früher oberflächlich an und gehen in ihrer räumlichen Ausdehnung zurück.

Anthropogene Treibhausgase, allen voran Kohlendioxid (CO_2), haben einen Anteil an dieser Erwärmung, sind aber keineswegs die einzige treibende Kraft für die rezente Klimavariabilität auf der Erde. Seit Beginn der Industrialisierung ist die atmosphärische CO_2 -Konzentration um fast 50 % angestiegen. Hauptsächlich hat die Verbrennung fossiler Energieträger, also von Biomasse, die über Hunderte Millionen von Jahren dem Kohlenstoffkreislauf durch Festlegung in Sedimenten entzogen war, diesen Anstieg der atmosphärischen CO_2 -Konzentration herbeigeführt. Zusätzlich zur Verbrennung fossiler Energieträger ist CO_2 vom Menschen durch Landnutzungsänderungen und in geringerem Maße auch durch die Zementproduktion in die Atmosphäre freigesetzt worden. Der enorme Anstieg der atmosphärischen CO_2 -Konzentration geschah in einem – aus der erdgeschichtlichen Perspektive betrachtet – sehr kurzen Zeitraum von etwa 250 Jahren, wobei sich der Anstieg seit Mitte des 20. Jahrhunderts stark beschleunigt hat.

Ökosysteme können als Kohlenstoffsenken einen Teil der CO_2 -Emissionen in der Biomasse und im Boden festlegen. Dadurch sind sie im Rahmen der Klimawandelforschung nicht nur als betroffene biologische Systeme interessant, sondern auch im Hinblick auf Rückkopplungseffekte beim Anstieg der atmosphärischen CO_2 -Konzentration und der daraus resultierenden Erwärmung. Temperatur und Wasserverfügbarkeit sind in den meisten terrestrischen Ökosystemen die wichtigsten die pflanzliche Produktion begrenzenden Umweltfaktoren. Beide zeigen Auswirkungen auf die Verfügbarkeit von Nährstoffen, einem weiteren maßgeblichen Faktor für die Verbreitung und Produktivität von Pflanzenarten.

Dieses Buch will einen Überblick über die Auswirkungen des Klimawandels auf die terrestrische Vegetation der Erde geben. Dabei werden bekannte Effekte in den

Großlebensräumen der Erde von den Polen bis in die Tropen betrachtet. Einleitende Abschnitte über die grundlegenden Charakteristika der Vegetation und die wesentlichen limitierenden Standortfaktoren in den wichtigsten Biomen sollen dem Leser das Verständnis der im Anschluss betrachteten Klimawandeleffekte erleichtern.

Den Schwerpunkt unserer Analyse bilden die bereits zu beobachtenden Effekte des Klimawandels und nicht Projektionen in die Zukunft einer wärmeren Welt. Das Buch stellt also eine Bestandesaufnahme dar, welche bekannten Effekte der globale Klimawandel bereits heute auf die Vegetation der Erde ausübt. Empirische Daten zu Veränderungen in der Zusammensetzung, Vitalität und Produktivität der Vegetation bilden die Grundlage dieses Zustandsberichts, der durch die Ergebnisse von Experimenten ergänzt wird, um Kausalitäten besser aufzeigen zu können.

Der Zielsetzung des Buches entsprechend verzichten wir bewusst auf die Präsentation von Modellen, die die künftige Entwicklung der Vegetation auf der Grundlage unterschiedlicher Klimaprojektionen vorherzusagen versuchen. Einige Modellrechnungen zur Quantifizierung bereits eingetretener Veränderungen von Klima und Vegetation wurden hingegen im Buch berücksichtigt. Nur in wenigen Einzelfällen wird der Blick in die mögliche Zukunft gewagt, wo dies zum Gesamtverständnis sinnvoll erscheint.

Durch die weitgehende Beschränkung auf empirische Daten zum bereits nachweisbaren Klimawandel und zu bereits beobachtbaren Effekten auf die Vegetation, die mit Gewissheit oder hoher Wahrscheinlichkeit auf den Klimawandel zurückgeführt werden können, versuchen wir, eine nüchterne Bilanz der bereits feststellbaren Veränderungen vorzulegen. Diese Bilanz vermeidet damit die Unwägbarkeiten der zukünftigen Entwicklungen des Klimas. In unseren Augen sind die bereits zum gegenwärtigen Zeitpunkt nachweisbaren Veränderungen so umfassend, dass eine intensive Beschäftigung von Wissenschaft und Politik mit dieser Thematik dringend geboten erscheint.

Das Klima und dessen Wandel ist natürlich nicht der einzige Faktor, der auf die Vegetation der Erde wirkt. Manch andere Faktoren sind mittelbar vom Klima abhängig, andere sind es nicht. Besonders in den dicht und lange vom Menschen besiedelten Klimazonen spielen neben dem Klimawandel Veränderungen und Intensivierungen in der Landnutzung, die Eutrophierung von Lebensräumen durch die Deposition von reduzierten und oxidierten Stickstoffverbindungen sowie der Eintrag von Luftschadstoffen eine herausragende Rolle für die Vegetation. Diese Faktoren werden daher, wo dies geboten erscheint, in den jeweiligen Biomen in knapper Form mit dargestellt.

Die einzelnen Biome der Erde werden im Buch in unterschiedlicher Ausführlichkeit behandelt. Dafür gibt es zweierlei Gründe: Zum einen unterscheiden sich das Ausmaß der Klimaerwärmung und die Effekte auf die Vegetation zwischen den Klimazonen. Besonders starke Auswirkungen wurden bislang in der Arktis, in der Westantarktis, im borealen Nadelwaldgebiet sowie in Teilen des mediterranen Bioms und der subtropischen Savannen- und Trockenwaldgebiete festgestellt. Zum anderen unterscheidet sich der Kenntnisstand erheblich zwischen den einzelnen Klimazonen. Die weitaus umfangreichste geobotanische und pflanzenökologische Literatur existiert zu den mit Wäldern bestandenen Teilen der temperaten Zone. Es musste hier in der Darstellung

also weitaus stärker komprimiert werden als in manch weniger gut bearbeitetem Biom. Unter den Regionen mit besonders raschem Temperaturanstieg sind die Polargebiete und die boreale Zone in der Literatur stärker repräsentiert als die Subtropen.

In den Kapiteln zu den Biomen betrachten wir im Kern die zonale natürliche Vegetation. Moore und Hochgebirge sind in diese Kapitel integriert. Die übrige azonale und extrazonale Vegetation wird dagegen nur in Einzelfällen kurz gestreift. Gleiches gilt für landwirtschaftliche Nutzflächen, die ebenso Veränderungen durch den Klimawandel ausgesetzt sind.

Die Kapitel über physiologische Anpassung und Migration als Antwort auf den Klimawandel (► Kap. 2) sowie über die temperate Waldzone (► Kap. 5) wurden von Christoph Leuschner verfasst, das Kapitel über die tropischen Wälder (► Kap. 10) von Jürgen Homeier. Alle übrigen Kapitel sowie die Konzeption des Buchprojekts gehen auf den Erstautor zurück.

Andreas Christen (Freiburg) danken wir für die gründliche Durchsicht des einleitenden Kapitels zu den Grundlagen des Klimawandels (► Kap. 1). Choimaa Dulamsuren (Freiburg/Göttingen) gab wertvolle Anmerkungen zu verschiedenen Teilen des Manuskripts. Astrid Röben (Göttingen) und Bernd Raufeisen (Göttingen) verdanken wir umfangreiche Hilfen bei der Erstellung der Abbildungen. Germar Csapek (Freiburg) danken wir für die Unterstützung beim abschließenden Korrekturlesen. Andreas Rigling (Birmensdorf, Schweiz) und George Matusick (Murdoch, Australien) halfen uns durch die Zurverfügungstellung von Abbildungsvorlagen.

Markus Hauck

Christoph Leuschner

Jürgen Homeier

Freiburg und Göttingen

im Juni 2019

Inhaltsverzeichnis

1	Globaler Klimawandel: die Grundlagen	1
1.1	Physik des Treibhauseffekts	2
1.2	Anthropogener Treibhauseffekt	3
1.3	Räumliche Verteilung von Treibhausgasen und globaler Charakter des Treibhauseffektes	7
1.4	Kohlenstoffsinken	9
1.5	Globale und regionale Trends des Klimawandels	12
1.5.1	Temperatur	12
1.5.2	Wasserkreislauf	16
1.5.3	Permafrost	17
1.6	Atmosphärische Zirkulation und ihre Beeinflussung durch die Klimaerwärmung	19
1.6.1	Grundlagen und Einfluss der Klimaerwärmung auf Extremwetterlagen	19
1.6.2	Telekonnektionen	21
1.7	Klimaprojektionen	22
1.8	Die Klimaerwärmung als Teil des globalen Wandels	23
1.9	Natürliche Klimaschwankungen	24
1.9.1	Natürliche Einflussfaktoren auf das Klima	24
1.9.2	Klimavariabilität im Holozän	26
	Literatur	27
2	Physiologische Anpassung und Migration als Antworten auf den Klimawandel	37
2.1	Physiologische Anpassung	38
2.2	Migration	38
	Literatur	40
3	Tundren und polare Wüsten	43
3.1	Abgrenzung und Charakterisierung der Tundren gegenüber den polaren Wüsten	44
3.2	Limitierung durch Klimafaktoren und Nährstoffmangel	48
3.2.1	Kälte-limitierung	48
3.2.2	Nährstoffversorgung	49
3.3	Erwärmung der Polarregionen	50
3.3.1	Arktis	51
3.3.2	Antarktis	64
3.4	Degradation des Permafrosts	71
3.4.1	Arktis	71
3.4.2	Antarktis	72
3.5	Auswirkungen des Klimawandels auf den Nährstoffhaushalt	73
3.6	Veränderungen in der Vegetation	75
3.6.1	Arktis	75
3.6.2	Antarktis	84

3.7	Produktivität und Kohlenstoffvorräte	89
3.7.1	Kohlenstoffvorräte und Netto-CO ₂ -Austausch	89
3.7.2	Produktivität: Greening- und Browning-Trends	93
3.7.3	Ökosystematmung und Methanfreisetzung	95
3.7.4	Senkenfunktion des Nordpolarmeeres	97
	Literatur	98
4	Boreale Wälder und Mooregebiete	117
4.1	Abgrenzung und Charakterisierung der Vegetation	119
4.2	Baumartenzusammensetzung borealer Wälder	119
4.2.1	Boreale Waldvegetation in Eurasien	119
4.2.2	Boreale Waldvegetation in Nordamerika	120
4.3	Limitierende Standortfaktoren für boreale Wälder	121
4.3.1	Temperatur und Nährstoffverfügbarkeit	121
4.3.2	Wasserhaushalt und Permafrost	123
4.4	Moore in der borealen Zone	123
4.5	Klimatrends in der borealen Zone	125
4.6	Einfluss des Klimawandels auf die Produktivität borealer Wälder	127
4.6.1	Gegenläufige Produktivitätstrends als Reaktion auf den Klimawandel	127
4.6.2	Regionale Trends im borealen Waldgebiet	131
4.7	Veränderungen in der Baumartenzusammensetzung	147
4.7.1	Veränderung der Dominanzverhältnisse und Areale borealer Baumarten	147
4.7.2	Einwanderung temperater Baumarten	150
4.8	Veränderungen in der Vegetation der Moore	151
4.9	Rückgang des Permafrosts	152
4.10	Veränderungen in der Waldbrandhäufigkeit und -intensität	153
4.11	Klimaabhängigkeit von Herbivoren	156
4.12	Effekte auf Produktivität und Kohlenstoffvorräte	158
4.12.1	Boreale Wälder	158
4.12.2	Moorgebiete	162
	Literatur	165
5	Temperate Waldzone	183
5.1	Abgrenzung und Charakterisierung der Vegetation	185
5.2	Limitierung durch Klimafaktoren und Nährstoffmangel	186
5.3	Klimatrends in der temperaten Waldzone	188
5.3.1	Änderungen des Temperaturregimes	188
5.3.2	Änderungen des Niederschlagsregimes	190
5.4	Rezente Veränderungen in der Phänologie	192
5.4.1	Früherer Aktivitätsbeginn	192
5.4.2	Spätere Herbstruhe und Verlängerung der Vegetationsperiode	196
5.4.3	Wärmere Winter und Rückgang der Schneebedeckung	198
5.4.4	Ökosystemare Konsequenzen von phänologischen Veränderungen	200

5.5	Klimabedingte Populationsveränderungen und Arealverschiebungen	201
5.5.1	Migration und Temperaturantwort	201
5.5.2	Arealerweiterung	202
5.5.3	Arealverlust	205
5.5.4	Höherwandern im Gebirge	206
5.5.5	Vegetationsveränderungen in der montanen und alpinen Stufe	208
5.5.6	Anstieg der Waldgrenze	210
5.5.7	Thermophilisierung der Waldvegetation außerhalb der Gebirge	211
5.5.8	Thermophilisierung gehölzfreier Lebensräume	212
5.6	Temperate Wälder im Klimawandel: Auswirkungen auf Produktivität und Vitalität	215
5.6.1	Multifaktorielle Kontrolle des Baumwachstums	215
5.6.2	Vitalitätsänderungen und Düngungseffekte	216
5.6.3	Baummortalität	219
5.6.4	Wandel in der Baumartenzusammensetzung und Effekte auf Ökosystemfunktionen	224
5.6.5	Anpassung temperater Bäume an den Klimawandel	224
	Literatur	226
6	Temperate Steppengrasländer	239
6.1	Abgrenzung und Verbreitung	240
6.2	Vegetation und Landnutzung	240
6.3	Klimatrends	241
6.4	Vegetationsveränderungen durch den Klimawandel	243
6.5	Kohlenstoffhaushalt	249
	Literatur	252
7	Mediterrane Gebiete	257
7.1	Räumliche und klimatische Abgrenzung	258
7.2	Flora und Vegetation	259
7.2.1	Pflanzliche Diversität und Entstehung der mediterranen Floren	259
7.2.2	Vegetationsformationen in den Teilgebieten des mediterranen Bioms	260
7.3	Limitierende Standortfaktoren	262
7.4	Klimatrends	263
7.5	Veränderungen in der Brandhäufigkeit und -intensität	265
7.6	Veränderungen in der Phänologie mediterraner Pflanzenarten	265
7.7	Effekte des Klimawandels auf die Verbreitung und Produktivität von Pflanzenarten	266
7.7.1	Wälder	266
7.7.2	Gebüsche	273
7.7.3	Hochgebirgsvegetation	274
	Literatur	277
8	Savannen und Trockenwälder	287
8.1	Begriffliche und räumliche Abgrenzung	288
8.2	Vegetationsformationen und naturräumliche Untergliederung	288
8.3	Klimatrends	289

8.4	Kenntnisstand zu Auswirkungen des Klimawandels auf die Vegetation	291
8.5	Verschiebungen in den Dominanzverhältnissen von Gehölzen und Gräsern durch die steigende atmosphärische CO₂-Konzentration	292
8.6	Baummortalität	293
8.6.1	Afrikanische Savannen und Trockenwälder	293
8.6.2	Arabische Halbinsel	300
8.6.3	Indien	300
8.6.4	Australien	301
8.6.5	Trockenwälder des südlichen Nordamerikas	302
8.6.6	Südamerikanische Savannen	303
	Literatur	303
9	Wüsten und Halbwüsten	309
9.1	Abgrenzung und Verbreitung	310
9.2	Vegetation	310
9.3	Klimatrends	311
9.4	Auswirkungen des Klimawandels auf die Vegetation	312
9.4.1	Phänologie	312
9.4.2	Physiologische Grenzen	313
9.4.3	Desertifikation	316
9.4.4	Ergrünungstrends	318
	Literatur	319
10	Tropische Wälder und Gebirge	323
10.1	Räumliche und klimatische Abgrenzung	324
10.2	Vegetation und naturräumliche Untergliederung	325
10.2.1	Floristische Diversität	325
10.2.2	Tropisches Tiefland	326
10.2.3	Tropische Gebirge	328
10.3	Klimatrends in den Tropen	329
10.3.1	El Niño und die Südliche Oszillation (ENSO)	329
10.3.2	Temperaturtrends	331
10.3.3	Veränderungen in der Niederschlagsmenge und -verteilung	333
10.4	Einfluss des Klimawandels auf die Vegetation	334
10.4.1	Tieflandwälder	335
10.4.2	Tropische Gebirge	344
10.4.3	Interaktionen des Klimawandels mit anderen anthropogenen Einflüssen	349
	Literatur	350
	Serviceteil	
	Stichwortverzeichnis	361



Globaler Klimawandel: die Grundlagen

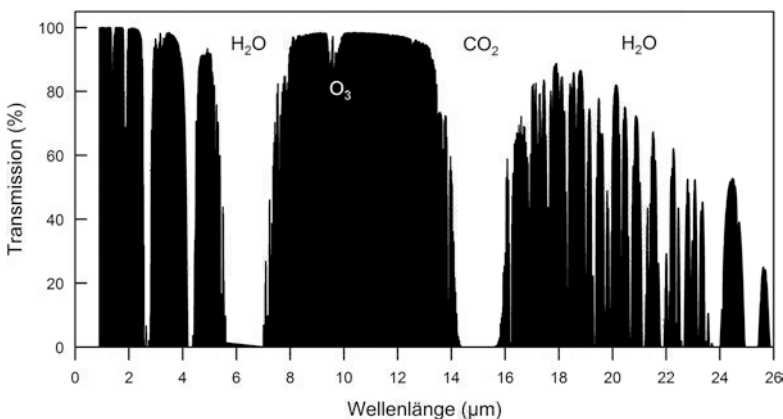
- 1.1 **Physik des Treibhauseffekts – 2**
- 1.2 **Anthropogener Treibhauseffekt – 3**
- 1.3 **Räumliche Verteilung von Treibhausgasen und globaler Charakter des Treibhauseffektes – 7**
- 1.4 **Kohlenstoffsinken – 9**
- 1.5 **Globale und regionale Trends des Klimawandels – 12**
 - 1.5.1 Temperatur – 12
 - 1.5.2 Wasserkreislauf – 16
 - 1.5.3 Permafrost – 17
- 1.6 **Atmosphärische Zirkulation und ihre Beeinflussung durch die Klimaerwärmung – 19**
 - 1.6.1 Grundlagen und Einfluss der Klimaerwärmung auf Extremwetterlagen – 19
 - 1.6.2 Telekonnektionen – 21
- 1.7 **Klimaprojektionen – 22**
- 1.8 **Die Klimaerwärmung als Teil des globalen Wandels – 23**
- 1.9 **Natürliche Klimaschwankungen – 24**
 - 1.9.1 Natürliche Einflussfaktoren auf das Klima – 24
 - 1.9.2 Klimavariabilität im Holozän – 26
- Literatur – 27**

1.1 Physik des Treibhauseffekts

Der Treibhauseffekt beruht auf der Absorption **terrestrischer Infrarotstrahlung** in der Erdatmosphäre. Wasserdampf reduziert die **Transmissivität** der Erdatmosphäre für Infrarotstrahlung in einem weiten Wellenlängenbereich und ist das wichtigste Treibhausgas (Held und Soden 2000; Gurk et al. 2008). Kohlendioxid (CO_2) hat ein Absorptionsmaximum bei $15\ \mu\text{m}$ (■ Abb. 1.1). Durch die Absorption der Infrarotstrahlung werden die Atome der Treibhausgasmoleküle zu periodischen Schwingungen angeregt. Grundvoraussetzung für die Interaktion der Gasmoleküle mit der Infrarotstrahlung ist, dass sich durch die Schwingung das Dipolmoment des Moleküls ändert. Bei zweiatomigen homonuklearen Molekülen, wie molekularem Stickstoff (N_2) und molekularem Sauerstoff (O_2), die zusammen 99 % des Volumens der trockenen Atmosphäre ausmachen, ist dies nicht der Fall. Die zum Schwingen angeregten Treibhausgasmoleküle hingegen geben die Wärme in alle Richtungen als terrestrische Infrarotstrahlung – und eben nicht nur in Richtung Weltraum – wieder ab. Dieser Effekt wird als **atmosphärische Gegenstrahlung** bezeichnet (Raschke und Ohmura 2005). Die im Vergleich

zu lufttrockenen kontinentalen Lagen geringere nächtliche Abkühlung bei hoher Luftfeuchte ist ein eindruckliches Beispiel für die Bedeutung der Konzentration von Treibhausgasen in der Troposphäre, also der untersten 8 bis 15 km der Erdatmosphäre, für die Temperatur an der Bodenoberfläche.

Der Einfluss auf die Temperatur der Erdatmosphäre unterscheidet sich stark zwischen den verschiedenen Treibhausgasen, da sie in unterschiedlichem Ausmaß Infrarot absorbieren (Lashof und Ahuja 1990). Zudem bestimmen die für jedes Gas spezifische **Verweildauer** in der Atmosphäre sowie indirekte Effekte, die sich durch die Reaktion mit anderen Gasen ergeben, das **Treibhauspotenzial** eines Gases. Unter dem Treibhauspotenzial (im Englischen *Global Warming Potential*) versteht man den aus physikalisch-chemischen Eigenschaften resultierenden Einfluss, den eine Masse eines Gases auf die Strahlungsbilanz (und damit auf die Temperatur) der Troposphäre ausübt (Jain et al. 2000; Shine et al. 2005). Der tatsächliche ausgeübte Einfluss über einen gegebenen Zeitraum hängt von der Konzentration ab und wird im Englischen als **Radiative Forcing** (RF), im Deutschen als **Strahlungsantrieb** (des Klimasystems) bezeichnet. Gemeint ist damit,



■ **Abb. 1.1** Transmission von Infrarotstrahlung durch die Erdatmosphäre nach Messungen auf dem Mauna Kea, Hawaii. Daten berechnet für senkrechten Sonnenstand und eine Wasserdampfsäule von 5 mm. Die reduzierte Transmissivität für Infrarotstrahlung durch Kohlendioxid (CO_2), Wasserdampf (H_2O), Ozon (O_3) und andere Treibhausgase vermindert die Wärmeabstrahlung in den Weltraum. (Quelle: Gemini Observatory, Hawaii, USA)

■ **Tab. 1.1** Verweildauer und unterschiedliche Ansätze zur Quantifizierung des Treibhauspotenzials (*Global Warming Potential, Global Temperature Potential*, jeweils absolut und relativ zu CO_2) für einen Zeitraum von 100 Jahren (GWP_{100} und GTP_{100}) nach der Emission für die (auch) natürlicherweise in der Atmosphäre vorkommenden Spurengase Kohlendioxid (CO_2), Methan (CH_4) und Lachgas (N_2O) sowie für Tetrafluormethan (CF_4) als Beispiel für ein rein anthropogenes Treibhausgas. Die Verweildauer von CO_2 ist ein grober Richtwert, da das Gas durch verschiedenartige Prozesse aus der Atmosphäre entfernt wird. (Nach Shine et al. 2005; Tanaka et al. 2009)

	Verweildauer (Jahre)	GWP_{100}		GTP_{100}	
		($10^{-14} \text{ W m}^{-2} \text{ kg}^{-1} \text{ a}^{-1}$)	(relativ)	($10^{-14} \text{ K kg}^{-1} \text{ a}^{-1}$)	(relativ)
CO_2	~150	9	1	5	1
CH_4	12	22	2,4	25	5,1
N_2O	114	290	32	290	59
CF_4	50000	5650	628	5430	1099

in welchem Ausmaß die durch den Menschen veränderte Einflussgröße die Energiebilanz der Troposphäre erhöht oder erniedrigt. Der Strahlungsantrieb wird als Energie pro Zeit und Fläche beschrieben und damit in der Einheit W m^{-2} ($= \text{J s}^{-1} \text{ m}^{-2}$) ausgedrückt.

Für das Treibhauspotenzial sind verschiedene Berechnungs- und Darstellungsweisen gebräuchlich (Fisher et al. 1990; Shine 2009; Tanaka et al. 2009); häufig wird das Treibhauspotenzial von CO_2 gleich 1 gesetzt, und die Treibhauspotenziale anderer Gase werden relativ dazu betrachtet. Ein Treibhauspotenzial bezieht sich immer auf eine Periode, über die die Wirkung auftritt; so gibt es beispielsweise ein 20-jähriges (GWP_{20}) oder ein 100-jähriges Treibhauspotenzial (GWP_{100}). Die Treibhauspotenziale der natürlicherweise unter anaeroben Bedingungen durch Mikroorganismen gebildeten, in der Atmosphäre nur in Spuren vorkommenden Gase Methan (CH_4) und Lachgas (N_2O) liegen deutlich über dem des CO_2 (■ Tab. 1.1). Beim Treibhauspotenzial für CH_4 wird berücksichtigt, dass bei dessen Abbau Ozon (O_3) in der Troposphäre und Wasserdampf in der Stratosphäre freigesetzt werden. Teilweise wird beim Treibhauspotenzial von CH_4 auch der Treibhauseffekt durch das bei der Oxidation in der Atmosphäre entstehende CO_2 mit einberechnet (Varshney und Attri 1999; Boucher et al. 2009).

Neben den Treibhausgasen wirken auch andere Größen auf die Strahlungsbilanz ein (Hansen et al. 1997). Hierzu zählen **Aerosole**, die Albedo der Erdoberfläche und Wolken. Hohe **Wolken** tragen generell zu einem positiven Strahlungsantrieb, also einer Erwärmung, bei. Niedrige Wolken hingegen führen zu einer Abkühlung, da bei ihnen der Effekt der Reflexion von Sonnenstrahlung auf der Oberseite der Wolken auf den Strahlungsantrieb überwiegt. Die **Albedo** von Wolken kann sehr hohe Werte annehmen (Barker 1996), die denen von Schnee und schneebedecktem Eis entsprechen (Robock 1980; Grenfell und Perovich 1984). Insgesamt wird die Albedo der Erde durch die Wolken in etwa verdoppelt (Ramanathan et al. 1989).

1.2 Anthropogener Treibhauseffekt

Die Erkenntnis, dass der Mensch durch die Verbrennung fossiler Energieträger in den Temperaturhaushalt der Erde eingreift, ist erstaunlich alt. **Svante Arrhenius**, Physiker, Chemiker und späterer Nobelpreisträger für Chemie, erkannte Ende des 19. Jahrhunderts als Erster, dass die Anreicherung der Atmosphäre mit CO_2 durch die **Verbrennung von Kohle** zu einer erhöhten Absorption

THE
LONDON, EDINBURGH, AND DUBLIN
PHILOSOPHICAL MAGAZINE
AND
JOURNAL OF SCIENCE.

[FIFTH SERIES.]

APRIL 1896.

XXXI. *On the Influence of Carbonic Acid in the Air upon the Temperature of the Ground.* By Prof. SVANTE ARRHENIUS*.

I. Introduction: Observations of Langley on Atmospheric Absorption.

A GREAT deal has been written on the influence of the absorption of the atmosphere upon the climate. Tyndall † in particular has pointed out the enormous importance of this question. To him it was chiefly the diurnal and annual variations of the temperature that were lessened by this circumstance. Another side of the question, that has long attracted the attention of physicists, is this: Is the mean temperature of the ground in any way influenced by the presence of heat-absorbing gases in the atmosphere? Fourier ‡ maintained that the atmosphere acts like the glass of a hot-house, because it lets through the light rays of the sun but retains the dark rays from the ground. This idea was elaborated by Pouillet §; and Langley was by some of his researches led to the view, that "the temperature of the earth under direct sunshine, even though our atmosphere were present as now, would probably fall to -200° C., if that atmosphere did not possess the quality of selective

* Extract from a paper presented to the Royal Swedish Academy of Sciences, 11th December, 1895. Communicated by the Author.

† 'Heat a Mode of Motion,' 2nd ed. p. 405 (London, 1885).

‡ *Mém. de l'Ac. R. d. Sci. de l'Inst. de France*, t. vii. 1827.

§ *Comptes rendus*, t. vii. p. 41 (1838).

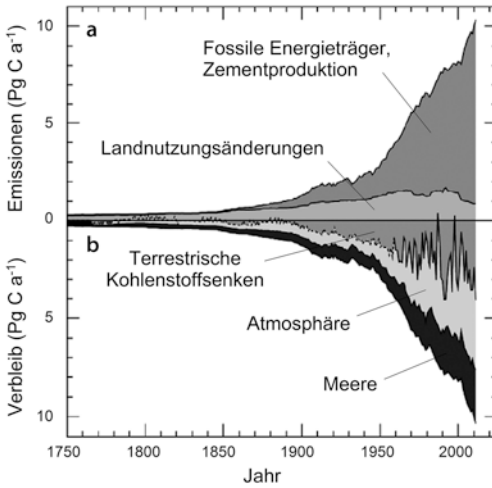
Phil. Mag. S. 5. Vol. 41. No. 251. April 1896. S

■ Abb. 1.2 Titelseite der Originalveröffentlichung von Arrhenius (1896), in der er erstmals auf den anthropogenen Beitrag zum Treibhauseffekt durch die Freisetzung von CO_2 bei der Verbrennung fossiler Energieträger hinweist

terrestrischer Infrarotstrahlung und damit zu einer Erwärmung der Erdatmosphäre führt (Arrhenius 1896; vgl. ■ Abb. 1.2). Arrhenius machte also seine Entdeckung zu einem Zeitpunkt, als die industrielle Revolution gerade globale Ausmaße angenommen und soeben West- und Mitteleuropa, die USA und Japan erfasst hatte. Es ist also nicht so, dass man nicht schon relativ früh im Industriezeitalter von den Auswirkungen der CO_2 -Emissionen auf die Temperatur der Erdatmosphäre gewusst hätte. Allerdings zogen Arrhenius

und nach ihm andere die falschen Schlüsse, was die Konsequenzen der anthropogenen Klimaerwärmung für Mensch und Umwelt anbelangte. Er sah in der Klimaerwärmung keine Gefahren, sondern begrüßte die Aussicht auf ein, wie er dachte, gleichmäßigeres und besseres Klima und höhere Ernten (Arrhenius 1906). Seinem Zeitgenossen Walther Nernst, wie Arrhenius Physiker, Chemiker und späterer Nobelpreisträger für Chemie, wird der Vorschlag zugeschrieben, wirtschaftlich unrentable Kohlefelder in Brand zu setzen, um gezielt CO_2 zur Erwärmung des Klimas freizusetzen (nach einem Interview von Thomas Kuhn mit James Franck, *Archive for History and Quantum Mechanics*, zitiert nach Weart 2013).

Die globalen CO_2 -Emissionen (■ Abb. 1.3a) aus der Verbrennung fossiler Energieträger und aus der Zementherstellung, welche eine weitere quantitativ bedeutsame Quelle für CO_2 darstellt, sind seit dem Beginn der Industrialisierung exponentiell angestiegen (Keeling 1973; Andres et al. 1999). Während Andres et al. (1999) für 1750 von einem Niveau von $0,003 \text{ Pg C a}^{-1}$ ($= 3 \text{ Mio. t}$) ausgehen, werden die anthropogenen CO_2 -Emissionen infolge der Verbrennung fossiler Energieträger für 2017 auf $9,9 \text{ Pg C a}^{-1}$ geschätzt; das Mittel für den Zeitraum von 2008 bis 2011 beträgt $9,4 \text{ Pg C a}^{-1}$ (Le Quéré et al. 2018). In der Summe wurden zwischen 1750 und 2011 insgesamt 375 Pg C durch die Verbrennung fossiler Energieträger und die Zementproduktion freigesetzt (IPCC 2013). Der so aus Kohle, Erdöl und Erdgas innerhalb von 261 Jahren freigesetzte Kohlenstoff stammt aus Lagerstätten, die über Zeiträume von vielen Millionen Jahren gebildet wurden (Berner 2003). Zusätzliches CO_2 wurde durch Landnutzungsänderungen freigesetzt, namhaft durch die Rodung von Wäldern. Für den Zeitraum von 1750 bis 2011 wird die Menge des so emittierten CO_2 auf etwa 180 Pg C geschätzt. Zusammen entspricht dies einer anthropogenen Freisetzung von CO_2 in Höhe von 555 Pg C (IPCC 2013). Lejeune et al. (2018) nehmen an, dass über Veränderungen in der



■ **Abb. 1.3** (a) Jährliche anthropogene CO_2 -Emissionen durch den Verbrauch fossiler Energieträger, die Zementproduktion und Landnutzungsänderungen sowie (b) deren Verbleib in terrestrischen Kohlenstoffsenken (z. B. Wälder), Meeren und der Atmosphäre im Zeitraum von 1750 bis 2011. (Nach IPCC 2013, S. 487)

Kohlenstoffbilanz die Entwaldungen in den mittleren Breiten Eurasiens und Nordamerikas allein vom Beginn der Industrialisierung bis 1920 mit 0,3 K zur Erwärmung beigetragen haben.

Die mittlere CO_2 -Konzentration der Atmosphäre lag 2012 bei 393 ppm, was 140 % der Konzentration vor der Industrialisierung (278 ppm vor 1750) entspricht (WMO 2013); bis 2018 war sie bereits auf 409 ppm (= 147 % der vorindustriellen Konzentration) angewachsen (NOAA 2019). Die politischen Bemühungen um die Verringerung der weltweiten CO_2 -Emissionen haben bislang nicht zu einer Abnahme der anthropogenen CO_2 -Emissionen auf globaler Ebene, wohl aber zu deren Abnahme in einzelnen Regionen geführt (Le Quéré et al. 2019). Der Anstieg der CO_2 -Konzentration in der Atmosphäre beschleunigt sich zusehends; er betrug im zehnjährigen Mittel $1,5 \text{ ppm a}^{-1}$ in den 1990er-Jahren, $1,9 \text{ ppm a}^{-1}$ im Zeitraum von 2000 bis 2009 und $2,3 \text{ ppm a}^{-1}$ für das Intervall von 2010 bis 2018 (Le Quéré et al. 2018). Von allen durch den Menschen freigesetzten

Treibhausgasen hat CO_2 den größten Einfluss auf die Strahlungsbilanz der Erdatmosphäre. Etwa zwei Drittel des Strahlungsantriebs durch Treibhausgase seit 1750 gehen auf CO_2 zurück (WMO 2013).

Die Veränderung in der CO_2 -Konzentration der Atmosphäre in den letzten 70 Jahren verlief 100-mal schneller als nach der letzten Eiszeit, als durch die Temperaturabhängigkeit der CO_2 -Löslichkeit in den Ozeanen mit der Erwärmung die atmosphärische CO_2 -Konzentration auf 260 bis 280 ppm anstieg (WMO 2017). Der Konzentrationsanstieg der letzten 150 Jahre war schneller als jemals zuvor auf der Erde. Die derzeitige CO_2 -Konzentration von über 400 ppm entspricht der des mittleren Pliozäns vor 3 bis 5 Mio. Jahren. Zu jener Zeit stand die CO_2 -Konzentration von 400 ppm mit einer globalen Mitteltemperatur im Gleichgewicht, die um 2 bis 3 K über der heutigen lag. Die Eisschilde Grönlands und der Westantarktis schmolzen in dieser Zeit vollständig, jener der Ostantarktis teilweise, und der Meeresspiegel lag um 10 bis 20 m höher als heute (Naish et al. 2009; Pollard und DeConto 2009; Hill et al. 2010). Andere wichtige Treibhausgase, die als Folge menschlicher Aktivitäten in die Atmosphäre freigesetzt werden, sind CH_4 , N_2O , Halogenkohlenwasserstoffe und Schwefelhexafluorid. **Methan (CH_4)** wird natürlicherweise von **methanogenen Archaeobakterien** in vernässten Böden, also vor allem in Mooren und Sümpfen, in den Sedimenten von Gewässern und im Verdauungstrakt von Tieren gebildet (Zimmerman et al. 1982; Matthews und Fung 1987; Whiting und Chanton 1993). Die präindustrielle CH_4 -Konzentration in der Atmosphäre wird auf 700 ppb geschätzt (WMO 2013). Im Jahr 2017 war die CH_4 -Konzentration in der Atmosphäre mit 1857 ppb mehr als 2,6-mal so hoch (NOAA 2019). Etwa 60 % der CH_4 -Emissionen sind anthropogener Herkunft. Wichtige Quellen sind der Nassfeldreisanbau (Aselman und Crutzen 1989; Neue 1993), die Tierhaltung (Monteny et al. 2006; Lassey 2007), die Kohle-, Erdöl- und Erdgasförderung (Kort et al. 2014) und Müllkippen.

Vor allem verbesserte Kulturtechniken beim Reisanbau haben eine Reduktion der CH_4 -Emissionen aus dieser Quelle trotz gesteigerter Produktion seit den 1980er-Jahren bewirkt (Kai et al. 2011), was insgesamt zu einer zumindest vorübergehenden Verlangsamung der globalen CH_4 -Emissionen geführt hat (Estrada et al. 2013). Dennoch ist CH_4 nach CO_2 das zweitbedeutsamste Treibhausgas; 18 % des Strahlungsantriebs durch Treibhausgase seit 1750 werden ihm zugeschrieben (WMO 2013).

Die atmosphärische Konzentration von **Lachgas (N_2O)** ist von 270 ppb vor 1750 (WMO 2013) auf 331 ppb im Jahr 2018 angestiegen (NOAA 2019). N_2O ist ein Zwischenprodukt der **Denitrifikation**, bei der Nitrat unter anaeroben Verhältnissen zu N_2 reduziert wird, kann aber auch unter aeroben Bedingungen als Nebenprodukt bei der **Nitrifikation** von NH_4^+ zu NO_3^- gebildet werden (Parton et al. 1996; Bateman und Baggs 2005). Der Anstieg der globalen N_2O -Emissionen ist vor allem dem Einsatz von Mineraldünger (Robertson et al. 2000) und der Viehhaltung (de Klein und van Logtestijn 1994; Mosier et al. 1998) sowie außerdem der Verbrennung fossiler Energieträger (Hayhurst und Lawrence 1992) und Vegetationsbränden (Poth et al. 1995) geschuldet.

Hauptsächlich anthropogenen Ursprungs sind die **Halogenkohlenwasserstoffe**, einschließlich der **Fluorchlorkohlenwasserstoffe (FCKW)**, und **Schwefelhexafluorid (SF_6)**. Diese Gase werden in erster Linie für technische Anwendungen produziert und haben oft hohe Verweildauern und Treibhauspotenziale (Fisher et al. 1990; Lashof und Ahuja 1990). Die Verweildauer von SF_6 beträgt 3200 Jahre und die von Tetrafluormethan (CF_4) sogar 50.000 Jahre (Jain et al. 2000). Die Reduktion der Emission von FCKW und anderen Halogenkohlenwasserstoffen durch das **Montrealer Protokoll** von 1987 zum Schutz der stratosphärischen Ozonschicht hat bei vielen Substanzen deutliche Rückgänge in der Konzentration in der Atmosphäre verursacht und dadurch auch zu einem verringerten Einfluss

auf die Strahlungsbilanz geführt (WMO 2013). Die atmosphärische SF_6 -Konzentration ist seit ersten Messungen im Jahr 1970 von 0,03 ppt über 2,8 ppt im Jahr 1992 (Maiss und Levine 1994) auf 9,8 ppt im Jahr 2018 angestiegen (NOAA 2019).

Die Nutzung **fossiler Energieträger** trägt nicht nur durch den Ausstoß von CO_2 und anderen Treibhausgasen zur Klimaerwärmung bei, sondern auch in Form von **Rußpartikeln**, die bei unvollständiger Verbrennung entstehen und als Aerosole (*Black Carbon Aerosols*) in die Atmosphäre emittiert werden. Rußpartikel sind Bestandteil des **Feinstaubes** mit einem Durchmesser bis 2,5 μm (*Particulate Matter, $\text{PM}_{2.5}$*). Sie erwärmen die Atmosphäre, indem sie im Gegensatz zu den Treibhausgasen zusätzlich zur terrestrischen Infrarotstrahlung auch kurzwelligere Solarstrahlung absorbieren (Smith et al. 2015). Außerdem sorgen Rußpartikel für die Verringerung der Albedo von Schnee und Eis, wenn sie dort auf der Oberfläche abgelagert werden, sowie für eine Albedoreduktion von Aerosolen, die nur teilweise aus Kohlenstoff bestehen (Bergstrom et al. 2002; Andreae und Gelencsér 2006; Ramanathan und Carmichael 2008). Der Beitrag von durch die Nutzung fossiler Energieträger freigesetzten Rußpartikeln zur Klimaerwärmung ist beträchtlich. Er liegt in einer ähnlichen Größenordnung wie der von CH_4 (Jacobson 2001; IPCC 2013). Die Wirkung von Rußpartikeln auf das Klima ist anders als bei den langlebigen Treibhausgasen regional stark unterschiedlich, da die Verweildauer in der Atmosphäre nur bei 6,4 Tagen liegt (Chung und Seinfeld 2002) und sich die Partikel daher nicht gleichmäßig in der Atmosphäre verteilen können. Die Hauptemissionsgebiete haben sich ab der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts von Europa und Nordamerika in zuvor weniger stark industrialisierte Erdteile verlagert, und zwar insbesondere nach Asien (Novakov et al. 2003). Für Asien wird für eine Reihe von Klimaänderungen der mögliche Beitrag von Rußpartikeln als wesentliche Ursache diskutiert. Dies betrifft die saisonale Umverteilung von

Niederschlägen mit der Folge von Dürren in Nordchina (Menon et al. 2002), die Zunahme sommerlicher Überflutungen im Süden Chinas (Menon et al. 2002), zunehmende Niederschläge in der Vormonsunzeit in Indien (Meehl et al. 2008), verringerte Monsunniederschläge in Teilen Indiens und Südostasiens (Meehl et al. 2008) und das Abschmelzen von Gletschern im Himalaya (Ramanathan und Carmichael 2008; Menon et al. 2010). In der mongolischen Hauptstadt Ulan Bator sind hohe Rußpartikelkonzentrationen während langanhaltender Inversionswetterlagen im Winter offensichtlich für den Anstieg der Wintertemperatur um stattliche 7,2 K (oder 1,1 K pro Dekade) von 1950 bis 2012 verantwortlich (Hauck et al. 2016).

Auch **Vegetationsbrände** setzen Rußpartikel frei; allerdings entstehen hierbei auch beträchtliche Mengen von Aerosolen aus organischem Kohlenstoff, die wiederum als Nukleationskerne die Wolkenbildung fördern (Haywood und Boucher 2000), was je nach Höhe der Wolken einen positiven oder negativen Effekt auf den Strahlungsantrieb hat. Es gibt in der Atmosphäre auch bedeutende Mengen von **Aerosolen** aus natürlichen Quellen, die direkt oder über die Förderung der Wolkenbildung die Sonneneinstrahlung am Boden reduzieren. Hierzu zählen Mineralstäube wie Wüstensand und Meersalz. Eine besonders wichtige Rolle nehmen Sulfat-Aerosole ein (Sokolik und Toon 1996; Ramanathan et al. 2001; Chung et al. 2005). Anthropogene Aerosole überwiegen heute jedoch in der Erdatmosphäre. Im 20. Jahrhundert haben sie bis in die 1980er-Jahre zu einer Verringerung der Globalstrahlung geführt; von 1960 bis 1990 ist die Globalstrahlung innerhalb von 30 Jahren um etwa 5 % zurückgegangen (Wild et al. 2005). Für diesen Rückgang wurde von Ohmura und Lang (1989) der Begriff *Global Dimming* (**globale Verdunkelung**) geprägt. Der Rückgang der Globalstrahlung durch die Verbrennung fossiler Energieträger und von Biomasse hat die Klimaerwärmung durch die dabei freigesetzten Treibhausgase abgeschwächt (Wild et al. 2007; Ohmura

2009; Wild 2009). Seit den 1990er-Jahren werden jedoch zwar nicht überall, aber doch im globalen Mittel steigende Werte für die Globalstrahlung gemessen (Wild et al. 2005), da die Emission anthropogener Aerosole durch Abgasreinigung, aber auch durch den Zusammenbruch der Industrie in Osteuropa zurückgegangen sind. Insbesondere im Fall der Sulfat-Aerosole, die aus Schwefeldioxidemissionen resultieren, ist die Senkung der Konzentration in der Atmosphäre zwar im Hinblick auf die Vermeidung toxischer Effekte und der Ansäuerung von Ökosystemen sinnvoll, die kühlende Wirkung der Aerosole wird damit aber ebenfalls verringert.

1.3 Räumliche Verteilung von Treibhausgasen und globaler Charakter des Treibhauseffektes

Die anthropogenen Quellen der Treibhausgase befinden sich überwiegend auf der Nordhalbkugel. Diese Verteilung führt zu **Nord-Süd-Gradienten** in der Konzentration vieler **Treibhausgase** in der Troposphäre. Dies schließt CO_2 (Enting und Mansbridge 1991; Gurk et al. 2008), CH_4 (Zimov et al. 1997; Saeki et al. 1998), die Halogenkohlenwasserstoffe (DeLorey et al. 1988) und SF_6 (Geller et al. 1997) ein. Bei N_2O tritt ein solcher Nord-Süd-Gradient nicht auf; stattdessen ist für dieses Spurengas die Konzentration in den Tropen am höchsten (DeLorey et al. 1988). Die räumlichen Konzentrationsgradienten sind allerdings meist relativ schwach ausgeprägt. Für CO_2 gingen Enting und Mansbridge (1991) bei globaler Betrachtung im Jahresmittel von nur 3 ppm aus. Gurk et al. (2008) zeigten bei im April 2003 vom Flugzeug ausgeführten Messungen über Europa, dass die CO_2 -Konzentration in der unteren Troposphäre bei 50° N um 2 ppm höher war als bei 35° N. Dieser Unterschied entsprach ungefähr dem jährlichen Anstieg der mittleren globalen CO_2 -Konzentration zu dieser Zeit (WMO 2013).

Auch im Vergleich zu **saisonalen Schwankungen** des CO₂-Gehalts der Troposphäre, die sich zeitlich verzögert bis in die Stratosphäre fortpflanzen (Gurk et al. 2008), ist dessen räumliche Variabilität recht gering. Die jahreszeitlichen Schwankungen sind durch die verstärkte CO₂-Aufnahme durch die Vegetation im Sommer bedingt und betragen in den borealen und temperaten Regionen der Nordhemisphäre in der Troposphäre etwa 10 bis 20 ppm (Nakazawa et al. 1991; Gurk et al. 2008). In den Tropen sind saisonale Unterschiede in der atmosphärischen CO₂-Konzentration wegen der großenteils immergrünen Vegetation schwächer ausgeprägt und liegen oft bei 5 ppm und weniger (Nakazawa et al. 1991).

Die relativ geringe Ausprägung von regionalen Unterschieden in der Konzentration von CO₂ und anderen Treibhausgasen ist eine Folge ihrer langen **Verweildauer** in der Atmosphäre. Diese bewirkt, dass die Treibhausgase über mehrere Jahre **global verteilt** werden (Seinfeld und Pandis 2006). Die Verteilung der Gasmoleküle innerhalb einer Hemisphäre geht dabei allerdings sehr viel rascher vonstatten als der Transport zwischen Nord- und Südhalbkugel über die **innertropische Konvergenzzone** hinweg. SF₆ benötigt für den Transport von der Nord- in die Südhemisphäre etwa 1,0 bis 1,5 Jahre (Maiss und Levin 1994; Geller et al. 1997; Patra et al. 2009). Innerhalb einer Hemisphäre verteilen sich Gase innerhalb von wenigen Monaten (Bowman und Cohen 1997).

Aus den hohen Verweildauern von CO₂ und anderen durch menschliche Aktivitäten freigesetzten Treibhausgasen ergeben sich zwingend der **globale Charakter des Treibhauseffekts** und der daraus resultierende Klimawandel. Dies unterscheidet die Wirkung des CO₂ und anderer Treibhausgasen fundamental von regional wirksamen Substanzen mit kurzer Verweildauer in der Atmosphäre. Ein Beispiel für einen solchen Fall ist das Schwefeldioxid (SO₂), das für eine

Ansäuerung des Niederschlags und Schäden an der Vegetation verantwortlich ist (Schulze et al. 1989), die aber auf regionaler bis kontinentaler Skala stark in Abhängigkeit von Emissionsquellen und Luftmassentransport variieren. Aufgrund der großräumigen Verteilung der Treibhausgase in der Atmosphäre erwärmt sich das Klima auch in Regionen, in denen die Emissionen von Treibhausgasen gering sind. Die Frage, ob ein an einem Ort beobachteter lokaler Erwärmungstrend Bestandteil der globalen Klimaerwärmung oder nur regionaler Natur sei, stellt sich somit in der Regel nicht, da prinzipiell die gesamte Erde dem Einfluss der gestiegenen Konzentration von Treibhausgasen unterliegt. Eine Ausnahme bilden Erwärmungstrends, die durch lokale Aerosolemissionen verursacht werden (Hauck et al. 2016).

Der **Wirkung der Treibhausgase** auf das Klima auch in Gebieten **fernab der Emissionsquellen** bildet eine wesentliche Grundlage für die **ethische Verpflichtung** der reichen Industrienationen, weniger wohlhabende Staaten bei der **Bewältigung der ökologischen, ökonomischen und sozialen Folgen** des Klimawandels zu unterstützen. Der relative Anteil einzelner Regionen an der Nutzung fossiler Energieträger hat sich seit Beginn der Industrialisierung verändert (Andres et al. 1999). In der jüngeren Vergangenheit ist insbesondere ein erhöhter Verbrauch fossiler Energieträger im asiatischen Raum zu verzeichnen (Akimoto et al. 2006; Gregg et al. 2008). Teilweise ist der Anstieg der dortigen CO₂-Emissionen auch die Folge der Auslagerung von industrieller Produktion aus anderen Ländern in die Region (Altenburg et al. 2008; Lin et al. 2014). Letzteres ist ein Aspekt, der bei der Bewertung von regionalen Rückgängen und Zuwächsen des CO₂-Ausstoßes mit bedacht werden muss. Eine Senkung nationaler CO₂-Emissionen durch Produktionsverlagerung ins Ausland verbessert zwar nationale Bilanzen, ist aber kein Beitrag zum globalen Klimaschutz.

1.4 Kohlenstoffsinken

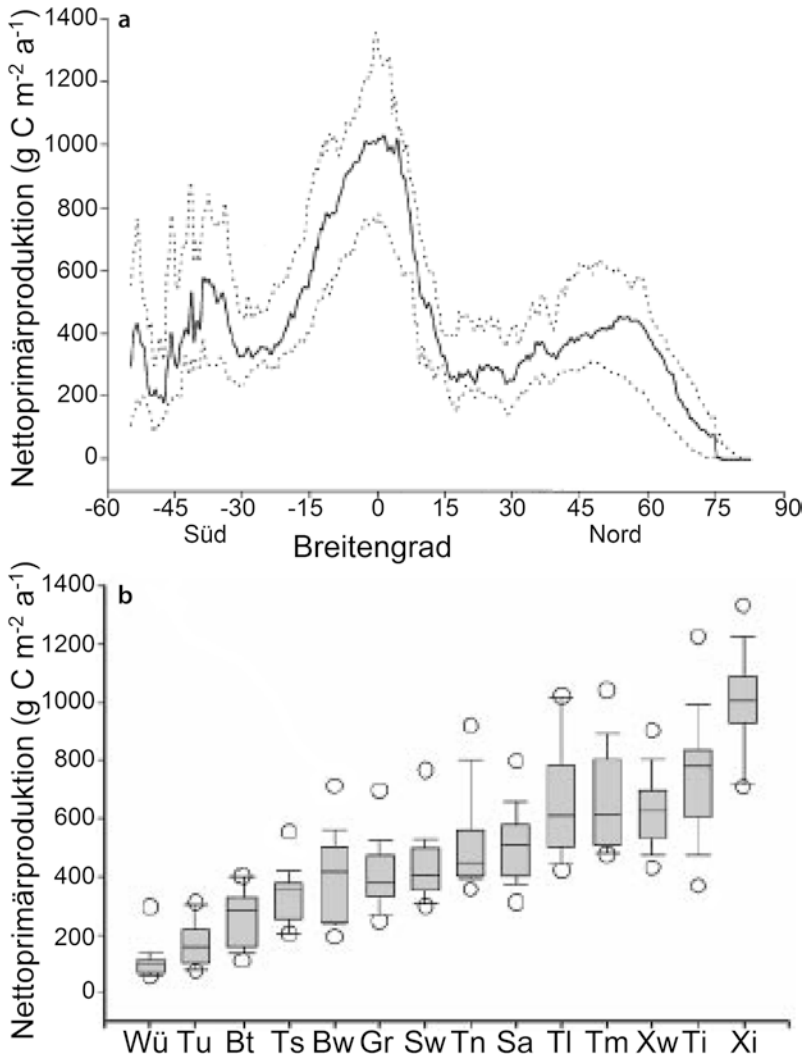
Die Menge des vom Menschen seit Beginn der Industrialisierung in die Atmosphäre freigesetzten Kohlenstoffs wird für den Zeitraum von 1750 bis 2011 auf 555 Pg C (= 555 Mrd. t) geschätzt (IPCC 2013). Von diesen 555 Pg C verblieb allerdings nur knapp die Hälfte (240 Pg C im Jahr 2011) dauerhaft in der Atmosphäre (■ Abb. 1.3b). Der verbleibende Kohlenstoff wurde jeweils zur Hälfte in den Ozeanen (155 Pg C) und in der Biomasse und im Boden (160 Pg C) festgelegt und so der Atmosphäre entzogen. Eine CO₂-Konzentration in der Atmosphäre von 1 ppm entspricht einem Kohlenstoffvorrat von 2,134 Pg C (Cook 2013). Dies bedeutet, dass der Kohlenstoffvorrat in Form von CO₂ von 593 Pg C (bei 278 ppm) bis 2016 um 267 Pg C auf 860 Pg C (bei 403 ppm) angewachsen ist (► Abschn. 1.2). Wäre der gesamte seit 1750 vom Menschen freigesetzte Kohlenstoff in der Atmosphäre verblieben, hätte die CO₂-Konzentration im Jahr 2011 bereits 538 ppm betragen.

Der **Festlegung von Kohlenstoff in terrestrischen Ökosystemen** steht die Freisetzung von 180 Pg C durch Landnutzungsänderungen seit 1750 gegenüber (vgl. ► Abschn. 1.2). Die gestiegene Senkenfähigkeit mancher vom Menschen wenig gestörter Ökosysteme erklärt sich durch eine erhöhte Photosyntheseleistung der Vegetation als Folge der gestiegenen atmosphärischen CO₂-Konzentration (Fernández-Martínez et al. 2019), höherer Temperaturen in mittleren bis hohen geographischen Breiten sowie durch eine im Wesentlichen von der Klimaerwärmung unabhängige verstärkte Stickstoffdeposition aus der Atmosphäre (Fung et al. 2005; IPCC 2013). Eine besonders große Bedeutung als Kohlenstoffsinken besitzen intakte **tropische Regenwälder** (Stephens et al. 2007), deren Fläche allerdings beständig abnimmt (Achard et al. 2002; Hansen et al. 2013). Daneben spielen **temperate und boreale Wälder** eine herausragende Rolle als Kohlenstoffsinken (Cao und Woodward 1998; Houghton 2003; Rödenbeck et al. 2003).

Die hohe Senkenfähigkeit der tropischen Wälder basiert auf ihrer hohen Produktivität (Kicklighter et al. 1999). Die **Nettoprimärproduktion** ist mit etwa 1000 bis 1800 g C m⁻² a⁻¹ (Field et al. 1998; Kicklighter et al. 1999; Grace et al. 2001) in den immerfeuchten Tropen so hoch wie in keinem anderen terrestrischen Biom (■ Abb. 1.4). Ein wesentlicher Grund hierfür ist die ganzjährige Vegetationsperiode. Die Produktivität sinkt mit abnehmender Jahresmitteltemperatur und abnehmendem Niederschlag. In den Wüsten und Tundren ist die Nettoprimärproduktion daher mit zumeist weniger als 150 g C m⁻² a⁻¹, vielfach auch weniger als 50 g C m⁻² a⁻¹ am niedrigsten (Field et al. 1998). Entsprechend der hohen Nettoprimärproduktion sind in den Tropen auch die **oberirdischen Kohlenstoffvorräte in der Biomasse** besonders hoch (Cao und Woodward 1998). Sie werden aber in Teilregionen der feuchten Subtropen (Keith et al. 2009) und der temperaten Zone (Means et al. 1992; van Tuyl et al. 2005) noch überschritten.

Die **Atmung**, die der pflanzlichen Produktion in Hinblick auf ihren Beitrag zur Kohlenstoff-Senkenfähigkeit entgegenwirkt, steigt ebenfalls mit der Temperatur und dem Niederschlag (Rustad et al. 2001). Neben der Atmung der Produzenten selbst, die der Differenz zwischen Bruttoprimärproduktion (BPP) und Nettoprimärproduktion (NPP) entspricht, ist als weitere Komponente der Ökosystematmung die wesentlich von der Aktivität der Destruenten bestimmte **Bodenatmung** von entscheidender Bedeutung für die Kohlenstoffbilanz des Ökosystems. Von der Bilanz hängt ab, wie viel **Kohlenstoff im Boden** in organischer Form (*Soil Organic Carbon*, SOC) eingelagert bzw. in der Biomasse gespeichert wird oder aber durch die Atmung wieder in die Atmosphäre freigesetzt wird.

Die Bruttoprimärproduktion abzüglich aller ökosystemaren (autotrophen und heterotrophen) Atmungsprozesse ergibt die **Nettoökosystemproduktion** (*Net Ecosystem Production*, NEP), die die langfristige Zu- oder Abnahme des in Biomasse und Boden gebundenen



■ **Abb. 1.4** Nettoprimärproduktion (a) in Abhängigkeit vom Breitengrad und (b) in verschiedenen Biomen der Erde (Wü: Wüsten, Tu: Tundra, Bt: Waldtundra, Ts: Waldsteppen, Bw: boreale Wälder, Gr: Grasländer, Sw: subtropische Trockenwälder, Tn: temperate Nadelwälder, Sa: Savannen, Tl: laubwerfende temperate Laubwälder, Tm: temperate Mischwälder, Xw: laubwerfende tropische Wälder, Ti: immergrüne temperate Laubwälder, Xi: immergrüne tropische Wälder). (Nach Kicklighter et al. 1999, S. 16 f.)

Kohlenstoffs angibt. Wird der CO_2 -Austausch zwischen Atmosphäre und Ökosystem im Hinblick auf die Kohlenstoff-Senkenfunktion von Ökosystemen betrachtet, ist der **Netto- CO_2 -Austausch** (*Net Ecosystem CO_2 Exchange*, NEE) eine wichtige Kenngröße, wobei die Beziehung $\text{NEE} = -\text{NEP}$ gilt.

Der **Netto- CO_2 -Austausch** wird auch als die **CO_2 -Bilanz** eines Ökosystems bezeichnet. In die **Nettoökosystem-Kohlenstoffbilanz** (*Net Ecosystem Carbon Balance*, NECB) werden nicht nur die CO_2 -Flüsse, sondern auch andere Zu- und Abflüsse von Kohlenstoff ins und aus dem Ökosystem einbezogen. Solche Zu- und Abflüsse

können zum Beispiel CH_4 -Emissionen oder die Auswaschung organischer Verbindungen durch Versickerung und Oberflächenabfluss sein (Kindler et al. 2011). Neben den klimatischen Bedingungen entscheidet die **Nährstoffverfügbarkeit** darüber, ob assimilierter Kohlenstoff in Phytomasse umgewandelt wird oder bei Nährstoffmangel letztendlich veratmet wird (Loustau et al. 2001; Hessen et al. 2004; Fernández-Martínez et al. 2014).

Die **Permafrostgebiete** der Erde weisen die höchsten Gehalte an organischem Bodenkohlenstoff auf (Cao und Woodward 1998), da hier der organische Kohlenstoff im Permafrost konserviert ist bzw. da dessen Abbau in den darüberliegenden, im Sommer auftauenden Bodenschichten durch tiefe Temperaturen und oft auch Staunässe erschwert ist. In den mit Permafrost unterlegten polaren Wüsten, Tundren und borealen Wäldern der Nordhalbkugel lagern in 0 bis 3 m Bodentiefe insgesamt 1035 Pg C und damit etwa ein Drittel der globalen SOC-Vorräte (Schoor et al. 2015). In den Tundren und polaren Wüsten ist zwar der Abbau sehr gering, doch erfolgt hier im Vergleich zu den borealen Wäldern die Akkumulation von organischem Kohlenstoff im Boden durch die geringe Nachlieferung organischer Substanz infolge der geringen Produktivität der Vegetation sehr langsam.

In den **Tropen und feuchten Subtropen** verläuft der Abbau der organischen Substanz besonders schnell. Etwa 20 bis 30 % der globalen Bodenatmung entfallen auf diese Regionen (Raich et al. 2002; Bond-Lamberty und Thomson 2010). Resultierend aus der Bilanz von hoher pflanzlicher Produktion und schnellem Abbau liegen die Vorräte an organischem Bodenkohlenstoff in den Tropen und feuchten Subtropen in derselben Größenordnung wie in der temperaten Zone oder etwas darunter (Cao und Woodward 1998). Die globalen terrestrischen Vorräte an organischem Bodenkohlenstoff werden auf etwa 1500 Pg C in bis zu 1 m Bodentiefe (Kirschbaum 2000) und auf ca. 2300 bis 3100 Pg C in 0 bis 3 m Tiefe geschätzt (Jobbágy und Jackson 2000; Schoor et al. 2015).

Der Mensch greift durch die Freisetzung von CO_2 in die Atmosphäre und die damit verbundenen Effekte auf das globale Klima sowie durch Landnutzungsänderungen in den Kohlenstoffhaushalt der Ökosysteme der Erde ein. Die Klimaerwärmung und der Anstieg der atmosphärischen CO_2 -Konzentration stimulieren grundsätzlich sowohl Produktion als auch Atmung, allerdings nur so lange, wie Wasser und Nährstoffe nicht begrenzend werden. Übersteigt die Zunahme der Atmung den Anstieg der Produktivität, wird die Senkenfähigkeit der Ökosysteme reduziert, oder die Ökosysteme wandeln sich sogar von einer **Kohlenstoffsinke zur -quelle** (Oechel et al. 1994; Schlesinger und Andrews 2000). Landnutzungsänderungen, insbesondere die Transformation von Wäldern zu Agrarland, führen in der Regel zu einer deutlich verringerten Kohlenstoffspeicherung und Senkenfähigkeit (Raich und Schlesinger 1992; IPCC 2013; Kotowska et al. 2015).

Im **Meer** wird CO_2 zunächst physikalisch gelöst und reagiert dann rasch zu Hydrogencarbonat (HCO_3^-) weiter (Feely et al. 2009). Pro Mol CO_2 wird dabei ein Mol Protonen freigesetzt, was zu einer **Ansäuerung** der Meere führt. Seit Beginn der Industrialisierung ist der mittlere pH-Wert des Meerwassers, der ursprünglich bei 8,2 lag, bereits um etwa 0,1 Einheiten gesunken (Orr et al. 2005). Dadurch verschiebt sich das Gleichgewicht von HCO_3^- und **Carbonat** (CO_3^{2-}) in Richtung des HCO_3^- , sodass trotz der erhöhten CO_2 -Aufnahme ins Meerwasser die absolute Konzentration an CO_3^{2-} sinkt. Sinkende CO_3^{2-} -Konzentrationen stellen ein Problem für Kalkschalen bildende Meerestiere dar, die bei weiter absinkendem pH-Wert des Meerwassers gefährdet sind (Orr et al. 2005; Doney et al. 2009).

Die **Nettoprimärproduktion der Meere** ist, wenn sie auf die Fläche bezogen wird, gering (Field et al. 1998). Die offenen Ozeane weisen überwiegend eine Nettoprimärproduktion von 50 bis 100 $\text{g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ auf, ein Wert, der an Land außer in den Halbwüsten- und Wüstengebieten und in Teilen

der Polargebiete überall deutlich überschritten wird. Neben dem Licht limitiert in den Ozeanen vor allem die Verfügbarkeit von Stickstoff und von Eisen, das die biologische Stickstoff-Fixierung durch Cyanobakterien begrenzt, die Produktivität (Capone et al. 1997; Falkowski 1997; Jickells et al. 2005). In Regionen mit erhöhter Nährstoffverfügbarkeit, nämlich den Auftriebsgebieten tiefer Wassermassen und den Ästuaren großer Flüsse, wird in den temperaten bis kalten Breiten meist eine Nettoprimärproduktion von 200 bis 400 g C m⁻² a⁻¹ erreicht, in den Tropen lokal von über 1000 g C m⁻² a⁻¹ (Field et al. 1998). Gebiete mit hoher Nettoprimärproduktion haben in den Ozeanen jedoch einen viel kleineren Flächenanteil als an Land. An Land überschreitet die Nettoprimärproduktion auf einem Viertel der eisfreien Fläche 500 g C m⁻² a⁻¹, im Meer dagegen auf nur 1,7 % der Fläche.

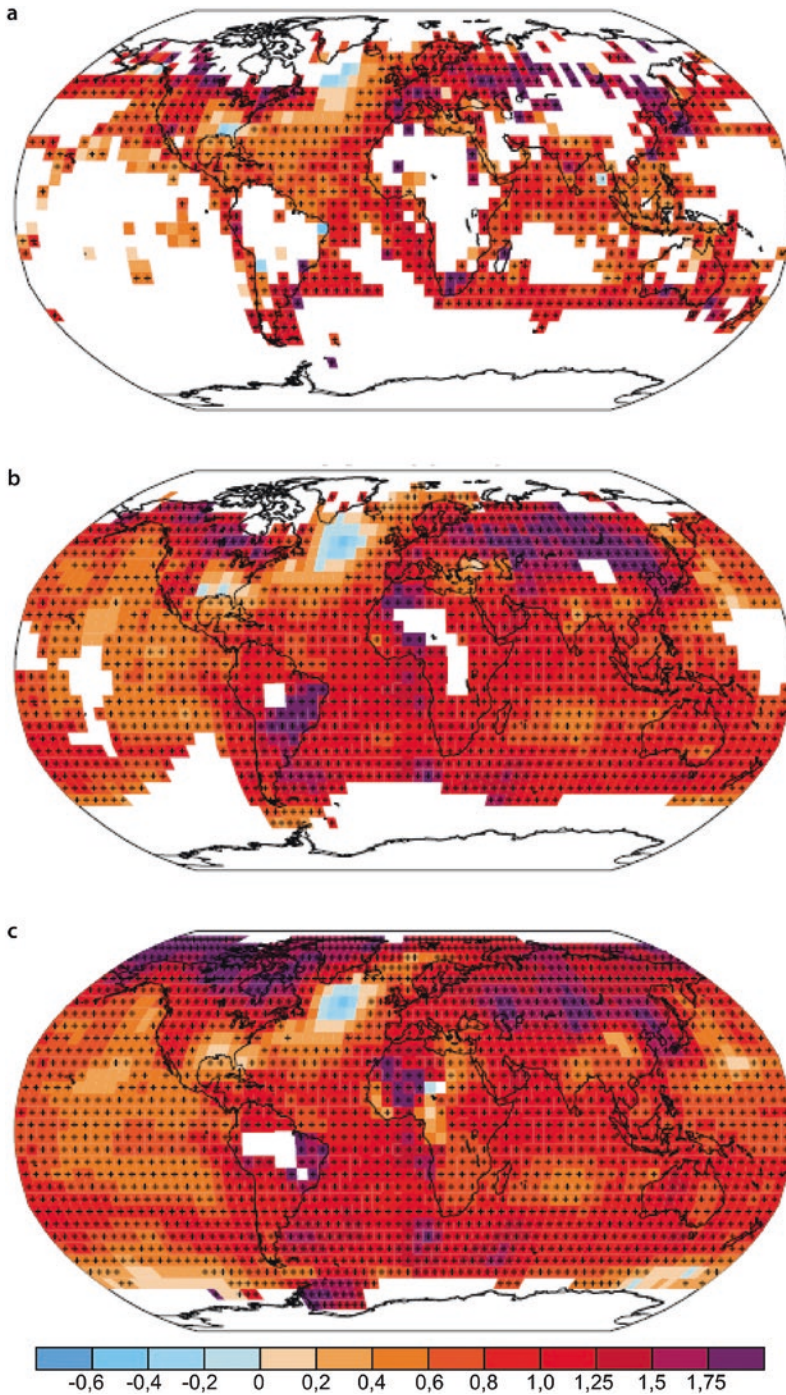
Die **Summe der jährlichen Nettoprimärproduktion** im Meer ist trotz der im Allgemeinen geringen Produktivität pro Flächeneinheit aufgrund des Flächenanteils von 70 % an der Erdoberfläche hoch. In den Ozeanen beträgt die gesamte Nettoprimärproduktion 45 bis 50 Pg C a⁻¹ (Falkowski et al. 1998; Field et al. 1998); an Land wird sie auf 55 bis 57 Pg C a⁻¹ geschätzt (Cao und Woodward 1998; Field et al. 1998; Nemani et al. 2003). Im Hinblick auf den möglichen Beitrag zur Abreicherung von CO₂ aus der Atmosphäre unterscheidet sich die marine Nettoprimärproduktion allerdings gravierend von der der Landpflanzen. Während der Kohlenstoff, der von Landpflanzen assimiliert wird, oft über viele Jahre oder Jahrzehnte in der Biomasse oder im Boden festgelegt ist (Schimel et al. 1994; Bird et al. 1996), haben die marinen Primärproduzenten meist nur eine kurze Lebensdauer (Field et al. 1998). Etwa 90 % der Jahresnettoprimärproduktion des marinen Phytoplanktons wird noch im selben Jahr durch Herbivoren oder Destruenten umgesetzt (Duarte und Cebrián 1996). Die Kurzlebigkeit des Planktons ist auch ein

maßgeblicher Grund für den begrenzten Erfolg von Eisen-Düngungsexperimenten zur Erhöhung der Kohlenstoff-Festlegung im Meer (Boyd et al. 2000; Aumont und Bobb 2006). Allerdings sinkt in den Ozeanen ein Teil der toten organischen Substanz in große Tiefen ab und wird dort langfristig in Sedimenten gespeichert (*Biological Pump*, Ducklow et al. 2001).

1.5 Globale und regionale Trends des Klimawandels

1.5.1 Temperatur

Der Kenntnisstand zur globalen Erwärmung und zu ihren Ursachen wird regelmäßig vom Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) zusammengefasst (IPCC 2013), ist über das Internet frei zugänglich und soll daher hier nur knapp skizziert werden. Die Angaben zu Temperaturtrends auf der Erde fußen im Kern auf drei verschiedenen instrumentenbasierten Datenbanken, die sich in ihren Datensätzen und Berechnungsmethoden unterscheiden (▣ Abb. 1.5). Im **HadCRUT**-Datensatz sind Daten zur Oberflächentemperatur der Ozeane, die vom Hadley Centre des britischen Wetterdienstes bereitgestellt werden, mit Temperaturdaten von Land der Climate Research Unit der University of East Anglia kombiniert. HadCRUT basiert auf einem Gitternetz von 5° × 5°; Gitterzellen ohne Datenpunkte werden nicht aufgefüllt (Morice et al. 2012; Cowtan und Way 2014). In der **Merged-Land-Ocean-Surface-Temperature (MLOST)**-Analyse der National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) werden die Temperaturwerte für die Meeresoberfläche in begrenztem Umfang durch Satellitendaten ergänzt (Vose et al. 2012). Die Daten werden auch hier für Gitterzellen von 5° × 5° gemittelt. Statt MLOST wird heute von der NOAA die Bezeichnung **NOAAGlobalTemp** verwendet. Im Modell des NASA



■ **Abb. 1.5** Regionale Trends der Lufttemperatur (Anomalien in Kelvin) von 1901 bis 2012 basierend auf (a) dem HadCRUT4-, (b) dem MLOST- und (c) dem GISS-Datensatz. (Nach IPCC 2013, S. 193)

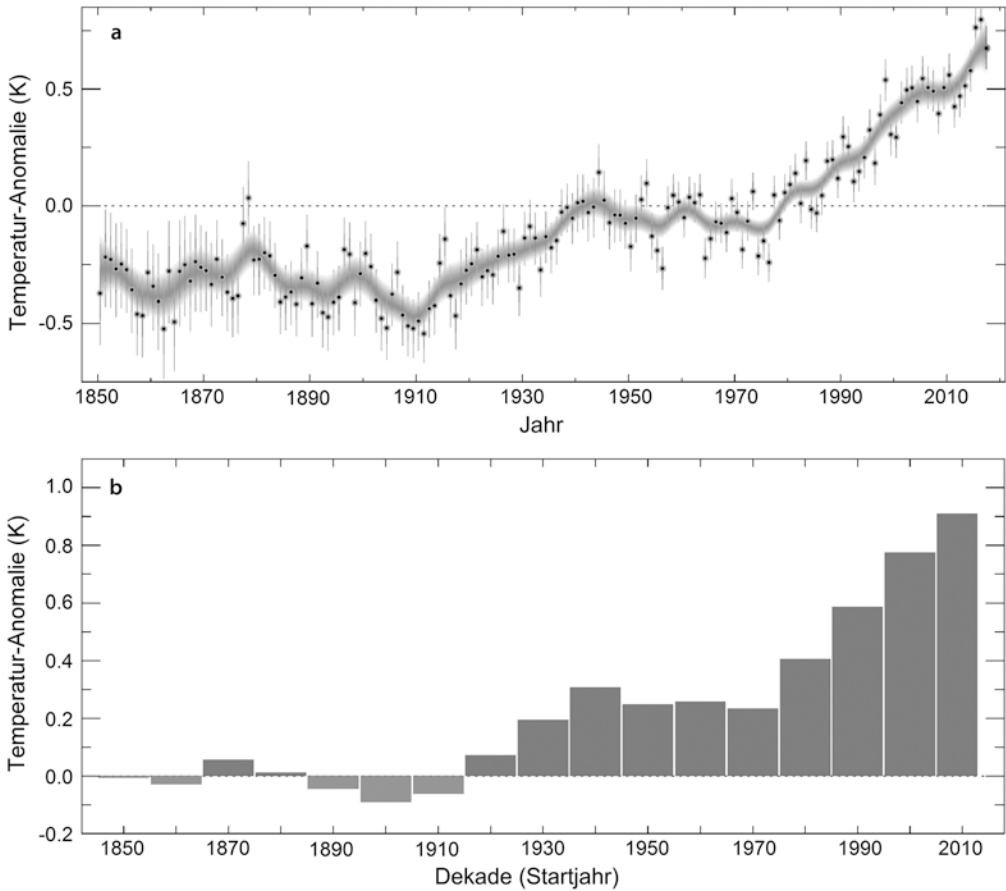
Goddard Institute for Space Studies (GISS), in dem die Temperaturdaten mit einer Auflösung von $2^\circ \times 2^\circ$ dargestellt sind, erfolgen umfangreiche Korrekturen unter Verwendung von Satellitendaten der nächtlichen Helligkeit, die der lokalen Erwärmung durch Siedlungen Rechnung tragen (Hansen et al. 2010).

Ungeachtet der unterschiedlichen (hier in den Einzelheiten nicht dargestellten) Berechnungsmethoden und Datensätze von HadCRUT, MLOST und GISS unterscheiden sich deren Ergebnisse zum globalen Temperaturtrend nur wenig (IPCC 2013, S. 192, dort Abb. 2.19). Die **Lufttemperatur** (in ca. 1,5 m Höhe) ist über Land im **globalen Mittel von 1901 bis 2012 um 0,89 K** (oder 0,08 K pro Dekade) angestiegen. In der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts war dieser Trend besonders stark ausgeprägt mit einer Erwärmung um 0,72 K (oder 0,12 K pro Dekade) von 1951 bis 2012 (IPCC 2013).

Die **Erwärmung** ist allerdings **kein stetiger Vorgang** mit kontinuierlichem oder sich gar beständig steigerndem Temperaturanstieg, sondern war phasenweise unterbrochen oder abgeschwächt. Es gab eine kühlere Phase von den 1940er- bis Anfang der 1970er-Jahre (genauer: von 1943–1975) mit rückläufiger und dann stagnierender globaler Mitteltemperatur, die einer Phase mit deutlichem Temperaturanstieg seit den 1920er-Jahren folgte (Trenberth 2015). **Seit Mitte der 1970er-Jahre** setzte ein **starker Temperaturanstieg** ein, der vielen in der Umwelt beobachtbaren Klimafolgen maßgeblich zugrunde liegt. Nachdem 1998 noch das bis dahin wärmste Jahr in den instrumentellen Klimadaten darstellte, hat sich die Erwärmung im Anschluss im Zeitraum von **1998 bis 2013** wieder **verlangsamt**. In die englischsprachige Literatur ist diese Phase, die aber wohl gemerkt keine Abkühlung, sondern lediglich eine Verminderung der Erwärmungsrate darstellt, als *Global Warming Hiatus* eingegangen. Nach 2013 hat sich die Klimaerwärmung wieder rasant beschleunigt. Die Jahre **2014 bis 2017** waren bis dato die **wärmsten Jahre** seit Ende des 19. Jahrhunderts, einer Periode,

aus der schon eine ausreichende Zahl von Klimamessungen vorliegt, die eine solche Auswertung erlauben (▣ Abb. 1.6). Trotz der Verlangsamung des Temperaturanstiegs nach 1998 war die 30-Jahres-Periode 1983 bis 2012 vermutlich wärmer als sämtliche 30-Jahres-Intervalle der letzten 1400 Jahre (IPCC 2013). Die 10 wärmsten Jahre seit 1880 lagen allesamt im Zeitraum von 1998 bis 2018; die 5 wärmsten Jahre im Zeitraum von 1880 bis 2018 waren nach Berechnungen der US-amerikanischen National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) die Jahre 2014 bis 2018.

Die kühlere Phase Mitte des 20. Jahrhunderts wird mit der **globalen Verdunkelung** durch anthropogene Emissionen von Sulfat-Aerosolen in Verbindung gebracht (► Abschn. 1.2). Als Hauptursache für die vorübergehende Verlangsamung der globalen Erwärmung von 1998 bis 2013 sind die atmosphärischen und ozeanischen Zirkulationssysteme von **El Niño und der Südlichen Oszillation (ENSO)** zu sehen, die das Klima in den tropischen Breiten des Pazifiks und über **Telekonnektionen** weit darüber hinaus prägen (► Abschn. 1.6.2). In den Jahren 1997/1998 trat ein besonders starkes El-Niño-Ereignis auf, in dessen Verlauf sich der östliche Pazifik stark erwärmt hat. Diesem El Niño folgte von 1998 bis 2000 eine starke Abkühlung oberflächennaher Wasserschichten durch aufströmendes Tiefenwasser vor der südamerikanischen Pazifikküste (La Niña). Durch dieses kalte Tiefenwasser wurde in der Folge sehr viel Wärme aus der Atmosphäre aufgenommen. Dieser Prozess wird heute von den meisten Autoren als die Hauptursache für die Verlangsamung der Erwärmung von 1998 bis 2013 gesehen (Guemas et al. 2013; Kosaka und Xie 2013; Watanabe et al. 2014; Trenberth 2015). In den Jahren 2014 bis 2016 trat erneut ein sehr starkes El-Niño-Ereignis auf (Zhai et al. 2016), das den Anstieg der globalen Mitteltemperatur wieder beschleunigt hat. Inwieweit auch die Reduktion der **FCKW-Emissionen** und ein verlangsamter Anstieg der **CH₄-Emissionen** (► Abschn. 1.2)



■ **Abb. 1.6** Globale Mitteltemperatur von 1850 bis 2017 nach dem HadCRUT4-Datensatz: (a) Temperatur-anomalie bezogen auf den Mittelwert des Zeitraums 1961 bis 1990, (b) dekadische Mittel für die Temperatur-anomalie bezogen auf den Mittelwert des Zeitraums 1850 bis 1900. (Nach Tim Osborn: HadCRUT4 global temperature graphs; ► www.cru.uea.ac.uk)

einen quantitativ bedeutsamen Beitrag zur vorübergehenden Verlangsamung der Erwärmung der Atmosphäre geleistet haben (Estrada et al. 2013), ist nicht abschließend geklärt.

Das Ausmaß der Erwärmung ist regional stark unterschiedlich (IPCC 2013). Besonders starke **regionale Erwärmungstrends** finden sich in der Arktis (Box 2002) und im Bereich der Antarktischen Halbinsel (Vaughan et al. 2003), im nördlichen Nordamerika in einem Band von Alaska bis zum Sankt-Lorenz-Strom, im südlichen Sibirien und Innerasien,

im brasilianischen Savannengebiet sowie in Teilen Nordwestafrikas (■ Abb. 1.5). Die ausgeprägten regionalen Unterschiede in den Erwärmungstrends sind nicht primär das Resultat der durchaus vorhandenen räumlichen Variabilität der Konzentration von Treibhausgasen in der Atmosphäre (Nakazawa et al. 1991; Geller et al. 1997), sondern werden in erster Linie durch die Verteilung von Kontinentalmassen, Eisflächen und Gebirgssystemen sowie Luft- und Meeresströmungen und die lokalen Feuchteverhältnisse verursacht (Giorgi 2006).

1.5.2 Wasserkreislauf

Die Klimaerwärmung übt einen starken Einfluss auf den Wasserkreislauf der Erde aus. Der **Wasserdampfgehalt** der Atmosphäre steigt mit zunehmender Erwärmung an, da die Luft mit steigender Temperatur mehr Wasser aufnehmen kann. Im globalen Mittel ist der Wasserdampfgehalt der unteren Troposphäre von 1973 bis 2012 um 3,5 % angestiegen, was auf einen Anstieg der Temperatur um 0,5 K in diesem Zeitraum zurückzuführen ist und mit einer konstant gebliebenen relativen Luftfeuchte im Einklang steht (IPCC 2013). Nimmt die Luft mehr Wasserdampf auf, können im Anschluss auch größere Mengen als Niederschlag wieder abgegeben werden. Dadurch haben **Starkregenereignisse** und in der Folge **Überschwemmungen** seit Mitte des 20. Jahrhunderts weltweit zugenommen (IPCC 2013). Hierbei ist bedeutsam, dass die **Dampfdruckkurve** des Wassers, die die **Temperaturabhängigkeit** des Übergangs von flüssig zu gasförmig und umgekehrt im Phasendiagramm beschreibt, einem **exponentiellen Verlauf** folgt. Bei gleichbleibendem Jahresniederschlag sinkt der Anteil des von der Vegetation nutzbaren Niederschlagswassers und steigt der Oberflächenabfluss, wenn der Niederschlag über das Jahr hin zu weniger Niederschlagsereignissen mit dafür größeren Niederschlagsmengen umverteilt wird. Das bedeutet, dass auch in Regionen mit gleichbleibendem Jahresniederschlag im Zuge des Klimawandels weniger pflanzenverfügbares Wasser zur Verfügung stehen kann.

Im Mittel gab es über den Landflächen der Erde weder seit Beginn des 20. Jahrhunderts (Bezugszeitraum 1901–2008) noch seit Mitte des 20. Jahrhunderts (1951–2008) eine signifikante Veränderung des **Jahresniederschlags**, wie fehlende oder sich widersprechende Trends in den Studien von Smith et al. (2012), Becker et al. (2013) und IPCC (2013) zeigen. Nur für die extratropischen Regionen der Nordhalbkugel gehen alle diese Arbeiten von einer Zunahme des

Niederschlags aus. Zwischen 30° N und 60° N variieren die Schätzungen für die Zunahme des Jahresniederschlags von 1 bis 4 mm pro Dekade für den Zeitraum von 1901 bis 2008 bzw. von 1 bis 1,5 mm pro Dekade im Zeitraum von 1951 bis 2008. Nördlich von 60° N, wo ausreichende Daten erst für den Zeitraum ab 1951 zur Verfügung stehen, streuen die Schätzungen für die Zunahme des Jahresniederschlags aufgrund der dort schlechteren Datengrundlage mit etwa 0,5 bis 6 mm pro Dekade stärker. Ungeachtet der globalen und überregionalen Trends gibt es **regional starke Zu- und Abnahmen des Jahresniederschlags**.

Der **Schneefall** ist in vielen Gebieten der Nordhalbkugel mit steigenden Wintertemperaturen zurückgegangen (IPCC 2013). Je nach Region sinkt der Schneefall zusammen mit dem Jahresniederschlag (Takeuchi et al. 2008), oder es findet eine Verringerung des Anteils des Schnees am Gesamtniederschlag statt (Knowles et al. 2006; Serquet et al. 2011). Es gibt jedoch auch Gebiete mit steigendem Schneefall, etwa im nördlichen Kanada oder in den westlichen Great Plains (Kunkel et al. 2009). Im größten Schneefallgebiet der Südhalbkugel, der Antarktis, wurde bisher kein dauerhafter, den gesamten Kontinent umfassender Trend zu einer Zu- oder Abnahme des Niederschlags beobachtet (Monaghan et al. 2006).

Die **Dauer der Schneebedeckung** ist insbesondere an den maritim beeinflussten Rändern der Kontinente der Nordhemisphäre mittlerer geographischer Breite zurückgegangen (Brown und Mote 2009). Hier wirken Veränderungen im Schneefall und ein rascheres Abtauen durch erhöhte Wintertemperaturen zusammen. Weit weniger sensitiv auf die Klimaerwärmung reagiert dagegen die Länge der Schneebedeckung in den winterkalten, kontinentalen Zentren Eurasiens und Nordamerikas, wo der Einfluss der Temperatur auf den Erhalt der Schneedecke geringer ist und der der Schneefallmenge dominiert.

Auf den Landflächen der Erde werden über die **Evapotranspiration** 60 % des Niederschlags

wieder in die Atmosphäre verdunstet (Oki und Kanae 2006). Hierfür wird mehr als die Hälfte der von den Landmassen absorbierten Strahlungsenergie aufgewendet (Trenberth et al. 2009). Die jährliche tatsächliche Evapotranspiration hat über Land von 1982 bis 1997 um 7,1 mm pro Dekade zugenommen (Jung et al. 2010). Nach dem El-Niño-Ereignis von 1998 war dagegen das Jahresmittel der tatsächlichen Evapotranspiration zurückgegangen (−7,9 mm pro Dekade von 1998–2008). Jung et al. (2010) erklären dies durch einen starken Rückgang der **Bodenfeuchte** auf der Südhalbkugel, insbesondere in Australien und Afrika. Es ist derzeit noch unklar, ob diese Rückgänge in Bodenfeuchte und Evapotranspiration das Resultat einer periodischen Schwankung oder eines langfristigen Prozesses sind. Die vorhandene Datengrundlage an Bodenfeuchtemesswerten ist in den meisten Regionen zu dünn, um substantiell zur Klärung dieser Frage beitragen zu können (Entin et al. 2000; Robock et al. 2010). Eine dauerhafte Reduktion der Bodenfeuchte ließe dramatische Folgen für die betroffenen Ökosysteme erwarten. Dessen ungeachtet ist mit fortschreitender Klimaerwärmung eine zunehmende Verringerung des **Verhältnisses von Niederschlag zu potenzieller Evapotranspiration** über Land zu erwarten (Feng und Fu 2013; Sherwood und Fu 2014). Dieses Verhältnis ist relevanter als die Entwicklung des Niederschlags selbst, da sich selbst bei steigendem Niederschlag die Wasserversorgung der Vegetation verschlechtern kann, wenn die potenzielle Evapotranspiration entsprechend zunimmt (D'Arrigo et al. 2004).

Die Klimaerwärmung steigert wahrscheinlich die **Intensität von Trockenperioden** (Trenberth et al. 2014) und die **räumliche Ausdehnung** von Dürreereignissen (Prudhomme et al. 2014). Frühere Annahmen, dass sich die Klimaerwärmung auch in einer globalen Zunahme der Häufigkeit von Trockenperioden auswirkt (IPCC 2007; Dai 2013), sind hingegen nach dem derzeitigen Kenntnisstand nicht mehr haltbar (Sheffield et al. 2012; van der Schrier et al. 2013).

Der Wasseraustausch zwischen **Ozean und Atmosphäre** ist naturgemäß sehr viel schlechter erfasst als der über Land, obwohl weltweit mehr als drei Viertel des Niederschlags und 85 % der Evaporation über dem Meer auftreten (Schmitt 2008; IPCC 2013). In Gebieten mit hoher Evaporation (v. a. in den Subtropen) hat die **Salinität** der Meere zugenommen. Umgekehrt führen hohe Niederschläge und abschmelzende Eismassen insbesondere in den Tropen und den Polargebieten zu abnehmendem Salzgehalt (Trenberth et al. 2007; IPCC 2013). Die durch Temperatur- und Salinitätsunterschiede angetriebenen Meeresströmungen sind mit der atmosphärischen Zirkulation gekoppelt. Der **Meeresspiegel** ist im globalen Mittel von 1901 bis 2010 um 19 cm angestiegen (IPCC 2013). Die Rate des Anstiegs lag von 1993 bis 2010 mit $3,2 \text{ mm a}^{-1}$ deutlich über der im Zeitraum von 1901 bis 2010 ($1,7 \text{ mm a}^{-1}$). Dieser Anstieg ist sowohl auf die thermische Ausdehnung des Wasserkörpers durch die Klimaerwärmung als auch auf das Abschmelzen von Eismassen zurückzuführen.

1.5.3 Permafrost

Ein Viertel der Böden der Landoberfläche der Erde sind **Permafrostböden** (Steven et al. 2006). Der Permafrost kann mehrere 100 m mächtig sein, im Extremfall 1000 bis 1500 m (Bockheim 1995). Weltweit wird die Landfläche mit Permafrost auf 13 bis 18 Mio. km^2 geschätzt (Gruber 2012). Gebiete, die von Eisschilden bedeckt sind, sind in diese Schätzung nicht eingeschlossen. Fast die gesamte so definierte Landfläche mit Permafrost befindet sich auf der Nordhalbkugel nördlich von 60°N . Auf der Südhalbkugel werden außerhalb der Antarktis nur etwa 18.000 bis 19.000 km^2 von Permafrostböden eingenommen.

Über 60 % der Permafrostfläche gehören zum **kontinuierlichen Permafrost**, bei dem mindestens 90 % der Landfläche Permafrost aufweisen (Zhang et al. 2000). Der kontinuierliche Permafrost dringt auf der Nordhalbkugel

südlich bis zum Baikalsee, das Altaigebirge, die Nordmongolei, das Hochland von Tibet und bis zum Südrand der Hudson-Bay in Kanada vor (Guodong und Dramis 1992; Zhang et al. 1999; Cheng und Wu 2007). Die restliche dauerhaft gefrorene Landfläche verteilt sich auf den **diskontinuierlichen Permafrost** (50–90 % der Fläche mit Permafrost: über 20 % der globalen Vorkommen von Permafrostböden) sowie zu geringen Anteilen auf **sporadischen** (10–50 % Permafrost) und **isolierten Permafrost** (weniger als 10 % Permafrost) (Zhang et al. 2000). In Gebieten mit diskontinuierlichem Permafrost ist der Boden auf sonnenexponierten Hängen eisfrei, wohingegen im Bereich des kontinuierlichen Permafrostes sonnige (auf der Nordhalbkugel südexponierte) Hänge eine geringere Permafrostmächtigkeit aufweisen als schattige Hänge (Bonan und Shugart 1989).

Permafrost beschränkt zwar die **Durchwurzelbarkeit** des Bodens, ist aber bedeutsam für die Wasserversorgung der Vegetation. Das oberflächliche Schmelzen des Permafrosts im Sommer und die sich dadurch ausbildende **Auftauschicht** (*Active Layer*) stellen eine wichtige **Wasserquelle** für die Pflanzen gerade in trocken-heißen Phasen der Vegetationsperiode dar (Sugimoto et al. 2002). Die Klimaerwärmung verstärkt das Auftauen des Permafrosts, was kurzfristig eine Verbesserung der Wasser- und Nährstoffversorgung, langfristig aber eine Verringerung der Permafrostfläche und damit in der Regel eine Verschlechterung der Wasserversorgung mit sich bringt.

Ein verstärktes **Abtauen von Permafrost** bei steigenden Lufttemperaturen lässt sich seit Ende des 20. Jahrhunderts beobachten (Payette et al. 2004; Camill 2005). Die Temperaturen in sehr kalten Permafrostböden sind dabei stärker angestiegen als in Permafrostböden mit weniger tiefem Frost (IPCC 2013). Modellrechnungen gehen bis zum Ende des 21. Jahrhunderts auf der Nordhalbkugel von einem weitgehenden Rückzug

des Permafrosts auf Nordostsibirien, Nordkanada und Grönland aus (Anisimov und Nelson 1996; Stendel und Christensen 2002; Lawrence und Slater 2005). Das Abtauen des Permafrosts führt in Form einer positiven Rückkopplung zu einer **Verstärkung der Klimaerwärmung**, da vom Permafrost ein bedeutender Anteil des Energieüberschusses aus der Strahlungsbilanz im Boden gebunden wird (Eugster et al. 2000). Nach Abtauen des Permafrosts verringert sich somit der Bodenwärmestrom, und es erhöhen sich der Fluss an fühlbarer Wärme und somit die Lufttemperatur.

Der Rückzug des Permafrosts hat umfassende **hydrologische und geomorphologische Auswirkungen**. Da wegen der Dichteanomalie des Wassers das Auftauen des Permafrosts mit einer Volumenkontraktion verbunden ist, kommt es häufig zu einem Absinken der Geländeoberfläche (**Thermokarst**). Eine Fläche von 3,6 Mio. km² – das entspricht 20 % der zirkumpolaren Permafrostregion der Nordhemisphäre – ist von Thermokarst betroffen (Olefeldt et al. 2016). Durch Thermokarst werden zunächst Stau-nässe und die Bildung von Senken und Seen gefördert (Payette et al. 2004). In überstauten Senken mit Torfbildung kann es durchaus wieder zur Neubildung von Permafrost kommen, wenn tief im Boden noch Reste von Permafrost vorhanden sind (Jorgenson et al. 2006). Vollständiges Abtauen führt hingegen auf Dauer zu besser drainierten Böden und dem Verschwinden von überstauten Bereichen (Yoshikawa und Hinzman 2003; Smith et al. 2005). Das Tauen von Permafrost kann auch Felsformationen destabilisieren, wie das vermehrte Auftreten von Felsstürzen in den Alpen während der europäischen Hitzewelle im Sommer 2003 andeutet (Gruber et al. 2004).

Im Permafrost finden sich große Mengen an **Kohlenstoff**, die teilweise dort bereits im **Pleistozän** festgelegt worden sind (Tarnocai et al. 2009; Schuur et al. 2015).

Dementsprechend kritisch für die globale Kohlenstoffbilanz ist der Einfluss der Klimaerwärmung auf den Permafrost zu bewerten. Durch das **Abtauen** von Permafrostböden wird der dort konservierte organische Kohlenstoff zunehmend verstoffwechselt (Schuur et al. 2008) und entweder direkt zu **CO₂ veratmet** (Dutta et al. 2006; Pautler et al. 2010) oder unter staunassen, anaeroben Bedingungen als **CH₄ freigesetzt** (Christensen et al. 2004; Knoblauch et al. 2018), das dann allerdings an der Bodenoberfläche teilweise von aeroben methanotrophen Bakterien weiter zu CO₂ umgesetzt wird (Liebner et al. 2009). Massenverlagerungen der tauenden Böden leisten zusätzlich zum Auftauen selbst einen weiteren Beitrag zur Kohlenstoff-Freisetzung aus dem Permafrost (Cassady et al. 2016). In der **Nettokohlenstoffbilanz** wirkt sich ein Abtauen von Permafrost nicht unbedingt zu jedem Zeitpunkt negativ aus. Schuur et al. (2009) fanden bei Untersuchungen in der Tundra Alaskas heraus, dass um 40 % erhöhte Kohlenstoffverluste in den ersten 15 Jahren nach Einsetzen des Auftauens des Permafrosts durch die daraufhin gesteigerte Produktivität der Vegetation nicht nur kompensiert, sondern sogar übertroffen wurden. Bereits länger aufgetaute Böden verloren jedoch erheblich mehr Kohlenstoff, als durch die Vegetation fixiert wurde.

Es gibt auch **marinen Permafrost** aus gefrorenem Salzwasser im Bereich der **Kontinentalschelfe** an den Küsten des Nordpolarmeeres und der Antarktis (Guglielmin und Dramis 1999; Romanovskii und Hubberten 2001; Romanovskii et al. 2004). Aus dem marinen Permafrost werden in nennenswertem Ausmaß **CH₄-Gasblasen** freigesetzt. Für den Kontinentalschelf Ostsibiriens schätzten Shakova et al. (2014), dass täglich zwischen 100 und 630 mg CH₄ m⁻² aus dem Permafrost ins Wasser austreten. Dieser Prozess läuft zwar schon seit Beginn des Holozäns ab, verstärkt sich aber mit zunehmender Erwärmung des Nordpolarmeeres.

1.6 Atmosphärische Zirkulation und ihre Beeinflussung durch die Klimaerwärmung

1.6.1 Grundlagen und Einfluss der Klimaerwärmung auf Extremwetterlagen

Die Dynamik der Troposphäre wird durch einige große geographische Gebiete der Erde umfassende Zirkulationssysteme bestimmt, die über atmosphärisch-ozeanische Wechselwirkungen in unterschiedlichem Maß mit der ozeanischen Zirkulation verknüpft sind. Die mittlere planetare Zirkulation in der Troposphäre kann vereinfacht durch ein Drei-Zellen-Modell beschrieben werden. Dabei existieren pro Hemisphäre jeweils drei Zellen: die tropisch-subtropische Hadley-Zelle, die Polarzelle und die von diesen beiden Zirkulationssystemen abhängige, thermisch inaktive Ferrel-Zelle. Letztere transportiert in der Höhe Energie zum Äquator, wohingegen die Höhenwinde der Hadley- und Polarzellen dem Energiegefälle vom Äquator zu den Polen folgen.

Die **Hadley-Zelle** bezeichnet die Luftzirkulation, die durch den Aufstieg warmer, feuchter Luftmassen bis zur Tropopause im Bereich der äquatornahen **innertropischen Konvergenzzone** ausgelöst wird. Von dort fließen die Luftmassen in der Höhe nach Norden und Süden ab und kühlen sich allmählich ab, bis sie schließlich etwa bei 30° N bzw. 30° S in die bodennahe Troposphäre absinken, wodurch sich dort stabile Hochdruckgebiete in Form der **subtropischen Hochdruckgürtel** formen. Als Nordost- bzw. Südostpassat, durch die Coriolis-Kraft in westlicher Richtung abgelenkt, fließen die Luftmassen anschließend in Bodennähe zum Äquator zurück. Die Hadley-Zelle (und damit das tropische Klima) hat sich seit 1979 um 0,5 Breitengrade pro Dekade in Richtung der beiden Pole ausgebreitet (Staten et al. 2018). Es ist davon auszugehen, dass die gestiegene