

Christian-Dietrich Schönwiese

Klimatologie

6. Auflage



Eine Arbeitsgemeinschaft der Verlage

Brill | Schöningh – Fink · Paderborn

Brill | Vandenhoeck & Ruprecht · Göttingen – Böhlau · Wien · Köln

Verlag Barbara Budrich · Opladen · Toronto

facultas · Wien

Haupt Verlag · Bern

Verlag Julius Klinkhardt · Bad Heilbrunn

Mohr Siebeck · Tübingen

Narr Francke Attempto Verlag – expert verlag · Tübingen

Psychiatrie Verlag · Köln

Ernst Reinhardt Verlag · München

transcript Verlag · Bielefeld

Verlag Eugen Ulmer · Stuttgart

UVK Verlag · München

Waxmann · Münster · New York

wbv Publikation · Bielefeld

Wochenschau Verlag · Frankfurt am Main

Christian-Dietrich Schönwiese

Klimatologie

Grundlagen, Entwicklungen und Perspektiven

6., überarbeitete und aktualisierte Auflage

176 Abbildungen

46 Tabellen im Text und Anhang

Verlag Eugen Ulmer • Stuttgart

Christian-Dietrich Schönwiese, geb. 1940 in Breslau (Schlesien), Studium der Meteorologie und Promotion (Dr. rer. nat.) an der Universität München. 1981–2006 Professor und Leiter der Arbeitsgruppe Klimaforschung am Institut für Atmosphäre und Umwelt, vormals Meteorologie und Geophysik, der Universität Frankfurt/Main, 1984/85 und 2000/2001 dort geschäftsführender Direktor, 1987/88 und 1996/97 Dekan des Fachbereichs Geowissenschaften, 1994–1996 und 2000–2003 geschäftsführender Direktor des fachübergreifenden Zentrums für Umweltforschung dieser Universität.

1985–2000 Mitherausgeber der Fachzeitschrift „Theoretical and Applied Climatology“ (Wien), 1993–1998 Rapporteur für statistische Klimatologie bei der Weltmeteorologischen Organisation (WMO), Koautor (1990 und 2001) bzw. Gutachter der Berichte des Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), weiterhin Mitglied (z. T. im Vorstand) verschiedener wissenschaftlicher Arbeitskreise und Gesellschaften des In- und Auslands. Hauptarbeitsgebiete: empirisch-statistische Analyse globaler und regionaler Klimavariationen der letzten Jahrhunderte, Abgrenzung anthropogener Klimaänderungen von natürlichen Variationen, Extremereignisse. Seit 2006 im Ruhestand, bis 2021 Vorlesungstätigkeit, weiterhin in Vorträgen und Publikationen aktiv.

Bibliografische Information der Deutschen Nationalbibliothek

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

Das Werk einschließlich aller seiner Teile ist urheberrechtlich geschützt. Jede Verwertung außerhalb der engen Grenzen des Urheberrechtsgesetzes ist ohne Zustimmung des Verlages unzulässig und strafbar. Das gilt insbesondere für Vervielfältigungen, Übersetzungen, Mikroverfilmungen und die Einspeicherung und Verarbeitung in elektronischen Systemen.

© 1994 / 2024 Eugen Ulmer KG

Wollgrasweg 41, 70599 Stuttgart (Hohenheim)

E-Mail: info@ulmer.de

Internet: www.ulmer.de

Lektorat: Sabine Mann, Dr. Andrea Schürg

Herstellung: Birgit Heyny

Umschlagbild: Helmuth Flubacher, Christian D. Schönwiese

Umschlaggestaltung: siegel konzeption | gestaltung, Stuttgart

Satz, Repro und Zeichnungen: Bernd Burkart; www.form-und-produktion.de

Druck und Bindung: Pustet, Regensburg

Printed in Germany

UTB-Band-Nr. 1793

ISBN 978-3-8252-6111-5

utb-E-ISBN 978-3-8385-6111-0

<https://doi.org/10.36198/9783838561110>

Inhalt

Vorwort zur 1. Auflage	9
Vorwort zur 2. Auflage	10
Vorwort zur 6. Auflage	11

1 Einführung

12

2 Grundbegriffe und Größenordnungen

2.1 Atmosphäre	18	2.5 Zeitliche Größenordnungen	41
2.1.1 Gegenwärtiger Zustand	18	2.6 Scale-Betrachtungen	46
2.1.2 Erdgeschichtliche Entwicklung	26	2.7 Klimadefinitionen	48
2.2 Umwelt und Ökosysteme	30	2.8 Klimatologie als interdisziplinäre Wissenschaft	51
2.3 Klimasystem	34		
2.4 Räumliche Größenordnungen ..	36		

3 Grundlagen des empirischen Klimas

3.1 Klimaelemente	56	3.2 Klimafaktoren	75
3.1.1 Lufttemperatur	57	3.3 Statistische Analysemethoden .	75
3.1.2 Luftdruck	59	3.3.1 Elementare deskriptive Methoden .	76
3.1.3 Wind	61	3.3.2 Schätz- und Prüfverfahren	80
3.1.4 Luftfeuchtigkeit	63	3.3.3 Schätzung von Zusammenhängen ..	81
3.1.5 Bewölkung	67	3.3.4 Messfehler, Inhomogenitäten und Repräsentanz	82
3.1.6 Niederschlag	69	3.3.5 Spezielle Methoden der Zeitreihenanalyse	84
3.1.7 Weitere Klimaelemente	71		
3.1.8 Globales Beobachtungssystem	71		

4 Physikalische Grundlagen

- | | | | |
|--|-----|--|-----|
| 4.1 Astrophysikalische Grundlagen | 90 | 4.5 Meteorologische Topografien | 116 |
| 4.2 Strahlungs- und Wärmehaushalt | 95 | 4.6 Hebungsprozesse und Wolkenbildung | 118 |
| 4.3 Luftdruckkonstellationen | 106 | 4.7 Wasserkreislauf | 124 |
| 4.4 Luftbewegung | 110 | 4.8 Schnee und Eis | 128 |
-

5 Zirkulation der Atmosphäre

- | | | | |
|--|-----|--|-----|
| 5.1 Begriff der Zirkulation | 132 | 5.3.5 Stadt-Umland-Windsystem | 145 |
| 5.2 Planetarische (globale) Zirkulation | 134 | 5.3.6. Wirbelwindssysteme | 145 |
| 5.3 Regionale Zirkulation | 139 | 5.3.7 Strahlströme | 146 |
| 5.3.1 Tropische Zirkulation und Monsune | 139 | 5.3.8 Polarfrontzyklonen | 148 |
| 5.3.2 Land-See-Windsystem | 141 | 5.3.9 Nordatlantik-Oszillation und weitere Moden | 151 |
| 5.3.3 Hang- und Berg-Tal-Windsystem | 142 | 5.4 Großwetter und Witterungsregelfälle | 153 |
| 5.3.4 Luv-Lee-Windssysteme | 143 | 5.5 Stratosphärische Zirkulation | 154 |
-

6 Zirkulation des Ozeans

- | | | | |
|---|-----|---|-----|
| 6.1 Charakteristika des Ozeans | 157 | 6.3 El-Niño-Phänomen und Atlantische Multidekadische Oszillation | 163 |
| 6.2 Meeresströmungen | 160 | | |
-

7 Zirkulation der Kryosphäre und Lithosphäre

- | | | | |
|---------------------------------|-----|----------------------------------|-----|
| 7.1 Kryosphäre | 169 | 7.2 Lithosphäre | 171 |
|---------------------------------|-----|----------------------------------|-----|

8 Beobachtete Charakteristika der Klimatelemente

- | | | | | | |
|-----|--------------------------------|-----|-----|--------------------------------|-----|
| 8.1 | Luftdruck und Wind | 174 | 8.4 | Bewölkung und Niederschlag ... | 186 |
| 8.2 | Luft- und Wassertemperatur ... | 178 | 8.5 | Atmosphärische Gefahren | 192 |
| 8.3 | Verdunstung und Luftfeuchte .. | 184 | | | |
-

9 Klimasynopsis

- | | | | | | |
|-----|----------------------------------|-----|-----|--|-----|
| 9.1 | Allgemeine Aspekte | 194 | 9.5 | Deterministische (physikalische)
Klimamodelle | 205 |
| 9.2 | Thermisch-hygrische Begriffe ... | 195 | 9.6 | Statistische Klimamodelle | 214 |
| 9.3 | Klimadiagramme | 198 | | | |
| 9.4 | Klimaklassifikationen | 200 | | | |
-

10 Bioklimatologie

- | | | | | | |
|------|---|-----|------|----------------------------|-----|
| 10.1 | Grundlegende Charakteristika
der Biosphäre | 217 | 10.4 | Phänologie | 230 |
| 10.2 | Vegetationsklassen | 220 | 10.5 | Humanbioklimatologie | 232 |
| 10.3 | Funktionale Zusammenhänge .. | 226 | | | |
-

11 Klimageschichte

- | | | | | | |
|------|---|-----|------|--|-----|
| 11.1 | Begriffliche und
methodische Aspekte | 236 | 11.4 | Neoklima | 260 |
| 11.2 | Informationsquellen | 239 | 11.5 | Übersicht über
natürliche Ursachen von
Klimaänderungen | 281 |
| 11.3 | Paläo- und historisches Klima .. | 243 | | | |

12 Anthropogene Klimabeeinflussung

12.1 Übersicht und allgemeine Aspekte	287	12.4 Vergleichende Signalanalyse und Zukunftsprojektionen	304
12.2 Stadtklima	291	12.5 Klimaauswirkungen	314
12.3 Globalklima: Anthropogener Treibhauseffekt	295	12.6 Klima und Konflikte	322

13 Stratosphärischer Ozonabbau	324
--------------------------------------	-----

14 Klimaschutz	329
----------------------	-----

Anhang

A.1 Abkürzungen und Symbole	338	A.9 Wichtigste Fluor-haltige klimawirksame Spurengase	377
A.2 Maßeinheiten und Umrechnungsformeln	345	A.10 Klimatologische Kippschalter-Mechanismen	378
A.3 Klimatabellen	351	A.11. Auswahl der vom IPCC (2023) genutzten Klimamodelle	379
A.4 Chronologie der El-Niño-Ereignisse seit 1541	368	A.12 Beobachtete klimatologische Extremwerte	380
A.5 Chronologie einiger explosiver Vulkanausbrüche seit 1755	370		
A.6 Singularitätenkalender (Witterungsregelfälle)	372		
A.7 Beobachtete maximale Niederschlagssummen	374	Literaturverzeichnis	381
A.8 Größte Naturkatastrophen mit klimatologischer Relevanz seit 1990	375	Verzeichnis der Internetadressen	402
		Sachverzeichnis	404

Vorwort zur 1. Auflage

Es gibt nur wenige Wissenschaftsbereiche, die in neuerer Zeit einen derartigen Aufschwung genommen haben wie die Klimatologie. Dies geschah innerhalb der letzten zwei bis drei Jahrzehnte auf wissenschaftlicher Ebene und hat dann innerhalb des letzten Jahrzehnts mehr und mehr auch die öffentliche Diskussion erfasst.

Die Indizien und Gründe dafür sind vielschichtig. Wissenschaftlich gesehen können als Indizien beispielsweise eine ganze Reihe von neu entstandenen Fachzeitschriften dienen (Climatic Change, seit 1977; International Journal of Climate and Applied Meteorology, seit 1981 [Erg.: seit 1988 Journal of Climate separat]; Theoretical and Applied Climatology, seit 1986, früher Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie). Inhaltlich geht der Aufschwung der Klimatologie auf die explosionsartig gewachsenen Informationen der Klimageschichte (paläo- und neoklimatologisch), die Fortschritte bei der Klimamodellierung sowie die zunehmende Aktualität anthropogener Klimaänderungen zurück [...].

Nachdem ich mich in mehreren populärwissenschaftlichen Büchern zunächst der Informationspflicht gegenüber der Öffentlichkeit gestellt habe, bin ich nun der Anregung des Ulmer-Verlages gefolgt, zu diesem wichtigen und aktuellen Thema auch ein Lehrbuch beizusteuern [...], eine interdisziplinäre Grundeinführung in das Gesamtgebiet der Klimatologie, die neben den deskriptiven und physikalischen Grundlagen eben diese interdisziplinären Querverbindungen betont und zugleich das Klima als veränderliches Phänomen in Raum und Zeit

auffasst, das heißt die Klimaänderungen – seien sie natürlich oder anthropogen – mit dem ihnen gebührenden Gewicht einbezieht. Das Buch richtet sich somit vorwiegend an alle Studenten, in deren Studiengang das Klima eine Rolle spielt, daneben aber auch an alle sonstigen interessierten Wissenschaftler sowie – allgemeines naturwissenschaftliches Grundwissen vorausgesetzt – an Laien [...]. Formal ist anzumerken, dass alle verwendeten Abkürzungen und Symbole sowie Maßeinheiten im Anhang zusammengestellt sind [...]. Weiterhin stellt der Anhang relativ umfangreiche Klimatabellen zur Verfügung [...]. An Stelle der Kommaschreibweise von Dezimalbrüchen (z. B. 27,5) ist generell die internationale übliche Punkt Schreibweise verwendet worden (z. B. 27.5), die beispielsweise bei Aufzählungen vorteilhafter ist [...].

Bleibt der Dank an meine Familie, die wie immer bei derartigen Fällen viel Geduld gezeigt hat, [...] an Frau Christine Lidzba, die einen Teil der graphischen Darstellungen angefertigt hat, an Frau Petra Langeneck und Frau Britta Siebert sowie Herrn Stefan Beine für die Durchführung der Schreibebeiten, schließlich an den Verlag für die Anregung zum Schreiben und die gute Zusammenarbeit bei der Drucklegung.

Frankfurt a. M., im Frühjahr 1994
Christian-Dietrich Schönwiese

Kürzungen sind jeweils durch Punkte [...] gekennzeichnet.

Vorwort zur 2. Auflage

Bei der nun vorliegenden zweiten Auflage habe ich [...] eine umfangreiche Überarbeitung vorgenommen, teils durch Straffungen und Präzisierungen, teils durch Aktualisierungen und Ergänzungen. Weitgehend neu geschrieben sind insbesondere die Kapitel 3.3, 5.3.9, 9.5, 9.6, 11 und 12. [...] In diesem Zusammenhang bin ich vielen Kollegen zu Dank verpflichtet, die mich durch kritische Hinweise, Verbesserungsvorschläge und sonstige Informationen unterstützt haben. Einige davon seien hier (in alphabetischer Reihenfolge) genannt: Prof. Dr. H.-R. Bork, PD Dr. U. Cubasch, Prof. Dr. M. Domrös, Prof. Dr. W. Endlicher, Dr. A. Engel, PD Dr. F.-W. Gerstengarbe, Dr. J. Grieser, Prof. Dr. P. Hupfer, J. Lieckfeld, Dipl.-Met. T. Staeger, Dipl.-Met. S. Trömel und Dr. A. Walter. Dem Trend der Zeit entsprechend sind zu den ganz erheblich angewachsenen Literaturhinweisen nun auch Internet-Adressen getreten.

[...] Ich hoffe, mit diesem Buch auch weiterhin [...] zur wissenschaftlichen Grundlageninformation beitragen zu können. Nach wie vor ersetzt dieses Buch zwar weder den Meteorologie- noch anderen Studenten die Einführung in ihr jeweiliges Fachgebiet. Aber es schafft die interdisziplinären Querbezüge und ermöglicht dem Nicht-Meteorologen, da es auch einige meteorologische Grundtatsachen zusammenfasst, den Direkteinstieg in die Klimatologie. Schließlich danke ich wiederum dem Ulmer-Verlag, insbesondere Frau Dr. Nadja Kneissler, für die gute Kooperation.

Frankfurt a. M., im Frühjahr 2002
Christian-Dietrich Schönwiese

Kürzungen sind jeweils durch Punkte [...] gekennzeichnet.

Vorwort zur 6. Auflage

In den letzten Jahrzehnten ist das Interesse an der Klimatologie immer mehr angewachsen, sowohl in der Wissenschaft als auch in der Öffentlichkeit. Dort hat einerseits insbesondere die 21. Vertragsstaatenkonferenz zur Klimarahmenkonvention (COP 21, inzwischen hat 2023 bereits COP 28 stattgefunden) mit ihren klimapolitischen Zielsetzungen (sog. Pariser Übereinkunft) viel Aufmerksamkeit gefunden, andererseits wird, insbesondere von diversen Umweltgruppierungen, mit Recht beklagt, wie bescheiden die bisherigen Erfolge der Klimapolitik noch sind. Wissenschaftlich sind die überaus umfangreichen Berichte des IPCC (sog. Weltklimarat) ein Spiegelbild der Aktivitäten und Fortschritte, die auch für mich immer eine der wichtigsten Informationsgrundlagen waren und sind. Dabei umfasst allein der Teil I (physikalisch-wissenschaftliche Basis) des 6. Sachstandsberichts (2023) 2391 Seiten mit ca. 14000 Quellenangaben. Dies alles immer angemessen zu berücksichtigen, ist nicht einfach. Die Flut populärwissenschaftlicher Bücher der letzten ca. 1–3 Jahre, meist konzentriert auf den anthropogenen Klimawandel, lässt nach meinem Eindruck vielfach sehr zu wünschen übrig und kann daher die Bücher aus wissenschaftlicher Perspektive und Feder nicht ersetzen. Was nun mein Klimatologie-Lehrbuch betrifft, so freut es mich sehr, dass ich nach den bisherigen Auflagen (1994, 2002, 2008, 2013, 2020) nun relativ rasch bereits die 6. Auflage vorlegen kann. Dabei habe ich besonderen Wert auf Ak-

tualität gelegt, und zwar sowohl hinsichtlich der wissenschaftlichen Basis (IPCC usw.) als auch beim Abruf der vielen Klima- und sonstigen Daten, die im Fall von Zeitreihen bis einschließlich 2023 reichen und nur in Ausnahmefällen, aufgrund begrenzter Verfügbarkeit, nur bis einschließlich 2022. Natürlich ändern sich viele physikalische und sonstige Grundlagen nicht, so dass ich in solchen Fällen bei den auch schon früher genutzten Quellen bleiben konnte. Und nach wie vor habe ich auch ziemlich viele historische Publikationen zitiert.

Wie bisher richtet sich dieses Buch vor allem an Studierende und Wissenschaftler, für die klimatologische Informationen wichtig sind, wie in den Geo- und sonstigen Naturwissenschaften, aber auch alle anderen, die an umfassenden, streng wissenschaftlich basierten Klimainformationen interessiert sind. Meinen Kollegen, insbesondere Prof. Dr. Engel (Univ. Frankfurt), danke ich für fachliche Unterstützung. Auch meinen Rezensenten danke ich, insbesondere Prof. Dr. Kuttler (Univ. Duisburg-Essen), für hilfreiche Korrekturhinweise. Ein ganz besonderer Dank geht wie immer an den Ulmer Verlag, insbesondere für hervorragende Zusammenarbeit an die Lektorin Sabine Mann, den Grafiker Helmuth Flubacher sowie den Setzer Bernd Burkart.

Oberursel/Frankfurt a. M., im Sommer 2024
Christian-Dietrich Schönwiese

1 Einführung

Klima ist ein hochaktuelles und ausgeprägt interdisziplinäres Objekt der Forschung. Seine Veränderungen in Zeit und Raum beinhalten aber auch historische und prähistorische Aspekte, die letztlich bis in die Entstehungszeit der Erde zurückreichen. Die physikalische, chemische und statistische Analyse der Klimaprozesse und Klimadaten führt dabei nicht nur zum Verständnis der Klimavariabilität, sondern liefert auch die Grundlage für die Diskussion von Klimaschutzmaßnahmen. Die folgende kurze Einführung umreißt diese Problematik und stellt die Gliederung des Buches vor.

Das Wort **Klima** entstammt der griechischen Sprache, tritt bereits bei Parmenides von Elea (um 500 v. Chr.) sowie Hippokrates (460–375 v. Chr.; vgl. z. B. Hupfer und Kuttler 2006) auf und bedeutet „Neigung“ (griech. κλίμα). Gemeint ist dabei die Sonne, deren Einstrahlung auf die Erdoberfläche einem gewissen, von der geographischen Breite abhängigen mittleren Neigungswinkel unterliegt. Je steiler dieser Neigungswinkel ist, d. h. je weniger er vom Zenitstand der Sonne abweicht, desto wärmer sind Erdoberfläche und bodennahe **Atmosphäre**, so bereits die damalige Erfahrung, die nach diesem Kriterium zur ersten bekannten Differenzierung von **Klimazonen** (Parmenides) führte, nämlich „heißes Klima“ (geringe Zenitdistanz, steile Einstrahlung), mäßig temperiertes Klima (mittlere Zenitdistanz) und „kaltes“ Klima (große Zenitdistanz, flache Einstrahlung; näheres Kap. 4.1). Diese statische Betrachtungsweise, die das Klima als im Wesentlichen, d. h. von tages- und jahreszeitlichen Variationen sowie von Wettervariationen abgesehen, unveränderliches Phänomen ansieht, hat die Klimatologie bis weit in das 19. Jahrhundert hinein beherrscht, ja war auch noch in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts dominant, bevor die Erweiterung von der **Mittelwerts-** zur **Schwankungsklimatologie** (Hantel et al. 1987, Schönwiese 1974) in angemessener Tragweite gelang. Dagegen ist die Erkenntnis, dass das Leben auf der Erde und insbesondere der Mensch hochgradig und fatal vom Klima abhängt, sehr alt und geht sicherlich, verbunden mit der Mittlerrolle von Landwirtschaft und Ernährung, über das antike Griechenland weit hinaus. Nicht

ohne Grund sind in Ägypten über Jahrtausende hinweg die von der Niederschlagstätigkeit abhängigen Pegelstände des Nils (Kap. 11) sorgfältig beobachtet und aufgezeichnet worden (Grotzfeld 1991), weil nämlich die damit verbundenen Überschwemmungen für den Ackerbau von eminenter Bedeutung sind. Ähnlich wichtig ist die Rolle der Monsunniederschläge (Kap. 5.3.1) für Indien, sodass dort schon sehr früh mit Niederschlagsmessungen begonnen worden ist, vielleicht schon vor mehr als zweitausend Jahren. Der Untergang der Harappan-Kultur (Rajasthan, Indien; Hare 1979) aufgrund einer drastischen Abnahme der Niederschlagstätigkeit etwa um 3700 v. Chr. ist eines der nicht wenigen Beispiele für **abrupte Klimaänderungen** der Vergangenheit (siehe z. B. Berger und Labeyrie 1987) und zugleich ein Beispiel für die Auswirkungen von Klima und Klimaänderungen auf die Menschheit (vgl. Klimawirkungsforschung, Kap. 10 und 12.5). Viele Aspekte, die sich für diese frühe Zeit nur über die indirekte Informationserfassung der **Paläoklimatologie** (Kap. 11.2 und 11.3) erschließen lassen, waren schon im antiken Griechenland Gegenstand wissenschaftlicher Untersuchungen, wie beispielsweise die Schriften von Hippokrates (460–375 v. Chr.) bezeugen, der aus ärztlicher Sicht bereits die Vision dessen hatte, was wir heute als Kurortklimatologie bezeichnen und somit bedeutende **bioklimatologische** Grundlagen legte (Kap. 10.5). Eine der ersten modernen Klimadefinitionen (näheres Kap. 2.7), nämlich die von Alexander von Humboldt (1769–1859), bezieht sich ebenfalls auf diesen bioklimatischen Gesichts-

punkt (vgl. S. 57/58), der bis ungefähr zur zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts leider in eine Randrolle abgedrängt worden ist, bevor er dann in den Spezialdisziplinen der **Agrar-, Forst- und Medizinmeteorologie** einen neuen Aufschwung nahm.

Da Klima primär eine bestimmte, nämlich langzeitliche (Kap. 2.5 und 2.7) Betrachtungsweise der Atmosphäre der Erde ist, beginnt die moderne Entwicklung sowohl der **Meteorologie** (Wissenschaft der Atmosphäre) als auch der Klimatologie mit der exakten, messtechnischen und somit **physikalischen Erfassung** dieses Mediums ab dem 17. Jahrhundert n. Chr.; denn in diese Zeit der einsetzenden Entwicklung der Experimentalphysik fallen nicht nur die Erfindungen des Thermometers (vermutlich Galilei 1611) und des Barometers (Torricelli 1643; vgl. z. B. von Rudloff 1967), sondern auch die ersten simultanen Messungen an verschiedenen Orten, nämlich Florenz und Pisa, durch die **Accademia del Cimento** (Klima-Akademie). Vorausgegangen waren verbale Wetteraufzeichnungen, beispielsweise durch Ptolemäus 127–151 n. Chr. in Alexandria oder 1337–1344 durch Merle in England oder 1617–1626 durch Kepler in Linz (näheres in Kap. 11 sowie unter anderem bei von Rudloff 1967, Schönwiese 1995). Ein Blick auf die historische Entwicklung, der hier nur sehr knapp und exemplarisch ausfallen kann, muss die **Societas Meteorologica Palatina** (Meteorologische Gesellschaft der Pfalz) besonders hervorheben, die auf Initiative des Kurfürsten Karl Theodor und unter wissenschaftlicher Leitung ihres Sekretärs und einstigen Hofkaplans Hemmer ab 1780/1781 das erste internationale Messnetz aufbaute. Es umfasste maximal 39 Stationen, die immerhin von Nordamerika über den Schwerpunkt Europa bis in den Ural reichten. Nicht nur diese internationale Informationserfassung, sondern auch einige Beobachtungstechniken wie beispielsweise die **Mannheimer Stunden**, nämlich die Beobachtungszeiten 7, 14 und 21 Uhr Ortszeit zur Errechnung täglicher Mittelwerte der erfassten Klimaelemente (wobei im Fall der Temperatur der 21-Uhr-Wert doppelt in die Berechnung des daher entsprechend gewichteten arithmetischen Mittelwertes eingeht), waren in der klimatologischen Entwicklung wegweisend.

Übrigens handelte es sich bei allen diesen Messwerten um Klima- und nicht um Wetterdaten, da die noch ausstehende Entwicklung der Telekommunikation einen raschen Datenaustausch nicht ermöglichte und der eigentliche Wert dieser Daten in der Errechnung von Tages-, Monats- und Jahresmittelwerten lag, um die Gegebenheiten an einer bestimmten Messstation im Vergleich zu anderen Stationen über eine längere Zeit hinweg, ganz im Sinn des Klimabegriffs (Kap. 2.7), zu kennzeichnen. Dies schloss und schließt die experimentalphysikalische Erfassung der unteren Atmosphäre ein. Der zweite Aspekt, nämlich die Möglichkeit, bei Verfügbarkeit dieser Daten über viele Jahre hinweg auf Witterungs- und Klimaänderungen zu schließen, war damals zwar nicht unbekannt, wurde aber noch nicht besonders intensiv wahrgenommen. So ist es vielleicht zu verstehen, dass diese ersten nationalen oder internationalen Messnetze den Tod ihrer Initiatoren, bei der Societas Meteorologica Palatina war dies das Jahr 1795, nicht überlebten. Nur der Eigeninitiative von zumeist Mönchen, Pfarrern und Lehrern, gelegentlich auch von Einzelwissenschaftlern (nicht selten Astronomen), ist es zu verdanken, dass einige dieser Beobachtungsreihen mehr oder weniger lückenlos bis heute fortgeführt worden sind und uns so, auf dem Weg der direkten Messung, mehr als 200 Jahre, im Falle der Temperatur in England sogar rund 350 Jahre **Klimageschichte** erschließen. Davon sowie von historischen und indirekten Klimazeugen, die uns noch sehr viel weiter in die Vergangenheit führen, wird im Kap. 11 noch eingehend die Rede sein.

Unser kurzer historischer Rückblick führt uns dagegen weiter in die Neuzeit; hier ist 1854 ein weiteres wichtiges Datum. Damals, im Krim-Krieg zwischen Frankreich und Russland, vernichtete ein Meeressturm bei Sewastopol die französische Kriegsflotte. Die inzwischen gewachsenen meteorologischen Kenntnisse ließen den Eindruck entstehen, dass eine rasche und kontinuierliche Übermittlung und Bewertung atmosphärischer Daten ein Erkennen von Existenz und Zugrichtung dieses Sturmes und somit eine Unwettervorhersage ermöglicht hätte. Nur wenige Jahre später, nämlich 1863, gründete Frankreich daraufhin

den **ersten nationalen Wetterdienst**; Deutschland folgte 1876 mit der „Seewetterwarte“ (Hamburg). Die Stoßrichtung war nun aber eine ganz andere: Rasche Meldung von Messdaten des Luftdrucks, des Winds, der Temperatur, des Niederschlages usw. von den einzelnen Stationen an eine Zentrale (die dazu notwendige Telegrafie hatten Gauss und Weber ab 1833 entwickelt), Darstellung eines **synoptischen** Zustandes, d. h. Zusammenschau der Gegebenheiten an verschiedenen Stationen zur gleichen Zeit (Synoptische Meteorologie, Kap. 2.8 und 5.3.8) in einer Karte, Wiederholung des gleichen Prozedere für eine spätere Zeit, Analyse von Tiefdruckgebieten (Regionen relativ geringen Luftdrucks, typisch auch für Stürme, sog. Sturmtiefs) u. a. und deren Bewegungsrichtung, Versuch von Vorhersagen für die folgenden Stunden und Tage (zunächst empirisch durch Extrapolation dieser Bewegungsrichtung, später auch auf Grund von Modellrechnungen). Die dabei betrachteten relativen Kurzfristvorgänge zielen allerdings nicht auf das Klima, sondern auf das **Wetter** ab, die genannten Karten sind im Prinzip die auch heute noch üblichen und in vereinfachter Form über die Medien verbreiteten **Wetterkarten**.

Nach wie vor hat man aber auch in der damaligen Zeit, neben der stürmischen Entwicklung von Physik und Chemie, der Meteorologie im Allgemeinen und der synoptischen Meteorologie im Besonderen, das Klima nicht aus den Augen verloren. So entstanden parallel zu den Wetterkarten (die erste übrigens 1816 durch Brandes, allerdings anhand von Daten des Jahres 1753 und somit nicht aktuell im Sinne der Wetteranalyse verwertbar) die vermutlich ersten **Klimakarten** durch Alexander von Humboldt (1769–1859), als er 1817 erstmals vieljährige Mittelwerte der Lufttemperatur in einer Isothermenanalyse zusammenfügte. Um 1900 entwickelte Wladimir Köppen (1846–1949) seine im Prinzip noch heute relevante **Klimaklassifikation**, die interessanterweise weitgehend an den Klimaauswirkungen in der Vegetation und damit klimawirkungsbezogen orientiert ist (Köppen 1923). Trotzdem etablierte sich gerade damals eine praktisch ausschließlich an der bodennahen atmo-

sphärischen Luftschicht und vieljähriger Mittelwertsbetrachtung orientierte Klimatologie, was die damals üblichen **Klimadefinitionen** deutlich zum Ausdruck bringen (von Hann 1883: „Unter Klima verstehen wir (...) den mittleren Zustand der Atmosphäre (...)“; Köppen 1923: „Unter Klima verstehen wir den mittleren Zustand (...) der Witterung (...)“; näheres Kap. 2.7). Und dies obwohl gerade Köppen zusammen mit Wegener 1924 ein bedeutendes Werk über „Die Klimate der geologischen Vorzeit“ publizierte. Es bestand wohl die Ansicht, dass vor langer, vorhistorischer Zeit zwar Klimazustände existiert hatten, die vom „derzeitigen Klima“ deutlich abwichen, dass aber dieses „derzeitige Klima“ seit Jahrhunderten oder gar Jahrtausenden praktisch stabil sei.

Bereits 1778 hatte nämlich Buffon die Vermutung geäußert, dass es in dieser geologischen Vergangenheit ein gegenüber „heute“ wesentlich kälteres Klima gegeben haben müsse, für das Schimper 1837 den Namen Eiszeit prägte (Frenzel 1967). Denn bestimmte Geländeformen wie Moränen und Seen im Voralpenland oder Skandinavien wurden geomorphologisch korrekt als die Hinterlassenschaft von Bewegungen und schließlich des Abschmelzens riesiger Eismassen gedeutet und die Geologen entnahmen den Boden- und Gesteinsschichten, nicht zuletzt den darin enthaltenen fossilen Resten von Tieren und Pflanzen (Paläontologie), Hinweise auf sowohl kälteres als auch, in noch früherer Zeit, wärmeres Klima. Penck und Brückner fanden in der Zeit 1901–1909, motiviert durch ein Preisausschreiben der Sektion Breslau des Deutschen Alpenvereins, heraus, dass es nicht eine, sondern mehrere „Eiszeiten“ gegeben haben müsse, denen sie Namen nach bayerischen Voralpenflüssen gaben (Würm, Riß, Mindel, Günz; näheres Kap. 11). Wir sind damit unversehens in die Faszination der **Paläoklimatologie** (Kap. 11) hineingeraten, die mittels indirekter Methoden versucht, die Klimaschwankungen der vorhistorischen Zeit zu rekonstruieren, mit Überlappungen bis in die Neuzeit, und die seit der Mitte des 20. Jahrhunderts bis in die jüngste Zeit hinein einen gewaltigen Aufschwung genommen hat. Eine wesentliche Voraussetzung dafür war die Entde-

ckung von Urey (1951), dass das Verhältnis der Sauerstoff-Isotope mit den Massenzahlen 18 (^{18}O) und 16 (^{16}O) temperaturabhängig ist. Urey sprach von einem „geologischen Thermometer“, das es in der Folgezeit gestattet hat, aus Bohrungen im polaren Eis (Eisanalysen, H_2O) sowie Bohrungen in den Sedimenten des Meeresbodens (Analyse kalkhaltiger Mikroorganismen, CaCO_3) in Zusammenhang mit Altersbestimmungen Temperaturrekonstruktionen in der Größenordnung von Jahrhunderttausenden bzw. Jahrmillionen vorzunehmen (näheres Kap. 11; siehe auch z. B. Schwarzbach 1974, Frakes 1979, Huch et al. 2001, IPCC 2014, 2023). Eisbohrungen erlauben darüber hinaus auch Rückschlüsse auf klimasteuernde Mechanismen wie beispielsweise die vergangene Vulkantätigkeit und Sonnenaktivität oder frühere atmosphärische Spurengaskonzentrationen. Diese wichtige und aufschlussreiche Entwicklung, zusammen mit vielen weiteren paläoklimatologischen Methoden, hat unsere Kenntnisse über die Klimaänderungen der Erdgeschichte so immens bereichert und die Fiktion eines statischen Klimas so gründlich revidiert, dass das Wort faszinierend sicherlich nicht zu hoch gegriffen ist.

Die Renaissance der Klimatologie, wie sie noch vor wenigen Jahrzehnten manche Fachleute für unmöglich gehalten hatten, ist neben der Erforschung vergangener Klimaänderungen und der Klimawirkungsforschung auch durch das Problem der menschlichen Beeinflussung und daraus resultierenden **anthropogenen Klimaänderungen** stimuliert worden, welche die natürlichen Klimavariationen überlagern. Zwar gibt es solche Einflüsse, in Zusammenhang mit der Umwandlung von Natur- in Kulturlandschaften und insbesondere den dabei vorgenommenen Waldrodungen schon seit Jahrtausenden; besonders deutlich sind solche Effekte aber erst im Laufe des Industriezeitalters in Erscheinung getreten. Ein prominentes Beispiel dafür ist im regionalen Maßstab das **Stadtklima** (Kap. 12.2), das sich deutlich vom **Umlandklima** unterscheidet und dessen Ausprägung mit der Größe der betreffenden Stadt wächst. Zur Untersuchung dieses Phänomens kommen viele wichtige Beiträge aus dem Bereich der **Geographie**, was übrigens auch auf

die statistische Klimatologie und die Klimawirkungsforschung zutrifft.

Im globalen Maßstab sind mit Recht die Effekte in den Blickpunkt gerückt, die mit der anthropogenen Emission **klimawirksamer Spurengase** in die Atmosphäre („**anthropogener Treibhauseffekt**“) zusammenhängen (Kap. 12.3), wobei sich die entsprechenden globalen Klimaänderungen selbstverständlich aus regionalen (unterschiedlicher Art) zusammensetzen. An der Diskussion dazu beteiligt sich mehr und mehr auch die Öffentlichkeit, da es sich wegen der geforderten Klimaschutzmaßnahmen auch um ein wirtschaftlich-politisches Problem handelt, das letztlich uns alle betrifft. Leider verläuft diese öffentliche Diskussion aber nicht immer in der notwendigen sachlichen Art und Weise, da sich dabei auch Irrtümer und Emotionen einschleichen. Die Vereinten Nationen (UN) haben jedoch bereits im Rahmen der Ersten Weltklimakonferenz (Weltmeteorologische Organisation, WMO 1979), damals noch von der Öffentlichkeit weitgehend unreflektiert, einen Appell an alle Nationen der Welt gerichtet, den Problembereich anthropogener Klimaänderungen ernst zu nehmen und diese Veränderungen zu verhindern. Seit 1992, völkerrechtlich verbindlich seit 1994, gibt es die **UN-Klimaschutzkonvention** (Klimarahmenkonvention), die allerdings zunächst nur wenig mehr als eine Absichtserklärung war. Konkretisierungen dazu streben nun aber die seit 1995 im jährlichen Turnus stattfindenden Vertragstaatenkonferenzen an (Kap. 14).

In der wissenschaftlichen Diskussion befindet sich der Problembereich globaler anthropogener Klimaänderungen mindestens seit den Arbeiten von Arrhenius (1896). Heute beruhen die aussagekräftigsten wissenschaftlichen Argumente, neben den Methoden und Erkenntnissen der neo- wie paläoklimatischen Rekonstruktion und Diagnostik des Klimas, sicherlich auf den aufwendigen **Klimamodellrechnungen**, die auf physikalischer Grundlage und unter ehrgeizigem EDV-Einsatz den gegenwärtigen, vergangene und eben auch in Zukunft mögliche Klimazustände simulieren (Kap. 9.5, 12.3, 12.4). Die Entwicklung solcher aufwendiger Klimamodelle hat, nach stark vereinfachten Ansätzen, in etwa Ende der sechziger Jahre des

20. Jahrhunderts begonnen (z. B. Manabe und Wetherald 1967, Manabe und Bryan 1969) und erst in jüngerer Zeit mit der Anwendung gekoppelter atmosphärisch-ozeanischer Zirkulationsmodelle und der Simulation des kombinierten anthropogenen Treibhausgas- (global gemittelt bodennah erwärmend) und Sulfatpartikeleffekts (global gemittelt bodennah abkühlend) einen neuen Höhepunkt erreicht (IPCC 2007, 2014, 2023; Cubasch und Kasang 2000, Latif 2009; Rahmstorf und Schellnhuber 2019).

Die **Chemie der Atmosphäre**, die im 20. Jahrhundert und ganz besonders in den letzten Jahrzehnten neben der Physik der Atmosphäre zur zweiten tragenden Säule der Meteorologie geworden ist – und die Meteorologie ist als atmosphärische Wissenschaft ja sozusagen die Mutter der Klimatologie –, ist auf den ersten Blick nicht besonders klimarelevant, weil die Chemie Stoffumwandlungen und damit im Allgemeinen relativ reaktionsfreudige Substanzen betrachtet; denn im Gegensatz zur Luftchemie und der damit zusammenhängenden Umweltproblematik geht es in der Klimatologie um langfristige Prozesse, bei denen eher reaktionsträge Substanzen und damit einmal mehr physikalische Vorgänge die tragende Rolle spielen. Bei näherem Hinsehen stellt sich diese Auffassung aber als kurzfristig heraus, weil chemische Reaktionen zur Produktion und Anreicherung langlebiger Gase und damit sehr wohl zu Klimaeffekten führen können, und weil es diverse Querverbindungen, beispielsweise zwischen der Ozonchemie der oberen Atmosphäre (Stratosphäre) und dem Klima der unteren Atmosphäre (Troposphäre), gibt. Diese Aspekte sind jedoch relativ neu und haben erst in Zusammenhang mit dem Problem weltweiter anthropogener Klimaänderungen und der Erweiterung der Klimatologie zu einer breit angelegten Umweltwissenschaft Eingang in diese Disziplin gefunden.

So bilden **Klima und Klimatologie**, mit Blick auf **Vergangenheit, Gegenwart und Zukunft** (Lamb 1972, 1979), in ihren **Gegebenheiten, Variationen, Ursachen und Auswirkungen**, eine Wissenschaft und Forschungsaufgabe (vgl. auch Kap. 2.8, 14) von großer Wichtigkeit, Aktualität und gesellschaftspolitischer Relevanz.

Gleichzeitig handelt es sich um eine überaus komplizierte und ausgeprägt interdisziplinäre Herausforderung mit vielen Erkenntnissen, aber auch vielen Unsicherheiten und Fragezeichen.

Sich diesem Problemkreis zu nähern, wenigstens die wichtigsten grundlegenden Aspekte – im Sinne einer Einführung – kennen und verstehen zu lernen, ist nicht einfach. Das vorliegende Buch versucht dies in folgender Weise:

- Einführung einiger Grundbegriffe und Grundphänomene (Kap. 2 und 3), als Basis der nachfolgenden Kapitel;
- Erläuterung einiger physikalischer Grundtatsachen (Kap. 4), die u. a. zum Verständnis der anschließend beschriebenen
- Bewegungsvorgänge (Zirkulation) in Atmosphäre, Ozean, Kryosphäre (Eisgebieten) und Lithosphäre (Kap. 5–7) notwendig sind; diese Bewegungsvorgänge bewirken ihrerseits im Wesentlichen die
- beobachteten klimatologischen Grundcharakteristika (Kap. 8).
- Erst danach folgt die Klimasynopsis (Kap. 9), d. h. die Synthese von Einzelbegriffen und Einzelvorgängen zum Klimakomplex, ganz im Sinne Köppens (1923; Kap. 2.7), der von einer „doppelten Abstraktion des Klimabegriffes“ spricht, nämlich der „zeitlichen“ und der „Zusammenfassung (...) der einzelnen meteorologischen Elemente zu einem Gesamtbilde“.
- Die vielfältigen Auswirkungen des Klimas sind mit Blick auf die Biosphäre in den Grundlagen der Bioklimatologie (Kap. 10) zusammengefasst, was nach Kap. 2.8, 4, 6, und 7 erneut den interdisziplinären Charakter der Klimatologie zum Ausdruck bringt.
- Der mehrfach betonte Aspekt der zeitlichen Variationen, der in der klassischen Klimatologie meist zu kurz kommt, verdient einen besonderen, klimageschichtlichen Schwerpunkt (Kap. 11), wobei es sich zunächst um eine Geschichte der Phänomene und Ursachen der natürlichen Klimavariationen handelt. Vor diesem Hintergrund und nicht losgelöst davon hat
- die Diskussion der anthropogenen Klimabeeinflussung (Kap. 12) zu erfolgen, wobei die Auswirkungen und Konsequenzen weit über

die Klimatologie im engeren Sinn, ja sogar über die Naturwissenschaften hinaus reichen.

- Nach einem kurzen Ausflug in die Ozonchemie, nämlich die Problematik des stratosphärischen Ozonabbaus (Kap. 13)
- geht es im abschließenden Kapitel darum, aus den Lehren der Vergangenheit auf die Aufgaben der Zukunft zu schließen. Daraus

resultiert die alles andere als leicht zu lösende, aber drängende aktuelle Herausforderung Klimaschutz (Kap. 14), der wir uns in unserer Verantwortung für künftige Generationen zu stellen haben. Mit dieser Diskussion, die das Buch abrundet, kommt ein letztes Mal der interdisziplinäre Charakter der Klimatologie deutlich zum Ausdruck.

2 Grundbegriffe und Größenordnungen

Träger der Klimaprozesse ist primär die Atmosphäre der Erde, so dass deren Charakteristika und Evolution zunächst im Blickpunkt stehen. Die umweltorientierte und systemare Betrachtung führt dann aber bald zur Erkenntnis, dass in Form des Klimasystems, das auch den Ozean, das Eis, den Boden und die Vegetation mit umfasst, eine wichtige und entscheidende Horizont-erweiterung notwendig ist. Während die räumlichen Größenordnungen der Klimaprozesse von der Mikro- bis zur globalen Skala reichen, führt die Diskussion der zeitlichen Größenordnungen zur Definition des Klimabegriffs als Komplex relativ langzeitlicher Vorgänge in der Atmosphäre bzw. dem Klimasystem. Schließlich offenbart gerade das systemare Vorgehen die ganze interdisziplinäre Reichweite und Bedeutung der Klimatologie, wie sie sich auch in aktuellen Forschungsprogrammen widerspiegelt.

2.1 Atmosphäre

2.1.1 Gegenwärtiger Zustand

Träger der Klimaphänomene ist die **Atmosphäre** der Erde. Daher ist es angebracht, sich zunächst mit diesem Medium zu befassen. Die auf die Atmosphäre spezialisierte Wissenschaft ist die **Meteorologie**. Der Name geht auf Aristoteles (384–322 v. Chr.) zurück, der zwischen „Feuermeteoriten“, den nach heutiger Nomenklatur Meteoriten und Meteoriten, die aus dem interplanetarischen Raum in die Atmosphäre eindringen, und den „Wassermeteoriten“ (Hydrometeoriten), dem Wasser in seinen verschiedenen Aggregatzuständen und Ausprägungen in der Atmosphäre (Wasserdampf, Wolken, Regen, Schnee, Hagel, Graupel usw.) unterschied. Von diesem Teilaspekt der Hydrometeorologie leitet sich der Name „Meteorologie“ ab.

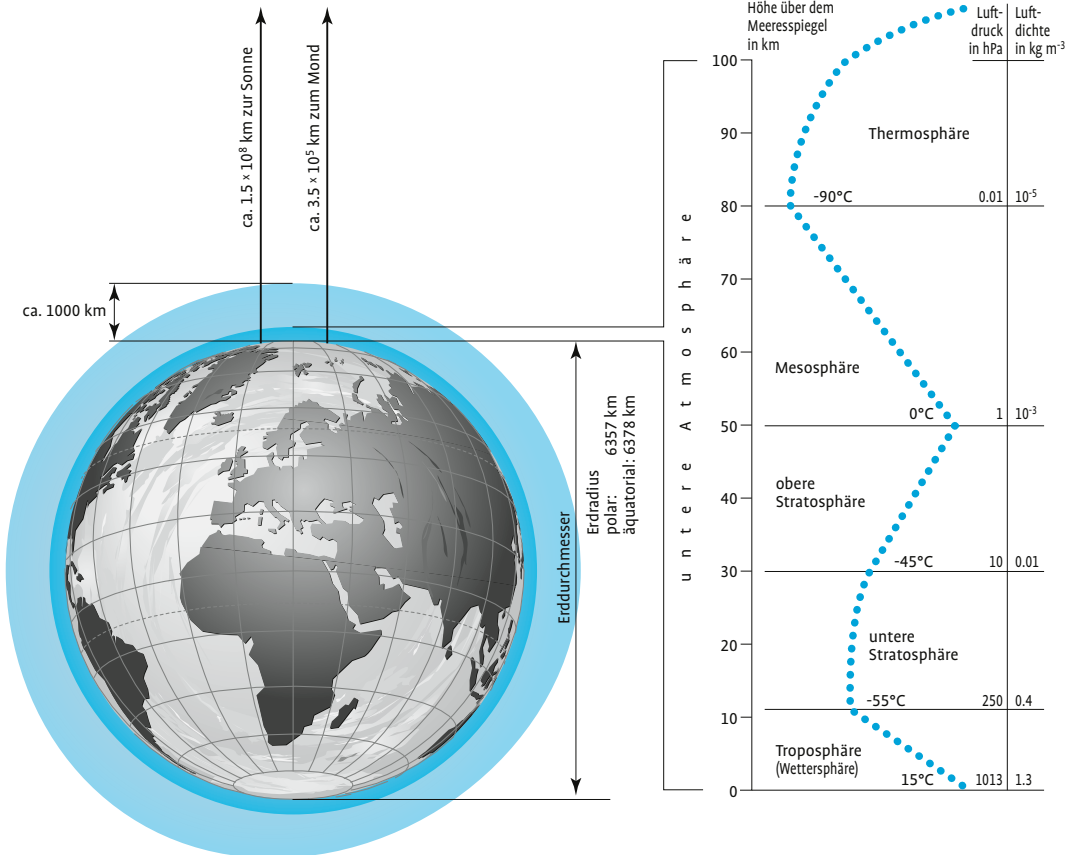
Die Atmosphäre besitzt eine für atmosphärische bzw. klimatologische Prozesse wichtige untere Grenzfläche, nämlich die teils von Festland, teils von den Gewässern gebildete Erdoberfläche, und geht nach oben hin allmählich, somit ohne genau festlegbare obere Grenzfläche, in den interplanetarischen Raum über. Bei großzügiger Betrachtung kann eine Vertikal- ausdehnung von rund 1000 km angenommen werden, vgl. Abb. 1, wobei bereits in einigen Hundert Kilometern Höhe die Bedingungen eines technischen Hochvakuums angetroffen

werden. Dies bedeutet, dass Luftdichte und Luftdruck (Näheres in Kap. 3.1) nach oben hin abnehmen, und zwar so rasch, dass der Luftdruck bereits in 5,5 km Höhe auf die Hälfte und in 30 km Höhe auf 1 % im Vergleich zum Wert in Meeresspiegelhöhe abgesunken ist. Dementsprechend sind für die Meteorologie meist nur die unteren rund 100 km, für Wetter- und Klimaprozesse meist sogar nur die unteren rund 10–50 km (Troposphäre und Stratosphäre) von Interesse. Sichtbar sind übrigens, beispielsweise von Weltraummissionen aus, nur die unteren rund 10 km, weil nur dort die Konzentration der bereits genannten Hydrometeorite und sonstigen Partikel (Aerosole) eine merkliche Reflexion des Lichtes zulässt.

Die in Abb. 1 vorgenommene vertikale Gliederung der unteren 100 km der Atmosphäre orientiert sich am Verhalten der Lufttemperatur. Bei Vernachlässigung der wichtigen räumlichen und zeitlichen Besonderheiten/Variationen und somit Verwendung entsprechend gerundeter Mittelwerte herrscht im Meeresspiegelniveau eine Temperatur von 15 °C (nach Jones et al. 1999, Mittelwert 1961–1990: 14 °C) und ein Luftdruck von rund 1000 hPa (hPa = Hektopascal; Näheres in Kap. 3.1; Maßeinheiten siehe Anhang A.2), genauer 1013 hPa. In der Troposphäre (von griechisch tropos = Wendung) nimmt die Temperatur im örtlichen und zeitlichen Mittel nach oben hin ab (wendet sich zu tieferen Werten), um an deren Obergrenze in rund 10 km Höhe, der **Tropopause**, rund

Abb. 1

Rechts: Vertikalgliederung der Erdatmosphäre nach thermischen Kriterien (wobei die gepunktete Kurve die räumlich-zeitlich gemittelte Lufttemperatur angibt); links: Größenvergleich mit der festen Erde (viele Quellen).



-55°C zu erreichen. (Nach der ISA = ICAO-Standardatmosphäre, ICAO = International Civil Aviation Organization, liegt die Tropopause mit -55.5°C in 11 km Höhe). Daran schließt sich die **Stratosphäre** an, in der, wie der Name andeutet, die Temperatur mit der Höhe zunächst in etwa gleich bleibt, um dann aber in der oberen Stratosphäre bis zu deren Obergrenze, der **Stratopause**, in rund 50 km Höhe, auf etwa 0°C anzusteigen. Darüber folgt bis etwa 80 km Höhe die **Mesosphäre**, in der ähnlich der Troposphäre eine vertikale Temperaturabnahme festzustellen ist, an die sich dann noch die **Thermosphäre** anschließt. Bei alledem wird schon hier auf die räumlichen und zeitlichen

Variationen hingewiesen, die später behandelt werden und die beispielsweise dazu führen, dass sich die Tropopause im polaren Winter in 6–8 km, in den Tropen jedoch generell in 17 km Höhe befindet.

Die Atmosphäre eines Himmelskörpers wie der Erde verdankt ihre Existenz unter anderem dem **Gravitationsgesetz** nach Newton (1643–1727)

$$K_G = f_0 \frac{mM}{r^2} \quad (2.1)$$

d. h. der **Massenanziehungskraft** K_G , wobei m die angezogene Masse (z. B. ein Partikel oder Gasmolekül der Erdatmosphäre), M die anziehende Masse (z. B. die Erde), r der

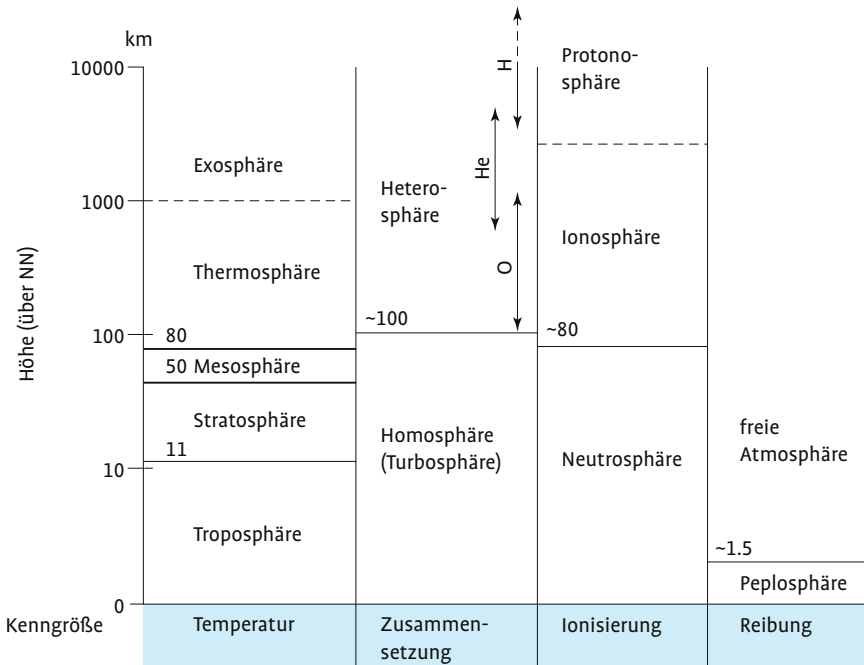
Abstand der Massenschwerpunkte und $f_0 \approx 6.673 \cdot 10^{-11} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-2}$ die Gravitationskonstante ist. (Zu diesem und weiterem physikalischen Basiswissen siehe z. B. Grimsehl 1991, Gerthsen et al. 1992, Kuchling 2004, Meschede 2006; Naturkonstanten werden hier wie im Folgenden nur näherungsweise angegeben, genauere Werte siehe Anhang A.2.4). Es handelt sich um eine schwache Wechselwirkungskraft, die erst dann merklich und messbar wird, wenn mindestens eine der beiden Massen sehr groß ist, so wie das bei vielen Himmelskörpern der Fall ist. Auch die Bahnen der Planeten um die Sonne beruhen primär auf dem Gravitationsgesetz. Bei den Planeten wie bei den Bestandteilen der Erdatmosphäre ist aber zugleich auch deren **Bewegung** zu berücksichtigen. Da der weitaus größte Teil der Erdatmosphäre gasförmig ist, kommen weiterhin die entsprechenden Gasgesetze ins Spiel, so die thermisch bedingten **Eigenbewegungen der Atome und Moleküle** (Brownsche Molekularbewegung, Näheres in Kap. 3.1), die umso größer ist, je geringer das Molekulargewicht und je höher deren Temperatur ist. Je höher aber diese Eigenbewegung ist, umso stärker ist die Gasdiffusion (Ausbreitung und Durchmischung) und umso wahrscheinlicher ist es dann auch, dass diese Atome und Moleküle (jeweils m in Gleichung (2.1)) möglicherweise die Massenanziehung des jeweiligen Himmelskörpers überwinden. So ist z. B. die Masse des Mondes, relativ gesehen, so gering und die Temperatur auf der sonnenzugewandten Seite mit ca. 130°C (Nachtseite -160°C) so hoch, dass die Diffusion gegenüber der Gravitation überwiegt und der Mond keine Atmosphäre „festhalten“ kann, auch wenn er früher einmal eine Atmosphäre gebildet haben sollte. Die wesentlich größere Erde schafft dies dagegen bis zu einer Höhe von, grob geschätzt, einigen Hundert bis maximal ca. 1000 km ; erst darüber ist die Gravitationskraft der Erde so gering, dass die Diffusion in den interplanetarischen Raum gegenüber der Gravitation überwiegt: Dort tritt dann die **Exosphäre** an die Stelle der Atmosphäre der Erde. Der geschilderte Sachverhalt hat aber noch eine weitere Konsequenz: Die Diffusion der atmosphärischen Gase ist so stark – bei 0°C hat ein Sauer-

stoffmolekül eine Geschwindigkeit von immerhin 460 ms^{-1} , das leichtere Wasserstoffmolekül bringt es sogar auf 1840 ms^{-1} (Häckel 2021) –, dass die untere Atmosphäre bis auf wenige Ausnahmen, die wir noch kennenlernen werden, weitgehend gleichmäßig durchmischt ist, wobei in der Troposphäre und Mesosphäre allerdings auch die labilisierende, d. h. Hebungs- und Durchmischungsvorgänge begünstigende vertikale Temperaturabnahme (Näheres in Kap. 3.1) eine Rolle spielt. Erst ab $80\text{--}100 \text{ km}$ Höhe (Kraus 2001, Häckel 2021; nach Möller 1973, ab 110 km Höhe) erfolgt eine Ausschichtung nach dem Molekulargewicht mit der leichtesten Substanz (Wasserstoff) ganz oben. In diesem Fall spricht man von der **Heterosphäre**, darunter, bei überwiegend gleichantelliger Durchmischung, von der **Homosphäre**, womit wir ein weiteres Kriterium für die vertikale Untergliederung der Atmosphäre kennengelernt haben; vgl. Abb. 2. Die hohe Eigengeschwindigkeit der leichten Substanzen wie Wasserstoff (H_2), bei großer Höhe und somit geringer Luftdichte, verbunden mit einer großen freien Weglänge (d. h. die Atome und Moleküle können sich relativ lange bewegen, bevor sie auf andere Atome bzw. Moleküle treffen und Stoßreaktionen durchführen) führt dann auch zu einem relativ häufigen Entweichen aus dem Gravitationsfeld des jeweiligen Himmelskörpers. In der bodennahen Atmosphäre liegt die freie Weglänge von Gasmolekülen bei ca. 10^{-7} m .

Ein drittes Kriterium (vgl. Abb. 2) ist die elektrische Ladung der Atome und Moleküle, also die Ionenkonzentration, die ab etwa $70\text{--}80 \text{ km}$ so hoch ist, dass man von der **Ionosphäre**, ab etwa 1000 oder 2000 km , also bereits im Bereich der Exosphäre, von der **Protonosphäre** spricht, da dort Protonen (Wasserstoffatomekerne H^+) die überwiegende Substanz sind. Unter der Ionosphäre liegt nach dieser Nomenklatur die **Neutrosphäre**. Gegenüber noch weiteren Begriffen, wie der Magnetosphäre (Möller 1973), ist der von Schneider-Carius (1953) geprägte Begriff der **Peplosphäre** (griech. peplos = Mantel) meteorologisch bedeutsamer, jener Bereich bis etwa $0.5\text{--}2 \text{ km}$ Höhe, in der die Reibungskraft bei der Luftbewegung eine wesentliche Rolle spielt (daher auch Reibungs-

Abb. 2

Vertikalgliederung der Erdatmosphäre nach den jeweils unten angegebenen Kriterien (viele Quellen).



schicht genannt; Näheres in Kap. 3.1 und 5), im Gegensatz zur darüber liegenden freien Atmosphäre. Schließlich seien noch die Begriffe **untere Atmosphäre** oder auch **Wettersphäre** als Synonym für die Troposphäre, **mittlere Atmosphäre** für Strato- und Mesosphäre und **hohe Atmosphäre** (darüber) erwähnt.

Nun war schon wiederholt von bestimmten Gasen als Bestandteilen der Atmosphäre der Erde die Rede, so dass es an der Zeit ist, die **chemische Zusammensetzung** der Atmosphäre näher zu betrachten. Die Hauptbestandteile sind:

- **Gase** (unsichtbar, vorwiegend Stickstoff N_2 , und Sauerstoff O_2 , vgl. Tab. 1), zusammenfassend als Luft bezeichnet;
- **Hydrometeore**, d. h. Wasser in flüssigem oder festem Aggregatzustand (sichtbar z. B. als Wolken- bzw. Niederschlagstropfen oder Schnee bzw. Eiskristalle);
- **Aerosole**, d. h. feste, zum Teil auch flüssige Substanzen, die nicht aus Wasser bestehen und sich als meist sehr kleine anorganische (z. B. Staub, Salzkristalle) oder organische

(z. B. Pflanzenpollen) Schwebpartikel in der Atmosphäre aufhalten.

Bei festen anorganischen Partikeln wird manchmal auch von **Lithometeoren** gesprochen. Obwohl die Gase bei Weitem den Hauptbestandteil der Erdatmosphäre bilden, ist es offenbar dennoch nicht korrekt, nur von der „Gashülle“ der Erde zu sprechen.

Tab. 1 schlüsselt für trockene (d. h. wasserdampffreie), wasser-, eis- und aerosolfreie Luft die **Zusammensetzung der bodennahen Atmosphäre** auf, geordnet nach ihrem Volumenanteil V_* (in % bzw. ppm = 10^{-6} bzw. ppb = 10^{-9} bzw. ppt = 10^{-12} ; ppm = parts per million, ppb = parts per billion, wobei die angloamerikanische Billion, die hier gemeint ist, der deutschen Milliarde entspricht, usw.; zur Kennzeichnung als Volumenanteile auch ppmv, ppbv usw. geschrieben). Molare Masse M_* und mittlere molekulare troposphärische Verweilzeit t_* sind ebenfalls angegeben, wobei t_* – im Allgemeinen räumlich (horizontal wie vertikal) und jahres-

zeitlich variabel - von den Zeitkonstanten der chemischen Reaktionen bzw. Stoffflüssen zwischen Atmosphäre, Ozean, Boden und Biosphäre (Klimasystem, Kap. 2.3) abhängt. Fasst man M_* (früher als Molekulargewicht bezeichnet) als Masse auf (die Bezeichnung „Gewicht“ ist physikalisch falsch) und drückt es in Gramm (g) aus, so gilt unabhängig vom Aggregatzustand die Avogadrozahl $N = 6,025 \cdot 10^{23}$, die angibt, wie viele Moleküle damit erfasst sind. M_* in g ausgedrückt heißt **mol** (z. B. 1 mol $O_2 \approx 21$ g, 2 mol $O_2 \approx 42$ g usw.).

Bestandteile deutlich unter einem Volumenpromille (in Tab. 1 ab Kohlendioxid, CO_2), die **Spurengase**, spielen aufgrund ihrer Strahlungseigenschaften, wie noch ausführlich darzulegen ist (Kap. 4.2, 12.3), und ihrer zum Teil großen atmosphärischen Verweilzeit (Jahre, Jahrzehnte, Jahrhunderte usw.) zum Teil eine sehr bedeutende klimatologische Rolle, sodass sie trotz ihrer geringen Konzentration keinesfalls unterschätzt werden dürfen. Andere Spurengase sind toxisch und somit aus einem anderen Grund umweltrelevant oder/und bilden durch chemische Reaktionen klimawirksame Spurengase. Auf die chemisch trägen Edelgase (Ar, Ne, He, Kr, Xe) trifft jedoch weder das eine noch das andere zu.

Einige der in Tab. 1 genannten Gase sind aufgrund ihrer kurzen atmosphärischen Verweilzeiten in ihren Konzentrationen **räumlich-zeitlich stark variabel**, insbesondere wenn anthropogene Emissionen von Bedeutung sind. So können die Konzentrationen z. B. von CO oder insbesondere O_3 und NO_x (vgl. Tab. 1) in Städten bzw. deren Umfeld und sonstigen Ballungsgebieten zeitweise um das Zehnfache und mehr gegenüber den angegebenen unteren Tabellenwerten (sog. Reinluftwerte) ansteigen, während z. B. die Jahresgangamplitude des (langlebigen) CO_2 (Näheres in Kap. 12.3) nur im Bereich von einigen ppm liegt, was gegenüber dem Mittelwert relativ wenig bedeutet. Allerdings zeigen diese und andere Gase anthropogen bedingte Langzeittrends (Näheres wiederum in Kap. 12.3).

Da wir uns hier auf klimatologische Probleme konzentrieren wollen, fehlen in Tab. 1 viele Spurengase des Konzentrationsbereiches < 1 ppb, obwohl sie im Rahmen der Umweltproblematik

und Luftreinhaltung wichtig sind, so z. B. Tetrachlorkohlenstoff (CCl_4 , $V_* \approx 0.3$ ppb, $M_* = 153,82$) oder Peroxyazetylnitrat ($CH_3CO_3NO_2$, PAN, $V_* \approx 0,03-0.3$ ppb, in Ballungszentren zeitweise bis um 3 ppb). Jedoch sind trotz ihrer äußerst geringen Konzentration einige **Fluorchlorkohlenwasserstoffe (FCKW)**, auch Chlorfluormethane genannt, angloam. CFC = chlorofluorocarbons) klimatologisch wichtig und daher in die Tab. 1 mit aufgenommen (vgl. auch Anhang A.9). Sie interessieren im Zusammenhang mit anthropogenen Klimaänderungen (Kap. 12.3) und der ebenfalls anthropogen beeinflussten stratosphärischen Ozonchemie (Kap. 13). Dazu gehören im Übrigen auch die in Tab. 1 nicht genannten **Halone**, d. h. Bromverbindungen wie beispielsweise Trifluorbrommethan (CF_3Br , $V_* \approx 0.7$ ppb) oder Methylbromid (CH_3Br , $V_* \approx 0.35$ ppb); vgl. Tab. 31. Der Begriff Halon darf nicht mit **Halogen** verwechselt werden, der eigentlich Salzbildner bedeutet und die Elemente Chlor (Cl), Brom (Br) und Jod (J) umfasst. Bei den FCKW-Gasen und Halonen bedeutet halogeniert (vollhalogeniert), dass die betreffende Verbindung keine Wasserstoffatome enthält, sondern diese durch Cl- bzw. Br-Atome ersetzt sind (Umweltbundesamt 1989; sie enthalten daneben nur noch Kohlenstoffatome). Ist dies nicht der Fall, so spricht man von teilhalogeniert, manchmal als H-FCKW bezeichnet, was zu Verwechslungen Anlass geben kann; denn sowohl H als auch W steht für Wasserstoff und FCKW können somit auch wasserstofffrei sein. Auf Industriebezeichnungen und den Zahlenschlüssel bei der FCKW-Kennzeichnung (F11, F12 usw.) soll hier nicht näher eingegangen werden. Angemerkt sei nur noch, dass Behörden nicht selten die Abkürzung FCKW durch R ersetzen (R11, R12 usw.). Von besonders wichtiger, ja in der Klimatologie oft von ausschlaggebender Bedeutung, ist der **Wasserdampf** H_2O , das einzige atmosphärische Gas, das unter natürlichen Bedingungen in den flüssigen und festen Aggregatzustand, also in die bereits wiederholt genannten Hydrometeore übergehen kann. Auch die Wasserdampfkonzentration, die uns im Rahmen der Feuchtegröße (Kap. 3.1.4) noch näher beschäftigen wird, ist räumlich-zeitlich sehr variabel, und wurde daher in Tab. 1 weggelassen.

Tab. 1

Zusammensetzung trockener (wasserdampffreier) und reiner (aerosolfreier) atmosphärischer Luft in Bodennähe, geordnet nach Volumenanteilen V* (Prozent bzw. ppm = 10⁻⁶, ppb = 10⁻⁹ bzw. ppt = 10⁻¹²; zur Volumen-Kennzeichnung wird oft auch ppmv usw. geschrieben; s. auch Tab. 27 und 31); a = Jahr, m = Monat, d = Tag; Quellen: Warneck und Wurzinger (1987), Zellner (2000), Kraus (2001), IPCC (2023), NOAA (2023); s. auch Anhang A.9

Gas chemische Formel	Volumenanteil V* (Konzentration)	Molare Masse M* in g mol ⁻¹	Mittl. molekul. atmosphärische Verweilzeit t*
Stickstoff, N ₂	78.084 %	14.007	extrem lang
Sauerstoff, O ₂	20.946 %	15.999	extrem lang
Argon, Ar	0.934 %	39.948	extrem lang
Kohlendioxid, CO ₂	0.04171 % ≈ 417.1 ppm ¹⁾	44.010	variabel ²⁾
Neon, Ne	18.18 ppm	20.180	extrem lang
Helium, He	5.24 ppm	4.003	extrem lang
Methan, CH ₄	1.91 ppm ≈ 1911.83 ppb ¹⁾	16.040	9 a
Krypton, Kr	1.14 ppm	83.800	extrem lang
Wasserstoff, H ₂	0.52 ppm	2.016	2 a
Distickstoffoxid (Lachgas), N ₂ O	0.34 ppm ≈ 335.65 ppb ¹⁾	44.010	131 a
Xenon, Xe	90 ppb	131.293	extrem lang
Kohlenmonoxid, CO	90 (50–200) ppb ³⁾	28.010	~ 60 d
Ozon, O ₃	35 (15–100) ppb ⁴⁾	48.00	2–4 mon
Stickoxide, NO + NO ₂ (= NOx)	0.5–5 ppb ³⁾	30.01 46.01	~ 1 d
Schwefeldioxid, SO ₂	0.2–4 ppb ³⁾	64.06	1–4 d
Ammoniak, NH ₃	0.1–5 ppb	17.03	~ 5 d
Propan, C ₃ H ₈	0.2–1 ppb	44.10	lang (?)
Dichlorfluormethan CF ₂ Cl ₂ (F12)	0.49 ppb ≈ 489.8 ppt	120.91	100 a
Trichlorfluormethan CFCl ₃ (F11)	0.22 ppb ≈ 219.5 ppt	137.37	45 a
Chlordifluormethan CFCl ₂ (F22)	0.25 ppb ≈ 248.9 ppt ¹⁾	86.47	12 a
Schwefelhexafluorid, SF ₆	11.05 ppt ¹⁾	146.05	3200 a

1) Konzentration ansteigend, angegeben ist jeweils der globale Mittelwert für 2022 (Mauna-Loa- Messwert CO₂ für 2022: 418.56 ppm, für 2023: 421.08 ppm, vgl. Abb.160, global 2023: 419.3 ppm); F12 und F11 Konzentration (2022) abnehmend, vgl. Anhang A.8.

2) kein einheitlicher Wert angebar, Verweilzeit des natürlichen Anteils in Bodennähe 3–5 a, des anthropogenen Anteils ca. 120 a (50–200 a).

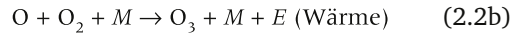
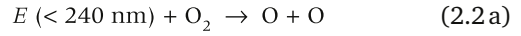
3) räumlich-zeitlich stark variabel, in Ballungsgebieten bis ungefähr um den Faktor 10 höhere Werte möglich.

4) wie 3) und 1), in der Stratosphäre jedoch wesentlich höhere Konzentrationen von 5–10 ppm, dort abnehmend.

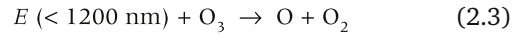
Der bodennahe Normmittelwert liegt bei 2.6 %, was dann zu mittleren Konzentrationen der anderen Gase von 76.06 % bei N_2 , 20.40 % bei O_2 , 0.91 % bei Ar usw. führt. Sein Molekulargewicht beträgt $M_* = 18$, seine mittlere Verweilzeit $t_* = 10$ d. Wegen der Aggregatzustandsänderungen kann er nur in Spuren die mittlere und hohe Atmosphäre erreichen: Bei Hebung und Abkühlung wird er als Wasser bzw. Eis regelrecht abgefangen, bildet Wolken und Niederschlag und kommt somit über die Troposphäre kaum hinaus. In Bodennähe liegt seine Variationsbreite meist zwischen etwa 1 und 4 % (was aber mit der ebenfalls in Prozentform angegebenen relativen Feuchte nicht verwechselt werden darf).

Beim **Ozon** (O_3) ist die Vertikalcharakteristik genau umgekehrt: Es weist in der Stratosphäre eine wesentlich höhere Konzentration (5–10 ppm, mit starken räumlich-jahreszeitlichen Variationen) als in der Troposphäre (15–100 ppb) auf; vgl. Abb. 3–5 (und wiederum Tab. 1). Dies hat jedoch photochemische Gründe. In der Stratosphäre lässt nämlich der hohe UV-Anteil (Kap. 4.2; vgl. auch

Abb. 6) der Sonneneinstrahlung die Reaktionen



zu, wobei O_2 Sauerstoff, O atomarer Sauerstoff, E elektromagnetische Energie (der angegebenen Wellenlänge bzw. Erscheinungsform, vgl. auch Abb. 6) und M katalytisch wirksame weitere chemische Verbindungen sind. Zwischen der ozonbildenden Reaktion (2.2) und dem auch bei Licht (ohne UV) wirksamen Ozonabbauprozess



stellt sich ein Gleichgewicht ein, solange nicht natürliche (z. B. Sonnenaktivität, Vulkanismus) oder anthropogene Störfaktoren wirksam werden. Die Abbildungen 3–5 repräsentieren die Situation vor der anthropogenen Störung (die in Kap. 13 behandelt wird). Dabei zeigt Abb. 3, dass über Deutschland das

Abb. 3

Vertikalprofile der Temperatur und des Ozonpartialdrucks im Sommer (So.) bzw. Winter (Wi) nach Messungen des Meteorologischen Observatoriums Hohenpeißenberg (bayerische Voralpenregion; nach Deutscher Wetterdienst 1987, verändert).

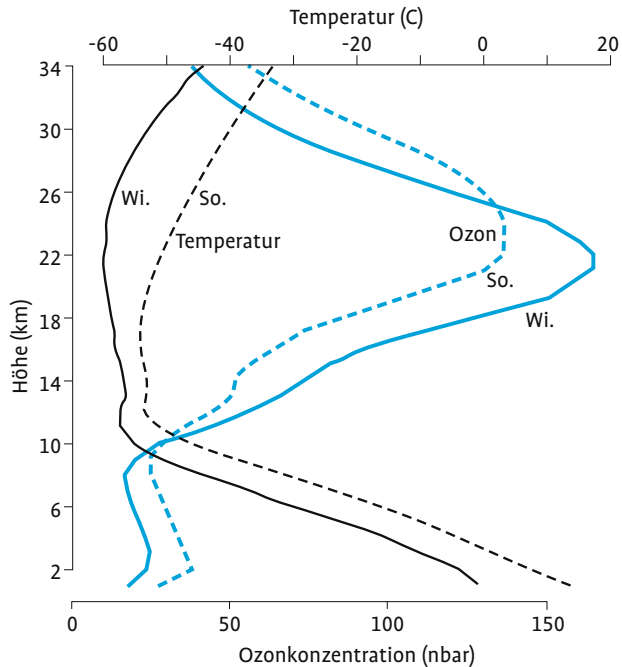
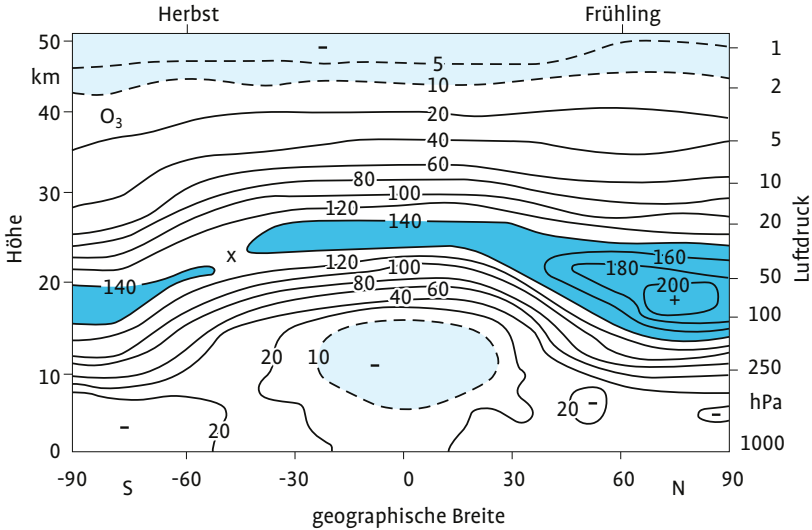


Abb. 4

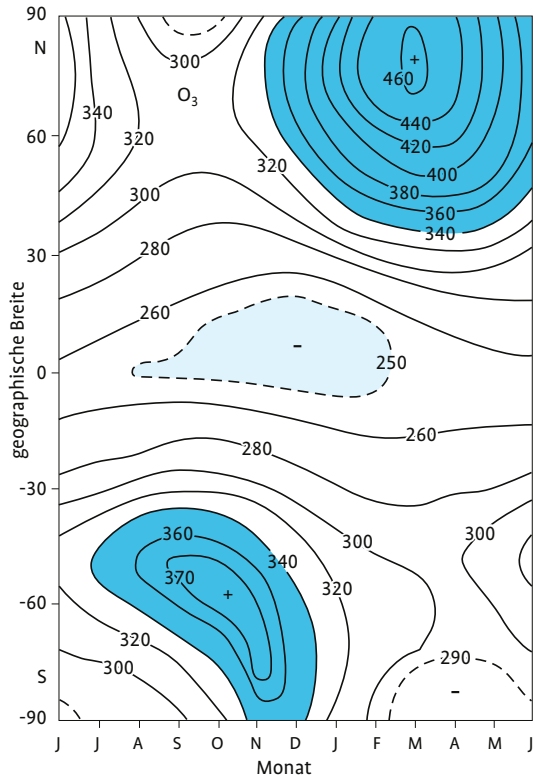
Ozon-Partialdruckverteilung, Maßeinheit 100 μPa , in Abhängigkeit von der geographischen Breite und Höhe, Mittelwerte 1958–1977 (nach Dütsch 1980, verändert).



O_3 -Maximum in ca. 20–22 km Höhe liegt. Die allgemeinere Abb. 4 weist auf die Variationen in Abhängigkeit von der geographischen Breite hin (O_3 -Maximum zwischen ca. 18 und 25 km Höhe). Abb. 5, das auch die jahreszeitlichen Variationen angibt, verdeutlicht darüber hinaus, dass in der tropischen Stratosphäre ein relatives O_3 -Minimum und im jeweiligen Frühjahr der subpolaren Hemisphären (Arktis bzw. Antarktis) relative Maxima zu finden sind. Der Grund dafür ist, dass O_3 zwar überwiegend in den Tropen gebildet, jedoch in der Stratosphäre polwärts transportiert wird. Der Jahreszyklus der ektropischen (außertropischen) geographischen Breiten wird durch den hohen Lichtanteil des Sommerhalbjahres verursacht, da dies zu einer Dominanz des Ozonabbaus gegenüber der Ozonbildung führt (Deutscher Wetterdienst 1986/1987, Fabian 1992, Röth 1994, WMO 2010).

Abb. 5

Ozon-Partialdruckverteilung ähnlich Abb. 4, jedoch atmosphärisches Gesamt Ozon, Dobson-Einheiten (DU), in Abhängigkeit von der geographischen Breite und Jahreszeit (nach Dütsch 1980, verändert).



Da die Reaktion (2.2b) exotherm ist, wird der Stratosphäre bei O_3 -Bildung Wärme zugeführt. Dies ist der Grund für die in Abb. 1 und 3 ersichtliche annähernde vertikale Isothermie der unteren und für die Temperaturzunahme der oberen Stratosphäre. Dabei ist in der oberen Stratosphäre die O_3 -Bildung zwar ausgeprägter, die O_3 -Moleküle sinken aber in die untere Stratosphäre ab und bilden dort das relative O_3 -Maximum, die sog. **Ozonschicht** (Abb. 4). Die bei der Ozonmessung verwendeten unterschiedlichen Maßeinheiten (vgl. auch Anhang A.2) bereiten möglicherweise einige Schwierigkeiten. DU sind Dobson-Einheiten (Dobson units), welche die Höhe einer der jeweiligen Konzentration entsprechenden Ozonsäule (falls man reines Ozon aus der Atmosphäre extrahieren würde) in einer Atmosphäre bei den Bedingungen Lufttemperatur = 0°C und Luftdruck = 1013 hPa angibt, und dies in 10^{-2} mm (250 DU entsprechen dann z. B. 2.5 mm). Der in Abb. 3 angegebene Ozonpartialdruck P_* (vgl. auch Kap. 3.1.2) steht durch $P_* = 10^{-3} pV_*$ mit dem Volumenmischungsverhältnis V_* (vgl. Tab. 1) in Verbindung, falls p (Luftdruck) und p_* in nbar (= 0,1 mPa) und V_* in ppb (volumenbezogen) angegeben werden. Weiterhin sei im Rahmen dieser Übersicht der Erdatmosphäre auch der bodennahe Mittelwert der **Aerosolkonzentration** genannt: 1.6 ppm, wiederum – wie bei H_2O und diversen Spurengasen – mit ganz erheblichen räumlich-zeitlichen Variationen. Dabei existieren neben natürlichen (z. B. Wüstenstaub) und anthropogenen (z. B. in städtischen Ballungszentren) relativen Konzentrationsmaxima auch, teils durch Meteor-, teils durch vulkanischen Staub gebildete Effekte in der Stratosphäre („Junge-Schicht“, siehe z. B. Jaenicke et al. 1987). Obwohl die physikalischen Grundlagen erst an späterer Stelle besprochen werden (Kap. 4, vgl. aber auch Kap. 3.1), ist es sinnvoll, auf Abb. 6 noch etwas näher einzugehen. Diese Abbildung weist darauf hin, dass **elektromagnetische Energie** je nach ihrer Wellenlänge λ bzw. Frequenz ν (Maßeinheit $\text{Hz} = \text{s}^{-1}$) mit dem wichtigen Zusammenhang $\lambda\nu = c$ (c = Lichtgeschwindigkeit) eine unterschiedliche Erscheinungsform aufweist. Bisher wurden der **UV-Bereich** (10–380 nm) sowie **Wärme**, auch Infra-

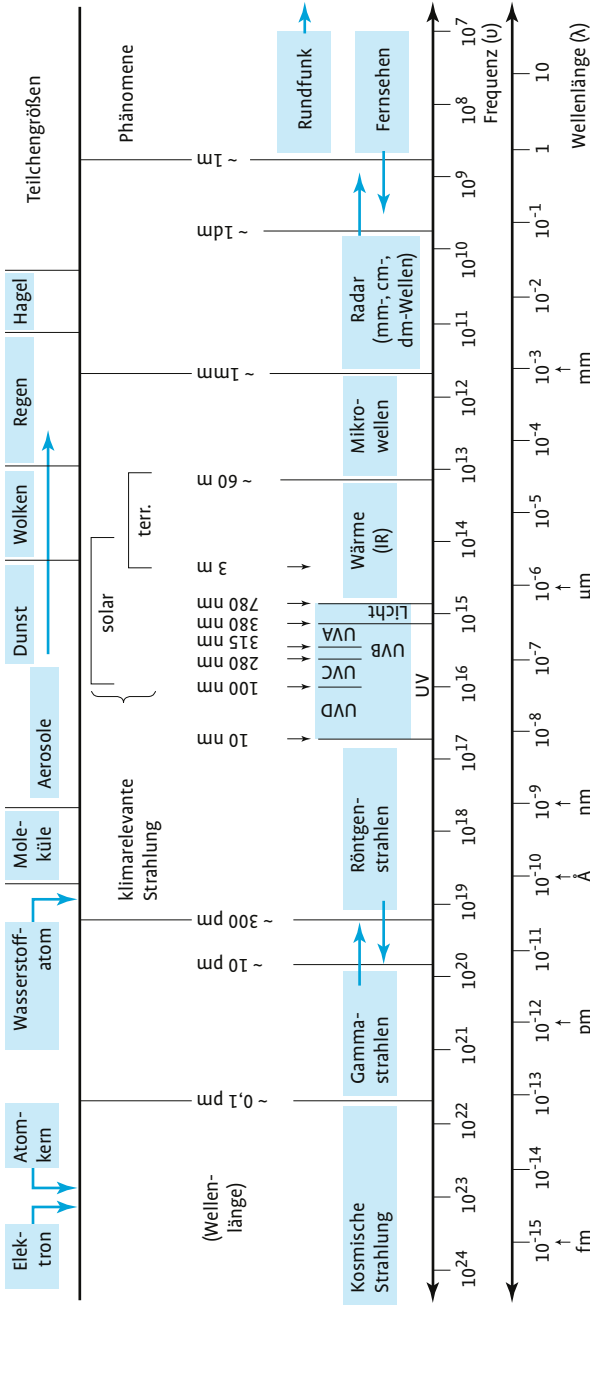
rot = IR genannt (0.78–60 μm), angesprochen. Dazwischen liegt das (sichtbare) **Licht** (380–780 nm, entsprechend rund 0.4–0.8 μm). Klimatologisch wichtig ist der gesamte solare bzw. terrestrische Strahlungsbereich, der in Kap. 4.2 näher behandelt wird. Die anderen Bereiche sind in Abb. 6 nur der Vollständigkeit wegen angegeben, obwohl in der Atmosphäre beispielsweise auch kosmische Strahlen von Bedeutung, wenn auch kaum klimawirksam sind. Der Vergleich mit Teilchengrößen, d. h. dem Durchmesser von Partikeln, gestattet beispielsweise die Aussage, dass großtropfiger Regen sowie Hagelkörner mit RADAR erfassbar sind. Auf spezielle optische Effekte und sonstige elektromagnetische Einzelheiten kann hier nicht eingegangen werden. Dagegen ist der Energiebegriff noch näher zu erläutern, was zunächst im Rahmen von Kap. 2.2, weiterführend in Kap. 4 geschehen soll.

2.1.2 Erdgeschichtliche Entwicklung

Unser Planet ist einem ständigen Wandel unterworfen, der bei Betrachtung sehr großer, nämlich geologischer Zeitskalen zum Teil ein sehr drastisches Ausmaß annimmt. Dies betrifft nicht nur die Veränderung der Land-See-Verteilung und somit die Oberfläche der Erde, sondern auch die **zeitliche Entwicklung der Erdatmosphäre**, die im Folgenden in einer groben Übersicht beleuchtet werden soll. Beides, Veränderungen der Erdoberfläche und der Zusammensetzung der Erdatmosphäre, sind für das Klima von großer Bedeutung und mancher paläoklimatologische Aspekt wird dadurch erst verständlich.

Als sich vor etwa $4.6 \cdot 10^9$ a (Milliarden Jahren) die Erde mit den anderen Planeten im Bereich des solaren **Urnebels** durch Kontraktion (innerhalb des solaren Gravitationsfeldes) zusammen mit der Sonne bildete (Keppler 1990, Börner 2007; Oschmann 2016 gibt ein Erdalter von $4.566 \cdot 10^9$ a an), da dürfte die relative Häufigkeit der Elemente ähnlich gewesen sein, wie wir sie heute noch im Kosmos vorfinden: Rund 92% Wasserstoff (H_2), 7% Helium (He), 0.03% Kohlenstoff (C), 0.008% Stickstoff (N_2),

Abb. 6 Übersicht über das elektromagnetische Spektrum und Vergleich mit atmosphärischen Teilchengrößen (viele Quellen).



0.006% Sauerstoff (O₂), 0.005% Neon (Ne), um 0.003% Magnesium (Mg), Silizium (Si) und Eisen (Fe), 0.002% Schwefel (S), 0.001% Argon (Ar) usw. (Schidlowsky und Wendt 1982, Keppler 1990, Fabian 1992, Meissner 1999; diese Quellen gelten auch im Folgenden). Der ursprünglich kalte Erd-Urnebel erwärmte sich durch die Kontraktion und die damit verbundene Konzentration radioaktiver Elemente auf mehrere Tausend Grad. Sehr wahrscheinlich gingen dabei alle gasförmigen Bestandteile, die **Uratmosphäre**, durch Diffusion verloren, insbesondere auch der größte Teil der leichten Substanzen Wasserstoff und Helium, da die Erde – ganz im Gegensatz zur Sonne und auch zum Planeten Jupiter – relativ klein ist und ihr dementsprechend schwächeres Gravitationsfeld diese Substanzen nicht in größeren Mengen an sich binden konnte.

Nach Beendigung der Kontraktionsphase, was in etwa der Geburtsstunde der Erde entspricht, begann durch Wärmeabstrahlung eine allmähliche **Abkühlung**, die bereits vor etwa 4 · 10⁹ a zum Unterschreiten der 100°C-Grenze führte. Gleichzeitig entstand aber durch Ausgasung und insbesondere ausgeprägten **Vulkanismus** die Atmosphäre neu, wobei wahrscheinlich wiederum größere Mengen von Wasserstoff und Helium in den Weltraum entwichen. Und sicherlich bildeten die reaktionsfreudigen Elemente **Wasserstoff** (H₂), **Kohlenstoff** (C), **Sauerstoff** (O₂) und andere damals schon eine Reihe von chemischen Verbindungen wie **Methan** (CH₄), **Wasserdampf** (H₂O), **Kohlendioxid** (CO₂) und auch **Ammoniak** (NH₃), obwohl der Stickstoff (N₂) weniger reaktiv ist und sich daher in gewissem Maß anreichern konnte. Zudem liefert die vulkanische Exhalation, sozusagen auf direktem Weg, auch einige Verbindungen in die Atmosphäre, hauptsächlich H₂O (um 80%), CO₂ (um 10%) und einige Schwefelverbindungen. Abgesehen von der N₂-Anreicherung und unter

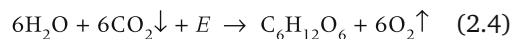
Berücksichtigung seiner großen Masse, die auch die leichten Elemente H_2 und He an sich bindet, liefert die heutige Jupiteratmosphäre gewisse Hinweise auf die damaligen Gegebenheiten in der Erdatmosphäre; vgl. Tab. 2.

Neben den Einschränkungen, die sich in Konsequenz der unterschiedlichen Planetengröße ergeben, ist für die Erde und ihre Nachbarplaneten Venus und Mars weiterhin nun die **relative Sonnennähe** von Bedeutung. Sie erlaubt nicht nur höhere Temperaturen, die weitere chemische Reaktionen begünstigen, sondern auch ein höheres Angebot an solarer Ultraviolett (UV)-Strahlung, die zudem eine Reihe von photochemischen Prozessen in Gang setzt, d. h. Reaktionen, die bevorzugt oder allein unter Licht- bzw. UV-Einstrahlung gewisser Mindestintensität ablaufen. Dazu gehört die Aufspaltung von CH_4 , NH_3 und H_2O in H_2 , O_2 , N_2 und C, wobei nach wie vor viel H_2 und zum Teil auch das verbliebene, ebenfalls relativ leichte H_2O in den Weltraum entwich, während C und O_2 die sehr stabile, photochemisch nicht aufspaltbare Verbindung CO_2 bildete, das sich neben N_2 weiter anreicherte. Damit hatte die Erdatmosphäre ein Stadium erreicht, das mit der heutigen Venus- und Marsatmosphäre vergleichbar ist, wobei allerdings die Marsatmosphäre aus nicht ganz geklärten Gründen, vielleicht wegen zu geringer Vulkanaktivität, sicherlich aber auch wegen seines im Vergleich zu Venus und Erde nur halb so großen Radius, sehr dünn ist (vgl. Tab. 2, atmosphärischer Druck).

Dieser Zustand der CO_2 - N_2 - H_2O -Ar-Anreicherung (wobei Argon aus dem radioaktiven Zerfall von ^{40}K stammt, also aus Kalium mit der Massenzahl 40), nun schon das dritte Stadium der Entwicklung der Erdatmosphäre, hatte sich wahrscheinlich schon vor $3-4 \cdot 10^9$ a eingestellt, als die Abkühlung der Erde die $100^\circ C$ -Grenze unterschritt und sich die bis heute erhaltenen ersten **Gesteine und Sedimente** formten. Diese Sedimente bilden die ersten Klimateuzen der Paläoklimatologie (Kap. 11); sie sind maximal $3.8 \cdot 10^9$ a alt (sog. Zirkone, die aber nicht klimatologisch interpretierbar sind, erreichen sogar ein maximales Alter von $4.2 \cdot 10^9$ a), sodass diese dritte Erdatmosphäre bereits von klimatologischer Bedeutung ist.

Ihre Entwicklung aber war noch keineswegs abgeschlossen. Im Weiteren ist der optimale Abstand der Erde von der Sonne von besonderer Bedeutung, der innerhalb des Planetensystems der Sonne, vielleicht sogar innerhalb des gesamten Kosmos, eine einzigartige **Evolution** ermöglichte. Dabei übernimmt nun H_2O die entscheidende Rolle. Der Sonnenabstand der Erde und damit die Temperatur in ihrer Atmosphäre, insbesondere der unteren, ist nämlich einerseits nicht so gering wie beim Mars, auf dem sich die H_2O -Spuren als Eis im Bereich der Oberfläche ablagern, andererseits nicht so hoch, wie bei der Venus, auf der H_2O stets gasförmig bleibt. Ganz im Gegenteil dazu ist in der Erdatmosphäre H_2O das einzige Gas, das bei Hebungsprozessen kondensieren und gefrieren kann und somit **Wolken und Niederschlag** bildet. Dieser Niederschlag, der im Laufe der Evolution mehr und mehr die Erdoberfläche erreichte, sammelte sich in den Beckenlagen: der **Ozean** entstand. Die ältesten Anzeichen dafür reichen ca. $3.2 \cdot 10^9$ a zurück. Der Ozean aber hat die Eigenschaft, Gase, insbesondere auch CO_2 , aufzunehmen, woraus sich dann Karbonate ($CaCO_3$) und andere kohlenstoffhaltige Sedimente bilden und am Meeresboden ablagern können. So agierte der Ozean als eine riesige Pumpe, die zwar langsam, aber wirksam mehr und mehr CO_2 aus der Atmosphäre in die Sedimente beförderte. Und der Vulkanismus kann diesen Prozess nicht rückgängig machen, da er im Mittel weitaus mehr H_2O und schwefelhaltige Gase als CO_2 emittiert.

Der weitere wichtige Schritt in der Evolution der Erde war die **Entwicklung des Lebens**, und zwar zunächst im Ozean; die ältesten Anzeichen dafür sind $2.6 \cdot 10^9$ a alt und indirekte Befunde erreichen sogar $3.5-4 \cdot 10^9$ a (Schmidt und Walter 1990, Fabian 1992). Damit kam es, da es sich lange Zeit um ausschließlich pflanzliche Organismen (Flora) handelte, zunächst im Ozean, später nahezu explosionsartig auch auf dem Land, zu einer gigantisch anwachsenden **Assimilationstätigkeit**, die in ihrer einfachsten Ausprägung nach



Tab. 2

Vergleich einiger Planeten – Charakteristika, zusätzlich Sonne;
 Quellen: Fabian (1992), Graedel und Crutzen (1994), Keppler (1990).

Himmelskörper	Venus	Erde	Mars	Jupiter	Sonne
Mittlerer Sonnenabstand in 10^6 km	108.2	149.6	227.9	778.3	–
Äquatorialradius in km	6051	6378	3390	$7.17 \cdot 10^4$	$6.96 \cdot 10^5$
Masse in kg	$4.87 \cdot 10^{24}$	$5.98 \cdot 10^{24}$	$0.65 \cdot 10^{24}$	$1.90 \cdot 10^{27}$	$1.97 \cdot 10^{30}$
Mittlere Dichte in kg m^{-3}	5250	5517	3930	1330	1409
Solare Strahlungsflussdichte in Wm^{-2}	2613	1368	589	51	$6.3 \cdot 10^7$
Albedo (mit Atmosphäre) in %	75	30	15	?	–
Mittlere Oberflächentemperatur in °C	462	15	–50	–130	$5780^*)$
Treibhauseffekt in °C	466	33	3	?	–
Mittleres Molekulargewicht der Atmosphäre	44	$29^{**})$	44	2	2
Atmosphär. Druck an der Oberfläche in hPa	90 000	1000	7	> 100	?
Hauptbestandteile der Atmosphäre (gerundet)	CO ₂ (98 %) N ₂ (2 %)	N ₂ (78 %) O ₂ (21 %) Ar (0.9 %) CO ₂ (0.04 %)	CO ₂ (96 %) N ₂ (3 %) Ar (1 %)	H ₂ (88 %) He (11 %)	H ₂ (71 %) He (27 %)

*) Photosphäre; **) trockene Luft 28.9644.

aus Wasser (H₂O), Kohlendioxid (CO₂) und Energie (E , in Form von Licht bzw. Wärme), **organische Substanzen** und **Sauerstoff** (O₂) bildet. Damit aber begann die Entwicklung einer neuen, größere Mengen von O₂ enthaltenden Atmosphäre, die ihrerseits, neben dem Wasser, die Voraussetzung für tierisches Leben und die Existenz des Menschen ist. Mit der Assimilation der entstehenden **Biosphäre** (marine und terrestrische Flora) aber haben wir eine zweite gigantische Pumpe vor uns, die CO₂ aus der Atmosphäre entfernt. Der Anreicherung von O₂ in der Atmosphäre sind jedoch Grenzen gesetzt, da dieses Gas sehr reaktionsfreudig ist und eine Vielzahl von Verbindungen eingeht, sodass noch deutlich vor dem O₂ das wesentlich inertere Gas N₂ zum Hauptbestandteil der Erdatmosphäre wurde. Vor etwa $0.4 \cdot 10^9$ a dürfte der heutige O₂-Pegel (Walker 1977, Fabian 1992) und damit die derzeitige Zusammensetzung der Erdatmosphäre erreicht worden sein, wobei N₂, O₂ und die extrem reaktionsträgen Edelgase (Ar, Ne, He, Kr, Xe) wegen ihrer überaus großen molekularen atmo-

sphärischen Verweilzeit (Tab. 1) in ihren Konzentrationen zeitlich-räumlich keine messtechnisch erfassbare Variabilität aufweisen. Bei O₂ ist das wegen seiner Reaktionsfreudigkeit (z. B. natürliche Brände und Nutzung fossiler Energie, auch wegen der stark zunehmenden Weltbevölkerung) vielleicht erstaunlich; aber offenbar sind die dabei auftretenden Stoffflüsse im Verhältnis zum atmosphärischen Speicher so gering und die natürlichen Regelmechanismen so effektiv, dass sie keine merklichen O₂-Konzentrationschwankungen zulassen.

In Zusammenhang mit O₂ ist aber noch ein weiterer Regelmechanismus sehr bemerkenswert: Die solare UV-Einstrahlung, die zum Teil (UVC und UVB, vgl. Abb. 6) lebensfeindlich ist, wurde von der Atmosphäre im Zuge der O₂-Anreicherung und somit von der Biosphäre selbst auf ein erträgliches Maß zurückgeschraubt. Dies hängt mit der bereits beschriebenen photochemischen Zerlegung (Photolyse) von O₂ in O (vgl. (2.2)) und der allmählich im Wesentlichen in die Stratosphäre verlagerten Ozonpro-