



Heinrich Bahlburg · Christoph Breitkreuz

Grundlagen der Geologie

5. Auflage



Springer Spektrum

Grundlagen der Geologie

Heinrich Bahlburg
Christoph Breitkreuz

Grundlagen der Geologie

5. Auflage

Heinrich Bahlburg
Geologisch-Paläontologisches Institut
Universität Münster
Münster
Deutschland

Christoph Breitkreuz
Institut für Geologie
TU Bergakademie Freiberg
Freiberg
Deutschland

ISBN 978-3-662-54930-8 ISBN 978-3-662-54931-5 (eBook)
<https://doi.org/10.1007/978-3-662-54931-5>

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 1998, 2004, 2008, 2012, 2017
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 Gebrauchsnamen, Handelsnamen, Warenbezeichnungen usw. in diesem Werk berechtigt auch ohne besondere Kennzeichnung nicht zu der Annahme, dass solche Namen im Sinne der Warenzeichen- und Markenschutz-Gesetzgebung als frei zu betrachten wären und daher von jedermann benutzt werden dürfen.
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: Dr. Stephanie Preuss
Einbandgestaltung: deblik, Berlin
Einbandabbildung: Meke Gölü (Zentralanatolien, Türkei), Schlackenkegel umgeben von Salzseen in einem Maarkrater, © Florian Neukirchen, Berlin

Gedruckt auf säurefreiem und chlorfrei gebleichtem Papier

Springer Spektrum ist ein Imprint der eingetragenen Gesellschaft Springer-Verlag GmbH, DE und ist Teil von Springer Nature
Die Anschrift der Gesellschaft ist: Heidelberger Platz 3, 14197 Berlin, Germany

Vorwort

Vor knapp 20 Jahren erschien die 1. Auflage unseres Lehrbuchs *Grundlagen der Geologie*. Hiermit legen wir nun die 5. Auflage vor. Die Veröffentlichung eines Buches ist immer verbunden mit der Hoffnung, dass es Anklang finden möge. Unsere Hoffnungen setzten wir damals auf einen akzeptablen Erfolg der ersten Auflage. Es freut uns heute natürlich umso mehr, dass sich unser Buch etablieren konnte und offenbar gerne genutzt wird. Daraus erwächst auch die selbstverständlich übernommene Verpflichtung, es aktuell zu halten.

Das Vorwort zur 4. Auflage begann mit der vielleicht etwas lapidar klingenden Feststellung, dass Erde und Geologie nicht schlafen. Die Erde ist einem konstanten natürlichen Wandel unterworfen, dem die Wissenschaft der Geologie mit neuen Methoden und Erkenntnissen auf der Spur zu bleiben versucht. Da aber auch der Mensch nicht schläft, ist es ihm gelungen, selber Einfluss auf die Entwicklung der Erde zu nehmen und anthropogen erzeugte Prozesse in Gang zu setzen, die heute als „Globaler Wandel“ zusammengefasst werden und u. a. zu einer sich beschleunigenden Erwärmung des Erdklimas führen. Während wir dieses Vorwort schreiben, versinken weite Teile Perus unter Schuttströmen und Hangrutschungen nach sintflutartigen Regenfällen, die mit dem El-Niño-Phänomen im Zusammenhang stehen (► [Abschn. 6.3](#) in diesem Buch). Die Abschätzung, Milderung und Vermeidung dieser und anderer natürlicher Gefahren, aber auch die nachhaltige und umweltschonende Nutzung von Georesourcen sind drängende Herausforderungen an die Geowissenschaften. Grundlage hierfür ist eine profunde Kenntnis des Aufbaus und der Entwicklung der Erde sowie der sie endogen und exogen prägenden Prozesse.

Ein Lehrbuch hinkt in seinen Darstellungen zwangsläufig dem aktuellen Stand der Wissenschaft hinterher. Wir bemühen uns, durch angemessene Aktualisierungen diesen Abstand möglichst gering zu halten. Es ist ein Grundlagenbuch, es ist nicht allein auf den globalen Wandel fokussiert, aber selbstverständlich berücksichtigen wir auch die damit verbundenen Vorgänge. Wir haben neben einer ganzen Reihe von kleineren Korrekturen und Ergänzungen in dieser Auflage neue Abschnitte zu so unterschiedlichen Themen wie Feuchtgebieten, Meeresspiegel, Phosphorkreislauf und Dynamik magmatischer Prozesse hinzugefügt. Manche Reorganisation wurde nötig, da unser Buch nunmehr auch als E-Book erscheinen wird. Natürlich ist unsere Auswahl neuer Themen subjektiv geprägt und manch einer wird das eine oder andere Thema vermissen. Anregungen sind jederzeit willkommen!

Manch ein Leser hat uns Kommentare, Kritik und Anregungen geschrieben. Wir bedanken uns herzlich dafür und hoffen, den berechtigten Hinweisen in angemessener Weise Rechnung getragen zu haben. Auch dieses Mal danken wir wieder verschiedenen Personen, die uns mit ihrem Wissen und ihrer Zeit unterstützt haben, Ralf Thomas Becker und Maximilian Dröllner sind hier zu nennen. Gerhard Franz hat dankenswerterweise ► [Kap. 13](#) erneut durchgesehen. Frau Barbara Fister hat nunmehr alle Abbildungen in Stil und Design vereinheitlicht und weitere kreativ neu gestaltet, wir danken ihr sehr dafür. Unser Dank geht auch an Florian Neukirchen für das gründliche Lektorat und an Merlet Behncke-Braunbeck, Carola Lerch und Stephanie Preuss für die gute verlagsseitige Betreuung.

Vorwort zur 1. Auflage

Die Erde, so wie wir sie kennen, ist das Ergebnis einer mehr als 4,6 Milliarden Jahre währenden Entwicklung. Trotz dieser uns Menschen immens erscheinenden Zeitspanne befindet sich die Erde heute, und immer, in einem Durchgangsstadium, solange, bis in vielen Milliarden Jahren ihre endogenen und exogenen Kräfte erlahmen. Das dynamische Zusammenwirken von Erdkern, Mantel, Kruste, Hydrosphäre, Atmosphäre und Biosphäre in ihrem gemeinsamen Orbit um die Sonne bedingt die Entwicklung der Erde. Innerhalb des größeren Gebietes der Erdwissenschaften erforscht die Geologie Details ebenso wie die großen Zusammenhänge derjenigen Prozesse, die die Vorgänge in und auf der Erde steuern. Geologen analysieren Gebirgsbildungen, Klimaentwicklungen oder Lagerstätten auf der heutigen Erde und nutzen ihre Erkenntnisse zur Deutung der erdgeschichtlichen Entwicklung unseres Planeten ebenso wie zur Vorhersage zukünftiger Änderungen. Heute stehen die Geowissenschaften neuen gesellschaftlichen Herausforderungen gegenüber, die ihnen unter anderem aus der Rohstoffknappheit, den anthropogenen Veränderungen des Klimas und der Gefährdung unserer Umwelt erwachsen. Dieses Buch soll eine Grundlage zum Verständnis dieser vielfältigen Vorgänge sein.

Unser Buch hat eine prozessorientierte Struktur, in der wir einzelne Vorgänge unter Verwendung von Modellen und Daten mehrerer geowissenschaftlicher Teildisziplinen darstellen. Nach einer den Leser auf das Buch vorbereitenden Einleitung erläutern wir in Teil I die exogene Dynamik der Prozesse, die die Erdoberfläche durch das Zusammenwirken von Atmosphäre, Hydrosphäre, Biosphäre und Lithosphäre prägen. Teil II beschäftigt sich mit den endogenen Prozessen im Erdinnern, die sich für uns offensichtlich im Vulkanismus, der Bildung der Gebirge oder der Drift der Kontinente manifestieren. Im dritten Teil des Buches diskutieren wir unter dem Thema ‚System Erde‘ Beispiele für die komplexe Verknüpfung von endogener und exogener Dynamik und zeigen, dass auch der Mensch ein geologischer Faktor ist.

Da viele Leser mit der mitteleuropäischen Landschaft und ihren Gesteinen vertraut sind, haben wir Beispiele und Abbildungen aus diesem Raum bevorzugt aufgenommen. Eine Auswahl weiterführender Literatur zu den einzelnen Themen findet sich am Ende der jeweiligen Kapitel. Viele Fachausdrücke der modernen Geowissenschaften sind in englischsprachigen Ländern entstanden und es ist wichtig, sie zu kennen, auch wenn es deutsche Übersetzungen gibt. Deshalb haben wir viele englische Termini im Text hinter dem entsprechenden deutschen Begriff in Klammern eingefügt. Zur Erleichterung der Suche haben wir sie auch in das Register aufgenommen.

Band 1 des im Enke Verlag erschienenen „Abriss der Geologie“ von Roland Brinkmann war über mehrere Jahrzehnte *die* deutschsprachige Einführung in die Geowissenschaften. Werner Zeil hat den Abriss in der 11.-14. Auflage bis 1990 weitergeführt und ständig modernisiert. Herr Zeil und der Enke Verlag haben uns 1993 vorgeschlagen, ein Nachfolgebuch zu bearbeiten. Angesichts der großen Fortschritte in den Geowissenschaften in den letzten Jahrzehnten, die insbesondere durch die plattentektonische Revolution hervorgerufen wurden, und unter dem Eindruck der neuen gesellschaftlichen Herausforderungen an die Geologie, haben wir uns entschlossen, ein eigenes, neues Lehrbuch zur Allgemeinen Geologie zu schreiben. Allerdings haben wir einige Abbildungen der letzten Auflage des Brinkmann/Zeil in zum Teil modifizierter Form eingearbeitet.

Wir danken Herrn Zeil für die Anregung zu diesem Buch. Er hat uns viel Material überlassen, das wir weidlich genutzt haben. Zahlreiche Freunde und Kollegen haben durch kritische Durchsicht von Manuskriptteilen das Buch entscheidend verbessert. Unser Dank gilt Georg Brecht, Helga De Wall, Georg Dresen, Jörg Egle, Noor Farsan, Gerhard Franz, Stephanie Funk, Klaus Germann, Roswitha Gierden, Marion Göttert, Hans-Joachim Götze, Karin Großkopf, Wilhelm Heinrich, Stefan Kempe, Jochen Kuss, Ulrike Martin, Jörg Negendank, Norbert Nowaczyk, Volker Schweizer, Barbara Teichert, Jana Tschapek, Gerhard Wörner, Stefan Zeeh und Udo Zimmermann. Darüber hinaus haben viele Kolleginnen und Kollegen durch Diskussionen und Anregungen zur Klärung spezieller Fragekomplexe beigetragen und uns Abbildungen und anderes Material großzügig zur Verfügung gestellt.

Ohne die zeichnerischen und fotografischen Arbeiten von Barbara Dunker, Manuela Dziggel, Barbara Fister, Elisabeth Gantz, Hanne Glowa, Andreas Hendrich, Bernd Kleeberg, Rolf Koch, Ina Reinicke, Julia Rudolph, Brigitte Stöcker und Klaus Will in Berlin, Heidelberg, Münster und Potsdam wäre dieses Buch niemals fertig geworden.

Christoph Iven vom Enke Verlag begleitete das Wachstum unseres Buches mit einer vorzüglichen Zusammenarbeit, für die wir ihm verpflichtet sind.

Wir danken Jutta und Sabine für ihre Unterstützung.

Heinrich Bahlburg und Christoph Breitkreuz

Münster und Potsdam, im November 1997

Inhaltsverzeichnis

1	Einführung	1
1.1	Die Geologischen Wissenschaften	2
1.2	Einblick	4
1.2.1	Aufbau der Erde	4
1.2.2	Die äußere Gestalt der Erde	4
1.2.3	Eine Übersicht über die Plattentektonik	7
1.2.4	Eine kurze Einführung in die geologische Zeit	10
	Literatur	11
I	Exogene Dynamik	
2	Kontrollfaktoren der exogenen Dynamik	15
2.1	Atmosphärische Zirkulation	16
2.2	Klima und Klimazonen	19
2.3	Klima und die Verteilung der Kontinente	22
	Literatur	25
3	Verwitterung und Bodenbildung auf dem Festland	27
3.1	Physikalische Verwitterung	29
3.2	Chemische Verwitterung	31
3.2.1	Einige Grundlagen	34
3.3	Bodenbildung	41
3.3.1	Terrestrische Böden	43
3.3.2	Semiterrestrische Böden	45
3.4	Feuchtgebiete	48
	Literatur	49
4	Das Wasser auf dem Festland	51
4.1	Das Grundwasser	55
4.1.1	Entstehung und Speicherung von Grundwasser	55
4.1.2	Grundwasserhaushalt	56
4.1.3	Grundwasserbeschaffenheit	59
4.2	Das Oberflächenwasser	59
4.3	Eis	62
4.3.1	Gletschertypen	63
4.3.2	Gletscherbewegung	65
	Literatur	68
5	Abtragung, Transport und Ablagerung	69
5.1	Abtragung und Landschaftsformen	70
5.1.1	Landschaftsformen	71
5.1.2	Von der Erosion zur Ablagerung	74

5.2	Erosion und Ablagerung durch gravitative Massenverlagerungen	77
5.2.1	Alluviale Fächer	81
5.3	Erosion und Ablagerung durch Wasser	81
5.3.1	Flüsse	81
5.3.2	Überflutungsebenen	93
5.3.3	Deltas und Ästuare	94
5.3.4	Seen	96
5.4	Erosion und Ablagerung durch Eis	98
5.5	Erosion und Ablagerung durch Wind	104
	Literatur	108
6	Das Meer	109
6.1	Morphologische Gliederung des Meeresbodens	110
6.2	Das Meerwasser	110
6.2.1	Wie kommt das Salz ins Meer?	111
6.3	Die ozeanische Zirkulation	114
6.3.1	Tiefseeströmungen und die ozeanische Klimapumpe	118
6.3.2	Gezeitenströmungen	120
6.3.3	Wellen	125
6.3.4	Tsunami	127
6.4	Die Flachsee	130
6.4.1	Die Küste und der innere Schelf	130
6.4.2	Der äußere Schelf	135
6.4.3	Riffe und Karbonatplattformen	136
6.4.4	Evaporation und chemische Sedimente	139
6.5	Die Tiefsee	140
6.5.1	Tiefseerinnen	147
6.6	Binnenmeere	148
	Literatur	154
7	Die frühe Erde und der Beginn des Lebens	157
7.1	Einführung	158
7.2	Atmosphäre und Ozean im Präkambrium	158
7.3	Die kambrische Faunenradiation	160
7.4	Stratigrafie und Palökologie	164
	Literatur	169
8	Diagenese und Einteilung der Sedimentgesteine	171
8.1	Diagenese	172
8.1.1	Zementation und Umkristallisation	172
8.1.2	Kompaktion	173
8.2	Erdöl, Erdgas und Kohle	175
8.2.1	Erdöl und Erdgas	175
8.2.2	Kohle	177
8.3	Lagerungsformen und Einteilung der Sedimentgesteine	178
8.3.1	Fazies	179
8.3.2	Klassifikation siliziklastischer Sedimentgesteine	180

8.3.3	Liefergebietsanalyse.....	183
8.3.4	Klassifikation karbonatischer Sedimentgesteine.....	185
	Literatur.	188

II Endogene Dynamik

9	Physik und Chemie des Planeten Erde	193
9.1	Das Sonnensystem und die Entstehung der Erde	194
9.2	Aufbau der Erde	197
9.2.1	Kern	203
9.2.2	Mantel.....	203
9.2.3	Kruste	206
9.3	Erdmagnetismus	209
	Literatur.	214
10	Globale Plattentektonik	215
10.1	Das Mosaik der Platten	216
10.2	Divergente Plattenränder	221
10.2.1	Kontinentales Rifting	221
10.2.2	Mittelozeanische Rücken	223
10.3	Konvergente Plattenränder	225
10.3.1	Subduktionszonen	225
10.3.2	Terrane und Kontinent-Kontinent-Kollision	232
10.4	Transformstörungen	234
	Literatur.	237
11	Tektonik und Beckenbildung	239
11.1	Elemente der Tektonik	240
11.1.1	Formen tektonischer Bewegung und ihre Darstellung	240
11.1.2	Deformation	241
11.1.3	Bruchtektonik	249
11.1.4	Extensionale Störungssysteme	253
11.1.5	Synsedimentäre Abschiebung und Diapire.....	255
11.1.6	Kompressionstektonik in Orogenen	259
11.1.7	Gravitativer Kollaps und tektonische Abdachung.....	271
11.2	Sedimentbecken und Subsidenz	278
11.2.1	Subsidenz	279
11.2.2	Becken in Dehnungszonen.....	282
11.2.3	Vorlandbecken.....	284
	Literatur.	289
12	Magmatismus	291
12.1	Magma	292
12.1.1	Zusammensetzung der Magmen.....	292
12.1.2	Physikalische Eigenschaften von Gesteinsschmelzen	295

12.1.3	Magmenbildung	295
12.1.4	Differentiation, Assimilation, Magmamischung	297
12.2	Plutonismus	303
12.3	Vulkanismus	307
12.3.1	Eruptionsformen	307
12.3.2	Vulkantypen	309
12.3.3	Transport und Ablagerung in Vulkangebieten: Prozesse und Produkte	317
12.3.4	Mariner Vulkanismus	326
	Literatur	329
13	Metamorphose	331
13.1	Metamorphosetypen	332
13.1.1	Metamorphose eines Sandsteins	335
13.2	Metamorphe Gefüge	338
13.3	Metamorphe Fazies	341
13.4	Metamorphose und Plattentektonik	346
	Literatur	347

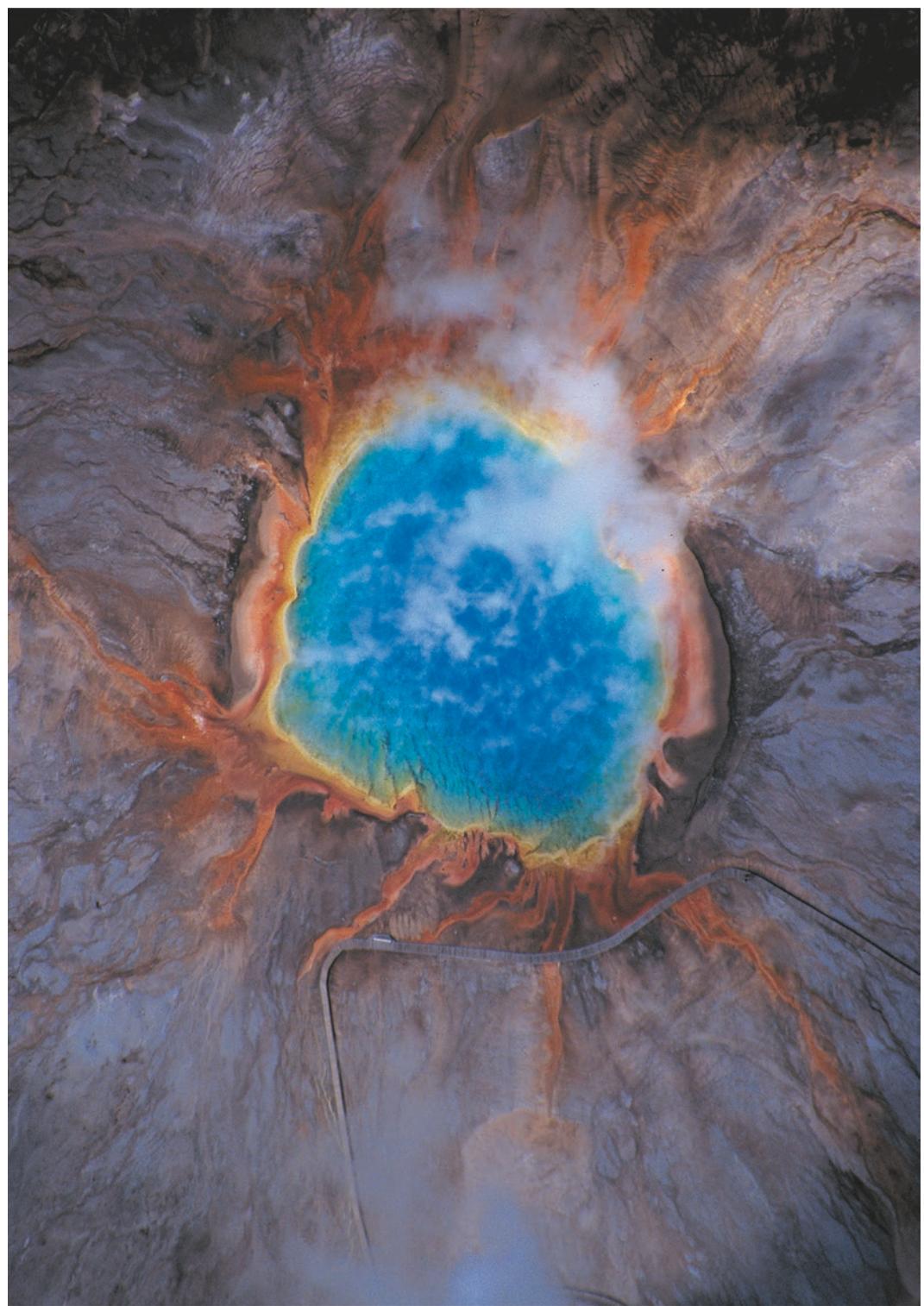
III System Erde

14	Die Lithosphäre im Verlauf der Erdgeschichte	351
14.1	Orogenesen und Superkontinente	352
14.2	Lithosphärische Zyklen	358
14.3	Das Wachstum der Kontinente und die präkambrische Krustenentwicklung	362
14.3.1	Archaikum	364
14.3.2	Proterozoikum	366
	Literatur	370
15	System Erde: zyklische Prozesse mit komplexen Ursachen	371
15.1	Meeresspiegelschwankungen	372
15.1.1	Glazioeustasie	372
15.1.2	Eustasie und Plattentektonik	372
15.1.3	Eustasie und Sedimentation	373
15.2	Globale Klimaentwicklung	380
15.3	Kohlenstoffkreislauf	388
15.3.1	Der Teilkreislauf des anorganischen Kohlenstoffs	389
15.3.2	Der Teilkreislauf des organischen Kohlenstoffs	390
15.3.3	Der globale Kreislauf des Kohlenstoffs	393
15.4	Der Kreislauf des Phosphors	394
15.5	Der biogene Faktor – Hat Gaia die Erde bewohnbar gemacht?	394
	Literatur	395
16	Der Mensch im System Erde	397
16.1	Natürliche Gefahren	398
16.1.1	Erdbeben	398
16.1.2	Tsunami	400

16.1.3	Vulkanische Gefahren	403
16.1.4	Hurrikane	406
16.2	Umwelt und Klima	406
16.3	Rohstoffe	409
16.4	Lagerstättenkunde	411
16.4.1	Lagerstättenexploration	416
	Literatur	416
	Serviceteil	419
	Stichwortverzeichnis	420

Liste der Kästen

Kasten 2.1 Atmosphäre	17
Kasten 3.1 Silikatminerale	31
Kasten 4.1 Wasser	53
Kasten 4.2 Grundwassernutzung.....	61
Kasten 5.1 Gravitative Massentransporte.....	76
Kasten 5.2 Einzelkorn- und Lösungstransport.....	85
Kasten 5.3 Rippeln und Schrägschichtung.....	89
Kasten 5.4 Kosmogene Nuklide.....	100
Kasten 5.5 Dünen.....	105
Kasten 6.1 Gezeiten	121
Kasten 6.2 Wellen.....	125
Kasten 7.1 Kohlenstoff-Isotopie in Karbonaten.....	162
Kasten 8.1 Liefergebietsanalyse anhand von Gerüstmineralen nach Dickinson.....	183
Kasten 9.1 Seismik/Seismologie	199
Kasten 9.2 Gravimetrie.....	207
Kasten 10.1 Von Abraham Gottlob Werner zu Harry Hess: Vom Neptunismus zur Plattentektonik	219
Kasten 11.1 Dynamik von Orogenen	266
Kasten 11.2 Tektonische Geomorphologie von Orogenen	275
Kasten 11.3 Dekompaktion und Backstripping.....	281
Kasten 11.4 Flysch und Molasse – eine Kontroverse.....	287
Kasten 12.1 Klassifikation der Magmatite.....	292
Kasten 12.2 Spurenelemente und Isotopenverhältnisse als Indikatoren magmatischer Prozesse	297
Kasten 13.1 Thermodynamik in der Petrologie	336
Kasten 14.1 Isotopengeochemische Altersbestimmung	359
Kasten 15.1 Dynamik des Meeresspiegels	377
Kasten 15.2 Einfluss von Sonnenfleckenaktivität und kosmischer Strahlung auf das Klima	384
Kasten 16.1 Erzlagerstätten	412



Einführung

Abbildung: Von Bakterien und Algen gefärbte Thermalquelle in der Yellowstone-Caldera (Grand Prismatic Spring, Wyoming, USA); die Luftaufnahme wurde durch einen von G. EMBREE freundlicherweise durchgeführten Flug ermöglicht.

Einführung

1.1 Die Geologischen Wissenschaften – 2

1.2 Einblick – 4

1.2.1 Aufbau der Erde – 4

1.2.2 Die äußere Gestalt der Erde – 4

1.2.3 Eine Übersicht über die Plattentektonik – 7

1.2.4 Eine kurze Einführung in die geologische Zeit – 10

Literatur – 11

1.1 Die Geologischen Wissenschaften

Die Geologie ist die Wissenschaft „unserer“ Erde. Der Planet Erde ist nicht nur der feste Boden, auf dem wir wandeln, er ist unser Lebensraum und unsere Lebensgrundlage. Er bietet uns Atemluft und Nahrung. Wir sind nicht die einzigen Bewohner unseres Planeten, wir teilen ihn mit Abermillionen von Tieren, Pflanzen, Pilzen und Bakterien. Wir sind Teil eines komplexen und sich dynamisch entwickelnden Ökosystems, das seit mindestens 3,8 Mrd. Jahren besteht. Es ist von vielschichtigen Wechselbeziehungen zwischen Biosphäre, Atmosphäre, Hydrosphäre und Lithosphäre (Gesteinssphäre), dem festen Boden unter unseren Füßen, gekennzeichnet. Viel zu oft vergessen wir Menschen, dass die Erde jeder Generation nur treuhänderisch überlassen ist und wir daher fürsorglich mit ihr umgehen sollten. Diese Fürsorge ist von existenzieller Bedeutung für die Menschheit. Wir sind zu verantwortlichem Umgang mit der Erde und damit uns selbst gegenüber verpflichtet. Für die Wahrnehmung unserer Verantwortung benötigen wir ein grundlegendes Verständnis sowohl unserer lokalen als auch der globalen Umwelt.

Die Gegenwart markiert immer nur einen Übergang zwischen der Vergangenheit und der Zukunft. Um die Gegenwart verstehen und die Zukunft abschätzen zu können, müssen wir die Vergangenheit entziffern und Lehren aus ihr ziehen können. Diese sind uns in Form von Gesteinen und den in ihnen enthaltenen Fossilien überliefert. Basierend auf den physikalischen, chemischen und biologischen Grundgesetzen erklärt die Geologie die Entstehungsbedingungen der Gesteine und des fossil überlieferten Lebens. Die Bestimmung des Faktors Zeit eröffnet der Geologie die vierte Dimension und damit einen festen Rahmen für die Beurteilung der Entwicklungsgeschichte der Erde in ganz verschiedenen Zeitskalen. Insofern besitzt die Geologie Aspekte einer historischen Wissenschaft, die den Aufbau der Erde sowie die Vorgänge, die sich in ihr und auf ihr vollziehen, untersucht.

Bereits die Menschen der Steinzeit nutzten geologische Kenntnisse bei der Auswahl geeigneter Gesteine für die Herstellung ihrer Faustkeile.

Augenzeugenberichte von Naturereignissen gibt es hingegen erst seit einigen Jahrtausenden. Geologen sind daher auf die Untersuchung der Gesteine und der in ihnen eingeschlossenen tierischen und pflanzlichen Versteinerungen als Träger der vielfältigen Informationen aus 4,6 Mrd. Jahren Erdgeschichte angewiesen. Die gewonnenen Daten interpretieren wir nach dem Prinzip des **Aktualismus**. Es geht davon aus, dass die uns heute bekannten naturwissenschaftlichen Gesetze auch den Vorgängen in der Erdgeschichte zugrunde lagen. Da wir jedoch nicht davon ausgehen können, dass die heute auf der Erde registrierten Prozesse und Situationen die Gesamtheit aller in der Erdgeschichte realisierten oder zumindest möglichen Vorgänge repräsentieren, muss jede geologische Forschung die Gültigkeit und die Grenzen des aktualistischen Prinzips von Neuem prüfen.

Die Wissenschaftsgeschichte der Geologie ist von der Bestandsaufnahme des Planeten Erde sowie der Deutung seiner Entwicklung im regionalen und überregionalen Maßstab geprägt. Heute wird die geologische Forschungstätigkeit jedoch zunehmend von der Frage nach den Prozessen beherrscht, welche die Erde formen und einer ständigen Veränderung unterwerfen. Diese Fragestellungen können meist nur mit interdisziplinären Forschungsansätzen innerhalb des großen Gebietes der Geowissenschaften bearbeitet werden, das die Geologie mit der Mineralogie, Petrologie, Geochemie, Geophysik, Paläontologie, Ozeanografie, Geografie und Klimatologie, aber auch mit der Zoologie und der Botanik verbindet. Die Geologie ihrerseits umfasst verschiedene Teildisziplinen, die in diesem Buch vorgestellt werden.

Grundlage der geologischen Forschung sind die Gesteine einschließlich der in ihnen u. U. überlieferten Fossilien. Die Gesteine sind jedoch nur selten in optimaler Weise zugänglich. Abgesehen von den Hochgebirgsregionen sind sie häufig von Vegetation bedeckt und an Berghängen und in Steinbrüchen meist nur kleinräumig aufgeschlossen. Eine dreidimensionale Rekonstruktion ihrer Lagerung erfordert daher eine systematische Datenerhebung sowie ein ausgezeichnetes räumliches Vorstellungsvermögen. Zudem sind viele ältere Gebirge inzwischen weitgehend abgetragen oder von ihrem eigenen Schutt

bedeckt. Viele Gesteine wurden zudem nach ihrer Entstehung von Umbildungen betroffen, die ihre primären Eigenschaften stark veränderten oder auslöschten. Gründliche Geländearbeiten, eine bedachte und repräsentative Probennahme sowie die methodische Analyse der Proben im Labor sind Teil der detektivischen Rekonstruktionsarbeit der Bildungsbedingungen und -abläufe. Schließlich machen die grafische Aufbereitung der Ergebnisse sowie ihre Darstellung in geologischen Karten und Profilschnitten die Datenmengen überschaubar und erlauben ihre Präsentation, Diskussion und Interpretation in Lehrveranstaltungen, Berichten und Veröffentlichungen. Erst in den vergangenen Jahrzehnten hat der in den übrigen Naturwissenschaften so wichtige Versuch in der Geologie Einzug gehalten. Neue technische Geräte einschließlich der Computer erlauben es heute, durch entsprechend skalierte Analogexperimente langzeitliche geologische Prozesse in ihrer Dauer und Größenordnung nachzubilden und damit in ihrer Funktion zu erhellen. Daneben gewinnt die numerische Modellierung von geologischen Prozessen mehr und mehr an Bedeutung. Dadurch ist es heute zunehmend möglich, die Ergebnisse der Erforschung geologischer Prozesse reproduzierbar zu gestalten.

In den vergangenen Jahrhunderten brachte die geologische Bearbeitung der Erde sehr unterschiedliche grundlegende Hypothesen und Theorien, vor allem zu ihrer endogenen Entwicklung, hervor. Bis in die 60er Jahre des 20. Jahrhunderts herrschte ein fixistisches Bild der Erde vor, das von stationär auf der Erde verteilten Kontinenten ausging. Als hervorragender Exponent dieses geologischen Weltbildes ist Hans Stille zu nennen. Allerdings wies Alfred Wegener bereits 1912 und in folgenden Jahren mit Recht darauf hin, dass die Kontinente sich aufgrund verschiedener geologischer Gegebenheiten während der Erdgeschichte bewegt haben müssen und immer noch bewegen. Dieser **Theorie der Kontinentaldrift** war zu Wegeners Zeit zunächst kein Erfolg beschieden, da damals kein physikalisch plausibler endogener Motor bekannt war, der fähig wäre, die Kontinente zu bewegen. Erst seit Beginn der 60er Jahre wurde zunehmend deutlich, wie sich der ständige Wärmeverlust der Erde über konvektive Materialströme im Erdinnern in die Bewegung der Kontinente umsetzt. Dieses werden wir im zweiten Teil

des Buches ausführlich darstellen. Hier sei es nur erwähnt, um deutlich zu machen, dass wir gleichsam im Zeitalter nach einer Revolution in den Geowissenschaften leben, die uns ein vollständig neues geologisches Weltbild bescherte, das von der Mobilität des Systems Erde insgesamt und derjenigen der Kontinente im Besonderen geprägt ist.

Die Vorgänge, die mit der Bewegung der Lithosphärenlatten zusammenhängen und die im Begriff der **Plattentektonik** zusammengefasst werden, führen zur Entstehung von Ozeanen und Gebirgen und gestalten somit die Oberfläche der Erde. Darüber hinaus beeinflusst die Verteilung der Kontinente auf der Erde das globale Klimamuster, das Zirkulationssystem der ozeanischen Wassermassen und über beide Systeme schließlich die Eigenschaften von Lebensräumen und die Evolution ihrer Lebewelt. Dieses ‚in-Wechselwirkung-miteinander-verbunden-sein‘ der unterschiedlichen Prozesse wird heute häufig unter dem Begriff ‚System Erde‘ zusammengefasst.

Wir haben unser Buch in drei Teile gegliedert: Auf die Einleitung, die einen kurzgefassten Einblick in die Erde gibt, folgen zunächst die zwei Teile ‚Exogene Dynamik‘ und ‚Endogene Dynamik‘. Die exogene Dynamik behandelt all diejenigen Vorgänge sowie ihre Produkte in Form von sedimentären und biogenen Lockerablagerungen und Gesteinen, die durch die Wirkung von Luft, Wasser und Eis als Funktion des Klimas die Erdoberfläche verändern. Neben der Wirkung der Sonne gehören zu den exogenen Prozessen auch alle anderen Einflüsse, die von unserer kosmischen Umgebung auf die Erde ausgeübt werden. Die endogene Dynamik umfasst ihrerseits alle geologischen Vorgänge, die durch Prozesse, deren Ursprung im Erdinnern liegt, hervorgerufen werden. Hierzu gehören die Plattentektonik, die Deformation von Gesteinen im Rahmen einer Gebirgsbildung und der Magmatismus. Die endogene Dynamik gibt gewissermaßen das Thema der Entwicklung der Erde vor, das von der exogenen Dynamik im Zuge der Variation modelliert wird. Den Abschluss des Buches bildet der dritte Teil, den wir mit ‚System Erde‘ überschrieben haben. Er zeigt die gegenseitige Beeinflussung der endogenen und exogenen Sphären auf und berücksichtigt die Wirkung des Menschen als geologischen Faktor.

1.2 Einblick

1.2.1 Aufbau der Erde

Die Erde ist ein nahezu kugelförmiger, an den Polen leicht abgeplatteter Körper mit einem Durchmesser von etwa 12.756 km. Die Rotation der Erde um die Erdachse, die die beiden Pole miteinander verbindet, erzeugt eine zentrifugale Kraft, die eine gravitative Kraft, hervorgerufen durch die Masse der Erde, entgegenwirkt. Die Wirkung der Zentrifugalkraft nimmt mit wachsendem Abstand zur Rotationsachse zu; daher ist die Zentrifugalkraft am Äquator am größten und an den Polen gleich 0. Die Wechselwirkung beider Kräfte führt zu einer Abplattung der Erde an den Polen und zu einer leichten Auswölbung am Äquator. Daher hat die Erde etwa die Form eines Rotationsellipsoids, dessen Radius am Äquator 6378 km und an den Polen 6357 km beträgt.

Die Erde ist aus Schalen aufgebaut, die wie bei einer Zwiebel konzentrisch umeinander liegen (Abb. 1.1). Der Erdkern hat einen Radius von

3500 km. Er gliedert sich in einen metallisch-festen inneren und einen metallisch-liquiden äußeren Kern und besteht hauptsächlich aus metallischem Eisen und Nickel, Schwefel und Silizium. Darüber folgt mit einer Mächtigkeit von ca. 2840 km der weniger dichte Erdmantel, der sich wiederum in einen unteren und einen oberen Mantel teilt. Der Mantel besteht vorwiegend aus mafischen Silikaten (Si-, Al-, Fe- und Mg-haltige Minerale, Tab. 1.1). Über dem Mantel liegt die dünne und leichteste Schicht, die Kruste. Sie ist im Bereich der großen Ozeane nur 6 km dick und besteht i. w. aus mafischen Mineralen und Feldspat. Kontinentale Kruste ist im Durchschnitt 40 km dick und vorwiegend aus felsischen Silikaten (i. w. Feldspat und Quarz, Abb. 1.2 und Tab. 1.1) aufgebaut. Im Bereich der großen Gebirge wie den Anden oder dem Himalaya kann die Kruste bis zu 80 km mächtig werden.

Die skizzierte Gliederung der Erde basiert auf der unterschiedlichen Zusammensetzung der einzelnen Schalen. Für die Geologie von besonderem Interesse sind aber weiterhin physikalische Änderungen, z. B. innerhalb des oberen Mantels. Mit zunehmender Tiefe steigen Druck und Temperatur in der Erde. Unterhalb einer Tiefe von etwa 100 km (in bestimmten Regionen schon ab 30 km) gehen die mehr oder weniger festen Gesteine des oberen Mantels in einen plastischen Zustand über. Diese Zone reicht bis zu einer Tiefe von etwa 180 km und wird als Asthenosphäre (die „nicht harte“ Sphäre) bezeichnet. Unterhalb von 370 km geht der obere Mantel in der Übergangszone stufenweise in den noch dichteren unteren Mantel über, der den Raum bis zur Kern-Mantel-Grenze einnimmt. Die oberen 30–100 km der Erde nimmt die Lithosphäre (die „Gesteins-Sphäre“) ein, die mechanisch steifer als die Asthenosphäre ist. Die Lithosphäre umfasst den oberen Teil des oberen Mantels und die Kruste.

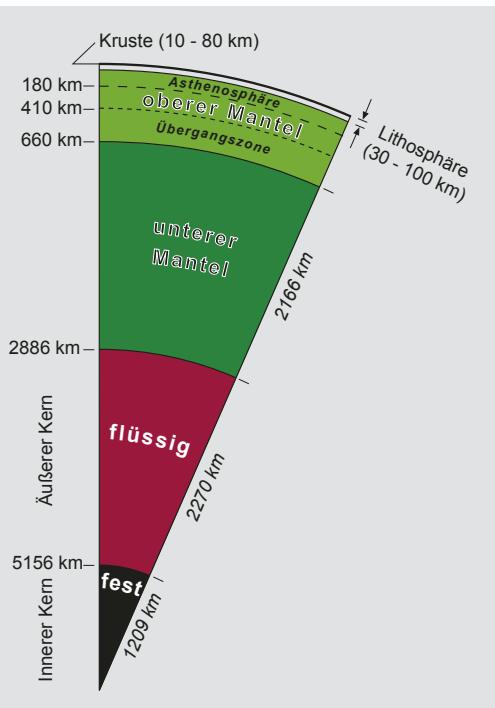


Abb. 1.1 Dieser Schnitt durch die Erde zeigt ihren schaligen Aufbau

1.2.2 Die äußere Gestalt der Erde

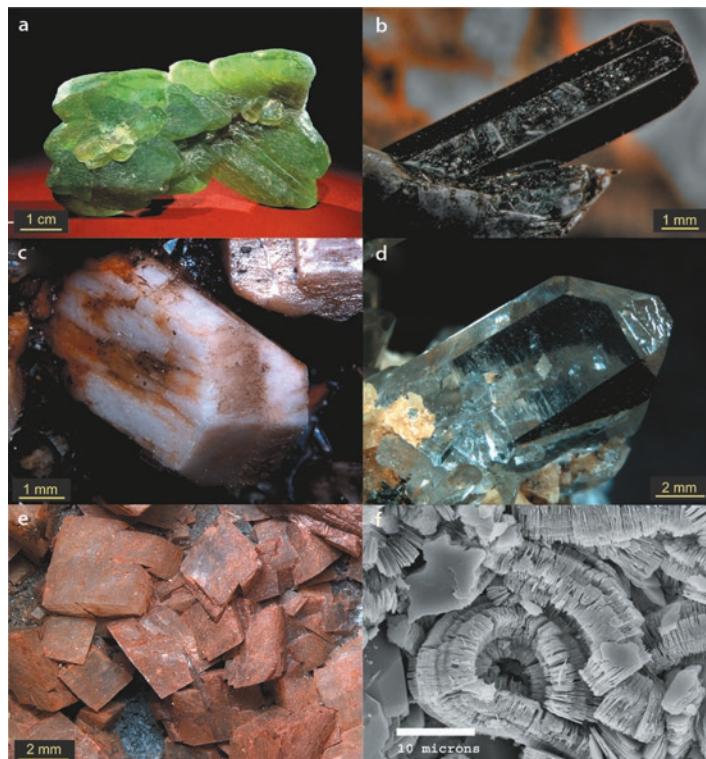
Die ozeanische Kruste hat eine durchschnittliche Dichte von $2,95 \text{ g cm}^{-3}$, die kontinentale eine von $2,7 \text{ g cm}^{-3}$. Insgesamt ist die kontinentale Lithosphäre leichter als die ozeanische und „schwimmt“ auf der Asthenosphäre stärker auf (unterschiedlich schweren Holzstücken im Wasser vergleichbar). Befindet sich

■ **Tab. 1.1** Die wichtigsten Minerale der kontinentalen Kruste. Ihre relative Häufigkeit nimmt in der Tabelle von oben nach unten ab (Deer, Howie & Zussman 1992).

Magmatite	Sedimentgesteine	Metamorphe
Feldspat z. B. Albit: $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$	Quarz , SiO_2	Feldspat
Quarz	Tonminerale , z. B. Kaolinit: $\text{Al}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}] (\text{OH})_8$	Quarz
Glimmer , z. B. Muskovit: $\text{K}_2\text{Al}_4[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{20}] (\text{OH},\text{F})_4$	Feldspat	Glimmer
Pyroxen , z. B. Augit: $(\text{Ca},\text{Mg},\text{Fe},\text{Al})_2 [(\text{Si},\text{Al})_2\text{O}_6]$	Calcit* , CaCO_3	Granat , z. B. Grossular: $\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{Si}_3\text{O}_{12}]$
Amphibol , z. B. Hornblende: $\text{Ca}_2(\text{Mg},\text{Fe})_4\text{Al}[\text{Si}_7\text{AlO}_{22}] (\text{OH})_2$	Dolomit* , $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$	Pyroxen
Olivin , $(\text{Mg},\text{Fe})_2[\text{SiO}_4]$	Gips* , $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Cordierit $(\text{Mg},\text{Fe})_2\text{Al}_3[\text{Si}_5\text{AlO}_{18}] \text{ nH}_2\text{O}$
Spinell Gruppe* , z. B. Chromit: FeCr_2O_4	Steinsalz* , NaCl	Disthen , Al_2SiO_5

* nicht-silikatische Minerale

■ **Abb. 1.2** Die wichtigsten Minerale der Kruste und des oberen Mantels (s. ■ **Tab. 1.1**): (a) Olivin, (b) Pyroxen (Aegirin), (c) Feldspat (Orthoklas), (d) Quarz, (e) Dolomit, (f) Kaolinit (Rasterelektronenmikroskop-Aufnahme) (Bildrechte: fotografien a–e: Michael Magnus; f: Ray Frost, Clay Mineral Society)



ein Stück Lithosphäre in einem stabilen „Schwimm-Niveau“, finden also keine vertikalen Ausgleichsbewegungen statt, spricht man von Isostasie. Diese stellt sich für die ozeanische Lithosphäre und dem überlagernden Ozeanwasser bei einer Meeresboden-tiefe von ca. 5000 m ein. Durchschnittliche kontinentale Lithosphäre ragt ca. 840 m über den Meeresspiegel hinaus (Abb. 1.3). Die Grenze zwischen kontinentaler und ozeanischer Lithosphäre stimmt nicht mit den Küstenlinien überein. Das Meer bedeckt im Bereich der Kontinentalabhänge und der landwärts an sie anschließenden Kontinentalschelfe den randlichen Bereich der Kontinente.

Das Festland bedeckt heute ca. 29 % der Erdoberfläche, das Meer entsprechend 71 %. Knapp zweidrittel der Festlandsfläche liegt heute in der nördlichen Hemisphäre. Die resultierenden Höhenstufen der Erde werden auf die Position des Meeresspiegels bezogen. Demnach haben die Ozeane eine durchschnittliche Tiefe von 3,8 km und die Kontinente erheben sich im Mittel 0,84 km (Abb. 1.3). Die

Kontinente erreichen ihre größte Höhe am Mount Everest im Himalaya mit wenig unter 9 km. Die größten gemessenen Tiefen in den Ozeanen liegen mit knapp 11 km in der Marianen-Tiefseerinne im westlichen Pazifik, fast 20 km tiefer als der Gipfel des Mount Everest. Vergleicht man die Erde mit einer Kugel mit einem Durchmesser von 2 m, so wären die Ozeane nur 1 mm tief; die kontinentale Lithosphäre wäre etwa 16 mm dick (► Abb. 1.1).

Geologisch und morphologisch sind die heutigen Kontinente in einen kontinentalen Schild (oder Kraton), die Faltengebirge und die stabilen Plattformen gegliedert. Die Kratone bilden die Kerne der Kontinente und erfuhren ihre letzte Gebirgsbildung zumeist vor mehr als 500 Mio. Jahren. Sie haben ein relativ ausgeglichenes Relief und sind, wie im Baltischen Schild, der weite Teile Skandinaviens umfasst, zumeist bis auf das metamorphe Grundgebirge abgetragen. Die Faltengebirge, die heute wie z. B. die Alpen morphologisch deutlich hervortreten, sind in der jüngeren Erdgeschichte im Zuge großräumiger Kontinentbewegungen

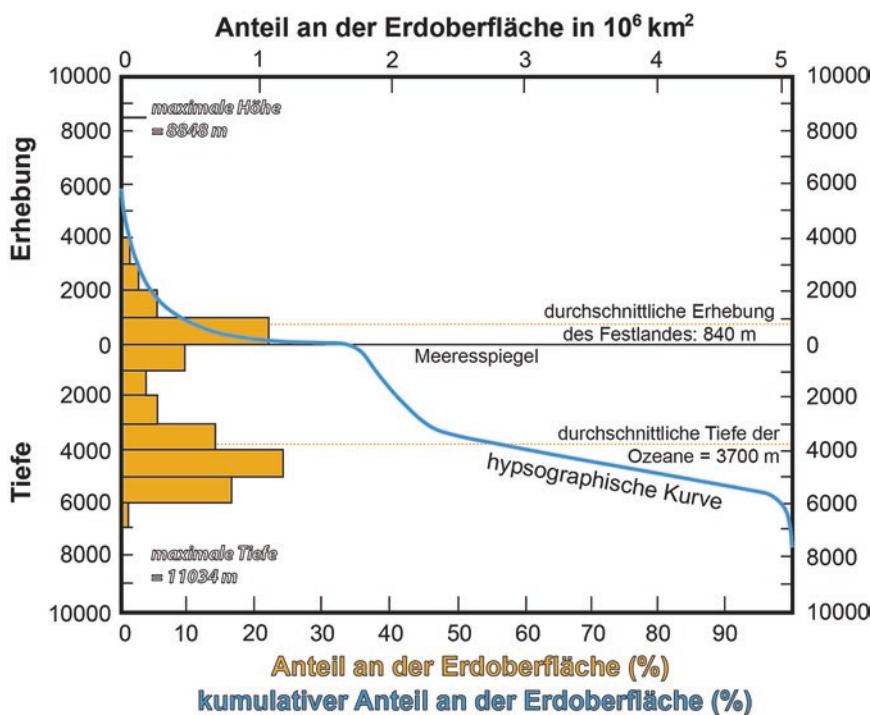


Abb. 1.3 Hypsografische Kurve der Erdoberfläche. Am linken Rand: Häufigkeitsverteilung der Höhen- und Tiefenstufen in Inkrementen von je 1000 m (Bildrechte: nach Sverdrup et al. 1942)

und -kollisionen entstanden. Die stabilen Plattformen bestehen aus einem kratonähnlichen Grundgebirge, das ebenfalls seit langer geologischer Zeit von keiner Gebirgsbildung erfasst worden ist und das Sedimente tafelartig überdecken. Als Beispiele können die Russische Tafel westlich des Uralen genannt werden, aber auch das weite Gebiet Nordamerikas zwischen den Appalachen und den Rocky Mountains.

Die ozeanische Lithosphäre wird durch ein erdumspannendes Gebirgssystem gegliedert, die Mittelozeanischen Rücken, die sich von den ca. 5000 m tiefen Tiefseeebenen bis zu einer Wassertiefe von 2500 m erheben. Durch alle Ozeane hindurch haben die Mittelozeanischen Rücken eine Länge von ca. 60.000 km. Die Mittelozeanischen Rücken sind von zentraler Bedeutung für die Plattentektonik, die die oberflächliche Konfiguration der Erde in einem beständigen Prozess modelliert.

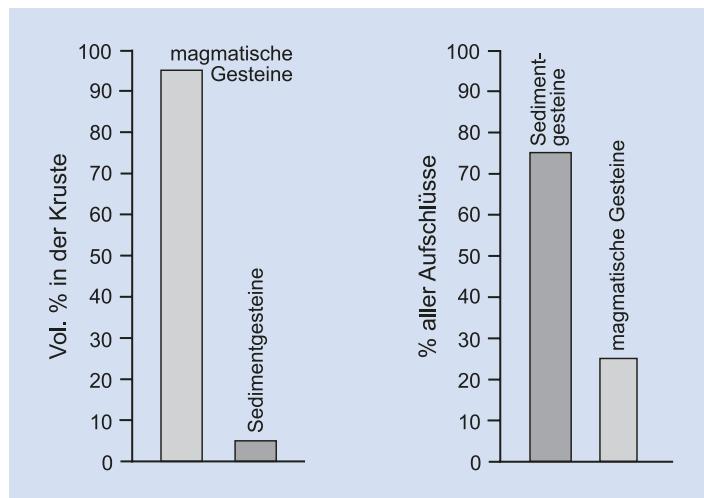
Die Kruste besteht neben den magmatischen Gesteinen und den Sedimentgesteinen aus metamorphen Gesteinen, die durch Umwandlung unter deutlich erhöhten Druck- und Temperaturbedingungen aus den ersten beiden hervorgehen (► Kap. 9 und 13). Diese Gesteine bestehen überwiegend aus silikatischen Mineralen, nichtsilikatische Minerale wie Calcit oder Steinsalz sind seltener (► Tab. 1.1). Die Metamorphe sind vor allem an der Zusammensetzung der mittleren und unteren Kruste wesentlich beteiligt. Die kontinentale Kruste besteht zu etwa 95 % aus magmatischen Gesteinen sowie ihren

metamorphen Derivaten und nur zu 5 % aus Sedimentgesteinen, einschließlich ihrer metamorphen Abkömmlinge (► Abb. 1.4). Die Festlandsoberfläche wird jedoch zu 75 % von Sedimentgesteinen bedeckt, die unter dem Einfluss der exogenen Kräfte entstehen.

1.2.3 Eine Übersicht über die Plattentektonik

Die Lithosphäre besteht aus einer Reihe von großen und kleineren Platten (genauer: Sphärenstücken), die sich gegeneinander verschieben. Ein wichtiger Motor dieser Bewegung, also der Plattentektonik, sind langsame Konvektionsströme (im Bereich von 10 cm a^{-1}) im Mantel. Die Ursache der Mantelkonvektion ist das Bestreben der Erde, den Temperaturunterschied zwischen dem Erdinnern und der Oberfläche auszugleichen. ► Abb. 1.5 zeigt, dass unter den Mittelozeanischen Rücken heißes Asthenosphärenmaterial (und damit Wärme) nach oben steigt und von dort seitlich wegströmt. Diese Bewegung wird auf die überlagerten Platten übertragen. Als Folge der andauernden Divergenz der Platten reißt die ozeanische Kruste immer wieder entlang der Mittelozeanischen Rücken auf und es bildet sich, durch aufsteigende Magmen aus dem Mantel, neue ozeanische Lithosphäre. Hier wird also lateral ständig neue Lithosphäre an die auseinanderdriftenden Platten angebaut, man spricht von einer konstruktiven Plattengrenze.

► Abb. 1.4 Anteil der magmatischen und sedimentären Gesteine an Aufbau (links) und Oberfläche (rechts) der kontinentalen Kruste. In der dargestellten Mengenverteilung der unterschiedlichen Gesteine in der Kruste sind die metamorphen Gesteine nach ihrer magmatischen oder sedimentären Herkunft der entsprechenden Gruppe zugeordnet (Bildrechte: nach Clarke & Washington 1924)



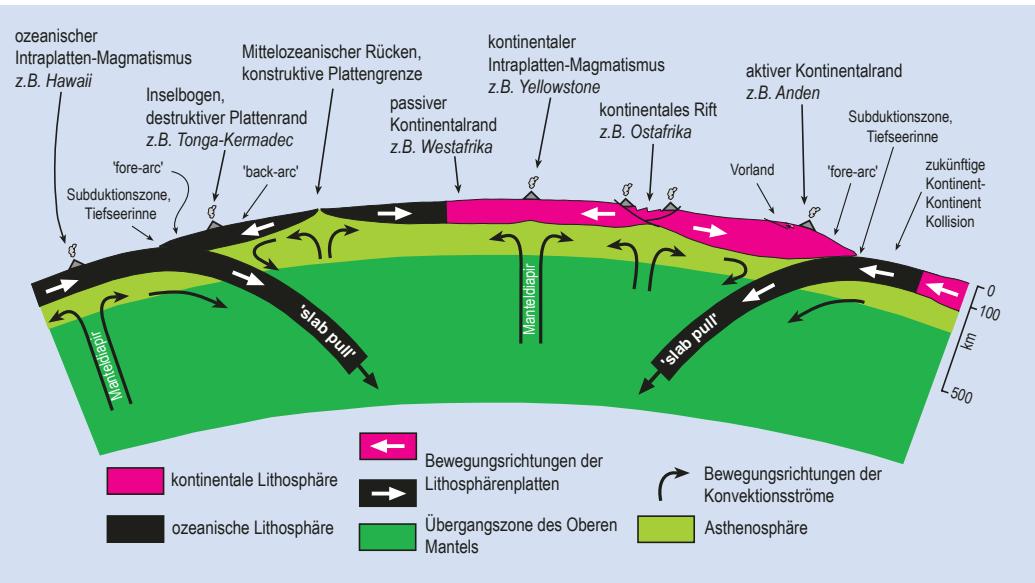


Abb. 1.5 Schematische und annähernd maßstabstreue Darstellung der Grundelemente der Plattentektonik; Vulkane sind größer abgebildet. Der Schnitt bezieht sich nicht auf eine reale Plattenkonfiguration auf der heutigen Erde

Ein Aufstieg von Mantelmaterial kann auch unter Kontinentalplatten auftreten (Abb. 1.5, Mitte). Hält dieser Vorgang lange genug an, kann die kontinentale Lithosphäre in zwei Platten getrennt werden („Rifting“) und es bildet sich dazwischen neue ozeanische Lithosphäre. Die neu entstandenen Ränder der auseinanderdriftenden kontinentalen Lithosphäre werden als passive Kontinentalränder bezeichnet. Die Lithosphärenlatten bewegen sich heute mit Driftgeschwindigkeiten zwischen 1 und 10 cm a⁻¹. Diese Geschwindigkeiten erscheinen uns langsam; sie entsprechen in etwa der Wachstumsgeschwindigkeit des menschlichen Haares. Hält man sich allerdings vor Augen, dass die Plattenbewegungen über viele Millionen Jahre andauern, so addieren sich die jährlichen Verschiebungen zu großen Distanzen.

Da die Erde ein nahezu kugelförmiger Körper mit konstantem Radius ist, kann entlang der Mittelozeanischen Rücken nicht ständig neue ozeanische Lithosphäre gebildet werden, ohne dass dem System an anderer Stelle Lithosphäre entzogen wird. Dieses geschieht entlang der Subduktionszonen, den so genannten destruktiven oder konvergenten Plattengrenzen (Abb. 1.5). Hier taucht die ozeanische Lithosphäre unter die überreitende Platte in den Mantel ab. Dabei übt das Gewicht der dichten, bereits subduzierten Platte einen Zug auf die

Platte insgesamt aus, der als „slab pull“ bezeichnet den zweiten wesentlichen Antrieb der Plattenbewegung darstellt (Abb. 1.5). Im Kontaktbereich der konvergierenden Platten ist der Meeresboden durch eine Tiefseerinne markiert, die über 10 km tief sein kann.

In etwa 200–300 km Entfernung von der Tiefseerinne und oberhalb der subduzierenden Platte sind lang gestreckte Vulkanketten Zeugen eines mit der Subduktion in Zusammenhang stehenden Magmatismus. Er bringt eine Fülle unterschiedlicher vulkanischer und intrusiver Gesteine hervor, die die Magmatischen Bögen an aktiven Kontinentalrändern (z. B. die Anden) aufbauen. Findet dieser Magmatismus in Konvergenzonen zweier ozeanischer Platten statt, so spricht man vom Magmatismus der Inselbögen (z. B. Marianen-Inseln). Subduziert ozeanische Lithosphäre unter kontinentale, wie z. B. unter den Anden, entsteht ein aktiver Kontinentalrand.

In Abhängigkeit von den relativen und absoluten Driftbeträgen der betroffenen Platten bilden sich kontinentwärts der magmatischen Bögen entweder Back-arc-Becken, wenn dieser Teil des Kontinentalrandes unter Dehnung steht, oder die sogenannten Vorlandbecken, wenn das entsprechende Gebiet sich unter räumlicher Einengung befindet. Zwischen dem magmatischen Bogen und der Tiefseerinne liegt der Fore-arc-Bereich, bzw. das Fore-arc-Becken. Die

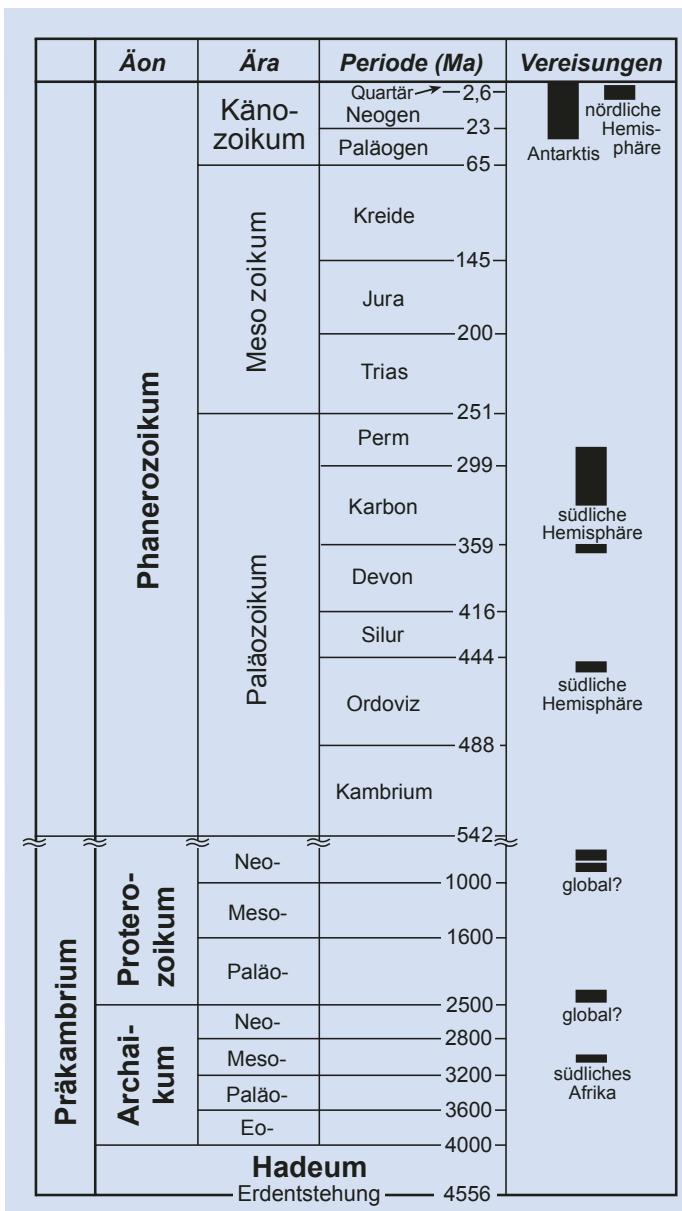
genannten Becken erhalten ihre geologische Bedeutung unter anderem dadurch, dass in ihnen durch exogene Prozesse große Mengen von Sedimentgesteinen abgelagert werden, die den Abtragungsschutt der Inselbögen und der aktiven Kontinentalränder repräsentieren.

Schließlich kann die andauernde Subduktion dazu führen, dass in geologischen Zeiträumen ganze

Ozeane „verschluckt“ werden. So können ehemals durch diesen Ozean getrennte Kontinente miteinander kollidieren und ein Kollisionsgebirge entsteht. Dieses gilt beispielsweise für die Kollision Indiens mit Asien und der Entstehung des Himalaya in ihrem Gefolge.

Unter den Mittelozeanischen Rücken befinden sich also die aufsteigenden Äste der Mantelkonvektion und die Subduktionszonen bilden die absteigenden

■ Abb. 1.6 Einfache Zeittafel der Erdgeschichte; früher wurden das Paläogen und das Neogen zum „Tertiär“ zusammengefasst (vereinfacht nach www.iugs.org)



Äste. Darüber hinaus gibt es auch Gebiete innerhalb der Platten, unter denen heißes Material in schluchtartigen Gebilden, den Manteldiapiren, von der Kern-Mantel-Grenze an die Untergrenze der Lithosphäre aufsteigt. Die Vulkaninsel Hawaii ist beispielsweise durch magmatische Produkte aufgebaut, die ihren Ursprung in einem Manteldiapir haben.

1.2.4 Eine kurze Einführung in die geologische Zeit

Wir haben eben in stark vereinfachter Form die Grundelemente der Plattentektonik, so wie sie heute wirksam ist, kennengelernt. Auch haben wir gesehen,

dass plattentektonische Prozesse sehr langsam sind. Die Erde ist vor etwa 4,6 Mrd. Jahren entstanden, die ältesten erhaltenen Gesteine sind etwa 4 Mrd. Jahre alt.  Abb. 1.6 zeigt die Gliederung der Erdgeschichte in Äonen, Ären und Perioden. Die vergangene Lebewelt ist uns in Form von tierischen oder pflanzlichen Fossilien überliefert. Ihre Evolution und relative Abfolge verbunden mit isotopengeochemischen Altersdatierungen von Gesteinen (► Kasten 14.1) gibt uns die zeitliche Gliederung der Erdgeschichte.

Die Erde verliert seit ihrer Entstehung Wärme. Es muss demnach seit der Bildung der ersten Kruste Plattenbewegungen gegeben haben. Unklar ist, ob diese Bewegungen im Archaikum in der Art vonstattengingen, wie wir sie heute beobachten können.

 Tab. 1.2 Magnitude und Zeitdauer ausgewählter geologischer Prozesse

Prozess	Magnitude	Zeit
Plattenbewegung	1–10 cm	pro Jahr
Erdbebenwellen, Ausbreitung in der Erdkruste		
S-Wellen	3–4 km	pro Sekunde
P-Wellen	5–7 km	pro Sekunde
Bewegung an Störungen, kurzzeitig	einige mm bis dm	innerhalb von Sekundenbruchteilen oder Sekunden
Bewegung an Störungen, geologische Zeiträume	einige m bis > 1000 m	100.000 Jahre bis einige Mio. Jahre
Hebung von Gebirgen	<8 mm	pro Jahr
Träge strömender Fluss	1–2 m	pro Sekunde
Gletscherbewegung	einige 100 m bis wenige km	pro Jahr
Bodenkriechen	wenige mm	pro Jahr
Erdrutsch, Trümmerstrom	≤300 km	pro Stunde
Denudation (Abtrag) von jungen Gebirgen	<0,5 mm	pro Jahr
Denudation (Abtrag) von alten Gebirgen	<0,1 mm	pro Jahr
Erosionsraten in Flusssystemen (klimaabhängig)	0,001–0,34 mm	pro Jahr
Niederschlagsrate, Trockengebiete	<30 mm	pro Jahr
mittlere Breiten	800–1700 mm	
Tropen	1800–2750 mm	
Änderung des Meeresspiegels	wenige mm bis zu einigen 100 m	pro Jahr über Zehner bis Hunderte von Jahren; ggf. auch über einige Zehner Mio. Jahre
Meteoriteneinschlag	10–70 km	pro Sekunde
Pyroklastische Ströme	10–235 m	pro Sekunde

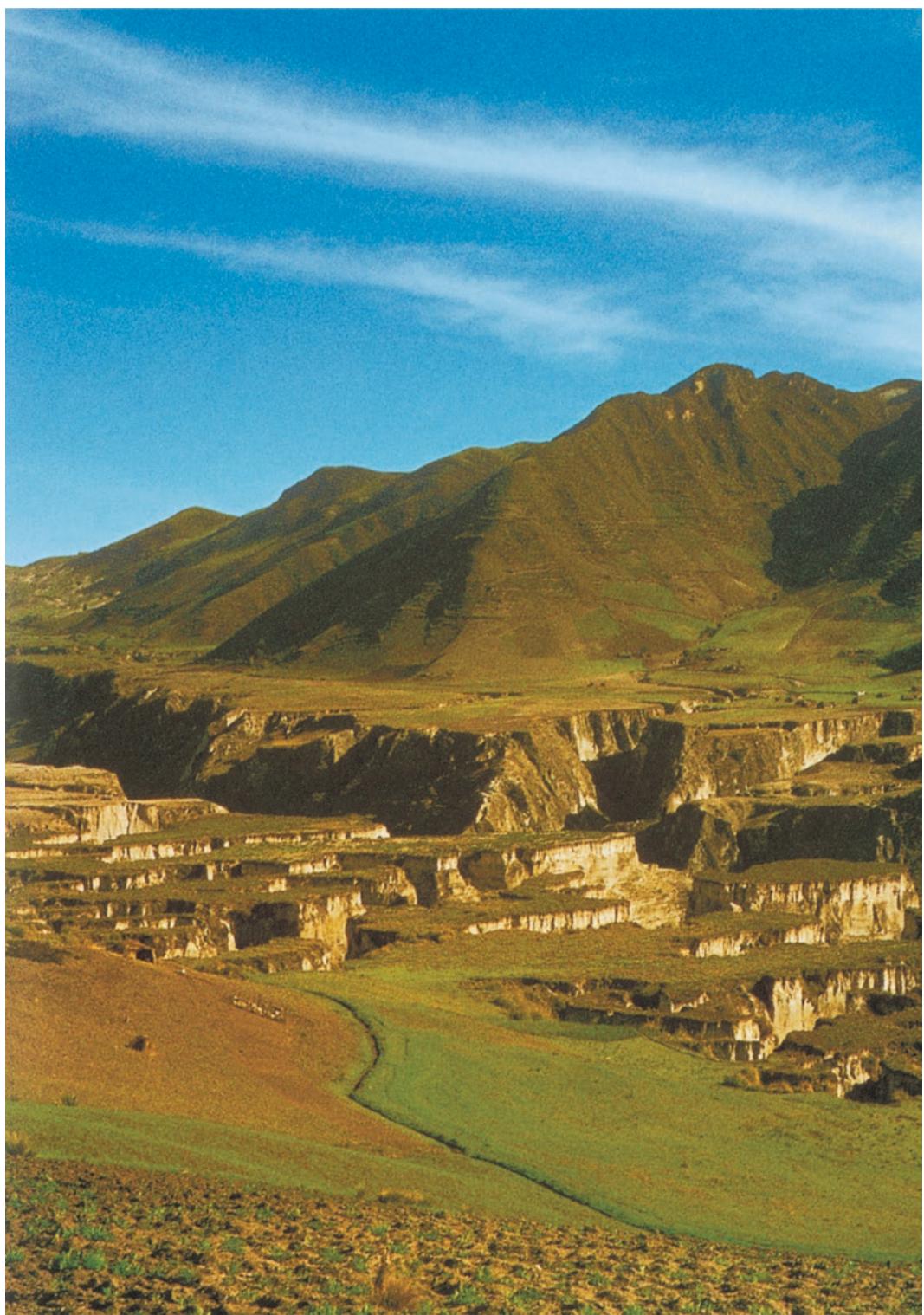
Allerdings scheint gesichert, dass die Plattentektonik seit der Wende Archaikum-Proterozoikum vor etwa 2,5 Mrd. Jahren aktiv ist. Anhaltspunkte liefern z. B. Relikte ozeanischer Kruste, magmatischer Bögen und von Kontinent-Kontinent-Kollisionszonen sowie der von ihnen herzuleitenden Sedimentgesteine, die auf vielen Kontinenten und in unterschiedlichen Zeiten der post-archaischen Erdgeschichte entstanden sind. Aus dieser Erkenntnis folgt weiterhin, dass die uns heute bekannte Verteilung der Kontinente auf der Erde das Ergebnis bereits sehr lange andauernden Driftgeschehens ist und dass die geografische Konfiguration der Kontinente in sich und ihre räumlichen Beziehungen untereinander im Verlauf der Erdgeschichte einem kontinuierlichen Wandel unterworfen war. Ein zentrales Ziel der Geologie ist es, diesen Wandel und die ihn hervorrufenden endogenen und exogenen Prozesse auf der Grundlage überlieferter und rezenter Gesteine zu erkennen und zu erklären. Dafür ist es unabdingbar, die sehr unterschiedlichen Häufigkeiten und Ablaufgeschwindigkeiten der vielfältigen geologisch wirksamen Prozesse zu bestimmen und in der Beurteilung zu berücksichtigen (☞ Tab. 1.2).

Literatur

- Clarke FW, Washington HS (1924) The composition of the Earth's crust. US Geol Surv Prof 127: 117 S
 Deer WA, Howie RA, Zussman J (1992) An Introduction to the rock-forming minerals. – 2. Aufl. Longman, London, 696 S
 Sverdrup HU, Johnson MW, Fleming RH (1942) The oceans. Their physics, chemistry, and general biology. Prentice Hall, Englewood Cliffs, 1087 S

Weiterführende Literatur

- Elicki O, Breitkreuz C (2016) Die Entwicklung des Systems Erde. Springer Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg, 296 S
 Götz J, Mertmann D, Riller U, Arndt J (2015) Einführung in die geologischen Wissenschaften. UTB, Stuttgart, 512 S
 Martin C, Eiblmaier M (Red., 2002) Lexikon der Geowissenschaften. Gesamtausgabe in 5 Bänden + 1 Registerband. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg, 2.711 S
 McCann T, Valdivia-Machego M (2015) Geologie im Gelände: Das Outdoor-Handbuch. Springer Spektrum, Heidelberg, 376 S
 Meschede M (2015) Geologie Deutschlands: Ein prozessorientierter Ansatz. Springer Spektrum Verlag, Heidelberg, 249 S
 Oschmann W (2016) Evolution der Erde. UTB, Stuttgart, 383 S
 Vinx R (2014) Gesteinsbestimmung im Gelände. Springer Spektrum, Heidelberg, 480 S



Exogene Dynamik

- Kapitel 2 Kontrollfaktoren der exogenen Dynamik – 15
- Kapitel 3 Verwitterung und Bodenbildung auf dem Festland – 27
- Kapitel 4 Das Wasser auf dem Festland – 51
- Kapitel 5 Abtragung, Transport und Ablagerung – 69
- Kapitel 6 Das Meer – 109
- Kapitel 7 Die frühe Erde und der Beginn des Lebens – 157
- Kapitel 8 Diagenese und Einteilung der Sedimentgesteine – 171

Abbildung: Erosionsrinnen in einem mit vulkanischen Lockerprodukten weitgehend verfüllten Tal in den ecuadorianischen Anden.

Kontrollfaktoren der exogenen Dynamik

- 2.1 **Atmosphärische Zirkulation – 16**
- 2.2 **Klima und Klimazonen – 19**
- 2.3 **Klima und die Verteilung der Kontinente – 22**
- Literatur – 25**

Die exogene Dynamik fasst diejenigen Vorgänge zusammen, die die Erdoberfläche durch die Einwirkung von Luft, Wasser, Eis, Temperatur, Schwerkraft sowie der Lebewelt verändern. Ein an der Oberfläche anstehendes Gestein unterliegt hauptsächlich den Einflüssen von Klima und Wetter, es verwittert. Dies führt zur Auflösung des Gesteinsmaterials in feste und wasserlösliche Komponenten. Im Zuge des großflächigen Abtrags, der **Denudation**, und der **Erosion** (s. u.) werden diese durch fließendes Wasser, Gletscherströme oder durch Wind vom Verwitterungsort weg bewegt. Beim Transport werden die Körner gerundet und weiter zerkleinert. Schließlich gelangt ein großer Teil der bewegten festen und gelösten Fracht in die Meere, wo sie von den Meeresströmungen umgelagert und schließlich abgelagert werden. Der mengenmäßig wichtigste Faktor bei diesen Umlagerungsprozessen ist das fließende Wasser, das auf dem Festland als Oberflächenwasser oder im Untergrund als Grundwasser fließt. Die exogenen Kräfte sind bestrebt, eine bestehende Morphologie, wie sie bei einem Gebirge gegeben ist, zu nivellieren. Meistens arbeiten die endogenen Kräfte den exogenen entgegen, indem sie ständig neue morphologische Elemente hervorbringen, sei es durch andauernde Gebirgsbildung oder durch Vulkanismus.

2.1 Atmosphärische Zirkulation

Was aber bildet den Motor der exogenen Dynamik? Wir alle bemerken die wärmende Tätigkeit der Sonne spätestens dann, wenn sie uns an einem eisigen Wintertag beim Schlittschuhlaufen ein wenig wärmt oder wenn sie uns im Sommer am Strand röstet. Auch wissen wir, dass es an den Polen im Durchschnitt sehr viel kälter ist als in den tropischen Äquatorialbereichen. Es ist offensichtlich, dass die Erde durch die empfangene Sonnenenergie in unterschiedlichem Maße erwärmt wird und auf den beiden Halbkugeln der Erde ein Temperaturgradient besteht, da die niedrigen, äquatornahen

Breiten mehr Wärme empfangen als die Polregionen (► Abb. 2.2a).

Für das Verständnis dieses Wärmegradienten müssen wir zunächst die **Solarkonstante** betrachten. Sie bezeichnet die Menge an Energie, welche die elektromagnetische Sonnenstrahlung auf einen „extraterrestrischen Quadratmeter Erde“ überträgt, also einen Quadratmeter außerhalb der Atmosphäre. Die Solarkonstante F_s beträgt im genormten Mittel 1.390 Wm^{-2} . Die **Insolation** beschreibt hingegen den Teil der solaren Strahlung, der tatsächlich die Erdoberfläche erreicht und dort absorbiert wird. Die Reflektion der elektromagnetischen Sonnenstrahlung an Flächen wiederum bezeichnet man als **Albedo**. Diese beschreibt das Verhältnis von einfallender zu reflektierter Strahlung. Aus der durchschnittlichen Rückstrahlung der Erde von ca. 33 % folgt jedoch nicht zwangsläufig, dass die verbleibenden 67 % des solaren Fluxes die Erdoberfläche erreichen und dort absorbiert werden. Vielmehr kommt es bereits in der Atmosphäre (► Kasten 2.1) zu vielfältigen Wechselwirkungen, z. B. mit Wolken, Aerosolen und Stäuben. Auch wird ein Teil der Energie in der Atmosphäre absorbiert und erreicht nie die Oberfläche. Insgesamt gelangen nur ca. 70 % der 67 % des solaren Fluxes, der vom System Erdoberfläche-Atmosphäre insgesamt absorbiert wird, bis zur Erdoberfläche.

Die absorbierte Energie erwärmt Kontinente und Meere in Abhängigkeit von der geografischen Breite. Da die Sonnenstrahlung am Äquator nahezu im rechten Winkel auf die Erdoberfläche trifft, verteilt sich eine gegebene Wärmemenge über eine relativ kleine Fläche auf der Erde und führt zu einer stärkeren Erwärmung (► Abb. 2.2a). Das Sonnenlicht erzeugt gleichsam einen kleinen aber warmen „Fingerabdruck“. In hohen Breiten trifft diese Wärmemenge hingegen in einem deutlich flacheren Winkel auf die Erdoberfläche. Der „Fingerabdruck“ ist daher gegenüber den äquatorialen Regionen entsprechend größer und kälter, da die einkommende Energie über eine größere Fläche verteilt wird. Insgesamt ist also die Insolation am Äquator erheblich größer als in den Polregionen.

Kasten 2.1 Atmosphäre

Die Atmosphäre enthält 78 % Stickstoff, 21 % Sauerstoff, 0,9 % Argon, 0,04 % Kohlendioxid sowie geringe Anteile an Edelgasen. Sie gliedert sich in die vier unterschiedlichen Schichten der Troposphäre, Stratosphäre, Mesosphäre und Thermosphäre (Abb. 2.1). Der Druck nimmt in der Atmosphäre mit der Höhe exponentiell ab. Die untere Schicht der Atmosphäre, die **Troposphäre**, enthält – bei einer Mächtigkeit von 8 km an den Polen sowie 12 km in den gemäßigten Breiten und am Äquator – etwa 80 % der gesamten Masse der Atmosphäre und nahezu den gesamten Wasserdampf. In ihr spielt sich das Wettergeschehen ab. Innerhalb der Troposphäre fällt die Temperatur um durchschnittlich $0,65^{\circ}\text{C}$ pro 100 m Höhenzunahme. Nahe ihrer Obergrenze, am Übergang zur **Tropopause**, erreicht sie -57°C . Hier wehen in engen Kanälen die zirkumpolaren **Strahlströme** (Jetstreams), die sich zwischen den beständigen Hochdruckgebieten über den Polen, an denen kalte Luft absinkt, und den Gebieten niedrigen Luftdrucks über den Tropen, an denen erwärmte Luft aufsteigt, in etwa parallel zu den Breitengraden bewegen. Die Rückenwindwirkung der beständigen Strahlströme, die Geschwindigkeiten von bis zu 300 km h^{-1} erreichen, macht sich die Luftfahrt auf Langstreckenflügen bei geeigneten Routen zu Nutze. Oberhalb der Tropopause folgt die **Stratosphäre**, in der die Temperaturen wieder ansteigen. Sie reicht bis zur **Stratopause**, die in einer Höhe von 50 km liegt. In der unteren Stratosphäre steigt die Temperatur nur langsam an, in der oberen hat sie einen steileren Gradienten und erreicht etwa 0°C an der Stratopause. In etwa 25–30 km Höhe befindet sich in der **Ozonschicht** die maximale Ozonkonzentration. Die Ozonschicht absorbiert einen signifikanten Anteil der eintreffenden UV-Strahlung. Jenseits der Stratopause folgt die **Mesosphäre**, die von einem kontinuierlichen Temperaturabfall bis auf ca. -90°C gekennzeichnet ist. Dieses Temperaturminimum bildet die **Mesopause** in einer Höhe von 80 km. In der Mesosphäre setzt die Ionisierung der Luft durch die Ultraviolettrstrahlung der Sonne ein, daher wird sie mit der überlagernden **Thermosphäre** in der **Ionosphäre** zusammengefasst. Über der Mesopause steigt die Temperatur in der Thermosphäre zunächst sehr steil, dann verlangsamt auf über 1000°C an. Die hohen Temperaturen

kommen zustande, da die Thermosphäre die von der Sonne stammende Kurzwellenstrahlung nicht als langwellige Strahlung wieder aussenden kann. Allerdings ist die Dichte der Atmosphäre in diesen Höhen so niedrig und die Häufigkeit der Moleküle so gering, dass eine Wärmeleitung nicht mehr stattfindet. Die der Sonne zugewandte Seite eines sich hypothetisch in diesen Höhen aufhaltenden Körpers würde daher extrem aufgeheizt, während an der abgewandten Seite tiefe Frosttemperaturen herrschen würden. Über der Thermosphäre folgt die **Exosphäre** und mit ihr der Übergang ins All.

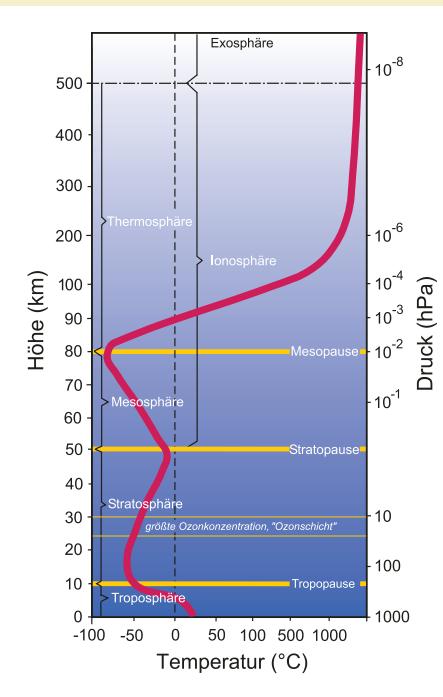


Abb. 2.1 Die Atmosphäre der Erde ist etwa 500 km mächtig. Der Temperaturverlauf in ihr ist durch die rote Linie angezeigt. Das uns direkt betreffende Wetter konzentriert sich in der Troposphäre

Zudem spielt es eine Rolle, von welcher Beschaffenheit die Erdoberfläche in den verschiedenen geografischen Breiten ist. Wüsten haben eine Albedo von 20–30 %, d. h. 20–30 % der einkommenden Sonnenstrahlung werden reflektiert. Bei Waldgebieten liegt dieser Wert nur bei 5–10 %, bei frischem Schnee hingegen zwischen 80 und 85 %. Die hohe Albedo der vereisten Polregionen der heutigen Erde übt also eine

zusätzliche kühlende Wirkung aus. Die Albedo von Wasserflächen hängt wiederum stark vom Sonnenstand ab; steht die Sonne im Zenit liegt der Wert etwa bei 5 %, steht sie hingegen am Horizont, so kann er 80 % erreichen.

Die Sonneneinstrahlung erwärmt also die Festlandsflächen und das Oberflächenwasser der Meere in unterschiedlichem Maße. Im Zuge der

Evaporation tragen vor allem die Meere zur Bildung von Wolken bei, deren Albedo etwa bei 75 % liegt. Das in diesen als Wasserdampf enthaltene Wasser fällt schließlich als Niederschlag in Form von Regen oder Schnee auf die Erdoberfläche zurück. Die Wärmeabgabe der Meere und vor allem der Kontinente an die sie überlagernden Luftsichten beeinflusst wesentlich die Zirkulation der Luftmassen in der Atmosphäre (Abb. 2.1), die wir nahe der Erdoberfläche als Wind spüren (Abb. 2.2).

Zwei Faktoren sind es vor allem, die das atmosphärische Zirkulationsmuster in der Troposphäre erzeugen (Abb. 2.2). Die Luftmassen werden in Abhängigkeit von der geografischen Breite unterschiedlich stark erwärmt. Damit unterscheiden sie sich in Volumen und Dichte und setzen sich entsprechend dieser Kontraste in Bewegung. Sind sie einmal in Bewegung, so wird diese durch den **Coriolis-Effekt** als Folge der Erdrotation abgelenkt, d. h. von der Strömungsrichtung

nach rechts auf der Nordhalbkugel und nach links auf der Südhalbkugel. Letztlich ergibt sich aus der Wechselwirkung der Wärmeeinstrahlung von der Sonne mit der Erdrotation ein komplexes Muster von Zirkulationswalzen, Zellen genannt, die sich jeweils über etwa 30 Breitengrade erstrecken.

Die **Hadley-Zellen** transportieren erwärmte Luft vom Äquator polwärts. Bei etwa 30° führt ihre Abkühlung zum Absinken bei abnehmender Sättigung an Wasserdampf. Ein Teil dieser Luftmassen strömt an der Unterseite der Hadley-Zelle gegen den Äquator zurück und erzeugt so die richtungskonstanten **Passatwinde** (Abb. 2.2). Den Nordostpassat der Nordhalbkugel machte sich die europäische Segelschiffahrt auf den Wegen in die Karibik zunutze. Ein anderer Teil der Luftmassen wird in den mittleren Breiten von den **Ferrel-Zellen** übernommen und strömt an ihrer Basis polwärts. Bei ca. 60° treffen diese Luftmassen auf diejenigen der **Polar-Zellen**.

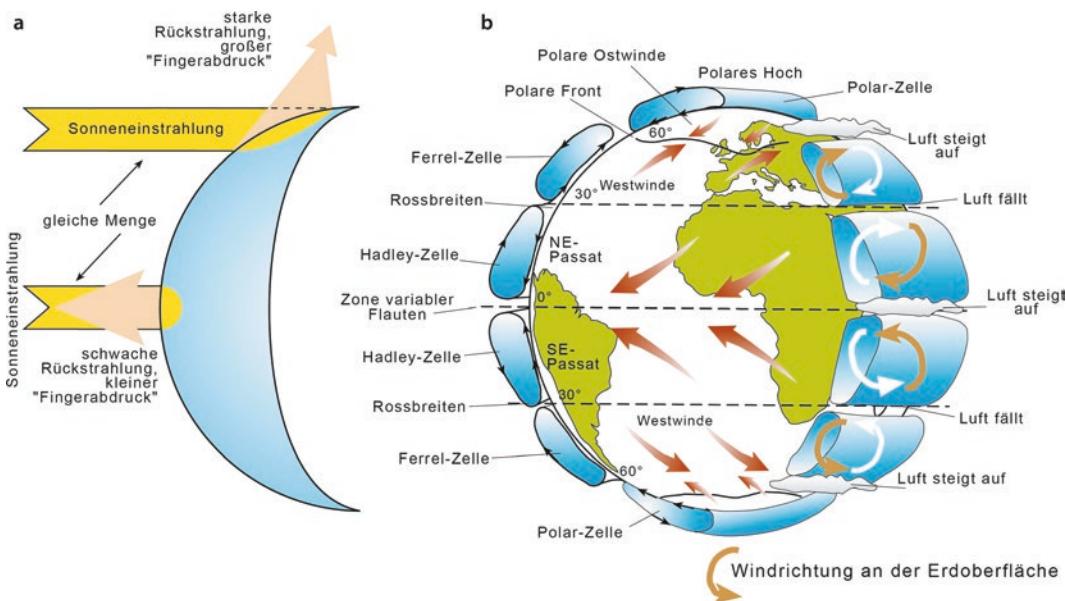


Abb. 2.2 Schema der Sonneneinstrahlung auf die Erdoberfläche sowie der Zirkulationssysteme in der Troposphäre.

(a) Bei gleicher Menge der auf die Erdoberfläche treffenden Sonneneinstrahlung verteilt sie sich in hohen Breiten über eine größere Fläche als in niedrigen. Entsprechend größer ist die Albedo an den Polen und bedingt somit die geringere Erwärmung.

(b) Die großen atmosphärischen Zirkulationssysteme. Die Rossbreiten liegen zwischen 25° und 35° unter den absteigenden Ästen der Hadley- und Ferrel-Zellen, die relativ kalte Luft herabführen und einen beständigen Hochdruckgürtel ausbilden zu dem auch das Azorenhoch gehört. Dieser Gürtel ist von lang anhaltenden Windstille geprägt. Die Bezeichnung „Rossbreiten“ geht auf spanische Seeleute zurück, die Pferde in die spanischen Kolonien transportierten. In den ausgedehnten Windstille verendeten viele Tiere und mussten über Bord geworfen werden. Am Äquator liegt die Zone der variablen Flauten auf den Meeren unterhalb der Aufstiegszone erwärmer Luft und zwischen den beiden Hadley-Zellen. Auch diese häufigen und langanhaltenden Flauten im sog. Kalmengürtel waren bei den Seeleuten der großen Segelschiffe gefürchtet

Luft über den Polen kühlt ab und strömt äquatorwärts. Bei Querung des 60. Breitengrades ist sie ausreichend erwärmt, um aufzusteigen. Diese Luftmassen sind aber immer noch dichter als diejenigen der Ferrel-Zellen, beide mischen sich daher nicht leicht. Dies führt zu sehr wechselhafter Witterung in den entsprechenden Breiten. Nach dem Aufstieg strömt der größte Teil der polaren Luftmassen erwärmt zu den Polen zurück, während die Luft an der Oberseite der Ferrel-Zellen gegen den Äquator fließt. Insgesamt bilden diese Zellen jedoch nicht in sich geschlossene Systeme. Der zwischen ihnen stattfindende Luftaustausch reicht aus, um gemeinsam mit den von den Zirkulationssystemen erzeugten oberflächlichen Meeresströmungen recht effektiv Wärme vom Äquator gegen die Pole zu transportieren.

Für die klimatischen Verhältnisse auf der Erde ist demnach nicht alleine die Sonne verantwortlich. Einen wichtigen Faktor stellen die Ozeane dar, die immerhin den größeren Teil der Erde bedecken. Sie dienen zum einen als riesiges Wärmereservoir. Sie geben Wärme an die kalte Atmosphäre ab oder nehmen sie von einer warmen auf. Ihre eigene Temperatur bleibt dabei im Durchschnitt relativ konstant. Die oben skizzierten großräumigen Windsysteme treiben aber zum anderen die Oberflächenschichten des Meerwassers an, indem sie einen Teil ihrer Bewegungsenergie durch Reibung auf die Oberfläche der Meere übertragen. Auf diese Weise entstehen die Wellen und Oberflächenströmungen der Ozeane. Sie transportieren, z. B. im Golfstrom, einen großen Teil der Wärme von den Äquatorregionen zu den hohen Breiten. Im Nordatlantik sinken die auf ihrem Wege nach N abgekühlten und damit dichter gewordenen Wassermassen ab und gehen in die ozeanischen Tiefenströmungen über. Die atmosphärischen und ozeanischen Strömungsmuster waren im Verlauf der Erdgeschichte ihrerseits wiederum stark beeinflusst von der sehr variablen geografischen Verteilung der Kontinente auf der Erde. Schließlich dürfen wir nicht vergessen, dass die Erde als Himmelskörper bestimmten kosmischen Einflüssen unterworfen ist. Als Beispiel sei der die Erde umkreisende Mond genannt, der neben der Sonne durch seine Anziehungskraft die Gezeiten der Meere hervorruft.

Die genannten klimatischen und ozeanografischen Faktoren wiederum steuern die Entwicklung der Biosphäre, d. h. die Ausbildung der pflanzlichen und tierischen Lebewelt, die den unterschiedlichen

Klimazonen der Erde sowie den Bedingungen in den Ozeanen angepasst ist. Ändern sich beispielsweise die lokalen oder regionalen Klimabedingungen an einem bestimmten Ort auf einem Kontinent deutlich, so muss sich die an die vergangenen Klimabedingungen gewöhnte Lebewelt an die neuen Verhältnisse im Zuge ihrer Evolution anpassen, auswandern oder vergehen. Diese Änderungen haben aber wiederum Rückwirkungen auf die exogenen Prozesse. Die klimatisch bedingte Abnahme der Dichte einer Vegetationsdecke wird in erhöhte Raten von Erosion und Denudation münden. Es ist erkennbar, dass die exogenen Prozesse ein dynamisches System bilden, dessen einzelne Faktoren in wechselnden Beziehungen miteinander verbunden sind.

2.2 Klima und Klimazonen

Das Klima ist der ausschlaggebende Steuerungsfaktor der exogenen Prozesse auf der Erde. Es kennzeichnet die durchschnittlichen Wetterverhältnisse eines Ortes oder einer Region im Verlauf vieler Jahre. Wie wir bereits gesehen haben, sind das Klima und seine Verteilung auf der Erde von der Intensität der Sonneneinstrahlung geprägt, die vom Äquator zu den Polen abnimmt. Daher ist die Erde in eine Folge etwa West-Ost angeordneter Klimazonen gegliedert, deren Ausbildung vor allem auf den Kontinenten gut zu beobachten ist (Abb. 2.3). Über den Meeren verlaufen die Grenzen der Klimazonen parallel zu den Breitengraden. Auf dem Festland hingegen verändern regionale geografische Elemente wie z. B. Lage, Orientierung und Höhe von Gebirgen diese einfache Gliederung zu einem komplexeren Muster.

Die Temperaturverteilung an jedem Ort der Erde entscheidet u. a. darüber, ob Niederschläge als Schnee oder Regen fallen und ist somit ein wesentliches Einteilungskriterium (Tab. 2.1). Neben der Temperatur sind Art und Menge der Niederschläge im Verhältnis zur ortstypischen Verdunstungsrate entscheidende Einflussgrößen für die biologische, geologische und geomorphologische Gestaltung der Klimazonen. Die jährliche Niederschlagsmenge verringert sich auf beiden Erdhalbkugeln zwischen dem 20. und 40. Breitengrad relativ stark. Südlich und nördlich vom 30. Breitengrad wird in beiden Hemisphären kalte Luft aus größeren Höhen entlang der absteigenden Äste der Hadley- und Ferrel-Zellen

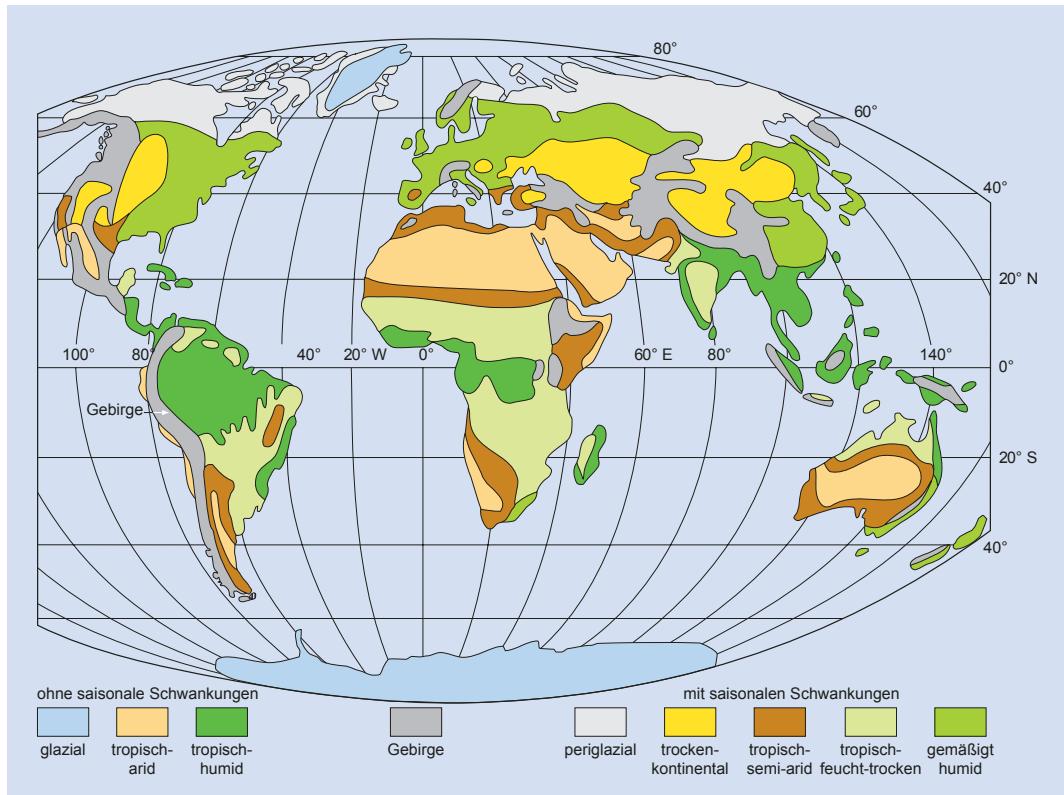


Abb. 2.3 Karte der Klimazonen auf den Kontinenten (nach Tricart & Cailleux 1972; Summerfield 1991)

herabgeführt (Abb. 2.2b). Dabei wird sie erwärmt und kann zunehmende Mengen an Wasserdampf aufnehmen und halten. Die Verdunstung nimmt von den wärmeren zu den kühleren Breiten relativ regelmäßig ab. Die genannten Einflussgrößen bestimmen somit den Charakter der Vegetation, Art und Umfang der Verwitterung der auf dem Festland zutagetretenen Gesteine sowie die morphologische Gestaltung der Erdoberfläche über den lokalen und regionalen Abtrag (Tab. 2.1, Kap. 3 und 5).

Die Klimazonen können nach Vorhandensein und Abwesenheit jahreszeitlicher Schwankungen in zwei Gruppen eingeteilt werden. Zu den nicht jahreszeitlich schwankenden Klimata gehören die glaziale Zone der Pole sowie die tropisch-ariden und tropisch-humiden Bereiche. Jahreszeitliche Schwankungen prägen die periglaziale, trocken-kontinentale, tropisch-semiaride, tropisch-feucht-trockene und die gemäßigt-humide Klimazone (Tab. 2.1).

Klimazonen ohne saisonale Schwankungen. In der **glazialen Klimazone** der Polarregionen fallen die geringen Niederschläge als Schnee und akkumulieren zum Eis der Gletscher. Es herrscht Dauerfrost, nur etwa 90 Tage im Jahr sind frostfrei. Die physikalische Verwitterung (Abschn. 3.1) ist geprägt durch Frostspaltung. Chemische Verwitterungsaktivität ist, ebenso wie die abtragende Wirkung des nur geringfügig vorhandenen Schmelzwassers, niedrig. Aufgrund der niedrigen Niederschlagsraten ist auch das glaziale Klimareich arid und kann als Kältewüste bezeichnet werden. Abkühlung der Luft über den Eismassen erzeugt vehemente Fallwinde (katabatischer Fallwinde), die bedeutende Mengen Lockermaterial äolisch verfrachten können. Das glaziale Klima der Hochgebirgsregionen verzeichnet demgegenüber etwas betontere jahreszeitliche Schwankungen, eine deutlich längere frostfreie Sommerperiode und damit eine etwas stärkere chemische Verwitterung

Tab. 2.1 Übersicht über wesentliche Eigenschaften der Klimazonen, die angegebenen Werte sind Durchschnittswerte (verändert nach Corley et al., 1984, sowie Summerfield, 1991)

	Giazial	Perigiazial	Trockenkontinental	Tropisch-arid	Tropisch-semiarid	Tropisch-feucht-trocken	Gemäßigt-humid	Tropisch-humid
Wetter und Klima								
Temperatur (°C)	-15–10	-10–2	2–12	5–30	8–30	12–30	18–30	20–30
Niederschlag (mm a ⁻¹)	0–1000	0–1250	0–800	0–300	300–1000	1000–1800	800–1700	1800–2750
Anzahl feuchter Monate (>50 mm a ⁻¹)	–	0–7	0–5	<2	2–5	5–11	4–10	<11
T °C des wärmsten Monats	<0	0–10	10–12	>22	>22	>24	>26	>22
Verwitterung								
Physikalisch	Frost	Hoch	Hoch	Jahreszeitlich schwankend	Niedrig	Niedrig	Keine	Niedrig – hoch
	Mechanisch	Mäßig	Hoch	Niedrig – mäßig	Hoch	Niedrig – mäßig	Niedrig	Niedrig
Chemisch	Niedrig	Niedrig	Niedrig – mäßig	Niedrig	Niedrig – mäßig	Hoch	Mäßig	Hoch
Erosion								
Häufigkeit von Hangrutschungen	Niedrig	Hoch	Mäßig	Niedrig	Mäßig	Mäßig – hoch	Mäßig – hoch	Hoch, sehr episodisch
Wirkung oberflächlich abfließenden Wassers	Niedrig	Mäßig	Mäßig – hoch, episodisch	Niedrig, sehr episodisch	Hoch,	Mäßig – hoch, episodisch, saisonal	Mäßig	Mäßig – niedrig
Glaziale Erosion	Hoch	Niedrig	Keine	Keine	Keine	Keine	Nur in Gebirgen	Keine
Windwirkung	Hoch	Mäßig – hoch	Mäßig	Hoch	Mäßig – hoch	Mäßig – niedrig	Niedrig	Keine

sowie einen stärkeren Abtrag durch die abfließen den Schmelzwässer.

Die **tropisch-aride Klimazone** ist gekennzeichnet durch geringe und sehr unregelmäßige Niederschläge, die als episodische, heftige Güsse fallen. Dies unterbindet eine ständige Wasserführung der Flüsse. Die durchschnittliche Jahresniederschlagsmenge bleibt unter 300 mm, es kann aber an einem Tag die Niederschlagsmenge mehrerer Jahre fallen. Die **potenzielle Verdunstung** erreicht im Vergleich zu den niedrigen Niederschlagsmengen sehr hohe Werte von 2000–4000 mm pro Jahr. Die mittleren Temperaturen reichen von ca. 5 °C im Winter bis zu 30 °C im Sommer. Die Temperaturunterschiede im Tagesverlauf sind meist sehr ausgeprägt. Der Mangel an Wasser unterbindet die chemische Verwitterung, mechanische Verwitterung wird hauptsächlich durch Temperaturverwitterung und Salzsprengung ausgeübt (► Abschn. 3.2).

Die **tropisch-humide Klimazone** ist von Regenwald bedeckt und empfängt zwischen 1800 und 2750 mm Niederschlag pro Jahr. Die Niederschläge variieren zwischen sog. Trocken- und Regenzeiten, mit dem Maximum in der Regenzeit. Hohe Niederschlagsraten und hohe Durchschnittstemperaturen zwischen 20 °C und 30 °C bedingen eine intensive und tiefgründige chemische und biochemische Verwitterung, physikalische Verwitterung spielt kaum eine Rolle. Wirkt die chemische und biochemische Verwitterung lange genug, kann sie 100 m und mehr in die Tiefe vordringen.

Klimazonen mit saisonalen Schwankungen. In der **periglazialen Klimazone** wechseln sich bei Durchschnittstemperaturen zwischen -10 und 2 °C winterliche Dauerfrostphasen mit sommerlichen Auftauphasen ab. Dies erlaubt hohe Raten der Frost- und mechanischen Verwitterung. Die Schmelzwasserproduktion hat ein deutliches Maximum im Frühjahr. Abtrag durch Wasser und Wind ist erheblich, aber jahreszeitlich stark schwankend. Tundra ist der beherrschende Vegetationstyp.

Die Gebiete in der **trocken-kontinentalen Klimazone** sind zumeist mit Steppenvegetation bedeckt. Durchschnittstemperaturen schwanken i. d. R. zwischen 2 und 12 °C, können im Winter aber ausnahmsweise auf -10 °C fallen. Niederschläge fallen episodisch und führen häufig zu Überflutung.

Chemische und physikalische Verwitterung haben nur geringen bis mäßigen Einfluss. Die **tropisch-semiaride Klimazone** hat ähnliche Merkmale, jedoch fehlen die niedrigen Temperaturen.

Die **tropisch-feucht-trockene Klimazone**, auch feuchte Savanne genannt, ist recht heterogen zusammengesetzt. Sie umfasst einerseits stark saisonale Wechsel zwischen Regenzeit und Trockenzeit, andererseits lange Regenzeiten, die nur durch kurze Trockenperioden unterbrochen werden. Die Niederschlagsraten können mit bis zu 1800 mm pro Jahr recht hoch sein und führen zu erhöhten Abtragsraten. Chemische Verwitterung überwiegt und dringt tief in den Untergrund ein.

Die **gemäßigt-humide Klimazone** nimmt die mittleren Breiten ein. Bei Durchschnittstemperaturen zwischen 18 und 30 °C und Niederschlagsraten zwischen 800 und 1700 mm pro Jahr entstehen aus der kombinierten Wirkung von mechanischer und chemischer Verwitterung gut entwickelte und zumeist fruchtbare Böden (► Abschn. 3.3). Insgesamt sind sowohl die klimatischen Einflussgrößen als auch die aus ihnen abgeleiteten modifizierenden Faktoren von nur mäßiger Wirkung.

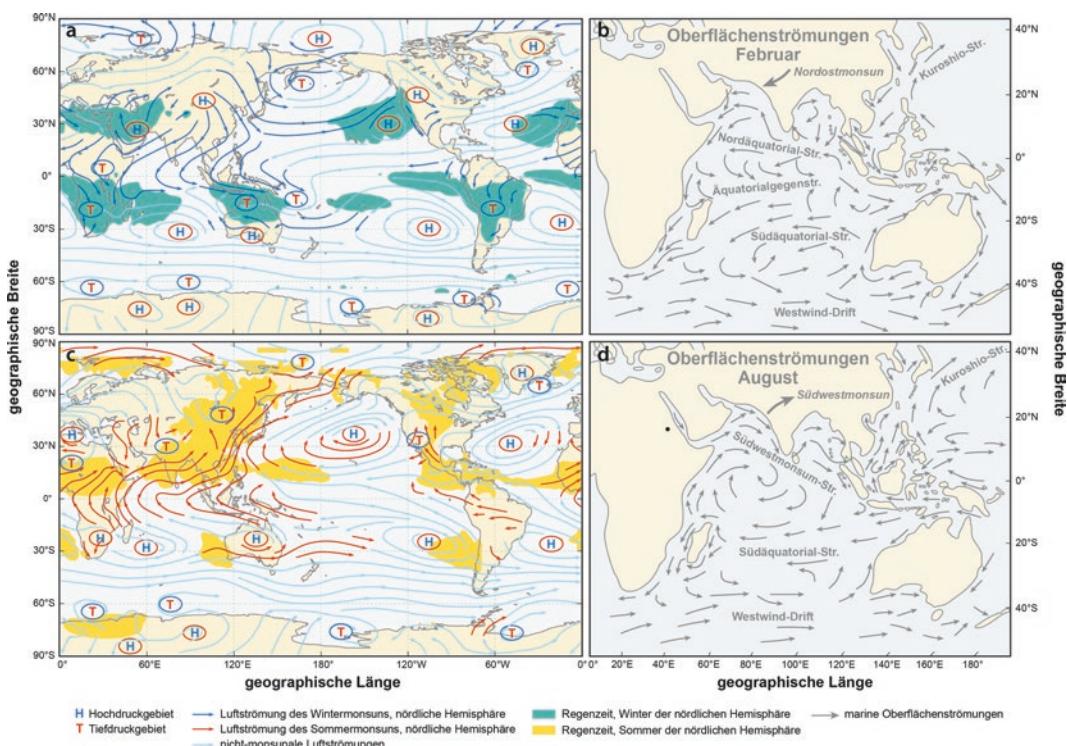
Die auf dem Land gut erkennbaren klimatischen Unterschiede sind im Bereich der Meere weniger offensichtlich. Sie äußern sich bei den Wassermassen der offenen Ozeane vor allem und direkt ablesbar in der Temperatur sowie in der Strömungsrichtung der windgetriebenen Oberflächenströmungen (► Abschn. 6.3). Da Salzwasser mit abnehmender Temperatur an Dichte gewinnt, bewirkt der Temperaturgradient zwischen dem Äquator und den Polen, dass die zirkumpolaren Wassermassen abkühlen, an Dichte zunehmen und daher in die Tiefe der Ozeane absinken. Von dort strömen sie wieder gegen den Äquator und unter den leichteren Wassermassen weniger tiefer Bereiche hinweg. Auf diese Weise entsteht das klimatisch angetriebene System der ozeanischen Tiefenströmungen (► Abschn. 6.3).

2.3 Klima und die Verteilung der Kontinente

Die geografische Verteilung der Kontinente auf der Erde übt einen erheblichen Einfluss auf das Klima und die Meeresströmungen aus. In der nördlichen

Hemisphäre sind die hohen Breiten des nördlichen Atlantiks und Pazifik durch eine Zone ganzjährig vorherrschender Westwinde gekennzeichnet, die nach S über die Rossbreiten in die Passatwindzone mit vorherrschenden Ostwinden übergeht (► Abb. 2.2b). Sie wird im Süden durch die Äquatorialsysteme begrenzt. Die Oberflächenströmungen des Meeres haben eine entsprechende Orientierung (► Abschn. 6.3). Allerdings gibt es mit dem nördlichen Indischen Ozean eine Region, in der drastische jahreszeitliche Änderungen des Windsystems Umkehrungen

der marinen Strömungsrichtungen verursachen. Der **Monsun** weht von W gegen Indien. Die resultierenden Meeresströmungen, auch Südwest-Monsundrift genannt, fließen daher von W nach E. Im Gegensatz dazu wehen die kalten Winde des nördlichen Winters von Asien nach SW über den Indischen Ozean (► Abb. 2.4). Die entsprechenden Meeresströmungen, die Nordost-Monsundrift, fließt von E nach W oder nach SW. Weiter südlich und außerhalb der Monsundrift entsprechen die Strömungsmuster denen des südlichen Atlantiks und Pazifik.



■ **Abb. 2.4** Jahreszeitliche Variation der atmosphärischen Monsunströmungen und der resultierenden ozeanischen Oberflächenströmungen. a) Nordhemisphärischer Winter: Es entwickelt sich ein System von atmosphärischen Hoch- und Tiefdruckgebieten, erstere bevorzugt über den winterlich stark abkühlenden Festlandsgebieten mit ihren absinkenden kalten Luftmassen. Die Luftmassen des Hochdruckgebiets über Zentralasien werden als NE-Monsun südwestwärts zum Indischen Ozean abgeführt. b) Dort treiben sie den Nordäquatorialstrom durch Reibungsübertragung an, der hier, wie auch in Atlantik und Pazifik, den nördlichen Teil des gegen den Uhrzeigersinn gerichteten Strömungswirbels unter der südhemisphärischen Hadley-Zelle darstellt. c) Nordhemisphärischer Sommer: Bedeutende Tiefdruckgebiete über den großen Festlandsarealen saugen die Luft an. In Asien bildet sich der SW-Monsun, der zunächst warme und feuchte Luft aus dem Indischen Ozean NE-wärts gegen den Himalaya und weiter nach Zentralasien transportiert. d) Der SW-Monsun erzeugt westlich von Indien im Indischen Ozean die entsprechende Meeresströmung des SW-Monsunstroms, der an die Stelle des nördlichen Äquatorialstroms tritt. Er repräsentiert eine Umkehr der Strömung in einen großen, gegen den Uhrzeigersinn orientierten Wirbel, der auf den Indischen Ozean beschränkt bleibt (Bildrechte a, c: nach Zhisheng et al., 2015; Bildrechte b, d: nach Gross, 1977)

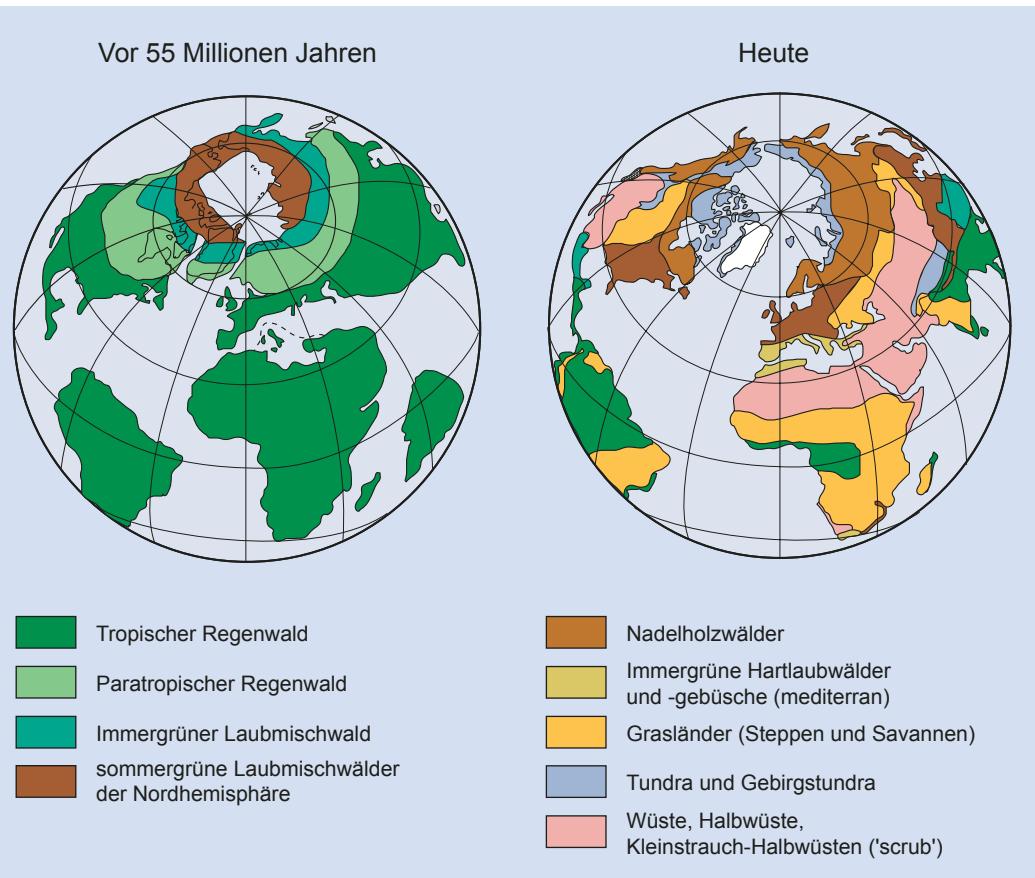


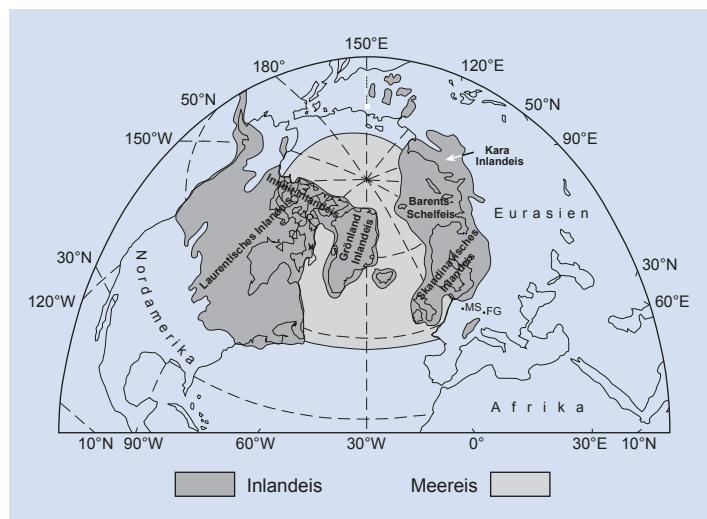
Abb. 2.5 Die Position der Kontinente und ihre Vegetationszonen im Paläogen vor 55 Ma und heute. Im Paläogen hatte die Erde ein durchschnittlich deutlich wärmeres Klima und weite Teile der Kontinente waren mit tropischem Regenwald bedeckt. Die Vegetationsgürtel gemäßigter und polarer Klimabereiche waren gegenüber heute schmal und gegen den Nordpol gedrängt. Heute bedeckt der tropische Regenwald demgegenüber nur relativ begrenzte Kontinentgebiete. Die größten Flächen werden von Wüsten und semi-ariden Grasländern eingenommen. Laub- und Nadelwälder der gemäßigten Klimazonen, die relativ hohe Niederschlagsraten benötigen, sind auf Europa, Asien und das östliche Nordamerika beschränkt (Bildrechte: nach Irving & Hebd 1993)

Die Oberflächenströmungen des Meerwassers führen zu einem Transport warmen äquatorialen Wassers zu den Polen und spielen daher eine wichtige Rolle bei der Umverteilung von Wärme auf der Erde (Abb. 2.5). Anders als im jüngeren Känozoikum (Abb. 1.6), das durch ausgedehnte polare Eiskappen gekennzeichnet ist (Abb. 2.6), waren die Pole der Erde über lange Zeiträume der Erdgeschichte eisfrei (Abb. 2.5). Fiele bei der heutigen Verteilung der Kontinente die durchschnittliche Temperatur auf der Erde um 10 °C, könnten dennoch keine Eismassen im Äquatorbereich entstehen. Offenbar kann die Veränderung der Temperaturverhältnisse auf der

Erde allein die polaren Vereisungen nicht auslösen. Seit dem Mesozoikum drifteten mehrere Kontinente polwärts. Eine Voraussetzung dafür, dass sich im jüngeren Känozoikum Eiskappen an den Polen bilden konnten, im Mesozoikum hingegen nicht, ist offenbar die Gegenwart von Kontinenten in Polnähe in Verbindung mit einem entsprechend veränderten Muster der Meeresströmungen und einer gesteigerten Albedo.

Gletscher bilden sich entweder in Polnähe in geringen Höhen oder in Gebirgen der mittleren Breiten (Abschn. 4.3). Vor allem in Äquatornähe befinden sie sich in beträchtlichen Höhen. Der Aufstieg neuer Gebirge kann also zur Bildung von

■ Abb. 2.6 Verbreitung von Inland- und Meereis auf der nördlichen Hemisphäre während des Höhepunktes der letzten pleistozänen Eiszeit vor 18.000 Jahren



Gebirgsgletschern führen und somit die lokale wie auch globale Klimaentwicklung erheblich beeinflussten. Ursache der Gebirgsbildungen und damit dieser Klimaänderungen ist letzten Endes die Plattentektonik. Die Änderung der Lage der Kontinente und die daraus resultierenden Veränderungen des Klimas wiederum bedingen einen gleichzeitigen Wechsel in den atmosphärischen und marinen Strömungsmustern (dazu mehr in ▶ Kap. 6). Eine geeignete Kombination dieser Langzeitprozesse kann demnach die für großräumige Vereisungen notwendige globale Klimab Kühlung herbeiführen. Der relativ rasche Wechsel zwischen Kalt- und Warmzeiten innerhalb der pleistozänen Vereisungsperiode lässt sich jedoch durch diese Langzeitprozesse nicht erklären. Die Ursache dieses Wechsels dürfte vielmehr in periodischen Variationen der Erdumlaufbahn um die Sonne und der Neigung der Erdachse sowie in der Sonne selbst zu suchen sein. Diese im Vergleich zur Plattentektonik kurzperiodischen Änderungen beeinflussen die Intensität der Einstrahlung der Sonnenenergie auf die Erde und modellieren damit die langfristige Klimaentwicklung (▶ Abschn. 15.2).

Literatur

Corley RJ, Schumm SA, Sugden DE (1984) Geomorphology.

London, Methuen, 605 S

Gross MG (1977) Oceanography – a view of the earth. 2. Aufl.

Englewood Cliffs, Prentice Hall, 497 S

Irving E, Hebda R (1993) Concerning the origin and distribution of Rhododendrons. *J Am Rhododendron Soc*: 47:139

Summerfield MA (1991) Global Geomorphology. Harlow, Longman, 537 S

Tricart J, Cailleux A (1972) Introduction to climatic geomorphology (Übers. von C. J. Kiewiet de Jonge). London, Longman, 295 S

Weiterführende Literatur

Brasseur GP, Jacob D (2016) Klimawandel in Deutschland: Entwicklung, Folgen, und Perspektiven. Heidelberg, Springer Spektrum, 348 S

Crowley TJ, North GR (1996) Paleoclimatology. Oxford Monographs on Geology and Geophysics, 18. Oxford University Press, Oxford, 349 S

Garrison T (2009) Oceanography: An invitation to Marine Science. 7. Aufl. Brooks Cole, Pacific Grove, 608 S

Joussaume S (1996) Klima. Gestern – Heute – Morgen. Heidelberg, Springer, 143 S

Malberg H (2006) Meteorologie und Klimatologie. Eine Einführung. 5. Aufl. Heidelberg, Springer Verlag, 396 S

Verwitterung und Bodenbildung auf dem Festland

- 3.1 Physikalische Verwitterung – 29
- 3.2 Chemische Verwitterung – 31
 - 3.2.1 Einige Grundlagen – 34
- 3.3 Bodenbildung – 41
 - 3.3.1 Terrestrische Böden – 43
 - 3.3.2 Semiterrestrische Böden – 45
- 3.4 Feuchtgebiete – 48
 - Literatur – 49

Als Festland bezeichnet man alle diejenigen Teile der Kontinente, die sich über dem Meeresspiegel erheben. Die Morphologie des Festlands gliedert sich vereinfacht in Hochgebirge, Hochebenen, Mittelgebirge, Niederungen und Küsten. Im Durchschnitt erheben sich die Kontinente 840 m über den Meeresspiegel (► Abb. 1.3). Die Festländer erstrecken sich über mehrere Klimazonen. Ihre Oberfläche wird durch die Vielfalt der klimabedingten geologischen Prozesse der Verwitterung sowie des groß- und kleinräumigen Abtrags des aus der Verwitterung entstandenen Lockermaterials durch Schwerkraft, Eis, Wasser und Wind geformt. Europa erstreckt sich von der glazialen Klimazone am Nordkap bis zum Bereich der Subtropen im südlichen Spanien, Italien und Griechenland. Nordamerika erreicht an der Südspitze Floridas sogar die Tropen. Vor allem große longitudinal orientierte Flusssysteme wie der Mississippi queren auf ihrem Weg zum Meer mehrere der Ost-West angeordneten Klimagürtel. Ähnlich den überregionalen Windsystemen bilden sie bedeutende festländische exogene Systeme, die unterschiedliche Klimareiche miteinander verbinden.

Die Festgesteine der Erdkruste sind häufig durch Lockermaterial bedeckt, **Regolith** genannt, das durch allmähliche Zermürbung des Ausgangsgesteins entstanden ist (► Abb. 3.1). Insbesondere für Wüsten ist diese karge Schuttbedeckung über dem anstehenden Gestein typisch. Erst die chemisch-biologischen und physikalisch-biologischen Umwandlungsprozesse der mineralischen und organischen Komponenten wandeln den Regolith zu einem Boden um.

► Abb. 3.1 In niederschlagsarmen Gebieten wird der aus der Verwitterung hervorgehende Schutt nur unzureichend abtransportiert. Er sammelt sich als Regolith in Senken zwischen morphologisch hervortretenden Härtlingen und kann diese schließlich vollständig verhüllen (Ordovizische Sedimente in NW Argentinien)

In humiden Gebieten erfolgt diese Bodenbildung in den oberen Bereichen des Regoliths sehr rasch. Demgegenüber bezeichnet die **Verwitterung** alle diejenigen Vorgänge, die an der Bildung von Regolith und Boden beteiligt sind.

Es ist vor allem das Wetter mit seinem Wechsel von Regen und Sonnenschein, Wärme und Frost, das die Umwandlung des festen Gesteins in den lockeren Boden verursacht. Dabei greifen mehrere Vorgänge ineinander. Die mechanisch wirkende **physikalische Verwitterung** zerlegt das Ausgangsgestein durch die Bildung von Rissen und Spalten in kleinere Blöcke und schließlich in Schutt (► Abb. 3.2). Diese Zerlegung des Gesteinsverbandes vergrößert die Gesteinsoberfläche und erleichtert die Zirkulation chemisch aktiver Lösungen und verstärkt so die **chemische Verwitterung**. Die Verwitterung bezeichnet überwiegend oberflächliche Prozesse. Mit der Tiefe geht sie mit schlecht definierter Grenze in die Diagenese über (► Abschn. 8.1), die auch die Veränderungen einschließt, die unter Wasserbedeckung in den Lockersedimenten der Seen, Flüsse und Meere stattfinden.

Die Verwitterung passt die Gesteine an die klimatischen Rahmenbedingungen an und überführt sie dadurch in stabilere Formen. Aufragende Berge werden bevorzugt von der Verwitterung angegriffen. Durch ihre Einrumpfung werden sie zu reliefärmeren, stabileren Landschaftsformen. Der Mineralbestand eines Gesteins unterliegt derselben Gesetzmäßigkeit. Die Verwitterung verändert bevorzugt die Minerale, die unter den gegebenen Umständen am wenigsten widerstandsfähig und demnach instabil sind, und



3.1 • Physikalische Verwitterung

Abb. 3.2 Wollsackverwitterung von Granit. Die Verwitterung greift bevorzugt entlang von Klüften an, die im Zuge der Abkühlung und Heraushebung des Tiefengesteins entstanden (Kästeklippen, Harz)



wandelt sie in andere, chemisch stabilere Phasen um. Entscheidend ist, dass die entsprechenden Verwitterungsbedingungen über längere Zeiträume anhalten. Ist diese Beständigkeit gegeben, kommen die verschiedenen Verwitterungsformen zur vollen Entfaltung.

3.1 Physikalische Verwitterung

Die physikalische Verwitterung führt zur Auflöckerung eines Gesteinsverbandes durch diejenigen Vorgänge, die mit Temperatur- oder Volumenänderungen der beteiligten Substanzen zusammenhängen. Die gesteinsbildenden Minerale ändern ihr Volumen, wie alle anderen Stoffe auch, mit der Temperatur. Die Minerale unterscheiden sich daher durch ihre spezifischen Ausdehnungskoeffizienten α (Abb. 3.1). Allerdings ist die Ausdehnung nicht immer gleich in alle Richtungen der drei Raumachsen a, b und c. Diese Anisotropie ist beim Calcit besonders ausgeprägt. In Richtung der c-Achse liegt der Wert bei $2,6 \cdot 10^{-5} \text{ mm}^{-1} \text{ K}^{-1}$, in Richtung der a-Achse ist er hingegen mit $-0,6 \cdot 10^{-5} \text{ m m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ negativ. Das bedeutet, dass sich das Mineral in Richtung der c-Achse sehr stark ausdehnt und daher senkrecht dazu in Richtung der a-Achse schrumpfen muss. Der Volumenausdehnungskoeffizient für das ganze Mineral ist dabei aber immer noch positiv (Abb. 3.1).

Gesteine erwärmen sich unter dem Sonnenlicht gegenüber der umgebenden Luft insgesamt mehr als doppelt so stark. Tägliche Temperaturschwankungen

reichen 25–50 cm, jährliche bis zu 20 m tief in den Boden hinein. Die unterschiedlichen Ausdehnungskoeffizienten der Minerale bedingen jedoch sehr uneinheitliche Volumenänderungen, die wiederum in erhebliche Druck- und Zugspannungen zwischen den Körnern münden. Die sich im Tages- wie im Jahresgang häufig wiederholenden Temperaturschwankungen zermürben so den Gesteinsverband nach und nach (Abb. 3.3) und bedingen die **Temperaturverwitterung**.

Ist ein Gesteinsverband durch Entlastung von Gebirgsdruck nach Erosion und Freilegung oder z. B.

Tab. 3.1 Thermische Ausdehnungskoeffizienten (Volumen) α ausgewählter Minerale (Abb. 1.1 und Kasten 3.1) und Substanzen (nach Holland & Powell 1990)

Minerale, Substanz		α (K ⁻¹)
Quarz		3,52
Calcit		2,44
Feldspäte	Plagioklas (Albit)	2,70
	Plagioklas (Anorthit)	1,42
	Kalifeldspat	1,89
Olivin	Fayalit	3,05
	Forsterit	3,66
Diamant		0,26
Metallisches Eisen		4,09

■ Abb. 3.3 Ein im Zuge der Temperaturverwitterung zerbrochener Granitblock, Atacama-Wüste, Chile

3



durch die Temperaturverwitterung von Klüften oder Rissen durchzogen, so kann auf ihnen Wasser zirkulieren. Beim Übergang vom flüssigen Zustand zu Eis nimmt das Volumen von Wasser um 9 % zu. Ist also Frost an der Temperaturverwitterung beteiligt, so erreicht die Volumenzunahme bei der **Frostspaltung** Drücke von bis zu 210 N mm^{-2} bei -22°C und damit erhebliche Sprengkraft. Allerdings senken die im Kluft- und Porenraum des Gesteins wirksamen Grenzflächenkräfte den Gefrierpunkt des Wassers geringfügig. Die Wirkung der Frostspaltung steigt mit der Größe des Kluft- und Porenvolumens und dem Grad ihrer Sättigung mit Wasser. Sie ist daher einerseits abhängig von der Art oder **Lithologie** des

betroffenen Gesteins und der Verteilung von Schwächezonen wie Schichtfugen oder Klüften in ihm (■ Abb. 3.2), andererseits von der Klimazone und der Anzahl der Frosttage pro Jahr.

Eine der Frostspaltung ähnliche Wirkung hat in ariden Gebieten die **Salzverwitterung**. Wegen des Mangels an Niederschlägen verbleiben viele leicht lösliche Stoffe wie z. B. Steinsalz in Boden, Regolith oder Gestein. Die starke oberflächliche Verdunstung saugt nach Niederschlägen das Wasser der Poren und Klüfte nach außen. Bei der Verdunstung werden Salze in Poren und Rissen gefällt und üben einen Kristallisationsdruck gegen die Porenwand aus. Werden die Salze nach erneutem Kontakt mit Wasser

■ Abb. 3.4 Schuttbildung an der Nordflanke des Hohen Ifen, Kleinwalsertal



hydratisiert, nehmen sie erneut an Volumen zu und mit ihm der Kristallisationsdruck. Durch häufige Wechsel zwischen Durchfeuchtung und Austrocknung zerfällt daher das Gestein zu Gesteinsgrus. Eine ebenfalls auflöckernde Wirkung üben die Wurzeln der Pflanzen bei der **physikalisch-biologischen Verwitterung** aus, wenn sie sich entlang von Spalten in ein Gestein zwängen. Als Ergebnis physikalischer

Verwitterung sammelt sich unter Felswänden Gesteinsschutt an (► Abb. 3.4).

3.2 Chemische Verwitterung

Als chemische Verwitterung bezeichnet man Veränderungen von Böden, Lockersedimenten und

Kasten 3.1 Silikatminerale

Die Erdkruste und der Mantel sind zu über 90 % aus Silikaten aufgebaut (► Tab. 3.2, vgl. ► Tab. 1.1). Der Grundbaustein der Silikate ist ein SiO_4^{4-} -Tetraeder (griech. „Vierflächler“, ► Abb. 3.5). In einigen Mineralen wird das Silizium, das im Zentrum des Tetraeders in [4]-Koordination steht, zu einem bestimmten Grad von Aluminium ersetzt (z. B. in Feldspat, Amphibol). Silikat-Tetraeder können miteinander eine feste Verbindung eingehen, indem ein, mehrere oder alle Sauerstoffatome von benachbarten Tetraedern gemeinsam benutzt werden (► Abb. 3.5c). In dieser Weise können Gruppen aus 2 und Ringe aus 6 Tetraedern entstehen. Weiterhin sind Ketten- und Doppelkettensilikate bekannt. Ringstrukturen unendlich in der Fläche angeordnet bilden Schichtsilikate. Schließlich können die Tetraeder zu einem dreidimensionalen Gerüst verbunden sein (► Tab. 3.2).

Fast 60 % der kontinentalen Kruste bestehen aus **Feldspat**. In den Hohlräumen seines Si-Tetraeder-Gerüstes sitzen Alkalien oder Erdalkalien. Man unterscheidet generell **Alkalifeldspäte** ($\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$; „Or“ in ► Abb. 3.6) und **Plagioklase**. Letztere bilden eine Mischreihe aus den Endgliedern Anorthit ($\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$; „An“ in ► Abb. 3.6) und Albit ($\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$; „Ab“ in ► Abb. 3.6). Wie in ► Abb. 3.6 dargestellt, gibt es neben den reinen Endgliedern **binäre** und **ternäre** Feldspate, die aus zwei bzw. allen drei Komponenten aufgebaut sind. Unter Hochtemperaturbedingungen (Kristallisation aus einer Schmelze und unter Hochtemperaturmetamorphose, dazu in ► Kap. 13 mehr) entstehen Feldspäte mit einem relativ ungeordneten Kristallgitter. Einige Hochtemperaturfeldspäte sind bei niedrigen Temperaturen nicht mehr stabil und bilden sich um. Der Ab-Or-Feldspat Sanidin z. B. (► Abb. 3.6) entmischt zu Albit und Orthoklas, wenn er lange niedrigen

► Tab. 3.2 Die Silikatminerale werden nach der strukturellen Anordnung ihrer Si-Tetraeder untergliedert

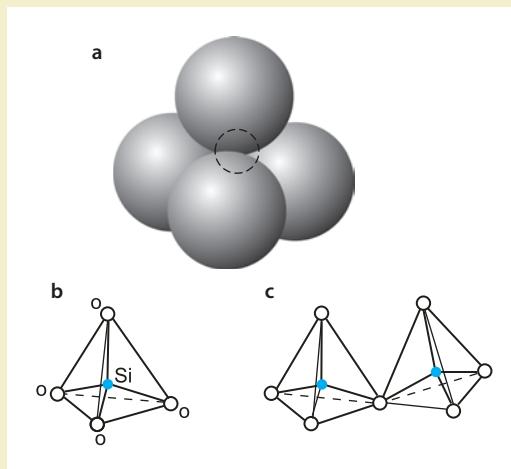
Silikatstruktur	Fachbegriff (griech.)	Anion*	Beispiele
Inselsilikat	Nesosilikat	$[\text{ZO}_4]^{4-}$	Olivin
Gruppensilikat	Sorosilikat	$[\text{Z}_2\text{O}_7]^{6-}$	Melilit*
Ringsilikat	Cyclosilikat	$[\text{Z}_3\text{O}_9]^{6-}$, $[\text{Z}_6\text{O}_{12}]^{8-}$, $[\text{Z}_6\text{O}_{18}]^{12-}$	Cordierit
Kettensilikat	Inosilikat	$[\text{ZO}_3]^{2-}$	Pyroxen
Doppelkettensilikat	Inosilikat	$[\text{Z}_4\text{O}_{11}]^{6-}$	Amphibol
Schichtsilikat	Phyllosilikat	$[\text{Z}_2\text{O}_5]^{2-}$, $[\text{Z}_4\text{O}_{10}]^{4-}$	Glimmer, Tonminerale
Gerüstsilikat	Tektosilikat	$[\text{ZO}_2]^\circ$	Feldspat, Quarz***

* $\text{Z} = \text{Si}^{4+}$, Al^{3+} ; wobei für Al und Si in der Tetraederposition gilt: $[\text{Al}_x\text{Si}_{n-x}\text{O}_{2n}]^x$

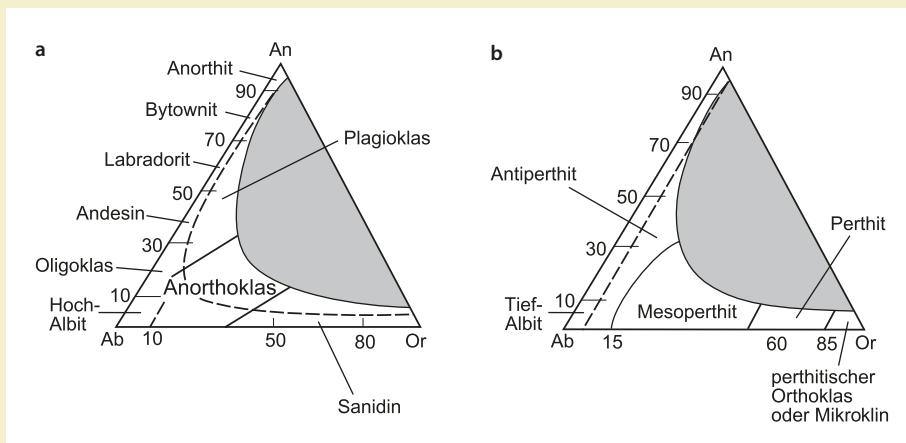
** Melilit ist ein Feldspatvertreter (s. Text), der in bestimmten alkalinen SiO_2 -armen Vulkaniten vorkommt

(► Abschn. 12.1).

*** Quarz ist ein Siliziumoxid, wird aber aufgrund seiner Struktur zu den Gerüstsilikaten gestellt.



■ Abb. 3.5 (a) SiO_4 -Tetraeder im raumfüllenden Modell (das Si-Atom im Zentrum (gestrichelt) wird von den großen Sauerstoffatomen verdeckt) und (b) im Kugel-Stöckchen-Modell. (c) Zwei Tetraeder teilen sich ein gemeinsames Sauerstoffatom und bilden eine Si_2O_7 -Gruppe (Bildrechte: nach Putnis 1992)



■ Abb. 3.6 Klassifikation der Feldspäte: (a) für ungeordnete Feldspäte; (b) für geordnete Feldspäte. Ungeordnete Feldspäte bilden sich bei hohen Temperaturen, z. B. in Vulkaniten; auf der An-Ab-Achse sind die An-Gehalte der Plagioklasmischglieder aufgetragen (z. B. Bytownit: An-Gehalt 70–90 mol-%). Die grauen Flächen stellen Mischungslücken dar, in denen sich keine Feldspat-Mischkristalle bilden können (Bildrechte: nach Deer, Howie & Zussman 1992)

Temperaturen ($<650^\circ\text{C}$, bei 1 bar Druck) ausgesetzt ist. Das Entmischungsprodukt ist, im Falle eines Or-reichen Sanidins, ein Perthit: Ein Orthoklaskristall mit kleinen Albitalmellen. Feldspatvertreter (**Foide**), wie z. B. Leucit ($\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$) oder Nephelin ($(\text{Na},\text{K})[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$), kommen in SiO_2 -untersättigten Magmatiten vor (vgl. ■ Abb. 12.3 in ▶ Kasten 12.1).

Neben Feldspat und Quarz haben **Schichtsilikate** (i. w. Glimmer und Tonminerale) eine große Bedeutung in der

Erdkruste (■ Tab. 1.1). Während Glimmer in bestimmten magmatischen Gesteinen (Pegmatite, ▶ Kap. 12) metergroße Kristalle bilden können, bleiben Tonminerale i. a. sehr klein ($<0,002\text{ mm}$). Tonmineralogie ist eine komplexe Materie, von der in diesem Kasten nur die einfachsten Prinzipien aufgezeigt werden. Tonminerale spielen bei der Verwitterung, Bodenbildung und Diagenese eine zentrale Rolle. Darüber hinaus kommen die Tonminerale in vielen Umweltbereichen, wie z. B. bei

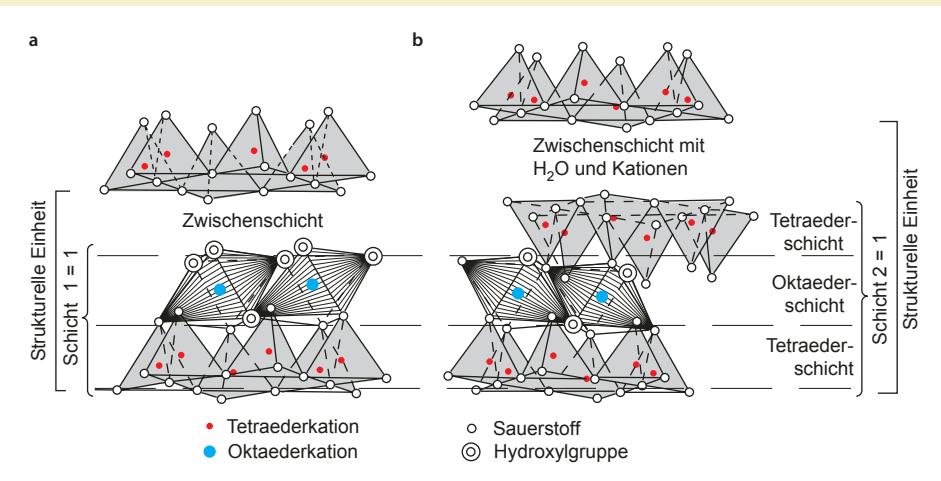
3.2 · Chemische Verwitterung

der Grundwasserreinigung, Schadstoffadsorption oder Deponieabdichtung, sowie als technischer Rohstoff (z. B. zur Keramikherstellung) zur Anwendung.

Alle Schichtsilikate bestehen aus einer Wechsellagerung aus SiO_4 -Tetraederschichten und Hydroxidlagen (► Abb. 3.7). Die Gitter der Hydroxide (Al(OH)_3 oder Mg(OH)_2) haben eine Oktaederstruktur mit Al oder Mg in [6]- oder [8]-Koordination im Zentrum. Zweischicht-Tonminerale (z. B. Kaolinit) sind Stapel aus Tetraeder-Oktaeder-Schicht-Paaren (Abfolge: TOT TO TO ...). Dreischicht-Silikate (z. B. Smektit und alle Glimmer) sind aus Sandwichpaketen von zwei Tetraeder-Schichten und einer Oktaederschicht in der Mitte zusammengesetzt (Abfolge: TOT TOT TOT ...). Das Fe-Mg-Schichtsilikat Chlorit hat die Abfolge TOT O TOT

O ... Die Zweischicht- bzw. Dreischichtgitter sind intern relativ fest. Die Bindungen zwischen den Paketen sind hingegen schwach. Je nach Schichtsilikatyp können in dieser Zwischenlage Kationen (z. B. K^+) oder H_2O -Moleküle sitzen. Diese schwache Bindung zwischen den Schichtgittern bedingt die für Glimmer und Tone typische blättrige Spaltbarkeit.

Tonminerale sind hervorragende Ionenaustauscher, da sie ihre Zwischenlagenkationen und Moleküle leicht abgeben können. Weiterhin können sich an den Oberflächen der Schichtgitter Kationen anlagern (Adsorption). Diese Ionenaustauscher- und Adsorptionseigenschaften machen Tonminerale zu einem wichtigen Bestandteil von Böden und zu einem gefragten Rohstoff im Industrie- und Umweltbereich.



► Abb. 3.7 Dreidimensionale Skizze der Kristallstruktur des Zweischicht-Tonminerals Kaolinit (a) und des Dreischicht-Tonminerals Smektit (b) (Bildrechte: verändert nach Chamley, 1989)

Gesteine, die durch die Reaktionen ihres Mineralbestandes (► Kasten 3.1) sowohl mit dem zirkulierenden Wasser selbst, als auch mit den in ihm enthaltenen Stoffen hervorgerufen werden. Art und Geschwindigkeit von Mineralabbau und -neubildung hängen dabei einerseits ab von der Verwitterbarkeit der Gesteine, andererseits von der chemischen Zusammensetzung und dem pH-Wert der angreifenden wässrigen Lösungen. Die Verwitterbarkeit von Gesteinen wird ihrerseits von den lithologischen Gesteinsmerkmalen wie Zusammensetzung, Korngröße, Gefüge, Porenraum und Durchlässigkeit

bestimmt. Der klimatische Rahmen beeinflusst die chemische Verwitterung über Niederschlagsmengen und die Temperaturen in der Luft und im Boden. Ebenso wichtig sind im Boden selbst Art und Menge organischer Substanzen, die Redox- und pH-Bedingungen sowie die Verfügbarkeit von Gasphasen wie z. B. CO_2 .

Ohne die Gegenwart von Wasser geht jedoch nichts. Eine nennenswerte chemische Verwitterung findet in ariden und glazialen Klimabereichen deshalb nicht statt. Hier dominiert die vorwiegend oberflächennah wirkende physikalische

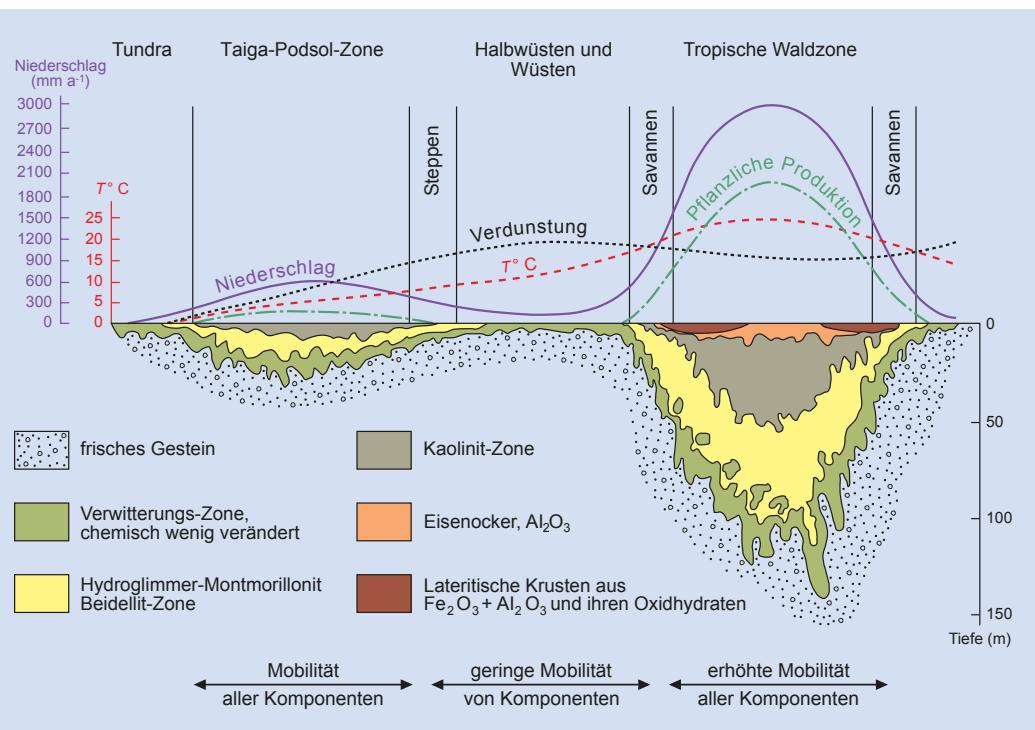
Verwitterung. Umso heftiger wirkt die chemische Verwitterung hingegen im tropisch-humiden Bereich, wo zur allgemeinen Verfügbarkeit des Wassers noch die durch die warmen Temperaturen bedingten erhöhten Raten der chemischen Reaktionen hinzukommen. Hier kann die chemische Verwitterung Tiefenreichweiten von mehr als hundert Metern erreichen (► Abb. 3.8).

Einige Minerale wie Quarz (► Tab. 1.1, ► Kasten 3.1 und ► Abb. 3.11) können der Verwitterung unter geeigneten Bedingungen lange widerstehen. Weitaus die Mehrzahl der Minerale zerfällt hingegen mit der Zeit in ihre molekularen Bestandteile, die entweder in Lösung bleiben und fortgeführt werden können oder z. B. als neu gebildete, **authigene** Tonminerale (► Tab. 1.1) schwer lösliche Verbindungen eingehen. Einige Tonminerale, wie z. B. der Smektit, besitzen ein Austausch- oder Adsorptionsvermögen und damit die Fähigkeit, bestimmte Ionen aus der Bodenlösung unter Quellung vorübergehend

aufzunehmen (► Kasten 3.1). Viele Neubildungen sind zunächst amorph, bevor sie in eine kristallisierte Form übergehen.

3.2.1 Einige Grundlagen

Die kontinentale Erdkruste besteht zu ca. 95 % aus magmatischen und metamorphen Gesteinen (► Abb. 1.4), die in weiten Bereichen der Erdoberfläche der Verwitterung ausgesetzt sind. Diese Gesteine bestehen hauptsächlich aus Silikatmineralen (► Kasten 3.1), die sich durch Vulkanismus an der Erdoberfläche oder im Zuge magmatischer und metamorpher Prozesse unter erhöhten Drücken und Temperaturen in größeren Tiefen der Kruste und des Mantels gebildet haben. Mantel und tiefe Krustenstockwerke sind von einem Mangel an Sauerstoff, Kohlendioxid und Wasser gekennzeichnet. An der Erdoberfläche befinden sich die entsprechenden



► Abb. 3.8 Faktoren der Verwitterung und Bodenbildung in einem Profil vom Pol zum Äquator. Bemerkenswert ist die tiefgründige Verwitterung im tropisch-humiden Bereich (Bildrechte: verändert nach Strachow 1962)

3.2 · Chemische Verwitterung

Gesteine nicht mehr im Gleichgewicht mit ihren Umgebungsbedingungen. Hier entfalten Wasser und gelöste Gase ihre charakteristische chemische Verwitterungstätigkeit.

Wasser kann Gesteine im Zuge der **kongruenten Lösung** vollständig auflösen. Hiervon sind z. B. Kalksteine betroffen, wenn sich im Untergrund große Karsthöhlen bilden (s.u. Lösungs- und Kohlensäureverwitterung). Demgegenüber wird die teilweise Abfuhr von Ionen aus Silikatmineralen als **inkongruente Lösung** bezeichnet, die schließlich zur **authigenen** Neubildung von Mineralen, z. B. Tonmineralen, führt (s. u. hydrolytische Verwitterung).

Die **Reaktivität** von Mineralen, ihre Bereitschaft zur Reaktion, ergibt sich aus ihrer Zusammensetzung, ihrem Gitterbau, der insgesamt exponierten Mineraloberfläche sowie den allgemeinen physiko-chemischen Rahmenbedingungen. Diese werden bestimmt durch die Temperatur und das saure oder basische sowie oxidierende oder reduzierende Reaktionsmilieu, das seinerseits durch entsprechende pH-Werte und das Redoxpotenzial (Eh) charakterisiert wird (Abb. 3.9). Das wesentliche Agens der Verwitterung ist das Wasser, welches mit den ein Gestein aufbauenden Mineralen in Wechselwirkung tritt. Da die genannten Rahmenbedingungen sich von Klimazone zu Klimazone, mit der Tiefe eines Bodenprofils oder mit der Zeit ändern können, variiert die Reaktivität entsprechend. Eine Aufnahme von Kohlendioxid verändert den pH-Wert von Wasser und beeinflusst dadurch die Reaktivität von Mineralen wie Quarz und Calcit ebenso wie diejenige von Mineralen, die z. B. Eisen oder Aluminium enthalten. Sauerstoff begünstigt die Oxidation eisenhaltiger Minerale und damit die Bildung von Eisenglanz (Hämatit, Fe_2O_3 ; s. u. Oxidationsverwitterung). Bei 25 °C und einem pH-Wert von 5 wird ein 1 mm großer Calcitkristall in 0,43 Jahren aufgelöst, während dies bei einem entsprechenden Quarzkristall erst nach 34 Mio. Jahren eintritt (Tab. 3.3). Die verschiedenen Silikate besitzen sehr unterschiedliche Reaktivitäten. Die Oxide und Hydroxide von Al und Fe sind als verbreitete Endprodukte der chemischen Verwitterung deutlich resistenter als Quarz. Demgegenüber können Sulfide wie Pyrit (FeS) innerhalb von Tagen oder Wochen vollständig gelöst sein, schneller noch als Calcit.

Insgesamt lässt sich die chemische Verwitterung in drei Kategorien einteilen:

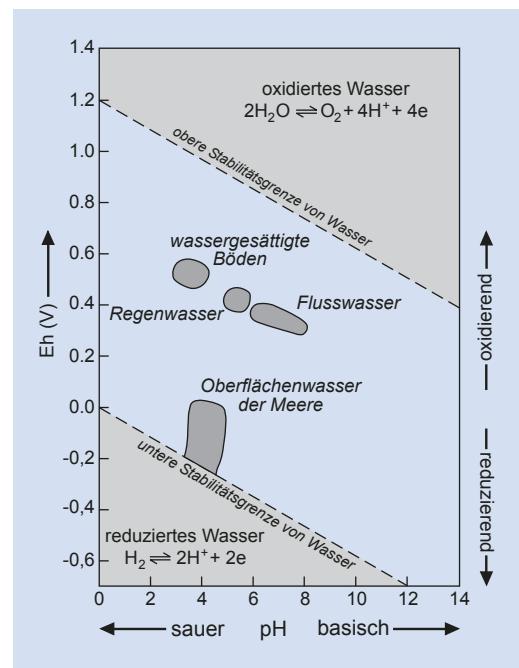


Abb. 3.9 Eh- und pH-Bedingungen ausgewählter, natürlicher wässriger Systeme (Bildrechte: verändert nach Bland & Rolls 1998)

- Lösung von Ionen und Molekülen,
- Produktion authigener Minerale, z. B. Tonminerale, Oxide, Hydroxide,
- Freisetzung unverwitterter Residualkomponenten, z. B. Quarz.

Innerhalb dieser Kategorien wirken Hydratation, Lösung, Oxidation und Reduktion, sowie Hydrolyse. Diese bewirken chemische Veränderungen des Ausgangsmaterials, den **Reagentien**, und die Entstehung neuer, authigener Komponenten, den **Produkten**. Reagentien können vollständig zu Produkten umgewandelt werden. Die Verwitterungsreaktionen können aber auch eine nur teilweise Umwandlung der Reagentien herbeiführen und in ein neues Gleichgewicht zwischen diesen und den Produkten münden. Das Ausmaß der Umwandlung wird bestimmt durch thermodynamische Faktoren. Demgegenüber bestimmen kinetische Faktoren die Rate, also die Umwandlung pro Zeiteinheit, mit der die Verwitterungsreaktionen zum angestrebten neuen Gleichgewicht voranschreiten.

■ Tab. 3.3 Mittlere Bestandszeit eines 1 mm großen Kristalls, bei 25 °C, pH 5, berechnet aus experimentell bestimmten Löslichkeitsdaten (Lasaga & Berner 1998)

Mineral	Jahre
Calcit	0,43
Wollastonit	79,00
Forsterit	2300,00
Diopsid	6800,00
Enstatit	10.100,00
Sanidin	291.000,00
Albit	575.000,00
Mikroklin	921.000,00
Epidot	923.000,00
Muskovit	2.600.000,00
Kaolinit	6.000.000,00
Quarz	34.000.000,00

der Unterschiede der Durchschnittstemperaturen von mehr als 10 °C zwischen den gemäßigt- und tropisch-humiden Klimazonen (■ Tab. 2.1) ist es verständlich, dass die chemische Verwitterung in tropisch-humidem Klima deutlich intensiver ist.

Aktivierungsenergie Verwitterungsreaktionen finden statt, wenn Moleküle miteinander kollidieren. Im Kollisionsfall bilden sie eine kurzlebige Verbindung, die als aktiver Komplex bezeichnet wird. Hat dieser genug Aktivierungsenergie E_a , können die chemischen Verbindungen aufbrechen und sich im Produkt wieder zu neuen, energetisch günstigeren Verbindungen kombinieren (■ Abb. 3.10 und ■ Tab. 3.4). Ein Temperaturanstieg kann also die dem aktivierte Komplex eigene Energie erhöhen und es damit wahrscheinlicher machen, dass eine Reaktion ausgelöst wird. Diese Beziehung wird durch die **Arrhenius-Gleichung** (Gl. 3.1) beschrieben,

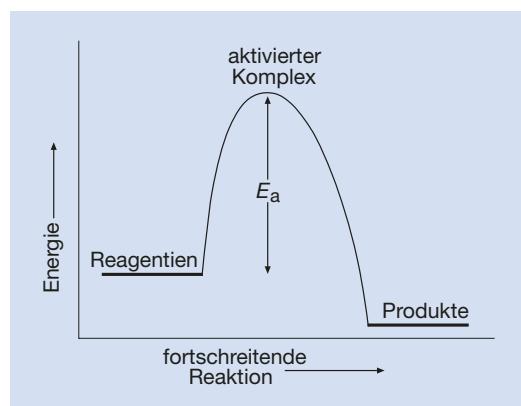
$$k = A e^{-E_a/RT} \quad \text{Gl. 3.1}$$

Thermodynamisch gesehen ist Verwitterung, wie auch die Metamorphose (vgl. ▶ Kap. 13), die Reaktion eines Systems – in diesem Falle eines Gesteins, bestehend aus einem oder mehreren Mineralen ± Fluiden – auf eine Veränderung der physikalisch-chemischen Rahmenbedingungen (vgl. ▶ Kap. 13 und ▶ Kasten 13.1). Die entscheidenden Parameter des Systems sind:

- die chemische Zusammensetzung (x) des Ausgangsgesteins,
- Temperatur (T),
- Druck (P),
- Anwesenheit oder Zufuhr von fluiden Phasen (vor allem H_2O) und darin gelösten Stoffen,
- die Zeit (t).

Verwitterungsreaktionen an der Erdoberfläche sind i. d. R. **exotherm**; Reaktionen, die im Erdinnern im Zuge der Metamorphose (▶ Kap. 13) stattfinden, sind hingegen meist **endotherrn**. Mit einem Temperaturanstieg an der Erdoberfläche steigen demnach die Verwitterungsraten. Dabei besagt eine allgemeine Daumenregel, dass sich die Reaktionsrate pro 10 °C Temperaturanstieg verdoppelt. Hinsichtlich der klimatischen Zonierung der Erde ist diese allgemeine Beziehung von besonderer Bedeutung. Angesichts

bei der k die Konstante der Reaktionsrate, A der Häufigkeitsfaktor, der die Frequenz der Kollision (Reaktion) zwischen zwei Reagentien beschreibt, E_a die Aktivierungsenergie, R die Gaskonstante und T die Temperatur in Kelvin ist. Die **Boltzmann-Verteilung** $e^{-E_a/RT}$ beschreibt den Anteil an Molekülen, der ausreichend angeregt wird, um die Energiebarriere zu überwinden und Produkte zu bilden. Das Verhältnis



■ Abb. 3.10 Schematische Darstellung von Reaktionsprofil, Aktivierungsenergie und aktiverem Komplex in Verwitterungsreaktionen (Bildrechte: Bland & Rolls 1998)

3.2 · Chemische Verwitterung

■ Tab. 3.4 Aktivierungsenergien E_a für die Lösung einiger Minerale (Bland & Rolls 1998)

Mineral	Formel	E_a (kJ mol ⁻¹)
Diopsid (Pyroxen)	CaMg[Si ₂ O ₆]	38–81*
Enstatit (Pyroxen)	Mg ₄ [Si ₂ O ₆] ₂	50
Kalifeldspat	K[AlSi ₃ O ₈]	38–82*
Albit	Na[AlSi ₃ O ₈]	38–89*
Wollastonit	CaSiO ₃	74
Quarz	SiO ₂	77

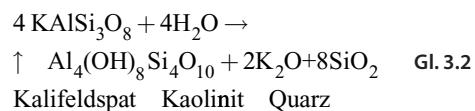
*abhängig vom pH-Wert

der Produkte zu den Reagentien als Ausdruck des Ausmaßes der Verwitterung wird als **Verwitterungs-ertrag** bezeichnet.

Hydrolytische Verwitterung Die Gesteine der Erdkruste bestehen vorwiegend aus Silikatmineralen (■ Tab. 1.1). Die verschiedenen Silikatminerale unterscheiden sich in ihrer Anfälligkeit für die chemische, insbesondere hydrolytische Verwitterung. Diese Anfälligkeit hängt, vereinfacht dargestellt, von dem Grad der Vernetzung der Siliziumtetraeder (► Kasten 3.1) sowie von der Häufigkeit weiterer Ionen wie Na, Ca²⁺, Fe²⁺ und Fe³⁺ oder Mg²⁺ im Kristallgitter ab. Dies bedeutet, dass Quarz als gut vernetztes Gerüstsilikat unter den Bedingungen der chemischen Verwitterung an der Erdoberfläche deutlich stabiler ist als z. B. der zu den Inselsilikaten gehörende Olivin (■ Tab. 1.1 und ► Kasten 3.1), dessen Mg²⁺- und Fe²⁺-Ionen durch das dipolare H₂O-Molekül neutralisiert werden können. Hierdurch wird das Kristallgitter leichter zerstört. Je nach Zusammensetzung der Bodenlösungen werden z. B. die Alkali- und Erdalkalisalze, aber auch SiO₂ durch die Lösungen fortgeführt. Der Rückstand bildet neue Verbindungen, die unter den Druck-Temperatur-Bedingungen an der Erdoberfläche stabil sind (■ Abb. 3.11). Die Verwitterungsprodukte repräsentieren den aus der Verwitterung hervorgehenden resistenten Rückstand. Er besteht überwiegend aus Tonmineralen, Aluminiumhydroxiden sowie Eisenoxiden (■ Abb. 3.11). GI. 3.2 beschreibt die Verwitterungsreaktion von Kalifeldspat:



■ Abb. 3.11 Die relative Widerstandsfähigkeit verschiedener Minerale gegen die hydrolytische Verwitterung. Die Widerstandsfähigkeit von Quarz wird noch übertroffen von den Aluminiumhydroxiden und Eisenoxiden. Calcit und Steinsalz sind instabiler als z. B. Olivin

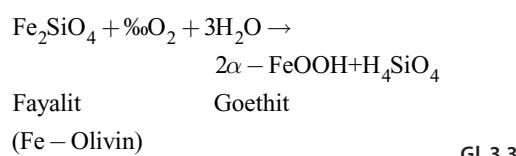


Im Detail ist der Verwitterungsprozess jedoch komplizierter als es die Gleichungen vermuten lassen. Feldspäte besitzen gute Spaltbarkeiten, die das Eindringen der Verwitterungslösungen in das Mineral begünstigen. Aus diesen dringen zunächst Protonen (H⁺) in die Oberfläche des Feldspats ein und ersetzen Kationen insbesondere in externen Gitterplätzen. Dies führt rasch einen hohen pH-Wert herbei und eine Anreicherung von Kationen wie Na⁺, K⁺, Ca²⁺, Mg²⁺, deren Hydroxyde starke Basen sind. Der Ersatz von Kationen durch Protonen im Mineralgitter resultiert in einem Überschuss negativer Ladungen in der Umgebung der Sauerstoffatome, was wiederum die gegenseitige Abstoßung verstärkt. Diese öffnet nun den Zugang zu weiter innenliegenden Kationen. In diesem Verwitterungsstadium ist das Si-O-Al-Silikatgitter noch unbetroffen. Es bricht erst auf, wenn die eindringenden Protonen mit den O²⁻-Ionen reagieren und sich die OH⁻-Ionen des

Wassers mit Silizium und Aluminium zu $\text{Si}(\text{OH})_4$ und $\text{Al}(\text{OH})_3$ verbinden. Im Zuge der Verwitterung von Feldspäten werden diese Reaktionen gleichsam Schritt für Schritt von außen nach innen wiederholt, bis das Mineral vollständig umgewandelt ist.

Traditionelle Vorstellungen verbinden die Stabilität der Minerale gegen Verwitterung mit Bowens generalisiertem Schema der Kristallisationsfolge der Hauptminerale im Zuge der Kristallisation aus einer silikatischen Schmelze. Dabei seien Frühkristallise wie Olivin gegen Verwitterung anfälliger als spätere Kristallise wie Pyroxene und Feldspäte. Es zeigte sich jedoch, dass diese Kristallisationsfolge mit unterschiedlichen Gesamtzusammensetzungen der Schmelzen variiert und das Schema daher nicht so typisch ist, wie man lange angenommen hat. Weiterhin wurde in den letzten Jahren deutlich, dass das chemische Milieu der Verwitterung einen ganz entscheidenden Einfluss auf die Stabilität der betroffenen Minerale nimmt. Das traditionelle Modell fand sich dann bestätigt, wenn organische Säuren von Bakterien, Algen, Pilzen und Moosen in größerer Menge vorhanden waren. In bestimmten Basalten verwitterte Olivin zuerst, gefolgt von Klinopyroxen und Plagioklas. Hingegen kehrten sich die Stabilitäten um, wenn organische Säuren abwesend waren. Klinopyroxen und Feldspat verwitterten hier vor Olivin.

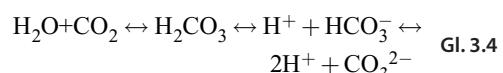
Oxidationsverwitterung Wüstengebiete zeichnen sich häufig durch eine charakteristische Rotfärbung des Regoliths aus, die durch die Oxidation von Fe^{2+} hervorgerufen wird, das in vielen Mineralen, wie z. B. in Olivin und Pyroxen, enthalten ist. Bei der subaerischen Verwitterung oxidiert der Luftsauerstoff Fe^{2+} zu Fe^{3+} und der rot gefärbte Hämatit (Fe_2O_3 , □ Abb. 3.11) entsteht. In der Gegenwart von Wasser bildet sich durch Oxidation und Hydrolyse von Fe^{2+} Goethit ($\alpha\text{-FeOOH} + \text{H}_2\text{O}$), der je nach Wassergehalt eine gelbliche, bräunliche oder rötliche Färbung hat (Gl. 3.3).



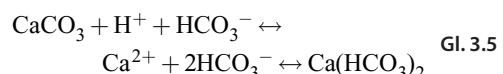
Mit der Oxidationsverwitterung geht somit eine deutliche Farbänderung des betroffenen Materials einher.

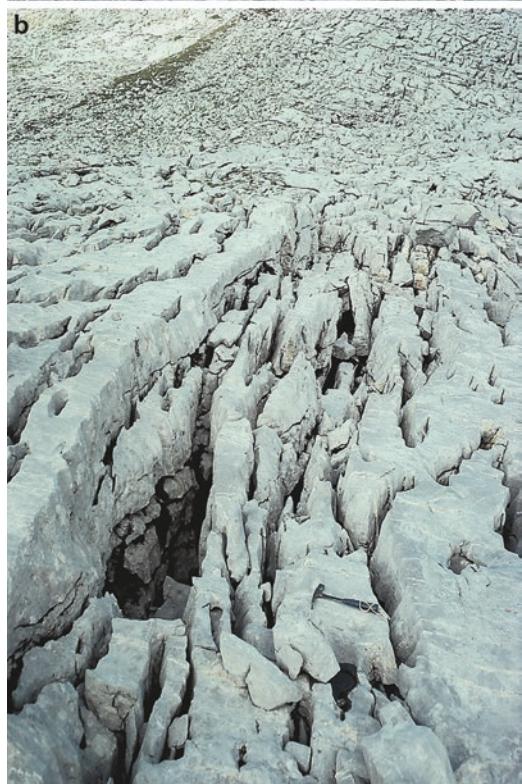
Lösungsverwitterung Die Lösungsverwitterung greift vor allem Salz- und Karbonatgesteine an, deren Minerale entweder in Lösung gehen, z. B. das Steinsalz NaCl , oder die wie der Anhydrit Kristallwasser aufnehmen und somit zu Gips werden (□ Tab. 3.5). Daher sind Steinsalz und Anhydrit nur im ariden Klimabereich an der Oberfläche verwitterungsresistent. In feuchteren Gegenden reichen Lösung und Hydratierung bis in größere Tiefen. Auch Kalke werden von Oberflächenwasser angelöst. Im Schrattenkalk der nördlichen Kalkalpen führte die Kalklösung zur Anlage ausgedehnter Lösungsspalten (□ Abb. 3.12). Im Karst (► Abschn. 5.1) kann die Lösungstätigkeit des Grundwassers ausgedehnte Höhlensysteme in Karbonatgesteinen anlegen. Die von der Oberfläche aus voranschreitende Salzlösung bildet auf den nordwestdeutschen Salzstöcken in einer Tiefe von 100–250 m eine relativ ebene Auslaugungsfläche, den **Salzspiegel** (□ Abb. 11.35). Demgegenüber besitzen Silikate wie der Quarz nur eine geringe Löslichkeit. Diese wird wiederum deutlich von derjenigen von Gibbsite unterschritten (□ Tab. 3.5). Entsprechend stabil und häufig sind diese Verwitterungsprodukte daher in Böden (► Abschn. 3.3).

Kohlensäureverwitterung Regenwasser enthält aus der Atmosphäre stammendes Kohlendioxid in gelöster Form (siehe auch ► Abschn. 15.3). Insbesondere das Sickerwasser im Boden kann infolge der Organismentätigkeit gegenüber der Atmosphäre um ein Vielfaches an CO_2 angereichert sein. Nur geringe Mengen an CO_2 verbinden sich mit Wasser tatsächlich zu Kohlensäure (H_2CO_3), der größte Teil bleibt in ionischer Form (Gl. 3.4):



In Gegenwart von Calcit (CaCO_3), der in reinem Wasser nur gering löslich ist, bildet sich z. B. aus dem Regenwasser nach Gl. 3.5 Hydrogenkarbonat.





■ Abb. 3.12 (a) Lösungsverwitterung in einem frühen Stadium: Lösungsrißen auf einem Kalksteingeröll. (b) Lösungsverwitterung in einem späten Stadium: Der Schrattenkalk (untere Kreide), der das Gottesackerplateau nordöstlich des Hohen Ifen im Kleinwalsertal aufbaut, ist durch die von der Oberfläche aus voranschreitende und seit Langem andauernde Kalklösung in ein dichtes Netz von Lösungsspalten und die rippenförmig herauswitternden Schratten gegliedert

Hydrogenkarbonat besitzt eine sehr viel größere, mit dem CO_2 -Druck steigende Löslichkeit. Daher verwittern kalkige Gesteine im Einfluss von CO_2 -haltigem Wasser besonders leicht. Im Untergrund stellt sich

■ Tab. 3.5 Löslichkeit verschiedener Minerale bei 25 °C (Zusammenstellung: G. Franz)

Mineral	Formel	Löslichkeit (g l ⁻¹)
Steinsalz	NaCl	263,0
Gips	$\text{CaSO}_4 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$	1,9
Calcit	CaCO_3	0,014
Quarz	SiO_2	0,006
Gibbsit	$\text{Al}(\text{OH})_3$	0,000003

das Gleichgewicht zwischen Wasser und CO_2 bei einem höheren Druck ein als an der Erdoberfläche im Kontakt mit der Atmosphäre. Daher kann das Grundwasser an Hydrogenkarbonat übersättigt sein. Tritt dieses Wasser an einer Gesteinsspalte im Dach einer Höhle langsam als einzelner Wassertropfen aus, so geht ein Teil des CO_2 als Hydrogenkarbonat in Lösung, da der Druck nun geringer ist. Dadurch sinkt die Konzentration an Kohlensäure, das Gleichgewicht in GI. 3.5 verschiebt sich entsprechend nach links und Kalziumkarbonat wird ausgefällt. Damit beginnt am Höhlendach die Bildung eines **Stalaktiten**, am Boden entsteht entsprechend nach gelegentlichem Abtropfen ein **Stalagmit** (■ Abb. 3.13).

Dolomit ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) ist unter gleichen Bedingungen sehr viel resistenter gegen die Kohlensäureverwitterung als der Calcit. Daher kann aus einem dolomitischen Kalk, der aus einem Gemenge von Dolomit und Calcit besteht, der Calcit bevorzugt herausgelöst werden. Je nach Korngröße und ursprünglichem Calcit-Dolomit-Verhältnis wird ein porenreiches Dolomitgestein oder ein mehliger Rückstand von Dolomitkristallen entstehen.

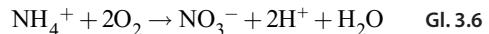
Eine durch den Menschen verursachte Verwitterungsform ist die **Rauchgasverwitterung**. Industrielle Emissionen und die Verbrennung von Kohle und Kohlenwasserstoffen in Großstädten, Industriezentren und in Automotoren seit Beginn der industriellen Revolution reicherten beträchtliche Mengen von CO_2 , SO_2 und NO_x in der Atmosphäre an. Seither enthalten auch die Niederschläge erhöhte Mengen an CO_2 , SO_2 , H_2CO_3 und H_2SO_4 . Allerdings befördern auch natürliche Vorgänge wie große Vulkanausbrüche große Mengen dieser Verbindungen in die Atmosphäre (► Abschn. 12.3). Mit dem Regen dringen die Säuren in die Mauern der Gebäude und



Abb. 3.13 Stalaktiten und Stalagmiten in der Tropfsteinhöhle von Gouffre de Gomese, Doubs, SO-Frankreich (Foto: W. Marcks). Der Abstand vom Boden zur Decke beträgt etwa 4 m

bilden Salze, die den Stein nach Art der Salzverwitterung angreifen. Detaillierte Kenntnisse der Eigenschaften von natürlichen Bausteinchen, sowie der auf sie wirkenden, insbesondere anthropogen bedingten Verwitterungseinflüsse bilden die Voraussetzung für eine erfolgreiche und langfristige Sanierung und Restaurierung vieler historischer Bauwerke.

Chemisch-biologische Verwitterung Die chemisch-biologische Verwitterung beginnt häufig mit der Besiedlung kahler Felsen durch Bakterien, Pilze, Flechten und Moose. Eine besondere Rolle kommt der Gegenwart von Nitrobakterien zu. Diese verarbeiten abgestorbene Pflanzenmaterial im Prozess der **Nitrifikation** zu Nitriten (NO_2^-) und Nitraten (NO_3^-) (Gl. 3.6):



Die Nitrifikation führt zur Freisetzung von Protonen (H^+) in die Bodenlösung und damit zu ihrer Versauerung. Dieses wiederum ermöglicht eine effizientere Abgabe von Kationen aus dem Gitter der von dieser Verwitterung betroffenen Minerale, die bakteriell induzierte Versauerung beschleunigt also die Verwitterung erheblich (Abb. 3.14).

Eine weitere wichtige Rolle spielt die Verwesung von Pflanzen, bei der Humus entsteht. Das pflanzliche

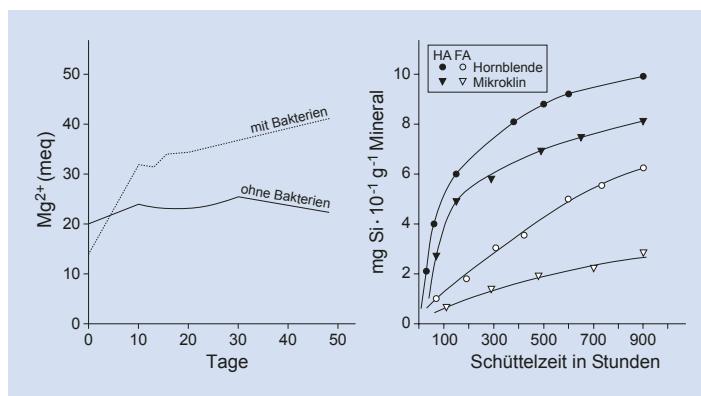


Abb. 3.14 (a) Verwitterung in Form der Abgabe von Mg^{2+} aus dem Gitter des Schichtsilikates Vermiculit bei Gegenwart oder Abwesenheit von Nitrobakterien; meq = molares Äquivalent (Bildrechte: verändert nach Simon-Sylvestre et al. 1991); (b) Vergleich der Änderung der Si-Konzentration in Hornblende und Kalifeldspat unter Einwirkung von Humin- (HA) und Fulvinsäure (FA). In diesem Experiment wurden die Mineralkörper gemahlen und das Pulver getrennt jeweils mit einer der beiden Säuren über viele Stunden hinweg in einem Reaktionsbehälter geschüttelt (Bildrechte: verändert nach Tan 1991)

3.3 · Bodenbildung

Material disintegriert einerseits zu CO_2 , das seinerseits den pH-Wert der Bodenlösung weiter senkt. Zusätzlich zu dieser Versauerung entstehen andererseits die Humin- und Fulvinsäuren. Beide, aber insbesondere die Huminsäure, ermöglichen einen umfangreichen Austrag von Si aus dem Gitter silikatischer Minerale und führen damit zu ihrem Abbau (► Abb. 3.14b).

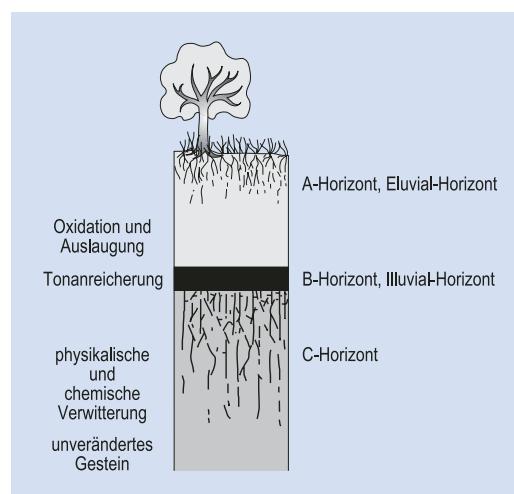
Sammeln sich mit der Zeit lockere Erde und Humus an, können diese von höheren Pflanzen besiedelt werden. Ihre Stoffwechselprodukte einschließlich der abgeschiedenen H^+ -Ionen nehmen ihrerseits an der chemischen Verwitterung der betroffenen Gesteine teil.

3.3 Bodenbildung

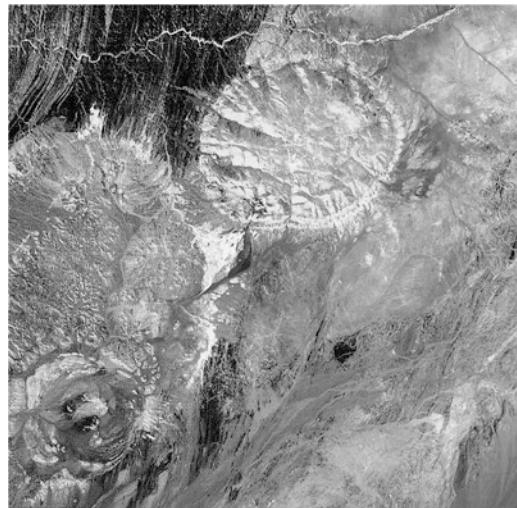
Die verschiedenen Verwitterungsprozesse führen in Abhängigkeit von der Klimazone zur Bildung unterschiedlicher **Böden**. Insbesondere die humiden Amazonen, die sich von den gemäßigten bis in die tropischen Breiten erstrecken und einen weiten Raum mittlerer bis höherer Temperaturen umfassen, sind von **Bodenbildung** betroffen (► Abb. 3.15). Im Gegensatz zu den glazialen und ariden Gebieten (► Abb. 3.16 und 3.17) ist hier die physikalische Verwitterung geringer und wird zudem durch die Vegetationsdecke abgeschwächt. Chemische Verwitterung, vor allem

die hydrolytische und chemisch-biologische, herrscht vor, da sie durch die ständige Durchfeuchtung und den hohen Anteil organischer Verbindungen im Boden begünstigt wird. Abgesehen von hoch aufragenden Gebirgsmassiven streicht frisches Gestein in der humiden Zone nur selten an der Oberfläche aus. Zumeist ist es von einer dicken Schicht verwitterten Materials bedeckt, die in den Tropen mehrere hundert Meter mächtig sein kann (► Abb. 3.8). Die **Bodenkunde** untersucht die Dynamik der Bodenbildung und -entwicklung, die u. a. für Ackerbau und Forstwirtschaft eine große praktische Bedeutung hat. Die **Bodenmechanik** betrachtet die Eigenschaften von Böden einschließlich der Lockersedimente im Hinblick auf ihre Eignung als Baugrund vor allem für größere Bauwerke wie Brücken, Straßen, Hochhäuser oder Kanäle etc.

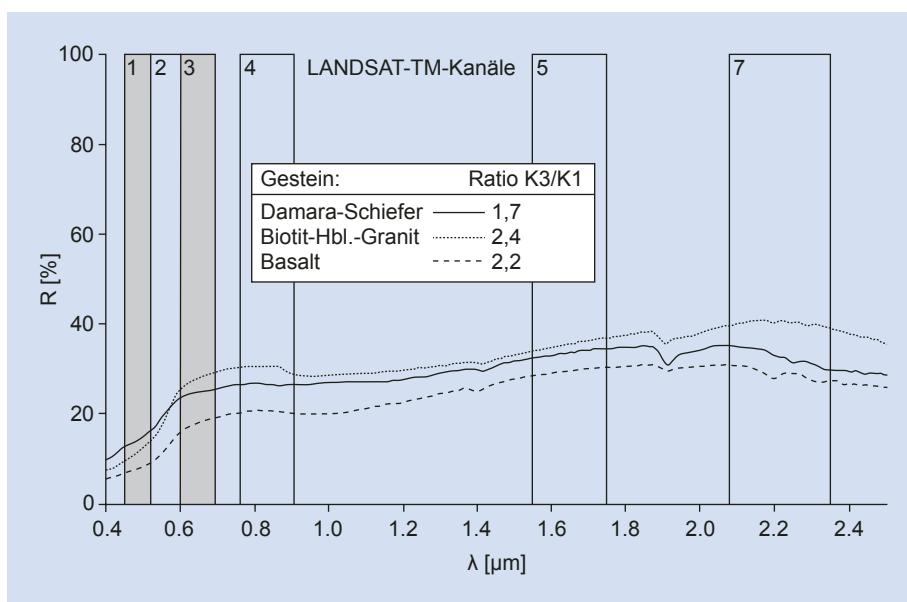
Die Wechselwirkung von Boden und Ausgangsgestein mit den klimatischen Faktoren Temperatur, Niederschlag, Vegetationsart und -dichte etc. führt zu einer horizontalen Gliederung des Bodenprofils, die als **Horizontierung** bezeichnet wird. Sie steht der durch Transport- und Ablagerungsprozesse entstandenen **Schichtung** von Sedimentgesteinen gegenüber (► Kap. 5 und 8). Das Bodenprofil wird in 3 Horizonte eingeteilt (► Abb. 3.15 und 3.18): Im **Oberboden**, **A- oder Eluvial-Horizont**, entfaltet die Verwitterung ihre größte Wirkung. Lösliche Stoffe werden mit



► Abb. 3.15 Das vertikale Bodenprofil in humiden Klimaten wird von oben nach unten in die A-, B- und C-Horizonte eingeteilt (Bildrechte: verändert nach Selley 1988)



■ Abb. 3.16 Landsat-TM-Szene der Brandberg-Region in NW-Namibia. Das Verhältnis der Kanäle 5 und 7 (vgl. ■ Abb. 3.17), dargestellt in Grauwerten, ermöglicht in diesem Beispiel unterschiedliche Verwitterungsoberflächen zu unterscheiden. Helle Bereiche entsprechen tonmineralreichen Böden (abgesehen von den hell erscheinenden Berghängen im Schlagschatten), dunkle Bereiche enthalten Fe-reiche Minerale (z. B. Goethit). Das Bild zeigt paläozoische Metasedimente (oben links) und Intrusivgesteine (rechts), sowie einen mesozoischen Pluton (Brandberg, oben Mitte) und einen vulkanischen Ringkomplex (links unten) (Bildrechte: NASA, Aufbereitung – M. Stock)



■ Abb. 3.17 Laborspektren im sichtbaren und infraroten Wellenlängenbereich von Kaolinit, Goethit und einer Granitprobe vom Brandberg (■ Abb. 3.16; R = relatives Reflektionsvermögen). Die Balken 1–5 und 7 stellen die Wellenlängenbereiche von Kanälen des Landsat-TM-5-Satelliten dar. Die Mineralspektren zeigen deutliche Unterschiede in den Kanälen 5 und 7, die i. w. auf den in Kanal 7 liegenden Tonmineral-Absorptionsspektren beruhen. Auf der Basis dieser Labordaten wurden in NW-Namibia tonmineralreiche Böden anhand des Verhältnisses von Kanal 5 und 7 aus Landsat-Szenen kartiert (■ Abb. 3.16) (Bildrechte: nach Krüger & Stock, GFZ Potsdam)

3.3 · Bodenbildung

Regen- oder Grundwasser nach unten weggeführt, Tonminerale werden im Zuge der **Eluviation** mitgespült. Im **Unterboden**, **B-** oder **Illuvial-Horizont**, werden die aus dem A-Horizont gelösten Substanzen teilweise gefällt, mitgeführte Tonminerale werden abgelagert (**Illuviation**). Der **C-Horizont** bezeichnet das von der Bodenentwicklung allenfalls geringfügig betroffene, frische Gestein. In vielen Bodenprofilen ist der B-Horizont allerdings nicht vertreten.

Die in Deutschland gebräuchliche bodensystematische Gliederung unterscheidet 6 Gruppen von Böden, die im Folgenden knapp charakterisiert werden. Unter diesen werden in der Geologie die Semisubhydrischen und Subhydrischen Böden (Unterwasserböden), die in stehenden Gewässern und einigen Küstenbereichen entstehen, zumeist als eigenständige Sedimente der entsprechenden Gebiete angesehen und im Text an entsprechender Stelle diskutiert.

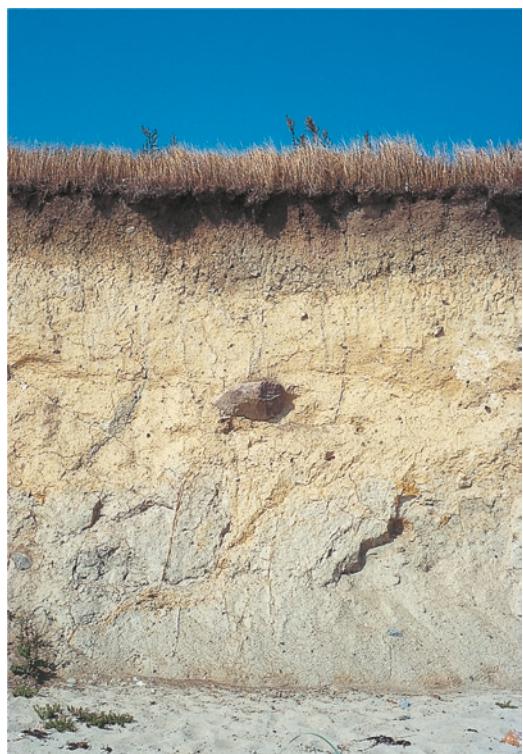
Die bodensystematische Gliederung fußt auf vier Parametern, die die chemischen, physikalischen und biologischen Eigenschaften der Böden bestimmen: Ausgangsmaterial, Ausmaß und Richtung der Verlagerung von festen und gelösten Stoffen, die Entwicklung des Bodenprofils und seiner Horizontierung und Bodendynamik.

3.3.1 Terrestrische Böden

Die Gruppe der **Terrestrischen Böden** entsteht außerhalb des Einflusses von Grundwasser, auch Staunässe spielt kaum eine Rolle. **Rohböden** stehen als (A)-C-Böden am Beginn der Bodenbildung über dem Festgestein. **A-C-Böden** haben keinen Übergangshorizont zum Festgestein und sind daher in ihrer Beschaffenheit direkt von der Lithologie des Festgestein beeinflusst. **Steppenböden** sind Bildungen semiaridischer Klimate. Zu ihnen gehören die **Schwarzerden** (Tschernosem), die sich bevorzugt über silikat- und karbonatreichen Lockergesteinen, wie z. B. dem Löss (► Abschn. 5.5), bilden. Sie zeichnen sich durch eine starke Humusakkumulation aus, da im Jahressgang die Humifizierung die Verwesung deutlich überwiegt. Auch besitzt ihr A-Horizont ein poröses Krümelgefüge mit optimaler Wasserkapazität, das eine gute Durchwurzelung und Durchlüftung erlaubt. Schwarzerde ist somit ein sehr fruchtbarer Boden.

Im gemäßigt humiden Klima bilden sich **Braunerden** mit ausgeprägten B-Horizonten über zumeist magmatischen Gesteinen, die reich an Fe^{2+} -haltigen Mineralen wie Biotit, Olivin oder Hornblende sind (► Abb. 3.18 und 3.19). Bei der hydrolytischen Verwitterung der genannten Minerale wird Eisen freigesetzt und im Zuge der **Verbraunung** als Goethit (s. o.) im B-Horizont angereichert. Die bevorzugte Verwitterung wenig stabiler Silikate im humiden Klima liefert weiterhin Ionen, die mit dem Sickerwasser in den B-Horizont gespült werden. Hier begünstigen sie die Neubildung und Anreicherung von Tonmineralen im Rahmen der **Verlehmung**. Die zusätzliche Verlagerung intakter Tonminerale aus dem A- in den B-Horizont lässt aus tonreichen Lockergesteinen **Parabraunerden** entstehen.

Grobe und sandige Regionen im kühl-feuchten Klima sind häufig durch recht anspruchslose

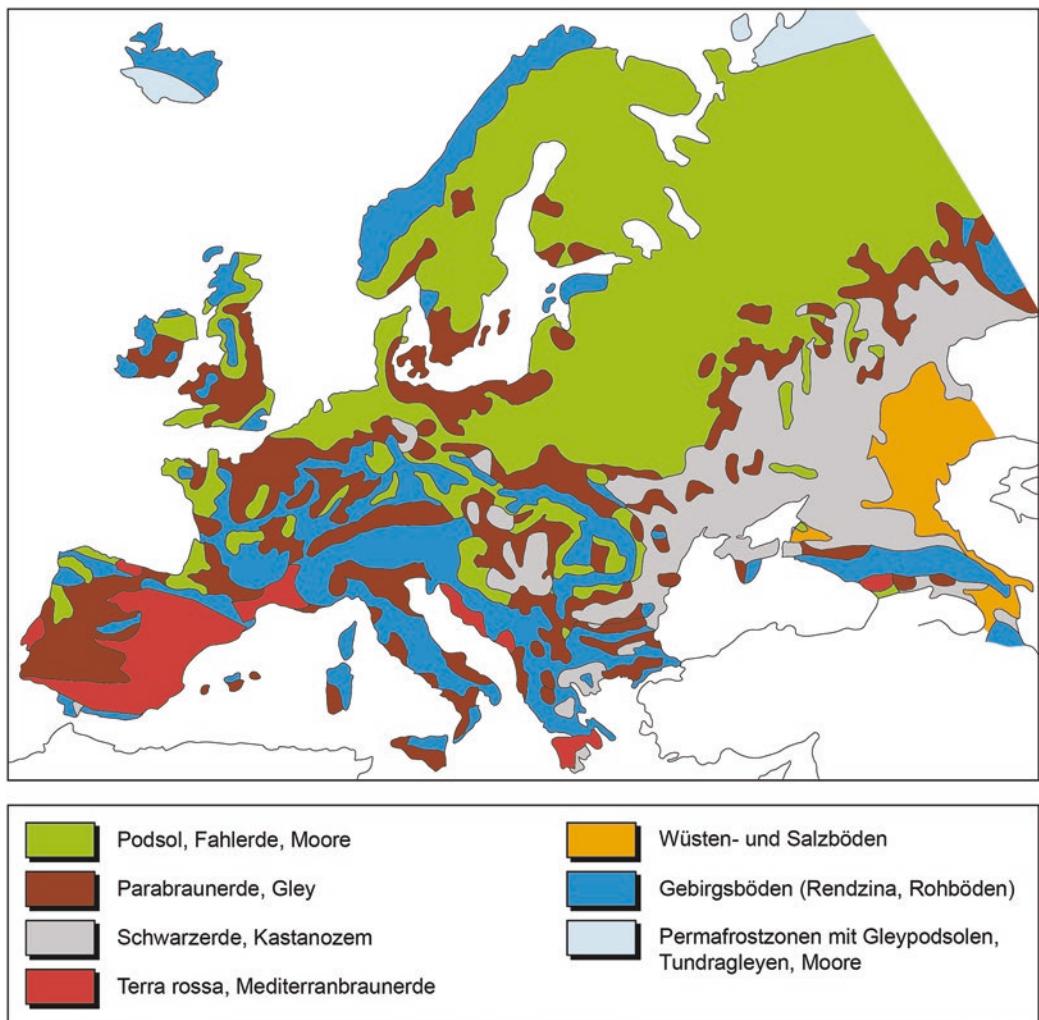


► Abb. 3.18 Braunerdeboden mit dunklem A- und hellerem B-Horizont über pleistozänen Geschiebemergel (C-Horizont), der als Grundmoräne Klasten unterschiedlicher Größe, die Geschiebe, in einer feinkörnigen Matrix enthält (vgl. ► Abschn. 5.4), Steilküste auf Falster, Dänemark

Nadelwälder und Zwergstrauchvegetation gekennzeichnet. Der Abbau von Tonmineralen im A-Horizont und die Verlagerung von Fe- und Al-Oxiden, sowie von organischen Verbindungen in den B-Horizont führen über die **Podsolierung** zum **Podsol** (Ascheboden; □ Abb. 3.19). Mit der Podsolierung geht eine starke Versauerung des Oberbodens einher, die für die meisten Pflanzen ungünstige Bedingungen schafft.

Ein warmes Bodenklima z. B. im Mittelmeerraum ruft über ursprünglich tonarmen und geklüfte-

ten Festgesteinen die Bildung durch Hämatit gefärbter **Terra rossa** mit tonreichem ABC-Profil hervor. Im subtropischen bis tropischen Klimabereich führt die Anreicherung von Al und Fe nach Wegführung der Kieselsäure zu den **Latosolen**. Je nach Fe-Gehalt werden sie in die Fe-reiche und durch Hämatit gefärbte **Roterde** (Rotlatosol) und die **Gelberde** (Gelblatosol) eingeteilt (□ Abb. 3.6). Gelberden sind gegenüber den Roterden reicher an Aluminium, Eisen liegt in Oxid- und Hydroxidform vor.



□ Abb. 3.19 Bodenkarte von Europa (nach Stremme aus Zeil 1990). Entsprechend der klimatischen Zonierung und der Niederschlagsverteilung gliedert sich Europa in Gürtel mit vorherrschend Podsolen, Braunerden, Schwarzerden und schließlich Wüstenböden

3.3 · Bodenbildung

Im Amazonasgebiet unterliegen die Ausgangsgesteine und ebenso die älteren Böden einer fortwährenden Verwitterung und Bodenbildung, da sie als Teil einer känozoischen Landoberfläche seit vielen Millionen von Jahren den entsprechenden Umwandlungen unterliegen. Je nach Zusammensetzung des Ausgangsgesteins entstehen unter warm-humiden Bedingungen durch wiederholte Verwitterungsbedingte Konzentration Al-reiche **Bauxite** als Verwitterungs- oder Rückstandslagerstätten (► Abschn. 16.3). Sie bilden den Grundstoff für die Aluminiumherstellung. Reichert sich in entsprechender Form Fe an, so spricht man von **Laterit** (► Abb. 3.20 und ► Tab. 3.6). Als Verwitterungskonzentrate erreichen sie über präkambrischen Bänder-eisenerzen (► Abb. 14.16) Fe-Konzentrationen von bis zu 68 %. Anders als in den humiden Regionen führt in ariden Klimaten der Mangel einer Vegetationsdecke und die hohe Verdunstungsrate dazu, dass gelöste Substanzen durch die Evaporation aus tieferen Bodenbereichen nach oben geführt und bei Verdunstung des Wassers ausgeschieden werden. Auch erzeugt die Verwitterung an Gesteinen Überzüge aus neugebildeten Tonmineralen sowie Eisen- und Manganoxiden, die als **Wüstenlack** bezeichnet werden. Je nach chemischem Angebot entstehen

Bodenkrusten aus Karbonat (**Krustenkalk, Caliche** oder **Calcrete**), Eisen- oder Kieselsäureverbindungen (**Ferricrete, Silcrete**).

Im Einflussbereich von Stau- und Grundwasser entstehen **Stauwasserböden** zu denen der tonreiche **Pseudogley** gehört, der sich über wasserundurchlässigen B- und C-Horizonten bildet. Pseudogleye haben oft eine marmorierte Struktur, die durch den Wechsel von Durchfeuchtung und Austrocknung und der damit einhergehenden Rissbildung hervorgerufen wird. Führt der im Bodenprofil umgelagerte Ton eine Wasserstauung herbei, so gehen die Parabraunerden in sekundäre **Pseudogleye** über.

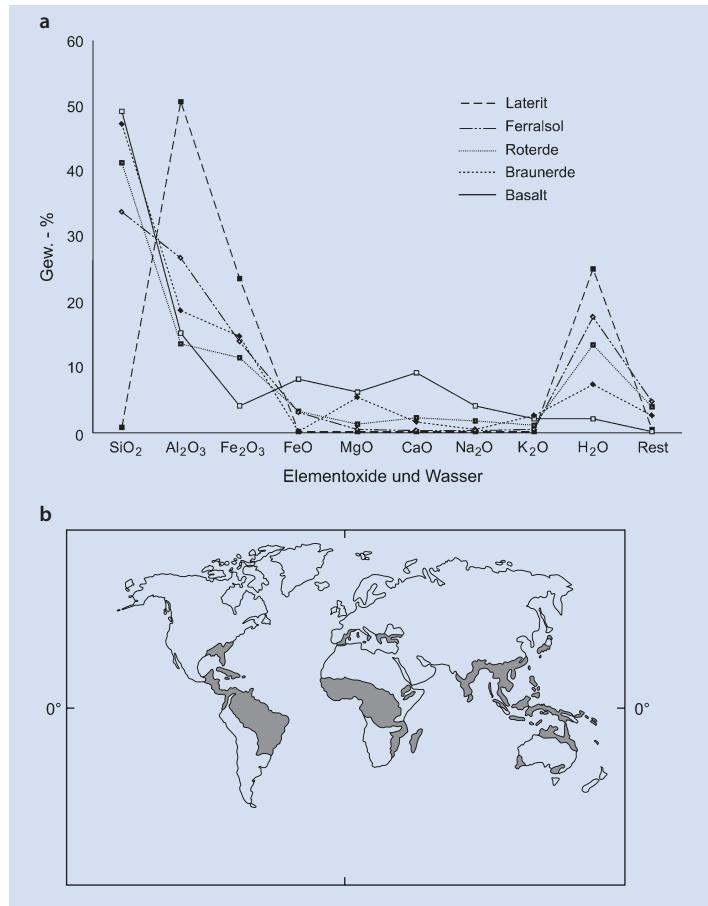
3.3.2 Semiterrestrische Böden

Zu den **Semiterrestrischen Böden** gehören die **Aueböden**, die **Gleye** (Schlammböden) und die **Marschen**. Aueböden werden in Flussniederungen bei Hochwasser periodisch überflutet (► Abschn. 5.3) und bilden sich im Einfluss stark schwankender Grundwasserspiegel. **Gley** ist ein typischer Boden von Tälern und Niederungen. Häufig geht er aus der Ablagerung umgelagelter Verwitterungsprodukte in morphologischen Senken hervor. In diesen

► Tab. 3.6 Chemische Zusammensetzung von Basalt in Gew.-% und der daraus entstandenen Oberböden in verschiedenen Klimaten der humiden Zone (verändert nach Zeil 1990)

	Ausgangsgestein, gemittelt	Braunerde (England) gemäßigt-vollhumid	Roterde (Israel) subtropisch-semihumid	Ferralsol (Kamerun) tropisch-vollhumid	Laterit (Indien) tropisch-semihumid
SiO ₂	49	47,0	41,2	33,6	0,7
Al ₂ O ₃	15	18,5	13,4	26,5	50,5
Fe ₂ O ₃	4	14,6	11,3	13,8	23,4
FeO	8	–	3,1	2,9	–
MgO	6	5,2	1,2	0,3	–
CaO	9	1,5	2,1	0,2	–
Na ₂ O	4	0,3	1,7	0,1	–
K ₂ O	2	2,5	1,0	0,3	–
H ₂ O	2	7,2	13,3	17,5	25,0
Rest	–	2,5	3,8	4,6	0,4
Summe	99	99,3	100,1	99,8	100,0

3 **Abb. 3.20** (a) Grafische Darstellung der Daten aus **Tab. 3.6**. Augenfällig ist die zunehmende SiO_2 -Abreicherung der Verwitterungsprodukte des Basaltes von den gemäßigt humiden Klimaten in die Tropen. Besonders basaltische Landoberflächen, die wie z. B. Teile Indiens seit langer geologischer Zeit der tropisch-humiden Verwitterung unterliegen, erlitten betonte Abreicherungen von SiO_2 mit einhergehender Anreicherung von Eisen und Aluminium. Diese Böden sind zusätzlich verarmt an Mg^{2+} , Ca^{2+} und den Alkalien und unter anderem deshalb für den Ackerbau ungeeignet. (b) Rezente Verbreitung von Roterde und Laterit auf der Erde



liegt der Grundwasserspiegel im Durchschnitt oberhalb 80 cm unter Flur und ist allenfalls von geringen Schwankungen betroffen. **Marschen** entstehen in gezeitenbeeinflussten Küstengebieten (► Kap. 6), die sich über marin, brackischen und fluviatilen Ablagerungen des Untergrundes bilden.

Moore Moore sind hydromorphe Bildungen humider Klimazonen. Sie besitzen eine mindestens 30 cm mächtige Tofschicht, die als **organischer Boden** zumeist mehr als 30 % organische Substanz enthält. Insbesondere die rasche Bedeckung abgestorbener Pflanzen mit Wasser und der damit verbundene Sauerstoffabschluss führt über die **Humifizierung** des organischen Materials zur Torfbildung. **Topogene** oder **Niedermoore** entstehen unter Wasserbedeckung, **ombrogene** oder **Hochmoore** wachsen unabhängig vom Grundwasser als **Regenwassermoore** in die Höhe.

Niedermoore gehen zumeist aus der **Verlandung** stehender Gewässer und Seen hervor. Da eine Verwesung von eingeschwemmten Pflanzenresten nicht stattfindet, füllen diese die vom stehenden Gewässer eingenommene Senke langsam auf. Dabei schreitet die Verlandung vom Ufer gegen die Seemitte vor. Ist der See bis zur mittleren Wasserlinie, dem jahresdurchschnittlichen Seespiegel, aufgefüllt, beginnt die Besiedlung durch Erlen, Weiden und Buchen und vollendet die Verlandung.

Bei ausreichenden Niederschlagsmengen entwickelt sich das Niedermoor zu einem Hochmoor fort. Der Baumbestand wird durch zunehmende Besiedlung des Niedermoors durch verschiedene Torfmoose vermindert. Da auch ihre Rückstände unter den niederschlagsreichen Bedingungen kaum verwesen, reichern sie sich mit der Zeit besonders in der Mitte des Moores zu einem aufgewölbten Hochmoor an. Nur bei häufiger Austrocknung des Oberbodens ist

3.3 · Bodenbildung

in unseren Breiten eine dünne Besiedlung des Hochmoores mit genügsamen Latschenkiefern möglich.

Die uns als Kohleflöze (► Abschn. 8.2) in der känozoischen **Braunkohle** oder der karbonischen **Steinkohle** erhaltenen fossilen Moore entstanden meist in feuchtwarmem Klima. Die subtropische Flora und die Ablagerungen des Orinoco-Deltas in Venezuela sind ein rezentes Beispiel für den Bildungsraum und die klimatischen Bedingungen, unter denen die fossilen Kohlevorkommen entstanden sein könnten.

Periglazialböden In den nichtvergletscherten Gebieten des periglazialen Klimareichs ist der Boden ganzjährig tief durchgefroren. Bei mittleren Jahrestemperaturen von etwa -6°C herrscht daher die physikalische Verwitterung vor. Regolith und Boden sind

je nach den Bedingungen bis zu Tiefen von zumeist 20–100 m und maximal 1.000 m permanent durchgefroren. Der schwache Sonnenschein der Sommermonate reicht gerade aus, diesen **Dauerfrost-** oder **Permafrostboden** bis zu einer Tiefe von ca. 1 m aufzutauen. Da der Boden unterhalb der Auftauzone gefroren und damit undurchlässig bleibt, staut sich das Tauwasser in den oberflächennahen Bereichen. Auf geneigten Flächen setzt sich der wassergesättigte **Auftauboden** durch **Bodenfließen** oder **Solifluktion** in Bewegung (► Abb. 3.21), die eine Sortierung des Bodens nach den Korngrößen hervorrufen kann (► Abb. 3.22). Bei einem täglichen oder jahreszeitlichen Wechsel zwischen Frost und Auftauen bilden sich im Auftauboden Eislinsen, die wegen der Volumenzunahme des Wassers beim Gefrieren den darüber lagernden Boden mehrere Meter hoch

► Abb. 3.21 (a) Bodenfließen: Ausgehend vom rechten Bildrand hat die Fließbewegung der oberen Bodenschichten tiefere Schichten zu einer spitzen Falte verformt (Quartär, Dachsbusch, Eifel). (b) Oberfläche eines von Solifluktion betroffenen Gebietes in Island. Durch das Bodenfließen wurde die Oberfläche in regelmäßige Wellen gelegt (der weiße Kreis markiert einen Hammer als Maßstab)





Abb. 3.22 Steinringboden im periglazialen Permafrost (Spitzbergen; Foto: K. Piepjohn)

anheben und damit kleinräumiges Bodenfließen auslösen (**Frosthebung**). Bei einsetzendem Frost kann Wasser im Auftauboden zwischen dem Permafrostboden und der von oben nach unten voranschreitenden Frostfront gefangen werden und damit unter Druck geraten. Seitliches Ausweichen des Wassers führt dann in der **Kryoturbation** zur wirbeligen Verkneterung einzelner Bodenhorizonte. Insgesamt werden die Bodentypen, die durch wechselndes Gefrieren und Auftauen sowie durch Dehydrierung charakteristische Muster und Kornsortierungen im Auftauboden erzeugen, **Frostmuster- oder Strukturböden** genannt.

Anthropogene Böden. Die landwirtschaftliche, forstwirtschaftliche und gartenbauliche Tätigkeit des Menschen verändert oder zerstört die Horizontierung natürlicher Böden (**Kultosole**). Schließlich entstehen in besiedelten oder industriell genutzten Gebieten durch die intensive Nutzung und Umgestaltung die **anthropogenen Böden**.

3.4 Feuchtgebiete

Feuchtgebiete („wetlands“) nehmen vielerorts die Übergangszone zwischen beständig feuchten, fließenden oder stehenden Gewässern und dem trockenen Festlandsbereich ein. Man unterscheidet küstennahe Feuchtgebiete von solchen des Inlands. Typische küstennahe Systeme sind, je nach Klimazone, gezeitenbeeinflusste Salzmarschen und Marschen, sowie Mangrovensümpfe. Zu den Inlandsfeuchtgebieten gehören Sümpfe, sumpfige Auen und auch die oben bereits erwähnten Moore.

Feuchtgebiete sind permanent oder zeitweilig von Wasser bedeckt. Sie sind durch die Verbreitung semiterrestrischer, hydromorpher Böden gekennzeichnet. Feuchtgebiete sind einzigartige Lebensräume und in der Regel pflanzen- und tierreicher als die trockeneren Nachbargebiete. Seit Beginn des Ackerbaus ist die von Feuchtgebieten eingenommene Fläche auf der Erde durch Drainierung und Trockenlegung um etwa 50–70 % zurückgegangen.

Literatur

Feuchtgebiete gelten als die größten natürlichen Emittenten von Methan (CH_4) in die Atmosphäre. Methan ist ein Treibhausgas mit einer Treibhauswirkung, die diejenige des CO_2 um das 25fache übersteigt. Allerdings ist die Verweilzeit von Methan in der Atmosphäre mit etwa 10 Jahren kurz, es wird dann aber zu dem ebenfalls treibhauswirksamen CO_2 mit einer deutlich längeren Verweilzeit oxidiert. Seit 1850 ist der Methananteil der Atmosphäre aus natürlicher und anthropogener Produktion exponentiell von ca. 830 ppb auf 1800 ppb (ppb = parts per billion = Teile pro Milliarde) angestiegen. Schätzungen der Methanemission aus Feuchtgebieten schwanken zwischen 115 und 237 Tg a^{-1} . Etwa 20 % der globalen Erwärmung dürfte seit präindustrieller Zeit auf gestiegene Methaneinträge aus Feuchtgebieten und anderen natürlichen und anthropogenen Quellen zurückzuführen sein.

Oberflächen- und Grundwasserstand bestimmen die Mächtigkeit des Bodenanteils der Feuchtgebiete, in dem die Methanproduktion stattfindet. Die durchschnittliche Temperatur beeinflusst nicht nur die Raten der Produktion und Oxidation des Methans, sondern auch diejenigen der pflanzlichen und tierischen Primärproduktion und damit die Menge und Zusammensetzung des organischen Substrates, in dem das Methan entsteht. In den Böden herrscht vorwiegend ein sauerstofffreies (anoxisches) Milieu. In diesen produzieren zu den Archaeen gehörende Bakterien Methan durch Methanogenese. Ein Teil des entstandenen Methans wird durch methanotrophe Bakterien oxidiert und damit aufgezehrt, der Rest kann in die Atmosphäre entweichen.

Literatur

- Holland TJB, Powell R (1990) An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations; the system $\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{MnO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2-\text{SiO}_2-\text{C}-\text{H}_2-\text{O}_2$. *J Metamorph Geol* 8:89–124
- Lasaga AC, Berner RA (1998) Fundamental aspects of quantitative models for geochemical cycles. *Chem Geol* 145:161–175
- Putnis A (2005) Introduction to Mineral Sciences. Cambridge Univ. Press, New York, 457 S
- Selley RC (1988) Applied sedimentology. Academic Press, London, 446 S

- Simon-Sylvestre G, Robert M, Veneau G, Beaumont A (1991) Nitrification related to acidification and silicate weathering. In: Berthelin J (Hrsg.) *Diversity of environmental biogeochemistry. Developments in Geochemistry* 6. Amsterdam, Elsevier, 371–378
- Strachan NM (1962) *Principles of Lithogenesis*. – Izdat. Akad. Nauk SSSR, Moskau (auf Russisch). Englische Übersetzung by Consultants Bureau and Oliver & Boyd. Edinburgh und London, I, 1967, 245 S
- Tan KH (1991) Differences in decomposition of carbonate and silicate minerals as influenced by humic acid. In: Berthelin J (Hrsg.) *Diversity of environmental biogeochemistry. Developments in Geochemistry* 6. Amsterdam, Elsevier, 341–348
- Zeil W (1990) Brinkmanns Abriss der Geologie. Erster Band: Allgemeine Geologie. 14. Aufl. Enke, Stuttgart, 278 S
- Zhisheng A, und 16 Koautoren (2015) Global Monsoon Dynamics and Climate Change. – *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, 29–77

Weiterführende Literatur

- Ahnert F (2003) *Einführung in die Geomorphologie*. 3. Aufl. Verlag Eugen Ulmer, Stuttgart, 440 S
- Anderson RS, Anderson SP (2010) *Geomorphology. The mechanics and chemistry of landscapes*. Cambridge University Press, Cambridge, 654 S
- Bland W, Rolls D (1998) *Weathering. An introduction to the scientific principles*. Arnold Publishers, London, 271 S
- Chamley H (1989) *Clay Sedimentology*. Springer, Berlin, 623 S
- Deer WA, Howie RA, Zussman J (1992) *An introduction to the rock-forming minerals*. 2. Aufl. Longman Scientific Technical, Harlow, 696 S
- Füchtbauer H (Hrsg.) (1988) *Sedimente und Sedimentgesteine*. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele und Obermiller), Stuttgart, 1141 S
- Okrusch M, Matthes S (2009) *Mineralogie. Eine Einführung in die spezielle Mineralogie, Petrologie und Lagerstättenkunde*. 8. Aufl. Springer, Heidelberg, 661 S
- Putnis A (2008) *Introduction to Mineral Sciences*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 480 S
- Retallack GJ (2001) *Soils of the past; an introduction to paleopedology*. 2. Aufl. Unwin Hyman, Boston, 404 S

Das Wasser auf dem Festland

- 4.1 Das Grundwasser – 55**
 - 4.1.1 Entstehung und Speicherung von Grundwasser – 55
 - 4.1.2 Grundwasserhaushalt – 56
 - 4.1.3 Grundwasserbeschaffenheit – 59
- 4.2 Das Oberflächenwasser – 59**
- 4.3 Eis – 62**
 - 4.3.1 Gletschertypen – 63
 - 4.3.2 Gletscherbewegung – 65
- Literatur – 68**

Denken wir an das Wasser auf der Erde, so fallen uns sicherlich zuerst die Weltmeere ein. Dieses zurecht, enthalten sie doch über 97 % des an oder nahe der Erdoberfläche vorkommenden H_2O in flüssiger Form oder als Eis (► Tab. 4.1 und ► Kasten 4.1). Betrachten wir das Wasser auf dem Festland, das nur 3 % der gesamten oberflächlichen Wassermenge ausmacht, so fällt uns Bewohnern des humiden Klimareichs besonders die Vielzahl der Flüsse und Seen unterschiedlicher Größe auf. Dennoch entfallen auf sie nur 0,02 % der auf der Erde zur Verfügung stehenden Menge. Der größte Anteil des Festlandwassers ist in den vergletscherten Gebieten der Kontinente gebunden. Auch im Grundwasser ist eine größere Wassermenge gespeichert, als an der Oberfläche fließt. Dennoch ist der Kreislauf des Wassers an der Erdoberfläche und in der Atmosphäre von entscheidender Bedeutung für das Leben sowie eine Vielzahl exogener geologischer Prozesse.

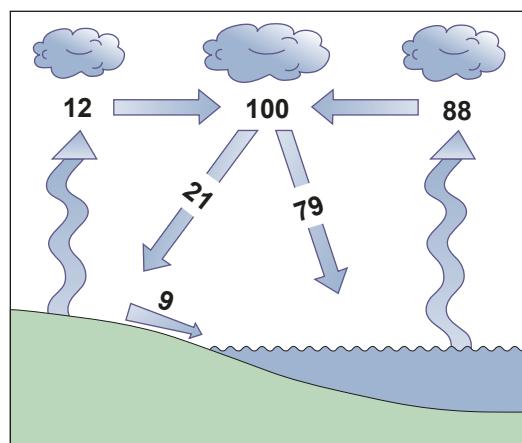
Weltweit werden jährlich etwa $517 \times 10^3 \text{ km}^3$ Wasser durch Verdunstung, Niederschlag und Abfluss im **hydrologischen Kreislauf** bewegt. Diese Menge entspricht einer die gesamte Erde bedeckenden Wasserschicht von ca. 1 m Dicke.

Der Kreislauf des Wassers wird vom klimatisch induzierten Luftkreislauf gesteuert. Ständig steigt mit der von der Sonne erwärmten Luft Wasserdampf empor, der beim Überschreiten der Sättigungsgrenze kondensiert und als Niederschlag wieder auf die Erde herabfällt. Da Wasserflächen und insbesondere die Ozeane eine höhere Verdunstung als das Festland

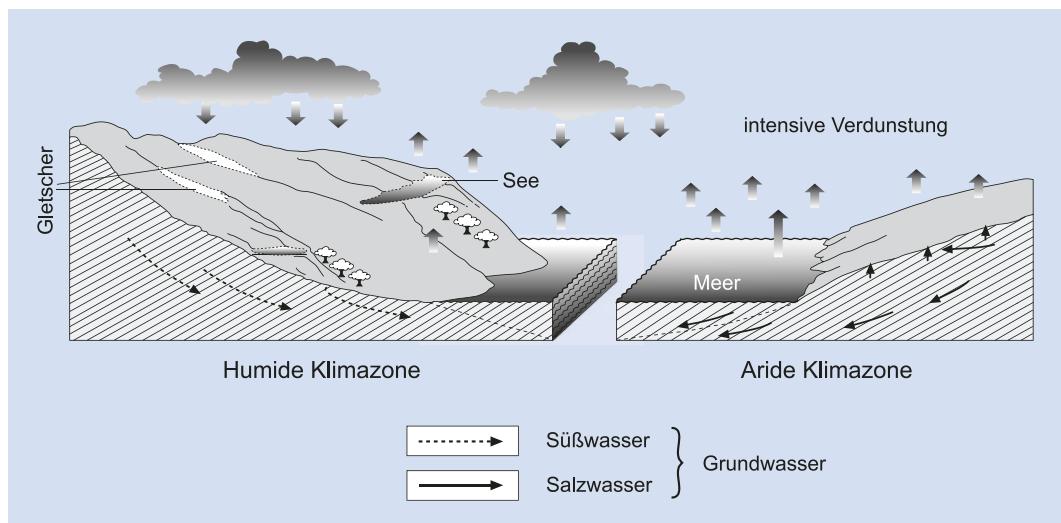
aufweisen, die Niederschläge sich hingegen annähernd gleichmäßig auf Meer und Land verteilen, fällt auf die Kontinente mehr Wasser in Form von Regen und Schnee, als in dampfförmigem Zustand von ihnen aufsteigt. Dabei übersteigt die auf die Kontinente fallende Niederschlagsmenge die Menge der kontinentalen Verdunstung um ca. 40 % (► Abb. 4.1). Entsprechend groß ist mit 9 % des Jahresbudgets diejenige Wassermenge, die vom Festland durch oberflächlichen Abfluss („Runoff“) in das immense Reservoir der Ozeane zurückkehrt (► Tab. 4.1). Da sich das Festland im Durchschnitt ca. 840 m über den Meeresspiegel (► Abb. 1.3) erhebt, ist die gravitationsbedingte Gesamtenergie der dem Meeresspiegel wieder entgegenstrebenden Wassermenge entsprechend groß. Dies spiegelt sich in der signifikanten Erosions- und Transportleistung zumindest des auf der Landoberfläche abfließenden Wassers wider. Obwohl die Flüsse nur etwa 0,003 % der gesamten oberflächennahen Wassermenge der Erde enthalten, stellen sie somit den bei weitem wirksamsten Faktor der Oberflächengestaltung des Festlandes dar (► Abb. 4.1 und 4.2).

Das Niederschlagswasser fließt dem Meer auf zwei unterschiedlichen Wegen zu. Bäche, Flüsse und Seen nehmen einen Teil als **Oberflächenwasser** auf, ein anderer sickert in den Boden ein

Reservoir	Inhalt Vol.-%
Ozeane: hauptsächlich Meerwasser und Eis	97,5
Gletscher auf dem Festland	1,9
Seen	0,017
Flüsse	0,003
Grundwasser	0,5
Atmosphäre	0,001
Lebende Organismen und Böden	0,0001



► Abb. 4.1 Budget des jährlichen hydrologischen Kreislaufs auf der Erde. Die Ziffern geben die Prozentanteile von Verdunstung, Niederschlag und Abfluss der im Jahresdurchschnitt auf die gesamte Erdoberfläche niedergehenden Menge von 1000 mm wieder (verändert nach Summerfield 1994)



■ Abb. 4.2 Schema des Wasserkreislaufs in verschiedenen Klimazonen (Bildrechte: verändert nach Zeil 1990)

und sammelt sich im Untergrund als **Grundwasser** (siehe ▶ Abschn. 4.1). Dabei bestimmen Klima, Gesteinsaufbau, Morphologie und Vegetationsdecke das Verhältnis von Niederschlag zu Verdunstung, sowie das von oberirdischem zu unterirdischem Abfluss. In klüftigen Gesteinen versickert das Regenwasser rasch, während die Permafrostböden der Polargebiete kein Sickerwasser aufnehmen können. Im Gebirge fließen die Niederschläge meist oberirdisch ab, im Flachland dominieren Versickerung und Verdunstung. Die Vegetation beeinflusst weniger die Gesamtverdunstung als die Versickerung, da der verzögerte Abfluss

in Waldgebieten dem Boden mehr Zeit lässt, das Wasser aufzusaugen.

Niedrige und unregelmäßig verteilte Niederschläge unterbinden in ariden Gebieten das Entstehen eines Wasserkreislaufs. Episodisch fallendes Regenwasser dringt nur in die oberen Bodenschichten ein und verdunstet rasch. Nur nach ergiebigen Regenfällen sickert dem meist recht tief liegenden Grundwasser Nachschub zu. Allerdings dürften diese geringen Mengen zur Erhaltung des Grundwasserstandes einer Wüstenregion kaum ausreichen. Die Wasservorräte der Wüsten stellen oft fossiles Grundwasser aus feuchter geologischer Vergangenheit dar.

Kasten 4.1 Wasser

Wasser ist innerhalb des Universums eine ausgesprochen ungewöhnliche Substanz. Im chemischen Regelfall hat eine Verbindung, die in festem oder flüssigem Zustand vorkommen kann, in ihrem flüssigen Zustand eine geringere Dichte als in ihrem festen. Daraus folgt, dass die feste Phase absinkt und die flüssige aufsteigt. Dies gilt nicht für Wasser: Es erreicht seine größte Dichte bei 4 °C, bei tieferen Temperaturen nimmt die Dichte wieder etwas ab (■ Abb. 6.5). Diese Eigenschaft bedingt das besondere Verhalten von Süßwasserseen (siehe ▶ Abschn. 5.3). Eis ist leichter als Wasser und schwimmt daher auf. Wäre dem nicht so, gäbe es sehr wahrscheinlich kein Leben auf der

Erde, da das Eis auf den Meeresboden sinken würde und schließlich alle Ozeane ‚fest‘ wären.

H_2O kommt in den drei Aggregatzuständen fest, flüssig und gasförmig vor, die sich Eis, Wasser und Dampf nennen. Die durchgezogenen Linien in ■ Abb. 4.3 markieren Gleichgewichtszustände zweier Phasen. Im Beispielfall der Phasengrenze zwischen Wasser und Dampf koexistieren entlang der Linie beide Phasen, diessseits und jenseits der Grenze ist jeweils nur eine Phase stabil (vgl. ▶ Kasten 13.1). Am Tripelpunkt T befinden sich alle drei Phasen im Gleichgewicht. Jenseits des „kritischen Punktes“ K existiert H_2O als Fluid, eine

Unterscheidung in flüssige und gasförmige Phasen ist hier nicht mehr möglich. Diese überkritischen Fluide spielen in der tieferen Kruste bei magmatischen und Lagerstättenebildungsprozessen eine wichtige Rolle (vgl. ▶ Abschn. 12.2 und 16.4).

Auf Meeresspiegelniveau liegt der Gefrierpunkt G von Wasser bei $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, der Siedepunkt S bei $100\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Abb. 4.3). Da die Stabilität der Aggregatzustände druck- und temperaturabhängig ist, siedet Wasser im Gebirge, also bei niedrigerem Atmosphärendruck, bereits unterhalb von $100\text{ }^{\circ}\text{C}$. Generell nimmt die Siedetemperatur bei Halbierung des Drucks um ca. $15\text{ }^{\circ}\text{C}$ ab. Auf dem Mont Blanc beträgt die Siedetemperatur in einer Höhe von 4810 m ü.NN bei $55,5\text{ kPa}$ nur $84\text{ }^{\circ}\text{C}$. Daher eignen sich Hülsenfrüchte nicht als Gemüse für Geländearbeiten im Hochgebirge. Sie werden bei nur $84\text{ }^{\circ}\text{C}$ Siedetemperatur nicht gar.

Verschiedene Phasenübergänge sind möglich. Eis schmilzt zu Wasser, Wasser verdampft zu Dampf. Durch Sublimation geht Eis direkt in die Gasphase über. Bei diesen Phasenübergängen wird Wärme zugeführt, die als Schmelz-, Verdampfungs- oder Sublimationswärme verbraucht wird. In Erfüllung des Energieerhaltungssatzes werden diese Wärmemengen bei Phasenübergängen in umgekehrter Richtung wieder frei. Sind im Wasser Stoffe gelöst, z. B. Kochsalz (NaCl) im Meerwasser, so ändern sich die Bedingungen der Phasenübergänge. Der Gefrierpunkt von Salzwasser liegt unterhalb desjenigen von Süßwasser (in Abb. 4.3 übertrieben dargestellt). Das gelöste Salz behindert die Bindung der Wassermoleküle an bestimmte Kristallgitterplätze des Eises. Sie wird erst bei niedrigerer kinetischer Energie der beteiligten

Moleküle, also bei niedrigeren Temperaturen, möglich. Entsprechend liegt der Siedepunkt von Meerwasser in Meeresspiegelhöhe oberhalb desjenigen von Süßwasser (Abb. 4.3). Meerwasser hat, anders als Süßwasser, kein Dichtemaximum bei $4\text{ }^{\circ}\text{C}$, sondern nimmt bis zum Gefrierpunkt kontinuierlich an Dichte zu (siehe auch Abb. 6.5).

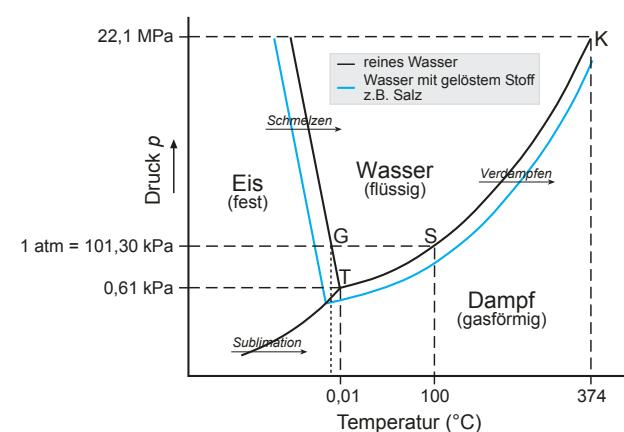
In den Polarregionen breitet sich im Winter das Meereis aus, das oberflächliche Wasser gefriert. Geschieht dies rasch, so entsteht eine Mischung aus Süßwassereis, Salzkristallen und eingeschlossenen Salzlösungen, sog. Solen. Bei langsamer Eisbildung hat die Sole Zeit, aus dem Eis zu entweichen. Da Salz die Vernetzung der Wasserstoffbindungen im Wasser stört, wirkt es wie ein Frostschutzmittel und die Bildungstemperatur von Meereis ist niedriger als die von Süßwassereis.

Meerwasser muss demnach stärker abkühlen, damit es gefrieren kann. Da gelöste Salze dazu neigen, Wassermoleküle anzuziehen, verdunstet Meerwasser langsamer als Süßwasser. Schwimmer wissen, dass Süßwasser sehr schnell auf der Haut verdunstet, Salzwasser jedoch deutlich länger am Körper haften bleibt.

Wasser hat verglichen mit anderen Stoffen eine hohe Wärmekapazität; bezogen auf die Masse sind extrem hohe Energiemengen zum Schmelzen von Eis bzw. zum Verdampfen von Wasser nötig. Es bedarf allerdings weniger Energie, um Meerwasser um $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ zu erwärmen als nötig ist, um Süßwasser entsprechend zu erwärmen. Die Ozeane stellen somit einen guten Puffer für Temperaturschwankungen dar.

Abb. 4.3 Temperatur-Druck-Phasendiagramm von H_2O .

T = Tripelpunkt, G = Gefrierpunkt, S = Siedepunkt, K = kritischer Punkt



4.1 Das Grundwasser

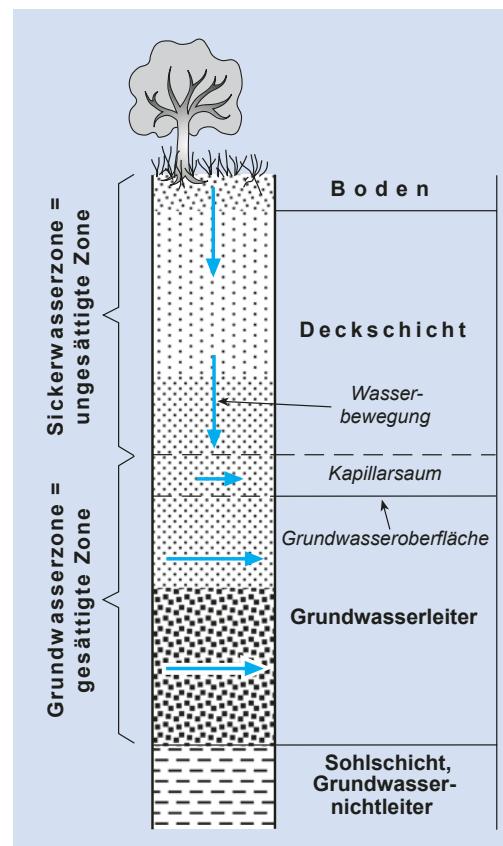
Das Grundwasser hat einen Anteil von etwa 0,5 % an der globalen oberflächennahen Wassermenge (► Tab. 4.1). Bezogen auf das gesamte Wasservolumen ist dies sehr wenig. Dennoch würde die Grundwassermenge ausreichen, alle Landflächen mit einer 55 m dicken Wasserschicht zu bedecken. Das Grundwasser dürfte die für die Menschheit wichtigste Lagerstätte darstellen (► Kasten 4.2).

4.1.1 Entstehung und Speicherung von Grundwasser

Dringt Niederschlagswasser in den Boden ein, so legt sich ein hauchdünner Film von **Adsorptionswasser** um die Körner des Bodens. Der Überschuss bewegt sich als **Sickerwasser** durch die **ungesättigte Zone** abwärts (► Abb. 4.4). Dicht über dem Grundwasserspiegel bildet sich der **Kapillarsaum** mit dem **Kapillarwasser**. Der Porenraum füllt sich so weit mit Wasser, dass die Adsorptionswasserfilme um die Bodenkörner durch Wassermenisten miteinander verbunden werden. Der Kapillarsaum geht am Grundwasserspiegel in das Grundwasser über. Er markiert mit seiner Oberfläche die Grenze zwischen der ungesättigten und der **gesättigten Zone** (► Abb. 4.4). In Deutschland liegt der Grundwasserspiegel in einer Tiefe von einigen Metern bis einigen Dekametern, in Trockengebieten hingegen oft in mehreren hundert Metern Tiefe.

Das Grundwasser wird in drei Typen unterschieden:

- Das **Umsatzwasser (meteorisches Wasser)** nimmt jährlich oder zumindest innerhalb weniger Jahre am hydrologischen Kreislauf teil; es zirkuliert im oder über dem Niveau der **Vorfluter** (Flüsse, Seen, Meer).
- Das **Vorratswasser** bewegt sich unterhalb der Vorfluter und wird nur selten in den hydrologischen Kreislauf einbezogen.
- Das **tiefe Grundwasser** sammelt sich in Mitteleuropa etwa 250–300 m unterhalb der Vorfluter. Es verweilt über menschlich-historische Zeiträume im Untergrund und wird vom hydrologischen Kreislauf nicht erfasst. Hält dieser Ausschluss über geologische Zeiträume an, so wird es zu **fossilem Grundwasser**.



► Abb. 4.4 Hydrogeologische Gliederung des Untergrundes (Bildrechte: nach Mattheß & Ubell 1983)

Neuere Forschungen zeigen, dass das Volumen des Grundwassereintrags in die Meere dasjenige des Flusseintrages deutlich übersteigen kann. Das Mittelmeer erhält eine Grundwasserzufuhr von etwa $0,3\text{--}4,8 \cdot 10^{12} \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$, eine Menge, die den Eintrag aus den Flüssen um ein Mehrfaches übersteigt.

Die Grundwassermenge im Erdboden ist einerseits abhängig von der **Porosität**, dem Fassungsvermögen von Poren und Klüften, andererseits von der **Durchlässigkeit** oder **Permeabilität**, die von der Vernetzung der Poren miteinander, sowie von der Rauigkeit der Porenwände abhängt. Nach ihrer Porosität und Permeabilität unterscheidet man zwei Gruppen von Gesteinen:

- **Grundwasserleiter** oder **Aquifere**, die bei ausreichender Porosität und Durchlässigkeit große Wassermengen aufnehmen und bei geringem Fließwiderstand rasch fortleiten

können. Man unterscheidet Poren-, Kluft- und Karstgrundwasserleiter. **Porengrundwasserleiter** sind vor allem lockere Kiese und Sande, ferner Sandsteine, deren Porenraum nur unvollständig mit Bindemittel ausgefüllt ist (► Abschn. 8.1). In ihnen zirkuliert das Wasser in dem engmaschigen Netz des Porenraumes. In stark geklüftetem und gestörttem Gestein bewegt sich das **Kluftgrundwasser** entlang der Klüfte und Spalten. Kluftreich sind neben Granit und Gneis viele Kalksteine, in denen sich zudem durch Lösung im Zuge der Verkarstung bedeutende Höhlensysteme bilden können, die das **Karstgrundwasser** aufnehmen.

- **Grundwassernichtleiter** oder **Aquifugen** (früher auch Grundwasserstauer genannt) haben eine niedrige Permeabilität bei geringem Porenvolumen. Hierher gehören vor allem die tonigen Gesteine, deren geringe Durchlässigkeit durch die dichte Packung der blättrigen Tonminerale verursacht wird, die wie ein Spielkartenstapel aufeinanderliegen (► Kasten 3.1).

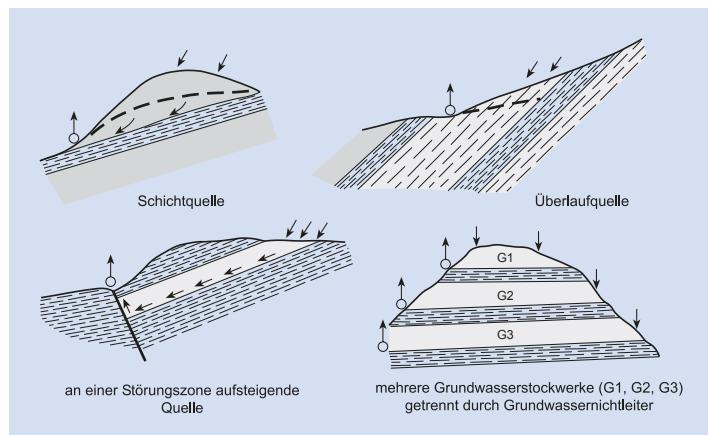
Einheitliche Aquifere enthalten einen geschlossenen Grundwasservorrat mit zusammenhängendem Spiegel. Besteht der Untergrund aus einer Wechselfolge durchlässiger und undurchlässiger Schichten, können sich mehrere **Grundwasserstockwerke** bilden, deren Lage und Ausdehnung von der Verteilung der Grundwassernichtleiter bestimmt wird

(► Abb. 4.5). Das obere Stockwerk hat meistens einen zur Erdoberfläche hin **freien Grundwasserspiegel**. An den Schnittstellen von Geländeoberfläche und Grundwasser fließt das Grundwasser als **Quelle** aus (► Abb. 4.5). Über räumlich begrenzten Grundwassernichtleitern kann sich Sickerwasser in einem **schwebenden Grundwasserleiter** sammeln. Er speist den tiefergelegenen Hauptgrundwasserspeicher sowie eine Quelle am Geländeausbiss des Grundwassernichtleiters (► Abb. 4.6). Ist ein geneigter Grundwasserleiter nach oben durch einen Grundwassernichtleiter abgedichtet, so herrscht in seinem tiefsten Teil ein hydrostatischer Druck, der das Wasser an einer Störung oder in einem Brunnen aufsteigen lässt. Man spricht von **gespanntem Grundwasser**. Wegen der Reibung im Grundwasserleiter steigt das Wasser jedoch nicht bis zur Höhe des Grundwasserspiegels im höchsten Teil des Grundwasserleiters, sondern nur bis zur Höhe des **Druckspeiegels**. Liegt dieser oberhalb der Erdoberfläche, so fließt das Wasser als **artesische Quelle** aus. Befindet sich der Grundwasserspiegel unterhalb der Geländeoberfläche, so kann das Wasser in einem **artesischen Brunnen** erschlossen werden (► Abb. 4.7).

4.1.2 Grundwasserhaushalt

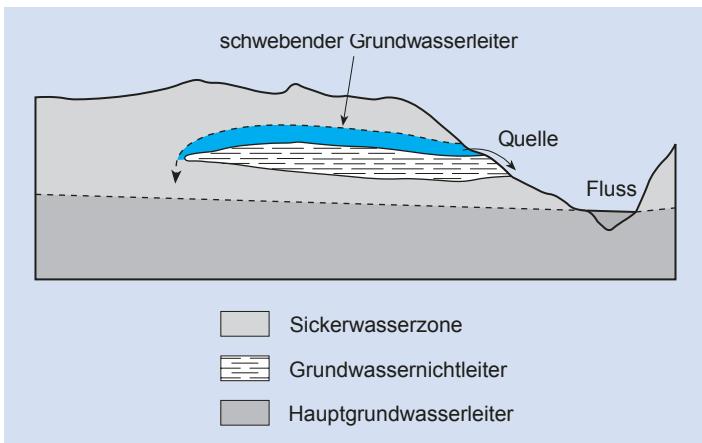
Ohne Eingriff des Menschen unterliegt der Grundwasserspiegel in Europa natürlichen jahreszeitlichen Schwankungen. Der Unterschied zwischen dem

- **Abb. 4.5** Einige Quelltypen. Bei der Gruppe der Auslaufquellen bewegt sich das Wasser vom Sicker- oder Infiltrationsgebiet bis zur Quelle im Wesentlichen bergab und tritt z. B. als Schichtquelle oder Überlaufquelle aus. Mehrere übereinanderliegende und voneinander durch Grundwassernichtleiter getrennte Grundwasserleiter bilden einzelne Grundwasserstockwerke

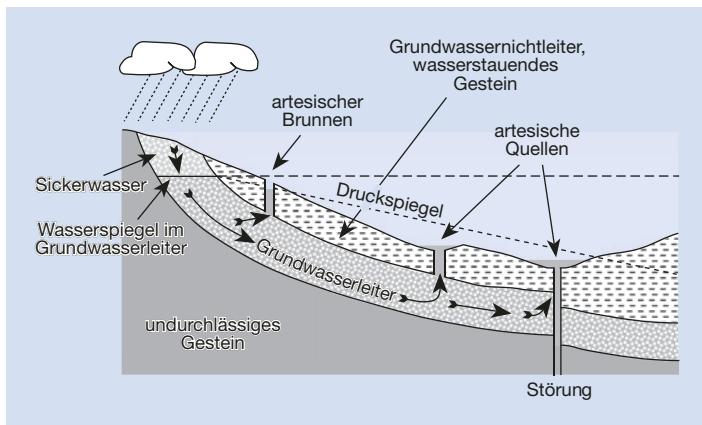


4.1 • Das Grundwasser

■ Abb. 4.6 Über räumlich begrenzten Grundwassernichtleitern können sich schwebende Grundwasserleiter bilden, die sowohl Quellen als auch den tieferliegenden Hauptgrundwasserleiter speisen (Bildrechte: nach Höltig 1996)



■ Abb. 4.7 Gespanntes Grundwasser tritt als artesisches Wasser in Brunnen und Spalten zutage, wenn bei geneigten Schichten und gleichsinnig geneigtem Hang der Grundwasserspiegel unter einem Grundwassernichtleiter im Einsickerungsgebiet höher liegt als im Austrittsgebiet (Bildrechte: verändert nach Skinner & Porter 1989)

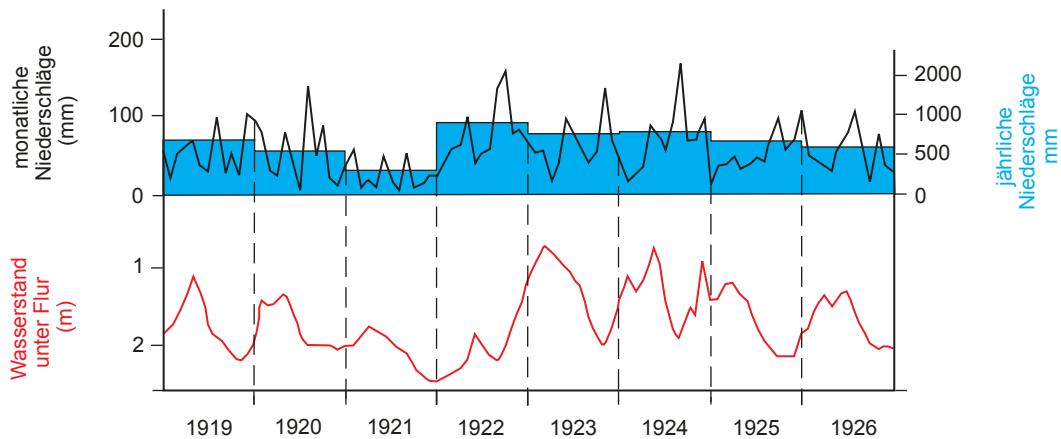


Hochstand im Frühjahr und dem Tiefstand im Spätherbst beträgt normalerweise etwa 1 m (■ Abb. 4.8). Diese Schwankung kommt u. a. dadurch zu Stande, dass sich die Speisung des Grundwassers im Wesentlichen auf die kühleren und verdunstungsarmen Jahreszeiten beschränkt, während der Vorrat vor allem im Sommer durch die oberflächliche Verdunstung und den Bedarf der Pflanzen sinkt.

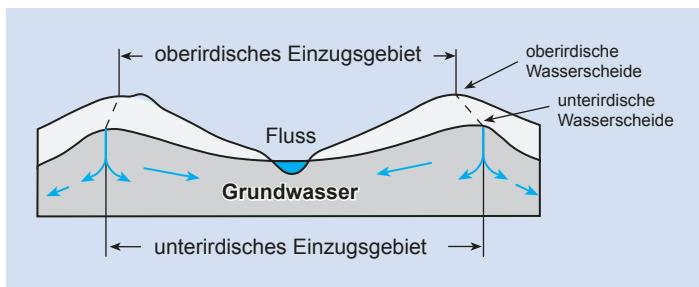
Auch befindet sich das Grundwasser in der Regel in Bewegung, **Perkolation** genannt. Es fließt als **Grundwasserstrom** in die Niederungen. Der Grundwasserspiegel bildet keine waagerechte Fläche, sondern folgt mit schwächerer Amplitude der Geländemorphologie (■ Abb. 4.9). Morphologische Erhebungen wirken als lokale **oberirdische Wasserscheiden** und begrenzen das **oberirdische Einzugsgebiet**.

Da die Geländeoberfläche und der Grundwasserspiegel ein unterschiedliches Gefälle haben, stimmt die Position der oberirdischen selten mit derjenigen der **unterirdischen Wasserscheiden** überein. Eine entsprechend andere Größe hat demnach auch das **unterirdische Einzugsgebiet**.

Die Fließgeschwindigkeit des Grundwassers wird durch die Reibungsverluste im Porenraum des Gesteins verlangsamt. Daher sind im Untergrund größere Druckunterschiede als an der Oberfläche notwendig, um die Grundwasserbewegung aufrechtzuerhalten. Aus diesem Grunde kann der Grundwasserspiegel mit Gefällen von einigen m pro km deutlich stärker geneigt sein als der Spiegel offener Wasserflächen. Der **hydraulische Gradient** dp/dx ist als **Druckgradient** ein Maß für die Neigung



■ Abb. 4.8 Grundwasser- und Niederschlagschwankungen in der Rheinebene bei Darmstadt. Der Grundwasserstand (untere Kurve) ist mehr von der jährlichen als von der monatlichen Menge der Niederschläge (obere Kurve) abhängig (Bildrechte: nach Steuer 1926)



■ Abb. 4.9 Oberirdische und unterirdische Wasserscheiden begrenzen die oberirdischen und unterirdischen Einzugsgebiete des Grundwassers (Bildrechte: nach Hölting 1996)

des Grundwasserspiegels (■ Abb. 4.9). Die Rate des Grundwasserflusses durch ein poröses Medium ist gegeben durch die **Darcy-Gleichung** (Gl. 4.1):

$$Q = -A \frac{dp}{dx} \frac{k_f}{\mu} \quad \text{Gl. 4.1}$$

wobei Q die Strömungsrate in $\text{cm}^3 \text{s}^{-1}$, A die Querschnittsfläche, dp/dx der hydraulische Gradient, k_f der **Durchlässigkeitsbeiwert** (Materialkonstante), und μ die **Viskosität des Fluids**, hier das Wasser, ist. Da Fluide immer vom hohen Druck zum niedrigen fließen, ist dp/dx negativ und Q daher positiv.

Da die Fließgeschwindigkeit des Grundwassers u. a. vom Reibungswiderstand des Porenraumes abhängig ist, erreicht es in groben Schottern

Geschwindigkeiten von ca. 10 m pro Tag. In Sanden sinkt die Geschwindigkeit auf etwa 1 m pro Tag, im Sandstein auf einige cm pro Tag. In Gesteinen, die wegen einer starken Klüftung eine hohe Permeabilität haben, sind Geschwindigkeiten von mehr als 100 m h^{-1} möglich. Mit der Tiefe verringert sich die Geschwindigkeit, da Porosität und Permeabilität der Gesteine abnehmen (mehr dazu in ▶ Kap. 8).

Grund- und Oberflächenwasser stehen in enger Verbindung. Der Spiegel offener Wasserflächen ist im Allgemeinen die Fortsetzung des Grundwasserspiegels. Die Flüsse sind, sofern sie schottergefüllte Täler benutzen, von einem Grundwasserstrom ähnlichen Volumens begleitet, der langsamer, aber mit weit größerem Querschnitt abwärts fließt.

4.1.3 Grundwasserbeschaffenheit

Niederschläge bewegen sich als **Sickerwasser** durch die Verwitterungszone ins Grundwasser. Grund- und Quellwasser enthalten daher eine chemische Lösungsfracht, die von der Zusammensetzung der Böden und der Grundwasserleiter sowie dem Klima mitbestimmt wird. Einer Anreicherung bestimmter Stoffe im Grundwasser entspricht daher häufig eine gleichwertige Abreicherung in Boden und frischem Gestein (► Tab. 4.2).

Auf dem Wege der Versickerung kann das Wasser auch anthropogen eingebrachte Stoffe von der Geländeoberfläche und aus den Böden aufnehmen und schließlich ins Grundwasser verfrachten. Manche dieser Stoffe, darunter Schwermetalle und polzyklische aromatische Kohlenwasserstoffe, können bereits in geringen Konzentrationen toxisch wirken. Auch sind sie durch biologische, chemische und physikalische Prozesse nicht veränder- oder abbaubar und gelten daher als **persistent** (mehr dazu in ► Kap. 16).

Insbesondere bei einem Durchfluss des Grundwassers durch Kalke und Gipse reichert es sich mit Hydrogenkarbonat und Sulfat an. Ihre Konzentration bestimmt die **Härte** des Wassers (► Abb. 4.10).

Am Austritt einer Quelle kann das aufgenommene $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ als zellig-poröser **Kalksinter** gefällt werden (vgl. ► Abb. 12.36). Eisen wird bei Sauerstoffabwesenheit ebenfalls als Hydrogenkarbonat gelöst. Durch Oxidation unter Mitwirkung von Bakterien setzt es sich als Goethit wieder ab.

Die Temperatur des Grundwassers schwankt leicht mit den Jahreszeiten. In Gebieten mit einem erhöhten Wärmefluss (► Kap. 9 und 12), wie er z. B. in der Nachbarschaft von aktiven Vulkanen gegeben ist, steigt die Temperatur des Grundwassers beim Durchströmen der erwärmten Gesteine an. Gleichzeitig nimmt seine Lösungsfähigkeit für viele Stoffe in Abhängigkeit vom pH-Wert zu. **Thermalquellen** haben eine Austrittstemperatur von mehr als 20 °C, **Mineralquellen** enthalten mehr als 1 g pro Liter an gelöster chemischer Fracht.

4.2 Das Oberflächenwasser

Niederschläge, die weder verdunsten noch versickern, fließen oberflächlich ab und speisen gemeinsam mit den Quellen die Flüsse und Seen. Mit dem Niederschlag entfaltet das Wasser somit seine Wirkung in Denudation und Erosion

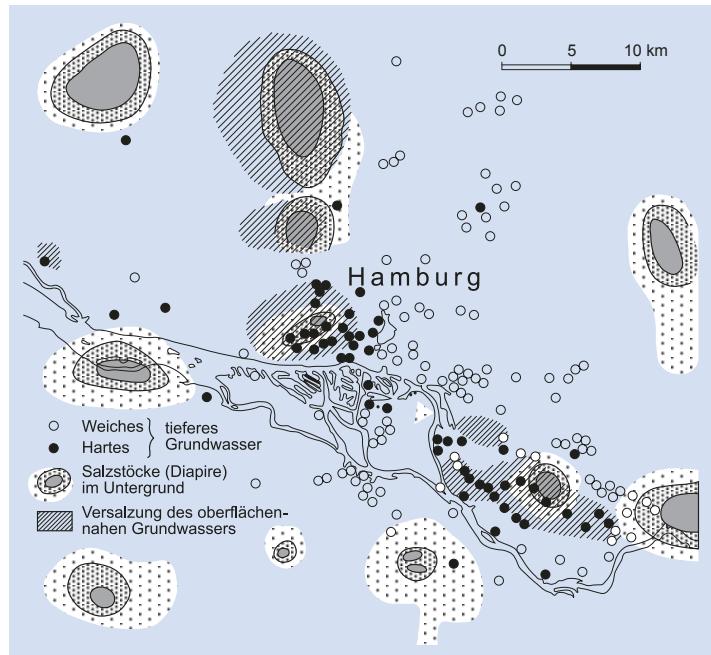
► Tab. 4.2 Beziehungen der chemischen Ab- bzw. Anreicherung zwischen Ursprungsgestein, Verwitterungsboden und Quellwasser über einem Granodiorit des Odenwaldes (nach Zeil 1990)

	Frischer Granodiorit (Gew.-%)	Boden auf Granodiorit (Gew.-%)	Aus 1 kg Granodiorit herausgelöst (-) bzw. zugeführt (+) ¹ (g)	Gelöste Bestandteile im Quellwasser (mg l ⁻¹)
SiO_2	63,6	63,2	-78	19,8
Al_2O_3	14,7	16,6	0	
Fe_2O_3	1,8	4,4		0,7
FeO	3,1	0,4	-10	
CaO	3,8	0,9	-30	49,1
MgO	2,8	1,5	-15	13,9
K_2O	4,1	7,7	+27	1,4
Na_2O	4,3	1,7	-28	6,1
H_2O	0,9	3,2	+19	-
CO_2	-	0,3	+3	-

¹ unter der Annahme, dass die Menge des Al_2O_3 konstant geblieben ist.

■ Abb. 4.10 Grundwasserchemismus und geologischer Bau der Region um Hamburg. Die Härte des tiefen Grundwassers infolge von gelöstem CaSO_4 und die Versalzung des oberflächennahen Grundwassers ist an den Umkreis von Salzstöcken (► Abschn. 11.1) gebunden (Bildrechte: verändert nach Meng 1954)

4



■ Abb. 4.11 Oberflächengestaltung der Atacama-Wüste durch die erosive Kraft des Abflusses episodischer Niederschläge. Abflusssysteme beginnen als kleine erosive Rinnen, die sich zu größeren vereinigen. Das entstehende dichte Netz der Rinnen zergliedert die Landoberfläche in eine Vielzahl von Tälern und Hügeln sehr unterschiedlicher Größe



(► Abschn. 5.1). Zunächst wäscht das Wasser kleine Strömungsrillen aus, die sich schrittweise zu Rinnensalen, Bächen und schließlich zu Flüssen vereinigen. Mit dem Gefälle steigt seine Erosions- und Transportkraft. Mitgeführte gelöste und feste Stoffe gelangen, möglicherweise nach einer Zwischenlagerung in einem See, schließlich ins Meer. Satellitenaufnahmen und Luftbilder der Erde, besonders solche von den Trockenregionen, verdeutlichen, in

welch hohem Masse die Landoberflächen durch die Wasserabflusssysteme gegliedert und gestaltet sind (■ Abb. 4.11, und 5.15). Jeder Kontinent, außer der Antarktis, hat ein oder mehrere große Flusssysteme, deren Zuflüsse das morphologische Landschaftsbild wesentlich prägen (■ Abb. 5.2). Diese Flusssysteme geben ein beredtes Zeugnis von der kontinuierlichen Umgestaltung der Kontinente durch oberflächlich fließendes Wasser.

Kasten 4.2 Grundwassernutzung

Wasser ist für den Menschen der wichtigste Rohstoff. Seit die Oberflächengewässer zunehmend kontaminiert sind, muss er seinen Bedarf bevorzugt aus dem Grundwasser decken. Insbesondere in dicht bevölkerten Regionen ist aber inzwischen auch das Grundwasser von anthropogener Verunreinigung betroffen. Natürliche Verunreinigungen, z. B. für uns gesundheitsschädliche Keime, aber auch mancher anthropogener Kontaminant, können auf natürlichem Wege aus dem Wasser herausgefiltert werden, indem das Wasser durch einige Meter Sand versickert. Bei der Erschließung von Wasservorräten sind also zunächst die Grundwasserqualität und seine Härte zu bestimmen. Vor einer Nutzung ist sicherzustellen, dass eine natürliche Wiederauffüllung des Vorrats erfolgt, die ggf. durch eine nachträgliche Versickerung wieder aufbereiteten Brauchwassers ergänzt werden kann. Insgesamt wird die Speisung von Grundwasservorräten von ihrem klimatischen und geologischen Rahmen kontrolliert. Eine der Aufgaben der Hydrogeologie ist es, die Größe und Form des Einzugsgebiets und die Strömungen des Grundwassers sowie die **Haushaltsgrößen** in Form von Niederschlagsmengen, Raten von Versickerung und Verdunstung oder des Zuflusses aus Flüssen in das betrachtete Gebiet zu bestimmen. Auf der Grundlage der gewonnenen Daten kann schließlich die zulässige Entnahmemenge festgelegt werden.

Das Gebiet Deutschlands verfügt über eine jährliche Dargebotsmenge von 176 Mrd. m³ (Tab. 4.3). Der jährliche Wasserbedarf beläuft sich in Deutschland auf ca. 25 Mrd. m³. Im Jahr 1991 lag die öffentliche Wasserentnahme noch bei etwa 46 Mrd. m³. Das entspricht einem Rückgang um 46 %. Der tägliche Verbrauch pro Einwohner lag 1991 bei 144 l, im Jahr 2013 lag er bei nur noch 121 l. Insgesamt ist der Verbrauch für die öffentliche Wasserversorgung deutlich niedriger als derjenige von Energieversorgern und Industrie (Tab. 4.4).

Der größte Teil der öffentlichen Wasserversorgung wird auch heute noch durch Quell- und Grundwasser gedeckt (Tab. 4.5). Beispielsweise enthalten die Sand- und Schotterfüllungen der pleistozänen Urstromtäler im Untergrund von Leipzig, Hamburg und Berlin große Vorräte. Die Daten zeigen aber auch, dass der größte Teil des Wasserbedarfs von Industrie und Energiewirtschaft über die selbstversorgende Förderung befriedigt wird. Die Gewinnung durch Uferfiltrat sowie die künstliche Grundwasseranreicherung nehmen zu. Bei der Gewinnung durch **Uferfiltrat** wird der Grundwasserspiegel im Uferbereich von Flüssen und Seen abgesenkt und so ein hydraulisches Gefälle erzeugt, das zum Einsickern von oberirdischem Wasser in das Grundwasser führt. Bei der **künstlichen Grundwasseranreicherung** wird das Wasser aus oberirdischen Gewässern gefördert, einer Aufbereitung unterworfen und dann in Teichen, Gräben oder Leitungen zur Versickerung gebracht. Dieses Wasser muss dann vor der Nutzung erneut aufbereitet werden. Unterirdische Kavernen können dabei als Wasservorrätsräume dienen.

Tab. 4.4 Wasserbedarf in Deutschland 2013
(Quelle: Umweltbundesamt 2017)

Entnehmer	Bedarf (10 ⁹ m ³ a ⁻¹)
Kühlwasser für Wärmekraftwerke	13,6
Industrie und Bergbau	6,10
öffentliche Wasserversorgung	5,05
Landwirtschaft	0,29
Deutschland gesamt	25,04

Tab. 4.5 Jährliche Gewinnung der öffentlichen Wasserversorgung in Deutschland 2013 (Quelle: Umweltbundesamt 2017)

Reservoir	Wassergewinnung (10 ⁹ m ³ a ⁻¹)
Grund- und Quellwasser	3,50
Oberflächenwasser*	1,1
Uferfiltrat	0,43
Gesamtmenge	5,5

* Fluss-, Seen- und Talsperrenwasser sowie angereichertes Grundwasser

Tab. 4.3 Generelle Wasserbilanz für Deutschland (2013) (Quelle: Umweltbundesamt 2017)

Haushaltsgröße	Zufuhrrate (10 ⁹ m ³ a ⁻¹)
Niederschlag	276
Verdunstung	-180
Zufluss in Flüssen	80
Wasserdargebot insgesamt	176
Abfluss aus dem Bundesgebiet	-118
Nettobilanz	58

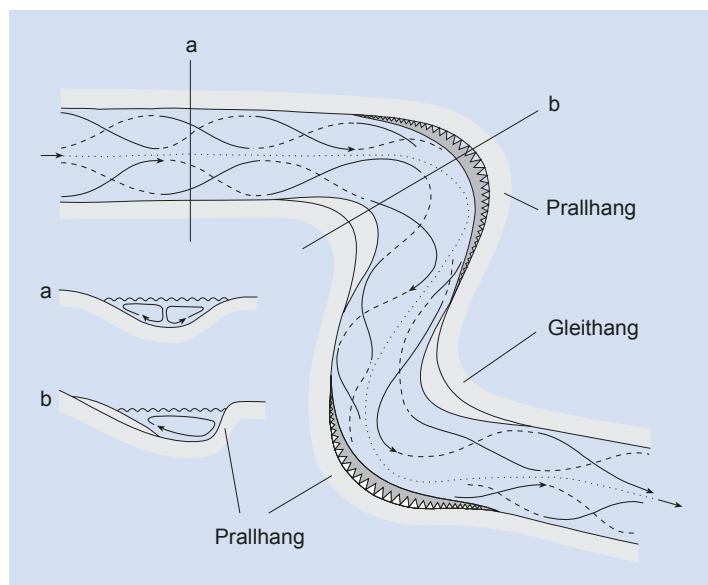
Aus den Daten in □ Tab. 4.1 lässt sich errechnen, dass nur knapp 15 % des Oberflächenwassers, das dem gemeinsamen Reservoir der Flüsse und Seen angehört, tatsächlich in den Flüssen fließt; der größere Teil, 85 %, ist in den Seen zumindest zwischengespeichert. Seen sind zu unterscheiden in **Süßwasserseen**, die über einen in der Regel kontinuierlichen Zu- und Abfluss verfügen, und meist abflusslose **Salzwasserseen** (► Abschn. 5.2). Trotz dieses Ungleichgewichtes in der Verteilung zugunsten der Seen wird der bedeutendere Teil der geologischen Arbeit durch das fließende Wasser geleistet.

Wasser ist wie auch die Luft ein Newtonsches Fluid (► Kasten 5.1). Die gemeinsame Eigenschaft dieser Fluide ist, dass sie ihre Form unter der Einwirkung kleinsten äußerer Kräfte solange ändern, d. h. dass Wasser solange fließt, wie diese Kräfte wirken. Wasser strömt einen Hang aufgrund der Schwerkraft hinab, dabei wandelt sich potenzielle Energie in kinetische Energie um. Fluide können laminar oder turbulent fließen. Welche dieser beiden Fließformen auftritt, hängt ab von der Geschwindigkeit, vom Querschnitt eines Flusses, sowie von der **Viskosität** des Fluids. Da Wasser eine sehr niedrige Viskosität hat, fließt es in Bächen und Flüssen in der Regel turbulent (□ Abb. 4.12, ► Kasten 5.1).

4.3 Eis

Ein bedeutender Teil der Niederschläge auf der Erde fällt als Schnee, im glazialen Klimareich können diese Niederschläge auch über geologisch lange Zeiträume als Eis gebunden werden. Etwa 10 % der Erdoberfläche sind heute von Eis bedeckt. Dieses enthält ca. 75 % allen Süßwassers der Erde (□ Tab. 4.1). Schnee fällt gleichermaßen auf Festland und Meere. Nur im Hochgebirge oder in den Polargebieten, in denen der Schneefall gegenüber dem Abtauen im Jahresgang überwiegt, akkumuliert er zu größeren Mengen. Oberhalb der **Schneegrenze** taut der Schnee auch im Sommer nicht vollständig ab. Die Höhenlage der Schneegrenze hängt von der Temperatur und von der Niederschlagsmenge ab und unterliegt jährlichen Schwankungen. Als **orografische Schneegrenze** markiert sie die höchste Position im Sommer, als **klimatische Schneegrenze** die durchschnittliche Lage über längere Zeiträume. Ihre höchsten Höhen erreicht die Schneegrenze daher nicht am Äquator, wo sie bei ca. 5000 m liegt, sondern etwa bei 30° Breite im Bereich der niederschlagsarmen Klimagürtel unterhalb der gemeinsamen Abwärtsströmung zwischen Hadley- und Ferrel-Zellen (□ Abb. 2.2). In den inneren Regionen der Kontinente liegt sie in etwa 6500 m Höhe. In den

□ Abb. 4.12 Die Wasserbewegung kann man sich durch Fließlinien veranschaulichen. In Flüssen und Bächen ist das Fließen dadurch gekennzeichnet, dass die Fließlinien nicht wie bei laminarem Fließen schlicht nebeneinanderliegen, sondern wirbelig miteinander verflochten sind. Das wesentliche Merkmal dieses turbulenten Fließens besteht darin, dass die Wasserteilchen sich auch senkrecht zur Hauptströmung bewegen. Eine Strömung ist daher nicht nur in ihrer Fließrichtung, sondern auch quer dazu geologisch wirksam



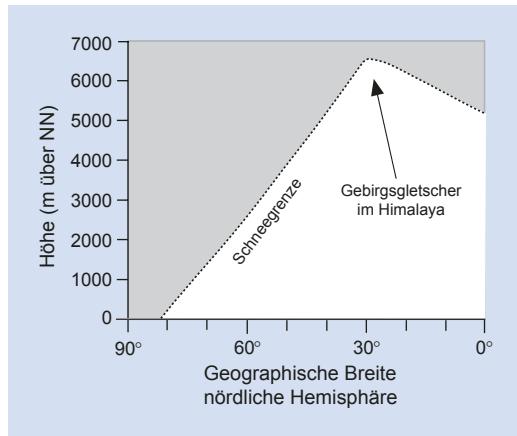


Abb. 4.13 Höhenlage der Schneegrenze in der nördlichen Hemisphäre

höheren Breiten sinkt die Höhenlage der Schneegrenze. In den Alpen liegt sie zwischen 2600 und 3100 m, in Skandinavien in etwa 1000 m Höhe. In Polnähe befindet sie sich am Meeresspiegel (Abb. 4.13). Diese Werte richten sich nach den heutigen Klimaverhältnissen. Insbesondere die Senkung der durchschnittlichen Sommertemperaturen, aber auch eine Zunahme der jährlichen Schneefallmengen würde eine Verlagerung der Schneegrenze in niedrigere topografische Höhen und geografische Breiten herbeiführen. Während der letzten Vereisung war die Ausbreitung der polaren Gletscher entsprechend auf eine Bedeckung von 32 % der Erdoberfläche angestiegen (Abb. 2.6).

Frisch gefallener Schnee ist eine lockere Ablagerung und entspricht einem Lockergestein. Nach der Ablagerung verändert sich der Schnee mit der Zeit, er erfährt eine diagenetische Veränderung (vgl. ▶ Abschn. 8.1). Unter dem Auflastdruck später abgelagerten Schnees wird die ursprünglich lockere Lagerung der Schneekristalle im Zuge der Verfirnung durch innere Sublimation, Aufschmelzen, Einsickern und Wiedergefrieren von Wasser zunehmend verdichtet, während der Luftgehalt sinkt und die Schneekristalle größer werden (Tab. 4.6). So geht der Neuschnee über den Firn langsam in Gletschereis über, das nun einem Festgestein entspricht. Die Firnlinie markiert die Grenze zwischen mindestens einjährigem Firn und dem unterlagernden Eiskörper. Trotz der Verfirnung bleibt die ursprüngliche

Tab. 4.6 Änderungen von Dichte, Luftgehalt und Korngröße im Verlauf der Verfirnung (aus Zeil 1990)

	Dichte g cm ⁻³	Luftgehalt Vol.-%	Korngröße der Kristalle
Frischer Schnee	0,05–0,1	90	0,1 mm
Firn	0,5–0,6	40	1 mm
Weißes Gletschereis	0,8	10	Mehrere cm
Blaues Gletschereis	0,9	2	Mehrere cm

jahreszeitliche Schichtung auch im Gletschereis erhalten.

Gletscher haben ein **Nährgebiet** oberhalb der Schneegrenze, in dem die **Akkumulation** von Schnee überwiegt, sowie ein **Zehrgebiet** unterhalb der Schneegrenze, in dem die **Ablation** durch Schmelzen und Verdunsten stattfindet (Abb. 4.14). Im Winter wachsen Gletscher, da sie von neuem Schnee bedeckt werden. Im Sommer schrumpfen sie, denn zumindest ein Teil des Eises im Zehrgebiet sowie ein Teil des neuen Schnees schmilzt. Wachstum oder Schrumpfung eines Gletschers über längere Zeiträume ergeben sich aus dem Verhältnis von Akkumulation und Ablation. Die Rate der Akkumulation ergibt sich aus der Menge von Wasser, um die ein Gletscher in Form von Eis in einem bestimmten Zeitraum zunimmt, diejenige der Ablation beschreibt den Verlust an Eis. Gletscher gemäßigter Klima schrumpfen hauptsächlich durch Schmelzen, polare Gletscher durch Abbrechen von Eisbergen. Orographische und klimatische Faktoren schaffen in diesem Rahmen eine Reihe von Gletscherformen.

4.3.1 Gletschertypen

Die **Gebirgsgletscher** passen sich dem vorgegebenen Relief höherer Gebirgsregionen an und gleiten von dort in einem Tal als **Talgletscher** abwärts. Mehrere ineinander mündende Talgletscher bilden im Gebirge ein **Eisstromnetz** (Abb. 4.15), vor dem Gebirge einen **Vorlandgletscher**.

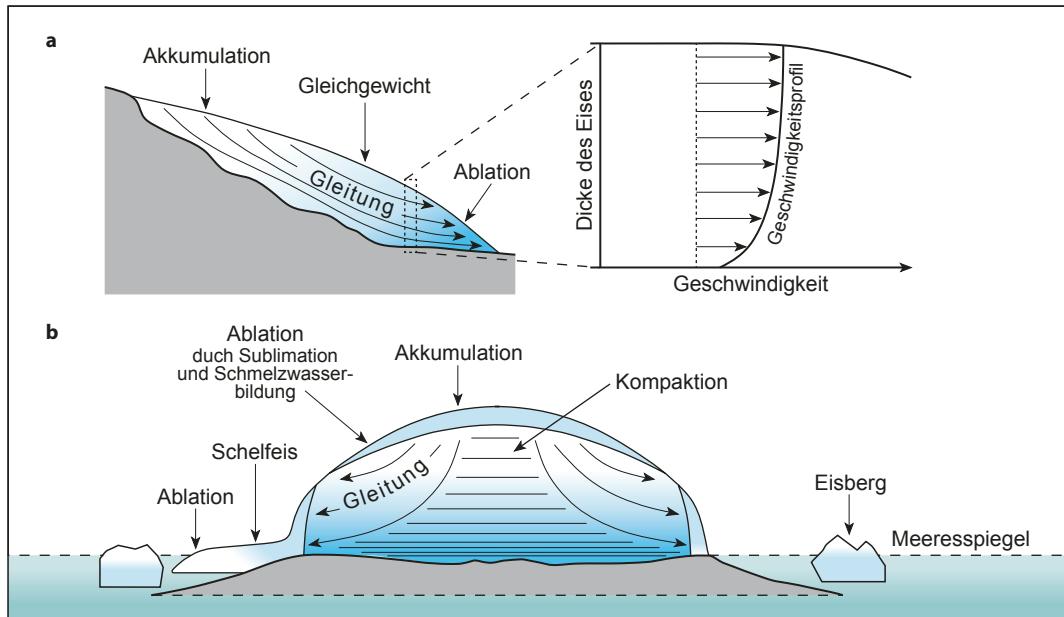


Abb. 4.14 (a) Längsschnitt durch einen Talgletscher. Im Nährgebiet akkumuliert Schnee und wird im Zuge der Kompaktion zu Eis transformiert. Das Eis gleitet über die Gleichgewichtszone, in der sich Akkumulation und Ablation die Waage halten, abwärts. Unterhalb der Gleichgewichtszone streichen die Fließlinien an der Oberfläche des Gletschers aus, es findet Ablation statt. Die Geschwindigkeit der laminaren Eisgleitung ist an der Basis eines Gletschers gering und nimmt mit der Dicke des Eises nach oben langsam zu. (b) Stark überhöhter Querschnitt durch eine Inlandeiskappe. Im zentralen Bereich der Eiskappe wird Eis entsprechend seiner jahreszeitlichen Schichtung in horizontaler Lagerung erhalten. Die Mächtigkeit der Schichten nimmt nach unten durch die kompaktierende Wirkung der steigenden Auflast ab und kann sich um mehr als das 100fache verringern. Seitlich gleitet das Eis ab. Am Übergang zum Meer kalben Gletscher und es entstehen Eisberge

Die polaren **Eiskappen** überdecken demgegenüber als schild- oder domförmige Körper die Polregionen der Erde. In Grönland oder der Antarktis bedecken sie ganze Festländer als **Inlandeis**. Das grönländische Inlandeis erreicht eine Dicke von mehr als 3 km. Es ruht in einer flachen Felsschüssel (Abb. 4.16), deren Boden von der Eislast herabgedrückt bis unter den Meeresspiegel reicht (Glaziosostasie, siehe Abb. 9.14). Vom Rand des Inlandeises gehen zungenförmige **Ausflussgletscher** aus, deren Eismassen mit Geschwindigkeiten von mehreren Metern pro Tag gleiten. Die arktische Eiskappe erstreckt sich über weite Teile der nordpolaren Meere sowie die nördlichen Ausläufer Nordamerikas. Das Inlandeis der Antarktis erreicht eine Dicke von mehr als 4.000 m. In der Westantarktis schiebt es sich als Ausflussgletscher auf das Meer hinaus und bedeckt die großen Buchten des Rossmeeres und der

Wedellsee weitgehend mit einer ebenen Eisdecke, dem **Schelfeis**. Demgegenüber wird die nicht festlandsgebundene Eiskappe des Nordpols als **Meereis** bezeichnet. Von den Rändern des Schelfeises, des Meereises und der polaren Eiskappen können größere Eismassen abbrechen und von den Meeresströmungen und Winden als **Eisberge** weit verdriftet werden.

Über 80 % des rezenten Eisvolumens auf der Erde ist im antarktischen Inlandeis enthalten, das knapp 90 % der von Eis verhüllten Fläche bedeckt (Tab. 4.7). Demgegenüber fällt das grönländische Inlandeis kaum ins Gewicht. Während der spätpleistozänen Vereisungsperiode waren die von Eis bedeckte Fläche sowie das Eisvolumen mehr als doppelt so groß wie heute (Abb. 2.6). Würde das gesamte rezenten Eis abschmelzen, so nähme die Wassersäule um 77 m Höhe zu. Unter

■ Abb. 4.15 (a) Das Kerbtal des Franz-Josef-Gletschers auf der Südinsel Neuseelands. (b) Gletscherströme in Alaska (Bildrechte: Foto – J.H. Schröder)



Berücksichtigung des isostatischen Ausgleichs der Lithosphärenplatten unter dieser zusätzlichen Last (► Abschn. 9.2) übersetzt sich dies in einen tatsächlichen Anstieg des Meeresspiegels um 54 m (siehe ► Abschn. 15.1).

4.3.2 Gletscherbewegung

Gletscher bewegen sich aufgrund der Wirkung der Schwerkraft (■ Abb. 4.17). Eisakkumulationen von mehr als 60 m Dicke zerfließen bereits unter ihrem eigenen Gewicht. Von Bedeutung ist jedoch auch die Temperaturverteilung im Gletscher in Funktion seiner geografischen Position. Polare Gletscher sind bis zu ihrer Basis durchgefroren und bewegen sich über einen von Dauerfrost geprägten Untergrund, der einen erheblichen Reibungswiderstand

darstellt. Die Temperatur von Gebirgsgletschern gemäßigter Klima hingegen ist an der Gletscherbasis aufgrund der Eisauflast nahe dem Schmelzpunkt (■ Abb. 4.3), das unterlagernde Gestein befindet sich nicht im Dauerfrost. Daher kann sich hier unter dem Auflastdruck der Eismasse ein Schmelzwasserfilm bilden, der das Gleiten durch Minderung des Reibungswiderstandes erleichtert bzw. beschleunigt. Drei Arten der Bewegung werden daher unterschieden.

Bei der einfachen Kriechgleitung über gefrorenen Untergrund wird jeder Eiskristall entlang von Gleitflächen deformiert, welche zur basalen Ebene der Kristallgitter parallel verlaufen. Diese Gleitung in jedem einzelnen Kristall summiert sich auf in die gesamte Kriechgleitung eines Gletschers, die langsamem **laminarem Fließen** entspricht (■ Abb. 4.14a). Der Gletscher passt sich seinem

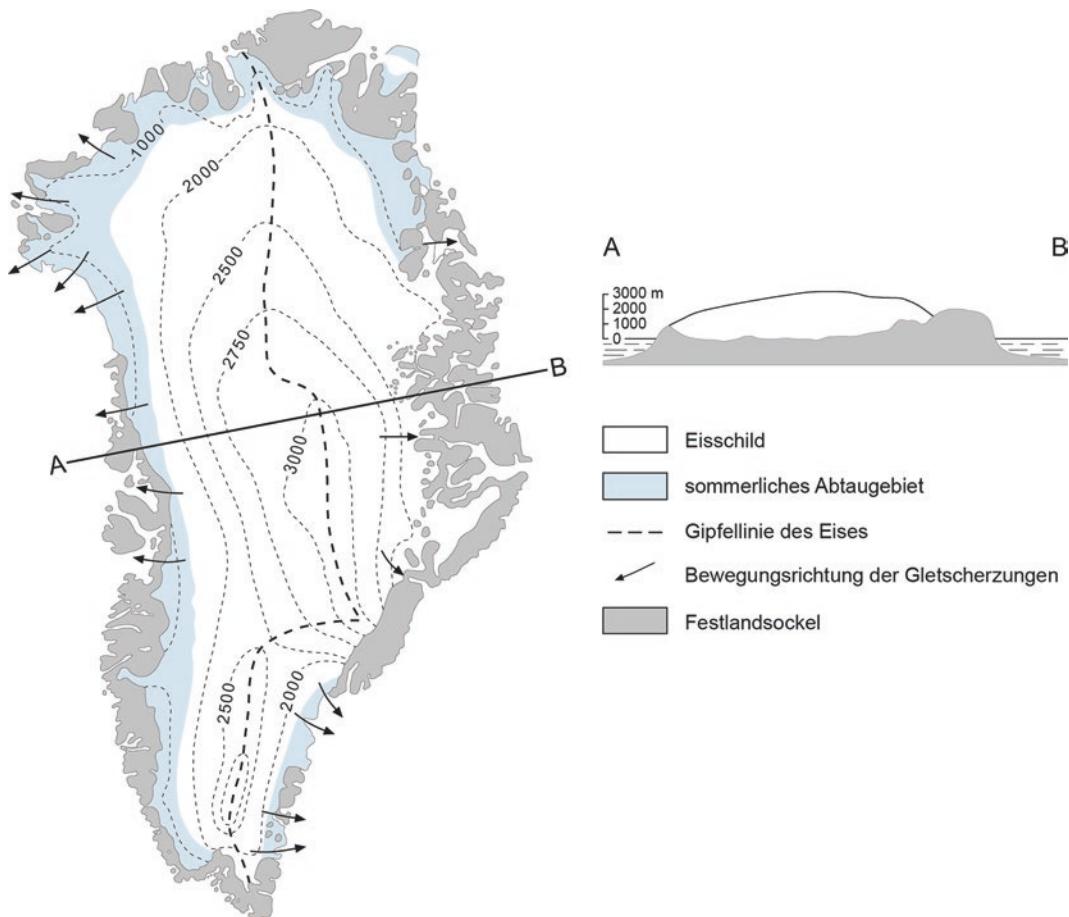
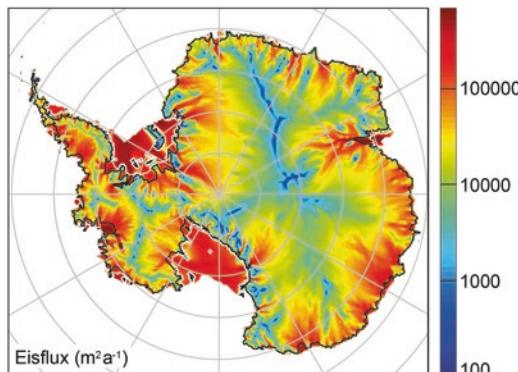


Abb. 4.16 Karte des grönlandischen Inlandeises mit Linien gleicher Mächtigkeit (Isopachen). Das Profil durch seinen südlichen Teil ist stark überhöht

Tab. 4.7 Eis: Schätzwerte zu Ausdehnung, Mächtigkeit und Volumen heute und im späten Pleistozän (nach Emiliani 1992)

Gletscher	Oberfläche (10^6 km^2)	mittlere Mächtigkeit (km)	Volumen (10^6 km^3)
Antarktis	13,3	1,8	24,0
Grönland	1,7	1,6	2,7
Alle anderen	–	–	1,3
Alle rezenten Eiskörper	15,0	1,8	27,0
Pleistozäne Vereisung	40,8	1,9	77,5



■ Abb. 4.17 Karte des Eisfluxes des antarktischen Inlandeises. Das antarktische Inlandeis erreicht im Zentrum der Ostantarktis Mächtigkeiten von über 4000 m. Aus den zentralen Akkumulationsregionen bewegt sich das Eis langsam nach außen und wird auf diesem Wege beschleunigt. In randnahen Regionen, bei Eismächtigkeiten von etwa 1000 m, erreicht das Eis Geschwindigkeiten von 500 m a^{-1} . Tritt es als Schelfeis aufs Meer hinaus, können Geschwindigkeiten von mehr als 1.500 m a^{-1} erreicht werden. Die weiße Linie markiert die „grounding line“, entlang derer das vom Festland gegen das Meer abströmende Eis vom Untergrund abhebt, aufschwimmt und zum Schelfeis wird. Eisströme sind schwarz gehalten (Bildrechte: verändert nach Martin et al. (2010))

Bett an, die Strömungsgeschwindigkeit nimmt von der Sohle zur Oberfläche sowie vom Rand zur Mitte zu. Befindet sich die Temperatur des Unterlagers über dem Gefrierpunkt, wird die Kriechgleitung ergänzt durch eine Gleitung des gesamten Gletschers entlang der Gletscherbasis, welche zusätzlich durch den bereits erwähnten Schmelzwasserfilm erleichtert werden kann. Im dritten Fall findet zusätzlich zu dieser kombinierten Bewegung noch eine Deformation subglazialer Sedimente statt, die ihrerseits zu Gleitung und Geschwindigkeit beiträgt. Polare Eismassen bewegen sich vorwiegend durch Kriechgleitung, während die anderen beiden Modi für Gebirgsgletscher gemäßigter Breiten typisch sind.

Allerdings ist es schwierig, das relativ rasche Vorrücken kaltzeitlicher Eiskappen, das nicht in dem Maße schwerkraftgetrieben war, wie es heute noch bei Gebirgsgletschern der Fall ist, allein mit diesen Mechanismen zu erklären. Jüngere Forschungen

zeigen, dass die Stirnen der insgesamt vorrückenden Eiskappen wiederholt von Rückzugsereignissen betroffen waren. Erneute Vorstöße erfolgten dann häufig auf Scherflächen über stagnierende Eiskörper des vorherigen Vorstoßes hinweg und erreichten recht hohe Vorstoßraten, da die Reibung an der Basis sehr gering war.

Das eben genannte plastische Fließen kann sich auf die unteren Lagen des Gletschers beschränken, über welche die spröde Oberschicht dann als starre Masse hinweggleitet. Diese Schollengleitung dürfte erklären, dass die durchschnittlich $10\text{--}30 \text{ cm pro Tag}$ messende Fließgeschwindigkeit des grönlandischen Inlandeises in den schmalen Auslässen der westgrönlandischen Fjorde stark anwachsen kann. Kurzzeitiges Anwachsen der Geschwindigkeit eines Gletschers wird als **Eissurge** bezeichnet. In der schnellsten bekannten Eismasse wurde in Grönland eine Geschwindigkeit von bis zu 7 km pro Jahr gemessen, dies entspricht etwa 80 cm h^{-1} ! Die Geschwindigkeit eines Gebirgsgletschers liegt im Allgemeinen bei einigen cm pro Tag und kann in einem Eissurge auf mehr als 1 m pro Tag ansteigen. Bis zu 60 % der Bewegung eines Gebirgsgletschers kann entlang von Gleitbahnen stattfinden.

Überfahrt der Gletscher kleinere oder größere Unebenheiten des Geländes, bildet das Eis sogenannte Eishöcker oder Eiskuppeln aus. Im relativ starren Gletschereis treten bei der Bewegung und insbesondere an Geländestufen **Querspalten** senkrecht zur Bewegungsrichtung auf. Eine seitliche Ausbreitung des Gletschers entspricht einer Dehnung und führt zur Bildung von **Längsspalten**. Die Verlangsamung der Gletscherbewegung entlang des Kontaktes zum umgebenden Gestein wird durch mit 45° stromaufwärts orientierten Randspalten kompensiert. Parallel zur Basis entstehen **Scherrisse**, auf denen sich der höhere Teil des Gletschers über den tieferen vorschiebt. Folgen die Scherrisse dabei der Firnschichtung, werden die Schichten zum **Blaublattgefüge** ausgewalzt. Dieser lagige Wechsel von weißem luftreichem und blauem luftarmem Gletschereis ist vor allem in Bruchflächen entlang der abschmelzenden Gletscherfront gut erkennbar (■ Abb. 4.18).



Abb. 4.18 Schichtung im Franz-Josef-Gletscher auf der Südinsel Neuseelands

Literatur

- Emiliani C (1992) *Planet Earth. Cosmology, geology, and the evolution of life and environment*. Cambridge University Press, Cambridge, 717 S
- Hamblin WK (1989) *The Earth's dynamic systems*. 5. Aufl. Macmillan, New York, 576 S
- Hölting B (1996) *Hydrogeologie: Einführung in die allgemeine und angewandte Hydrogeologie*. – 5., überarbeitete Auflage. Enke Verlag, Stuttgart, 441 S
- Martin MA, Winkelmann R, Haseloff M, Albrecht T, Bueler E, Khroulev C, Levermann A (2010) The Potsdam Parallel Ice Sheet Model (PISM-PIK), Part II: Dynamical Equilibrium Simulation of the Antarctic Ice Sheet. *The Cryosphere Discussions* 4:1307–1341
- Matthee G, Ubell K (1983) *Allgemeine Hydrogeologie. Grundwasserhaushalt*. – Lehrbuch der Hydrogeologie, Bd. 1. Gebrüder Borntraeger, Berlin, 438 S
- Meng A (1954) Geologisches aus der Wasserversorgung Hamburgs. *Mitteilungen aus dem Geologischen Staatsinstitut in Hamburg* 23:156–164
- Skinner B, Porter SC (1989) *The dynamic Earth. An introduction to physical geology*. John Wiley & Sons, New York, 541 S
- Steuer A (1926) Wasserstandsbeobachtungen in Hessen im Kalenderjahr 1925. – *Notizblatt des Vereins für Erdkunde und der Hessischen Geologischen Landesanstalt zu Darmstadt*, 5. Folge, 9. Heft, 125–129
- Summerfield MA (1994) *Global Geomorphology*. Longman, New York, 537 S
- Umweltbundesamt (Hrsg., 2017) Öffentliche Wasserversorgung. www.umweltbundesamt.de/daten/wasserwirtschaft/oeffentliche-wasserversorgung#text-part-1. Zugegriffen: Jan. 2017
- Zeil W (1990) Brinkmanns Abriss der Geologie. Erster Band: Allgemeine Geologie. 14. Aufl. Enke, Stuttgart, 278 S
- Weiterführende Literatur**
- Benn DI, Evans DAJ (1998) *Glaciers and Glaciation*. Arnold Publishers, London, 734 S
- Bennett MM, Glasser NF (2009) *Glacial Geology: Ice sheets and landforms*. 2. Aufl. John Wiley and Sons, New York, 400 S
- Ehlers J (Hrsg.) (1983) *Glacial deposits in north-west Europe*. A. Balkema, Rotterdam, 470 S
- Faedrich W (1996) *Spuren der Eiszeit*. Springer, Heidelberg, 184 S
- Hölting B, Coldewey WG (2013) *Hydrogeologie: Einführung in die allgemeine und angewandte Hydrogeologie*. – 8. Aufl. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg, 438 S
- Matthee G (1990) *Die Beschaffenheit des Grundwassers*. – Lehrbuch der Hydrogeologie, Bd. 2. Gebrüder Borntraeger, Berlin, 498 S
- Matthee G, Ubell K (1983) *Allgemeine Hydrogeologie. Grundwasserhaushalt*. – Lehrbuch der Hydrogeologie, Bd. 1. Gebrüder Borntraeger, Berlin, 438 S
- Umweltbundesamt (2015) Daten zur Umwelt 2015, www.umweltbundesamt.de/publikationen/daten-zur-umwelt-2015. Zugegriffen: Jan. 2017

Abtragung, Transport und Ablagerung

- 5.1 Abtragung und Landschaftsformen – 70**
 - 5.1.1 Landschaftsformen – 71
 - 5.1.2 Von der Erosion zur Ablagerung – 74
- 5.2 Erosion und Ablagerung durch gravitative Massenverlagerungen – 77**
 - 5.2.1 Alluviale Fächer – 81
- 5.3 Erosion und Ablagerung durch Wasser – 81**
 - 5.3.1 Flüsse – 81
 - 5.3.2 Überflutungsebenen – 93
 - 5.3.3 Deltas und Ästuare – 94
 - 5.3.4 Seen – 96
- 5.4 Erosion und Ablagerung durch Eis – 98**
- 5.5 Erosion und Ablagerung durch Wind – 104**
- Literatur – 108**

5.1 Abtragung und Landschaftsformen

In ▶ Kap. 3 haben wir gezeigt, wie die unterschiedlichen Verwitterungsformen einen bestehenden Gesteinsverband in feste und lösliche Anteile zerlegen. Die nun beweglich gewordenen Stoffe unterliegen der **Abtragung**, die hauptsächlich von der Schwerkraft gesteuert wird. Man unterscheidet zwischen Erosion und Denudation. Unter **Erosion** versteht man lokal wirksame Vorgänge des Abtransports von Feststoffen durch Hangrutschungen, Windabrieb, fließendes Wasser oder durch Eis. Die **Denudation** kombiniert diese flächenhafte Abtragung der Festländer mit der Wirkung der chemischen Verwitterung.

Denudation und Erosion nivellieren die bestehende morphologische Gliederung der Festlandsoberfläche in Gebirge und Niederungen (s. a. ▶ Kasten 5.4). Die Einebnung von Gebirgen erfolgt über lange geologische Zeiträume. Betrachten wir die morphologische Gliederung des deutschen Teils von Mitteleuropa, so zeigt sich eine Einteilung in das Hochgebirge der Alpen, das Höhen von knapp 3000 m erreicht, den Bereich der Mittelgebirge mit Höhen von bis zu 1500 m und die Niederungen, die ihre größten Ausdehnungen im norddeutschen Tiefland etwa in Höhe des Meeresspiegels erreichen. Weiterhin besteht ein Unterschied im **Relief** der Alpen, mit ihren hoch aufragenden Berggipfeln und den tief eingeschnittenen Tälern, sowie den Mittelgebirgen, z. B. dem Rheinischen Schiefergebirge oder dem Harz, die eine deutlich mildere Morphologie aufweisen.

Die Alpen sind ein junges Gebirge und wurden im Verlauf der vergangenen ca. 20 Mio. Jahre herausgehoben. Ihre Denudation hat im Sinne geologischer Zeiträume gerade erst begonnen.

Die Bildung der variszischen Gebirge endete im Oberkarbon vor etwa 300 Mio. Jahren mit der **variszischen Orogenese** (▶ Abschn. 14.1). Danach wurde das **Orogen** weitgehend eingeebnet und von den Sedimenten des Mesozoikums bedeckt. Erst in der Oberkreide und im Känozoikum stiegen die **variszisch** geprägten Mittelgebirge im Zuge moderater Hebungen wieder auf. Seither modellierte die Denudation ihre uns vertraute Oberflächengestaltung heraus.

Selbstverständlich sind die Raten von Denudation und Erosion, also der Abtrag pro Fläche und Zeiteinheit, weiterhin abhängig von den klimatischen Verhältnissen, die auch im kontinentalen Maßstab einer deutlichen Gliederung unterliegen. Im Periglazial ist es das Bodenfließen, in den Tropen die tiefgründige chemische Verwitterung, in den semiariden Gebieten sind es die **Schichtfluten**, die einen besonders raschen Abtrag herbeiführen (siehe unten). Allerdings zeigen Modellrechnungen, dass selbst die höchsten Gebirge wie der Himalaya spätestens nach Ablauf von 200 Mio. Jahren eingeebnet würden, gäbe es nicht die endogenen Prozesse der Plattentektonik einschließlich der Gebirgsbildung, die durch wiederholte Erneuerung des kontinentalen Reliefs der vollständigen Einebnung entgegenwirken. Allerdings geht die Denudation von Gebirgen oft rascher vonstatten. Das eben erwähnte variszische Gebirge in Mitteleuropa war bereits nach 50 Ma in der Trias soweit abgetragen, dass das Meer über Teile seines Erstreckungsgebietes Vordringen konnte. Den relativ niedrigen Denudationsraten ganzer Gebirgsysteme stehen sehr viel höhere Raten einzelner morphologischer Elemente gegenüber. Hohe Vulkanbauten, die häufig aus großen Mengen vulkanischen Lockermaterials bestehen, können bei geeigneten Bedingungen innerhalb weniger Millionen Jahre vollständig eingeebnet werden.

Obwohl in Bächen und Flüssen nur etwa 0,003 % der oberflächennahen Wassermenge strömt (Tab. 4.1), stellt das fließende Wasser den bei der Abtragung wirkungsvollsten Faktor dar. Regen- und Schmelzwasser sammeln sich in einer Vielzahl kleiner Rinnale, die in größere Rinnen münden und sich schließlich zu Bächen und Flüssen vereinigen (Abb. 4.10).

Die Menge an lockerem Gesteinsmaterial, die durch Erosion aus einem Liefengebiet als **Detritus** fortgeführt wird, ist somit abhängig vom lokalen Klima, der Dichte der Vegetationsdecke, dem Relief sowie der Verwitterbarkeit des Untergrundes. Der **Sediment-Ertrag** eines Gebietes ist die Sedimentmenge pro Flächeneinheit und Jahr, die der Denudation durch die Verwitterung zur Verfügung gestellt wird (Abb. 5.1). Der Ertrag hängt seinerseits von der Niederschlagsmenge und der Dichte der Vegetationsdecke ab. In den Kernwüsten fallen kaum Niederschläge, und obwohl eine den Boden

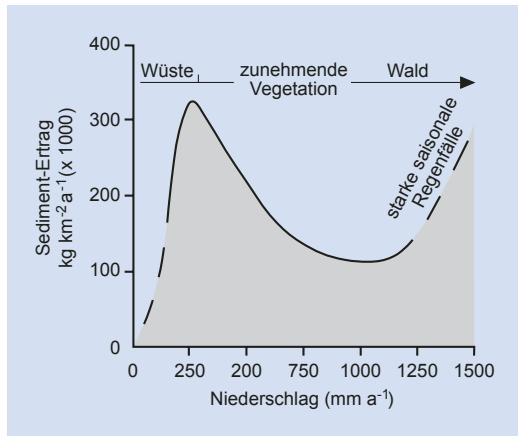


Abb. 5.1 Beziehung zwischen der durchschnittlichen jährlichen Niederschlagsmenge und dem Sediment-Ertrag als Funktion der Dichte der niederschlagsbedingten Vegetationsdecke (Bildrechte: nach Schumm 1968)

haltende Pflanzendecke fehlt, ist der Sediment-Ertrag sehr gering. Mit zunehmenden Niederschlagsmengen steigt zwar die Dichte der Vegetationsdecke, sie bleibt aber noch zu dünn, als das sie den Boden gegen die steigende Erosionskraft der Niederschläge schützen könnte. Entsprechend steigen die Ertragsraten. Werden schließlich die Niederschläge so hoch, dass sie eine geschlossene Pflanzendecke ernähren können, so nimmt die Wirkung der steigenden Niederschläge ab und mit ihr die Erträge. Bewaldete Gebiete sind am besten in der Lage, trotz hoher Niederschlagsraten die Böden gegen Erosion zu schützen. In Mitteleuropa werden wiesenbedeckte Hänge etwa drei Mal so rasch wie bewaldete denudiert. Erst in Gebieten sehr hoher und jahreszeitlich wechselnder Niederschlagsraten wie den Monsungebieten (► Abschn. 2.3 und □ Abb. 2.4) überwindet die Erosionskraft des abfließenden Wassers die haltende Wirkung der Vegetation und die Ertragsraten nehmen wieder zu (□ Abb. 5.2, 5.3). Neben den Feststoffen führt das Wasser die bei der chemischen Verwitterung leichter löslichen Gesteine wie Gips und Kalk als **Lösungsfracht** mit sich fort.

Die Denudation führt somit über die Flussysteme zu einer großvolumigen Umlagerung von gelösten Substanzen und Gesteinsschutt in Becken auf dem Festland sowie vom Festland ins Meer. Dabei ist die Menge des **Feststoffeintrags** ins Meer nur bedingt abhängig von der Größe des

Tab. 5.1 Jährlicher Sedimenteintrag in die Ozeane (nach Milliman & Meade 1983)

Festlandsregion	Sedimenteintrag (Mio. t a ⁻¹)
Asien	6349
Ozeanien	3000
Südamerika	1788
Nordamerika	1020
Afrika	530
Zentralamerika	442
Europa	230
eurasische Arktis	84
Australien	62
Summe	13.505

Einzugsgebietes. Genaue Messungen des Eintrags liegen nur von wenigen Flüssen vor, die im Folgenden genannten Zahlen verstehen sich als Schätzwerte. Hohe Eintragsraten vom Festland ins Meer sind vor allem abhängig von der günstigen Kombination aller Faktoren, die den Sediment-Ertrag beeinflussen. Am höchsten sind diese Raten in Asien, wo die Flüsse zwischen Pakistan und Korea knapp die Hälfte des Sedimenteintrags aller Festländer in die Meere liefern (□ Tab. 5.1 und □ Abb. 5.2). Diese Sedimentmenge repräsentiert vor allem die im humiden Klima durch die Denudation bereitgestellten Schuttmassen des Himalaya und östlich anschließender Hochgebirge. Ebenfalls recht hohe Eintragsraten hat das ausgedehnte Gebiet zwischen Indonesien und Japan unter Einschluss von Neuseeland, in dem hohe Niederschlagsraten in vielen Fällen leicht erodierbares vulkanisches Lockermaterial mobilisieren (□ Abb. 5.3). Im Gegensatz dazu werden aus Europa und den Amerikas trotz großer Einzugsgebiete nur vergleichbar geringe Sedimentmengen in die Meere umverteilt.

5.1.1 Landschaftsformen

Die exogenen Kräfte streben über die Abtragung von Reliefunterschieden eine ausgeglichenene Landschaftsoberfläche an. Allerdings schreitet der Abbau

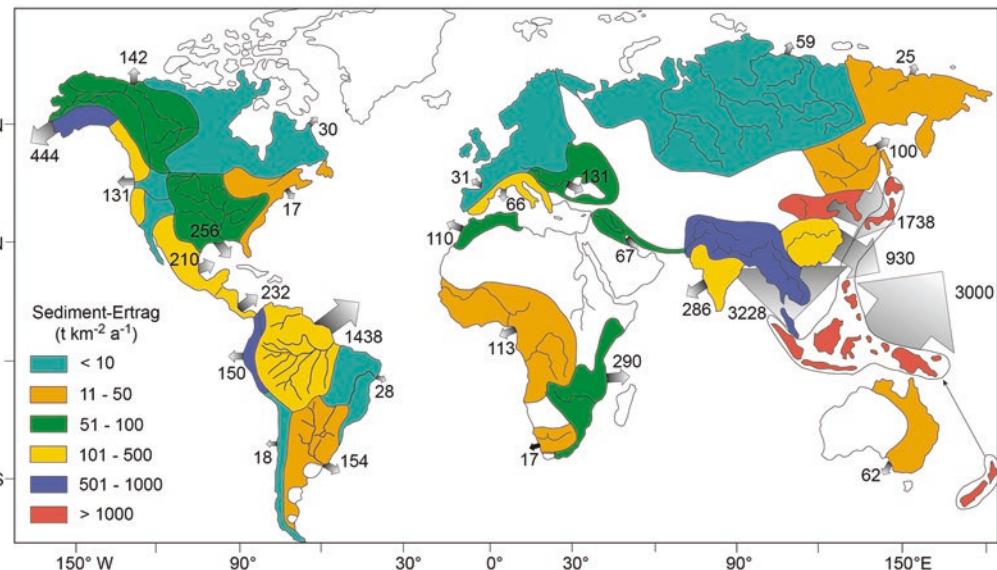


Abb. 5.2 Jährlicher Sedimenteneintrag der Festländer in die Ozeane. Die Breite der Pfeile veranschaulicht die eingebrachte Sedimentmenge, die nebenstehenden Zahlen geben den jährlichen Eintrag in Mio. t wieder. Die flächigen Signaturen bezeichnen den jährlichen Sediment-Ertrag der wichtigsten Einzugsgebiete bezogen auf einen km². Aus der Verteilung der Einzugsgebiete und der Richtung ihrer Entwässerung und damit des Denudationstransportes ergibt sich weiterhin die ungefähre Lage der wichtigsten kontinentalen Wasserscheiden (Bildrechte: nach Milliman & Meade 1983)

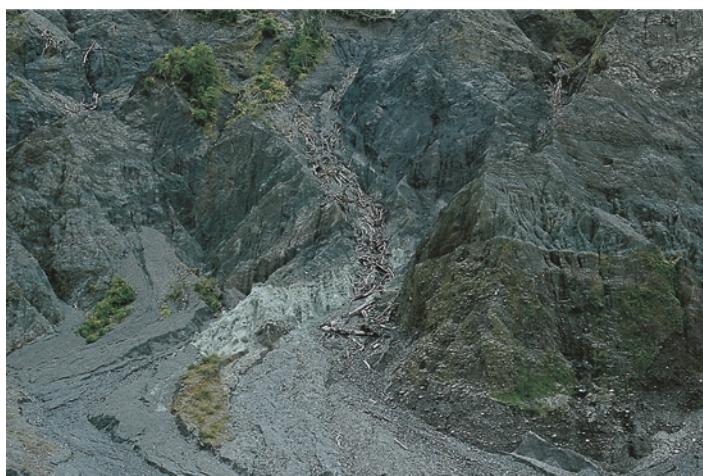


Abb. 5.3 Heftige Regenfälle berauben die Bergflanken der Südalpen in Neuseeland großflächig der Bodenbedeckung und Vegetation. Im Zuge der Denudation rutschten ganze Wälder ab, die nur langsam abbaubaren Baumstämme sammeln sich am Boden der Kerbtäler. Die Südalpen markieren die Grenze zwischen der pazifischen und der australischen Platte. Die Gebirgsbildung der Südalpen ist das Ergebnis kompressiver Bewegungen an der Plattengrenze, die zu sehr rascher Hebung des Orogenen führen (s. ▶ Abschn. 10.4)

eines Reliefs nicht an allen Orten gleich voran, da die Widerstandsfähigkeit der Gesteine gegen Verwitterung und Abtragung je nach Lithologie und Klimazone schwankt. Der im humiden Klima relativ leicht lösliche Gips streicht hier wegen der wirksamen chemischen Verwitterung kaum an der Oberfläche aus. Er wird bereits durch unterirdische Lösung im Zuge der **Subrosion** abgebaut. Unter ariden Klimabedingungen erweist sich der Gips hingegen als recht resistent gegen die dominante physikalische Verwitterung und bildet Geländestufen oder **Härtlinge**. In semiariden Gebieten bilden sich unter günstigen Umständen sogar Dünen aus Gipsstaub. Auch dichte Basalte widerstehen dem glazialen Klima lange, in den Tropen verwittern sie rasch zu Latosolen oder Lateriten (► Abschn. 3.3). In der glazial geprägten Landschaft Skandinaviens erheben sich Kalksteinablagerungen als Bergrippen über die Grundgebirgsfläche, da Gletscher den massigen Kalk weniger angreifen konnten als die an sich härteren, aber stärker geklüfteten Tiefengesteine und Metamorphite. Weitere Aspekte der eiszeitlich geprägten Landschaften besprechen wir in ► Abschn. 5.4 zusammen mit den glazigenen Ablagerungen.

In ariden Gebieten fallen Niederschläge nur episodisch, dann aber häufig in heftigen Güssen. Die kurzfristig fallenden großen Niederschlagsmengen fließen fast ausschließlich als ausgedehnte Schichtflut (► Kasten 5.1) oberflächlich ab und mobilisieren dabei erhebliche Volumina an Verwitterungsschutt.

■ Abb. 5.4 Zeugenberg in der ägyptischen Sahara, die als Reste flächig abgetragener mariner Kalke und Mergel der Kreidezeit die eingeebnete Wüstenoberfläche überragen (Bildrechte: Foto – H. Kontny)

Die erodierende Wirkung strömenden Wassers führt bei lang anhaltender Denudation in aridem wie humidem Klima zur Eintiefung und Verbreiterung von V-förmigen **Kerbtälern**. Bewegt sich ein Gletscher durch ein Kerbtal, so formt er es durch basale und seitliche Erosion in ein U-förmiges **Trogtal** um. Insgesamt wird die Landoberfläche so durch großflächigen Abtrag zunehmend zergliedert und entsprechend der neuen Gleichgewichtsverhältnisse mit Bezug auf die regionale oder die Haupterosionsbasis (► Abschn. 4.2) des fließenden Wassers tiefer gelegt. Nur noch die wie Inseln aufragenden **Insel- oder Zeugenberg** erheben sich als widerstandsfähige Reste über die **Rumpffläche** und weisen auf die ehemalige Landoberfläche und die inzwischen erodierten Gesteine hin (► Abb. 5.4).

Viele Landschaften, wie z. B. die süddeutsche Schichtstufenlandschaft, sind geprägt durch recht eben geschichtete, aber tektonisch leicht verkippte Abfolgen unterschiedlich harter Sedimentgesteine. Die weniger resistenten Schichtpakete werden bevorzugt abgetragen und bilden weiche Geländeformen aus, während die härteren, widerstandsfähigeren als Härtlinge oder **Schichtstufen** morphologisch hervortreten (► Abb. 5.5).

Wie eingangs bereits erwähnt, findet Abtrag nicht nur an der Oberfläche statt. Die Lösung von Kalksteinen, Dolomit und Gips führt im Untergrund zur Bildung von einzelnen Höhlen, die im **Karst** zu ausgedehnten Höhlensystemen vernetzt sind (► Abb. 5.6a



■ Abb. 5.5 Schichtstufenlandschaft bei Hechingen, Schwäbische Alb. Resistente Kalke des Weißen Jura (Oberjura) bilden die obere Schichtstufe (Bildrechte: Foto – P. Prinz-Grimm)

5



und ▶ Abschn. 3.2). Eindrucksvoll sind die **Tropfsteinhöhlen**, deren hängende Stalaktiten und stehende Stalagmiten bei langsamer CO_2 -Abgabe aus dem herabtropfenden, an CaCO_3 gesättigten Sickerwasser ausgeschieden werden (■ Abb. 3.13). Karstgrundwasser kann die Karsthöhlen teilweise oder zur Gänze ausfüllen (▶ Abschn. 4.1). Schreitet die Lösungsverwitterung von der Oberfläche in die Tiefe fort, und wird die Lösungsfracht dem Grundwasser zugeführt, so bilden sich annähernd kreisrunde Lösungstrichter, die **Lösungsdolinen**. Stürzt das Dach einer Karsthöhle ein, so entsteht eine **Einstorzdoline** (■ Abb. 5.6b).

5.1.2 Von der Erosion zur Ablagerung

Die morphologisch höchsten Erhebungen, die Gebirge, werden bevorzugt von Denudation und Erosion angegriffen. Das zerlegte, feste Gesteinsmaterial kann rutschend, gleitend, rollend und fallend im Zuge gravitativer Massentransporte in Schuttkegeln zu Tale befördert (▶ Kasten 5.1) oder durch strömendes Wasser bewegt werden (▶ Kasten 5.2). Trotz des geringen Anteils der Flüsse an der gesamten Wassermenge auf der Erde (■ Tab. 4.1), sind es gerade sie, die den größten Teil der Arbeitsleistung bei Erosion und Abtransport des erodierten Materials vollbringen. Im tropisch-ariden und glazialen Klimareich tritt noch der Abtransport durch

Winderosion hinzu. Im Zuge der Erosion werden die durch die Verwitterung bereitgestellten festen und gelösten Komponenten durch Luft, Wasser und Eis weggeführt. Im Falle der Lösungsfracht kann dies nur durch das Wasser geschehen. Insgesamt neigen alle Transportformen dazu, das Lockermaterial, die **Klasten** oder ihre Gesamtheit, den Detritus, in den jeweils tiefsten, erreichbaren Hohlformen abzulagern (■ Abb. 5.16), sobald die Transportenergie erlahmt. Letztendlich ist also das Meer immer das Ziel jeglichen Transportes. Allerdings kann der Detritus vorher in einer Vielzahl von geologischen **Becken** zwischengelagert werden (▶ Abschn. 11.2). Bei ihnen kann es sich um festländische Becken mit oder ohne Abfluss handeln, in denen wiederum Seen liegen können. Der größte Teil des Sedimenttransports zwischen den Becken wird durch die Flüsse geleistet. Allerdings spielen auch Eis und Wind bei den exogenen Transport- und Ablagerungsprozessen eine große Rolle.

Am Beginn dieser **alluvialen**, kontinentalen Umlagerung steht das Transport- und Ablagerungssystem der **alluvialen Fächer (Schwemmfächer)**, das überwiegend von gravitativen Massentransporten (▶ Kasten 5.1) und weniger durch fließendes Wasser geprägt ist. Alluviale Fächer münden entweder in abflusslose Becken oder sind über Flusssysteme mit den Endpunkten des alluvialen Systems, den Deltas und Ästuaren an den Küsten der Meere, verbunden.



Abb. 5.6 (a) Karstlandschaft bei Guiyang, Provinz Guizhou, China. Die intensive Lösungsverwitterung dieser niederschlagsreichen Region prägt das Landschaftsbild durch oberflächlichen Abtrag der die Berge aufbauenden Karbonatgesteine, (b) Einsturzdoline im devonischen Massenkalk, Sauerland (Bildrechte: Foto – U. Rosenfeld)

Kasten 5.1 Gravitative Massentransporte

Im strömenden Wasser oder in der Luft werden Sedimentkörner im **Einzelkorntransport** rollend, springend oder schwebend transportiert (► **Kasten 5.2**). **Gravitative Sedimentströme** oder **Massentransporte** (► **Abb. 5.8**) bewegen hingegen meist große Sediment- und Gesteinsvolumina als zusammenhängende Masse hauptsächlich durch die Wirkung der Schwerkraft, häufig unter Mitwirkung von Wasser. Ihr Bewegungsverhalten entspricht meistens dem **plastischen Fließen** der

Bingham-Fluide (‘Bingham plastics’). Dabei handelt es sich um eine spezielle Form eines **nicht-newtonschen Fluids**. Beim newtonschen Fließen besteht eine Proportionalität zwischen der Scherbeanspruchung τ und der Verformungsrate ε , und die Viskosität μ ist konstant (► **Abb. 5.7**). Im Allgemeinen besteht diese Proportionalität bei nichtnewtonschen Fluiden nicht, auch ändert sich bei ihnen i.d.R. die Viskosität mit der Scherbeanspruchung. Plastisches Fließen setzt erst ein, wenn eine **Fließgrenze** k und damit der interne Reibungswiderstand gegen die Verformung (= Bewegung) durch äußere Kräfte, z. B. die auf einen Hang einwirkende Schwerkraft, überwunden wird. **Newtonische Fluide** hingegen ändern ihre Form unter der Einwirkung kleinerer äußerer Kräfte sofort und setzen sich in Bewegung (► **Abb. 5.7** und ► **Tab. 5.2**).

Wasser ist ein newtonsches Fluid und beginnt bereits bei der geringsten Neigung des Unterlagers zu fließen. **Gl. 5.1** beschreibt die Gesetzmäßigkeit laminaren Fließens eines newtonschen Fluids:

$$\tau = \mu \frac{du}{dy}$$

Gl. 5.1

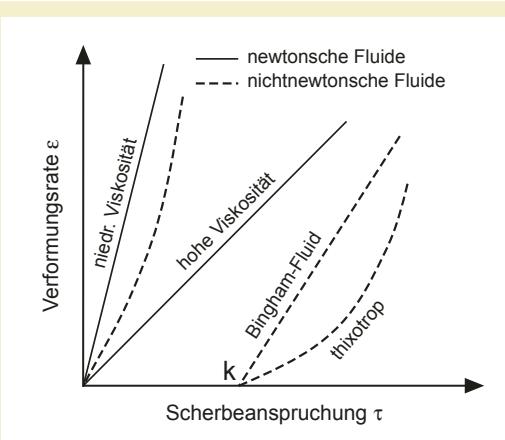
wobei τ die Scherbeanspruchung (‘shear stress’), μ die Viskosität, u die Verformungsrate (=Geschwindigkeit) und y der Abstand eines Punkts innerhalb der Strömung von der stationären Grenze, z. B. einem Flussbett, ist. Bei turbulentem Fließen tritt noch eine zusätzliche Wirbelviskosität η hinzu, sodass das Gesetz für turbulentes Fließen lautet:

$$\tau = (\mu + \eta) \frac{du}{dy} \quad \text{Gl. 5.2}$$

Die Bewegung von sedimentären Lockermassen an Hängen erfordert eine größere Hangneigung, da die Reibung zwischen den einzelnen Komponenten ihrer Bewegung entgegenwirkt. Rein gravitative Bewegung setzt in trockenen Lockermassen demnach erst ein, wenn durch sedimentäre Übersteilung des Hangwinkels, Erschütterung (Erdbeben) oder Aufnahme von Regen- oder Schmelzwasser die durch die Reibungskräfte gegebene Fließgrenze k überwunden wird. Durchfeuchte Lockermassen setzen sich eher in Bewegung als trockene, da die Kornreibung durch den Wasserfilm zwischen den Körnern herabgesetzt wird. Von entscheidender Bedeutung sind demnach die **Viskosität** während der Bewegung der beteiligten sedimentären Lockermassen sowie der kritische Hangwinkel, der unter Luft größer ist als unter Wasser (► **Abb. 5.7**). Das plastische Fließen der Bingham-Fluide wird durch Gl. 5.3 gegeben:

$$\tau = (\kappa + \mu) \frac{du}{dt} \quad \text{Gl. 5.3}$$

bei der k die Fließgrenze (‘yield strength’) und t die Zeit ist.



► **Abb. 5.7** Verformungsverhalten unterschiedlicher Fluide; k = Fließgrenze (Bildrechte: nach Füchtbauer 1988)

Tab. 5.2 Verschiedene Substanzen und ihr Verformungsverhalten

Substanz	Verformungsverhalten
Newtonssches Fluid	Reagiert auf eine Scherbeanspruchung sofort mit Verformung, z. B. Wasser
Nichtnewtonssches Fluid	Die Viskosität ändert sich mit der Scherbeanspruchung. Beispiele: Wassergesättigte Tonschlämme, die als Rutschung an Hängen zu Tal gehen, aber auch Mayonnaise: Durch Schütteln der Flasche werden infolge der Scherbewegungen die molekularen Bindekräfte geschwächt und die Mayonnaise kann leicht aus der Flasche gegossen werden.
Bingham-Fluid	Verformung tritt erst ab einer bestimmten Scherbeanspruchung bei Überschreiten der Fließgrenze k ein, z. B. Schuttströme. Auch ein aus der Tube gedrückter Zahnpastastreifen wird zunächst stabil liegen bleiben. Wird er allerdings durch zwei weitere Streifen überlagert und somit belastet, so wird er zerfließen.
Pseudoplastisch thixotrop	Verformen sich ebenfalls erst ab einer bestimmten Scherbeanspruchung; die Viskosität nimmt mit zunehmender Geschwindigkeit ab, z. B. Bohrspülungen: Ihre Viskosität ist gering solange gebohrt wird und der Bohrmeißel sich dreht. Wird die Bohrung angehalten, so nimmt schlagartig die Viskosität der Bohrspülung zu. Die deutliche Zunahme der Viskosität verhindert, dass das durch den Bohrvorgang zerriebene Gesteinsmehl im Bohrloch absinkt.

5.2 Erosion und Ablagerung durch gravitative Massenverlagerungen

Zu den gravitativen Massenverlagerungen gehören Gleitungen, Steinschlag, Bergstürze, Rutschungen, Körner-, Trümmer- und verflüssigte Sedimentströme sowie Suspensionsströme (Abb. 5.8). Die

verschiedenen Typen können als singuläre Strömungen bestehen und entsprechende charakteristische Ablagerungen hervorbringen. Es sind jedoch Übergänge zwischen ihnen möglich und üblich. Geologisch überlieferungsfähig ist daher immer nur die Ablagerung des letzten Strömungszustandes, die kaum Informationen über vorherige Bewegungsformen gibt.

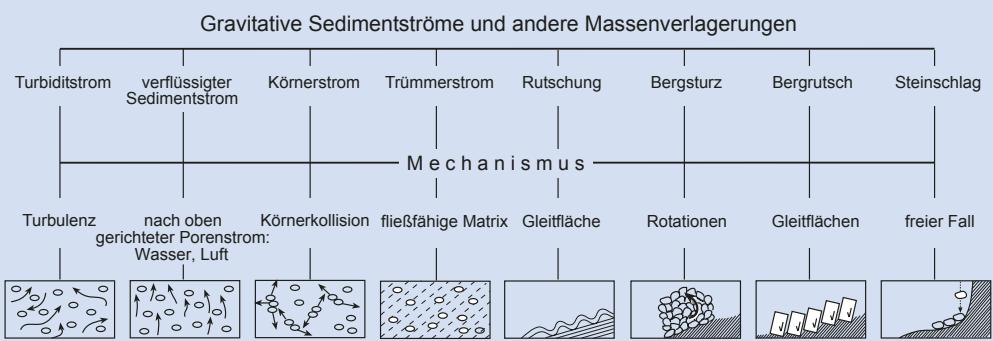


Abb. 5.8 Übersicht über gravitative Massentransporte (Bildrechte: verändert nach Reineck 1984)

Gleitung Zu Gleitungen kommt es oft an Hängen, an denen die Schicht- oder Störungsfächen etwas flacher einfallen als der Hang. Die Bewegung findet entlang der genannten Flächen statt und geht i. d. R. mit nur mäßiger Interndeformation zusammenhängender Schichten einher.

Steinschlag An steilen Bergflanken und -wänden lösen sich Steine und Blöcke und stürzen im freien

Fall in die Tiefe. Am Bergfuß sammeln sie sich als **Felsenmeer** (Abb. 5.9a).

Bergsturz Bergstürze entwickeln sich meist aus Gleitungen. Ausgehend von bereits geöffneten Klüften und begünstigt durch das schnelle Eindringen von Luft, zerfallen die Gesteinsmassen während des Transportes zu rotierenden Blöcken, die hangabwärts stürzen (Abb. 5.9b). Große Bedeutung hat

5

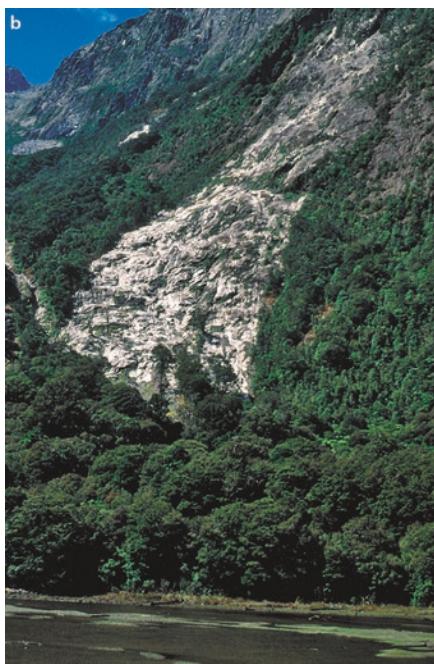


Abb. 5.9 (a) Felsenmeer im Kantabrischen Gebirge (b) In der Abrissnarbe eines Bergsturzes ist das Gestein vollständig von Boden und Vegetation entblößt worden.

hierbei die **Fluidisierung** durch eingesogene Luft. Nur auf diese Weise lässt sich ihre hohe Geschwindigkeit von weit über 100 km h^{-1} erklären.

Rutschungen Rutschungen sind unter Luft und unter Wasser möglich. Bezuglich ihres Umfangs am bedeutendsten sind submarine Rutschungen vor allem an Kontinentalhängen mit ihren großen Sedimentansammlungen. Bei rascher Sedimentakkumulation und daraus resultierendem hohen Porenwasserdruck im Sediment rutschen tausende von m^3 als ‚*slumpings*‘ hangabwärts und legen die betroffenen kohäsiven Sedimentschichten in **synsedimentäre Rutschfalten** („*slump folds*“). Rutschungen werden bei rascher Ansammlung großer Mächtigkeiten von Lockersediment auf geneigten Flächen ausgelöst, wenn die korngrößenabhängige kritische Hangneigung von ca. $4\text{--}25^\circ$ überschritten wird. Auch können sie bereits durch Sturmwellen oder leichte Erdbeben ausgelöst werden. Sie gehen häufig in Suspensionsströme (s. u.) über. Auf dem Land entstehen Rutschungen häufig nach anhaltenden Regenfällen, wenn die Stabilität der Böden durch Wasseraufnahme insbesondere durch quellfähige Tonminerale vermindert wird (► Abb. 5.10). Der Rutschung kann ein Stadium des Bodenfliessens vorausgehen (► Abschn. 3.3.2).

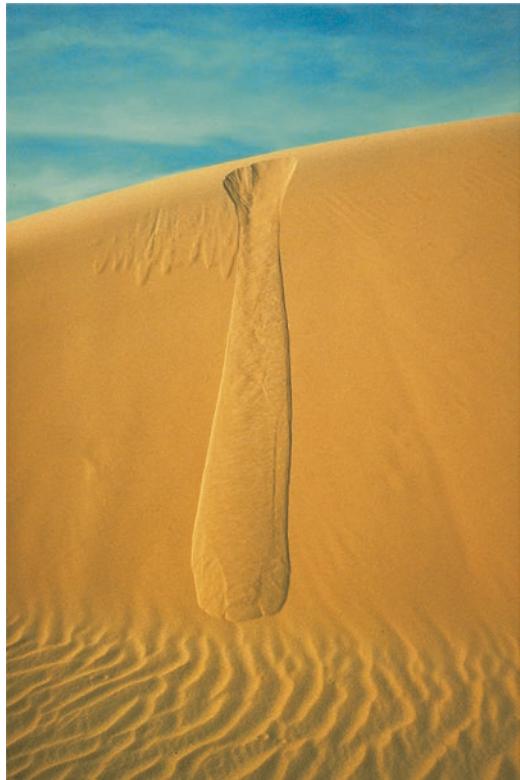
Körnerstrom („grain flow“) Wird bei einem körnigen Lockersediment, z. B. einer Düne, der kritische Hangwinkel überschritten (in Luft $>30^\circ$) oder

der Hang erschüttert, setzt sich unter Überwindung der internen Reibungskräfte ein Sedimentstrom in Bewegung, der sich durch Korn-Korn-Kollisionen fortbewegt. Der Strom kommt in dem Moment zur Ruhe, in dem die internen Reibungskräfte wieder die gravitativen Kräfte überwiegen (► Abb. 5.11). Es ist zu unterscheiden zwischen dem Körnerstrom als Transportform und der Körnerstromablagerung als ihr Produkt.

Trümmerstrom und Schlammstrom Trümmerströme („debris flow“, ► Abb. 5.12) sind chaotische Sedimentmischungen mit meist über 80 % Sedimentanteil. Gerölle und Blöcke schwimmen in einer feinkörnigen Grundmasse, die häufig aus einem Ton-Wasser-Gemisch besteht. Die groben Komponenten werden durch die fließende relativ hochviskose **Matrix**-Wasser-Mischung hochgehalten. Daher trägt der Auftrieb der Klasten zur Mobilität der Trümmerströme bei. Weiterhin reduziert die Matrix den internen Reibungswiderstand. Trümmerströme entstehen auf dem Festland häufig aus Bergstürzen und werden u. a. durch starke Regenfälle ausgelöst. Submarine Rutschungen bilden sich häufig nach seismischen Erschütterungen oder nach rascher Sedimentakkumulation, die zu überkritischen Ablagerungswinkeln führt. Die resultierenden Trümmerstromablagerungen sind mehrere Meter dick, massig und strukturlos (► Abb. 5.12). Enthält der Strom nur einen geringen Anteil an Geröllen und Blöcken spricht man von einem **Schlammstrom** („mudflow“).

► Abb. 5.10 Dieses Tal auf Island wurde von einem pleistozänen Gletscher ausgeformt. Nach Abtauen des Eises wurden die Talhänge wegen Übersteilung instabil und es kam zu Bergrutschungen





■ Abb. 5.11 Ablagerung eines Körnerstroms am Leehang einer etwa 6 m hohen Sicheldüne. Die ausgeprägte Reibung zwischen den einzelnen Körnern brachte den Körnerstrom am geneigten Fuß des Leehangs noch vor Erreichen der Horizontalen zum Erliegen. Links von der Abrissfläche des Körnerstroms sind die Ablagerungen älterer und kleinerer Körnerströme erkennbar. Oase Dakhla, Ägypten (Bildrechte: Foto – H. Kontny).

■ Abb. 5.12 Rezente Ablagerung eines aus einem Bergsturz entstandenen Trümmerstroms, der sich in einem bereits bestehenden Flusstal abwärts bewegte. Die Ablagerungen auf der Uferbank und außerhalb der Strömungsrinne können als Überflutungssedimente (‘overbank deposits’) bezeichnet werden. Quebrada Humahuaca, Argentinien



Der Trümmerstrom am Huascaran in Peru (1970) entwickelte sich aus einem Bergsturz und erreichte eine Geschwindigkeit von 280 km h^{-1} . Er legte bei einem Volumen von ca. 10 Mio. m^3 eine Distanz von 16 km zurück. Auf seinem Weg löschte er eine Kleinstadt und 18.000 Menschenleben aus. Die eigentliche Bewegung derartiger Bergstürze und Trümmerströme vollzieht sich innerhalb weniger Minuten.

In Wüstengebieten fließt der Niederschlag heftiger Regengüsse oftmals als flächig ausgedehnte **Schichtflut** ab. Trotz ihrer zumeist sehr geringen Mächtigkeit wirken Schichtfluten häufig erodierend und bewegen dann erhebliche Sedimentmengen.

Verflüssigter Sedimentstrom (‘liquefied flow’) Bei einer Erschütterung stark wasser- oder lufthaltigen Sandes, z. B. durch Erdbeben, kann das **Porenfluid** rasch nach oben entweichen und die Sandlagen verlieren vorübergehend schlagartig ihren Zusammenhalt (**Quicksand**). Durch das Entweichen der Luft oder des Wassers werden die Partikel in Schwebeflüssigkeit gehalten und es kommt zu einer konzentrierten Körner-**Dispersion** mit geringer innerer Reibung. Daher können verflüssigte Sedimentströme auch an kaum geneigten Hängen in Bewegung geraten. Solange Wasser entweicht, können sich Quicksande auch bei sehr geringer Hangneigung vorwärts bewegen, sie legen aber im Allgemeinen nur kurze Strecken zurück. Im marinen Bereich, auf dem äußeren Schelf und am Kontinentalhang, gehen die verflüssigten Sedimente häufig in Turbiditströme über.

Suspensionsstrom (Turbiditstrom, Trübestrom) Suspensionsströme bilden eine wichtige subaquatische Transportform an Kontinentalabhängen, in submarinen Canyons und in der Tiefsee (► Kap. 6); sie kommen aber gleichermaßen in Seen wie z. B. dem Bodensee vor. Sie sind turbulent fließende Suspensionen von Sediment zumeist verschiedener Korngrößen und Wasser. Suspensionsströme besitzen wegen der Mischung aus Sediment und Wasser eine höhere Dichte als das umgebende Wasser. Der Dichtekontrast verhindert eine Ausbreitung des Suspensionsstromes in der Vertikalen; alle Bewegungsenergie konzentriert sich daher hangabwärts, sowie am Beckenboden auch in seitliche Richtungen. In den Meeren können Suspensionsströme Entfernung von mehr als 2000 km überwinden (► Abb. 6.39). Anfangsgeschwindigkeiten von über 100 km h^{-1} sind überliefert. Mit der Entfernung nimmt die Geschwindigkeit und damit die Transportkraft des Suspensionsstroms ab. Infolge kommt es zur Ablagerung der häufig weite Flächen bedeckenden **Turbidite**, die in idealer Ausbildung die Abnahme der Transportkraft der Strömung durch einen korrespondierenden Rückgang der abgelagerten Korngrößen dokumentieren. Zuerst werden demnach die gröberen Korngrößen abgesetzt, die mit dem Energieverlust der Strömung allmählich zu feineren übergehen. So entwickelt sich das charakteristische Merkmal der Turbidite, die gradierte Schichtung („graded bedding“, ► Abb. 5.13 und ► Kap. 8).

► Abb. 5.13 Der Rückgang der Transportkraft eines langsamer werdenden Suspensionsstromes resultiert in einer kontinuierlichen Abnahme der abgelagerten Korngröße und es entsteht die gradierte Schichtung eines Turbidits

5.2.1 Alluviale Fächer

Häufig sind Höhenzüge weite, schwach geneigte und relativ ebene Flächen vorgelagert, sogenannte **Aufschotterungsebenen** („Piedmont“), auf denen ein großer Teil des Erosionsschuttes der Berge in alluvialen Fächern abgelagert wird. Sie bilden mächtige Ablagerungssysteme, die sich am Gebirgsfuß fächerförmig vor den Mündungen der Täler, die die Höhenzüge durchschneiden und entwässern, ausbreiten. Von dort nimmt ihre Mächtigkeit in Transportrichtung stark ab (► Abb. 5.14). Von der Talmündung bis zu ihrem Fuß können alluviale Fächer einige Meter bis viele Kilometer lang sein. Sie bestehen hauptsächlich aus den Ablagerungen episodischer gravitativer Massentransporte wie Bergstürze, Trümmer- sowie Schlammströme und Schichtfluten (► Kasten 5.1). In der Zeit zwischen den episodischen Massentransport-Ereignissen können Rinnenale oder Flüsse über die alluvialen Fächer fließen und ihre Oberfläche durch Umlagerung des klastischen Materials umgestalten.

5.3 Erosion und Ablagerung durch Wasser

5.3.1 Flüsse

Flusssysteme haben meistens mehr als eine Quelle. Verschiedene Quellflüsse, die in der Regel nahe der **Wasserscheiden** entspringen und keine Nebenflüsse



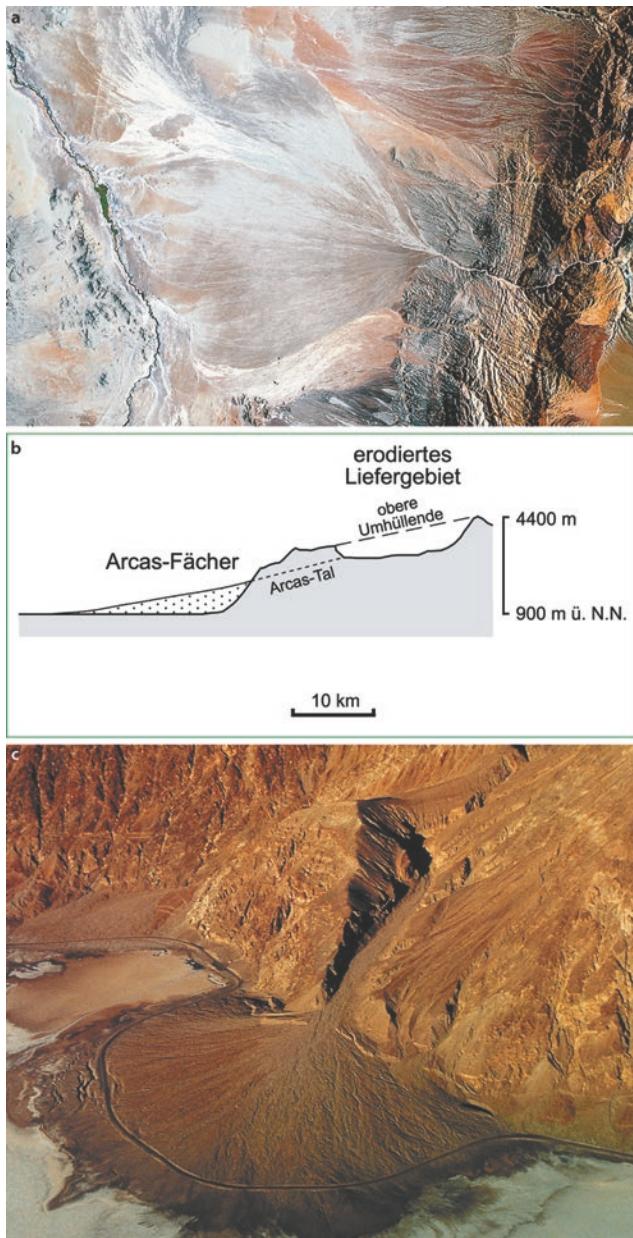


Abb. 5.14 (a) Landsat-MSS-Satellitenaufnahme des alluvialen Arcas-Fächers in Nordchile, der mit 35 km Längserstreckung der größte alluviale Fächer der Welt ist. Er bildete sich durch großmaßstäbliche Massenverlagerungen im Verlauf von 500 ka im oberen Miozän (Neogen). Seine Oberfläche wird seither durch periodisch fließende Flüsse umgestaltet. Ihre erosive Tätigkeit legte u. a. die lang gestreckten, radialstrahligen Rinnen an (Bildrechte: NASA; Aufbereitung: K. Munier). (b) Stark überhöhter Querschnitt durch Liefer- und Ablagerungsgebiet des Arcas-Fächers. Das Liefergebiet hat eine Fläche von ca. 750 km² und stellte ca. 150 km³ Erosionsschutt bereit. Der Arcas-Fächer nahm auf einer Fläche von ca. 650 km² ein Sedimentvolumen von ca. 110 km³ auf. Das bedeutet, dass von dem im Liefergebiet bereitgestellten Volumen etwa 27 % durch Lösungstransport sowie Umlagerung durch Wind und Wasser in Gebiete außerhalb des Fächers verloren gingen. Die „obere Umhüllende“ beschreibt die durchschnittliche Geländeoberfläche im Liefergebiet vor Beginn der Bildung des Arcas-Fächers. Das erodierte Material wurde vorwiegend von Trümmerströmen durch das Arcas-Tal zum Arcas-Fächer transportiert. Der Fächer wurde im Neogen innerhalb von 0,5 Ma abgelagert. Dies entspricht Erosions- und Sedimentationsraten von 300 mm ka⁻¹ (Bildrechte: verändert nach Kiefer et al. 1997). (c) Schräge Luftaufnahme eines alluvialen Schuttäfers im Death Valley, Kalifornien. Am rechten oberen Bildrand ist ein Teil seines Einzugsgebietes zu sehen; der Fächer hat einen Radius von 1,3 km (mit freundlicher Genehmigung der Death Valley NHA)

haben, vereinigen sich zu einem größeren Fluss und bilden den Ursprung eines Flussnetzes (Abb. 5.15).

Im hierarchischen System der Flussnetze nach Strahler vereinigen sich die Quellflüsse als Flüsse 1. Ordnung zu einem Fluss 2. Ordnung. Ein Fluss 3. Ordnung entsteht durch das Zusammenfließen von Flüssen mit der **Flusszahl** 2 usw. Dieses System kann auf Flüsse wie Täler gleichermaßen angewendet werden (Abb. 4.11). Die **Produktionszone** fasst nun die Region zusammen, aus der sich Flüsse niedriger Ordnung zu einem solchen hoher Ordnung vereinigen. Die Produktionszone sammelt sowohl das talwärts fließende Wasser, den Abfluss, als auch die bedeutenden Mengen der Feststoff- und Lösungsfracht. Über die **Transferzone** werden beide in die **Speicherzone** transportiert, in der der Fluss im Idealfall seinen Lauf durch Mäandrieren (Abb. 5.26a) verlängert und so größere Mengen an Wasser zeitweise aufnehmen kann. Gleichzeitig

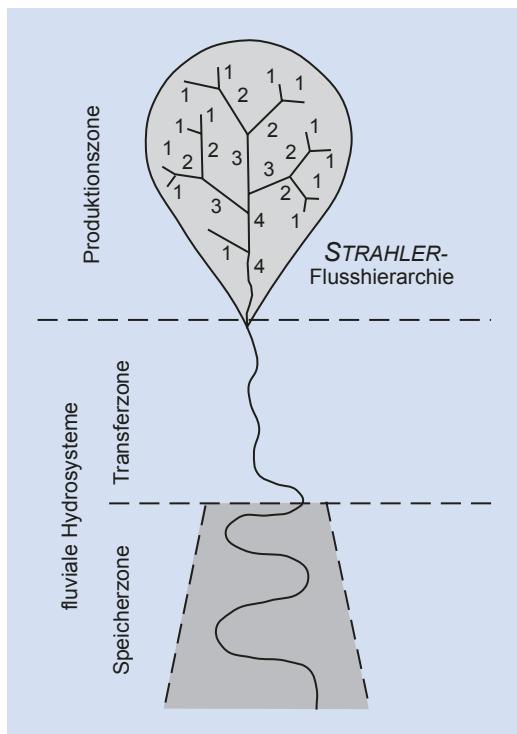


Abb. 5.15 Hierarchisches System eines idealisierten Flussnetzes nach Strahler. Eine höhere Flusszahl ergibt sich nur, wenn Flüsse gleicher Ordnung zusammenfließen (Bildrechte: verändert nach Schumm 1977)

nimmt seine Strömungsgeschwindigkeit und -kraft ab, und ein Teil der Sedimentfracht wird zunächst abgelagert.

Das fließende Wasser schafft sich auf seinem Wege von der Quelle zur Mündung sein Bach- oder Flussbett durch Erosion des Untergrundes sowie durch Sedimentumlagerung selbst. Das Ausmaß der möglichen Erosion richtet sich nach zwei Bezugsebenen. Für große Flussysteme, wie z. B. die Donau mit ihren Zuflüssen, ist der Meeresspiegel das Hauptbezugsniveau der möglichen Erosionstiefe, das als **Haupterosionsbasis** („base level“) bezeichnet wird. Für die jeweiligen Zuflüsse, wie z. B. den Inn, bildet die Lage der Mündung in die Donau die **regionale Erosionsbasis**, unter deren Niveau der Inn nicht erodieren kann. Nebenflüsse des Inns haben ihre regionale Erosionsbasis dort, wo sie in den Inn münden. Für Flüsse hingegen, die in abflusslose Endseen ohne Verbindung zum Meer münden, bildet das Seenniveau die Haupterosionsbasis (Abb. 5.16).

Flüsse streben unter natürlichen Bedingungen einen ausgeglichenen Energiehaushalt an. Dieser übersetzt sich in die mögliche Transportleistung für Sediment, der **potenziellen Rate der Frachtabfuhr**. Sie wird bestimmt durch die Menge des abfließenden Wassers, den Flussquerschnitt und das Gefälle. Zuerst einmal versucht demnach ein Fluss, das ihm zugeführte Sediment aufzunehmen und fortzutransportieren. Besteht ein Transportüberschuss, ist also die potenzielle Rate der Frachtabfuhr größer als die tatsächliche Frachtrate, wird der Energieüberschuss in Tiefenerosion umgesetzt. Ein wenn auch nur lokal begrenztes Energie- und damit auch Transportdefizit führt hingegen zur Ablagerung desjenigen Frachtanteils, der die potenzielle Rate der Frachtabfuhr übersteigt. Dies geschieht, wenn das Flussgefälle abnimmt oder wenn der Fluss deutlich an Breite zunimmt. Flussläufe wechseln in der Regel zwischen Erosions- und Ablagerungsstrecken. Der Fluss, der immer bestrebt ist, das Niveau der nächsten Erosionsbasis durch Tiefenerosion zu erreichen, wird an Gefälleknicks jenseits von Strecken mit einem Transportdefizit verstärkt erodieren und so diesen Knick durch **rückschreitende Erosion** flussaufwärts verlagern. Insgesamt strebt ein Fluss daher das **Ausgleichsgefälle** an, das vom Ober- zum Unterlauf ständig an Neigung abnimmt (Abb. 5.16 und 5.17).

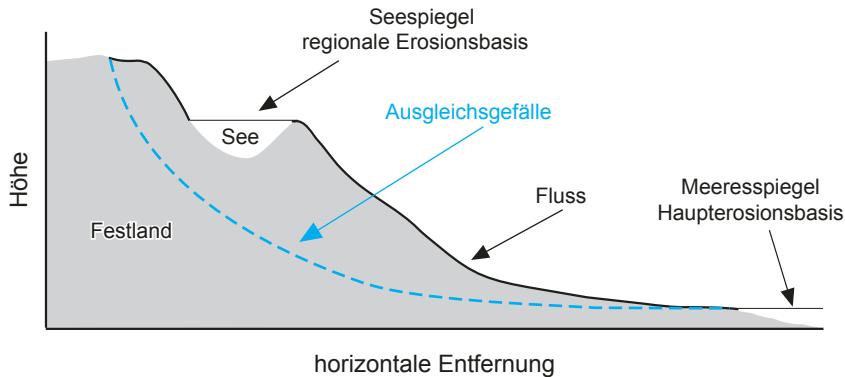


Abb. 5.16 Dimensionsloses Profil eines Flusses von der Quelle über einen eingeschalteten See zum Meer. In diesem Beispiel hat noch keine signifikante Erosionsleistung stattgefunden. Der Fluss ist bestrebt, sein Bett bezogen auf zwei Bezugsniveaus zu gestalten: Die regionale Erosionsbasis wird durch den See gebildet, die Haupterosionsbasis ist durch den Meeresspiegel gegeben. Die gestrichelte Linie zeigt das ideale Ausgleichsgefälle, das der Fluss durch rückschreitende Erosion anstreben würde, sollte der See geleert werden

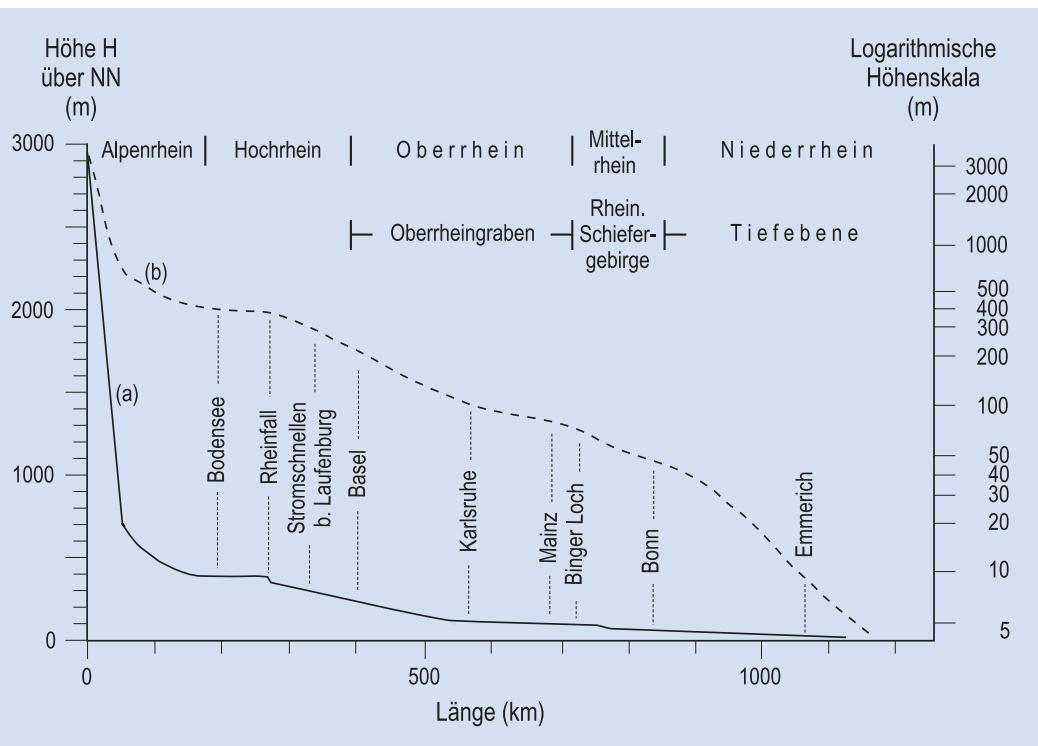


Abb. 5.17 250fach überhöhtes Längsprofil des Rheins mit (a) linearer Höhenskala, (b) logarithmischer Höhenskala. Kurve (a) zeigt, dass der Rhein das Ausgleichsgefälle noch nicht erreicht hat. Sowohl der Bodensee als auch das Rheintal oberhalb von Bingen stellen regionale Erosionsbasen dar. Die logarithmische Skalierung betont insbesondere die geringen Gefälleunterschiede im Unterlauf des Rheins (Bildrechte: nach Ahnert 1996)

In Abhängigkeit von Strömungsgeschwindigkeit und Korngröße transportieren Flüsse Lockermaterial als Boden- oder Schwebfracht (► Kasten 5.2). Die **Kompetenz** eines Flusses bezieht sich auf die größte Korngröße, die er transportieren kann. Demgegenüber ist die **Kapazität** eines Flusses ein Maß für die Masse aller **Klasten**, die der Fluss mit sich führen kann. Die **Abflussmenge** wiederum gibt die Wassermenge an, die pro Zeiteinheit an einem

bestimmten Punkt des Flusslaufes vorbeifließt. Da Flüsse in den steileren Oberläufen der Produktionszone schnell fließen, die Abflussmenge jedoch relativ gering ist, haben sie eine hohe Kompetenz und eine niedrigere Kapazität. In den weniger steilen Unterläufen nimmt mit der Strömungsgeschwindigkeit die Kompetenz ab. Die Abflussmenge nimmt über den Zufluss aus Nebenflüssen zu und die Kapazität steigt entsprechend.

Kasten 5.2 Einzelkorn- und Lösungstransport

Man unterscheidet beim aquatischen Feststofftransport (Einzelkorntransport) in Abhängigkeit von der Strömungsgeschwindigkeit und der bewegten Korngröße zwischen Bodenfracht (Bettfracht) und Schwebfracht (Suspensionsfracht). Bei der Bodenfracht werden gröbere Klasten rollend oder springend am Boden bewegt, bei der Schwebfracht hält die Turbulenz des Wassers den sehr feinkörnigen Detritus ständig in Schweben. Hinzu tritt weiterhin der Transport im Wasser gelöster chemischer Verbindungen, der Lösungstransport.

Bodenfracht. Viele Gebirgsflüsse können, insbesondere während der Schneeschmelze und nach heftigen Regenfällen, Gerölle und Blöcke in ihren Oberläufen verfrachten. Dies geschieht rollend und schiebend. Schon hier beginnt, je nach ihrer Härte, die Kantenrundung der Gerölle, die sich mit der Länge des Transportweges bis zur vollen Zurundung fortsetzen kann (► Tab. 5.3). Mit der Zurundung geht ein Volumenverlust einher, die abgeriebenen feinen Korngrößen werden ebenfalls verfrachtet. Schließlich werden auch die Flusskiesel zerkleinert und zerfallen zur Sandkorngröße (► Abb. 5.18). Allerdings ist die Zurundung nicht der einzige Faktor. Viele Minerale, wie z. B. die Feldspäte, besitzen gute Spaltbarkeiten. Durch die mechanische Transportbeanspruchung zerfallen

die Mineralkörper entlang ihrer Spaltbarkeiten. Sie ändern dann nicht unbedingt ihre Form, aber ihren Korndurchmesser. Insgesamt führt die Bodenfracht zur bevorzugten Erhaltung der gegen die mechanische Beanspruchung widerstandsfähigsten Minerale und Gesteinsfragmente. Auch unter diesen Bedingungen erweist sich Quarz als resistenter als z. B. Feldspat oder Glimmer. Daher sind die meisten Flussande angereichert an dem ohnehin in der Kruste sehr häufigen Quarz (► Tab. 1.1).

Es ist eine größere Transportkraft nötig, um ein ruhendes Korn durch Erosion aufzunehmen und in Bewegung zu überführen, als es in Bewegung zu halten. Neben der Korngröße ist die spezifische Dichte der Minerale für den Transport von Bedeutung. Die von der Fließgeschwindigkeit abhängende Transportkraft des Wassers kann an einem Punkt ein Quarzkorn (Dichte $\rho = 2,65 \text{ g cm}^{-3}$) bestimmter Korngröße noch bewegen, während ein gleich großes Amphibolkorn liegen bleibt (Dichte $\rho = 3 \text{ bis } 3,6 \text{ g cm}^{-3}$), da es eine größere Dichte besitzt (► Abb. 5.18). Ablagerungen, die reich an relativ dichten und widerstandsfähigen Mineralen sind, nennt man **Seifen**. Sind in ihnen wirtschaftlich wichtige Minerale, z. B. Diamant oder Chromit, in ausreichendem Maße konzentriert, können Seifen als Lagerstätten interessant sein.

Schwebfracht. Auch das Verbleiben von Sedimentkörnern als Schwebfracht in der Wassersäule eines Flusses hängt von der Korngröße und der Dichte ab. Selbst bei sehr niedrigen Strömungsgeschwindigkeiten verbleiben Tonminerale noch in Suspension, während Silt abgelagert wird. Vor allem nach kräftigen Regengüssen ist der Gehalt an Schwebfracht an der gelb-braunen Verfärbung vieler Flüsse gut zu erkennen.

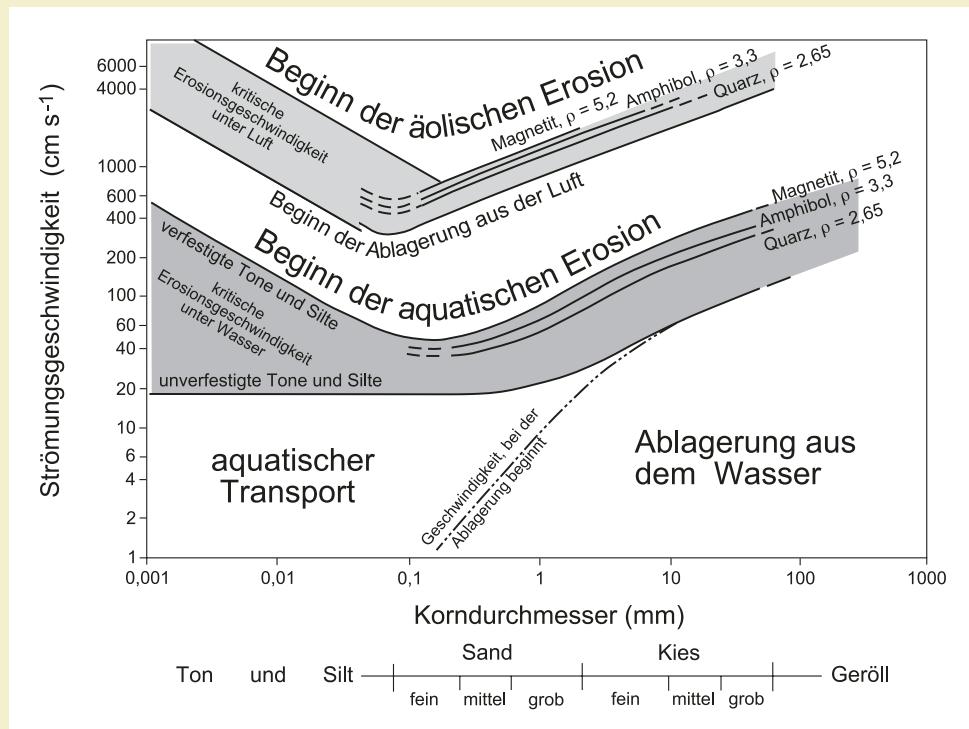
Die Schwebfracht überwiegt den Bodenfrachtgehalt der meisten Flüsse selbst bei im Jahresdurchschnitt wechselnden Niederschlags- und Abflussraten deutlich. **Lösungstracht.** Vor allem die chemische Verwitterung (► Abschn. 3.2) stellt über den oberflächlichen Abfluss sowie über Quell- und Grundwasser (► Abschn. 4.1) große Mengen gelöster Bestandteile für den Lösungstransport in Flüssen und Meeren bereit. ► Tab. 5.5

► Tab. 5.3 Zurundung und Volumenverlust von Geröllen in Abhängigkeit von der Länge des Flusstransportes (nach Zeil 1990)

Gestein	Zurundung vollendet nach x km Weg	Reduzierung um 50 % des Volumens nach x km Weg
Sandsteine, Kalke	1–5	10–50
Quarzite, Granite	10–20	100–300

zeigt, dass auch Flüsse des Periglazialgebiets, in dem die chemische Verwitterung eine stark verminderte Wirksamkeit besitzt, eine signifikante, aber dennoch relativ geringe Lösungsfracht aufweisen. Mit steigendem Einfluss dieses Verwitterungstyps nimmt die Lösungsfracht deutlich zu und überwiegt bereits in unseren Breiten (☞ Tab. 5.4 und ☞ Abb. 5.19). Im

tropisch-humiden Klima dominiert die Lösungsfracht deutlich, bei der Feststofffracht spielen Tonminerale die größte Rolle. Zudem wird insgesamt deutlich, dass chemische Verwitterung und Lösungstransport als **chemische Denudation** eine erhebliche Rolle bei der Gesamtdenudation spielen.



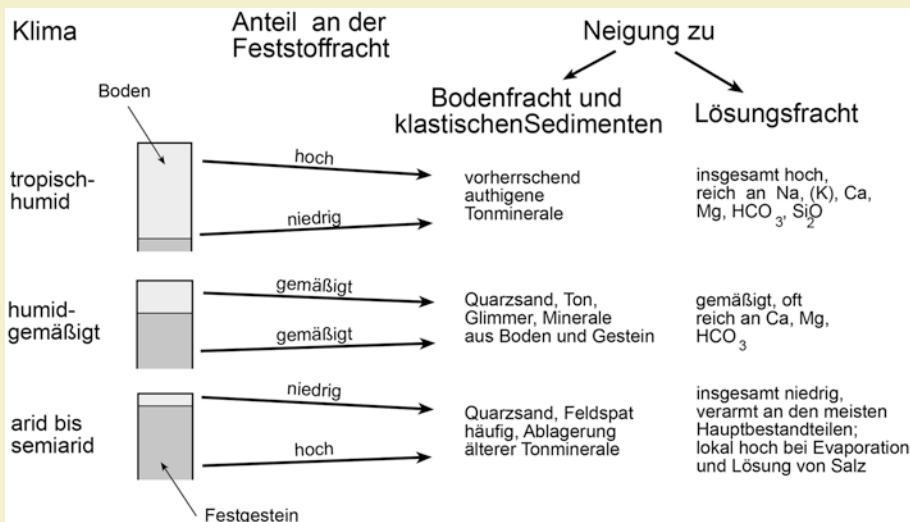
☞ Abb. 5.18 Das Hjulström-Sundborg-Diagramm zeigt die Bedingungen für Erosion, Transport und Ablagerung von Sedimentkörnern unter Wasser und unter Luft. Das Transportvermögen von Luft und Wasser ist abhängig von der Korngröße und Dichte ρ des zu transportierenden Detritus, sowie der Strömungsgeschwindigkeit. Neben den Korndurchmessern in Millimetern zeigt die x-Achse die Einteilung in die Korngrößen Ton, Silt, Sand, Kies und Geröll (s. ☞ Abb. 8.8). In den Feldern oberhalb der Linien, die den jeweiligen Beginn der äolischen oder aquatischen Erosion festlegen, gehen Sedimentkörner in Bewegung über. Um ein ruhendes Sedimentkorn unter Luft oder Wasser in Bewegung zu überführen, ist eine höhere Geschwindigkeit erforderlich als diejenige, bei der es transportiert wird. Daher können Körner auch bei niedrigeren Geschwindigkeiten in Bewegung gehalten werden (Bereiche zwischen der jeweiligen Erosion und Ablagerung). Infolge der Kohäsion vor allem zwischen Tonmineralen in Ton- und Siltablagerungen steigt der genannte Geschwindigkeitsunterschied gegen feinere Korngrößen an. Für Erosion und Transport gleicher Korngrößen sind unter Luft höhere Strömungsgeschwindigkeiten nötig als unter Wasser, da unter Luft die Reibungskräfte zwischen den Körnern größer sind und Wasser einen stärkeren Auftrieb erzeugt. Die Klasten im Feld „Ablagerung aus dem Wasser“, sowie unterhalb der Linie „Beginn der Ablagerung aus der Luft“ sind stets in Ruhe. Diese grundlegenden Verhältnisse bestimmen darüber hinaus die Bildung verschiedener Sedimentstrukturen als Ausdruck der Beziehung zwischen Strömungsgeschwindigkeit und Korngröße (vgl. ☞ Abb. 5.22); ρ = Dichte in g cm⁻³ (verändert nach Chorley et al. 1984)

■ Tab. 5.4 Jährliche Raten von Niederschlag und Abfluss sowie die entsprechenden Feststoff- und Lösungsfrachten im Einzugs- und Austragsgebiet des Wendebaches, einem Zufluss zur Leine (vereinfacht nach Pörtge 1995)

	1986	1987	1988
Niederschläge gesamt (mm)	749,80	736,00	647,80
Abfluss (10^6 m^3)	5,75	7,12	5,70
Feststofffracht (Boden- und Schwebfracht) (t km^{-2})	22,30	62,50	12,30
Lösungsfracht (t km^{-2})	67,00	80,10	70,00
Feststofffracht/ Lösungsfracht	0,33	0,78	0,18

■ Tab. 5.5 Bodenfracht, Schwebfracht und Lösungsfracht im Kvikkaa-Fluss, einem periglazialen Fluss auf Spitzbergen (vereinfacht nach Bartsch et al. 1994). Die Werte für Feststoff- und Lösungsfracht sind angegeben bzw. umgerechnet als Gewicht pro Flächeneinheit (t km^{-2})

	1990	1991
Abfluss gesamt (10^6 m^3)	2,8	2,4
Lösungsfracht (t)	110	90
Suspensionsfracht (t)	250	120
Bodenfracht (t)	5	3
Austrag gesamt (t)	345	233
Denudationsrate ($\text{t km}^{-2} \text{ a}^{-1}$)	61	42



■ Abb. 5.19 Generalisierte Trends in der klimatisch gesteuerten Bereitstellung und Verfrachtung von Feststoff- und Lösungsfracht (Bildrechte: Einsele 1992)

In vielen Fällen tritt ein Fluss am Fuß eines Höhenzuges in die Aufschotterungsebene hinaus und formt sich ein Flussbett auf einem gegebenenfalls vorhandenen alluvialen Fächer. Dieser Wechsel aus einem Tal in eine Ebene, aus einer engen Rinne in eine breite und weniger tiefe, führt zu einer fast schlagartigen Abnahme der Fließgeschwindigkeit und damit zur Ablagerung eines Teiles der mitgeführten Fracht als **fluviale Sedimente**. Die Fließrinne wird sich bei stärkerer Neigung des Untergrundes in eine Vielzahl kleinerer Rinnen verzweigen, die zumeist durch kiesige Bänke, die **Strombänke**, voneinander getrennt sind und die sich flussabwärts in irregulärem Muster wieder vereinigen. Da die Sedimentfracht oft relativ groß ist im Verhältnis zu Abflussmenge, Gefälle und Rinnentiefe, neigen die Rinnen der **verflochtenen Flüsse** („braided river“, □ Abb. 5.26b) dazu, rasch aufgefüllt zu werden, sodass das Wasser sich eine neue Rinne suchen muss (□ Abb. 5.20). Häufig finden sich in den Ablagerungen verflohtener Flüsse größere Gesteinsblöcke, die von dem strömenden Wasser nicht an den Ablagerungsort transportiert worden sein können. Hier zeigt sich ein jahreszeitlicher Einfluss: In Regenzeiten oder bei der Schneeschmelze gelangen große Sedimentmassen als Schuttströme in die Täler. Nimmt die Strömungskraft nach dem Ende der Regenzeit

ab, so kann das Wasser das feinkörnigere Sediment wegführen, die großen Blöcke bleiben in einem nun fluviatil geprägten Sediment als Rückstand („lag deposit“) zurück.

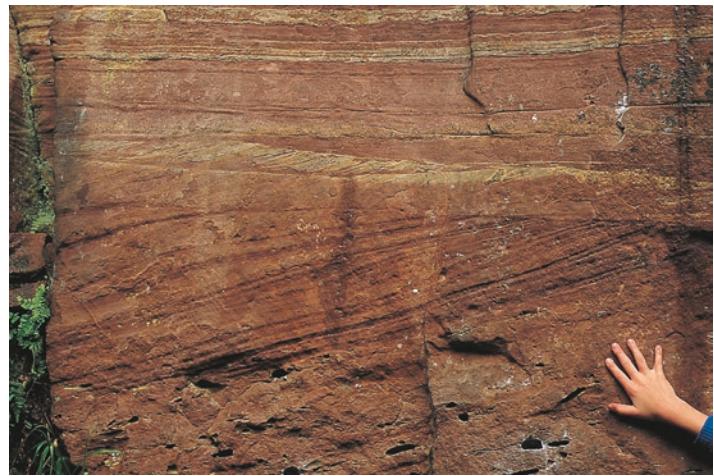
Verflochte Flüsse sind jedoch nicht allein auf die Oberflächen von alluvialen Fächern beschränkt. Sie entstehen immer dann, wenn die Abflussmenge gering ist im Verhältnis zur Sedimentfracht und der Fluss seine Strömung nicht in einem einzelnen Bett aufrechterhalten kann. Allerdings fließen die verflochtenen Flüsse als verzweigtes System in einem Tal oder Flussbett höherer Größenordnung. Die Ablagerungen der verflochtenen Flüsse bestehen zumeist aus unregelmäßig geschichteten Linsen von Geröllen, Kiesen und groben Sanden.

Da der Untergrund, über den ein Fluss strömt, immer inhomogen ist, findet eine differenzielle Erosion der weniger resistenten Partien statt und das Bett nimmt an **Rauigkeit** zu. Im Strömungsschatten der Unebenheiten kommt es häufig zum Absatz von Sand und zur Bildung von **Strömungsrippeln**. Diese wandern mit der Strömung flussabwärts und es entsteht ein geneigtes Schüttungsgefüge, das als **Schrägschichtung** bezeichnet wird (□ Abb. 5.21). Allerdings ist Schrägschichtung nicht auf Flussablagerungen beschränkt (▶ Kasten 5.3).



□ Abb. 5.20 (a) Der Rio Ara bei Ainsa in den spanischen Pyrenäen bei Niedrigwasser im Sommer, (b) Schrägluftbild eines verflochtenen Flusses bei Hochwasser in Island

■ Abb. 5.21 Schrägschichtungen unterschiedlicher Größenordnung im Buntsandstein (Trias) bei Heidelberg



Kasten 5.3 Rippeln und Schrägschichtung

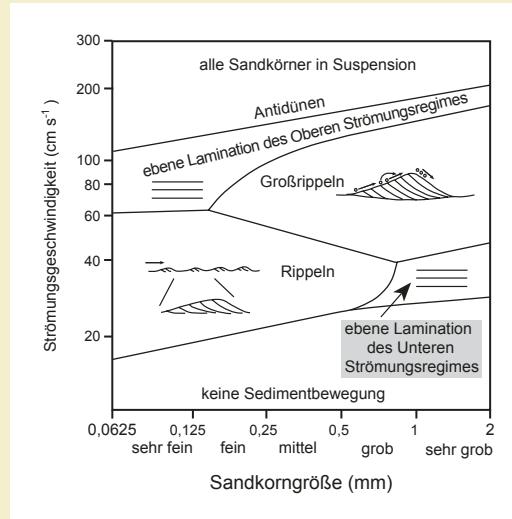
Wird lockerer Sand als rollende oder springende Einzelkorn-Bodenfracht durch ein strömendes Medium transportiert, so können eine Reihe unterschiedlicher Sedimentstrukturen entstehen, unter denen die verschiedenen Typen der Rippeln die augenfälligsten sind. **Strömungsrippeln** werden unterschieden in die

Rippeln i. e. S., sowie die **Megarippeln** oder **Sandwellen** (■ Abb. 5.22–5.24). Strömungsrippeln haben einen asymmetrischen Querschnitt (■ Abb. 5.23a). Ihre schwächer geneigte Luvseite ist der Strömung zugewandt, die stärker geneigte Leeseite ist ihr abgewandt. In der Regel nimmt eine Strömung an der Luvseite Sandkörner auf, dort findet also Erosion statt, rollt sie über den Rippelkamm und lagert sie an der Leeseite im Strömungsschatten des Kamms wieder ab (■ Abb. 5.22). Symmetrische Rippeln entstehen als **Wellenrippeln** oder **Oszillationsrippeln** in sehr flachen Bereichen, wenn Wind über das stehende Wasser einer Pfütze streicht und es zum Schwingen bringt oder durch die oszillierende Bewegung von Wellen im strandnahen Meer bzw. im Uferbereich eines Sees (■ Abb. 5.23b).

Individuelle Strömungsrippeln haben eine Länge im Dezimeterbereich und eine Höhe von wenigen Zentimetern. Mit der Höhe der Rippeln und Megarippeln nimmt auch ihre Wellenlänge zu. Bei steigenden Strömungsgeschwindigkeiten gehen Rippeln jedoch nicht kontinuierlich in Megarippeln über. Nimmt nach der Rippelbildung die Strömungsgeschwindigkeit weiter zu, so werden die Rippeln durch die steigende Erosionskraft des Wassers wieder ausgelöscht. Erst dann bilden sich, eine ausreichende Wassertiefe vorausgesetzt, die Megarippeln. Rippeln und Megarippeln entstehen durch ständige Sandumlagerung, daher besteht ihr Querschnittsgefüge aus der Schrägschichtung ('cross bedding'). Da sich Rippeln wie Megarippeln bei zunehmender Strömungsgesamtenergie von lang gestreckten Formen mit geradem Rippelkamm, den sog. **2-D-Rippeln**, zu solchen mit gebogenem Kamm, den

3-D-Rippeln, entwickeln, variiert entsprechend auch das Schrägschichtungsgefüge. Bei 2-D-Rippeln ist es **planar** oder **tabular**, wie z. B. bei einem schräggestellten Stapel von Spielkarten, bei 3-D-Rippeln ist es entsprechend der wechselnden Krümmung des Kamms **trogförmig** ('trough cross bedding', ■ Abb. 5.25).

Rippeln entstehen gleichermaßen in strömendem Wasser wie durch Wind. Ihre Bildung ist in erster Linie abhängig von der Korngröße des bewegten Materials, der Strömungsgeschwindigkeit sowie der Mächtigkeit der Strömung, die im aquatischen Bereich meist gleich der Wassertiefe ist. In ■ Abb. 5.22 sind die Stabilitätsfelder typischer aquatischer Rippeln und horizontal-laminierter Sedimentstrukturen für Wassertiefen von ca. 50 cm dargestellt. Sie beruhen auf einer großen Anzahl von Experimenten, die vorwiegend in Strömungskanälen durchgeführt wurden. Strömungskanäle sind Wassertanks aus Glas, die je nach Bedarf mehr als 10 m lang und etwa 1–2 m breit sein können. Sie werden mit klastischem Material bekannter Korngröße beschickt, über das man Wasser in unterschiedlichen Strömungsgeschwindigkeiten und Wassertiefen fließen lässt. Durch Beobachtung und Messung, einen kontrollierten Versuchsaufbau, sowie der Kenntnis der hydrodynamischen Grundlagen konnten die Gesetzmäßigkeiten der Entstehung sehr unterschiedlicher Sedimentstrukturen erarbeitet werden. Strömungsrippeln finden sich in den unterschiedlichen aquatischen Milieus sowie im äolischen Bereich. Sie sind typische Ablagerungen in Flüssen wie im flachen Meer. Wie bereits erwähnt, hängt ihre Entstehung von der Korngröße des bewegten Materials, der Strömungsgeschwindigkeit sowie der Mächtigkeit der Strömung ab. Es ist insofern nicht überraschend, dass auch die ozeanischen Tiefenströmungen (► Abschn. 6.3) in einer Tiefe von mehreren 1000 m bei geeigneten Bedingungen Strömungsrippeln und Sandwellen produzieren können.



■ Abb. 5.22 Bei Strömungsgeschwindigkeiten zwischen ca. 20 und 60 cm s⁻¹ und Korngrößen bis ca. 0,8 mm entwickeln sich Rippeln. Im Bereich sehr groben Sandes bildet sich bei gleichen Strömungsgeschwindigkeiten die horizontale Lamination ruhig strömenden Wassers (Unteres Strömungsregime). Bei zunehmender Korngröße und Geschwindigkeit bilden sich Megarrippeln (■ Abb. 5.24) und schließlich die horizontale Lamination des schießenden Wassers (Oberes Strömungsregime) heraus. Rippeln und Megarrippeln bewegen sich mit der Strömung. Der Übergang vom Unteren zum Oberen Strömungsregime hängt neben der Strömungsgeschwindigkeit auch von der Wassertiefe ab. In beiden Rippelstabilitätsfeldern gehen die Rippeln mit steigender Strömungsgeschwindigkeit vom 2-D-Typ in den 3-D-Typ über. Der Sonderfall der selten erhaltenfähigen Antidünen bildet sich schließlich bei schießendem Wasser und bei bestimmten pyroklastischen Strömen (■ Abb. 12.43c) durch Anlagerung von Sediment auf der Luvsseite und Erosion an der Leeseite. Die Experimente wurden in 25–40 cm Wassertiefe durchgeführt (Bildrechte: verändert nach Walker 1992)

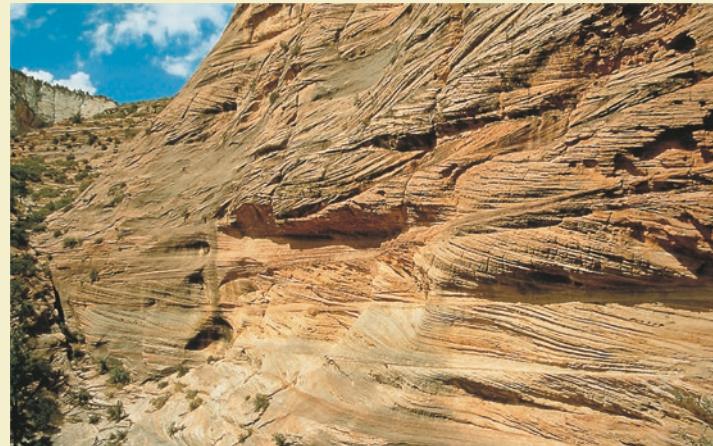
■ Abb. 5.23 (a) Asymmetrische Strömungsrippeln im norddeutschen Watt. Die zumeist geraden Rippelkämme weisen sie als 2-D-Rippeln aus. Der Ebbstrom verlief von rechts oben nach links unten und erzeugte kleine Erosionsrinnen auf den Rippelkämmen (Bildrechte: Foto – G. Müller). (b) Symmetrische Oszillations- oder Wellenrippeln im norddeutschen Watt. Bei den dunklen Komponenten in den Rippeltälern handelt es sich um Algenreste und anderen organischen Detritus (Foto: G. Müller)



■ Abb. 5.24 Megarrippeln im Ordovizium von Wales. Dieses Bild zeigt helle Tonablagerungen in den Tälern zwischen den Rippelkämmen, so wie es vom Hjulström-Sundborg-Diagramm in ■ Abb. 5.18 bei entsprechenden Bedingungen für kohäsive Tonablagerungen vorhergesagt wird. Die Asymmetrie der Megarrippeln zeigt, dass das Wasser von rechts nach links strömte (Maßstab: 1 m)



■ Abb. 5.25 Planare und trogförmige Schrägschichtung in Sandsteinen (Foto: D. Ludwig)



In ebenen Regionen mit geringem Gefälle, z. B. in Küstenebenen oder stark verfüllten Tälern, neigen Flüsse dazu, im relativ weichen Untergrund ein verschlungenes Flussbett zu entwickeln, sie **mäandrieren** (Abb. 5.15, 5.26a und 5.27). Mäandrierende Flüsse transportieren eine Fracht aus Feinsand, Silt und Ton; die Sedimentfracht kann ihnen jedoch auch vollständig fehlen. In den Biegungen der **Mäander** lenkt die Zentrifugalkraft den Wasserstrom gegen das konkave, äußere Ufer. Der **Prallhang**, der somit die Haupterosionskraft des Flusses in der Flussbiegung aufnimmt (Abb. 4.12), wird langsam abgetragen und stromabwärts versetzt. In der Innenkurve der Biegung, dem **Gleithang**, ist die Strömung gegenüber dem Prallhang deutlich verlangsamt und es kommt zum Absatz einer **Flussufersandbank**. Sie progradiert entsprechend der Rate des Rückbaus des Prallhangs und verstärkt die Flusskrümmung (Abb. 5.26). Zudem wandert die Sandbank stromabwärts, da sich der zentrale Teil der Strömung, der **Stromstrich**, erst stromabwärts der Mitte des Prallhangs nähert. Nach ausreichender Annäherung der Prallhänge benachbarter Schlingen bricht der Fluss hier schließlich durch (Avulsion). Er gräbt sich an dieser Stelle ein geraderes Flussbett unter Auslassung der abgeschnittenen Schlinge. Da der Fluss nun an der Schlinge vorbeifließt, entwickelt sie sich zu einem gekrümmten, **Altwasserarm** genannten, See mit der Form eines Kuhhorns, der daher

im Englischen ‚oxbow lake‘ genannt wird. In ihm bildet sich eine charakteristische nach oben feiner werdende Sedimentfolge, da sich über den größeren Ablagerungen des ehemals aktiven Flusses nun aus dem stehenden Gewässer des Sees die Schwebfracht langsam als Schlick zusammen mit organischem Material absetzt.

Die **Sinuosität** ist das Maß für das Verhältnis der Länge eines Flusslaufes zu einer geraden Linie entlang der Richtung, in die ein Fluss insgesamt fließt. Verflochtene Flüsse haben eine relativ niedrige Sinuosität, während die Sinuosität von mäandrierenden Flüssen hoch ist (Abb. 5.26 und 5.27).

Der Lauf der Mosel von Trier bis Cochem ist ein Beispiel aus Deutschland für einen größeren mäandrierenden Fluss. Allerdings sind hier die Mäanderschlingen in einem recht tief eingekerbten, **antezeitlichen Flusstal** als **geführte** oder **vererbte Mäander** fixiert. Seit der Hebung der Eifel-Hunsrück-Region im Känozoikum gräbt die Mosel ihr vorher bereits bestehendes Bett in die Tiefe und verstärkt daher die Mäanderkrümmung nur wenig. Demgegenüber graben Flüsse **epigenetische Flusstaler**, wenn sie nach Senkung der Erosionsbasis in ältere Strukturen hinein in die Tiefe erodieren. Sie legen dabei möglicherweise vorher verborgene Härtlinge frei, deren Hindernis sie nur als **Durchbruchstal**, bevorzugt entlang von Schwächezonen in Form von Störungen, ausräumen können.

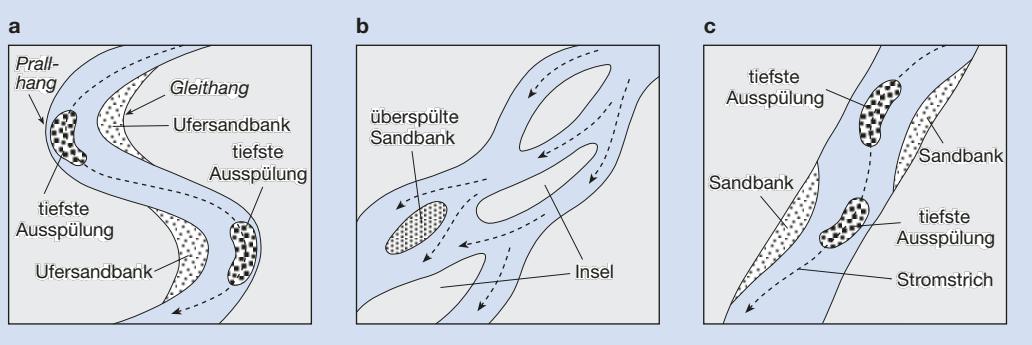
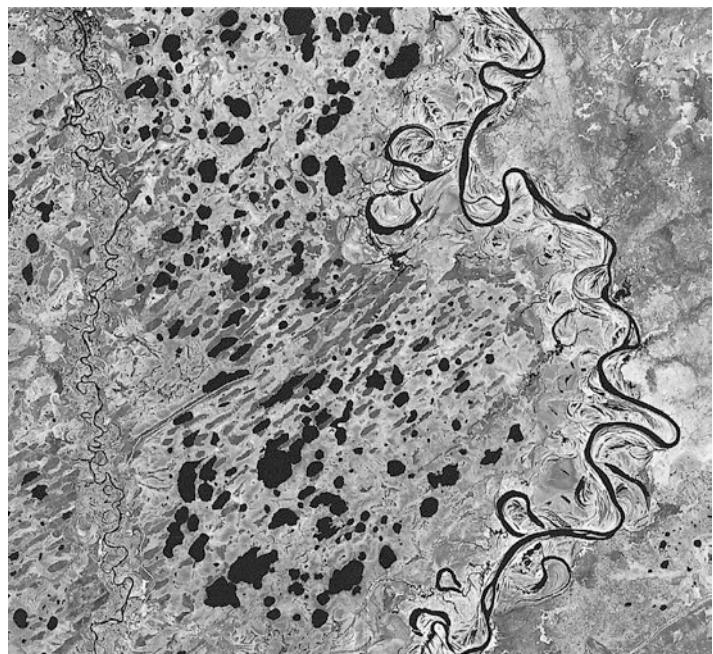


Abb. 5.26 (a) Mäandrierende Flüsse sind verschlungen und haben eine hohe Sinuosität. (b) Verflochtene Flüsse haben eine niedrigere Sinuosität als mäandrierende. (c) Entlang betonter Störungen kommen auch gerade Fließrinnen vor. Bei genauerer Betrachtung stellt man jedoch auch hier fest, dass die Hauptströmung zwischen den Ufern pendelt. Es bilden sich entlang der Ufer in versetzten Abständen Sandbänke, die Ausdruck sehr gering entwickelter Gleit- und Prallhänge sind. Sie verdeutlichen, dass auch diese auf den ersten Blick geraden Flüsse eine – wenn auch geringe – Sinuosität besitzen

■ Abb. 5.27 Landsat-MSS-Satelliten-Szenenausschnitt des Irtysch (rechts im Bild) und eines Nebenflusses nahe seiner Mündung in den Ob in Westsibirien. Deutlich erkennbar mäandriert der Irtysch durch seine Aue unter Hinterlassung der gestreift erscheinenden Ablagerungen der vorrückenden Gleithänge. Im oberen rechten Bereich der Aufnahme hat der Fluss sich ein neues, nach Norden gerichtetes und geraderes Bett gegraben und dabei zwei ehemals aktive Mäanderschlingen als Altwasserarm von seinem Lauf abgeschnitten (Bildrechte: NASA, Aufbereitung: K. Munier)

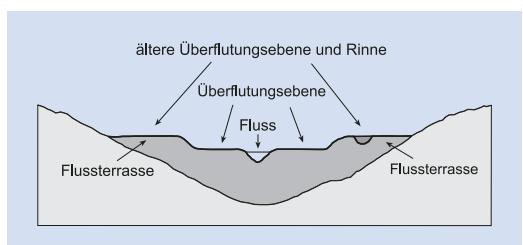


5.3.2 Überflutungsebenen

Das Mäandrieren eines Flusses in einem Tal erzeugt eine nahezu ebene Fläche, die in Hochwasserzeiten überflutet wird, die **Überflutungsebene** oder **Aue**. Sie besteht aus den Ablagerungen von Überflutungsereignissen. Bei Hochwasser ist die Strömungsgeschwindigkeit eines Flusses im Bereich des überfluteten Ufers geringer als in der Flussrinne und es wird grobkörniges Sediment zu **Flussuferwällen** („levees“) aufgeschüttet. Jenseits dieser Wälle breitet der Fluss bei Hochwasser vor allem feinkörniges Material über die Auen aus, die sich als **Auelehme** und **Überflutungssedimente** in ebenen Schichten über den älteren Flussablagerungen absetzen. Bricht ein Uferwall bei Hochwasser, so breiten sich durch den Bruch **Dammbruchfächer** aus größerem Sediment („crevasse splay deposits“) fächerförmig über die Auelehme aus. Flüsse wie der Po haben als **Dammflüsse** so hohe Uferwälle aufgeschüttet, dass heute der Wasserspiegel stellenweise oberhalb der Überflutungsebene liegt.

Nach einer Senkung der Erosionsbasis erodiert ein Fluss sein Bett innerhalb der Überflutungsebene

in die Tiefe und verlagert die Aue entsprechend. Die Reste der ehemaligen Flussrinne, sowie der Aue befinden sich nun als **Flussterrasse** in einer Position am Talhang oberhalb des neuen Flussbettes (■ Abb. 5.28). Die Höhenunterschiede zwischen dem betrachteten, zumeist heute aktiven Rinne-Aue-Paar und verschiedenen Flussterrassen zeichnen die Änderung der Erosionsbasis nach, die z. B. durch eine tektonisch verursachte Hebung der betrachteten Region mit subsequenter verstärkter Tiefenerosion des Flusses herbeigeführt wurde. Die



■ Abb. 5.28 Flussterrassen umfassen ehemalige Überflutungsebenen und Rinnen, die nach einer Tiefenverlagerung des Flussbettes als Erosionsreste am Talhang erhalten bleiben (Bildrechte: nach Emiliani 1992)

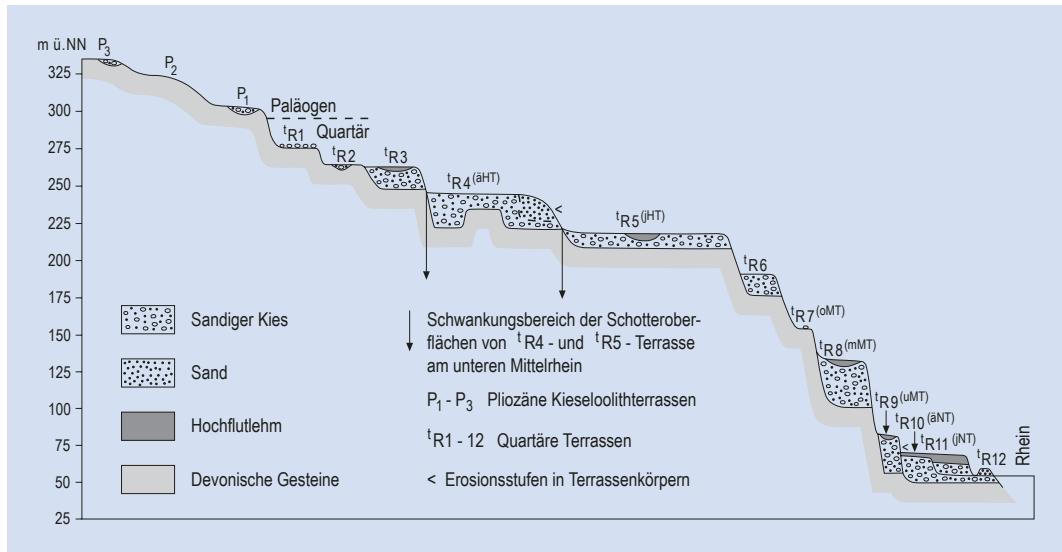


Abb. 5.29 Schematische Zusammenstellung der Terrassen im Tal des mittleren Rheins zwischen Bingen und Bonn. In vollständiger Abfolge sind die Terrassen jedoch in keinem Talabschnitt erhalten. äHT, jHT: ältere, jüngere Hauptterrasse; oMT, mMT, uMT: obere, mittlere und untere Mittelterrasse; äNT, jNT: ältere und jüngere Niederterrasse (Bildrechte: nach Bibus 1980)

höchsten Flussterrassen sind also die ältesten, die tiefsten die jüngsten. Entlang des mittleren Rheins zwischen Bingen und Bonn zeichnen 12 Terrassen die Aufstiegsgeschichte des Rheinischen Schildes in den letzten 5 Ma, d. h. seit dem Pliozän, nach (Abb. 5.29).

5.3.3 Deltas und Ästuare

Deltas bilden sich dort, wo Flüsse in einen See oder ins Meer münden. Ihre Oberfläche hat im Idealfall die Form eines nach außen an Breite zunehmenden Dreiecks (Delta). Deltas lassen sich in drei Hauptzonen gliedern. Die **Deltaebene** umfasst die überwiegend vom Fluss geprägte küsten-, bzw. ufernahe, subaerische Oberfläche des Deltas. Die **Deltafront** bezeichnet den Grenzbereich, an dem der Fluss mit den Strömungen des Meeres oder eines Sees in Wechselwirkung tritt. Das **Prodelta** ist die äußere und tiefere, sublakustrine oder submarine Region des Deltas, in der überwiegend die vom Fluss herantransportierte Schwebfracht akkumuliert (Abb. 5.30).

Flusswasser fließt meistens als turbulente, **hypopyknische Strömung** auf breiter Front in einen Süßwassersee. Demgegenüber besitzt Flusswasser,

auch wenn es sedimentbeladen ist, eine geringere Dichte als Meerwasser. Daher mischen sich beide nur langsam und das weniger dichte Flusswasser strömt als **hypopyknische Oberströmung** (vgl. auch Abb. 5.31) über das dichtere Meerwasser hinweg. Auf diese Weise kann Süßwasser weit ins Meer hinausfließen und seine Suspensionsfracht entsprechend mitnehmen. Nach Beginn der Mischung von Süß- und Salzwasser, sowie einer Verlangsamung der Strömung sinkt der Detritus über eine breite Zone zu Boden und baut einen in seiner Fläche der Ausdehnung der hypopyknischen Strömung entsprechenden Prodelta-Bereich auf. Allerdings hängt die Entwicklung einer Oberströmung von ihrer Wechselwirkung mit den Gezeiten- und Oberflächenströmungen (Kap. 6) der Meere ab.

Die Flüsse lagern ihre sandige Bodenfracht und einen Teil der Suspensionsfracht beim Wechsel von der engen Flussrinne in den weiten Wasserkörper eines Sees oder eines Meeres zunächst bevorzugt vor der Mündung als **Mündungssandbank** ab, da sie (1) hier schlagartig an Strömungsgeschwindigkeit und damit an Transportkraft verlieren und (2) Tone im Kontakt mit Meerwasser koagulieren und ausflocken können. Gleichzeitig breitet sich die Strömung fächerförmig aus. Die Form des Deltas ist nun abhängig

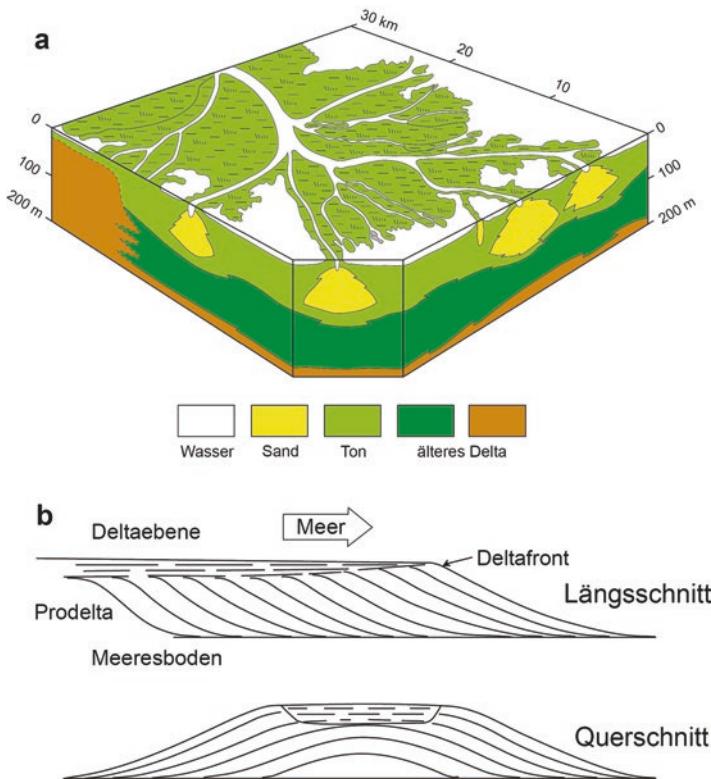


Abb. 5.30 (a) Blockdiagramm des heutigen „Vogelfußdeltas“ des Mississippi mit den sich in Richtung auf die Deltafront verzweigenden Flussrinnen („distributary channels“; nach Fisk et al. 1954). (b) Gliederung eines Deltas in Deltaebene, Deltafront und Prodelta. Insbesondere die Schichten des Prodeltas sind beckenwärts geneigt

von dem Verhältnis der Strömungskraft des Flusswassers und seiner Dichte in Relation zu den Strömungen in den küstennahen Gewässern. Viele Küstenbereiche sind von den vier Mal täglich wechselnden Gezeitenströmungen (► Abschn. 6.3) betroffen. **Gezeitengeprägte Deltas** wie das Gangesdelta sind daher stark durch zumeist senkrecht zur Küste verlaufende Gezeitenströmungen zergliedert. Ebbe und Flut arbeiten die vor der Küste liegenden Mündungssandbänke auf und verlagern sie langsam als senkrecht zur Küste liegende langgestreckte **Barren** seewärts. Herrschen durch Wellen erzeugte küstenparallele Strömungen vor (► Abschn. 6.4), so wird das vom Fluss herangeführte Sediment küstenparallel verfrachtet. Stromabwärts vom Delta akkumulieren große Mengen an Sediment vor der Küste und das **wellen-dominierte Delta** erhält wie beim Rhonedelta seine

asymmetrische Form. Da Seen kaum über merkbare Gezeiten und nur selten über ausgeprägte Strömungssysteme verfügen, sind hier die Flüsse bestimmend und erzeugen die **flussdominierten Deltas**. Jedoch sind diese Deltas nicht auf Seen beschränkt. Auch das ausgedehnte Delta des Mississippi im Golf von Mexiko ist überwiegend vom Zufluss des Mississippi geprägt. Da vor flussdominierten Deltas kaum eine nennenswerte Umlagerung des herangeführten Sedimentes stattfindet, schüttet der Fluss seine Fracht zu einem Sedimentfächer auf und baut ihn mit der Zeit vor. Bei einer hohen Sedimentfracht neigen Flüsse zusätzlich dazu, ihre eigenen Strömungsrinnen mit Sediment aufzufüllen. Die Deltaebene der flussdominierten Deltas hat daher ein nur sehr geringes Gefälle, die Strömungsrinnen verzweigen sich zunehmend und verlagern sich schließlich immer wieder infolge

der Auffüllung mit Sediment. Ehemalige Strömungs-rinnen werden dann als **Altarme** abgeschnitten. Aus der episodischen Pendelbewegung der Hauptrinne über den Deltagebel entsteht so mit der Zeit die morphologische Form des **Vogelfußdeltas** (► Abb. 5.30a), das beim Mississippi im Jahr um etwa 80 m vorrückt. Zwischen den Flussarmen bilden sich häufig Sümpfe und Moore. Ein Delta besteht somit aus dem Gerüst der sandigen Rinnenablagerungen, die seitlich wie meerwärts in tonige Sedimente übergehen. Insgesamt erreichen die Deltaablagerungen große Mächtigkeiten und beherbergen in einigen Fällen bedeutende Kohle-, Erdgas- und Erdöllagerstätten (vgl. ► Kap. 11 und ► Abb. 11.32).

Ästuare sind, wie die Elbmündung, trichterförmige, gezeiten- und/oder wellengeprägte Flussmündungen, die während eines Meeresspiegelniedrigstandes eingetieft und im Zuge des folgenden Meeresspiegelanstiegs überflutet wurden. Sediment wird sowohl vom Fluss als auch durch die Flutströmung vom Meer in das Ästuar eingetragen. Da Ästuare weit ins Festland hineinreichende Buchten bilden, sind die Gezeiten besonders wirksam. Im Hamburger Hafen, etwa 100 km landeinwärts von der Elbmündung, beträgt der Unterschied zwischen Ebbe und Flut noch ca. 3 m. Da der Flutstrom weit gegen den Fluss vordringt, mischen sich Meerwasser und Süßwasser häufig zu **Brackwasser**.

5.3.4 Seen

Seen enthalten knapp 0,02 % des Wassers der Hydrosphäre (► Tab. 4.1) und bedecken nur etwa 1 % der Landoberfläche der Erde. Sie bilden sich unter sehr unterschiedlichen tektonischen Rahmenbedingungen. Große Seen finden sich in kontinentalen Riftgebieten als Salzwassersee wie im Falle des Toten Meeres, als Süßwassersee, z. B. Baikalsee in Südostrussland, aber auch auf tektonisch ruhigen Kratongebieten, wie etwa die glazial angelegten großen Seen Nordamerikas. In erster Linie stellen Seen wasser gefüllte Senken dar, deren Wasserhaushalt hauptsächlich durch das Klima, ihre Tiefe sowie Art und Menge des Feststoff- und Lösungseintrages bestimmt werden. Seespiegel schwanken daher mit den Wechseln des hydrologischen Budgets.

Man unterscheidet **Durchflusseen**, die, wie der Bodensee vom Rhein, von Flüssen durchflossen

werden, von solchen, die zwar von Flüssen gespeist werden, aber keinen oder nur einen eingeschränkten Abfluss haben und als **Endseen** bezeichnet werden. Durchflusseen sind in der Regel Süßwasserseen; Endseen sind in semi-ariden und ariden Gebieten meistens **Salzwasserseen**, da durch die erhebliche Verdunstung die Lösungsfracht angereichert wird.

Seen sind geologisch gesehen recht kurzlebig. Sie werden durch die Sedimentfracht der zuströmenden Flüsse zumeist rasch aufgefüllt. Der Bodensee wird bei unveränderten Bedingungen in etwa 16.000 Jahren verfüllt sein. Fehlen in gemäßigten Breiten stärkere Zuflüsse, so tritt der mineralische Anteil am Seesediment zurück. Vorwiegend **biogene** Ablagerungen, die aus den Resten und Stoffwechselprodukten der im See lebenden Organismen bestehen, sammeln sich dann am Seeboden (► Abb. 7.10). Die Ablagerungen der Seen spiegeln Umweltveränderungen detailliert wider, da diese sich in ihnen sehr viel schneller auswirken als in den erheblich größeren und damitträger reagierenden Meeren. Anthropogene Einflüsse ebenso wie tektonische und Klimaänderungen und der durch sie ausgelöste Wandel in Flora und Fauna, in Wasserständen und Sedimentationsraten werden in den Seeablagerungen aufgezeichnet. Sie eignen sich daher besonders zur Untersuchung einer Reihe von geologischen Prozessen, zu denen vorzeitliche Klimaentwicklungen (► Abschn. 15.2), die frühen Stadien der Entwicklung kontinentaler Rifts (► Abschn. 10.3 und 11.1) oder rezente anthropogene Umweltbelastungen (► Abb. 16.8) gehören.

Die Wasserbewegung in Seen wird hauptsächlich durch die Übertragung der Windenergie auf die Wasserfläche hervorgerufen. Insbesondere die Seen der gemäßigten Breiten weisen eine ausgeprägte und jahreszeitlich gesteuerte Temperatur- und damit Dichteschichtung ihres Wassers auf. Die Dichte des Wassers ist temperaturabhängig, sie erreicht im Süßwasser ihren größten Wert bei 4 °C (► Abb. 6.5). Die dichtesten Wassermassen eines Sees nehmen als **Hypolimnion** die tieferen Bereiche eines Sees ein. Über einer deutlichen Temperaturgrenze, der **Thermokline**, wird dieser Wasserkörper überlagert von der durch die Sonne erwärmten und vom Wind durchmischt Oberflächenschicht, dem **Epilimnion**. Bei ausreichender Erwärmung in Frühjahr und Sommer wird diese Schicht immer wärmer und damit „leichter“, sie kann sich daher nicht mit dem Wasser des Hypolimnions mischen. Wenn das Epilimnion im

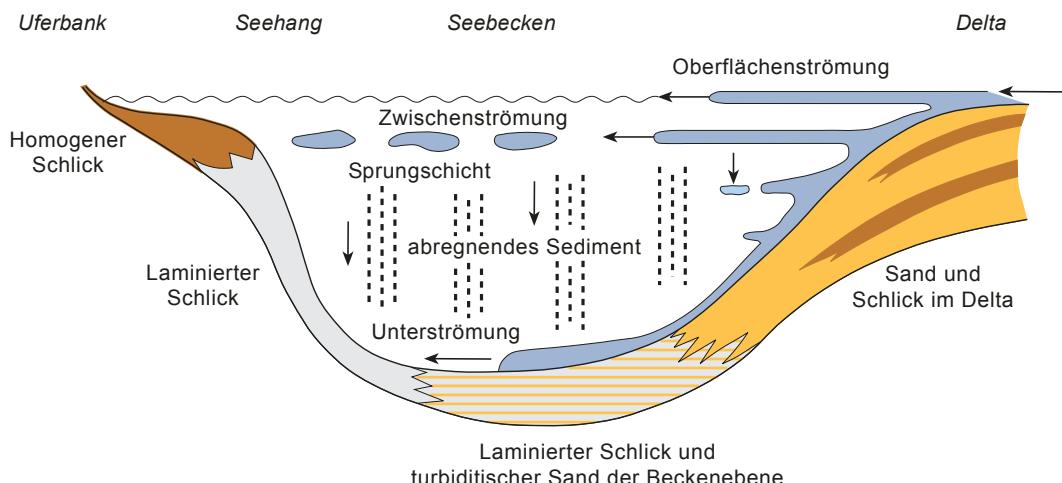
Herbst abkühlt, kann es jedoch zu einer Dichtegleichung beider Schichten und damit zur vollständigen Durchmischung der Wassermassen kommen. Diese wird insbesondere durch Herbststürme begünstigt. Am Ende des Winters taut das Eis auf und das Epilimnion erwärmt sich auf 4 °C, was, möglicherweise wiederum befördert durch Stürme, die entsprechende **Frühjahrsdurchmischung** verursacht.

Flusswasser, das mit seiner Sediment- und Lösungsfracht in einen See einströmt, hat zumeist eine von Hypo- und Epilimnion abweichende Dichte. Es wird als Dichteströmung in den See einfließen, deren Lage innerhalb der Wassersäule sich nach den unterschiedlichen Dichten der Seewasserkörper richtet. Ist das Flusswasser weniger dicht als das Epilimnion, so wird es sich als **Oberflächenströmung** auf dem Seespiegel ausbreiten. Liegt die Dichte des Flusswassers zwischen denen von Hypo- und Epilimnion, so wird es sich entlang der Thermokline als isopyknische **Zwischenströmung** ausdehnen. Oberflächenströmung und Zwischenströmung transportieren feinen Detritus in den See hinaus, der dort schließlich langsam abregnet und als Schlamm am Seeboden akkumuliert. Ist das in den See einströmende Flusswasser dichter als das Seewasser, so fließt es als **Unterströmung** entlang des Seebodens. Da die Flüsse ihre Sandfracht bevorzugt im Mündungsbecken ablagern, kann es bei ausreichend hohen Sedimentationsraten zur Sedimentumlagerung durch

Trübeströmungen (► Kasten 5.1) und schließlich zur Sedimentation von Turbiditen auf der Beckenebene kommen (► Abb. 5.31). Die Beziehungen zwischen Zirkulationsmustern, Dichteschichtung und Nährstoffeintrag erzeugen charakteristische Milieus im Seewasser (► Tab. 5.6) und resultieren in typischen Seesedimenten, in denen sich wechselnde Redoxpotenziale, O₂-Gehalte und chemische Zusammensetzung des Porenwassers der Sedimente widerspiegeln (► Tab. 5.7).

Seen in kleinen von aktiven Störungen begrenzten Becken oder in Riftzonen haben oft steile Flanken und alluviale Fächer schütten ihr grobkörniges Sediment über ein **Schwemmdelta** („fan delta“) direkt in den See. In diesen Fällen kommt es im Randbereich des Sees zur Verzahnung der groben Sedimente mit den feinkörnigeren Ablagerungen der Seemitte (► Abb. 5.32).

In ariden Gebieten werden die tief gelegenen inneren Teile abflussloser Becken als **Playa** ständig oder zeitweilig von stehenden Gewässern und Endseen eingenommen. Hohe Evaporationsraten konzentrieren die chemische Lösungsfracht des episodisch oberflächlich sowie aus dem Grundwasser zuströmenden Wassers zu einer salzigen **Sole** („brine“), aus der schließlich Gips, Ca- und Na-Karbonate sowie verschiedene Edelsalze einschließlich Halit (NaCl) gefällt werden. Bohrungen, die in Salzwasserseen oder **Salaren** zur Exploration auf wirtschaftlich relevante Rohstoffe wie z. B. Li



► Abb. 5.31 Schematisches Querprofil durch einen See und die relative Lage der verschiedenen Dichteströmungen innerhalb des Seewasserkörpers (Bildrechte: nach Sturm & Matter 1978)

5

Tab. 5.6 Unterschiedliche Charakteristika von Seen		Tab. 5.7 Wichtige Seesedimente der gemäßigten Breiten (nach Zeil 1990)	
		Sediment	Entstehung
Oligotrophe Seen	Charakterisiert durch einen Mangel an Nährstoffen für Pflanzen bei einem Reichtum an O ₂ im Hypolimnion. Die Seen sind oft tief, die Bodensedimente sind oft arm an organischem Kohlenstoff	Sapropel (Vollfaulschlamm)	Unter O ₂ -Abschluss umgesetzte organische Reste
Eutrophe Seen	Gelöste pflanzliche Nährstoffe sind reichhaltig vorhanden; saisonaler O ₂ -Mangel im Hypolimnion. Bodensedimente gewöhnlich reich an zumeist rasch abgebauter organischer Materie; Seen sind eher flach	Gyttja (Halbfaulschlamm)	Unter teilweisem O ₂ -Zutritt umgesetzte organische Reste
Mesotrophe Seen	Gekennzeichnet durch einen moderaten Eintrag von Nährstoffen; zwischen oligotroph und eutroph	Seekreide (Wiesenkalk)	Feinpulviger Kalk, von Pflanzen aus dem Seewasser durch Kohlensäureentzug ausgefällt; häufig mit Molluskenschalen
Dystrophe Seen	Nährstoffarm, O ₂ -reich im Hypolimnion. Das Wasser ist zumeist gelblich-braun und reich an nicht-humifizierter organischer Materie; häufig assoziiert mit (sauren) Torfmooren	Kieselgur (Diatomeenerde)	Aus Kieselalgenschalen aufgebaut
		Dy (Torfschlamm)	Aus ausgeflocktem Humus bestehend
		See-Erz	Unter Beteiligung von Bakterien ausgeschiedene FeOOH-(Goethit-) Knollen

Abb. 5.32 Verzahnung und transgressive Überlagerung von hellen, feinkörnigen Seesedimenten mit dunklen Sandsteinen und Konglomeraten eines alluvialen Fächers (Quebrada del Toro, Nordwestargentinien; Bildrechte: Foto – U. Zimmermann)



niedergebracht wurden, zeigen, dass vor allem ephemer Salzwasserseen zwischen verschiedenen Stadien schwanken. Episodische Niederschläge schwemmen Ton und Sand in die Playa und bedecken sie zusätzlich mit einem **Brackwassersee**. Bei überwiegender Evaporation wandelt er sich zu einem Salzwassersee, der schließlich austrocknet und Salzabscheidungen sowie eine harte, von Trockenrissen durchzogene Tonschicht hinterlässt (Abb. 5.33 und 5.34).

5.4 Erosion und Ablagerung durch Eis

Durch ihre Bewegung erodieren Gletscher ihr Unterlager und führen das erodierte Material mit sich fort. Da die Temperatur an der Basis der Inlandeismassen deutlich unterhalb des Gefrierpunktes liegt, überwiegt hier die mechanische Erosion durch Abschaben des Unterlagers und durch Zerbrechen der

5.4 • Erosion und Ablagerung durch Eis

■ Abb. 5.33 Durch Austrocknung einer Tonschicht entstandene polygonale Trockenrisse



■ Abb. 5.34 Oberfläche eines Salzsees mit polygonalen Salzausblühungen in der Salzkruste, Salinas Grandes, Argentinien

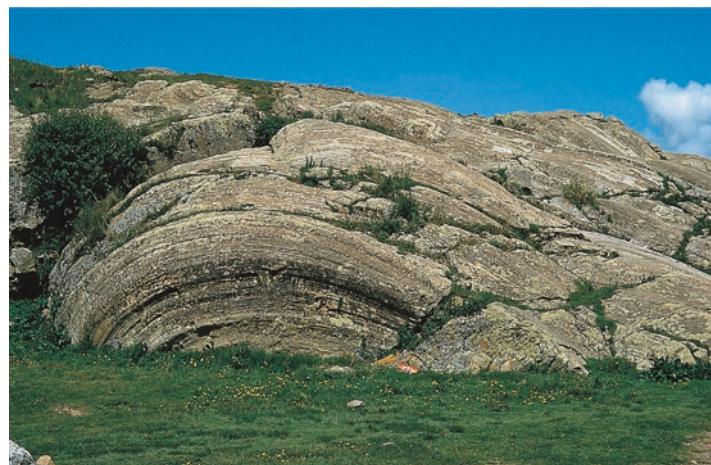


aufgenommenen Blöcke. Gebirgsgletscher gemäßigter Breiten sind demgegenüber an ihrer Basis der Schmelztemperatur nahe. Jeder zusätzliche Druck, z. B. die Stauung an einem Hindernis, führt daher ein teilweises Schmelzen herbei (■ Abb. 4.3). Das Schmelzwasser erweitert beim Wiedergefrieren Gesteinsspalten oder verschweißt das Gletschereis mit seiner Sohle. Bei anschließender Bewegung kann der Gletscher im Zuge der **Detektion** große Blöcke aus dem Gesteinsverband herausbrechen. Im Gegensatz zum Fluss schafft sich also der Gletscher kein ausgeglichenes Bett. Er räumt vielmehr, vor allem in klüftigem Gestein, durch **Übertiefung** geschlossene Becken aus. Andererseits gleicht **Detektion** das gleitende Eis Unebenheiten des Untergrundes

schleifend aus. **Gletscherschrammen** (Striae) und gerundete Felsbuckel, die **Rundhöcker** (■ Abb. 5.35), sind als Folge der Detektion für glazial geformte Landschaften typisch. Wegen ihrer größeren Zähigkeit arbeiten Gebirgsgletscher stärker in die Breite als die fließenden Gewässer. Talanfänge im Hochgebirge werden zu halbkreisförmigen **Karen** und **Kerbtäler** zu **Trotäler** erweitert. Der Gletscherabtrag geschieht weiterhin durch die **Exaration**, bei der sich die schürfende Tätigkeit des Eises in nicht-glazigenen Lockergesteinen und anstehenden Festgesteinen im Bereich der Gletscherstirn konzentriert. Schutt, der von Hängen auf den Gebirgsgletscher fällt und als **Obermoräne** mitgeführt wird, kann erneut von Schnee und Eis bedeckt werden.

Abb. 5.35 Pleistozäne

Rundhöcker mit den parallelen Streifungen der Gletscherschrammen, Cuzco, Peru; braune Tasche als Maßstab



Tab. 5.8 Raten der von norwegischen Gletschern ausgeübten subglazialen Erosion. Die Daten wurden geschätzt auf der Grundlage der Messung von Suspensions- und Bodenfracht in Schmelzwasserflüssen

Gletscher	Jahre der Messung	Sedimententertrag ($\text{t km}^{-2} \text{a}^{-1}$)	Durchschnittliche Erosionsrate (mm a^{-1})
Nigardsbreen	13	447	0,165
Engabreen	12	594	0,218
Erdalsbreen	7	645	0,610
Austre Memurububreen	6	842	0,313
Vesledalsbreen	6	191	0,073

Durch Abschmelzen des Gletschers an Basis und Oberfläche kann der Schutt langsam nach unten herunterwandern. Durch die mechanische Beanspruchung verbunden mit der **Druckgleitung** wird der Schutt schließlich an der Basis zugerundet und als

gekritztes und facettiertes Geschiebe mit Schleifspuren versehen. Gletscher, besonders solche der gemäßigten Breiten, sind hocherosive, effektive, aber sich langsam bewegende Transportmedien (Abb. 5.8, s. a. ▶ Kasten 5.4).

Kasten 5.4 Kosmogene Nuklide

Die Denudation von Festlandsoberflächen umfasst die Prozesse des Abtrags von Feststoffen und der Lösungsfracht. Der Denudation gehen physikalische und chemische Verwitterung voraus, sie wird bewirkt durch Wind, Wasser und Eis. Eine weitere wichtige Voraussetzung für die Effizienz der Denudation ist das Vorhandensein eines Reliefs, das positiv mit der Denudation korreliert. Eine die Denudation begleitende Relieferneuerung, z. B. durch tektonische Hebung eines Liefengebietes, verstetigt den Denudationsprozess.

Über dieses allgemeine Verständnis hinaus ist es jedoch wichtig, die beteiligten Prozesse in ihrem Ausmaß und ihrer zeitlichen Entwicklung zu verstehen, d. h. im Sinne der bewegten Volumina und der Rate der Veränderung. Nach traditionellen Ansätzen misst man die Feststoff- und Lösungsfracht eines Flusses oder eines Flusssystems pro Zeiteinheit, z. B. in den abflussreichsten und -ärmsten Monaten, und errechnet daraus das Budget eines Jahres (Abb. 5.19 und Tab. 5.8). Die ermittelten Volumina „verteilt“ man dann über das betrachtete Einzugsgebiet

5.4 • Erosion und Ablagerung durch Eis

und erhält daraus den Betrag, um den die Höhe der Landoberfläche durch die Denudation vermindert worden ist. Diese Beträge sind jedoch recht ungenau, da sie weder zeitliche Änderungen der Raten, z. B. infolge von Klimaschwankungen oder seltenen Starkregen, noch den erst seit relativ kurzer Zeit wirkenden anthropogenen Einfluss angemessen berücksichtigen können. Eine neue Methode verspricht die Lösung dieses Dilemmas. Sie bedient sich der **kosmogenen Nuklide**, die in Sedimenten, Regolith und Böden der Festlandsoberfläche durch Beschuss mit sekundären kosmischen Strahlen entstehen. Die sekundäre Strahlung entsteht aus der Wechselwirkung der primären, energiereicher kosmischen Strahlung mit den Molekülen der Atmosphäre. Die sekundäre Strahlung erreicht die Erdoberfläche mit einer Energie von einigen hundert MeV und führt hier, in den Mineralen von Festgesteinsoberflächen oder von oberflächlichen Sedimenten, zur *in-situ*-Bildung von stabilen und instabilen (radioaktiven) kosmogenen Nukliden. Diese Neubildung wird bestimmt durch die Energie der Strahlung, die u. a. breitengrad- und höhenabhängig ist, und durch den Chemismus der betroffenen Minerale. Zu den wichtigsten instabilen Nukliden gehören ^{10}Be und ^{26}Al , die sich bevorzugt in dem häufigen Mineral Quarz finden lassen. ^{10}Be und ^{26}Al haben eine Halbwertszeit von 1,39 respektive 0,7 Mio. Jahren. Insbesondere ^{10}Be eignet sich für die Analyse der Denudationsrate, da es vor Einwirkung der sekundären Strahlung in Sedimenten allenfalls in nur sehr geringen Konzentrationen vorhanden ist (Abb. 5.35a). Die Intensität der sekundären kosmischen Strahlung und damit auch die

Neubildungsrate der kosmogenen Nuklide nimmt von der Erdoberfläche in die Tiefe exponentiell ab (Abb. 5.35a). Folglich ist die ^{10}Be Konzentration abhängig von der Erosionsrate: Eine hohe Rate führt zu niedrigen Konzentrationen, eine niedrige zu hohen Konzentrationen (Abb. 5.36b, c).

Die Messung der *in-situ* produzierten kosmogenen Nuklide erlaubt nun die Berechnung von Denudationsraten. Voraussetzung sind einige Grundannahmen. Man geht davon aus, dass die Denudation mehr oder weniger stetig verläuft und über längere Zeiträume andauert. Unter diesen Voraussetzungen ist die Rate der Nuklidneubildung im oberflächlichen Sediment gleich der Rate des Nuklidaustrags durch Denudation dieses Sedimentes. Es besteht eine umgekehrt proportionale Beziehung zwischen der Konzentration C (Atome g^{-1}) des betrachteten Nuklids in dem unter Denudation befindlichen Gesteinskomplex und der Denudationsrate ε (mm ka^{-1} ; Gleichung Gl. 5.4),

$$\varepsilon = Z^* \left(\frac{P_0}{C} - \lambda \right) \quad \text{Gl. 5.4}$$

wobei P_0 (Atome $\text{g}^{-1} \text{a}^{-1}$) die Produktionsrate des betrachteten kosmogenen Nuklids in einem bestimmten Mineral, λ (a^{-1}) die Zerfallskonstante des Nuklids, und Z^* (cm) die von der Dichte des Gesteins abhängige Absorption und damit die Eindringtiefe ist. Schließlich kann die Zeit, die notwendig ist, um eine Schicht mit der Mächtigkeit $Z^* = \sim 60 \text{ cm}$ zu erodieren, mit dem Quotienten $Z^* \varepsilon^{-1}$ bestimmt werden.

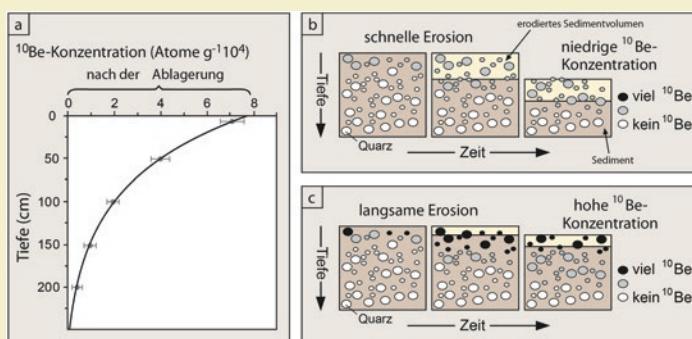


Abb. 5.36 (a) Die Intensität der Neubildung kosmogenen Nuklides nimmt mit der Tiefe eines Sedimentprofils exponentiell gegen 0 ab (Bildrechte: verändert nach Schmidt et al. 2011); (b) hohe Erosionsraten führen zu niedrigen ^{10}Be Konzentrationen; (c) niedrige Erosionsraten führen zu erhöhten ^{10}Be Konzentrationen (Bildrechte: nach einer Vorlage von H. Meyer und R. Hetzel)

Ablagerungen Beim Schmelzen eines Gletschers wird das z. T. von weither mitgeführte Moränenmaterial als ungeschichteter, von **Geschieben** durchsetzter **Geschiebemergel** abgelagert (Abb. 3.18). Als Geschiebe bezeichnet man in Moränen eingelagerte und von Gletschern transportierte Gerölle. In Norddeutschland enthalten die Geschiebemergel neben Geröllen auch sehr große Blöcke, die **Findlinge**. Hier lässt sich der Ursprung des Geschiebematerials bis nach Skandinavien zurückverfolgen. Herrscht längere Zeit Gleichgewicht zwischen Eisneubildung und Abschmelzen, dann baut sich vor dem Gletscherrand eine **Endmoräne** auf. Ihre Hügelwellen bestehen aus dem ausgeschmolzenen Schuttinhalt des Eises und dem sog. **Fließtill**, der als Schutt vom Gletscherrand abrutscht. Durch Auflast des Eises können wassergesättigte Grundmoräensedimente vor die Gletscherfront ausgepresst und zu Faltenzügen verschuppt werden. Diese Bildungen bezeichnete man früher als Aufschüttungs- und **Stauchendmoräne**. Verfestigtes Moränenmaterial vorzeitlicher Vereisungen wird als **Tillit** bezeichnet (Abb. 5.37). Diese **glazigenen Sedimente** werden schließlich durch freiwerdende Schmelzwässer aufgearbeitet und als **fluvioglaziale Sedimente** erneut abgelagert. Am Grund des Gletschers sammeln sich die Schmelzwässer in subglazialen, den Längsspalten im Eis folgenden **Eistunneln**. Das in ihnen fließende Schmelzwasser räumt **Tunneltäler** aus und verlässt den Gletscher durch **Gletschertore** (Abb. 5.38). Allerdings können Tunneltäler während des

Abschmelzens des Gletschers weitgehend mit fluviatilen Sedimenten verfüllt werden, die schließlich, wenn das Eis verschwunden ist, als lang gestreckte, gewundene **Oser** erhaben in der **Moränenlandschaft** stehen. Während des Abschmelzens zerfällt das Gletschereis zunehmend in isolierte **Toteistafeln**. Nach ihrem Abtauen hinterlassen sie Senken, die ebenfalls mit Sedimenten verfüllt werden oder als Seen fortbestehen können.

Das aus den Gletschertoren ausströmende Wasser lagert vor der Gletscherfront ausgedehnte Schwemmfächer ab, die mit einem isländischen Wort als **Sandur** bezeichnet werden. Im Periglazialgebiet lagern sich in Seen, die sich z. T. in direktem Kontakt zum Gletscher durch Moränen aufgestaut als Eisstausee bilden, feinklastische Sedimente als glaziale **Bändertone** oder **Warvite** ab (Abb. 5.39). Glaziale Warvite sind fein laminierte, im jahreszeitlichen Wechsel gebildete Feinklastite. Sie entstehen durch die Ablagerung des klastischen Materials, das durch Schmelzwasserströme in Seen eingebracht wird. Eine glaziale Warve umfasst eine hell gefärbte Sommerlage, die meist aus Feinsand oder Silt besteht. Die im Sommerhalbjahr erhöhte Ablationsrate des Eises führt zu erhöhter Wasserführung und Transportkraft der Flüsse, entsprechend größeres Material kann mitgeführt werden. Die Sommerlage wird von der Winterlage abgelöst, die dunkel gefärbt ist und aus tonigem Sediment besteht, das reich an organischer Substanz ist. Im Winter sind die Schmelzwasserflüsse inaktiv, die Sedimentation in Seen erfolgt

Abb. 5.37 Jungpaläoziischer Tillit im östlichen Australien, der als Grundmoräne entstanden ist. Charakteristisch sind die extrem unterschiedliche Rundung der einzelnen Geschiebe, die markante Durchmischung feiner bis sehr grober Korngrößen sowie die große Heterogenität der eingearbeiteten Gesteinstypen



5.4 • Erosion und Ablagerung durch Eis

■ Abb. 5.38 Gletschertor an der Front des Franz-Josef-Gletschers auf der neuseeländischen Südinsel



■ Abb. 5.39 Jahreszeitlich geschichtete Bändertone der jungpaläozoischen Vereisung in Südamerika, Paraná-Becken, Brasilien



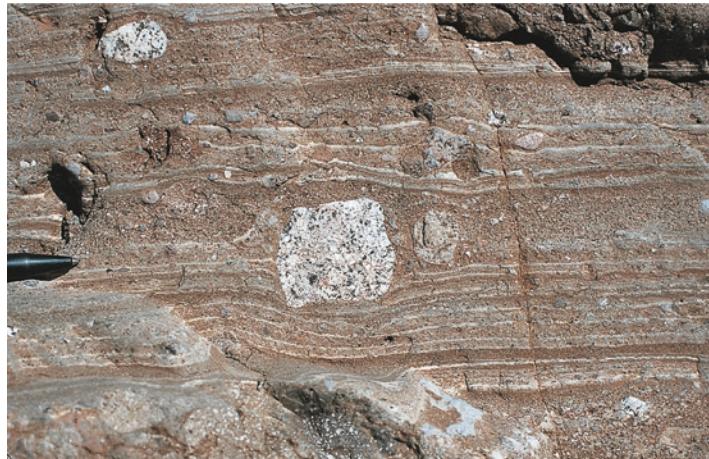
aus der Suspension. Warven können ähnlich den Baumringen zur Zeitmessung in Jahren abgezählt werden (► Abschn. 7.4.)

Münden Gletscher ins Meer, brechen von der Eisfront im Zuge des **Gletscherkalbens** z. T. riesige Blöcke als **Eisberge** ab. Sie können den im Eis enthaltenen und auf ihm liegenden Schutt über das Meer bis in gemäßigte Klimazonen hinein verfrachten. Wenn sie schließlich abschmelzen, sinkt der Schutt auf den Meeresboden und wird dort mit Meeressedimenten und -faunen dieser gemäßigten Breiten vergesellschaftet. Diese **glaziomarin** verfrachteten und abgelagerten Klasten, die letztlich exotisches Material innerhalb der ortstypischen Sedimente darstellen,

nennt man **Dropstones**, da sie vom abschmelzenden Eisberg herabgefallen sind (■ Abb. 5.40). Während der letzten Kälteperiode der pleistozänen Vereisung führte eine wiederholte Abkühlung des oberflächennahen Meerwassers innerhalb eines kurzen Zeitraumes zu erneutem Vorrücken der Ausflussgletscher und zum intensiven Kalben von Eisbergen. Sie verteilten große Mengen klastischen Materials, das sich aus dem östlichen Kanada herleiten lässt, über den Nordatlantik und lagerten es in diskreten Schichten als Dropstones ab. Nach ihrem Entdecker H. Heinrich werden diese Schichten **Heinrich-Lagen** genannt und gemeinsam mit ihrer unmittelbaren Ursache, dem intensiven Kalben am Rande der nordpolaren

Abb. 5.40 Granitische Dropstones in einem jungpaläozoischen Tillit im östlichen Australien. Die vom umgebenden Sediment abweichende Lithologie der Dropstones tritt hervor, ebenso wie die durch den Aufprall unter dem Klast herabgebohrten Sedimentlaminae. Die Verbiegung der Laminae ist allerdings durch die spätere Setzung des Sedimentes noch betont

5



Eiskappe, als **Heinrich-Ereignisse** („Heinrich events“) zusammengefasst und zur Rekonstruktion der quartären Klimazyklen genutzt.

5.5 Erosion und Ablagerung durch Wind

Die sedimentbewegende Wirkung des Windes ist besonders deutlich in den vegetationsarmen Gebieten der Trocken- und Kältewästen, die zudem von konstanten Windsystemen gekennzeichnet sind. So liegt das arktische Periglazialgebiet im

Einflussbereich der Polaren Zelle der atmosphärischen Luftbewegung mit ihren vorherrschenden Nordostwinden. Auch die Sahara wird von einem Nordostwindsystem geprägt, das ein Teil der Luftzirkulation der Hadley-Zelle ist (Abb. 2.2). Die Windgeschwindigkeiten sind häufig sehr viel höher als in Mitteleuropa, Sandstürme erreichen bis zu 10 m s^{-1} (Abb. 5.41).

Im Periglazialgebiet in der Umgebung der großen Inlandeismassen wehen heftige Fallwinde vom Inlandeis herab. Sie wehen Gesteinsstaub aus den Böden und Sandurflächen heraus, den sie in z. T. großer Entfernung von seinem Ursprungsgebiet als

Abb. 5.41 Herannahen der Front eines Sandsturmes in der Sahara; Oweinat, Ägypten (Bildrechte: Foto – H. Kontny)



Löss ablagern. So entstanden in den Randgebieten der pleistozänen Vereisung in Mitteleuropa die Lössablagerungen, aber auch, wie im südlichen Russland und in China, ausgedehnte und mächtige **Lössdecken**. Sie bedecken etwa 10 % der heutigen Landoberfläche. Löss ist ein strukturiloser, wenig verfestigter Silt mit einem Karbonatgehalt von durchschnittlich 20 %. Ursprünglich bezeichnete der Begriff Löss nur äolisch verfrachtete Silte der pleistozänen Kaltzeiten, inzwischen wird er jedoch auch für entsprechende ältere Ablagerungen verwendet.

Eine Vorstellung des Volumens äolischen Staubes, der in den Wüsten und aus den Wüsten heraus umgelagert wird, geben die gelegentlich bis ins humide Gebiet verwehten Staubmengen. Im März 1901 wurden etwa 4 Mio. t Saharastaub über eine Fläche von mehr als 1,5 Mio. km^2 in Süd- und Mitteleuropa ausgebreitet (zum Vergleich: Deutschland hat eine Fläche von 356.789 km^2). Jährlich kommen auf der Länge von Barbados 25–37 Mio. t Staub mit den Passatwinden aus der Sahara an. Allerdings trägt auch die Winderosion von Böden überall auf

■ **Tab. 5.9** Äolische Sedimentationsraten von Staub in verschiedenen Gebieten der Erde (nach Goudie 1983)

Region	Sedimentationsrate ($\text{t km}^{-2} \text{a}^{-1}$)
Kuwait	55
Bulgarien	45
Arizona	54
Negev (Israel)	50–200
Mexico City	<10–50
Kaspisches Meer	40
Kansas	56
Nördliches Nigeria	137–181

der Erde zur ständigen Staubablagerung bei. Die Sedimentationsrate kann über das Jahr variabel sein und schwankt zwischen <10 und 200 $\text{t km}^{-2} \text{a}^{-1}$ (■ **Tab. 5.9**).

Kasten 5.5 Dünen

Große und kleine Schrägschichtungskörper sind auch für äolische, durch Wind geprägte, Ablagerungsräume typisch. Sind diese Schrägschichtungskörper nur wenige cm hoch, spricht man von **äolischen Rippeln**, große Formen werden als **Dünen** bezeichnet (■ Abb. 5.42 und 5.43a, b). Äolische Rippeln und Dünen entstehen als Transport- und Ablagerungsform durch die Transportkraft des Windes. Aufgrund ihrer Morphologie und Bildungsart werden folgende Dünenarten unterschieden (■ Abb. 5.42):

Sicheldünen (Barchane) entstehen als Transportform bei geringer Sandzufluss und trockenem Untergrund. Die Enden der Sicheln zeigen nach Lee. Bei feuchtem Untergrund, z. B. in periglazialen Gebieten, bilden sich ebenfalls sichelförmige **Paraboldünen**. Ihre Enden werden durch die nach oben steigende Feuchtigkeit und ggf. bestehenden Permafrost besser festgehalten als der höhere Zentralteil der Sichel und zeigen hier nach Luv. Die interne Schichtung fällt in beiden Fällen nach Lee ein. Bei großer Sandzufluss entstehen **Längsdünen**, sogenannte **Seifs**, die bis zu 200 km lang und bis zu 100 m hoch werden können. Der Abstand zwischen zwei Seifs kann 1–2 km betragen. Sie werden durch Winde erzeugt, die parallel zu den Dünen wehen, jedoch spiraling rotieren.

Seifs sind relativ ortsfest. Diejenigen der Sahara haben sich in historischer Zeit kaum fortbewegt.

Sterndünen entstehen bei wechselnden Windrichtungen und großer Sandzufluss. Geradlinig lang gestreckte **Transversaldünen** sind quer zur vorherrschenden Windrichtung orientiert.

Ein charakteristisches Merkmal der Schrägschichtung von Dünen im Gegensatz zu aquatischen Rippeln ist die Zunahme der Dicke der einzelnen Schrägschichtungsblätter mit der Entfernung vom Dünenkamm. Anders als bei aquatischen Rippeln werden die einzelnen Körner vom Transportmedium Luft nicht so stark abgebremst und können somit in größerer Entfernung vom Rippelkamm abgelagert werden. Auch können in Dünen die Schrägschichtungen größere Neigungswinkel von bis zu 35° erreichen, da die Kornreibung größer ist und damit auch der mögliche kritische Hangwinkel.

Dünen sind nicht alleine an die Wüsten des ariden Klimareiches gebunden. Von den Meeresstränden humider Gebiete, besonders von wellen- und sturmgeprägten Küsten, kann Sand als Wanderdüne zusammengeweht werden. Diese Dünen sind gewissermaßen aride Inseln im humiden Reich und erlauben keinen Schluss auf das Großklima der betreffenden Region.

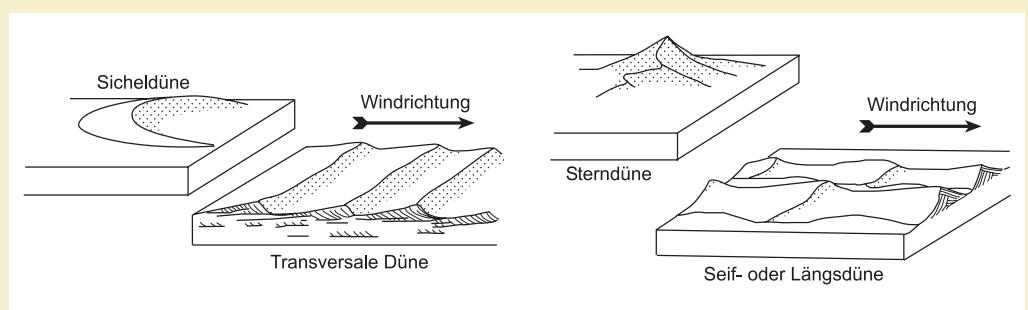


Abb. 5.42 Typen äolischer Dünen (Bildrechte: nach Selley 1988)

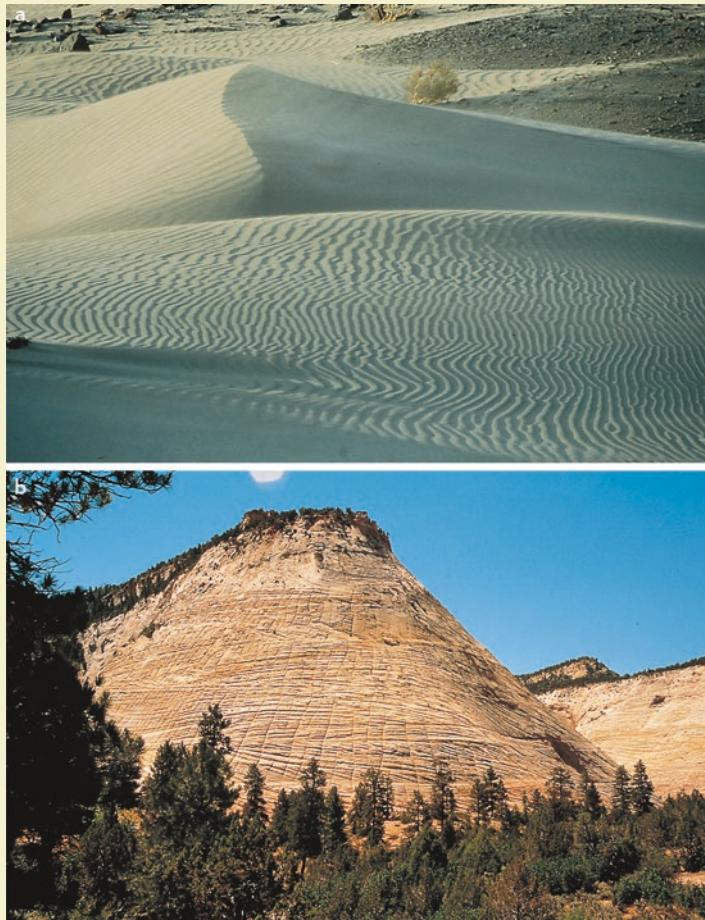


Abb. 5.43 (a) Kleine Transversalrippeln auf einer großen Transversaldüne sind das Ergebnis wechselnder Windgeschwindigkeiten und -richtungen (Foto: H. KONTNY). (b) Äolische Schrägschichtung in Dünen des Navajo Sandsteins, Jura, USA (Bildrechte: Foto: D. Ludwig)

■ Tab. 5.10 Äolischer Transport in Abhängigkeit von Korngröße und Windgeschwindigkeit (nach Zeil 1990)

Korngröße (mm)	Windgeschwindigkeit (m s ⁻¹)	Bewegungsart der Körner
0,1	1,5	Äolische Suspension
0,5	7	Bodenfracht
1	15	Bodenfracht
10	25	Bodenfracht

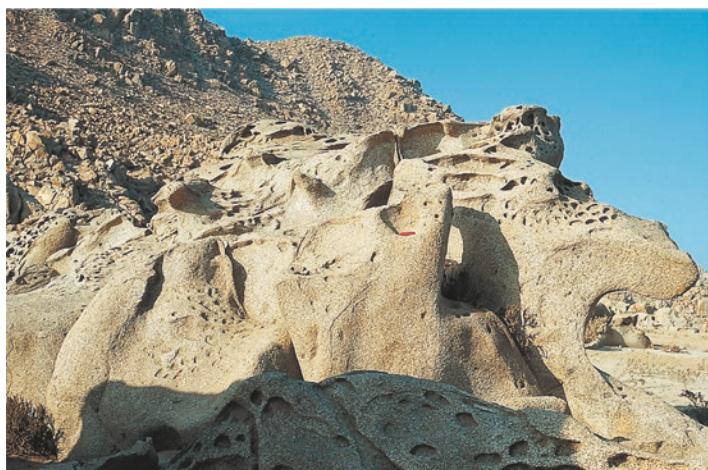
Luft bewegt sich als turbulente Strömung. Wie das Wasser wirbelt sie Sedimentkörner vom Boden auf und trägt sie fort (■ Tab. 5.10 und ■ Abb. 5.18). Staub fliegt durch die Luft, feine Sandkörner hüpfen. Quarzkörner mit einem Durchmesser >0,5 mm (grober Mittelsand) können nur als Bodenfracht rollend oder springend bewegt werden. Das vom Wind fortgetragene Material scheidet sich bei der Verfrachtung nach Korngrößen (und Dichte) in Sand, Silt und Ton (■ Abb. 5.18). Auf offenen Flächen kann sich der Sand ansammeln und als **Düne** wandern (► Kasten 5.5).

Die Winderosion bewegt in den ariden Klimazonen im Zuge der **Deflation** (Auswehung) große

■ Abb. 5.44 Windkanter aus der Lybischen Sahara (Foto: I. Reinicke, Probe: F. Thiedig)



■ Abb. 5.45 Bienenwabenartige Korrasion in Granit



Mengen an feinem Sand und Staub und hinterlässt so die **Deflationsflächen**, auf denen sich der grobe **Deflationsrückstand** anreichert. Die Klasten dieses Rückstands werden vom Wind entsprechend der vorherrschenden Windrichtung zu **Windkantern** zurechtgeschliffen (Abb. 5.44). Andauernde Deflation kann den Rückstand zu einer geschlossenen Bedeckung konzentrieren, die nun den Untergrund schützt.

Auf festes Gestein wirkt die **Korrasion**. Einem Sandstrahlgebläse gleich bearbeitet sandbeladener Wind morphologische Erhebungen und formt bei einheitlich vorherrschender Windrichtung markante Luv- und Leeseiten heraus. Weniger resistente Bereiche eines Gesteins werden bevorzugt erodiert und hinterlassen bienenwabenartige Korrasionsformen (Abb. 5.45).

5 Literatur

- Ahnert F (1996) Einführung in die Geomorphologie. Verlag Eugen Ulmer, Stuttgart, 440 S
- Bartsch D, Gude M, Mäusbacher R, Schukraft G, Schulte A (1994) Recent fluvial sediment budgets in glacial and periglacial environments, NW Spitsbergen. Zeitschrift für Geomorphologie Neue Folge, Suppl 97:111–122
- Bibus E (1980) Zur Relief-, Boden- und Sedimententwicklung am unteren Mittelrhein. Frankfurter geowissenschaftliche Arbeiten, Serie D, – Physische Geographie 1:1–296
- Chorley RJ, Schumm SA, Sugden DE (1984) Geomorphology. Methuen, New York, 605 S
- Drewry D (1986) Glacial Geologic Processes. Edward Arnold, London, 276 S
- Einsele G (1992) Sedimentary Basins. Evolution, facies and sedimentary budget. Springer Verlag, Heidelberg, 628 S
- Emiliani C (1992) Planet Earth. Cosmology, geology, and the evolution of life and environment. Cambridge University Press, Cambridge, 717 S
- Fisk HN, Mcfarlane E, Kolb CR, Wilbert L (1954) Sedimentary framework of the modern Mississippi delta. J Sediment Petrol 24:76–99
- Füchtbauer H (Hrsg., 1988) Sedimente und Sedimentgesteine. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele und Obermiller), Stuttgart, 1141 S
- Goudie AS (1983) Dust storms in time and space. Progress in Physical Geography 7:502–529
- Kiefer E, Dörr MJ, Götze H-J, Ibbeken H (1997) Gravity based mass-balance of an alluvial-fan giant. – Sonderforschungsbereich 267, Berichtsband 1993–1995. Freie Universität, Berlin, 820–837
- Milliman JD, Meade RH (1983) World-wide delivery of sediment to the oceans. J Geol 91:1–21
- Pörtge K-H (1995) Temporal and spatial variation in dissolved and solid load yields in partial catchment areas of the upper Leine river (southern Lower Saxony). Zeitschrift für Geomorphologie Neue Folge, Suppl 100:167–179
- Reineck H-E (1984) Aktuogeologie klastischer Sedimente. Kramer, Frankfurt a. M., 348 S
- Schmidt S, Hetzel R, Kuhlmann J, Mingorance F, Ramos VA (2011) A note of caution on the use of boulders for exposure dating of depositional surfaces. Earth Planet Sc Lett 302:60–70
- Schumm SA (1968) Speculations concerning paleohydrologic controls on terrestrial sedimentation. Geol Soc Am Bull 79:1573–1588
- Schumm SA (1977) The Fluvial System. John Wiley & Sons, New York, 338 S
- Strahler AN (1952) Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. Geol Soc Am Bull 63:1117–1142
- Selley RC (1988) Applied Sedimentology. Academic Press, London, 446 S
- Sturm M, Matter A (1978) Turbidites and varves in Lake Brienz (Switzerland): deposition of clastic detritus by density currents. In: Matter A, Tucker M (Hrsg.) Modern and ancient lake sediments. International Association of sedimentologists Special Publication, 2. Oxford, Blackwell, 147–168
- Walker RG, James NP (Hrsg., 1992) Facies Models. Response to sea level change. Geoscience Canada, Toronto, 409 S
- Zeil W (1990) Brinkmanns Abriss der Geologie. Erster Band: Allgemeine Geologie. 14. Aufl. Enke, Stuttgart, 278 S

Weiterführende Literatur

- Ahnert F (2003) Einführung in die Geomorphologie. 3. Aufl. Verlag Eugen Ulmer, Stuttgart, 440 S
- Allen JRL (1985) Physical Sedimentology. Allen & Unwin, London, 272 S
- Allen PA (1997) Earth Surface Processes. Blackwell Science, Oxford, 404 S
- Dunai TJ (2010) Cosmogenic Nuclides: Principles, Concepts and Applications in the Earth Surface Sciences. Cambridge University Press, Cambridge, 198 S
- Einsele G (2000) Sedimentary Basins. 2nd, revised and enlarged edition. Springer Verlag, Heidelberg, 792 S
- Engelhardt W (1973) Die Bildung von Sedimenten und Sedimentgesteinen. – Sediment-Petrologie, Teil III. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele und Obermiller), Stuttgart, 378 S
- Julien PY (2010) Erosion and Sedimentation. Cambridge University Press, Cambridge, 390 S
- Leeder MR (1999) Sedimentology and sedimentary basins. From turbulence to tectonics. Blackwell Science, Oxford, 592 S
- Leeder MR, Pérez-Arluca M (2006) Physical Processes in Earth and Environmental Sciences. Blackwell, Oxford, 321 S
- Reading H (Hrsg., 1996) Sedimentary Environment and Facies. 3. Aufl. Blackwell, Oxford, 688 S
- Schäfer A (2004) Klastische Sedimente. Fazies und Sequenzstratigraphie. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg, 414 S
- Strahler AH, Strahler AN (2009) Physische Geographie. 4. Aufl. UTB, 688 S
- Summerfield MA (Hrsg., 2000) Geomorphology and global tectonics. Wiley-VCH Verlag, Weinheim, 368 S
- Tucker M (1985) Einführung in die Sedimentpetrologie. Enke, Stuttgart, 262 S
- Tucker M (1996) Methoden der Sedimentologie. Enke, Stuttgart, 366 S

Das Meer

- 6.1 Morphologische Gliederung des Meeresbodens – 110**
- 6.2 Das Meerwasser – 110**
- 6.2.1 Wie kommt das Salz ins Meer? – 111
- 6.3 Die ozeanische Zirkulation – 114**
- 6.3.1 Tiefseeströmungen und die ozeanische Klimapumpe – 118
- 6.3.2 Gezeitenströmungen – 120
- 6.3.3 Wellen – 125
- 6.3.4 Tsunami – 127
- 6.4 Die Flachsee – 130**
- 6.4.1 Die Küste und der innere Schelf – 130
- 6.4.2 Der äußere Schelf – 135
- 6.4.3 Riffe und Karbonatplattformen – 136
- 6.4.4 Evaporation und chemische Sedimente – 139
- 6.5 Die Tiefsee – 140**
- 6.5.1 Tiefseerinnen – 147
- 6.6 Binnenmeere – 148**
- Literatur – 154**

6.1 Morphologische Gliederung des Meeresbodens

Die vielfältig gegliederten, aber in sich zusammenhängenden Meere nehmen eine Fläche von $510,1 \times 10^6 \text{ km}^2$ ein und bedecken 70,8 % der Erdoberfläche. Sie enthalten mit einem Volumen von $1350 \times 10^6 \text{ km}^3$ 97,5 % der Wassermenge an der Erdoberfläche (► Tab. 4.1). In der nördlichen Hemisphäre bedecken die Ozeane 61 %, in der südlichen 81 % der Erdoberfläche. Von den **offenen Ozeanen** sind die **Randmeere**, wie z. B. die Japanische See, durch Inselketten abgetrennt; das Mittelmeer ist fast vollständig vom Festland umschlossen und gilt als **Binnenmeer**.

Der Meeresboden ist in eine Reihe verschiedener Tiefenstufen gegliedert, unter denen die Flachsee und die Tiefsee den größten Raum einnehmen (► Abb. 1.3). Die Flachsee reicht bis etwa 500 m hinab, sie ist im Mittel 200 m tief und erreicht in einigen Fällen Breiten von mehr als 300 km. In erdgeschichtlichen Perioden mit Hochständen des Meeresspiegels wurden größere Flächen der Kontinente als **Epikontinentalmeere** überflutet. Moderne Beispiele sind die Hudson Bay im nördlichen Nordamerika oder die Ostsee. Letztere ist allerdings nicht vollmarin, sondern brackisch, da der Meerwasserzufluss durch Skagerrak und Kattegat stark eingeschränkt ist und der Süßwassereintrag aus einer Vielzahl von Flüssen relativ zur Größe der Ostsee erheblich ist.

Die Flachsee überflutet den Kontinentalsockel oder **Schelf**, der die Festländer umgibt. Über eine markante **Schelfkante** geht der Meeresboden in den stärker geneigten **Kontinentalabhang** über, der eine durchschnittliche Neigung von $1:40 = 4^\circ$ hat. In Tiefen zwischen 2000 und 5000 m schließt sich an den Kontinentalabhang der **Kontinentalfuß** an, der mit einem Gefälle von 1:700 bis 1:1000 wiederum geringer geneigt ist. Schelf und Kontinentalabhang werden an vielen Stellen von den tief eingefurchten Tälern der **submarinen Canyons** durchschnitten. Ihr Ursprung liegt häufig bereits in einem markanten Flusstal auf dem Festland oder aber im Bereich des Schelfes. Einige von ihnen sind versunkene Flusstaler, die in der Zeit der pleistozänen Meeresspiegeltiefstände angelegt wurden. Die Canyons queren den Kontinentalabhang und münden in die Tiefsee. In Tiefen von etwa 5000 m erstreckt sich die

relativ ebene Tiefsee, die 4/5 des Ozeanbodens und 3/5 der Erdoberfläche einnimmt. Der Boden der Tiefsee weist nur sehr geringe Hangneigungen von weniger als 1 m pro km auf. Über diese **Tiefsee- oder abyssalen Ebenen** erheben sich eine Vielzahl lang gestreckter Plateaus sowie ozeanischer Vulkane und Inseln. Letztere werden **Seamounts** oder **Guyots** genannt (► Abb. 6.34, ► Abb. 12.47), wenn sie isoliert stehen und den Meeresspiegel nicht erreichen. Sie stehen häufig mit einem ortsfesten, punktuellen Vulkanismus in Verbindung, der als Hot-Spot-Vulkanismus bezeichnet wird (► Kap. 10). Die Tiefsee wird weiterhin durchzogen von dem erdumspannenden System der Mittelozeanischen Rücken, die sich zu einer Wassertiefe von 2500 m erheben. Die größten Tiefen zwischen 7135 m und 11.034 m erreicht der Meeresboden in den 26 Tiefseerinnen (► Abb. 6.1, ► Abb. 10.1), deren längste mit 5900 km die Peru-Chile-Tiefseerinne am Westrand von Südamerika ist (► Abschn. 10.3).

6.2 Das Meerwasser

Das Wasser der offenen Ozeane enthält durchschnittlich 35 ‰ Salze gelöst. Die Ionen Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , K^+ , Cl^- , HCO_3^- und SO_4^{2-} machen 99 % der gelösten Substanz im Meerwasser aus. Na^+ und Cl^- repräsentieren allein 86 % (► Tab. 6.1). Die **Salinität**, d. h. der Salzgehalt, schwankt im offenen Weltmeer zwischen 33 ‰ und 38 ‰. Diese Bandbreite erklärt sich dadurch, dass dem Meerwasser durch Verdunstung oder Eisbildung Wasser entzogen und dadurch der Salzgehalt erhöht wird; andererseits wird er durch Niederschläge, Flusswassereintrag sowie Abschmelzen von Gletschereis verringert. Demgegenüber hat Süßwasser nur eine Salinität von bis zu 0,3 ‰.

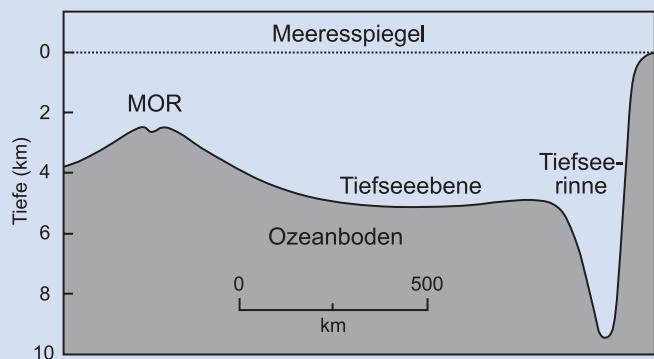
Besondere Verhältnisse herrschen in den Randmeeren, die im humiden oder nivalen Klimareich geringere, im ariden höhere Gehalte als der Durchschnitt führen. So hat die Ostsee eine Salinität von 10–15 ‰, das Rote Meer jedoch eine von 40 ‰. Noch größer sind die Abweichungen nahe von Flussmündungen, wo die Salzgehalte sehr gering werden können, oder in Lagunen in aridem Klima, wo sehr hohe Konzentrationen auftreten können (► Abschn. 6.4).

Die Gase der Luft lösen sich im Meerwasser wie im Süßwasser. Die oberen 30 m sind häufig durch die

6.2 • Das Meerwasser

Abb. 6.1 Schematische

Morphologie des Ozeanbodens im südöstlichen Pazifik. Die Gliederung in Mittelozeanische Rücken und Tiefseerinne tritt deutlich hervor. Der steile Anstieg des Meeresbodens am rechten Bildrand zeigt den Anstieg vom Boden des Pazifiks zur südamerikanischen Küste (stark überhöht, Bildrechte: umgezeichnet nach Skinner & Porter 1989)



Fotosynthesetätigkeit des pflanzlichen Plankton an Sauerstoff übersättigt. In größeren Tiefen hingegen wird, sofern nicht Strömungen für eine Durchmischung und Durchlüftung des Wassers sorgen, der Sauerstoff durch den Stoffwechsel der marinen Organismen sowie die Oxidation organischer Reste abgereichert.

Ist der Austausch zwischen sauerstoffreichem Oberflächenwasser und sauerstoffarmem Bodenwasser, wie z. B. im Schwarzen Meer (► Abschn. 6.6),

sehr stark eingeschränkt, so wird bei Anhalten dieser Bedingungen das Bodenwasser vollständig an Sauerstoff verarmen. Unter diesen **anaeroben Bedingungen** gedeihen **anaerobe** Bakterien, die Eiweiße abbauen und ihren Energiebedarf u. a. durch die Reduktion von Sulfaten decken. Dabei erzeugen sie Schwefelwasserstoff, der das Wasser für die meisten Organismen vergiftet und die Bildung von **Faulschlamm** begünstigt (► Abschn. 6.6).

6.2.1 Wie kommt das Salz ins Meer?

Tab. 6.1 Hauptbestandteile des Meerwassers bei 34,32 ‰ Salinität (nach Garrison 1993)

Bestandteil	Konzentration ‰ oder g kg ⁻¹	Gew.-%
Wasser		
Sauerstoff	857,800	85,80
Wasserstoff	107,200	10,70
Häufigste Ionen		
Chlor (Cl ⁻)	18,980	1,90
Natrium (Na ⁺)	10,556	1,10
Sulfat (SO ₄ ²⁻)	2,649	0,30
Magnesium (Mg ²⁺)	1,272	0,10
Kalzium (Ca ²⁺)	0,400	0,04
Kalium (K ⁺)	0,380	0,04
Hydrogenkarbonat (HCO ₃ ⁻)	0,140	0,01
Summe	999,377	99,9

Die heutige Zusammensetzung des Meerwassers können wir messen. Was aber ist mit der Zusammensetzung des Meerwassers in der geologischen Vergangenheit? Sie können wir nur indirekt aus den marinen Sedimenten ableiten, die uns als versteinerte Zeugnisse der geologischen Überlieferung zugänglich sind. Untersuchungen von Karbonat- und Salzgesteinen haben ergeben, dass sich zumindest im Phanerozoikum, also seit etwa 540 Ma, die Zusammensetzung des Meerwassers im Prinzip nicht von der heutigen unterschied (► Kap. 7). Dieses mag überraschen, da es doch einerseits im Verlauf des Phanerozoikums mehrere große Vereisungen gegeben hat, die riesige Volumina an Süßwasser als Eis gebunden haben, andererseits dem Meerwasser aber, wie z. B. im Perm, durch großmaßstäbliche Salzfällung bedeutende Mengen gelöster Salze entzogen wurden. Da das Salz des Meerwassers im Fall der Vereisungen nicht in das Eis mit eingelagert wird, blieb es demnach zunächst im Meer zurück.

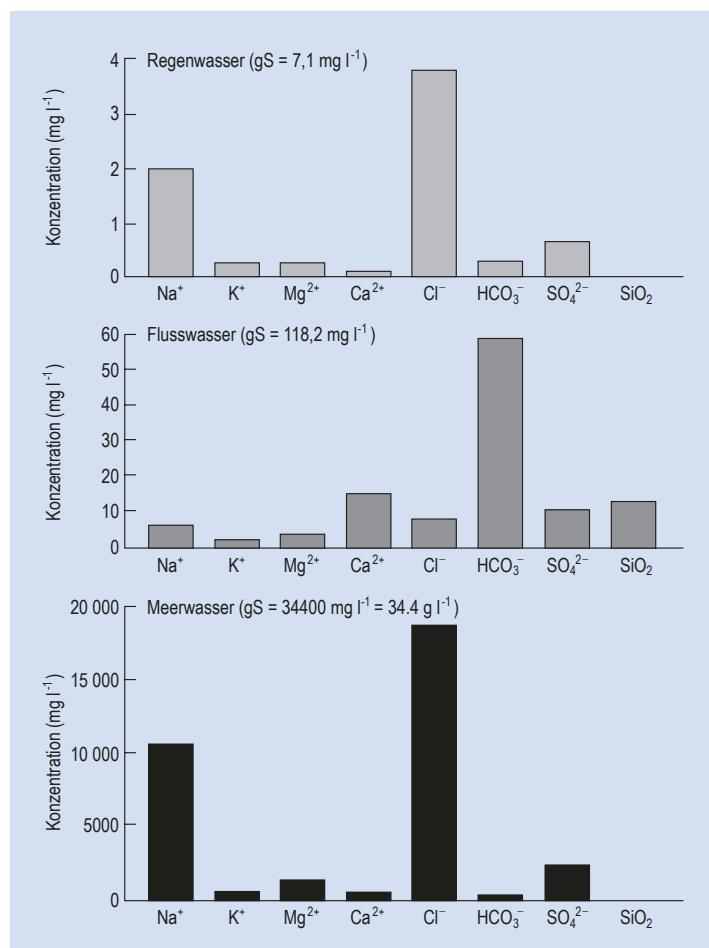
Die Sedimente der entsprechenden Zeiträume verzeichnen jedoch keinen Anstieg der Salinität. Wenn also unsere Ausgangsannahmen stimmen, muss es einen Puffer geben, der derartige Schwankungen der Zusammensetzung auffangen kann. Bevor wir die Frage nach diesem Puffer beantworten, ist zunächst noch eine andere, grundlegendere Überlegung anzustellen: Warum ist das Meerwasser überhaupt salzig?

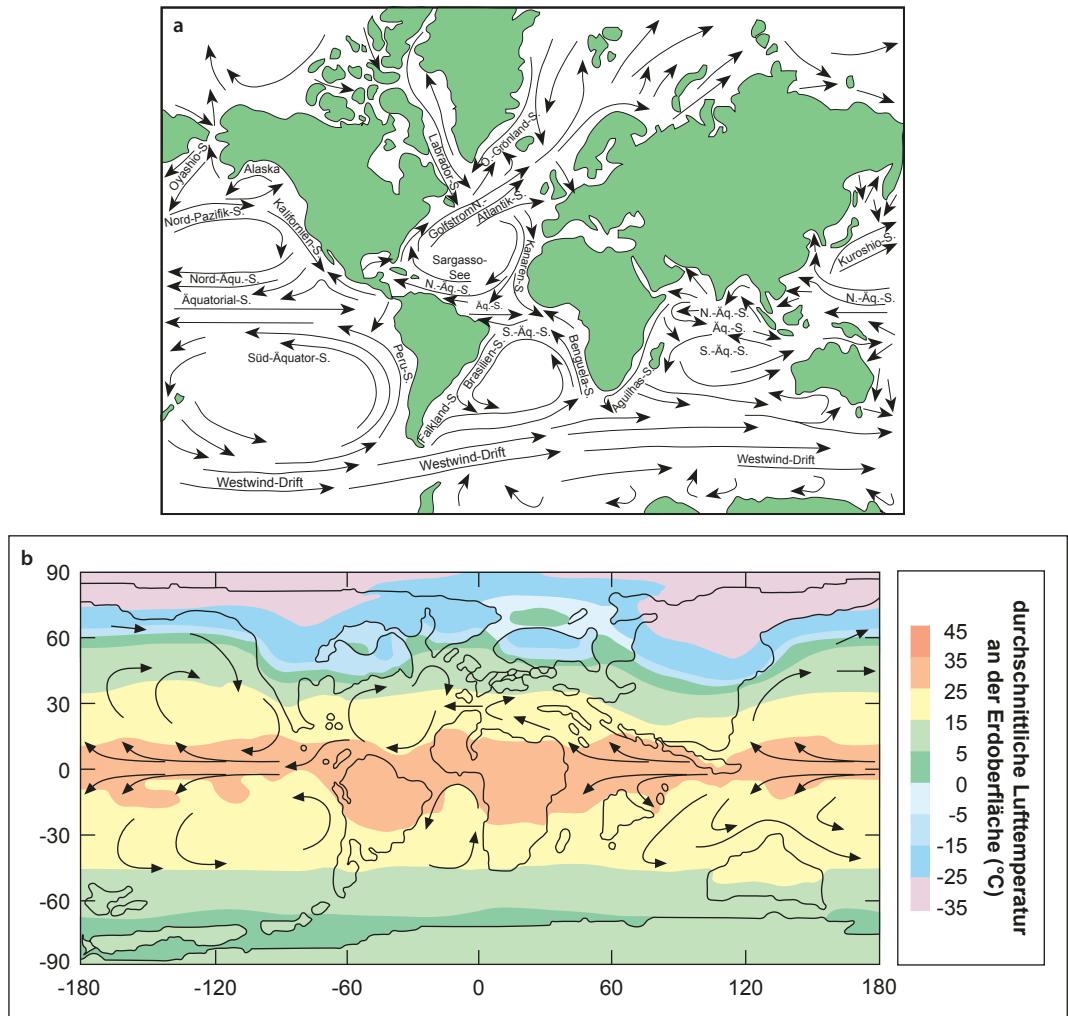
Regenwasser ist relativ reines Wasser, das Kationen und Anionen in nur sehr geringer Menge führt. Die relative Häufigkeit von Na^+ und Cl^- stellt gleichsam eine aus der Verdunstung von Meerwasser ererbte Komponente dar (Abb. 6.2). Die Verwitterung der Festlandsgesteine unter Mitwirkung des Regenwassers setzt eine Vielzahl von Anionen und Kationen frei, die von den Flüssen als Lösungsfracht

ins Meer transportiert werden (Tab. 6.1, Abb. 6.2). Die Zusammensetzung des Flusswassers wird dominiert von Ca^{2+} und HCO_3^- , den Produkten der Karbonatlösung und der Lösung von CO_2 (Abb. 6.2). Na^+ und Cl^- stellen hingegen allein 86 % der gelösten Substanz im Meerwasser dar (Abb. 6.2). Der Cl^- -Gehalt, auch **Chlorinität** genannt, ist ein häufig verwendetes Maß für den Salzgehalt, die Salinität. Meerwasser hat eine durchschnittliche Salinität von 35 ‰, Süßwasser hat hingegen eine von nur 0,3 ‰.

Der chemische Bestand des Meerwassers wird durch den **volatilen** Eintrag aus dem Erdmantel ergänzt, der mit dem untermeerischen Magmatismus zusammenhängt (Abschn. 12.3) und über den auch der Cl^- -Haushalt beeinflusst wird. Zur gleichen Zeit werden dem Meerwasser diejenigen chemischen

Abb. 6.2 Vergleich der Gehalte der wichtigsten Kationen und Anionen in Regen-, Fluss- und Meerwasser. gS: Gesamtheit der gelösten Salze. Die Kationen- und Anionenkonzentrationen nehmen vom Regenwasser über das Flusswasser zum Meerwasser um das 15fache und das 250fache zu (Bildrechte: verändert nach Bearman 2001)





■ Abb. 6.3 (a) Die bedeutenden Oberflächenströmungen der Ozeane. Deutlich treten die verschiedenen Strömungswirbel der Ozeane der nördlichen und südlichen Hemisphäre hervor (Bildrechte: nach Gross 1977); vgl. mit □ Abb. 2.2 u. □ Abb. 2.4; (b) Kontinentverteilung, Temperaturen der oberflächennahen Luft und generelles Paläostromungsmuster der oberen Kreide (Bildrechte: zusammengestellt und verändert nach Upchurch et al. 1999). In der Kreide hatten die Kollisionen zwischen Australien und Indien sowie Afrika mit Europa noch nicht stattgefunden. Die entsprechenden Ost-West-Verbindungen des Tethys-Meeres waren demnach noch für die äquatorparallele Zirkulation geöffnet. Gleichtes gilt für die Region des heutigen Mittelamerika. Der nordwärts gerichtete Westast des atlantischen Strömungswirbels der niedrigen Breiten dürfte daher deutlich schwächer als heute gewesen sein. Entsprechend gering war daher auch der Wärmetransport aus den niedrigen in die hohen Breiten. Dies wird verdeutlicht durch die nahezu breitengradparallele Anordnung der Klimagürtel, hier dargestellt durch die Oberflächentemperaturen, die erheblich von den heutigen abweichen (□ Abb. 2.3)

Bestandteile entzogen, die die Organismen für ihren Stoffwechsel und den Schalenbau benötigen. Weitere Ionen werden in den marinen Sedimenten und den in ihnen neu gebildeten, authigenen Mineralen eingelagert (► Kap. 8). Im Prinzip bildet sich so ein chemisches Gleichgewicht zwischen Eintrag und

Entnahme heraus, das durch Angebot und Nachfrage reguliert wird. Dieses Gleichgewicht wurde jedoch durch die bereits genannten Vereisungen sowie durch Phasen erhöhter Evaporitbildung wie z. B. im Zechstein (► Abschn. 6.4) erheblich gestört. Im ersten Fall hätte die Salinität des Meerwassers steigen

müssen, im zweiten hätte sie wegen der großvolumigen Salzfällung sinken müssen. Beides war offenbar nicht der Fall.

Wie wir in ▶ Kap. 12 und ▶ Kap. 13 über Magmatismus und Metamorphose noch im Einzelnen sehen werden, ist die an den Mittelozeanischen Rücken neu gebildete ozeanische Kruste heiß und noch bis zu Entfernungen von ca. 1000 km seitlich der Mittelozeanischen Rücken relativ warm. Die oberen Bereiche der ozeanischen Kruste sind durchzogen von einem Netzwerk von Klüften und Störungen, die dem Meerwasser das Eindringen in die Kruste erlauben. Dort wird es erwärmt und kann chemisch mit der Kruste reagieren. Bei erhöhten Temperaturen sind die betroffenen Austauschreaktionen zwischen Kruste und Meerwasser besonders effizient. Ein Beispiel für diese Reaktionen ist die Albitisierung von kalziumreichem Feldspat, eine Reaktion, bei der im Wesentlichen Ca^{2+} durch Na^+ ersetzt wird (▶ Kap. 12 und ▶ Kap. 13).

In sogenannten **schwarzen** und **weißen Rauchern** (▶ Abschn. 12.3, □ Abb. 12.46) tritt das aufgeheizte Thermalwasser mineralbeladen wieder am Meeresboden aus. Rechnet man den Ausstoß der bekannten Raucher sowie ihre Häufigkeit auf die gesamte Länge der Mittelozeanischen Rücken hoch, so ergibt sich, dass das gesamte Ozeanwasser rein rechnerisch etwa alle 15 Ma einmal den hydrothermalen Kreislauf der 60.000 km langen Mittelozeanischen Rücken durchläuft. Es hat sich seit dem Beginn der Plattentektonik, aber spätestens gegen Ende des Proterozoikums, ein Gleichgewicht zwischen der durchschnittlichen Zusammensetzung des Meerwassers und dem chemisch veränderten Teil der ozeanischen Kruste eingestellt. Die Mittelozeanischen Rücken und die obere ozeanische Kruste dienen somit als großer chemischer Puffer, der immer unter den gleichen Bedingungen mit dem Wasser reagiert und so die Zusammensetzung des Meerwassers über längere Zeiträume konstant hält. Wird z. B. dem Meerwasser weltweit Na^+ und Cl^- entzogen (Steinsalzbildung), so werden durch das „Defizit“ die **Alterationsprozesse** einschließlich der Albitisierung in ihrer Intensität vermindert und weniger Na^+ in die ozeanische Kruste abgegeben. So kann sich Na^+ im Meerwasser wieder bis zum Normalwert anreichern. Wird im umgekehrten Fall NaCl im Meerwasser im Zuge großer Vereisungen angereichert, so werden die Alterationsprozesse angeregt, bis der Überschuss

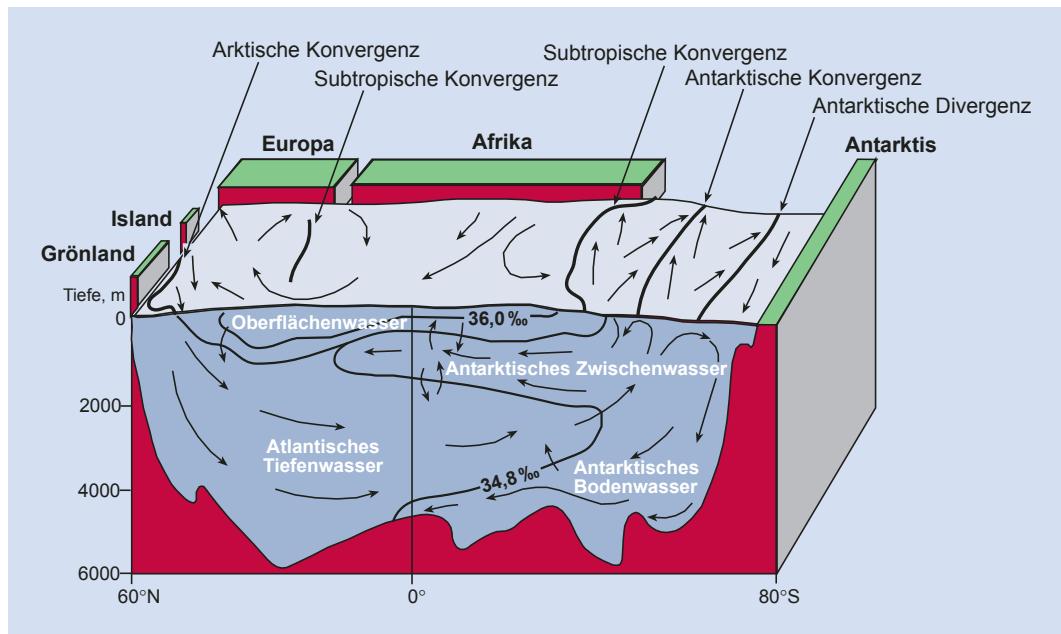
abgebaut ist. Cl^- scheint bei den genannten Prozessen eine relativ konstante Größe zu sein. Wird Na^+ dem Wasser durch die genannten hydrothermalen Alterationsprozesse entzogen, bleibt das Cl^- übrig und geht möglicherweise Verbindungen mit anderen Kationen oder H^+ ein. Der hydrothermale Wasserkreislauf der Mittelozeanischen Rücken macht mengenmäßig nur etwa 1 % des meteorischen Kreislaufes aus, chemisch ist er wegen der hohen Temperaturen jedoch 100-mal so effektiv.

Das Wasser der Ozeane wird demnach fortwährend chemisch neu eingestellt. In dieser Darstellung haben wir die chemischen Austauschprozesse an den Mittelozeanischen Rücken sehr hervorgehoben. Es ist jedoch zu betonen, dass auch biologische und sedimentäre Prozesse in den Meeren insgesamt eine sehr große Bedeutung bei der Steuerung chemischer Gleichgewichte haben und den chemischen Stoffhaushalt der Ozeane in erheblichem Maße beeinflussen.

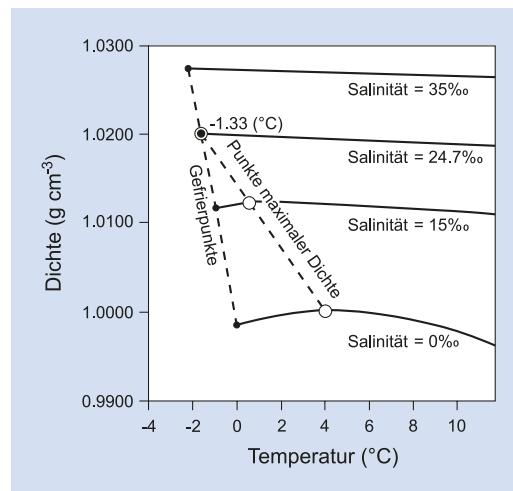
6.3 Die ozeanische Zirkulation

Da Wasser eine weit größere Wärmekapazität als Gestein besitzt und die solare Wärmestrahlung ins Meer tiefer als in den Festlandsboden dringt, ist das Klima der Ozeane ausgeglichener als das der Kontinente. Die Oberflächentemperatur der Polarmeere liegt nur wenige Grad über dem Gefrierpunkt des Salzwassers von -2°C . In den Tropen hat das Oberflächenwasser bei nur geringen jahreszeitlichen Schwankungen eine Temperatur zwischen 20 und 27°C . Die atmosphärische Wärme überträgt sich in den gemäßigten und tropischen Breiten auf eine gut durchmischte 300–800 m dicke wärmere Deckenschicht, die **ozeanische Troposphäre**. In der darunter liegenden **ozeanischen Stratosphäre** herrschen über alle Klimagürtel hinweg einförmige Wassertemperaturen zwischen -1 und $+4^\circ\text{C}$.

Die Wassermassen der Ozeane befinden sich in ständiger Bewegung. Die **thermohaline Zirkulation** wird durch Dichtekontraste innerhalb der Ozeane angetrieben, die durch unterschiedliche Temperaturen und Salzkonzentrationen verschiedener Wassermassen verursacht werden (□ Abb. 6.4, □ Abb. 6.5, □ Abb. 6.6). Ihre Wirkung wird modifiziert durch die Windsysteme, also die externen Kräfte des Klimas. Die Sonne erwärmt äquatoriale Regionen stärker



■ Abb. 6.4 Schematischer N-S-Schnitt durch den Atlantik. Die unterschiedlichen Tiefenströmungen sind bzgl. ihrer vertikalen Position durch ihre Dichte bestimmt. So hat das an der Antarktis abgekühlte Antarktische Bodenwasser eine hohe Dichte und schiebt sich von S her unter das von N strömende Atlantische Tiefenwasser. An den Konvergenzen fließen Oberflächenströmungen zusammen und strömen in die Tiefe. An der antarktischen Divergenz erzeugen die von der Antarktis wehenden ablandigen Winde eine starke Strömung nach N. Durch sie wird Oberflächenwasser fortgetrieben und Tiefenwasser gleichsam zur Oberfläche gesogen, es teilt sich in zwei Strömungen: Eine kehrt durch Abkühlung in das Antarktische Bodenwasser zurück, die andere wird Teil der nach N fließenden Oberflächenströmung. Die Zahlen an einigen Isolinien geben Salinitäten an. Der Meeresspiegel ist nicht wirklich eine ebene Fläche. In den Konvergenzgebieten strömt Meerwasser zusammen und verursacht eine leichte Aufwölbung. In den Divergenzgebieten strömt es auseinander und der Meeresspiegel ist niedriger. Die Niveaunderschiede betragen nur 1–2 m und sind hier überhöht dargestellt (Bildrechte: nach Degens 1989)



■ Abb. 6.5 Die Abhängigkeit von Dichtemaximum und Gefrierpunkt von der Salinität des Wassers (Diagramm gilt für Meeresspiegelniveau). Reines Wasser hat sein Dichtemaximum bei etwa 4 °C, seinen Gefrierpunkt bei 0 °C. Mit zunehmender Salinität und damit Dichte sinkt der Gefrierpunkt und erreicht für durchschnittliches Meerwasser -2 °C bei 35 ‰ (Bildrechte: nach Garrison 2007)

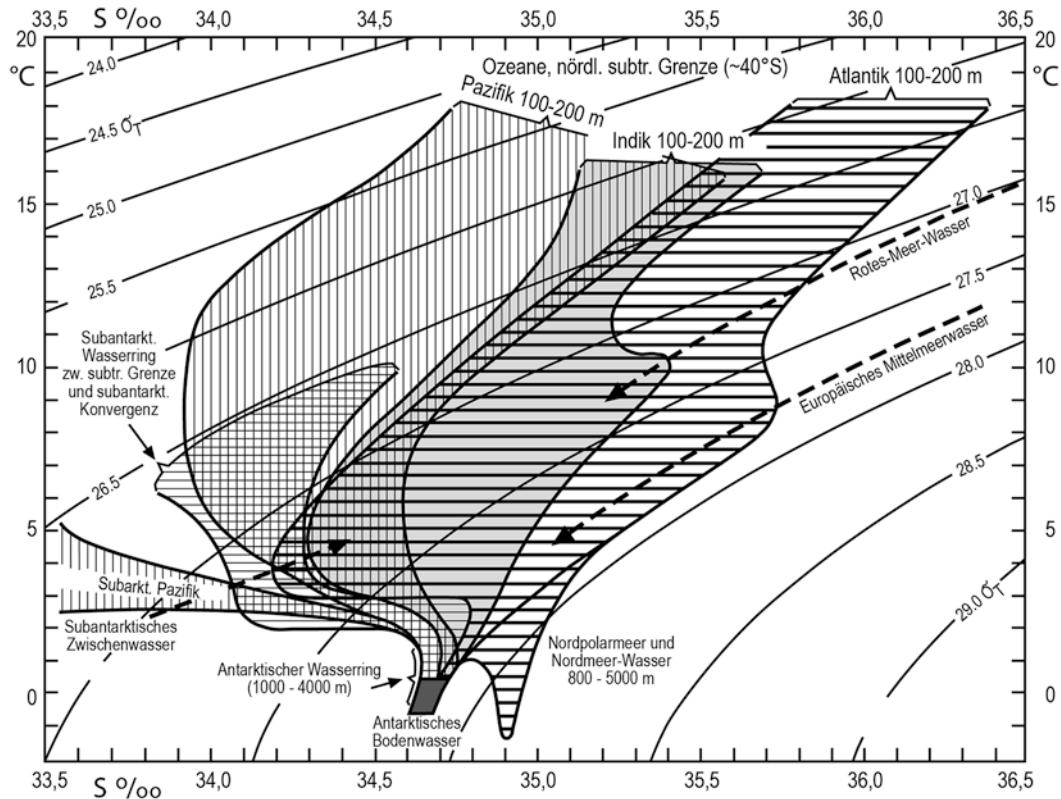


Abb. 6.6 Temperatur und Salinität charakteristischer Wassermassen der Weltmeere. Die schräg verlaufenden Linien sind Isopyknen (Linien gleicher Dichte), die Zahl gibt die Dichte in Tausendstel über 1 an. Die Dichte der Weltmeere variiert also zwischen 1,025 und 1,0285 g cm⁻³ (Bildrechte: nach Dietrich et al. 1975)

als polare; aus dieser Temperaturdifferenz entstehen überregionale Windsysteme, die Wärme in Richtung auf die Pole umverteilen (► Kap. 2, Abb. 2.2). Über den Ozeanen setzen diese Windsysteme durch Reibung an der Meeresoberfläche bedeutende Meeresströmungen, die **Oberflächenströmungen**, in Gang, die mehrere Klimazonen queren können (Abb. 6.3). Auf dem Weg vom Äquator in Richtung auf die Pole kühlst das Wasser dieser Strömungen kontinuierlich ab und nimmt so an Dichte zu. Übersteigt die Rate der Evaporation, wie z. B. im Atlantik, die Zuflussrate von Süßwasser aus den Flüssen, so nimmt auch die Salinität und damit wiederum die Dichte des Wassers zu. Erreicht das Oberflächenwasser einen Dichtewert, der höher ist als derjenige der etwas tiefer liegenden Wassermassen, wird die horizontale, windgetriebene Oberflächenströmung in eine vertikale, thermohaline Zirkulation übergehen.

Im Nordatlantik sinken diese Wassermassen östlich von Grönland bis auf den Meeresboden ab, um als Tiefenstrom hoher Dichte wieder nach S abzufließen (Abb. 6.4). Einmal in Bewegung gesetzt, unterliegt die Wirkung des Windes einer kontinuierlichen Modifikation: Winde erzeugen Strömungen, welche Wärme umverteilen. Die Umverteilung von Wärme wiederum ändert die Windsysteme und über sie schließlich wieder die Strömungsmuster der Ozeane.

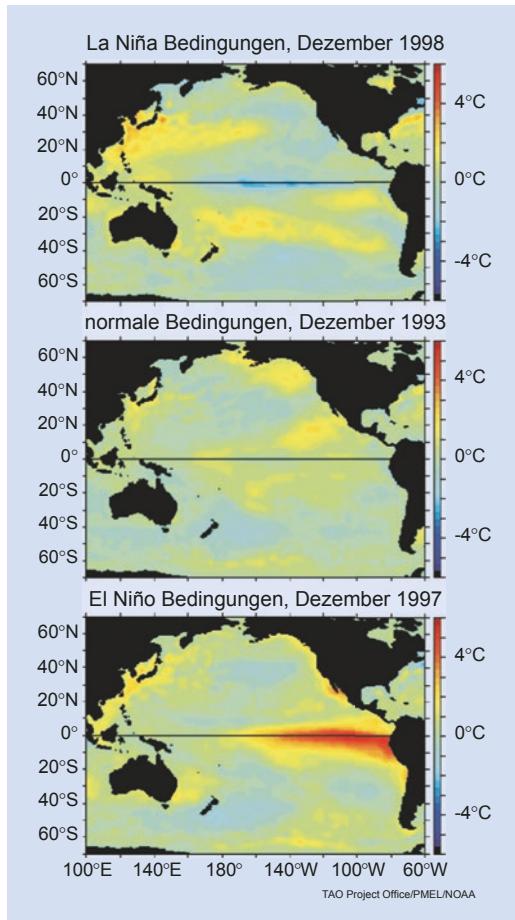
Der durch die Rotation der Erde bedingte **Coriolis-Effekt** lenkt die Oberflächenströmungen auf der Nordhalbkugel nach rechts, auf der Südhalbkugel nach links ab. Infolge der Coriolis-Wirkung entstehen ozeanweite Strömungswirbel, die sich auf der nördlichen Hemisphäre im Uhrzeigersinn, auf der südlichen gegen ihn bewegen (Abb. 6.3). Die Form der Wirbel wird schließlich durch die Position der Kontinente sowie die Morphologie der Ozeanböden

modifiziert. Die Lage des geografischen Äquators entspricht somit ungefähr der Position des Äquators der oberflächlich ozeanischen Strömungs- sowie der klimatischen Windsysteme.

Ein geeignetes Beispiel für die Erläuterung der Klimabeeinflussung durch Oberflächenströmungen ist der Golfstrom. Er transportiert erwärmtes Wasser aus der tropischen Karibik nach NO in den nördlichen Atlantik (☞ Abb. 6.3a) und fließt westlich der Britischen Inseln und Norwegens vorbei; ein Ausläufer reicht von Norden her bis in die Nordsee hinein. Obwohl der Golfstrom auf dem Weg über den Atlantik abkühlt, reicht die mitgeführte Wärme dennoch aus, um West- und Mitteleuropa ein relativ mildes Klima zu bescheren. Die nördlichen Bereiche der amerikanischen Ostküste, die auf den gleichen geografischen Breiten liegen wie die genannten europäischen Gebiete, stehen demgegenüber unter dem Einfluss der aus der Arktis kommenden Ostgrönland- und Labradorströmungen und sind von sehr viel längeren, kälteren und schneereicheren Wintern betroffen.

El Niño Die Luftzirkulation in der Hadley-Zelle wird in Drei- bis Vierjahreszyklen gestört. Die „Südliche Oszillation“ führt zu einer Umkehr des gewöhnlich nach W gerichteten Luftstroms zwischen dem normalerweise stabilen Tiefdruckgebiet über dem westlichen Pazifik nördlich von Australien und dem normalerweise stabilen Hochdruckgebiet im östlichen Pazifik nahe der Osterinsel. Diese Druckumkehr zwischen östlichem und westlichem Pazifik führt zu einer Schwächung oder sogar Umkehr der südlichen Passatwinde. Außerhalb der Südlichen Oszillation werden durch die Passatwinde große Wassermassen nach W geführt. Während der Südlichen Oszillation kommen die so induzierten westgerichteten Strömungen nahezu vollständig zum Erliegen. Dieses ermöglicht es einem Teil der im westlichen Pazifik akkumulierten nährstoffarmen warmen Wassermassen, als warmer Oberflächenstrom nach Osten zu strömen. Dadurch wird das kalte und nährstoffreiche Wasser vor der südamerikanischen Küste, das dort normalerweise durch Auftrieb („upwelling“) an die Oberfläche gelangt und nach N strömt, durch das wärmere und zuerst nach E, dann nach S fließende Wasser verdrängt.

Das warme Wasser erreicht die südamerikanischen Küstenbereiche gewöhnlich zur Weihnachtszeit (☞ Abb. 6.7). Die Strömung und das Ereignis



☞ Abb. 6.7 Anomalie der monatlichen Oberflächen-temperaturen (°C) des Pazifiks für den Monat Dezember in ausgewählten Jahren (Quelle: <http://www.pmel.noaa.gov/tao/elnino/la-nina-anomaly.html>). Die Variation der Oberflächentemperaturen ist angegeben als Abweichung der Temperatur vom Normalwert

werden daher als El Niño, das Christkind, bezeichnet. Der lokale Meeresspiegel steigt um bis zu 20 cm, die Wassertemperatur steigt um bis zu 7 °C, verstärkte Verdunstung ruft Küstenstürme und stark erhöhte Regenfälle im Küstenland hervor. Das nährstoffarme warme Wasser nimmt den Organismen, die sonst in den südamerikanischen Küstengewässern leben, ihre Lebensgrundlage, sodass auch der Fischfang erhebliche Schäden erleidet. Ein El-Niño-/Südliche-Oszillation-Ereignis dauert ungefähr ein Jahr. Sehr starke El-Niño-Ereignisse fanden 1982/83, 1997/98, 2015/2016 und 2016/2017 statt. Nach dem

ersten der beiden Ereignisse beobachtete man, dass anschließend die Wassertemperaturen nicht auf die vormaligen zurückfielen. Binnen 2 Jahren wanderten z. B. exotische marine Arten sowie Vögel, die über Jahrzehnte nicht beobachtet wurden, nach Südkalifornien ein. Als Teil der Südlichen Oszillation werden El-Niño-Ereignisse oft durch sog. La Niña-Ereignisse abgelöst. Diese sind durch ungewöhnlich kühle Temperaturen im östlichen Pazifik gekennzeichnet (Abb. 6.7).

Die Auswirkungen von El-Niño-Ereignissen auf die klimatischen Verhältnisse auf der Erde sind recht unterschiedlich (Abb. 6.8). In Europa sind sie kaum spürbar, da sie von den ohnehin sehr wechselhaften Klimabedingungen überdeckt werden. In Nordamerika machen sich El-Niño-Ereignisse hingegen durch wärmere Temperaturen im Zentrum des Kontinents und durch kältere Temperaturen im Südwesten und Südosten bemerkbar. Im westlichen Pazifikraum nehmen die Niederschläge deutlich ab. Die resultierende Trockenheit führte dort 1997 zu ausgedehnten Waldbränden, deren gemeinsame Rauchwolke eine Ausdehnung von bis zu 4.000 km hatte und die Sonne bis zur Lichtstärke der Dämmerung verdunkelte (Abb. 6.8). El-Niño-Ereignisse finden mit einer Periodizität von 3 bis 4 Jahren statt. Ihre Ursachen sind z. Zt. noch nicht gut verstanden; sie dürften aber in der internen Dynamik der Wechselwirkungen zwischen Atmosphäre und Ozeanen liegen.

6.3.1 Tiefseeströmungen und die ozeanische Klimapumpe

Was aber geschieht mit den oben erwähnten dichten Wassermassen, die im Nordatlantik absinken und als nordatlantisches Tiefenwasser als tiefste Wasserschicht nach S fließen? Sie überqueren den Äquator und treffen im Südatlantik auf das wiederum dichtere antarktische Tiefenwasser, das u. a. durch Abkühlung im Südpolarmeer absinkt und sich wegen seiner höheren Dichte unter dem atlantischen Tiefenwasser nach Norden schiebt (Abb. 6.4). Das atlantische Tiefenwasser setzt seinen Weg an der Antarktis und dem südlichen Australien vorbei in den Pazifik hinein fort, wo es durch „upwelling“ oder Strömungsdivergenz in geringere Tiefen aufsteigt und erwärmt an Nordaustralien und Westafrika entlang zurück in

den Nordatlantik strömt, den es schließlich als Oberflächenwasser wieder erreicht. Hier nun beginnt der beschriebene Kreislauf dieses „ozeanischen Förderbandes“ von neuem (Abb. 6.9).

Insgesamt transportiert dieses komplexe erdumspannende Förderband etwa zwanzig mal mehr Wasser, als alle Flüsse der Erde zusammen. Wie bereits erwähnt, verliert der Atlantik mehr Wasser durch Verdunstung, als ihm durch Flüsse zufließt. Das Gegenteil trifft für den Pazifik zu. Die Passatwinde transportieren Wasser als Luftfeuchtigkeit vom Atlantik in den Pazifik. Die Wassermenge, die auf diesem Wege den Atlantik über den mittelamerikanischen Isthmus verlässt, entspricht etwa der Menge, die dem Atlantik jährlich aus dem Amazonas zufließt. Wegen dieses Verlustes ist die Salinität des Atlantiks gegenüber derjenigen des Pazifiks erhöht. Es sind hauptsächlich die auf diese Weise entstehenden Salinitätsunterschiede zwischen den Ozeanen, die das ozeanische Förderband in Betrieb halten. Allerdings nimmt man an, dass es während der pleistozänen Eiszeiten inaktiv war und erst wieder „angeschaltet“ werden konnte, als sich mit ihrem Ende die notwendigen Klimagradienzen herausbildeten. Der Bestand des Förderbandes scheint daher von entscheidender Bedeutung für die Stabilität der heutigen klimatischen Verhältnisse auf der Erde zu sein. Sollte der wegen der steigenden CO₂-Konzentration in der Atmosphäre befürchtete Temperaturanstieg (gesteigerter Treibhauseffekt) in der Tat zu einer globalen Erwärmung führen, so könnte dies aus anderen Gründen als zur Zeit der Eiszeit zu einem erneuten Abschalten des Förderbandes führen. Die globale Erwärmung würde den Ozeanen durch teilweises Abschmelzen der polaren Eiskappen erhebliche Süßwassermengen zuführen. Nicht nur würde dadurch der Meeresspiegel weltweit spürbar steigen, was an sich schon eine potenzielle Katastrophe für Küstengebiete wäre, das nordatlantische Oberflächenwasser würde auch durch das aus der Arktis zuströmende Schmelzwasser eine Verminderung seiner Salinität und damit seiner Dichte erfahren. Es steht zu befürchten, dass auf diese Weise das nordatlantische Oberflächenwasser nicht mehr die notwendige Dichte erreicht, um als thermohaline Strömung in die Tiefe sinken zu können. Dadurch aber würde das ozeanische Förderband an seiner entscheidenden Stelle unterbrochen und somit zumindest

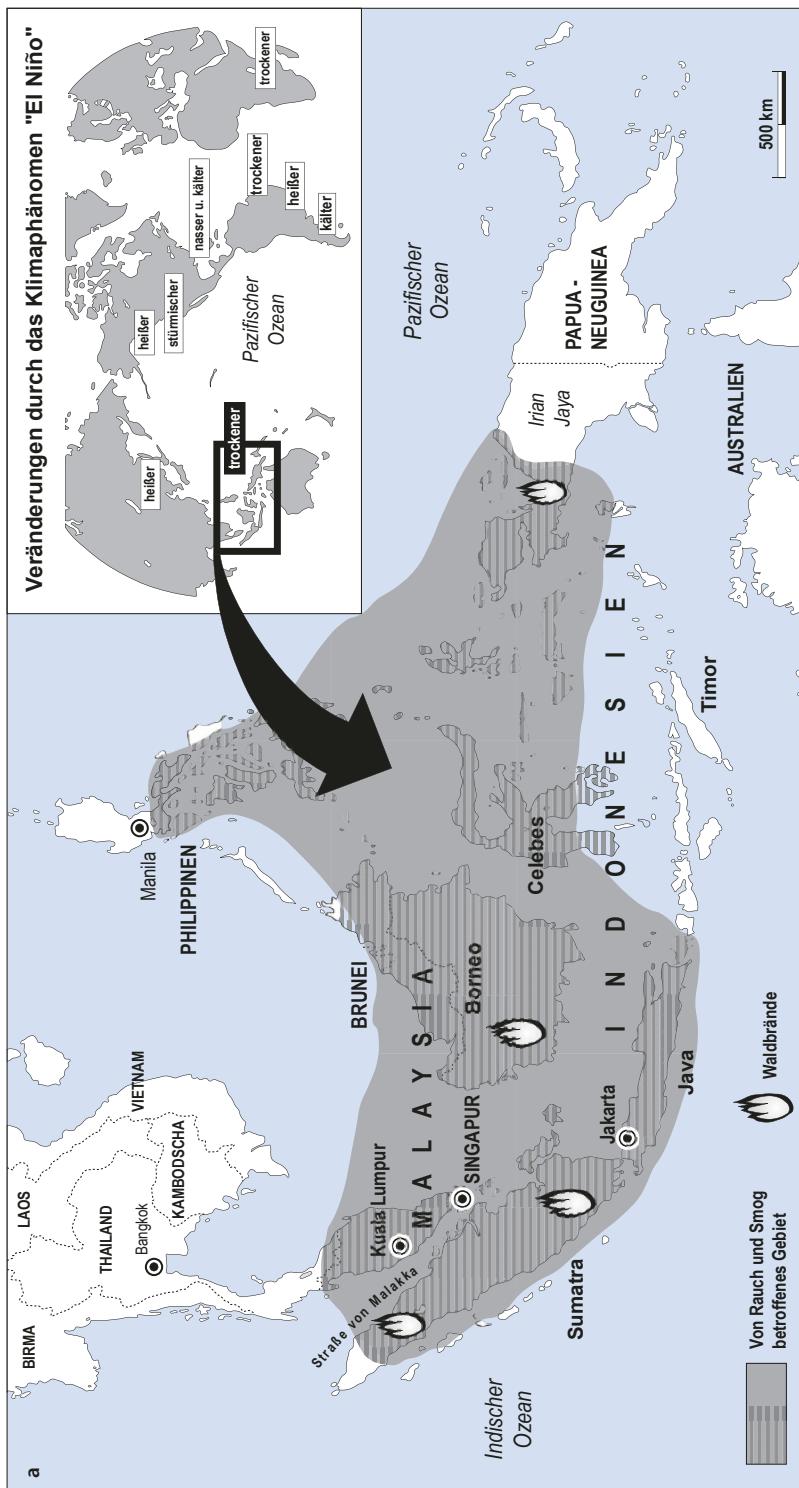


Abb. 6.8 Mögliche Folgen von El-Niño-Ereignissen für den Menschen (a) Ausdehnung und Auswirkungen von Waldbränden in Indonesien zur Zeit des El-Niño-Ereignisses von 1997. Der eingesetzte Kasten gibt eine Übersicht über die globale Klimabeeinflussung durch El-Niño-Ereignisse (Bildrechte: nach Die Zeit Nr. 41, 3.10.1997) (b) Der La-Conchita-Erdbruch im südlichen Kalifornien löste sich nach heftigen Regengüssen während des El-Niño-Ereignisses von 1991–1992 und kam glücklicherweise vor Erreichen der Wohnhäuser zum Stillstand (Bildrechte: Foto – B. Keller)



■ Abb. 6.8 (Fortsetzung)

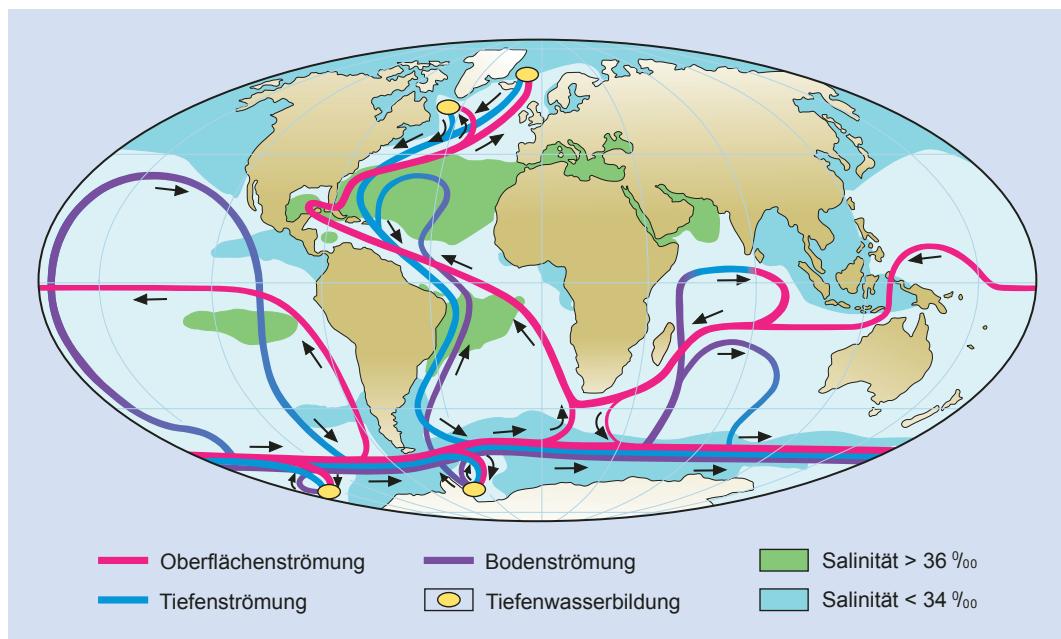
zeitweise abgeschaltet. Die Folgen nicht nur für das globale Klima sind kaum abzuschätzen (siehe auch ▶ Abschn. 15.1).

Auf seinem Weg durch die Tiefen der Ozeane ist das Tiefenwasser von der Sauerstoffzufuhr weitgehend abgeschlossen. Durch den Sauerstoffverbrauch u. a. der in den Tiefen lebenden Organismen sowie durch deren Verwesung verarmt das Wasser an O₂. Gleichzeitig wird es gegenüber dem Oberflächenwasser an Nährstoffen wie Stickstoff angereichert. In besonderen Situationen kann es in Schelfregionen zum Auftrieb solchen sauerstoffarmen, aber nährstoffreichen Tiefenwassers kommen, das als **Upwelling** bezeichnet wird. Nahe des Meeresspiegels begünstigen diese Wässer wegen ihres Nährstoffreichtums eine Blüte

des pflanzlichen Planktons. Dies wiederum führt zu einer Anreicherung mit Sauerstoff und damit zu einem Reichtum an tierischem Plankton und an Fischen.

6.3.2 Gezeitenströmungen

Zusätzlich zur ständigen Zirkulation der Ozeane in den Oberflächen- und Tiefenströmungen gibt es periodisch ablaufende Prozesse, die sich als Gezeiten vor allem an den Küsten bemerkbar machen. Die Gezeiten sind große um die Erde laufende Wellen, deren Frequenz, Bewegung und Größe von der Position des Mondes und der Sonne zueinander und relativ zur Erde abhängen (▶ Kasten 6.1).



■ Abb. 6.9 Der erdumspannende Strömungspfad der „Ozeanischen Klimapumpe“. Die im Nordatlantik abgesunkenen kalten und dichten Wassermassen fließen als Tiefenströmung (blau) nach Süden zur Antarktis. Dort absinkendes antarktisches Wasser hilft, die hohe Dichte der Tiefenströmung aufrechtzuerhalten. Aus dem zirkumantarktischen Raum strömt das Tiefenwasser in den Pazifik und den Indischen Ozean, steigt schließlich wieder zur Oberfläche auf (rot) und strömt als Oberflächenwasser in den Atlantik zurück (nach Rahmstorf 2002). Im Durchschnitt dauert dieser Kreislauf 1.000 Jahre

Kasten 6.1 Gezeiten

Das System Erde-Mond rotiert um eine Achse, die durch die Erde, aber nicht durch ihren Mittelpunkt verläuft. Die Kräfte in diesem System sind in ihrer Gesamtheit ausgewogen, da die Anziehungskräfte zwischen den Himmelskörpern und die Zentrifugalkräfte sich gegenseitig aufheben. Dies gilt jedoch nicht für einzelne Punkte an der Erdoberfläche. Teilbereiche auf beiden Körpern verhalten sich entsprechend der an diesen Punkten herrschenden resultierenden Kraft. An jedem Punkt der Erde ist demnach eine Kraft wirksam, die vor allem aus der Anziehungs- und der Zentrifugalkraft des Erde-Mond-Systems resultiert. Diese Kraft variiert an jedem Punkt der Erde, da sich die Stellung des Mondes zu ihr ändert und somit auch die Wechselwirkung zwischen seiner anziehenden Kraft und der Fliehkraft des Doppelsystems. Sie wirkt auf Landoberflächen wie auf die Ozeane; sie hat allerdings ihre hauptsächliche und vor allen Dingen spürbare **Gezeitenwirkung** in den Ozeanen. Die Anziehungskraft zwischen zwei Körpern ist umgekehrt proportional zum Quadrat ihrer Entfernung voneinander. Das Wasser auf der Mondseite ist 59 Erdradien vom Mond entfernt, dasjenige auf der abgewandten Seite hingegen 61.

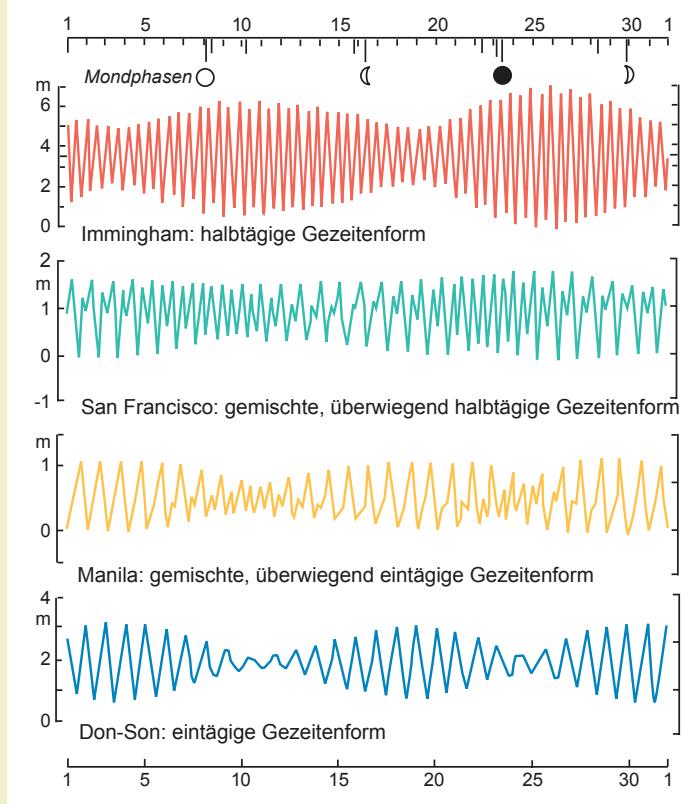
An der dem Mond zugewandten Seite wirkt die Schwerkraft des Mondes daher stärker und bewirkt so die mondwärtige Aufwölbung. An der dem Mond abgewandten Seite wirken die Zentrifugalkräfte des Systems Mond-Erde der Erdanziehungskraft entgegen und führen die komplementäre Aufwölbung herbei. Die Wirkung der **Gezeiten**, auch **Tiden** genannt, auf den Meeresspiegel an unterschiedlichen Orten auf der sich drehenden Erde lässt sich vereinfacht mit der Vorstellung beschreiben, dass die Erde sich unter einer stationären Wasserhülle dreht. So erfahren wir die Aufwölbung des Meeresspiegels als **Flut**, der nach Ablaufen des Wassers die **Ebbe** folgt. Im Prinzip erfährt also jede Küste auf der Erde, allerdings in unterschiedlichem Maße, mit jeder Umdrehung der Erde zwei Mal Ebbe und Flut. Dieser Wechsel wird als halbtägiger Gezeitenzyklus bezeichnet. Es dauert allerdings 24 h und 50 min bis der Mond wieder an demselben Ort über der Erde erscheint. Die Phasen des Gezeitenzyklus verspäten sich also von Tag zu Tag um 50 min (■ Abb. 6.10). Der Abstand zwischen Sonne und Erde ist wesentlich größer als derjenige zwischen Mond und Erde. Da die Sonne eine deutlich größere

Massen besitzt als der Mond, beträgt der durch die Sonne hervorgerufene Tideneffekt dennoch etwa 46 % der durch den Mond hervorgerufenen Wirkung. Der zusätzliche Einfluss der Sonne verändert in Abhängigkeit von der geografischen Position eines Ortes auf der Erde den halbtägigen Gezeitenzyklus derart, dass ein ganztägiger Gezeitenzyklus entstehen kann. Diese Veränderung

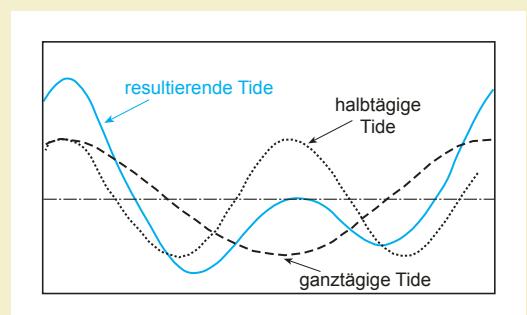
entsteht, da die Umlaufbahn des Mondes um die Erde nicht exakt in derselben Ebene liegt wie diejenige der Erde um die Sonne. Daher kann es durch Überlagerung der genannten Einflüsse zur Verstärkung (Springtide) oder Abschwächung (Nipptide) von Tidenhub und -phasen kommen und somit zu den **gemischten Tiden** (Abb. 6.10, Abb. 6.11, Abb. 6.12, Abb. 6.13).

6

■ Abb. 6.10 Gezeitenkurven an vier über die Erde verteilten Orten für den Monat März 1936, jeweils bezogen auf Seekarten null. Die Sonne bewirkt einen Springtidenzyklus von 14,8 Tagen der sich mit dem Umlaufzyklus des Mondes von 29,5 Tagen überlagert. Zusammen mit anderen Faktoren ergeben sich daraus an verschiedenen Küsten halbtägige, eintägige und gemischte Gezeitenverläufe (Bildrechte: nach Dietrich et al. 1975)



■ Abb. 6.11 Relative Amplitude einer gemischten Tide als Produkt sich überlagernder halbtägiger und ganztägiger Tiden (Bildrechte: nach Gross 1977)



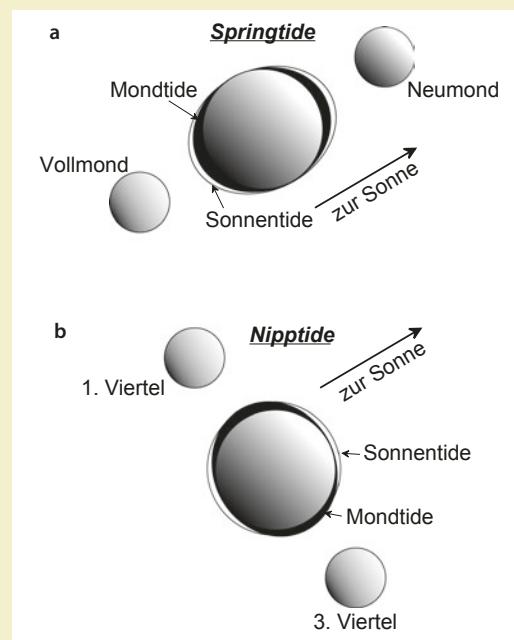


Abb. 6.12 Relative Positionen von Sonne, Mond und Erde zueinander und die Entstehung von Nipp- und Springtiden. Bei Vollmond und bei Neumond stehen Sonne, Mond und Erde in einer Linie. Dann summieren sich die Wirkungen und es kommt zu besonders großen Tiden, den Springtiden. Im 1. und 3. Viertel des Mondzyklus verläuft die Linie zwischen Erde und Mond im rechten Winkel zur Linie Sonne-Erde; dann heben sich die Gezeitenwirkungen zum Teil auf und es entstehen die Nippitiden (Bildrechte: nach Gross 1977)

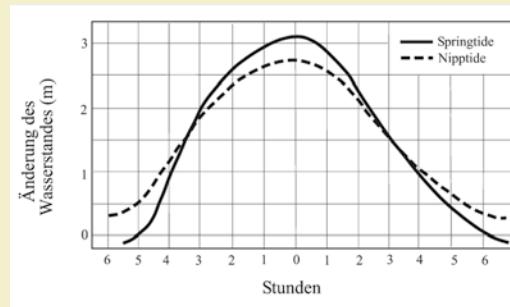
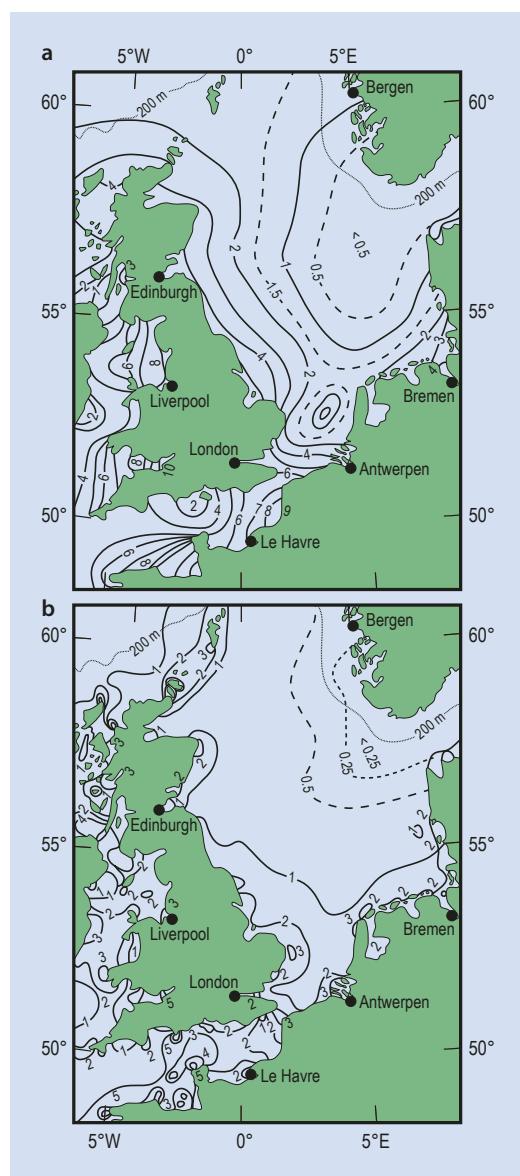


Abb. 6.13 Wasserstandskurven bei Cuxhaven für mittlere Spring- und Nippitiden von 6 h vor bis 6 h nach Hochwasser (Bildrechte: nach Dietrich et al. 1975)

Diese um die Erde laufende Welle hat theoretisch eine Wellenlänge = $1/2$ Erdumfang = ca. 20.000 km. Könnte sich diese Welle ungehindert um die Erde bewegen, gäbe es also die Barrieren der Kontinente nicht, so wäre die Gezeitenwirkung überall gleich. Da jedoch die Kontinente die freie Ausbreitung der Welle behindern, wirken sich die Tiden in den einzelnen Ozeanen und auch innerhalb jedes einzelnen Ozeans unterschiedlich aus. Auf offener See ist die Gezeitenwirkung gering.

Gegen die Küsten wächst der Tidenhub durch die Stauwirkung auf den Schelfen und erreicht in trichterförmigen Buchten erhebliche Werte (► Abb. 6.14). Die Meeresbereiche vor tidenbeeinflussten Küsten werden nach der Wassertiefe in das **Subtidal**, den Bereich unterhalb der Gezeitenwirkung, das **Intertidal**, die eigentliche Gezeitenzone, und das **Supratidal**, die subaerischen Strand- oder Küstengebiete oberhalb der Stauwasserlinie, eingeteilt (vgl. ► Abschn. 6.4).

Abb. 6.14 Eine Übersicht über die Gezeitenwirkung in der Nordsee und im Ärmelkanal bezieht sich auf: (a) den Springtidenhub in Metern, (b) die Maximalgeschwindigkeit des Springtidenstroms in Knoten (nach Dietrich et al. 1975). In der Deutschen Bucht bei Helgoland beträgt der Tidenhub 2,5 m, im Jadebusen 3,6 m, im Ärmelkanal bei St. Malo bis zu 10 m. Durch den Querschnitt des Jadebusens bei Wilhelmshaven fließen bis zu $28.000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ mit einer mittleren Geschwindigkeit von $1,3 \text{ ms}^{-1}$ ($= 4,68 \text{ km h}^{-1}$). In den einzelnen Prielen (Strömungsrienen im Watt) treten noch deutlich höhere Geschwindigkeiten auf, wodurch entsprechend große Mengen an Sand und Ton transportiert werden können. Ähnlich den Wellen stellen die Gezeiten letztlich eine Art Pendelbewegung des Wassers dar. Jedoch ist sie nicht strikt symmetrisch und es können Nettoströmungen aus den unterschiedlich starken Gegenbewegungen resultieren. Im Ärmelkanal bei Dover erreicht der Flutstrom 15 cm über dem Boden eine Geschwindigkeit von 55 cm s^{-1} ($= 1,98 \text{ km h}^{-1}$), der Ebbstrom 50 cm s $^{-1}$ ($= 1,8 \text{ km h}^{-1}$). Das bedeutet, dass jeder Tidenzyklus netto $2,25 \text{ km}^3$ atlantisches Wasser mit 1 t Sand und 2500 t Ton (Schlick) in die Nordsee führt (1 Knoten = $0,51 \text{ m s}^{-1}$)



Es bedarf aufwendiger Computerprogramme, um „nur“ den rezenten Gezeitenprozess annähernd vollständig zu simulieren. Angesichts der fortdauernden Drift der Kontinente auf der dynamischen Erde und der daraus resultierenden ständigen Änderung der Wasser-Land-Verteilung, ist es eine schwierige Aufgabe, das Gezeitensystem für eine beliebige Zeitscheibe der Erdgeschichte zu rekonstruieren. Der fragmentarische Zustand der geologischen Überlieferung erschwert solche Rekonstruktionen zusätzlich.

Die oben genannten Beispiele aus der Nordsee haben bereits angedeutet, dass die Gezeiten eine erhebliche dynamische Wirkung in den Schelf- und Flachmeerregionen ausüben, die mit den allgemeinen Schelfprozessen und insbesondere mit den Wellen zusammenwirken.

6.3.3 Wellen

In den Meeren entstehen die Wellen meist durch die Einwirkung des Windes auf die Wasseroberfläche. Die einfachste Form ist eine in eine Richtung fortlaufende Welle. Bei der Fortbewegung der Wellen von ihrem Ursprungsort in einem Sturmgebiet bleiben die kurzweligen hinter den schnelleren langwelligen Wellen zurück und es bildet sich die **Dünung** heraus. Da die Wirkung der Winde auf den Meeresspiegel sowohl in Richtung als auch Intensität variabel ist, entsteht durch Wellenüberlagerung ein kompliziertes Muster, das als **Seegang** bezeichnet wird.

Man unterscheidet **freie** und **unfreie Wellen**: Eine durch ein einmaliges Ereignis, z. B. ein Erdbeben, ausgelöste Welle bewegt sich danach frei.

Kasten 6.2 Wellen

Wellen mit einer geringen Höhe haben annähernd die Form einer Sinuskurve. Mit zunehmender Wellenhöhe werden die Kämme steiler und damit **trochoid**-förmig, d. h. mit scharfen Wellenkämmen mit einem Brechungswinkel von 120° (Abb. 6.15). Das Verhältnis $H:L$ bezeichnet die Steilheit einer Welle und ist das Maß der Wellenstabilität. Es ergibt sich aus der Amplitude H und der Wellenlänge L . Es bestimmt beispielsweise auch, ob ein Boot über die Wellen gleitet oder ob es in die Wellen einstampft. Bei dem empirisch ermittelten kritischen Verhältnis von $H:L = 1:7$ bricht die Welle, es entsteht die Brandung.

Die Wellenperiode T ist die Zeit, die zwischen dem an einem fixen Betrachter vorbeilaufenden ersten und

dem folgenden Kamm vergeht. Die Wellenbewegung nimmt mit der Tiefe ab (Abb. 6.16). Die untere Grenze der Wellenbewegung, die **Wellenbasis**, liegt etwa bei $L/2$. Sie liegt im Meer in den meisten Fällen in etwa 10 m Wassertiefe. Von der normalen Wellenbasis unterscheidet man die tiefer liegende **Sturmwellenbasis**, die in ca. 50–60 m Wassertiefe die Untergrenze der Wellenbewegung bei heftigem und hohem, durch Stürme verursachten Seegang bildet. In einer Welle bewegen sich die Wasserteilchen in einem **Orbital**. Nach der Art der Orbitalbewegung unterscheidet man Tief- und Flachwasserwellen (Abb. 6.16). Bei der Tiefwasserwelle sind die Orbitale kreisförmig und die

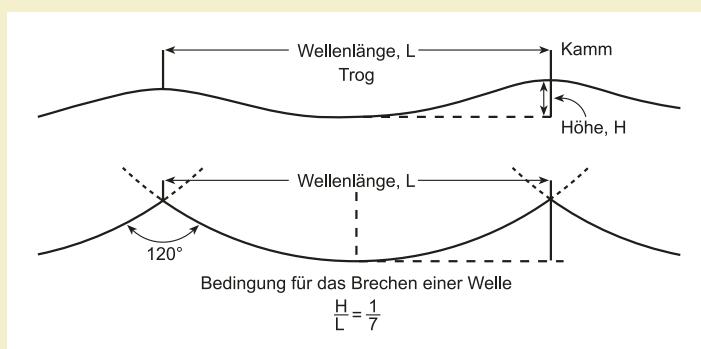
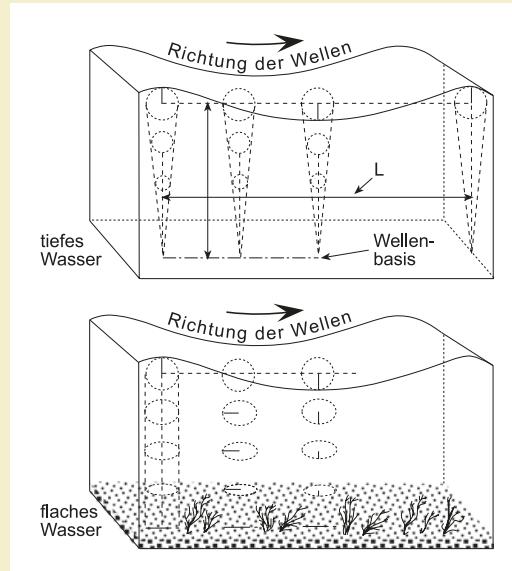


Abb. 6.15 Das Brechen einer Welle sowie die Wellenstabilität ergibt sich aus dem Verhältnis der Amplitude H zur Wellenlänge L (Bildrechte: nach Gross 1977)

Bewegung erlahmt zur Wellenbasis hin. Das Wasser bewegt sich in nahezu stationärem Orbit. Bei der Flachwasserwelle werden die Orbitale zum Meeresboden hin zusammengedrückt. Insgesamt werden die Wasserteile hier in Richtung der Ausbreitungsrichtung der Welle bewegt, jedoch langsamer als die Ausbreitungsgeschwindigkeit

der Welle. In geringen Wassertiefen wird die Bewegung der Wasserteilchen durch den Meeresboden eingeschränkt und es bilden sich ellipsenförmige Orbitale. Die Geschwindigkeit der Flachwasserwellen ist von der Wassertiefe abhängig, diejenige der Tiefwasserwellen wird von der Wellenlänge bestimmt.

6



■ Abb. 6.16 Schema der Orbitalbewegung der Wasserteilchen in Flachwasser- und Tiefwasserwellen (Bildrechte: nach Gross 1977)

Die Gezeitenwelle wird ständig von der Gezeitenkraft gezwungen und ist daher unfrei. Winderzeugte Wellen vereinen Elemente von freien und unfreien Wellen (Kasten 6.2, □ Abb. 6.15, □ Abb. 6.16).

Bei der Annäherung der Welle an die Küste und bei zunehmend flacherem Wasser behält sie ihre Periode bei. Infolge der kontinuierlichen Abbremsung im Flachwasser wird sie immer höher und ihre Flanken werden immer steiler, bis die kritischen Werte erreicht sind und die Welle in der **Brandung** bricht (□ Abb. 6.15). Auf dem Meer ist immer eine aus verschiedenen langen und hohen Wellen zusammengesetzte Wellenbewegung zu beobachten. Die einzelnen Schwingungen durchdringen und überlagern sich im Tiefwasser. Gelangen die unterschiedlichen überlagerten Wellen ins Flachwasser, werden sie zu einer einheitlichen **Gruppengeschwindigkeit** gleichgeschaltet, die von der Wassertiefe kontrolliert wird.

Auf dem offenen Meer wandern Wellen nur in ihrer Gestalt mit der Windrichtung, nicht aber mit ihrem Wasserinhalt. Sie leisten keinen Transport von Sediment, da ihre Wellenorbitale den Meeresboden nicht berühren. Berühren die Wellen mit ihrer Wellenbasis jedoch den Meeresboden, wirbeln sie das Bodensediment auf, zerkleinern es, und erlauben infolge der elliptischen Orbitalbewegung des Wassers einen Transport in Richtung der Wellenbewegung (□ Abb. 6.16) und die Bildung von Wellenrippeln (□ Abb. 5.23b). Diese Form der Erosion und des Sedimenttransports ist sehr langsam. Über geologische Zeiträume hinweg erreicht dieser Effekt jedoch wesentliche Größenordnungen.

Sedimentaufwirbelung und -transport werden besonders durch Stürme begünstigt. Auch größere Gerölle werden dann über den Meeresboden bewegt. Sturmwellen erreichen Höhen von mehr als 15 m.

Die höchste verlässlich beobachtete Welle war in Küstennähe 34 m hoch und hatte eine Geschwindigkeit von 102 km h^{-1} . Bei der Wellenbewegung geht ständig potentielle Energie in kinetische Energie über und umgekehrt. Eine Verdopplung der Wellenhöhe erhöht die potentielle Energie der Welle um das vierfache. In der Brandung wird fast die gesamte Wellenenergie in Wärme umgesetzt.

6.3.4 Tsunami

Katastrophale Auswirkungen auf die Küstenregion haben die **Tsunami** (japanisch Hafenwelle): Sie sind durch Seebeben, untermeerische Rutschungen, Vulkanausbrüche oder auch Meteoriteneinschläge ausgelöste Schwerewellen (freie Wellen). Mit etwa 85 % sind Seebeben die häufigsten Auslöser. Von seebebenerzeugten Tsunami entstehen ca. 75 % entlang der Subduktionssysteme des Pazifiks und des östlichen Indischen Ozeans (► Abb. 10.1, ► Abschn. 16.1). Historische Überlieferungen zeigen, dass insbesondere auch der östliche Mittelmeerraum wiederholt von teilweise verheerenden Tsunami betroffen war.

Nicht jedes Seebeben erzeugt einen Tsunami. Größere Tsunami entstehen insbesondere in Subduktionszonen, wenn das Beben eine Stärke von mindestens 7 auf der Richterskala erreicht und sein Herd in weniger als 30 km Tiefe liegt. Das Beben erzeugt oder reaktiviert eine Störung in den Meeresboden bildenden ozeanischen Kruste. Für die Erzeugung eines nennenswerten Tsunami muss entlang einer längeren Strecke der Störung ein vorwiegend vertikaler Versatz stattfinden. Ein noch so heftiges Beben mit einem horizontalen Krustenversatz kann keinen Tsunami erzeugen. Mit dem schlagartigen Vertikalversatz wird das Meerwasser in seiner Gleichgewichtslage gestört. Die Tsunamiwellen entstehen, wenn der Meeresspiegel unter Wirkung der Schwerkraft in seine Gleichgewichtslage zurückschwingt.

Der außergewöhnliche Sumatra-Tsunami vom 26. Dezember 2004 erhielt seine verheerende Kraft aus einem Beben der Stärke 9,3. Auslöser war ein Vertikalversatz in der Burma-Platte von durchschnittlich 13 m, der sich im Verlauf von 8 Minuten über eine Störungslänge von mindestens 1200 km nach Norden fortpflanzte (► Abb. 6.17). Man stelle

sich zum Vergleich einen entsprechenden Vertikalversatz vor, der die europäische Kruste innerhalb von 8 Minuten von Brüssel bis Warschau aufreißt!

Tsunami bewegen sich mit einer Geschwindigkeit u ,

$$u = \sqrt{g \cdot h}$$

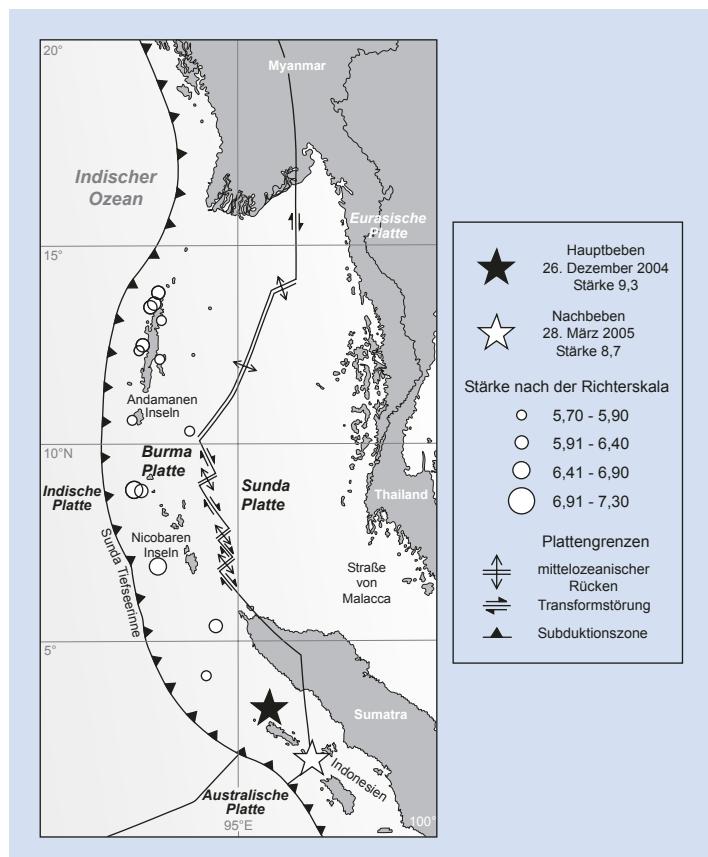
Gl. 6.1

wobei g die Erdbeschleunigung und h die Wassertiefe ist. Daraus folgt, dass Tsunami bei Wassertiefen von 5000 m, der Wassertiefe der Tiefseebenen (vgl. ► Abschn. 6.1), Anfangsgeschwindigkeiten von knapp 800 km h^{-1} erreichen. Ihre Wellenlänge kann bis zu 500 km betragen. Im offenen östlichen Indischen Ozean hat die Wellenhöhe des Sumatra-Tsunami bis zu 3 m betragen; eine Höhe, die bei einer Wellenlänge von mehreren hundert Kilometern auf einem Schiff kaum spürbar ist. Im westlichen Indischen Ozean nahm die Wellenhöhe auf 40–60 cm ab. Der Tsunami erreichte die Küste des südöstlichen Indiens nach 2 h, diejenige Kenias und Somalias in Ostafrika nach 8 h (► Abb. 6.18).

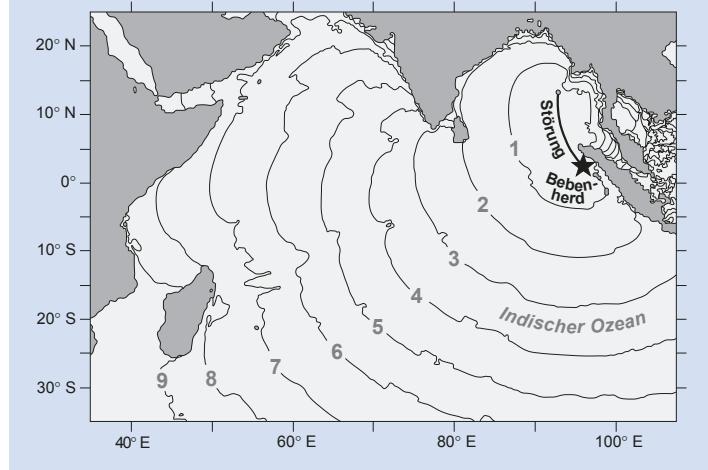
Tsunami gehören zu den sog. Flachwasserwellen (► Kasten 6.2), da sie aufgrund ihres Entstehungsprozesses immer Bodenkontakt haben. Ihre offensichtliche verheerende Wirkung entfalten Tsunami im Zuge des ‚run-up‘ genannten Auflaufens auf eine Küste. Mit abnehmender Wassertiefe wird der Tsunami abgebremst, die Wellenlänge nimmt ab und die Wellenhöhe zu. Nach dem Seebeben vom 1. April 1946 in der Aleutentiefseerinne wuchs vor Hawaii eine Wasserwand von 6 m, die sich zu 16 m hohen Brechern auftürmte. In Alaska wurde ein 30 m über dem Meeresspiegel gelegener Leuchtturm zerstört. Darüber hinaus können Tsunami durch Erosions- und Ablagerungsprozesse erhebliche Veränderungen der Küstmorphologie herbeiführen (► Abb. 6.19, ► Abb. 6.20a, b).

Hieraus ablesbar sind die Auflaufparameter eines Tsunami (► Abb. 6.21). Die Auflauffläche beschreibt den höchsten Punkt über dem Meeresspiegel, die Auflaufweite den von der Schwallzone am weitesten entfernten Punkt, der noch von einem Tsunami erreicht wird. Hinzu kommt als Parameter die Fließtiefe, die Wassertiefe der Überflutung des Festlandes durch einen Tsunami. In Thailand erreichte der Sumatra-Tsunami beim Auflaufen Fließtiefen von über 10 m, an der südlichen Küste Indiens noch von etwa 3,5 m.

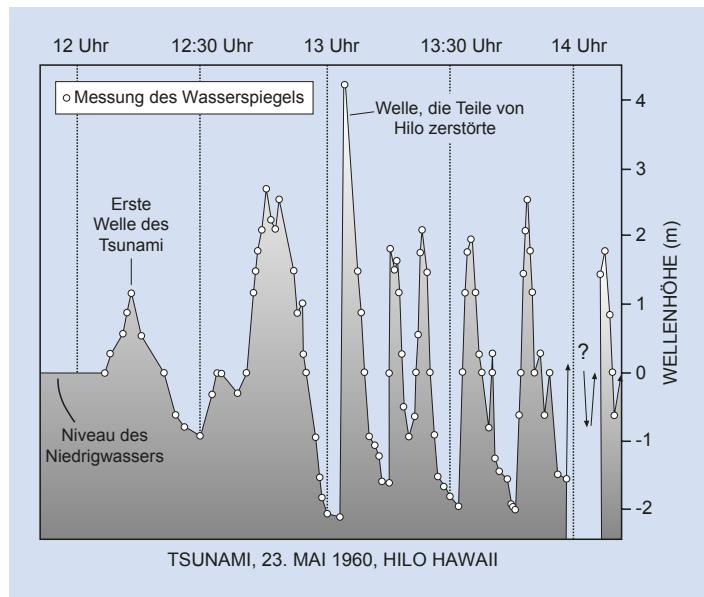
■ Abb. 6.17 Plattentektonischer Rahmen des Seebebens vor Sumatra mit folgendem Tsunami vom 26. Dezember 2004 (Bildrechte: modifiziert nach USGS, 2005)



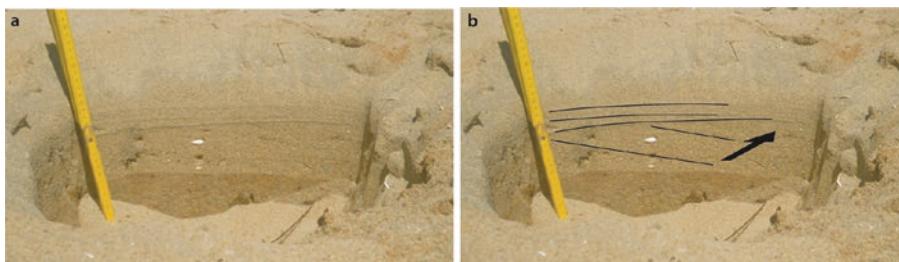
■ Abb. 6.18 Ursprung und Ausbreitung des Sumatra-Tsunami vom 26. Dezember 2004 über den Indischen Ozean. Die nummerierten Linien geben die Ausbreitung des Tsunamis in Stunden an (Bildrechte: verändert nach Titov et al. 2005)



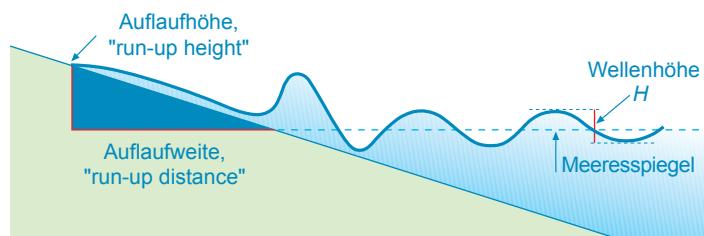
6.3 • Die ozeanische Zirkulation



■ Abb. 6.19 Am 22. Mai 1960 fand ein heftiges Erdbeben der Stärke 8,6 (► Kasten 9.1) vor der chilenischen Küste nahe der Stadt Valdivia statt und richtete auf dem Festland große Verwüstungen an. 15 Stunden später traf der vom Erdbeben erzeugte Tsunami, der aus einer Gruppe von Wellen bestand, die Stadt Hilo auf Hawaii. Er hatte die Entfernung von 10.000 km mit einer Geschwindigkeit von 666 Stundenkilometern zurückgelegt. Bei Landfall türmte sich die höchste Welle über 6 m auf und zerstörte große Teile des Ortes (Bildrechte: Eaton et al. 1961)



■ Abb. 6.20 Feine Sande, die vom Sumatra-Tsunami auf dem Strand von Tamil Nadu im südöstlichen Indien abgelagert wurden. Die untere Lage ist schräggeschichtet (vgl. ► Kasten 5.3) und dokumentiert einen landwürtigen Sedimenttransport während des Auflaufens (Pfeil in b). Die parallel lämmierten Lagen im Hangenden sind auch Ablagerungen des Tsunamis, lassen sich jedoch nicht dem Auflaufen oder Abströmen des Tsunamis zuordnen. Das Liegende bilden dunkler gefärbte Ablagerungen des Altstrandes (Bildrechte: modifiziert nach Bahlburg & Weiss 2006)



■ Abb. 6.21 Auflaufparameter eines Tsunamis

Die erreichten Werte der ‚run-up‘-Parameter sind abhängig von den Eigenschaften eines Tsunami, der Schelfmorphologie und der Ausbildung der Küste, z. B. als flache Ausgleichsküste oder Steilküste. In Variation dieser Bedingungen können die Auflaufwerte über kurze Distanzen stark schwanken.

6.4 Die Flachsee

Wie wir bereits gesehen haben, schließt sich an das Land der marine Bereich der Flachsee an, zu dem die Schelfe, die Epikontinentalmeere sowie die flachen, überfluteten Sockel der ozeanischen Inseln gehören. Die Schelfe gehen über die Kontinentalabhänge in die Tiefsee einschließlich der Tiefseerinnen vor den konvergenten Plattengrenzen über. Je nach ihrer Tiefenlage unterliegen diese Regionen unterschiedlichen Einflüssen durch Meeresströmungen und variable Wassertemperaturen, durch untermeerischen Vulkanismus oder die Rate des klastischen Eintrags. Ihre geologische Überlieferung hat daher gleichfalls unterschiedliche Charakteristika.

Die Schelfregionen gliedern sich in einen flacheren inneren Schelf und einen tieferen äußeren Schelf. Der innere Schelf ist je nach den Verhältnissen von Gezeiten, Wind oder Sturmwellen beeinflusst, während der äußere vor allem von den verschiedenen ozeanischen Strömungen wie z. B. dem Golfstrom (Abb. 6.3a) geprägt wird.

6.4.1 Die Küste und der innere Schelf

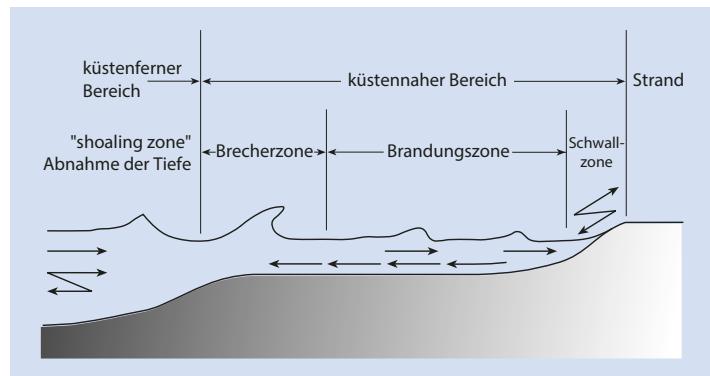
Die Küste markiert den Grenzbereich des Landes zum Meer; sie unterliegt einer ständigen, langsamem Veränderung durch das anbrandende Meer. Sie gliedert sich in die subaerische Uferzone, das **Litoral**, dem gleichsam aus der Sicht des Meeres das Supratidal entspricht (vgl. ▶ Abschn. 6.3), das **Eulitoral** zwischen Niedrig- und Hochwasserlinien der Gezeiten (Intertidal) und das unterhalb der Gezeitenzone liegende **Sublitoral** (Subtidal).

An den **Steilküsten** (Abb. 3.18) greifen die Wellen den angewitterten Gesteinsverband beständig an, physikalische und chemische Verwitterung zermürben das Gestein. Zudem siedeln einige bohrende Organismen gerne in der Aufprallzone der Brandung und unterstützen den Gesteinszerfall. Blöcke und Gerölle werden aus der Steilküste gelockert und stürzen in den Brandungsbereich. Dort werden die zunächst eckigen Gesteinsfragmente hin und her bewegt und mit der Zeit zu gerundeten **Strandgerölle** aufgearbeitet. Besonders im Bereich des mittleren Wasserstandes wird eine **Brandungshohlkehle** ausgewaschen. Schließlich wird das Gestein über der Hohlkehle nachbrechen, die Steilküste wird landwärts versetzt und das Meer modelliert vor der zurückweichenden Steilküste eine **Brandungsplattform** heraus (Abb. 6.22). Diesen Vorgang nennt man **marine Abrasion**. Mit zunehmender Breite der Brandungsplattform treffen die auflaufenden Wellen mit abnehmender Wucht auf

Abb. 6.22 Brandungsplattform vor der Steilküste der Insel Helgoland, bei Ebbe. In der Bildmitte sind die Köpfe der schräggestellten Schichten des Buntsandsteins (Untertrias) erkennbar, die eine gerippte Oberfläche herausbilden



Abb. 6.23 Vorstrandprofil und Wasserbewegung. Der Querschnitt verdeutlicht die Bewegungsrichtungen des gegen das Ufer laufenden Wassers (Bildrechte: nach Kennett 1982)



die Steilküste und die Erosionskraft erlahmt. Die Rate des jährlichen Zurückweichens der Küste hängt von der Brandungsenergie und der Widerstandskraft der Gesteine ab und kann Mittelwerte von einigen Dezimetern erreichen.

Die **Flachküsten** stellen hingegen eine Gleichgewichtsform dar, die sich das Meer über die Tätigkeit der Gezeiten wie der Wellen durch die ständige Umlagerung von Sand und Geröll schafft. Flachküsten haben meist einen Strand, dessen Sand zu Dünen aufgeweht werden kann. Diese können mehrere Meter im Jahr wandern. Vom Strand senkt sich der **Strandwall** mit etwa 5–10° Neigung gegen das Meer; auf ihm laufen die Wellen aus dem tieferen Wasser über die **Brecher-** und die **Brandungszone** auf den Strand auf. Berührt die Wellenbasis den Meeresboden, beginnt die Erosions- und Transportleistung, die mit der Abnahme der Wassertiefe ständig zunimmt (Abb. 6.23, Abb. 6.24). Oft laufen die Wellen in der **Schwallzone** schräg auf den Strand auf und quer dazu wieder ab. Durch die Kraft des auflaufenden und den Sog des rückflutenden Wassers können erhebliche Mengen Sand und Geröll im Zuge der **Strandversetzung** über große Distanzen parallel zur Küste transportiert werden.

Hinzu treten Sedimentbewegungen, die durch jahreszeitlich bedingte Variationen der Wind- und Strömungsverhältnisse hervorgerufen werden. In den mittleren Breiten akkumulieren während des sturmfreien Sommerhalbjahres größere Sandmengen an den Stränden. Insbesondere die heftigen Stürme des Winterhalbjahres haben eine stark erodierende Wirkung und Sand wird von den Stränden auf den Flachskelet umgelagert. Nach Abflauen der

Stürme im Frühjahr setzt erneut der Rücktransport des Sedimentes zum Strand ein (Abb. 6.24).

Die Kämme der sich dem Strand nähern Wellen passen sich durch Wellenrefraktion den Konturlinien des Meeresbodens und der Küste an (Abb. 6.25). Schräg auf die Küste treffende Wellen werden beim Erreichen des Flachwassers wegen der Geschwindigkeitsabnahme im Flachwasser zur Küstenlinie hin gebrochen. Wellen brechen demnach zu Landspitzen hin. Ihre Energieabgabe, sprich Erosionstätigkeit, wirkt dort am stärksten. Daher werden Landzungen bevorzugt erodiert und Sediment in die geschützten Buchten hinein umverteilt und dort abgelagert. Durch die Zerstörung der Landvorsprünge wird sich auf diese Weise wie an der Ostseeküste von Mecklenburg-Vorpommern eine relativ gerade **Ausgleichsküste** oder **Kliffreihenküste** herausbilden, in der sich gerade Strände mit Kliffküsten abwechseln (Abb. 6.27).

Treffen die Wellen in einem Winkel auf die Küste, so wird ein Teil des Bewegungsmomentes der Wellen in einiger Entfernung vom Land in einen küstenparallelen **Küstenstrom** („longshore current“) abgelenkt (Abb. 6.26). Dieser kann zusammen mit der Strandversetzung den Strandwall an Vorsprüngen des Landes als lang gestreckte, zumindest zeitweise überflutete Sandbank oder **Nehrung** in das Meer vorbauen (Abb. 6.27, Abb. 6.28). In der gezeitenarmen Ostsee wurde so in Polen und Russland der zusammenhängende Nehrungsbogen der Frischen Nehrung gebildet. Sie würde die Bucht des Frischen Haffs als **Strandsee** vom Meer abtrennen, würde die Nehrung nicht bei Baltijsk künstlich offen gehalten. In der stark von Gezeiten geprägten Nordsee bildeten

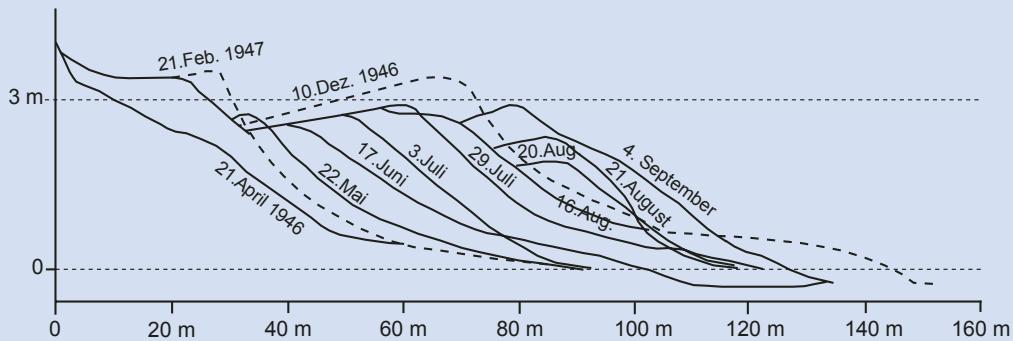


Abb. 6.24 Das Strandprofil verändert sich erheblich im Verlauf eines Jahres. Von April bis September 1946 baute sich der Strand von Carmel, Kalifornien, um 60 m vor. Niedriger Seegang und schwache Strömungen transportierten Sand zur Küste. Mit Einsetzen der Winterstürme im Dezember begann die Stranderosion durch große Wellen, die den Strand wieder zum Ausgangspunkt zurückverlagerten (Bildrechte: nach Garrison 1993)

6

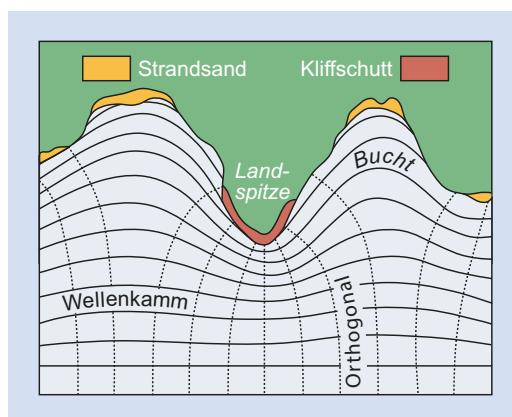


Abb. 6.25 Wellenrefraktion in Küstennähe. Die Linien senkrecht zu den Wellenkämmen, die Orthogonalen, zeigen die Energieverteilung entlang einer Küste. Je dichter ihr Netz, desto größer die Erosionskraft der anbrandenden Wellen (Bildrechte: nach Turekian 1985)



Abb. 6.26 Die Mündung des Ontonagon in den Oberen See (Lake Superior), USA. Der Fluss erhält seine Färbung durch einen großen Gehalt an Schwebfracht. Die einseitige Verdriftung des Flusswassers nach rechts direkt nach der Einmündung in den See wird hier, wie auch im Meer, durch eine küstenparallele Strömung verursacht



Abb. 6.27 Ausgleichsküste, Strandsee und Kliff bei Torcross, Südwestengland. Der Strandsee entstand aus einer Meeresbucht, die bei der Bildung des schmalen Strandrückens der Nehrung vom Meer abgetrennt wurde

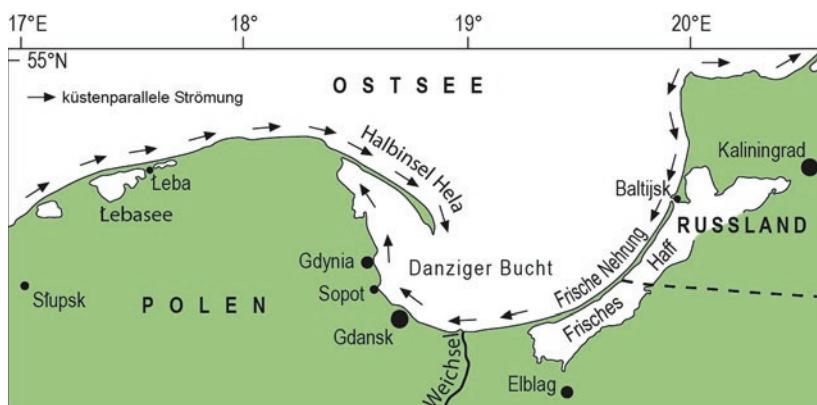


Abb. 6.28 Die südliche Ostseeküste ist von starker Wellentätigkeit und küstenparallelen Strömungen geprägt. Östlich der Lübecker Bucht hat sich eine Ausgleichsküste mit Kliffs, Nehrungen, Haffs und Strandseen herausgebildet, die bis nach Russland reicht. Im Bereich der Bucht von Gdansk bauen diese Strömungen die Halbinsel Hela als Nehrung nach Südosten vor. Im Grenzgebiet zwischen Polen und Russland trennt die Frische Nehrung das Frische Haff von der offenen Ostsee ab

sich entsprechend die Ostfriesischen Inseln als **Nehrungs-** oder Barriereinseln (Abb. 6.29), zwischen denen die Gezeitenströmungen Durchlässe offen halten.

Die Wasserbewegung zum Land wird insgesamt durch einen ablandigen Transport ausgeglichen, der in lokalisierten **Ripströmungen** („rip currents“) stattfindet. Diese Strömungen sind jedoch nur bis zu einer Entfernung von wenigen 100 m von der Küste wirksam. Messungen zeigen, dass die Strömungsgeschwindigkeit außerhalb der Brecherzone

rasch gegen null geht. Dies verdeutlicht, dass Ripströmungen durch die Wellentätigkeit angetrieben werden und nicht durch die Gezeiten oder Meeresströmungen.

Das Strömungsmuster auf den inneren Schelfen erhält eine zusätzliche Prägung durch die z. T. ausgeprägte Gezeitenwirkung. Sie, wie auch die aufländigen Wellen, küstenparallele Strömungen und Ripströmungen, transportieren meist erhebliche Sedimentmengen in auf- oder ablandiger Richtung. In unseren Breiten werden vor allem durch die Stürme

Abb. 6.29 Landsat TM 5 Satellitenszene des nordfriesischen Wattenmeers. Die ausgeprägte Gezeitenwirkung in der Deutschen Bucht verhindert die Ausbildung einer Ausgleichsküste von der Spitze der Halbinsel Eiderstedt über Sylt nach Norden. Die Randregion des Watts wird von den Barriereinseln wie Amrum und Sylt markiert, die durch Hauptgezeitenrinnen voneinander getrennt werden. (Größe des Gebietes: 78 × 93 km; Kanäle 321 RGB; Aufnahme 13.05.1988; Bildrechte: Quelle – Global Land Cover Facility, University of Maryland, USA; Aufbereitung: H. Zumsprekkel)

6



der Winterhalbjahre Küstenregionen erodiert und Lockersediment in tiefere Schelfbereiche verfrachtet. Während des Sommerhalbjahres wird das Sediment teilweise, vollständig oder unter Zunahme zur Küste zurücktransportiert. Letztlich bestimmt die Kombination „lokaler“ Faktoren wie Klima, Volumen des Sedimenteintrages vom Land, Schelfmorphologie und -ausdehnung, ob der Jahresnettotransport zur Sedimentakkumulation oder, wie z. B. an der Westküste von Sylt, zur Erosion der Küste führt.

Hat der innere Schelf eine sehr geringe Neigung und ist er zudem von erheblicher Gezeitenwirkung bis zum Trockenfallen betroffen, so kann sich eine ausgedehnte Gezeitenebene, das **Watt**, ausbilden. Das Watt erstreckt sich in der Nordsee landwärts der Barriereinseln (Abb. 6.29). Es stellt eine besondere Ausbildung der Gezeitenküste dar. Das Watt fällt mit jeder Ebbe trocken, um mit der Flut wieder von dem zurückkehrenden Meerwasser bedeckt

zu werden. Dabei strömt das Wasser bevorzugt durch die **Priele**, ein System verzweigter Kanäle, die zwischen den Barriereinseln ins offene Meer münden. In den Prielen erreichen die Strömungen reißende Geschwindigkeiten, die einen erheblichen Transport von Lockermaterial erlauben. Während des **Stauwassers**, der maximal aufgelauenen Flut, kann sich vor Einsetzen der Ebbe auch Ton aus der Suspension ablagern und das Watt mit einer Schlickschicht überdecken. Da Ton wegen der Kohäsion nicht unbedingt durch den Ebbstrom erodiert wird (Abb. 5.18), kann eine **Gezeitenwechselschichtung** aus Schlick und dünnen Lagen von Sandrippeln entstehen. Bei Vorherrschen von Ton nennt man sie **Linsenschichtung** (Abb. 6.30), bei Vorherrschen von Sand **Flaserschichtung**.

An die im Watt lebenden Organismen, wie z. B. Muscheln, Würmer oder Diatomeen, stellt

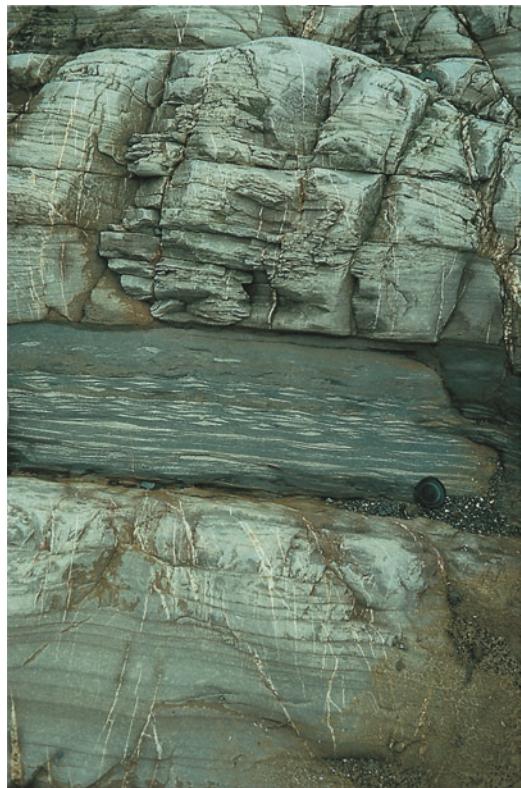


Abb. 6.30 Linsenschichtung in der karbonischen Bude-Formation des Culm-Beckens in SW-England. Die perl schnurartig angeordneten Sandlinsen bestehen aus den Schrägschichtungen kleiner Strömungsrillen. Hier überwog die Sedimentationsrate des Tons bei Stauwasser deutlich diejenige von Sand während des auf- oder ablaufenden Wassers (Mächtigkeit der Linsenschichtung ca. 30 cm)

das periodische Trockenfallen bei Ebbe große Anforderungen. Seine Fauna und Flora ist gegenüber der offenen See an Arten stark verarmt und wegen der besonderen ökologischen Bedingungen sehr spezialisiert. Die meisten Tiere leben im Schlick und ernähren sich von den darin enthaltenen organischen Bestandteilen, andere strudeln sich ihre Nahrung aus dem überstehenden Wasser zu (Abb. 6.31). Bewohner der Wattoberfläche wie auch allgemein von Sedimenten hinterlassen bei der Fortbewegung oder bei der Nahrungssuche charakteristische Spuren, die nicht nur in fossilen Wattablagerungen als **Spurenfossilien** erhaltungsfähig sind (Abb. 7.11).

6.4.2 Der äußere Schelf

Die äußeren Schelfe empfangen zum einen die Sedimentmengen, die aus den inneren Schelfen z. B. durch Sturmereignisse aufgewirbelt und umgelagert werden, zum anderen einen großen Teil der feinkörnigen Schwebfracht, die von den größeren Flüssen ins Meer transportiert wird. Somit nimmt die durchschnittliche Korngröße in **siliziklastischen Schelfregionen** wie in der Nordsee mit zunehmender Entfernung vom Land ab. Das vorhandene Sediment wird schließlich auch von den bodenberührenden ozeanischen Strömungen umgelagert. Durch ihre zum Teil erhebliche Strömungskraft können diese auch erosiv wirken, sodass Erosionsflächen entstehen oder sogar festes Gestein der Kontinentalsockel freigespült werden kann. Den siliziklastischen Schelfen stehen insbesondere in niedrigen Breiten die **karbonatischen Schelfe** gegenüber, auf denen sich bei klarem und warmem Wasser, ausreichender **Evaporation** und einem Mangel an klastischem Eintrag biogene **Karbonatplattformen** ausbilden können.

Im Zuge geologischer Zeiträume wirken sich weiterhin **Meeresspiegelschwankungen** aus (dazu mehr in ▶ Abschn. 15.1). So fiel zur Zeit des Meeresspiegeltiefstandes während der pleistozänen Eiszeiten ein großer Teil des heutigen Nordseebodens trocken, die damalige Elbmündung lag nahe der heutigen nordenglischen Küste (Abb. 6.32). Meeresspiegelsenkungen bewirken eine **Regression**, einen Rückzug des Meeres aus den inneren Schelfen, die dann zu ausgedehnten Küstenebenen umgewandelt werden. Bei steigendem Meeresspiegel, der **Transgression**, werden diese dann wieder überflutet und die Küste sowie die Zonen des inneren und äußeren Schelfs verlagern sich wieder landwärts. Haben Flüsse während des Tiefstandes ausgedehnte Sandablagerungen vor ihren Mündungen abgesetzt, so werden diese nach dem erneuten Meeresspiegelanstieg innerhalb des nun wieder tieferen Schelfes durch die ozeanischen Strömungen zu strömungsparallelen und lang gestreckten Sandbänken umgearbeitet. Ohne Berücksichtigung des wechselnden Meeresspiegels wären sie als für den äußeren Schelf untypisch anzusehen. Die Auswirkungen dieses wechselvollen Geschehens muss man bei der Untersuchung fossiler Ablagerungen in Rechnung stellen.

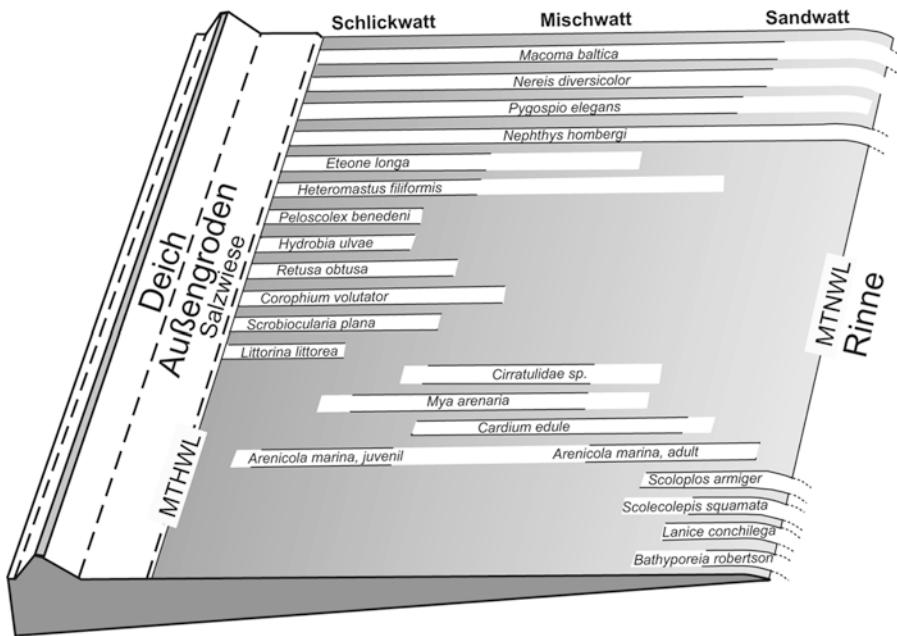


Abb. 6.31 Schematische Darstellung der Siedlungszonierungen der wichtigsten Bodenbewohner in einem Buchtenwatt der Nordsee zwischen mittlerer Hochwasserlinie (MTHWL) und mittlerer Niedrigwasserlinie (MTNWL). Schwarze Linien zeigen das Hauptvorkommen der Arten an (Bildrechte: nach Reineck 1978)

Die eben beschriebene Entwicklung spiegelt sich jedoch nicht allein in den Ablagerungen wieder. Die am und im Meeresboden lebenden Faunen sind in ihrer Vergesellschaftung an ihre jeweiligen Lebensräume und Tiefenstufen angepasst. Verlagern sich ihre unterschiedlichen Lebensräume durch eine Meeresspiegeländerung, so werden die Organismen versuchen, sich dieser Entwicklung anzupassen. Auf diese Weise spiegelt sich die Änderung des **Schelfregimes** nicht nur in den Ablagerungen, sondern auch in der **Palökologie** (► Abschn. 7.4), der räumlichen und zeitlichen Verteilung der Organismen und der durch sie vertretenen Lebensräume, wider.

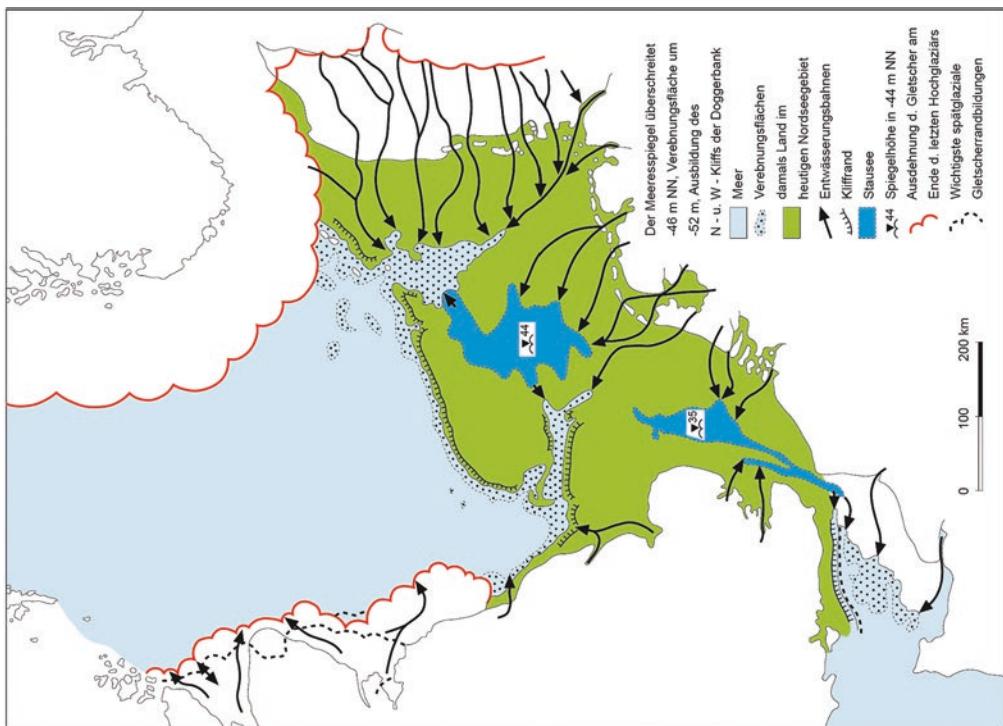
6.4.3 Riffe und Karbonatplattformen

Typische Bildungen der tropisch-warmen Meere sind die biogenen Riffe und Karbonatplattformen in den Regionen, die weitgehend frei von terrigenen Materialzufuhr sind. Bevorzugte Standorte von Riffen sind hier die Flachmeere sowie Vulkaninseln in Gebieten, in denen das Meerwasser auch

im kältesten Monat über 18 °C warm ist. Riffkomplexe bestehen in ihrem Kern aus dem eigentlichen **Riff**, in dem die primären, sessilen Riffbildner, darunter vor allem die Korallen, das Karbonatgerüst des Riffs aufbauen. Sekundäre Riffbildner wie kalk-abscheidende Rotalgen und Hydrozoen inkrustieren das bestehende Gerüst weiter. Die Rifforganismen finden ideale Lebensbedingungen nur im vom Sonnenlicht durchfluteten und erwärmten Flachwasser. Änderungen der Wassertemperatur oder des Meeresspiegels üben eine direkte Kontrolle auf die Riffentwicklung aus.

Riffe sind besonders massiv an ihrer Luvsseite, da hier der Angriff der Wellen am heftigsten ist. Die äußere Flanke eines Riffs, das **Vorriiff**, fällt meist steil zum Meeresboden hin ab und wird vollständig oder nur zum Teil von einer Schürze aus Riffschutt bedeckt, der durch die abradierende Wirkung der Brandung bereitgestellt wird (► Abb. 6.33). In der windgeschützten Lagune des **Rückriffs** hinter dem eigentlichen Riff sammelt sich nur wenig Riffschutt an, im ruhigen Wasser bilden sich hier unter niedrigenergetischen Bedingungen sehr feinkörnige und

Transgressionsstand der Nordsee um 12 500 v. h.



Transgressionsstand der Nordsee um 17 000 v. h.

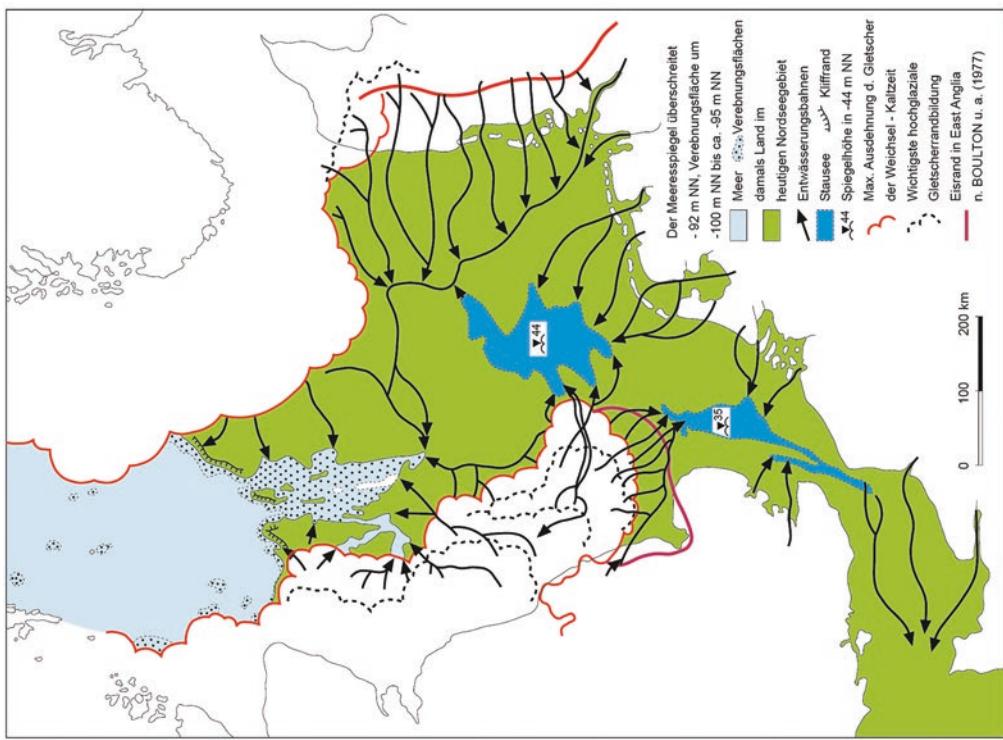
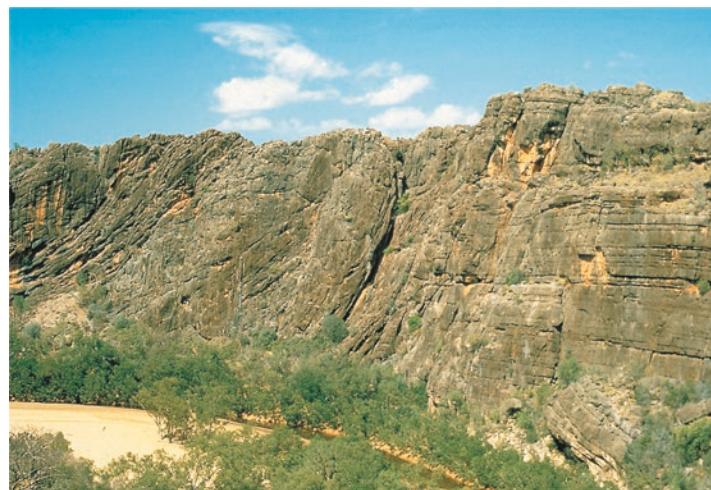


Abb. 6.32 Küstenlinien und Transgressionsstände der Nordsee vor 17.000 und 12.500 Jahren und die heutige Geografie (Bildrechte: Liedtke 1981)

■ Abb. 6.33 Querprofil durch den Übergang vom Rückriff über das massive Riff zum Vorriff. Eben geschichtete, unter verhältnismäßig ruhigen Bedingungen abgelagerte Rückriffssedimente (rechts) gehen nach links in den massigen Riffkörper über. Ihm vorgelagert (links) befinden sich die dickbankigen Vorriffsedimente. Sie bestehen aus Bruchschutt, der an der Oberfläche des Riffes durch Wellentätigkeit bereitgestellt wird. Die Schuttschürzen des Vorriffs besitzen eine beckenwärts geneigte Schichtung (Canning Basin, Devon, Australien; Bildrechte: Foto – W.-C. Dullo)

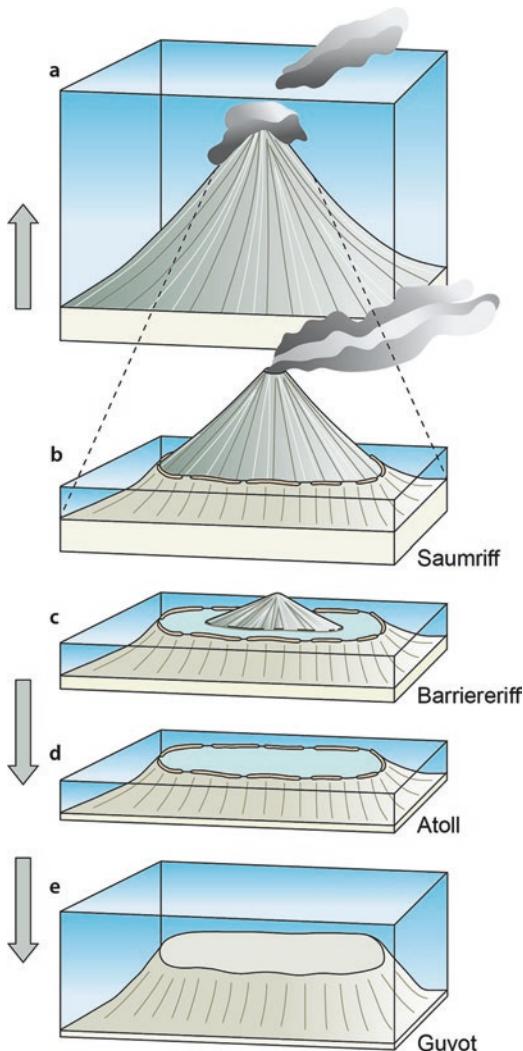


eben geschichtete Karbonatsedimente (■ Abb. 6.34, ■ Abb. 6.36, ■ Abb. 6.37).

Atolle bilden sich bevorzugt an den Flanken von Vulkaninseln (■ Abb. 6.34). Das Riffwachstum beginnt häufig noch zur Zeit vulkanischer Aktivität. Zunächst bildet sich direkt vor der Küste ein **Saumriff**. Mit Erlöschen des Vulkans wird sein Gebäude zum einen erodiert werden, zum anderen wird es langsam absinken, da der Vulkan einschließlich seines Fundamentes aus basaltischer ozeanischer Kruste an Wärme und damit an Auftrieb verliert und an Dichte zunimmt (vgl. ■ Abb. 10.8 und 12.47). Mit fortschreitender Senkung des Vulkans wandelt sich das Saumriff zu einem **Barriereriff**, da es nun durch eine Lagune von der Küste getrennt wird. Dauert das Riffwachstum nach dem Versinken des Vulkans an, entsteht ein Atoll. Solange die Sinkrate des Vulkans die nach oben gerichtete Wachstumsrate des Riffs nicht überschreitet, kann das Atoll seine Oberfläche nahe des Meeresspiegels im gut durchlichteten Oberflächenwasser halten. Übersteigt die Sinkrate den Wert von etwa 1 cm pro Jahr und damit die Rate der Karbonatproduktion der Riffbildner, stirbt das Riff ab und der Vulkan wird zum Guyot (■ Abb. 6.34; ▶ Abschn. 12.3). Barriereriffe bilden sich zudem an den äußeren Rändern von flachmarinen Plattformen, so wie das Great Barrier Reef vor der nördlichen Ostküste Australiens.

Ein modernes Beispiel einer **Karbonatplattform** stellt die Bahamas-Bank in der Karibik dar

(■ Abb. 6.35). Sie umfasst eine isolierte flachmarine Region von fast 100.000 km², die nur wenige Meter unter dem Meeresspiegel liegt und ringsum von größeren Tiefen umgeben ist. Das über die Bahamas-Bank hinweg strömende Wasser erwärmt sich dort auf 26–30 °C, dunstet auf 40–45 ‰ Salzgehalt ein und übersättigt sich stark an Kalziumhydrogenkarbonat. Daher findet auf der ganzen Plattform Kalkfällung statt. In ruhigen Bereichen sammeln sich Karbonatschlämme aus Aragonitnadeln an. Ihre Sedimentationsrate ist mit ca. 40 cm ka⁻¹ recht hoch. In bewegteren Bereichen findet eine stete Umlagerung des karbonatischen Sedimentes statt und es bilden sich Ooide: Kleine Fragmente von Kalkschalen fungieren als Kristallisationskeime, um die herum sich bei kontinuierlicher Umlagerung konzentrische Schichten biogen gefällten Kalkes ablagern. Erreichen die Ooide einen bestimmten Durchmesser, so können sie nicht mehr aufgewirbelt werden, das Ooidwachstum kommt zum Erliegen. Vorwiegend aus Ooiden aufgebaute Karbonate nennt man **Ooidsande** und in verfestigter Form **Oolithe**. Karbonatsande werden durch Strömungen zu Rippelfeldern umgeformt. An den Stränden aus Karbonatpartikeln werden Dünen zusammengeweht. Karbonatplattformen bildeten sich wiederholt im Verlauf der Erdgeschichte. Typische Beispiele finden sich in der Trias der nördlichen und südlichen Kalkalpen (■ Abb. 6.36, ■ Abb. 6.37). Da Riffe wie Karbonatplattformen einer starken



■ Abb. 6.34 Die Entwicklung eines Atolls ist eng mit der Eruptions- und Absinkgeschichte von in niedrigen Breiten liegenden Vulkaninseln verbunden (Bildrechte: nach Garrison 1993)

klimatischen Kontrolle unterliegen, eignen sie sich besonders für paläogeografische Rekonstruktionen der Verteilung der Kontinente zu unterschiedlichen Zeiten der Erdgeschichte.

Allerdings finden sich moderne Karbonatablagerungen auch in kalten und tieferen Meeresregionen wie dem Nordatlantik und vor der Südküste Australiens. Diese sich mehr flächig ausdehnenden

Bioherme bestehen jedoch weniger aus riffbildenden Korallen als aus Einzelkorallen, Bryozoen, Rotalgen und anderen Organismen. Diese azoxant-helalten Tiefwasserkorallen leben nicht in Symbiose mit Photosynthese-treibenden Organismen. Demgegenüber werden lokal begrenzte und als Hügel emporwachsende organogene Strukturen als **Bio-strome** bezeichnet. Riffe und Biostrome wurden im Verlauf der phanerozoischen Erdgeschichte von ganz unterschiedlichen Organismen gebildet und dominiert (■ Abb. 6.38). Auch variierten Häufigkeit und Verbreitung der Riffe sehr stark mit der klimatischen Entwicklung der Erde und der paläogeografischen Verteilung der Kontinente.

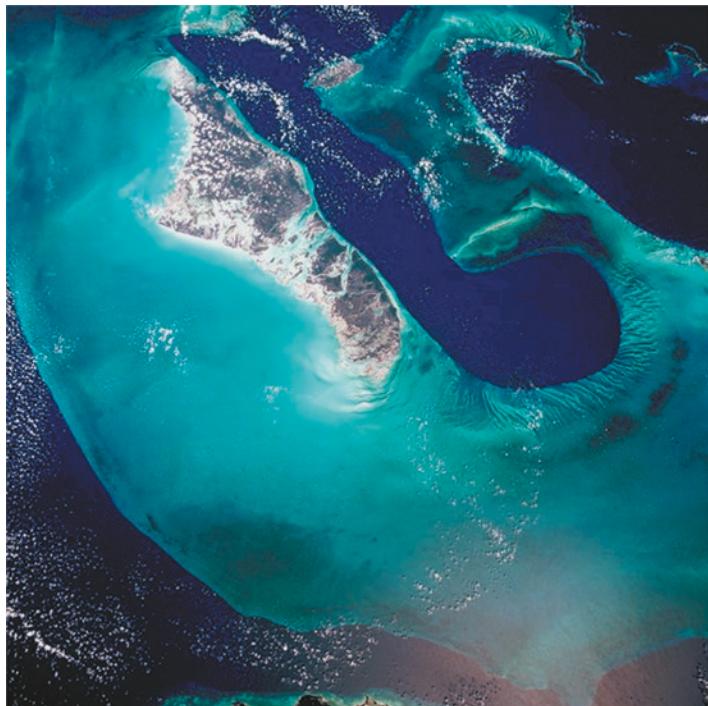
6.4.4 Evaporation und chemische Sedimente

Im Verlauf der Erdgeschichte wurden mehrfach Randmeere teilweise oder vollständig vom offenen Meer abgeschnürt. Durch Verdunstung (**Evaporation**) des Meerwassers bildeten sich mächtige chemische Sedimente (**Evaporite**) als Rückstand. Evaporation wird immer dann zu einem außerordentlichen Faktor, wenn in periodisch abgeschnürten Buchten und Lagunen die Verdunstungsrate größer ist als die Rate der Wasserzufluss in Form von Niederschlägen, Flusseintrag oder Ingressionen des Meeres. So wurde das Mittelmeer im ausgehenden Miozän vor etwa 6 Ma im Gebiet der Straße von Gibraltar vom Atlantik weitgehend abgeschnitten und es bildeten sich im gesamten Mittelmeerraum die mächtigen, großenteils marinen Evaporite des Messinischen Ereignisses.

Wird Meerwasser eingedampft, so entsteht nicht allein Steinsalz. Das Steinsalz ist sogar ein relativ spätes Produkt der Evaporation. In Abhängigkeit vom jeweiligen Löslichkeitsprodukt bildet sich im Idealfall ein ganzer Zyklus unterschiedlicher Evaporite, der mit der Bildung von Kalziumkarbonat beginnt und mit derjenigen des Kalisalzes endet (**Salinarzyklus**, ■ Tab. 6.2). Dieser kann einmalig ablaufen, in der Regel wiederholt er sich jedoch in Abhängigkeit von der Meerwasserzufluss vollständig oder in Teilen. Gegenüber den biogenen Karbonaten, die wir im vorigen Abschnitt diskutiert haben,

■ Abb. 6.35 Die als „Tongue of the Ocean“ bezeichnete Region in der Umgebung von Andros Island auf den Bahamas (Foto: Nasa). Die Insel ist ca. 160 km lang und wird aus fast weißen Karbonaten aufgebaut, die hellbläuliche Meeresregion stellt einen Teil der flachmarinen Karbonatplattform der Bahamas dar. Der Ostküste der Insel ist das Andros-Barriereriff, das drittgrößte der Welt, vorgelagert. Die angrenzende „Tongue of the Ocean“ ist bis zu 2000 m tief

6



handelt es sich bei den Karbonaten des Salinarzyklus um rein chemische Sedimente.

Evaporation ist besonders in flachmarinen Lagunen oder in den terrestrischen Salzseen, den **Playas** und **Salaren** (► Abschn. 5.3), wirksam. In Mitteleuropa sind die Evaporite des Zechsteins (Oberperm) in großen Mächtigkeiten abgelagert worden und wirtschaftlich sehr bedeutend (■ Abb. 11.33).

Aus einer 1000 m mächtigen Meerwassersäule kann sich durch Eindampfung maximal eine Salzfolge von knapp 16 m Dicke abscheiden (■ Tab. 6.3). Sowohl die Salzabscheidungen in der Evaporitfolge des Messinischen Ereignisses als auch die Salze des Zechsteins in Deutschland sind bedeutend mächtiger. Die Salze des Zechsteins erreichen lokal eine Mächtigkeit von bis zu 2000 m, die einer Meerwassersäule von ca. 30.000 m entsprechen würde. Das Zechsteinmeer in Deutschland war ein flachmarines Epikontinentalmeer. Aus einem einzigen Eindampfungszyklus kann die Salzfolge also keinesfalls entstanden sein. Ein Erklärungsmodell geht davon aus, dass der entsprechende Beckenbereich nach dem Barren-Prinzip wiederholt vom Meer abgeschnitten und anschließend erneut geflutet wurde. Durch die

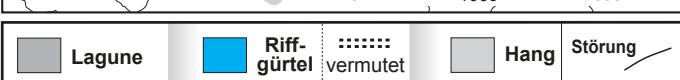
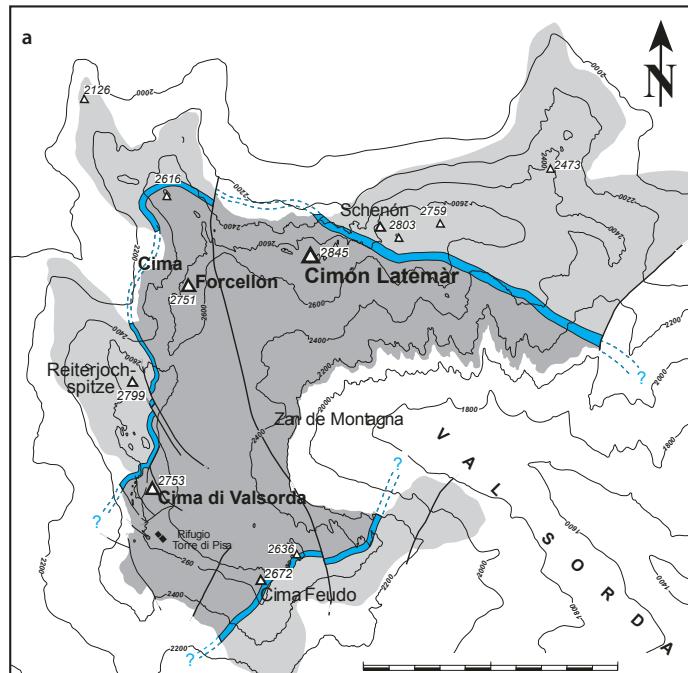
ausreichend häufige Wiederholung von Meerwasserzufuhr und Eindampfung konnten sich schließlich die mächtigen Ablagerungen bilden. Dieses Modell erfordert jedoch, dass entweder tektonische Bewegungen oder Meeresspiegelschwankungen die Abschnürung einer Lagune periodisch lockern oder verstärken. Eine konstante Bildungsrate von Evaporitmineralen kann jedoch auch ohne die genannten externen Faktoren beibehalten werden, wenn sich Verdunstung und Meerwasserzustrom in einem Meeresbereich mit eingeschränkter Wasserzirkulation und hoher Salinität die Waage halten. Das Meerwasser bleibt dann beständig an Salzen übersättigt und Salzminerale können fortdauernd im Milieu eines **Sättigungsschelfs** entstehen und abgelagert werden.

6.5 Die Tiefsee

Den Übergang von den Schelfen der Flachsee zur Tiefsee markieren die stärker geneigten **Kontinentabhänge**. Sie wirken als Sediment-Transferzonen von den Schelfen in die Tiefsee. Auf ihnen werden

6.5 • Die Tiefsee

■ Abb. 6.36 (a) Der in den norditalienischen Dolomiten gelegene Latemär ist ein Beispiel für eine isolierte Karbonatplattform der südalpinen Trias. Sie hat eine Fläche von etwa 10 km² und ist im zentralen Teil durch eben geschichtete, fossilführende Plattformkalke einer flachmarinen Lagune gekennzeichnet. Einzelne Schichten lassen sich über 5 km verfolgen. Die gesamte Plattformabfolge erreicht eine Mächtigkeit von ca. 700 m. Umgeben ist die Plattform von einem atöllähnlichen schmalen Riffgürtel, der jenseits des Plattformrandes in den Plattformhang übergeht. (b) Schematischer Querschnitt des Übergangs der Lagune über Riffgürtel und Plattformhang zum Hangfuß (mehr zur Fazies in ▶ Abschn. 8.3; Bildrechte: leicht modifiziert nach Egenhoff & Peterhansel 1996)

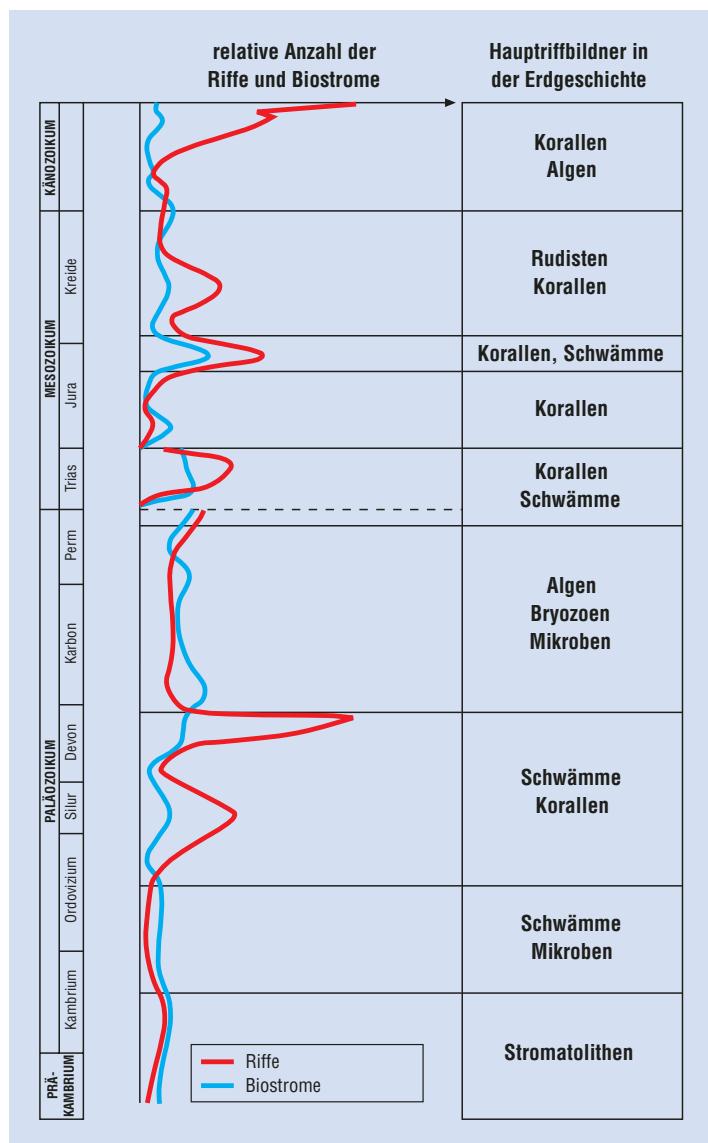


■ Abb. 6.37 Blick auf den Cimón Latemär von SO; er zeigt den zentralen Teil der Latemär Karbonatplattform, der durch die eben geschichteten Ablagerungen der Lagune innerhalb des Atolls gekennzeichnet ist; s. □ Abb. 6.34 (Bildrechte: Foto – A. Peterhansel)



Abb. 6.38 Hauptriffbildung und Riffbildungsphasen der phanerozoischen Erdgeschichte. Man beachte den dramatischen Rückgang der Riffbildner an der Perm-Trias-Grenze, der mit einer globalen Umweltkrise einherging, die zu einem Massensterben mariner Organismen führte (► Abschn. 7.4, Abb. 15.4) (Bildrechte: verändert nach Flügel 1997)

6



jedoch bevorzugt feinkörnige Turbidite abgelagert. Wegen des signifikanten Gefälles erweisen sich diese Ablagerungen jedoch häufig als instabil, sodass Rutschfalten („slumpings“) sowie aus Hangrutschungen entstehende Schlamm- und Schuttströme typisch sind, die ihrerseits wiederum in Turbiditströmungen übergehen können (► Kasten 5.1). Große Volumina klastischen Materials werden schließlich auch durch die submarinen Canyons unter Umgehung der Kontinentalabhänge direkt in die Tiefsee

transportiert. Vor ihnen bilden sich dann die submarinen **Tiefseefächer**, die überwiegend aus den typischerweise graduierten Ablagerungen der Turbidite aufgebaut werden (► Abb. 5.13).

Tiefseefächer bilden sich u. a. vor den Mündungen bedeutender Flüsse. Der Tiefseefächer des Mississippi hat eine Längserstreckung von 450 km. Er besteht vorwiegend aus Ton und Schluff, die der Mississippi aus seinem großen Einzugsgebiet in Nordamerika herantransportiert (► Abb. 5.2). Der

■ Tab. 6.2 Vereinfachte Abfolge des Salinarzyklus (nach Rösler & Lange 1976)

	Mineral	Formel
Beginn	Calcit	CaCO_3
	Dolomit	$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$
	Gips	$\text{Ca}[\text{SO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
	Anhydrit	CaSO_4
	Steinsalz, Halit	NaCl
	Glauberit	$\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{CaSO}_4 \cdot \text{K}_2\text{SO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
	Polyhalit	$\text{MgSO}_4 \cdot 2\text{CaSO}_4$
Ende	Kalisalz, Sylvin	KCl
	Carnallit	$\text{MgCl}_2 \cdot \text{KCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

■ Tab. 6.3 Salzabscheidung bei vollständiger Evaporation einer 1000 m mächtigen Meerwassersäule (nach Zeil 1990)

Salz	Mächtigkeit (m)
Mg-Sulfate und -Chloride	2,4
K-Sulfate und -Chloride	0,4
NaCl	12,4
CaSO_4	0,5
CaCO_3	0,05
Summe	15,75

größte känozoische Tiefseefächer ist der Bengal-Turbiditfächer (■ Abb. 6.39). Er wird durch das Ganges-Brahmaputra-System gespeist, das hauptsächlich orogenen Schutt aus dem Himalaya heranführt. Entlang der Transportrichtung erstreckt er sich über 2500 km und bedeckt eine Fläche von 3.000.000 km² (zur Wiederholung: Deutschland hat eine Fläche von 356.789 km²). Das Ablagerungssystem des Ganges-Brahmaputra-Deltas und des Bengal-Fächers akkumuliert seit über 20 Ma und ist an seiner mächtigsten Stelle unterhalb des Deltabereichs mehr als 20 km mächtig. Es stellt das größte zusammenhängende und heute aktive marine Ablagerungssystem der Erde dar. Sein tektonischer Rahmen wird bestimmt durch das Kollisionsorogen

des Himalayas sowie durch den aktiven Kontinentalrand Asiens vor Birma. Allein seit Beginn der Kollision Indiens mit Asien vor ca. 40 Ma lagerten sich in proximalen Bereichen 20 km Sediment ab. Das entspricht einer durchschnittlichen Sedimentationsrate von 500 m pro Ma (= 50 mm pro ka; ■ Tab. 6.4); phasenweise waren die Raten deutlich höher. Tiefseefächer geringerer Größe gibt es an den meisten Kontinentalrändern.

Neben diesem an Massenströme gebundenen **terrigenen** Eintrag, der überwiegend aus Quarz, Feldspat, Glimmer und Tonmineralen besteht, findet in den tiefen Ozeanen die **hempelagische** und **pelagische Sedimentation** statt, die nur geringfügig oder gar nicht von terrigenem Eintrag betroffen ist (■ Abb. 6.40). Beide speisen sich z. T. aus silrigem und tonigem Material, das mit den ozeanischen Strömungen in die offenen Ozeane transportiert wird und schließlich zum Boden sinkt. Eine weitere Quelle besteht im terrestrischen wie submarinen Vulkanismus, dessen Aschen und Bimse durch Winde wie Strömungen vor der Ablagerung weit verdriftet werden können. Weite Bereiche der Tiefseebenen werden jedoch durch pelagische Sedimente bedeckt, die aus Skeletten planktischer Organismen bestehen. Wichtig sind kalkige Einzeller, wie Globigerinen und Coccolithophoriden sowie die pelagische Schneckengruppe der Pteropoden, daneben kieselige Skelette der einzelligen Diatomeen und Radiolarien (■ Abb. 6.41a, b). Radiolarienschlämme können gesteinsbildend sein und als kieselige Radiolarite überliefert werden (■ Abb. 6.41c). Die Raten pelagischer Sedimentation in den offenen Ozeanen liegen durchschnittlich zwischen 2 und 10 mm ka⁻¹ und sind sehr viel niedriger als in Meeresregionen, die im Einzugsbereich festländischer Sedimentquellen liegen (■ Tab. 6.4).

Die Verteilung kalkiger und kieseliger Sedimente auf dem Tiefseeboden ist abgesehen von der Verfügbarkeit des abzulagernden Materials vom Grad der CaCO_3 -Untersättigung in der Tiefsee abhängig (■ Abb. 6.42). Die 200–400 m dicke Schicht des gemäßigten bis tropischen Oberflächenwassers kann mehr als zweifach an CaCO_3 übersättigt sein. Bereits in einer Tiefe von einigen hundert Metern sind die ozeanischen Wässer jedoch an CaCO_3 untersättigt. Sinkt also ein Karbonatpartikel auf offener See in die Tiefe, so wird es langsam in Tiefenbereiche

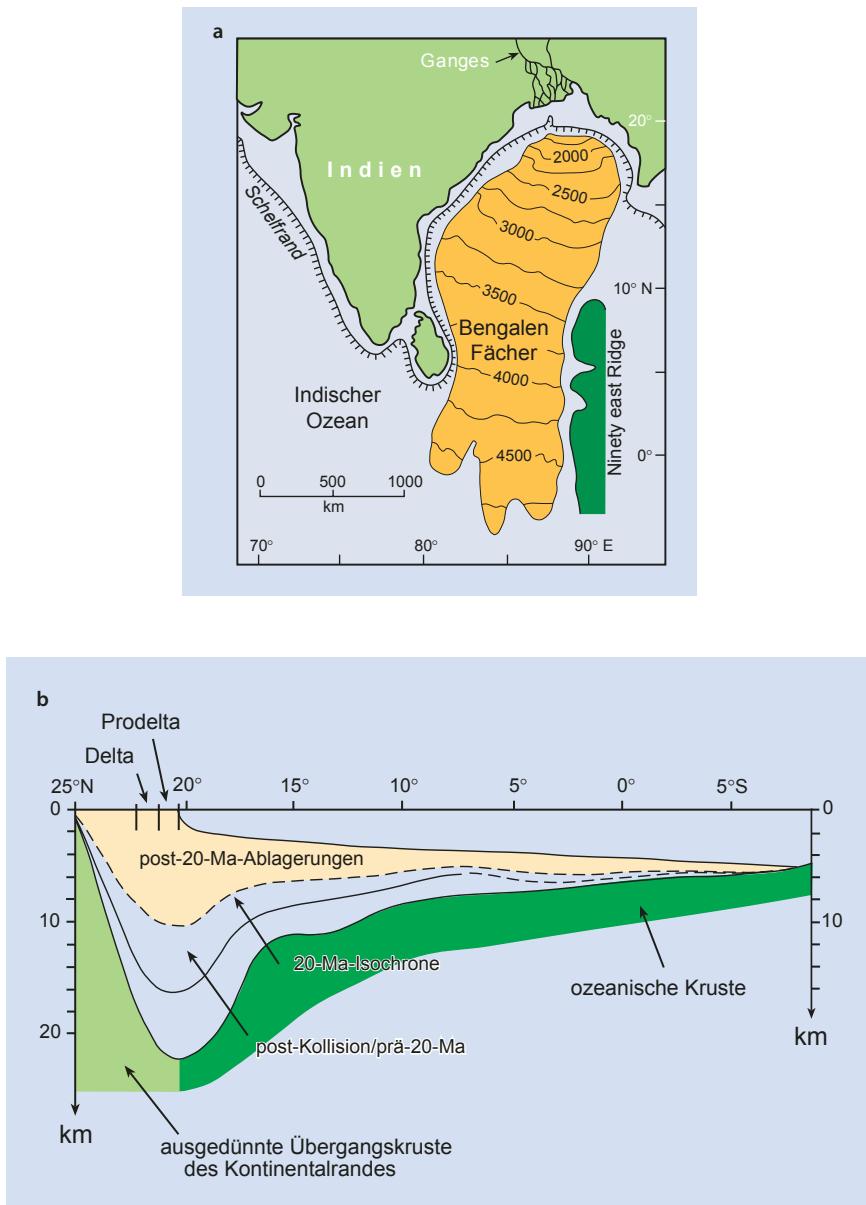


Abb. 6.39 (a) Der Bengalfänger wird von den großen Flusssystemen des Ganges und des Brahmaputra gespeist und besteht aus mächtigen Turbiditfolgen. In seiner flächigen Ausbreitung wird er durch die Kontinentalabhänge des östlichen Indiens und Birmas sowie durch die Seamount-Kette des Neunzig-Grad-Ost-Rückens (‘Ninety East Ridge’) begrenzt. Die Konturlinien im Bengalfänger geben die Tiefe seiner Oberfläche in Metern unterhalb des Meeresspiegels an (nach Emmel & Curray 1985). (b) Längsprofil durch den Bengalfänger mit der Verteilung der Sedimentmächtigkeiten, die vor und nach Beginn der Hebung des Himalaya vor etwa 20 Ma im Zuge der Kollision Indiens mit Asien abgelagert wurden (verändert nach Einsele et al. 1996)

6.5 • Die Tiefsee

Tab. 6.4 Sedimentationsraten der Tiefsee im Vergleich mit anderen marinen und terrestrischen Ablagerungsräumen

Sediment oder Ablagerungsräum	mm ka^{-1}
Radiolarienschlamm (marin)	2–10
Globigerinenschlamm (marin)	3–6
Roter Tiefseeton (marin)	1–15
Tiefseerinnen (marin)	1–200
Mississippidelta (marin)	Ø 200
Bengalenfächer (marin)	Ø 50
Schelfe (marin)	12–57
Halit (Steinsalz, subaquatisch)	10–100
Sulfate, Karbonate (subaerisch)	1
Alluviale Fächer, subaerisch (Arcas-Fächer, Abb. 5.14)	300

gelangen, die zunehmend an CaCO_3 verarmt sind. Erreicht das Partikel eine Tiefe unterhalb 3000 m, so unterschreitet es die **Lysokline**. Sie markiert das Tiefenniveau, bzw. den Grad an CaCO_3 -Untersättigung, bei dem die erste Anlösung von CaCO_3 in Partikeln stattfindet. Schließlich wird das Partikel die **CaCO_3 -Kompensationstiefe** (,calcite compensation depth‘, kurz **CCD**) erreichen, an der die Karbonatlösung mit Fällung und Eintrag im Gleichgewicht steht. Unterhalb der CCD ist CaCO_3 nicht erhaltungsfähig. Die mit der Tiefe zunehmende Lösung von Kalziumkarbonat hängt weiterhin damit zusammen, dass im kalten Tiefenwasser unter hohem Druck mehr CO_2 gelöst ist, welches sich mit Wasser zu HCO_3^- beziehungsweise H_2CO_3 verbinden kann und dann sauer reagiert.

Die CCD liegt heute im Durchschnitt in einer Tiefe von 4500 m. Im Pazifik befindet sie sich

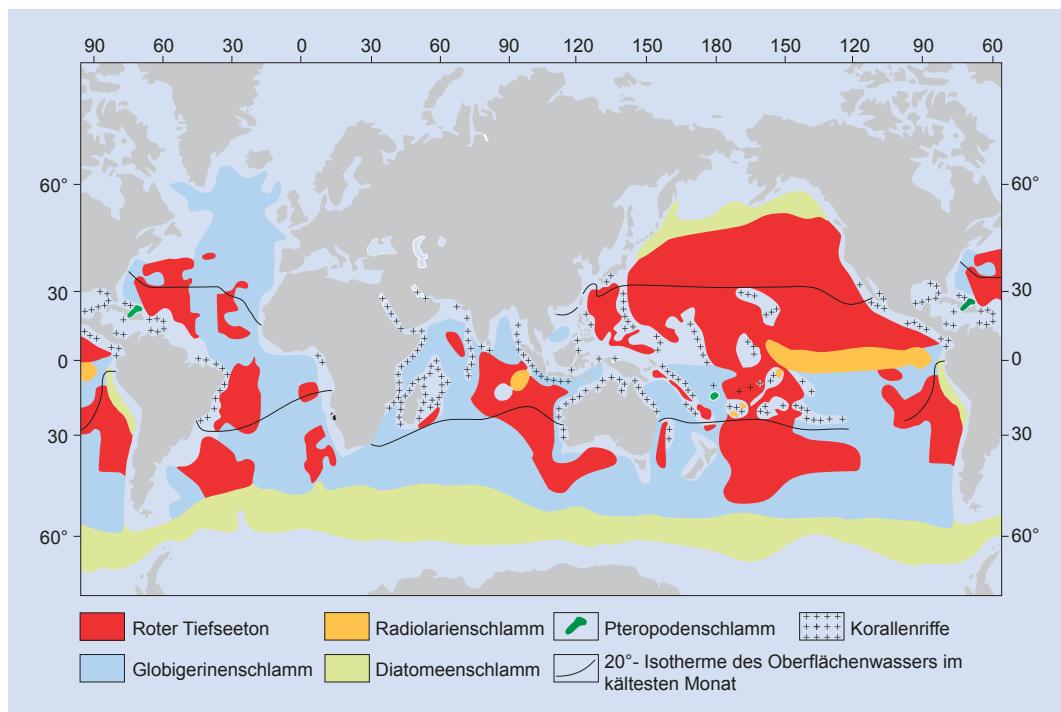


Abb. 6.40 Verbreitung pelagischer Sedimente auf den heutigen Ozeanböden (Bildrechte: nach Jenkyns 1986)

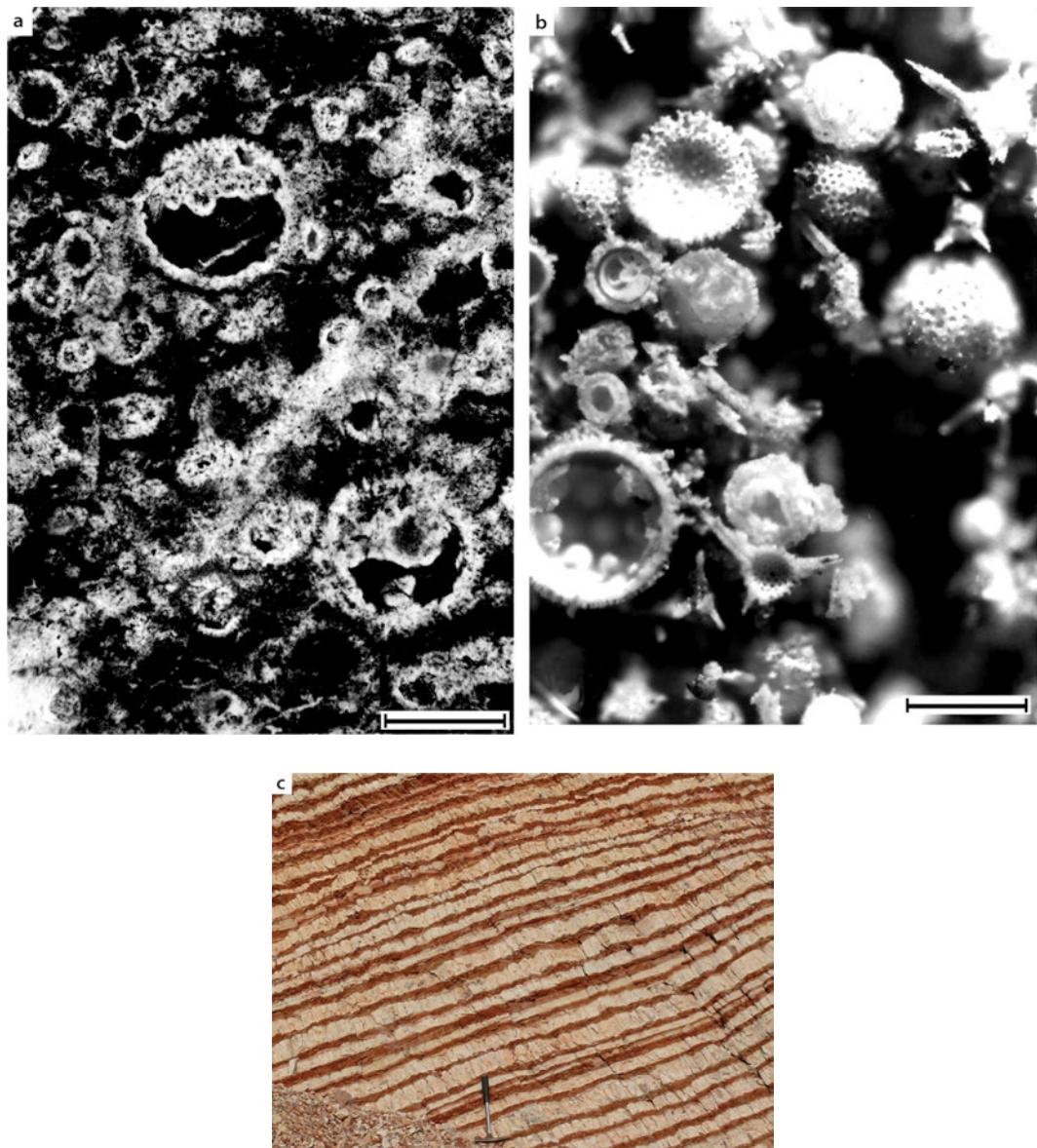


Abb. 6.41 Fossile Radiolarienschlämme. (a) schwach rekristallisierter Radiolarit, Jura, Costa Rica (Maßstabsbalken: 100 µm); (b) angeätzter Radiolarit, Unterkarbon, Rheinisches Schiefergebirge (Maßstabsbalken: 500 µm). Der Erhaltungsgrad kommt rezentem Material nahe (Bildrechte: Fotos – H.-J. Gursky); (c) Wechsellegerung von hellen Radiolariten mit rotem Ton, Mesozoikum, Oman (Bildrechte: Foto – E. Kallmeier)

zwischen 4200 und 4500 m, im Atlantik bei etwa 5000 m. Die geringere Tiefenlage im Pazifik hängt mit dem höheren Alter der Tiefenwässer zusammen, die aufgrund ihres höheren CO₂-Gehaltes korrosiver sind als diejenigen des Atlantiks (vgl. ▶ Abschn. 6.3). Dieser höhere CO₂-Gehalt der pazifischen Tiefenwässer kommt zustande, da sie seit ihrer Bildung im

Nordatlantik deutlich länger als ihre atlantischen Äquivalente von der O₂-Zufuhr aus der Atmosphäre abgeschnitten sind. Entsprechend nimmt die Sauerstoffverarmung aufgrund des Stoffwechsels der marinen Organismen zu. Bei normalen Verhältnissen sind alle Sedimente unterhalb der CCD karbonatfrei. Man bedenke, dass weite Teile der

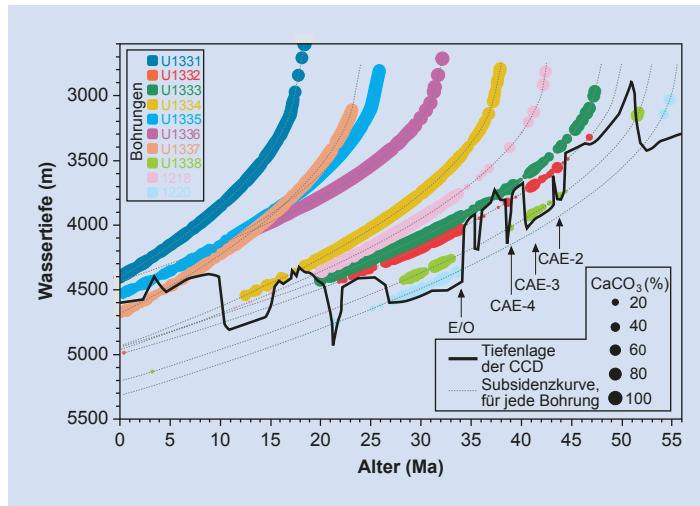


Abb. 6.42 Die Lage der CCD (CaCO_3 -Kompensationstiefe) zu verschiedenen erdgeschichtlichen Zeiten kann über den Karbonatgehalt mariner Sedimente nachgezeichnet werden. Es ist eine Reihe von Bohrungen durch paläogene, neogene und quartäre Sedimente des östlichen äquatorialen Pazifiks dargestellt. Dieses Diagramm der zeitlichen Entwicklung und Tiefenlage quasi kontinuierlicher Sedimentfolgen zeigt, dass der CaCO_3 -Gehalt der Sedimente unterhalb bestimmter Wassertiefen deutlich abnimmt oder gegen Null geht. Da die Stratigrafie der durchteuften Sedimente sehr gut bekannt ist, lässt sich jedem markanten Wechsel ein Alter zuordnen. Die Kombination der Daten erlaubt es, die Tiefenlage der CCD über einen Zeitraum von mehr als 55 Ma zu rekonstruieren. Vom Beginn des Paläogens bis heute sank ihre Lage von ca. 3300 m u. NN auf ca. 4600 m u. NN ab (vgl. ▶ Abschn. 11.2). Es wird deutlich, dass die Position der CCD über erdgeschichtliche Zeiträume hinweg keine fixe Größe ist. E/O = Grenze Eozän-Oligozän. Für die Erläuterung des Begriffs „Subsidenzkurve“ siehe ▶ Abschn. 11.2 (Bildrechte: verändert nach Lyle et al. 2010)

Tiefseeebenen in einer Tiefe von etwa 5000 m liegen. Die Lage der CCD war in der Erdgeschichte nicht konstant. In der Kreide befand sie sich beispielsweise in Pazifik und Atlantik bei etwas über 3000 m Tiefe. Insofern gibt ihre heutige Position nur ungenügenden Aufschluss über die Vergangenheit.

Große Bereiche der Tiefseeebenen, die unterhalb der CaCO_3 -Kompensationstiefe liegen, sind von karbonatfreien und kieselsäurereichen **Diatomeen-** und **Radiolarienschlämmen** oder dem **Roten Tiefseeton** bedeckt (Abb. 6.40). Der Rote Tiefseeton (Tab. 6.4) ist ein bräunlich-roter und zäher Schlamm, der seine Färbung der vollständigen Oxidation von Eisenverbindungen verdankt. Chemisch und mineralogisch ist er der Lösungsrückstand des Globigerinenschlamms. Bei dieser Lösung werden weiterhin Fe und Mn frei, die zu am Meeresboden liegenden, konzentrisch-schaligen Manganknollen angereichert werden können. Größere Flächen des nordöstlichen Pazifik sind mit Manganknollen bedeckt und bilden Erzvorkommen, die in der Zukunft wirtschaftliche Bedeutung erlangen können.

6.5.1 Tiefseerinnen

Weitere besondere Regionen der Tiefsee sind die Tiefseerinnen entlang der Subduktionszonen. Sie können bis über 11.000 m tief sein. Je nach der Menge des terrigenen Sedimenteintrags aus dem Arc- und Fore-arc-Bereich können die Tiefseerinnen mächtige Sedimentfüllungen aufnehmen oder aber arm an Sedimenten sein. So hat die in Abb. 6.43 dargestellte Peru-Chile-Tiefseerinne vor Nordchile und Südperu eine nur geringmächtige Sedimentfüllung, die hauptsächlich aus den auf der ozeanischen Kruste herangeführten pelagischen Sedimenten besteht. Das aride Klima der südperuanischen Küstenwüste und der nordchilenischen Atacama-Wüste sowie die spezielle Morphologie des Fore-arc unterbinden eine signifikante Sedimentzufuhr. Über Zentralchile nach Südchile steigen jedoch die Niederschlagsraten im Fore-arc-Bereich deutlich an und führen über die korrespondierenden Erosions- und Umlagerungsprozesse zu einer zunehmenden Sedimentfüllung der Tiefseerinne durch Turbidite. Die Mächtigkeit

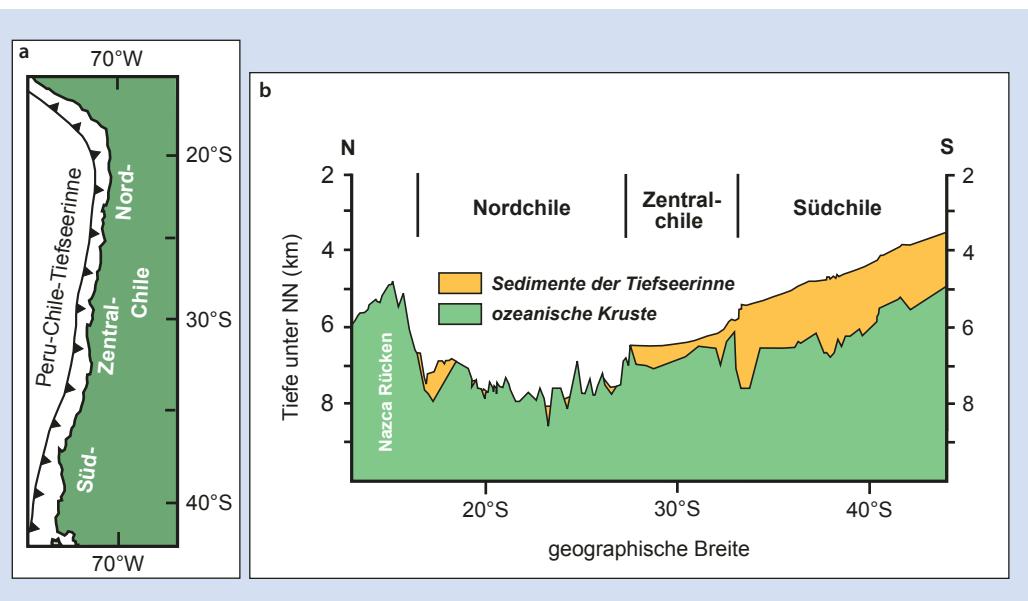


Abb. 6.43 Geografische Lage der Peru-Chile-Tiefseerinne (a) und Profil (b) entlang der Rinnenachse parallel zur chilenischen Küste. Nördlich von 28°S ist der Boden der Tiefseerinne weitgehend frei von Sedimenten; nach Süden nehmen die Sedimentmächtigkeiten jedoch deutlich zu und die Ablagerungen maskieren den Ozeanboden vollständig (Bildrechte: nach Thornburg & Kulm 1987, mit freundl. Genehmigung der Geological Society of America, Copyright © 1987, USA).

dieser Abfolgen ist mit bis zu 2000 m um mindestens eine Größenordnung höher als diejenige der überwiegend pelagischen Ablagerungen im nördlichen Teil (► Abb. 6.43). Weiterhin begünstigt eine mächtige Sedimentfüllung in der Tiefseerinne die Bildung von Akkretionsprismen (► Abschn. 10.3).

6.6 Binnenmeere

Die Ostsee Die Ostsee ist ein landumschlossenes Binnenmeer, das über Kattegat und Skagerrak nur eine schmale Verbindung zur Nordsee besitzt. Dieser Seeweg hat wegen seiner geringen Tiefe zudem den Charakter einer abtrennenden Schwelle, sodass die Ostsee im meereskundlichen Sinne auch als ein „Mittelmeer“ bezeichnet wird. Sie ist hervorgegangen aus der Überflutung des Festlandes im Zuge des Abschmelzens des skandinavischen Inlandeises am Ende der letzten Kaltzeit. Die Entlastung des skandinavischen Festlandes von der Auflast des mächtigen Inlandeises resultierte in einer langsam

Hebung Nordeuropas (► Abb. 6.13), die die Verbindung zwischen Nord- und Ostseeraum immer wieder unterbrach. Daher wechselte die Ostsee in den letzten 14.000 Jahren zwischen Süßwasser- und Meerwasserstadien.

Seit etwa 6000 Jahren findet ein Zufluss von Meerwasser aus der Nordsee statt. Dieser ist jedoch stark eingeschränkt, da die Wassertiefen im Bereich der dänischen Inseln gering sind. Im Öresund zwischen Seeland und Schweden betragen sie nur 7 m, im Kleinen Belt 15 m und im Großen Belt 20 m (► Abb. 6.44a). Die Ostsee ist insgesamt mit Tiefen von durchschnittlich etwa 50 m recht flach; sie erreicht im Gotland-Becken und in Teilen des Bottnischen Meerbusens jedoch Tiefen von mehr als 200 m.

Am Übergang vom Skagerrak zum Kattegat beträgt die durchschnittliche Salinität noch 33 ‰. Im Bereich der dänischen Inseln schwankt die Salinität zwischen 26 ‰ und 20 ‰ und geht an der Darßer Schwelle zwischen dem Darß an der Küste Mecklenburg-Vorpommerns und der dänischen Insel Falster auf 12–6 ‰ zurück (► Abb. 6.44a). Mit zunehmender Entfernung vom Meerwassereinstrom

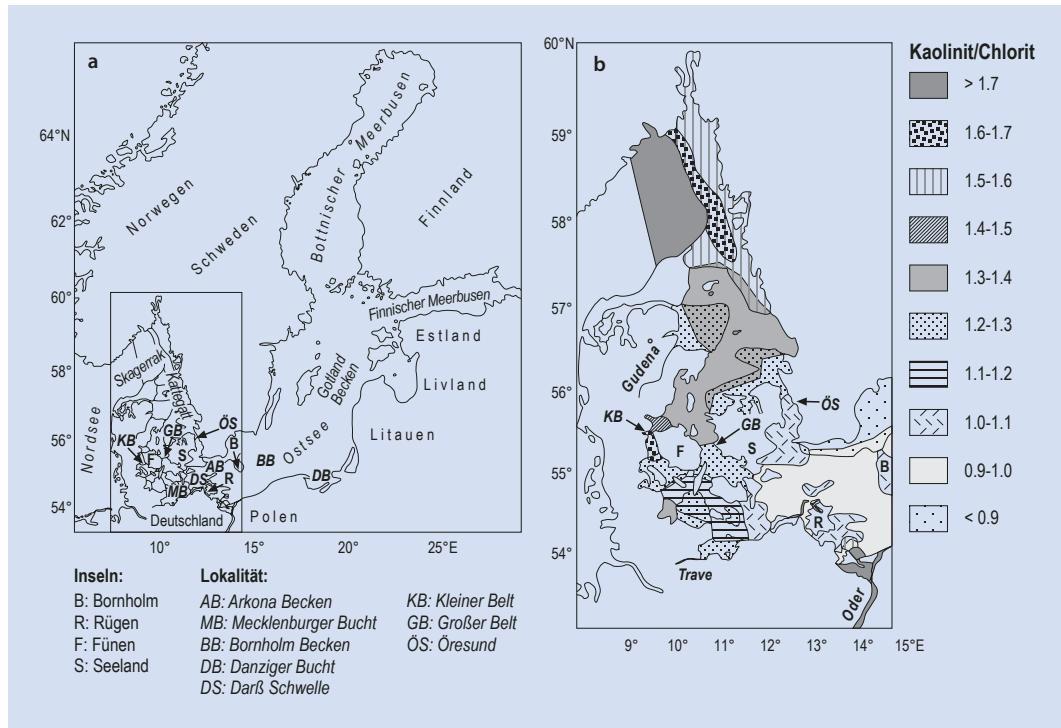


Abb. 6.44 (a) Geografie der Ostsee, (b) Verhältnis der Tonminerale Kaolinit und Chlorit in Sedimenten der westlichen Ostsee (Bildrechte: nach Gingele & Leipe 2001)

aus der Nordsee wird der Süßwassereintrag aus den Flüssen in der östlichen Ostsee immer bestimmender. Im Bottnischen Meerbusen beträgt die Salinität daher nur noch 3 %. Insgesamt ist die Ostsee ein Brackwassermeer.

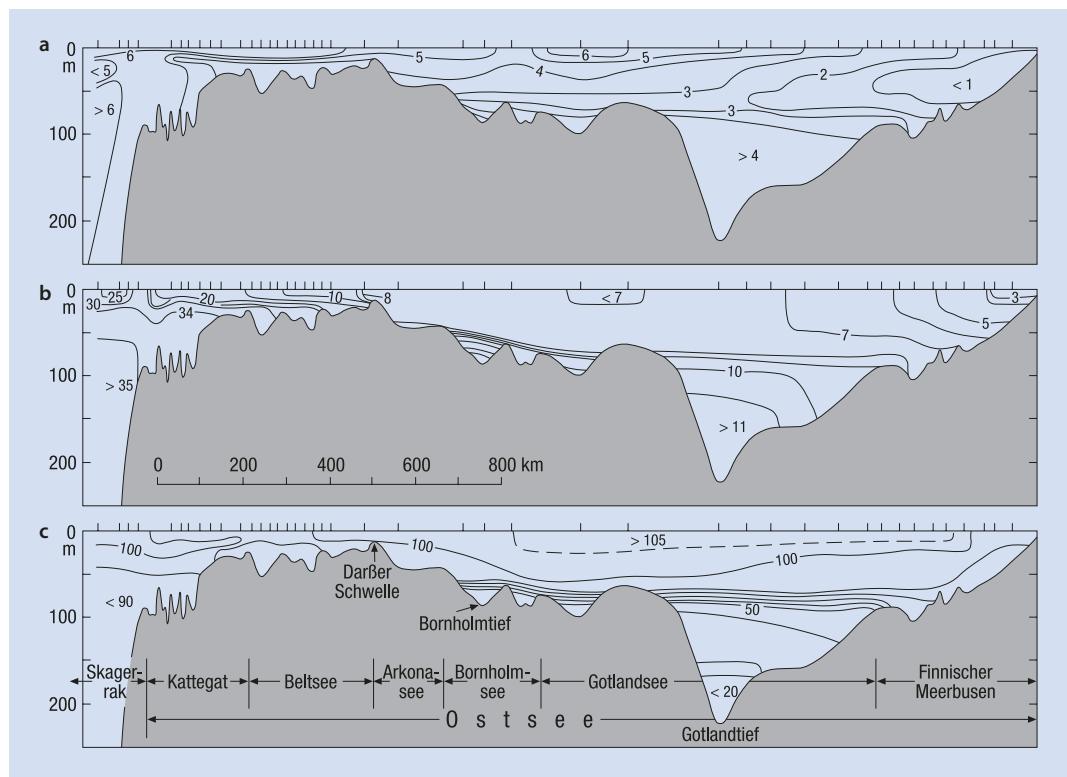
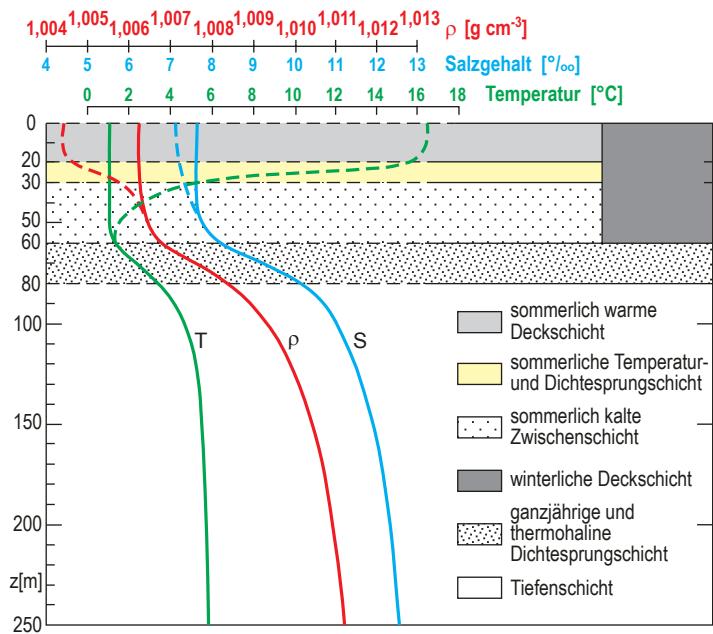
Aus dieser Salinitätsverteilung resultiert sowohl ein charakteristisches Strömungsmuster als auch eine recht stabile Dichteschichtung des Ostseewassers. Da Meerwasser gegenüber Süßwasser eine deutlich höhere Dichte besitzt, strömt es als Bodenwasser aus der Nordsee ein. Es dringt bis etwa zum Gotland-Becken vor und füllt zunächst die tieferen Tröge der Ostsee. Darüber liegt das brackische Oberflächenwasser, das in einer Gegenbewegung in Richtung Nordsee ausströmt. Die vertikale Zirkulation in der Ostsee ist eingeschränkt, man bezeichnet dieses Strömungsmuster insgesamt als ästuarine Zirkulation, da sie insbesondere für Ästuare typisch ist.

Trotz jahreszeitlicher Wechsel ist die thermohaline Schichtung der Ostsee recht stabil. Der Wasserkörper besteht aus dem Oberflächenwasser (bis

ca. 60 m Wassertiefe), der darunter liegenden ca. 20 m mächtigen Dichte- und **Temperatursprungsschicht** und schließlich dem dichteren Tiefenwasser (Abb. 6.45). Allerdings gliedert sich das Oberflächenwasser in den Sommermonaten seinerseits in eine wärmere Deckschicht und eine kältere Zwischenschicht, die wiederum durch eine Temperatur- und Dichtesprungsschicht voneinander getrennt sind.

Die mangelhafte Vertikalzirkulation verhindert einen nennenswerten Austausch zwischen Tiefen- und Oberflächenwasser. Das Oberflächenwasser ist sauerstoffreich und relativ nährstoffarm, während das Tiefenwasser an Sauerstoff verarmt und Nährstoffen angereichert ist. Die tieferen Becken der Ostsee sind daher angefüllt mit dichtem, sauerstoffarmem oder sogar sauerstofffreiem Meerwasser (Abb. 6.46). Sind die Becken zudem landfern, werden in ihnen vorwiegend Silte und Tone abgelagert, die ein entsprechend sauerstoffarmes bis -freies Porenwassermilieu besitzen, bis zu 20 % organischen Kohlenstoff enthalten können und **Mudd** genannt

■ Abb. 6.45 Jahreszeitliche Schwankung der thermohalinen Schichtung der Ostsee; oberhalb 60 m Tiefe: durchgezogene Linie = Winter, gestrichelte Linie = Sommer
(Bildrechte: nach Matthäus 1995)



■ Abb. 6.46 Morphologie und einige ozeanografische Parameter der Ostsee entlang eines Längsschnittes vom Skagerrak bis zum Bottnischen Meerbusen, (a) Temperatur (in °C), (b) Salinität (in ‰), (c) Sauerstoffverteilung (in % der Sättigung). Marken am oberen Rand: Lage der Messstationen (Bildrechte: nach Dietrich et al. 1975)

werden. Es gibt jedoch auch Regionen, in denen derzeit nicht sedimentiert wird und wo die geringen Tiefenströmungen die unterlagernden eiszeitlichen Moränen freilegen.

Bislang nahm man an, dass in der Ostsee ausschließlich Detritus abgelagert wird, der vom umgebenden Festland angeliefert wird. Neuere Arbeiten zeigen jedoch, dass mit dem episodisch einströmenden Nordseewasser signifikante Mengen von Ton in die Ostsee hineintransportiert werden. Man misst dies über das Verhältnis von in diesem Fall aus der Nordsee herzuleitendem Kaolinit zu vom umgebenden Festland geschüttetem Chlorit. Der Einstrom von Nordseewasser manifestiert sich somit in einem höheren Kaolinit-Chlorit-Verhältnis (► Abb. 6.44b).

Dieser Zustrom aus der Nordsee findet nur episodisch statt. Im Januar 2003 konnte ein derartiger Einstrom gemessen werden. Er wurde begünstigt durch eine lang anhaltende Hochdrucklage über Skandinavien und vorherrschende kräftige Westwinde. Diese trieben das Oberflächenwasser nach Osten und führten eine kurzfristige Senkung des Meeresspiegels der westlichen Ostsee um 80 cm herbei. Dies erleichterte das Einströmen von sauerstoffreichem Nordseewasser bis in das tiefere Gotland-Becken hinein. Dort ersetzte es das sauerstoffarme Tiefenwasser. Ein derartiger Wechsel von Sauerstoffarmut zu -reichtum stellt eine dramatische Änderung der Lebensbedingungen der am Boden oder im Tiefenwasser lebenden Organismen dar und führt entsprechend markante Änderungen der Faunengemeinschaften herbei.

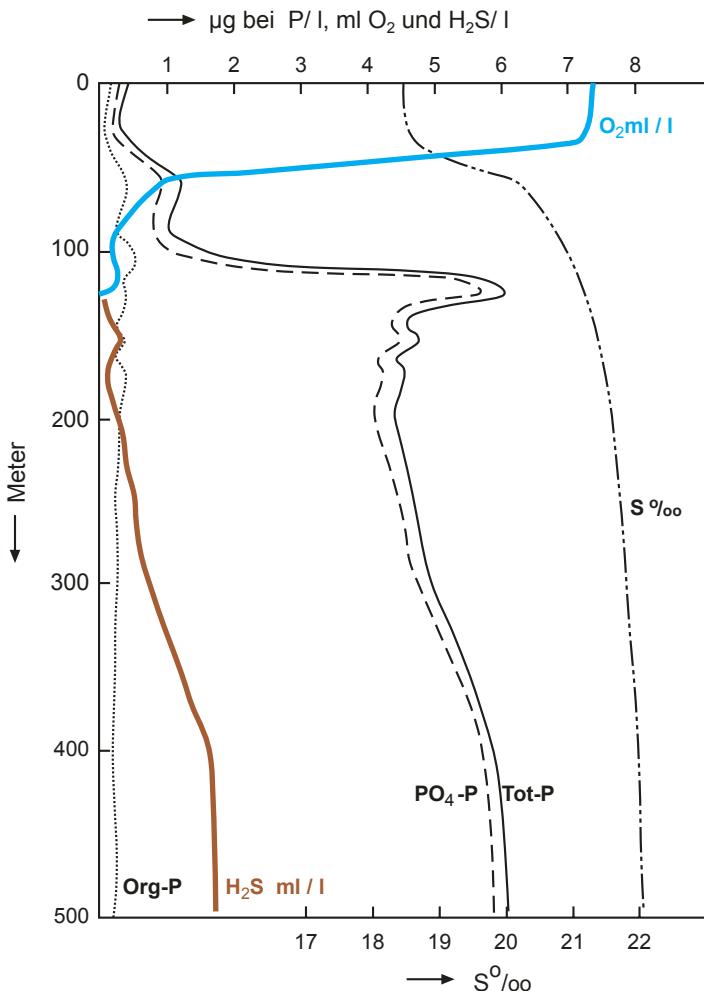
Das Schwarze Meer Ebenso wie die Ostsee ist das Schwarze Meer ein Binnenmeer mit eingeschränkter Zirkulation, das nur über den engen Seeweg vom Bosphorus über das Marmarameer und die Dardanellen mit dem Mittelmeer verbunden ist. Gegenüber der Ostsee liegt das Schwarze Meer fast 20° weiter südlich in klimatisch wärmeren Zonen. Entsprechend höher ist die Evaporationsrate, sodass die Salinität des Oberflächenwassers im östlichen Mittelmeer mit 38–39 % deutlich erhöht ist. Dieses dichte Wasser strömt durch den Bosphorus sehr langsam in das Schwarze Meer ein und nimmt dort an der Bildung des Tiefenwassers teil. Das Oberflächenwasser des Schwarzen Meeres hat aufgrund der Süßwasserzuflüsse eine Salinität von nur etwas mehr als

18 %. Es fließt sehr langsam durch den Bosphorus ab. Winde und resultierende Oberflächenströmungen führen eine gute Durchmischung und Versorgung mit Sauerstoff herbei, sodass das Oberflächenwasser sehr belebt ist. Es bildet jedoch einen nur geringmächtigen Wasserkörper und geht über eine Sprungschicht zwischen 50 und 100 m Wassertiefe in das Tiefenwasser über, das bis zum Meeresboden in etwa 2000 m Tiefe reicht (► Abb. 6.47). Eine vertikale Zirkulation findet kaum statt. Die Geschwindigkeit des Wasseraustausches im Schwarzen Meer ist so niedrig, dass sein Wasserinhalt in ca. 2500 Jahren gerade einmal ausgewechselt wird.

Aufgrund der fehlenden Durchmischung ist das Tiefenwasser sauerstofffrei, das chemische Milieu am Meeresboden ist reduzierend. Dies begünstigt die Entfaltung anaerob lebender Bakterien, die Schwefel aus der niedersinkenden organischen Substanz reduzieren und Schwefelwasserstoff (H_2S) freisetzen. Daher ist dieses **euxinische Milieu** für Organismen, die Sauerstoff benötigen, lebensfeindlich. H_2S bildet mit Eisen Pyrit (FeS_2), der in feinverteilter Form die Ton- und Faulschlämme (Sapropele) dieses Milieus grau und schwarz färbt. Diese Ton- und Faulschlämme haben zumeist eine geringe Karbonatführung und sind reich an organischem Kohlenstoff. Aus dem reich belebten Oberflächenwasser sinkt organische Materie in der Wassersäule, die bereits ab einer Tiefe von 120 m sauerstofffrei ist, nach unten. Daher wird die organische Materie nicht oxidiert und in die Sedimente eingelagert. Die Sedimentationsraten von organischem Kohlenstoff im Schwarzen Meer sind deutlich höher als in den übrigen Meeren (► Abb. 6.48, ► Tab. 6.5).

Reduzierendes Wasser größerer Tiefen kommt allerdings nicht nur in abgeschrägten Becken wie dem Schwarzen Meer vor. Der in ► Abschn. 6.3 besprochene Vorgang des Upwelling vermag an Sauerstoff verarmtes Meerwasser aus größeren Tiefen in Oberflächennähe zu verfrachten. Fossile Sedimente, die den heutigen Tiefenablagerungen des Schwarzen Meeres ähnlich sind, kommen auch in der geologischen Überlieferung häufig vor. Allerdings ist nicht jeder durch feinverteilten Pyrit oder organischen Kohlenstoff schwarz gefärbte Ton hierzu zu zählen, denn H_2S -Entwicklung in den Bodenablagerungen ist nichts Ungewöhnliches und behindert das benthische Leben nicht. Erst wenn der H_2S -Spiegel aus den Sedimenten in das Meerwasser

Abb. 6.47 Tiefenverteilung von Salinität, Sauerstoff und Schwefelwasserstoff im Schwarzen Meer (Bildrechte: nach Fonselius 1974)



aufsteigt und das aerobe Leben am Meeresboden ersticken, darf man von **euxinischen Sedimenten** oder **Schwarzschiefern** („black shale“) sprechen. Zu ihnen gehört auch der an organischem Kohlenstoff reiche marine Kupferschiefer aus dem Perm Mitteleuropas (Abb. 6.6). Der tonig-siltige Kupferschiefer ist gegenüber anderen Schwarzschiefern jedoch zusätzlich sekundär angereichert an sulfidisch gebundenen Metallen, insbesondere dem namengebenden Cu. Er wird zurzeit in Polen als Lagerstätte abgebaut, in Brandenburg wird der Abbau möglicherweise wieder aufgenommen.

Bemerkenswert ist die Häufigkeit der Schwarzschiefer zu bestimmten Zeiten des Phanerozoikums.

Es wird angenommen, dass im Altpaläozoikum die Ozeane insgesamt unterhalb einer Tiefe von etwa 200–300 m sauerstoffarm bis -frei waren. Dies steht im Einklang mit Häufigkeit und Verbreitung von Schwarzschiefern zu dieser Zeit. Nur relativ kurzfristige Ereignisse wie die großräumige Gondwana-Vereisung am Ende des Ordoviziums erlaubten eine deutliche Änderung des ansonsten stabilen Schichtungs- und Zirkulationsmusters und eine tiefgründige Durchmischung der Wassermassen. Ähnlich häufig sind Schwarzschieferablagerungen in den Meeren der Kreide. Die gegenüber heute deutlich größere Verbreitung gemäßigt warmen Klimas auf der Erde begünstigte bei entsprechend niedrigen

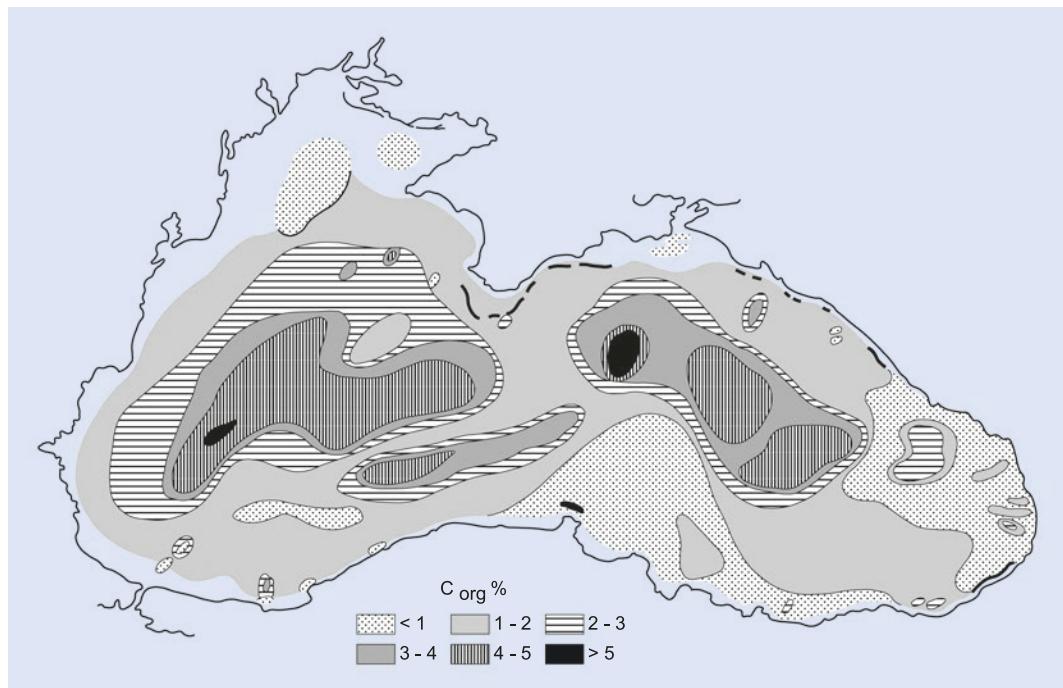


Abb. 6.48 Gehalte organischen Kohlenstoffs in rezenten Sedimenten des Schwarzen Meeres (nach Shimkus & Trimonis 1974)

Tab. 6.5 Gesamtgehalte, jährliche Zufuhr und Abbau von organischer Materie im Schwarzen Meer und den übrigen Weltmeeren (Shimkus & Trimonis 1974)

	Schwarzes Meer	Weltmeere
Durchschnittlicher Gehalt an organischem Kohlenstoff (mg l^{-1})	3,0	1,5
Organischer Kohlenstoff, gesamt (t)	$1,6 \cdot 10^9$	$2,0 \cdot 10^{12}$
Phytoplankton, Jahresproduktion		
Gewicht (t)	$5,0 \cdot 10^7$	$3,0 \cdot 10^{10}$
In einem Liter Meerwasser (mg l^{-1})	~0,1	~0,02
Bildung von organischer Materie pro Jahr (t)		
Aus Plankton	$\sim 7,5 \cdot 10^6$	$\sim 4,5 \cdot 10^9$
Von Flüssen geliefert	$\sim 3,5 \cdot 10^6$	$\sim 3,6 \cdot 10^8$
Summe		
Gesamt (t)	$\sim 1,1 \cdot 10^7$	$\sim 5,0 \cdot 10^9$
Pro Liter (mg)	~0,02	0,004
Jährliche Abbaurate der organischen Materie (mg l^{-1})	~0,02	0,004

Tab. 6.6 Zusammensetzung des im Perm abgelagerten und sekundär an Metallen angereicherten Kupferschiefers (verändert nach Rösler & Lange 1976 und anderen Quellen)		
Bestandteil	(Gew.-%)	ppm
Cu	0,23–2,9	
Pb		4–8,6
Zn		5–18,5
Ag		14–191
Co		28–159
Ni		61–147
V		141–914
Mo		73–251
Organischer Kohlenstoff	≤10	
Dolomit	25	
SiO ₂	30–50	

Temperatur- und Klimagradienten und durchschnittlich höherer Temperatur offenbar gleichermaßen eine stabile Schichtung weiter Teile der Ozeane.

Literatur

- Bahlburg H, Weiss R (2007) Sedimentology of the December 26, 2004, Sumatra tsunami deposits in eastern India (Tamil Nadu) and Kenya. *Int J Earth Sci* 96, 1195–1209
- Bearman G (Hrsg, 2001) Seawater: Its composition, properties and behaviour. 2. Aufl Butterworth Heinemann, Oxford, 186 S
- Degens ET (1989) Perspectives on biogeochemistry. Springer Verlag, Heidelberg, 423 s
- Die Zeit (1997) Hamburg, Nr. 41, 3.10.1997, Regenwälder regenerieren sich.
- Dietrich G, Kalle K, Krauss W, Siedler G (1975) Allgemeine Meereskunde. 3. Aufl. Borntraeger Verlag, Berlin, 593 S
- Eaton JP, Richter DH, Ault WU (1961) The tsunami of May 23, 1960, on the island of Hawaii. *B Seismol Soc Am* 51, 135–157
- Einsele G, Ratschbacher L, Wetzel A (1996) The Himalaya-Bengal Fan denudation-accumulation system during the past 20 Ma. *J Geol* 104, 163–184
- Egenhoff S, Peterhänsel A (1996) Laterale und vertikale Faziesänderungen in einer mitteltriassischen isolierten Karbonatplattform, der Latemar, Dolomiten, Norditalien & Fazieskartierung des mitteltriassischen Latemar-Buildups, Dolomiten, Norditalien. – Unveröffentlichte Diplomarbeit und -kartierung Nr. 678, Geologisch-Paläontologisches Institut, Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg, Heidelberg
- Emmel FJ, Curry JR (1985) Bengal Fan, Indian Ocean. In: Bouma AH, Normark WR, Barnes NE (Hrsg.) Submarine fans and related turbidite systems. Springer, Heidelberg, 107–112
- Flügel E (1997) Riffe heute und früher. In: Steininger FF, Maronde D (Hrsg.) Städte unter Wasser. 2 Milliarden Jahre. Kleine Senckenbergreihe 24, 13–18
- Fonselius SH (1974) Phosphorous in Black Sea. In: Degens ET, Ross DA The Black Sea – Geology, Chemistry and Biology. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 20, Tulsa, 144–150
- Garrison T (1993) Oceanography. An invitation to Marine Science. Wadsworth, Belmont, 540 S
- Garrison T (2007) Oceanography. An invitation to Marine Science. 7th Edition. Brooks/Cole, Pacific Grove, 582 S
- Ginge FX, Leipe T (2001) Southwestern Baltic Sea – a sink for suspended matter from the North Sea?. *Geoco* 29:215–218
- Gross MG (1977) Oceanography – a view of the earth. 2. Aufl. Prentice Hall, Englewood Cliffs, 497 S
- Jenkyns HC (1986) Pelagic environments. In: Reading HG (Hrsg.) Sedimentary environments and facies. 2. Aufl., Blackwell, Oxford, 343–397
- Kennett J (1982) Marine Geology. Prentice Hall, Englewood Cliffs, 813 S
- Liedtke H (1981) Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. Forschungen zur Deutschen Landeskunde 204, 307 S
- Lyle M, Pälike H, Nishi H, Raffi I, Gamage K, Klaus A und die Wissenschaftlergruppe der IODP Expeditionen 320/321 (2010) The Pacific Equatorial Age Transect, IODP Expeditions 320 and 321: Building a 50-Million-Year-Long Environmental Record of the Equatorial Pacific Ocean. *Scientific Drilling* 9:4–15
- Matthäus W (1995) Temperatur, Salzgehalt und Dichte. In: Rheinheimer G (Hrsg.) Meereskunde der Ostsee, Springer Verlag, Heidelberg, 75–81
- Rahmstorf S (2002) Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. *Nature* 419:207–214
- Reineck H-E (Hrsg, 1978) Das Watt. Ablagerungs- und Lebensraum. Waldemar Kramer Verlag, Frankfurt a. M., 185 S
- Rösler HJ, Lange H (1976) Geochemische Tabellen. Enke, Stuttgart, 674 S
- Shimkus KM, Trimontis ES (1974) Modern sedimentation in Black Sea. In: Degens ET, Ross DA The Black Sea – Geology, Chemistry and Biology. American Association of Petroleum Geologists Memoir 20, Tulsa, 249–278
- Skinner B, Porter SC (1989) The dynamic Earth. An introduction to physical geology. John Wiley & Sons, New York, 541 S
- Thornburg TM, Kulm LVD (1987) Sedimentation in the Chile Trench; depositional morphologies, lithofacies, and stratigraphy. *Geological Society of America Bulletin* 98:33–52
- Titov et al (2005) The global reach of the 26 December 2004 Tsunami. *Science* 309, 2045–2048.

- Turekian KK (1985) Die Ozeane. – Geowissen Kompakt. Enke Verlag, Stuttgart, 202 S
- Upchurch JR, G. Otto-Bliesner BL, Scotese C (1999) Vegetation-atmosphere interactions and their role in global warming during the latest Cretaceous. *Phil. Trans. R. Soc. B* 353:97–112
- USGS (2005) El Niño, http://earthquake.usgs.gov/eqcenter/eqarchives/poster/2004/20041226_image.php; Zugriffen 23 Juli 2003
- Zeil W (1990) Brinkmanns Abriss der Geologie. Erster Band: Allgemeine Geologie. 14. Aufl. Enke, Stuttgart, 278 S

Weiterführende Literatur

- Bearman G (Hrsg., 2001) Ocean Chemistry and deepsea sediments. 2. Aufl. Butterworth Heinmann, Oxford, 134 S
- Bearman G (Hrsg., 2002) Waves, tides and shallow-water processes. 2. Aufl. Butterworth Heinmann, Oxford, 227 S
- Bryant E (2001) Tsunami, The Underrated Hazard. Cambridge University Press, Cambridge, 320 S
- Coe AL (Hrsg., 2003) The sedimentary record of sealevel change. Cambridge University Press, Cambridge, 287 S
- Degens ET, Ross DA (1974) The Black Sea – Geology, Chemistry and Biology. American Association of Petroleum Geologists Memoir 20:633 S
- Dietrich G, Kalle K, Krauss W, Siedler G (1975) Allgemeine Meereskunde. 3. Aufl. Borntraeger Verlag, Berlin, 593 S
- Garrison T (2009) Oceanography: An invitation to Marine Science. 7. Aufl. Brooks Cole, Pacific Grove, 608 S
- James NP, Dalrymple RW (Hrsg., 2010) Facies Models 4. – GTEXT 6. Geological Association of Canada, St. John's, 586 S
- Reading H (Hrsg., 1996) Sedimentary Environment and Facies. 3. Aufl. Blackwell, Oxford, 688 S
- Rheinheimer G (Hrsg., 1995) Meereskunde der Ostsee. Springer Verlag, Heidelberg, 338 S
- Robert MC (2008) Global Sedimentology of the Ocean: An Interplay Between Geodynamics and Paleoenvironment (Developments in Marine Geology). Elsevier, Amsterdam, 496 S
- Seibold E, Berger WH (1996) The Sea Floor. 3. Aufl. Springer, Heidelberg, 356 S
- Williams RG, Follows MJ (2011) Ocean Dynamics and the Carbon Cycle. Principles and Mechanisms. Cambridge University Press, Cambridge, 404 S

Die frühe Erde und der Beginn des Lebens

- 7.1 Einführung – 158
- 7.2 Atmosphäre und Ozean im Präkambrium – 158
- 7.3 Die kambrische Faunenradiation – 160
- 7.4 Stratigrafie und Palökologie – 164
- Literatur – 169

7.1 Einführung

Wir erfreuen uns heute der prächtigen Pflanzen- und Tierwelt, die unseren Lebensraum Erde charakterisiert und deren Teil wir sind. Die Mechanismen der Evolution sind heute recht gut bekannt. Der eigentliche Ursprung des Lebens ist jedoch unserer direkten Betrachtung weitgehend entzogen, da er in den frühen, archaischen Zeiten der Erde liegt. Aussagen sind uns nur durch Untersuchungen der spärlich überliefer-ten präkambrischen Sedimentgesteine und durch auf diese gegründete theoretische Überlegungen möglich. Grundlage auch der Erforschung und Beschreibung der archaischen Erde ist der Aktualismus. Es gibt keinen Grund anzunehmen, dass die physikalischen und chemischen Naturgesetze damals nicht galten. Und dennoch waren Lithosphäre, Atmosphäre und Hydrosphäre im Archaikum sehr viel anders beschaffen als heute (vgl. ▶ Kap. 14). Die frühpräkambrischen Sedimentgesteine sind, soweit wir heute wissen, im Meer abgelagert worden. Die ersten uns bekannten Lebewesen, die in ihnen gefunden wurden, sind einzellige Bakterien. Voraussetzung ihrer Entstehung war die Bildung einfacher organischer Moleküle, die schlie-ßlich einen Weg gefunden hatten, zu langkettigen Eiweißen zu polymerisieren. Um also dem Ursprung des Lebens nachzuforschen zu können, müssen wir zuerst den Versuch unternehmen, uns ein Bild der chemischen Verhältnisse auf der archaischen Erde zu machen.

Die Erde entstand vor etwa 4,6 Mrd. Jahren (mehr dazu in ▶ Kap. 9 und ▶ Abschn. 14.3). Die ältesten datierten Gesteine, die Acosta-Gneise der Slave-Provinz im nordwestlichen Kanada, haben ein Bildungs-alter von ca. 4,2 Mrd. Jahren. Die ältesten Sedimentgesteine aus der Isua-Provinz in Grönland sind auf etwas mehr als 3,8 Mrd. Jahre datiert worden (■ Abb. 14.11). Es fehlen uns in der Überlieferung demnach die ersten 400–800 Ma der Erdgeschichte, die als Hadeum oder Eoarchaikum bezeichnet werden und einen Zeitraum repräsentieren, der fast so lang wie oder sogar länger ist als das Phanerozoikum (■ Abb. 1.6).

7.2 Atmosphäre und Ozean im Präkambrium

Nach der Entstehung der Erde reicherten die magmatischen Prozesse der Krustenbildung Kohlendioxid, Wasserstoff, Stickstoff und Methan durch Entgasung

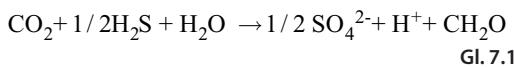
aus der Schmelze in der frühen, sauerstoffarmen Atmosphäre an; diese Entgasung des Mantels dauert auch heute noch an, wenn auch mit verminderter Intensität. Ein großer Teil des Wassers, aber auch des Methans, dürfte mit dem anfänglich sehr intensiven Meteoriten- und Kometenbeschuss auf die Erde gelangt sein, wo es sich in Senken als früher Ozean sammelte. Entsprechend der Zusammensetzung der frühen Atmosphäre und Hydrosphäre waren H_2O und CO_2 die wichtigsten Reagenzien der Verwitte-rung (▶ Kap. 3), die im frühen Archaikum den Charakter einer **niedrigtemperierte chemisch-hydro-thermalen Alteration** gehabt haben dürfte. Die Tätig-keit der chemischen Verwitterung wurde verstärkt durch das andauernde intensive Bombardement durch Meteorite, das die Krustenoberfläche zer-trümmerte. Das Zusammenwirken dieser verschie-denen Prozesse, die in ihrer Wirkung deutlich inten-siver gewesen sein müssen als heute, produzierte in relativ „kurzer“ Zeit große Mengen von Sedimen-ten. Sie nahmen nun ihrerseits über chemischen Aus-tausch mit den hydrothermalen Alterationslösungen Einfluss auf die Zusammensetzung der frühen Atmo-sphäre und Hydrosphäre.

Der Fusionsprozess, der in der Sonne fortwäh-rend H^+ -Ionen in He^{2+} umwandelt, führt über geo-logische Zeiträume zu einer langsamen Zunahme der Temperatur der Sonne und der von ihr abgestrahl-ten Wärme. Im Archaikum, also vor etwa 3–4 Mrd. Jahren, produzierte die Sonne nur etwa 70 % der heute abgestrahlten Wärmemenge, die **Luminosität** der Sonne war also gegenüber heute um 30 % gerin-ger. Gegen Ende des Präkambriums hatte die Lumi-nosität bereits auf 94 % des heutigen Wertes zuge-nommen. Nach heutigen Verhältnissen hätte auf der archaischen Erde eine Durchschnittstemperatur von -15 °C geherrscht. Alle bekannten Daten sprechen jedoch dafür, dass es an der Erdoberfläche ähnlich warm war wie heute oder sogar wärmer. Dieser Widerspruch wird als „faint young sun paradox“ (das Paradoxon der schwachen, jungen Sonne) bezeich-net. Dieses Paradoxon wird dadurch aufgelöst, dass sich die Zusammensetzung der frühen Erdatmo-sphäre in entscheidender Weise von der heutigen unter-schied. Freier Sauerstoff (O_2) war, wenn über-haupt, nur in sehr geringer Konzentration vorhanden und machte allenfalls 1 % der Atmosphäre aus. Ihre Hauptbestandteile dürften Wasserstoff (H_2), Kohlenmonoxid (CO), Methan (CH_4), Kohlendioxid

(CO₂), Schwefeldioxid (SO₂) und Wasserdampf (H₂O) gewesen sein. Der Anteil der Treibhausgase Kohlendioxid (CO₂), Methan (CH₄) und Wasserdampf (H₂O) darin war deutlich höher als heute. Die Treibhauswirkung des Methans wiederum übersteigt diejenige von Kohlendioxid um das 10–30fache. Von der Sonne eintreffende und von der Erdoberfläche zurückgestrahlte Wärme (☞ Abb. 2.2) wurde demnach in starkem Maße in der Atmosphäre absorbiert und erlaubte vergleichsweise milde Temperaturen an der Erdoberfläche.

Die frühe Atmosphäre der Erde akkumulierte infolge der ständigen vulkanischen Entgasung des Erdinnern und war nahezu sauerstofffrei. Insgesamt waren diese vulkanischen Gase so zusammengesetzt, dass immer etwa 20 % der Kohlenstoffgase (CO + CO₂) zu organischer Materie reduziert (Gl. 7.1 und 7.2), hingegen alle Schwefelgase als Eisensulfid (FeS₂, Pyrit) gebunden wurden.

Wie die Atmosphäre waren auch die ersten Ozeane zunächst weitgehend anoxisch und reduzierend. Entsprechend war das Meerwasser auch nahezu frei von Sulfat (SO₄²⁻). Wahrscheinlich sind schon sehr früh in den Meeren verschiedene Arten von Bakterien entstanden. Cyanobakterien, die bereits durch pflanzliche Photosynthese Energie gewannen, entwickelten sich in der photischen Zone des oberflächlichen Meerwassers. Schwefelbakterien lebten heterotroph, sie konnten sowohl durch pflanzliche als auch durch anoxygene Photosynthese ihren Energiebedarf decken. Bei der anoxygenen Photosynthese wirkt H₂S unter anaeroben Bedingungen als Protonendonator, es findet keine Sauerstofffreisetzung statt. Es entsteht CH₂O als einfachste Form organischen Kohlenwasserstoffs:



Cyano- und Schwefelbakterien koexistierten mit Methanogenese treibenden Bakterien und solchen, die Methan abbauten, also methanotroph lebten. Heute noch sind methanotrophe Bakterien in euxinischen Sedimenten anoxischer Meeresbereiche, z. B. im Schwarzen Meer, verbreitet (☞ Abb. 6.48).

Organischer Kohlenstoff wurde in 3,5 Ga alten Sedimentgesteinen Südafrikas sicher nachgewiesen, seine Gegenwart in den Gesteinen der Isua-Provinz (Grönland, ☞ Abb. 14.11) gilt als fraglich. Es wird

angenommen, dass zu der Zeit neben der anoxygenen Photosynthese die pflanzliche Photosynthese durch Cyanobakterien bereits in vollem Gange war. Sie lässt sich vereinfacht schreiben als:



Die methanogenen Bakterien bauen die organische Materie nach der vereinfachten Gleichung Gl. 7.3 ab:



Ein Teil des produzierten Methans wurde von den methanotrophen Bakterien aufgezehrt, der Rest entwich mit dem ebenfalls produzierten Kohlendioxid in die Atmosphäre und stabilisierte so zusammen mit der andauernden Zufuhr aus dem Mantel zunächst das Treibhausklima.

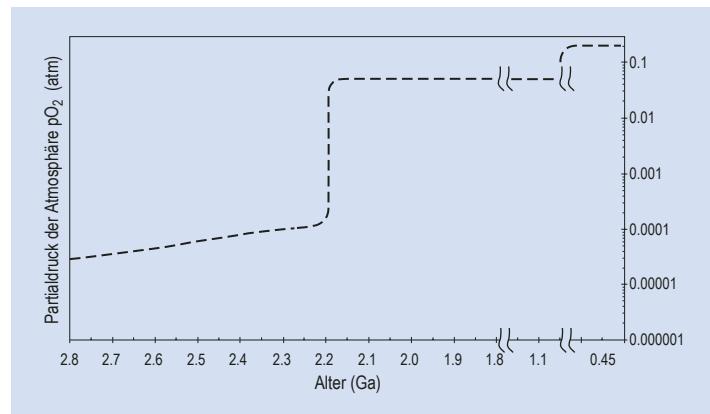
Die pflanzliche Photosynthese stellte bereits im Archaikum freien Sauerstoff (O₂) bereit; er wurde jedoch sofort durch eine Reaktion mit reduzierten Komponenten, z. B. Fe²⁺, oder durch die Reaktion mit H₂ aufgezehrt.



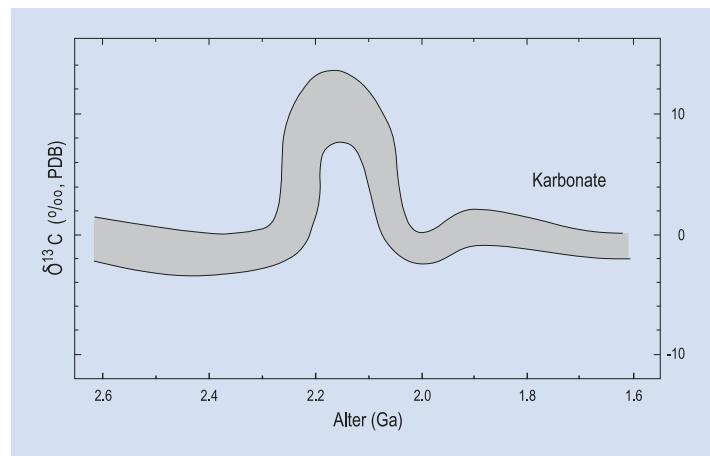
Die Konzentration von O₂ in der fröharchaischen Atmosphäre betrug nach neueren Modellierungen weniger als 10⁻⁵ PAL (PAL = „present atmospheric level“, die heutige O₂-Konzentration der Atmosphäre). Allerdings muss etwa zwischen 2,3 und 2,1 Ga ein erheblicher Anstieg im O₂-Gehalt der Atmosphäre eingetreten sein, denn nach diesem Zeitraum entstanden erstmalig rote Sedimentgesteine und oxidierte Paläoböden als Ausdruck der Oxidationsverwitterung. Gleichzeitig verschwanden extrem leicht oxidierbare Minerale wie Pyrit und Uraninit (UO₂) aus dem Komponentenspektrum der klastischen Sedimentgesteine. Diese bzgl. geologischer Zeiträume rasche Zunahme des freien O₂ in der Atmosphäre wird als „Great Oxidation Event“ (GOE, großes Oxidationsereignis) bezeichnet (☞ Abb. 7.1).

Die Ursache des GOE dürfte in den komplexen Wechselwirkungen zwischen Lithosphäre, Atmosphäre und Biosphäre liegen. Bereits auf der frühen Erde fand Krustenbildung, -verwitterung und -recycling durch plattentektonische Prozesse statt. Die chemischen Wechselwirkungen über mehr als 1 Ga hinweg veränderten langsam den Oxidationsgrad der

■ Abb. 7.1 Verlaufskurve der Zunahme von O_2 in der präkambrischen Atmosphäre und das große Oxidationsereignis; Ga = Gigajahre = Milliarden Jahre) (Bildrechte: nach Holland 1999)



■ Abb. 7.2 Verlaufskurve der $\delta^{13}C$ Zusammensetzung von Karbonaten im Paläoproterozoikum (Bildrechte: verändert nach Karhu & Holland 1996)



vulkanischen Gase derart, dass zwar immer noch ein Anteil von etwa 20 % der Kohlenstoffgase zu organischer Materie reduziert, jedoch nur noch ein abnehmender Anteil der Schwefelgase sulfidisch gebunden wurde. Dies trug nach Überschreiten eines entsprechenden Schwellenwertes zur raschen Oxidierung der Atmosphäre und zu einer Anreicherung von SO_4^{2-} im Meerwasser bei. Für den Zeitraum des GOE verzeichnen darüber hinaus aber die $\delta^{13}C$ -Werte (► Kasten 7.1) von Karbonaten eine deutliche Verschiebung von 0 ‰ zu 12 ‰, d. h. zu sehr positiven Werten (■ Abb. 7.2). Diese Verschiebung reflektiert die massive Einlagerung von organischem Kohlenstoff in Sedimente und damit seinen Entzug aus dem Kohlenstoffkreislauf (► Abschn. 8.3). Etwa 50 % des Kohlenstoffs des exogenen Systems dürfte auf diese Weise gebunden worden sein. Dies setzte

die ca. 20fache O_2 -Menge des Gehaltes der heutigen Atmosphäre frei. Über den permanenten Austausch zwischen der Atmosphäre und dem oberflächlichen Meerwasser fand im Zuge einer wahrscheinlich nur tragen Zirkulation des Meerwassers eine parallele Oxidation der Ozeane statt. Die wiederholte Bildung von gebänderten Eisenerzen (Banded Iron Formation, BIF, s. ► Kap. 14) im Archaikum wird heute als Produkt anoxygener Photosynthese erklärt.

7.3 Die kambrische Faunenradiation

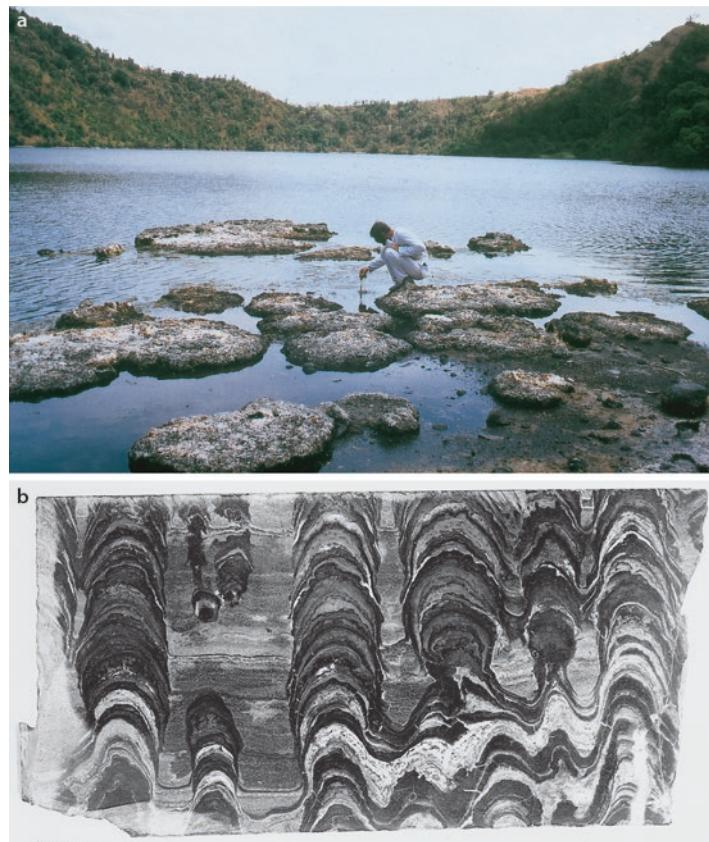
Die ersten Fossilien Kohlenstoff, möglicherweise organischen Ursprungs, wurde bereits in früharchaischen Sedimentgesteinen nachgewiesen, ein Zeichen dafür, dass bereits im Archaikum

organischer Kohlenstoff in Sedimente eingelagert wurde (► Kasten 7.1). Zeitpunkt und Mechanismus der Bildung der ersten Zelle bleiben jedoch weiter im Dunkeln. Die ersten Lebewesen dürften **Prokaryoten** gewesen sein, einzellige Bakterien ohne Zellkern, aus denen sich die **Eukaryoten**, Lebewesen mit Zellkern und der Möglichkeit geschlechtlicher Fortpflanzung, entwickelten (► Abb. 7.6). Das Überlebenspotenzial beider Formen ist sehr gering, da sie nach dem Absterben dem raschen organischen und anorganischen Abbau unterliegen. Vor etwa 3,5 Ga erwarben jedoch einige **Cyanobakterien**, früher auch „Blaugrüngelgen“ genannt, die Fähigkeit, sich als filamentartige Matten flächenförmig auf dem flachmarinen Untergrund auszubreiten und sich mit einer gelatineartigen kalkigen Schicht zu überziehen. Wurden diese Matten von einer dünnen Sedimentschicht bedeckt, so wichen die Cyanobakterien nach oben aus und siedelten sich auf dem

Sediment erneut an. Auf diese Weise entstanden die beulenförmig aufragenden und erhaltungsfähigen **Stromatolithe**, die vor allem in Ablagerungen des Archaikums und Proterozoikums ein wesentliches Zeugnis frühen Lebens und früher Evolution darstellen (► Abb. 7.3). Die Photosynthese treibenden Cyanobakterien trugen im Verlauf des Präkambriums durch ihre offenbar zunehmende Häufigkeit in signifikanter Weise zur Zunahme von O_2 in Atmosphäre und Hydrosphäre bei.

Neben den prokaryotischen Cyanobakterien standen vor allem die eukaryotischen **Arctitarchen**, planktisch lebende zystenähnliche Algen, am Beginn des uns heute bekannten Lebens. Sie haben bei einer Größe von ca. 30–100 μm eine sehr variable äußere Form und eignen sich für eine grobe **Biostratigraphie** des Präkambriums. Im weiteren Verlauf des Präkambriums entwickelten sich die ersten vielzelligen Organismen; kürzlich wurden in China in etwa

► Abb. 7.3 (a) Im Satonda-Kratersee auf der indonesischen Insel Satonda tauchen die Köpfe rezenter Stromatolithe während der Trockenzeit über den Seespiegel auf. Das gerüstbildende Karbonat scheiden die Cyanobakterien direkt aus dem stark alkalischen, auch gegenüber dem Meerwasser an $CaCO_3$ übersättigten Seewasser aus. Der Satonda-See ist ein Soda-See, dessen bestimmendes Salz Na_2CO_3 (Soda) ist (Bildrechte: Foto - S. Kempe). (b) Vertikalschnitt durch einen präkambrischen Stromatolithen der australischen Springfield-Formation, der den lagigen Aufwuchs der Cyanobakterien zeigt; untere Bildkante: 16 cm (Bildrechte: Foto - B. Kleeberg, Probe - J.H. Schröder)



1700 Ma alten Gesteinen Abdrücke von bis zu 3 cm großen **Braunalgen** gefunden. Aus tonigen Sedimentgesteinen der Flinders-Berge in Südaustralien sind schließlich die ersten **Körperfossilien** der **Ediacara-Fauna** überliefert. Es handelt sich um Abdrücke sehr vielfältiger, vielzelliger Tiere (Metazoa) ohne Skelett, deren Entwicklung zwischen 565–548 Ma ihren Höhepunkt hatte. Der Ediacara-Fauna entsprechende Funde sind inzwischen von den meisten Kontinenten bekannt geworden. Die Fauna umfasst u. a. Formen, die den heutigen Quallen und Korallen verwandt scheinen.

Der Beginn des Phanerozoikums Mit Beginn des Kambriums vor etwa 541 Ma manifestiert sich eine fast schlagartige Änderung in der fossilen Überlieferung. Neben den Weichkörperfossilien tritt eine Vielzahl unterschiedlicher skelettragender Organismen auf, die die Ausgangspunkte der meisten uns heute bekannten Stämme des Tierreichs bilden („kambrische Faunenradiation“ □ Abb. 7.6). In der Regel handelt es sich bei den Skeletten um **Exoskelette**, um Außenskelette, Schalen, wie etwa diejenigen der Muscheln. Diese bestanden bei den meisten Gruppen aus Phosphat oder Kalziumkarbonat. Die Skelettelemente hatten ein erheblich höheres Überlieferungspotenzial als beispielsweise die Bakterien. Vollständige oder zerbrochene Schalen bleiben in vielen Fällen nach der Einbettung erhalten oder werden uns als Abdruck oder Steinkern überliefert. Ein **Steinkern** ist eine Sedimentausfüllung des

Hohlraums einer Schale, die nach der Verfestigung des Sedimentes und dem Verlust der ursprünglichen Schale durch Diagenese deren innere Strukturierung abbildet.

Die Ursache der kambrischen Faunenradiation ist noch weitgehend ungeklärt. Sicherlich kann sie nicht auf eine einzelne Ursache zurückgeführt werden. Von entscheidender Bedeutung dürfte das mehr oder weniger zufällige Zusammentreffen verschiedener Änderungen der Umwelt auf der Erde gewesen sein. Die andauernde Photosynthese-Tätigkeit der Algen erhöhte während des Proterozoikums langsam die Konzentration von O₂ in der Atmosphäre und im Meerwasser und senkte diejenige des CO₂. Hinzu kommt, dass der im mittleren Proterozoikum entstandene Superkontinent Rodinia im Verlauf des jüngeren Proterozoikums zerfiel. Der Zerfall eines sehr großen Kontinentes in mehrere kleinere Teile ist notwendigerweise verbunden mit der Anlage einer Vielzahl neuer passiver Kontinentalränder, und damit von flachmarinen Schelfbereichen in entsprechender Ausdehnung mit vielfältigen, neuen ökologischen Nischen (dazu mehr in ▶ Abschn. 15.1). Das Zusammenwirken der genannten Änderungen, und wahrscheinlich anderer mehr, in Atmosphäre und Hydrosphäre dürfte es einem bedeutenden Teil der damaligen Biosphäre erlaubt haben, phosphatische und kalkige Exoskelette abzuscheiden und die neu entstandenen, nunmehr geeigneten Lebensräume zu besiedeln.

Kasten 7.1 Kohlenstoff-Isotopie in Karbonaten

Drei Isotope des Kohlenstoffs haben geologische Bedeutung. Dies sind die stabilen Isotope ¹²C und ¹³C sowie das instabile, radiogene ¹⁴C-Isotop, welches sich zur Datierung geologisch junger Ereignisse eignet (▶ Kasten 14.1). ¹²C ist das mit Abstand häufigste Kohlenstoffisotop. Das ¹³C/¹²C-Verhältnis ($\delta^{13}\text{C}$), also das Verhältnis der beiden stabilen C-Isotope, wird in Promille relativ zum ‚Vienna PDB Standard‘ (V-PDB) angegeben (Gleichung Gl. 7.5). PDB steht für ‚PeeDee Formation Belemnite‘; dem ¹³C/¹²C-Verhältnis in einem willkürlich ausgewählten Rostrum eines Belemniten der Art *Belemnitella americana* aus Schichten der Pee-Dee-Formation der Kreide in Nordamerika.

$$\delta^{13}\text{C} = \frac{\frac{^{13}\text{C}_{\text{Probe}}}{^{12}\text{C}_{\text{Probe}}} - \frac{^{13}\text{C}_{\text{Standard}}}{^{12}\text{C}_{\text{Standard}}}}{\frac{^{13}\text{C}_{\text{Standard}}}{^{12}\text{C}_{\text{Standard}}}} \cdot 1000 \quad \text{Gl. 7.5}$$

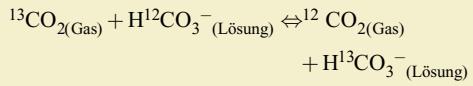
Die wichtigsten Reservoirs des Kohlenstoffs sind die Biosphäre und die Karbonate (▶ Abschn. 8.3). Die beiden Reservoirs unterscheiden sich voneinander durch unterschiedliche Reaktionsmechanismen:

- Bei der Photosynthese der Organismen wird ¹²C relativ zu ¹³C in der organischen Substanz angereichert. Dadurch steigen die ¹³C-Gehalte in Meerwasser und der Atmosphäre. Für den Einbau

7.3 • Die kambrische Faunenradiation

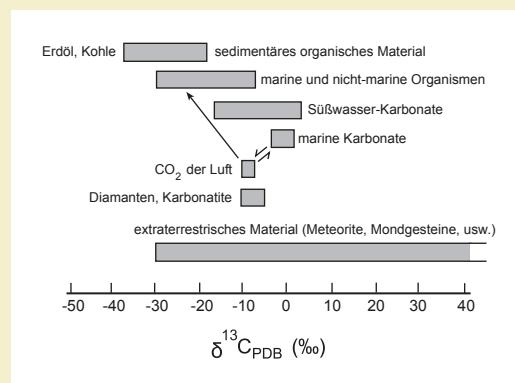
in Karbonate steht dann mehr ^{13}C zur Verfügung (► Abb. 7.4 und 7.5).

- Durch einen Austauscheffekt im System CO_2 – gelöstes $\text{HCO}_3^- - \text{CaCO}_3$ wird ^{13}C im Hydrogenkarbonat angereichert, das wiederum der Fällung als CaCO_3 zur Verfügung steht (► Abb. 7.4). Folgende Gleichgewichtsreaktion beschreibt diesen Vorgang (Gleichung Gl. 7.6):

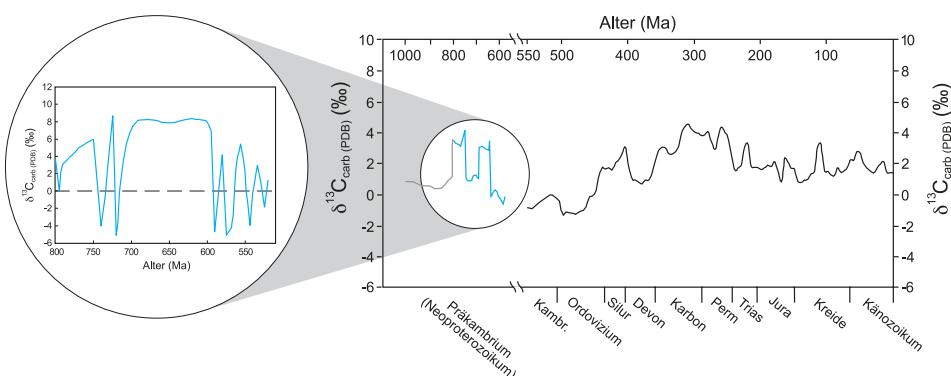


Gl. 7.6

Die Analyse der stabilen Kohlenstoffisotope in erdgeschichtlich überlieferten Karbonaten und karbonatischen Fossilschalen erlaubt die Rekonstruktion



► Abb. 7.4 $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ (= $\delta^{13}\text{C}$ -)Verhältnisse verschiedener Komponenten des Kohlenstoffkreislaufs (► Abschn. 15.3). Der Transfer von leichtem ^{12}C aus der Luft in die organische Materie während der Photosynthese reichert das schwerere ^{13}C im Meerwasser an, wo es dem Einbau in Karbonate zur Verfügung steht (Bildrechte: verändert nach Hoefs 1997)



► Abb. 7.5 Schematische, statistisch stark geglättete Verlaufskurve der $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse in Karbonaten seit dem Neoproterozoikum. Da Organismen bevorzugt das leichte ^{12}C einbauen, steht ein Anstieg der Kurve, also die Zunahme des schwereren ^{13}C in Karbonaten, für die gesteigerte Einlagerung von ^{12}C -reichem organischem Kohlenstoff (C_{org}) in Sedimenten (verändert nach Veizer et al. 1999; Veizer & Shields 2001). Die Lupe zeigt eine $\delta^{13}\text{C}$ -Verlaufskurve ohne statistische Glättung als Ausschnittsvergrößerung des Zeitraumes von 800 bis 550 Ma und verdeutlicht die Schwankungsbreite der Daten (Bildrechte: verändert nach Jacobsen & Kaufman 1999)

einer $\delta^{13}\text{C}$ -Verlaufskurve (Abb. 7.5) als Spiegel zeitlicher Veränderungen im globalen Kohlenstoffkreislauf (siehe ▶ Abschn. 15.3). Da Organismen bevorzugt das leichte ^{12}C -Isotop einbauen, steht ein Anstieg der Kurve, also die Zunahme des schwereren ^{13}C -Isotops in Karbonaten, für die gesteigerte Einlagerung von ^{12}C -reichem organischem Kohlenstoff (C_{org}) in Sedimenten. Hohe $\delta^{13}\text{C}$ -Werte sind im Zeitabschnitt von 850 bis 600 Ma bestimmend. Als Ursache für eine verstärkte Einlagerung von C_{org} in Sedimenten kommt eine erhöhte Bioproduktivität ebenso infrage wie eine Zunahme des Erhaltungspotenzials als Konsequenz von Redoxunterschieden im Vergleich zu heute. Eine erhöhte

C_{org} -Einlagerung entspricht darüber hinaus auch einem Anstieg von O_2 in der Atmosphäre bzw. im Atmosphäre-Ozean-System infolge der „Nichtoxidation“ von C_{org} . Zwischen etwa 750 und 720 Ma sowie zwischen 600 und 550 Ma verzeichnen die Daten scharfe Verschiebungen zu negativen $\delta^{13}\text{C}$ -Werten in Karbonaten, also einen Anstieg des leichten ^{12}C im Meerwasser (Abb. 7.5). Zu dieser Zeit erfassten ausgedehnte Vereisungen die meisten Kontinente und weite Teile der Ozeane. Dies führte zur raschen Abnahme der C_{org} -Produktion und -Sedimentation verbunden mit einem Anstieg von ^{12}C im Meerwasser.

Etliche der neu entstandenen Organismengruppen dürften ihren Ursprung bereits im Proterozoikum gehabt haben. Allerdings fand innerhalb der Gruppen im Lauf der Zeit eine markante evolutive Fortentwicklung statt. Ältere Glieder starben aus, neue kamen hinzu. So sind z. B. die im Alt-Paläozoikum **biostratigrafisch** sehr wichtigen Trilobiten im oberen Perm, nahe der Wende zum Mesozoikum, ausgestorben. Im Unterdevon begann die Entwicklung der Ammonoidea, die insbesondere in Jura und Kreide wichtige **stratigrafische Leitfossilien** sind. Auch sie starben am Ende der Kreide im Zuge des großmaßstäblichen Aussterbeereignisses, dem gemeinsam mit den Dinosauriern knapp 50 % der Arten zum Opfer fielen, aus. Derartige **Faunen- und Umweltkrisen** sind im Verlauf des Phanerozoikums wiederholt aufgetreten. Am Ende des Ordoviziums lag der Rückgang bei ca. 60 %, im Oberdevon bei 57 % und am Ende der Trias bei ca. 53 %. Das bei Weitem größte Massensterben fand jedoch an der Wende vom Perm zur Trias vor ca. 250 Ma statt, bei dem die Artenvielfalt um mehr als 80 % reduziert wurde.

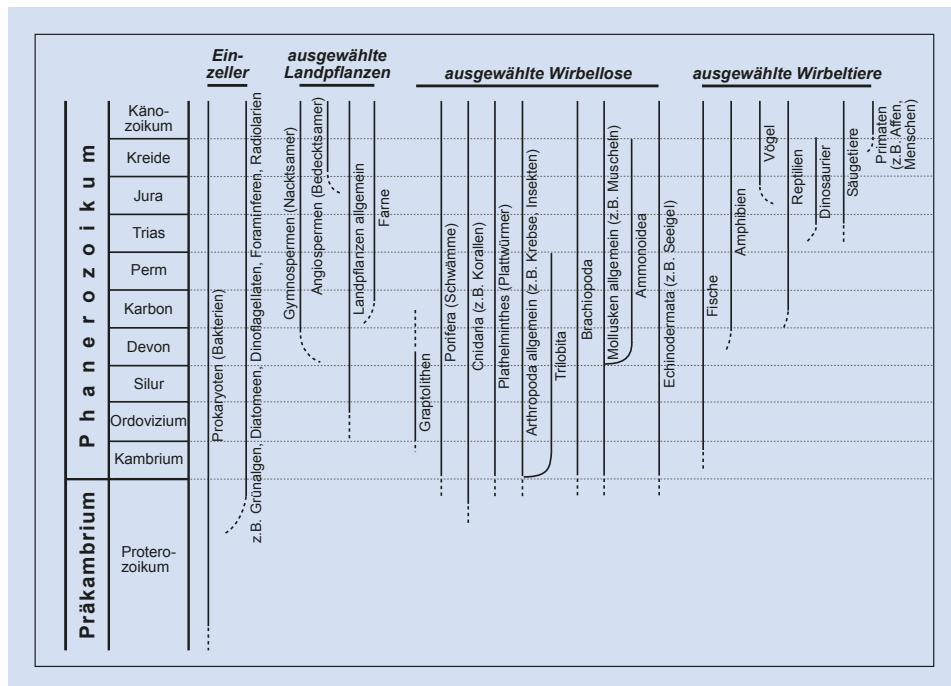
Nach neuen Ergebnissen besiedelten einfache Pflanzen das Festland bereits im Verlauf des Ordoviziums. Im Karbon wurden manche Farne baumhoch und trugen zur Bildung der karbonischen Kohlelagerstätten bei. Die Entwicklung der Wirbeltiere begann im ausgehenden Ordovizium mit den ersten, einfachen Fischen (Abb. 7.7). Den „Schritt an Land“ der Wirbeltiere dürften die Amphibien gegen Ende des Devons getan haben. Im Verlauf des Mesozoikums bildeten die am Ende der Kreide ausgestorbenen Dinosaurier große Populationen. Auch die

Säugetiere traten im Mesozoikum auf, sie erreichten ihre Blüte jedoch erst in der jüngeren, känozoischen Erdgeschichte. Ihre Entwicklung führte schließlich seit 6 Ma auch zu uns modernen Menschen.

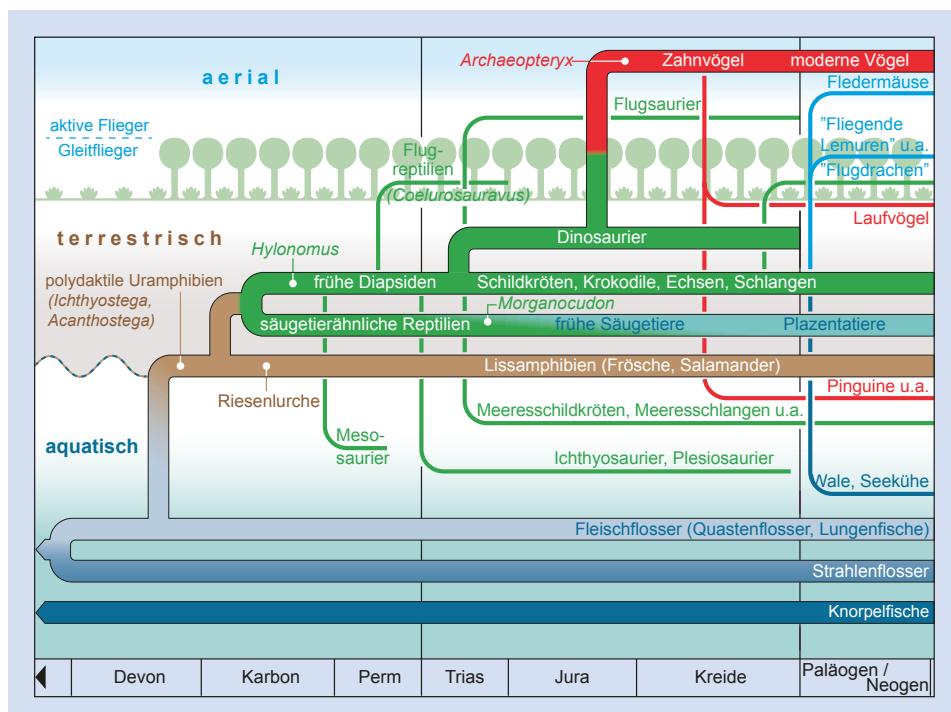
7.4 Stratigrafie und Palökologie

Stratigrafie Vor allem die seit dem Kambrium erschienenen und als Fossilien überlieferten Organismen erlauben uns, die Evolutionsgeschichte nachzuzeichnen. Sie haben in der Geologie aber auch eine weitere ausgesprochen praktische Bedeutung. Fossilien erlauben die relative zeitliche Gliederung der Erdgeschichte. Die **Stratigrafie** ordnet die Gesteine entsprechend der zeitlichen Abfolge ihrer Bildung und erstellt auf dieser Grundlage eine Zeitskala zur Datierung geologischer Ereignisse. Die **Lithostratigrafie** nutzt die lithologischen Charakteristika eines Gesteins und basiert auf der relativen Abfolge unterschiedlicher Sedimentgesteine. Sie beruht auf der Erkenntnis, dass eine Schicht, die über einer anderen abgelagert wurde, jünger sein muss. Die Abfolge der durch evolutionären Wandel aufeinanderfolgenden Tier- und Pflanzenarten wiederum ist Gegenstand der **Biostratigrafie** (Abb. 7.6 und 7.7). Sie erlaubt es gemeinsam mit der Lithostratigrafie, die Erdgeschichte nachzuzeichnen und zu gliedern. Fossilgruppen, die (1) kosmopolitisch, also weltweit vorkommen, (2) sich relativ rasch von einer Art zur anderen entwickeln und die (3) leicht zu finden sind, eignen sich besonders für eine biostratigrafische Zonierung. Solche Leitfossilien sind im marinen

7.4 · Stratigrafie und Palökologie



■ Abb. 7.6 Schematische und stark vereinfachte Darstellung der zeitlichen Entwicklung großer Tier- und Pflanzengruppen (Bildrechte: Zusammenstellung unter Mitarbeit von N. Farsan)



■ Abb. 7.7 Schematische und stark vereinfachte Darstellung der zeitlichen Entwicklung großer Wirbeltiergruppen (Bildrechte: Zusammenstellung unter Mitarbeit von M. Buchwitz und J. Schneider)

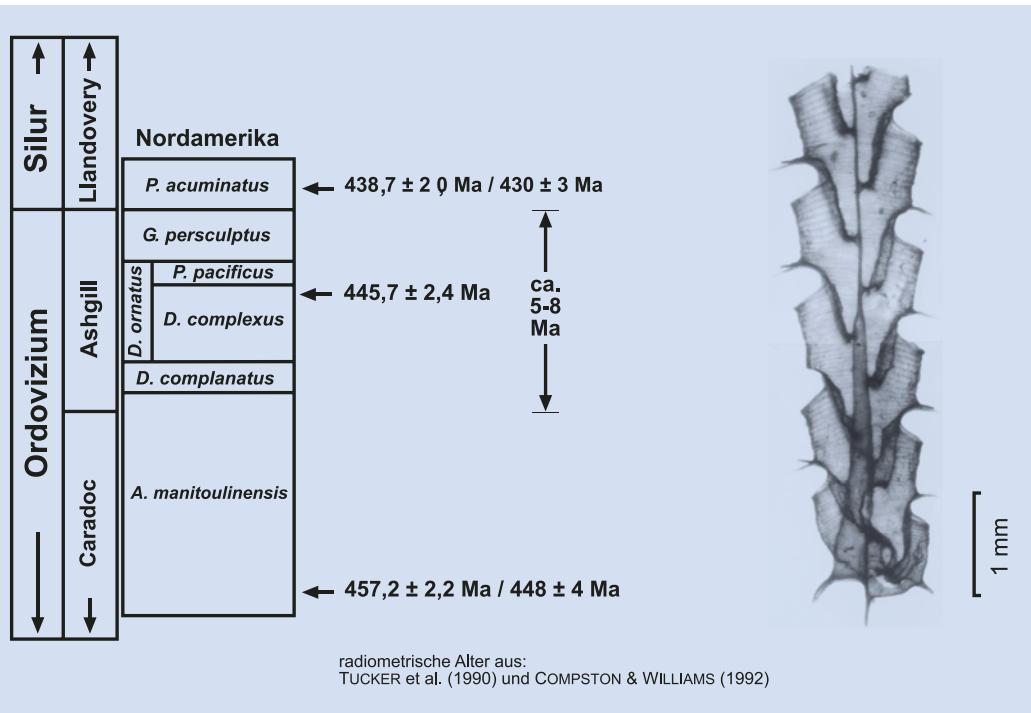


Abb. 7.8 Biostratigrafie mithilfe von marinen wirbellosen Tieren (Invertebraten): Das Beispiel zeigt die Biozonierung des Ashgill (oberstes Ordovizium, vgl. Abb. 1.6) anhand von Graptolithen. Graptolithen sind z. T. planktonisch lebende Tierkolonien. Jedes Mitglied der Kolonie bewohnt eines der in der rechten Abbildung sichtbaren Kelche (Theken). Der gezeigte Graptolith (*Paraorthograptus pacificus*) wurde mit Flussäure freipräpariert und seine Internstruktur durch Infrarotaufnahme sichtbar gemacht (Bildrechte: Foto – M. Melchin; Biozonengliederung und radiometrische Alter zusammengestellt von J. Maletz)

Bereich vor allem bestimmte Mikrofossilien, wie z. B. Conodonten, Foraminiferen, aber auch einige Makrofossilien, wie z. B. Graptolithen, Ammoniten und Brachiopoden (Abb. 7.6 und 7.8). Eine kosmopolitische Verbreitung von terrestrischen Arten wird durch Ozeane sowie durch klimatische, fazielle und orografische Barrieren an Land z. T. stark eingeschränkt. Von Bedeutung sind hier wiederum Mikrofossilien, wie Pollen, Sporen und Einzeller, aber auch Reste von Wirbeltieren und größeren Pflanzen.

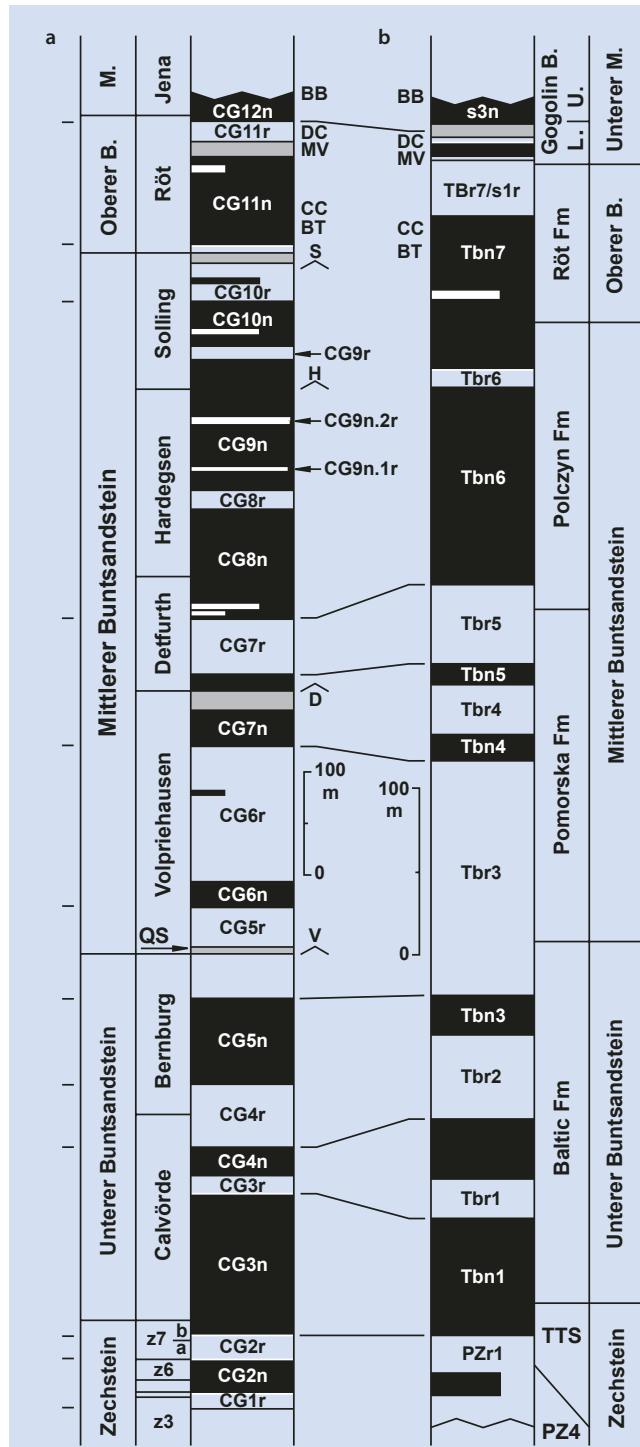
Auch die Umpolungen des Erdmagnetfeldes lassen sich mittlerweile zur stratigraphischen Zuordnung von Gesteinen nutzen. Die mesozoisch-känozoische **magnetostratigrafische Zeitskala** beruht i. w. auf magnetischen Untersuchungen des Meeresbodens (Abb. 9.20) sowie auf der isotopengeochemischen Datierung seiner Magmatite (► Kasten 14.1). Häufig sind z. B. terrestrische Sedimentabfolgen aufgrund ihrer Fossilarmut nur unzureichend

biostratigrafisch einzuordnen oder ihr Alter ist durch die isotopengeochemische Datierung eines eingeschalteten Vulkanits nur ungenau eingegrenzt. Hier kann eine magnetostratigrafische Korrelation erfolgreich sein (Abb. 7.9).

Die stratigraphische Gliederung des Quartärs beruht zusätzlich zu den genannten Methoden auf der Dendrochronologie und der Warvenchronologie. Mithilfe von Baumringen erlaubt es die **Dendrochronologie** im terrestrischen Bereich, sehr genaue Datierungen an Holz mit einem Alter von bis zu 14.000 Jahren vorzunehmen. Die Untersuchung und Zählung von Warven (► Abschn. 5.4; Abb. 5.40 und 7.10) erlaubt über die **Warvenchronologie** die Rekonstruktion der Entwicklung einzelner Seen und ihrer Umgebung (Abb. 5.32). Für das Quartär ist inzwischen die Aufstellung eines Warvenkalenders gelungen, der rund 75.000 Jahre zurückreicht.

7.4 · Stratigrafie und Palökologie

- ▣ **Abb. 7.9** Magnetostratigrafische Korrelation des Buntsandsteins in Mitteleuropa (Untere Trias, **Abb. 1.6**): (a) kombiniertes Profil für das zentrale Deutschland, (b) für Polen; schwarze Abschnitte zeigen eine normale, weiße Abschnitte eine inverse magnetische Polarität an (► **Abschn. 9.3**); die Magnetostratigrafie ist für die Korrelation von terrestrischen, fossilarmen Sedimenten sowie von terrestrischen mit marinen Sedimenten sehr geeignet (Bildrechte: vereinfacht nach Szuradies 2007)



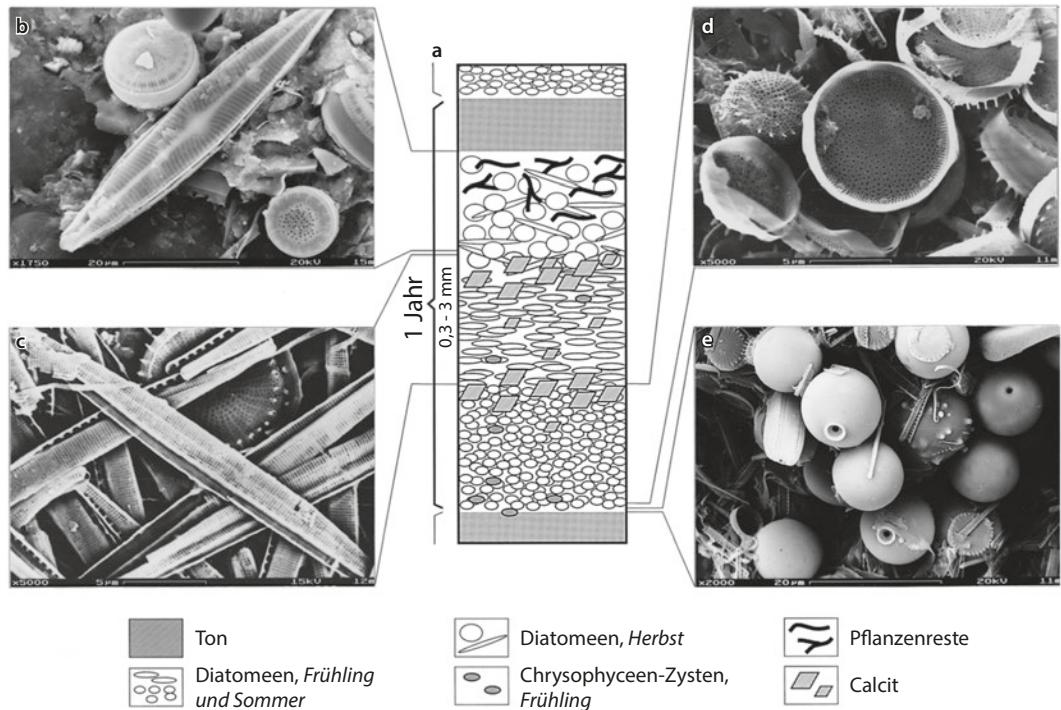


Abb. 7.10 Schema einer im Holzmaar (Eifel) vor ca. 7000 Jahren abgelagerten Warve einschließlich ihres jahreszeitlich wechselnden Floreninhaltes. (a) Vertikalprofil einer Warve, (b-e) Rasterelektronenmikroskopische Aufnahmen von Algenskeletten, die aus amorphem (nichtkristallinem) SiO_2 bestehen. Aus der Abfolge verschiedener Algenarten lässt sich eine jahreszeitliche Gliederung innerhalb einer Warve ableiten. Anhand der Menge der abgelagerten Algenskelette und der Zusammensetzung der Algengesellschaften innerhalb einer Warvenfolge können das Paläoklima und die Paläökologie des Sees sowie seines Einzugsgebietes mit einer jährlichen Auflösung rekonstruiert werden. Durch Zählen der Warven konnte im Holzmaar ein „Kalender“ der Entwicklungsgeschichte des Sees und seiner Umgebung aufgestellt werden, der etwa 23.000 Jahre zurückreicht (Bildrechte: umgezeichnet nach Brüchmann, Rein & Negendank; unpubl.).



Abb. 7.11 Fossile Lebenssspuren, (a) *Dreginozoum nereitiforme*, lange Bildkante: 30 cm; (b) *Paleodictyon hexagonum*; (c) *Chondrites* sp., lange Bildkante: 15 cm; Beckumer Schichten, obere Kreide (Bildrechte: Fotos und Proben - J. Kappel)

Seitdem es durch isotopengeochemische (radiometrische) Datierungen (► Kasten 14.1) außerdem möglich ist, die absoluten Alter bestimmter Ereignisse zu bestimmen, ergibt die Kombination aller stratigrafischen Methoden die Einteilung der Zeittafel der Erdgeschichte (Abb. 1.6).

Paläökologie Die Paläökologie nutzt die Informationen, die die Organismen uns über ihre Umweltbedingungen und Lebensweisen geben. Als **Bodenbewohner (Benthos)** leben sie **beweglich (vagil)** oder **fest sitzend (sessil)**. Im Wasser bewegen sie sich **aktiv (nek-tisch)** oder **passiv treibend (planktisch)**. So erlauben

Literatur

die Informationen über die Lebensweise und räumliche Verbreitung bestimmter Fossilgruppen die Rekonstruktion der paläogeografischen Beziehungen zwischen den Kontinenten. Auch hinterlassen am Meeresboden lebende Organismen Lebensspuren auf der Sedimentoberfläche oder im Sediment, die Auskunft geben über die Art der Fortbewegung und Nahrungsaufnahme bzw. über die Lebensposition im Sediment (► Abb. 7.11). Sie sind unter geeigneten Umständen als **Spurenfossilien**, auch **Ichnofossilien** genannt, in Gesteinen erhaltenstfähig. Paläokologische und sedimentologische Daten sind einander ergänzend notwendig für Rekonstruktionen von Ablagerungs- und Lebensräumen gleichermaßen. Da sehr viele Organismen, wie z. B. die Eisbären, an eng begrenzte Umweltbedingungen gebunden sind, erlauben biostratigrafische wie paläokologische Daten, ergänzt durch die **Paläomagnetik** (► Abschn. 9.3), die paläogeografische Rekonstruktion der sich beständig ändernden geografischen Verteilung der Kontinente während der Erdgeschichte.

Literatur

- Brüchmann K, Rein B, Negendank J, Geoforschungszentrum Potsdam. (unpubl.)
- Hoefs J (1997) Stable isotope geochemistry. 4. Auflage. Springer Verlag, Heidelberg, 201 S
- Holland HD (1999) When did the Earth's atmosphere become oxic? A reply. *Geochem News* 100:20–22
- Jacobsen SB, Kaufman AJ (1999) The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. *Chem Geol* 161:37–57
- Karhu JA, Holland HD (1996) Carbon isotopes and the rise of atmospheric oxygen. *Geoco* 24:867–870
- Szuradies M (2007) Latest Permian to Middle Triassic cyclo-magnetostratigraphy from the Central European Basin, Germany: Implications for the geomagnetic polarity timescale. *Earth planet. Sci. Lett.* 261:602–619
- Veizer J, Ala D, Azmy K, Bruckschen P, Buhl D, Bruhn F, Carden GAF, Diener A, Ebneth S, Godderis Y, Jasper T, Korte C, Pawellek F, Pod-Laha OG, Strauss H (1999) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater. *Chem Geol* 161:59–88
- Veizer J, Shields G (2001) Precambrian marine carbonate isotope database, Version 1.1. *Geochem Geophys Geosy* 3(266)

Weiterführende Literatur

- Crowley TJ, North GR (1996) Paleoclimatology. - Oxford Monographs on Geology and Geophysics, 18, Oxford University Press, Oxford, 360 S
- Elicki O, Breitkreuz C (2016) Die Entwicklung des Systems Erde. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg, 296 S

- Fortey R (2002) Leben. Die ersten vier Milliarden Jahre. Dtv Verlag, München, 442 S
- Gould SJ (Hrsg, 1993) Das Buch des Lebens. vgs Verlagsgesellschaft, Köln, 256 S.
- Hoefs J (2008) Stable isotope geochemistry. 6th revised and updated edition. Springer, Heidelberg, 300 S
- Holland HD (1984) The Chemical evolution of the atmosphere and oceans. Princeton University Press, Princeton, 582 S
- Lehmann U, Hillmer G (1997) Wirbellose Tiere der Vorzeit. 4. Aufl. Elsevier Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg, 336 S
- Oschmann W (2016) Evolution der Erde. UTB, Stuttgart, 383 S
- Rauchfuss H, Mitchell TN (2008) Chemical evolution and the origin of life. Springer, Berlin, 364 S
- Stanley SM (2005) Earth System history: 2. edition. W.H. Freeman, New York, 567 S

Diagenese und Einteilung der Sedimentgesteine

- 8.1 Diagenese – 172**
 - 8.1.1 Zementation und Umkristallisation – 172
 - 8.1.2 Kompaktion – 173
- 8.2 Erdöl, Erdgas und Kohle – 175**
 - 8.2.1 Erdöl und Erdgas – 175
 - 8.2.2 Kohle – 177
- 8.3 Lagerungsformen und Einteilung der
Sedimentgesteine – 178**
 - 8.3.1 Fazies – 179
 - 8.3.2 Klassifikation siliziklastischer Sedimentgesteine – 180
 - 8.3.3 Liefergebietsanalyse – 183
 - 8.3.4 Klassifikation karbonatischer Sedimentgesteine – 185
- Literatur – 188**

Die Diagenese überführt lockere Sedimente in Sedimentgesteine. Auch verwandelt sie die ins Sediment eingelagerte organische Materie pflanzlichen und tierischen Ursprungs unter geeigneten Bedingungen in Erdöl, Erdgas oder Kohle. Die Diageneseabläufe anorganischen und organischen Materials sind eng miteinander verbunden und von großer wirtschaftlicher Bedeutung nicht nur für die Kohle- und Kohlenwasserstoffreserven auf der Erde (► Kap. 16). Erdöl, Erdgas und Kohle sind ebenso wie die Sedimentgesteine demnach die Produkte der Diagenese.

8.1 Diagenese

Die meisten der ursprünglich lockeren Sedimente, die uns aus der Erdgeschichte überliefert sind, liegen heute als feste Sedimentgesteine vor. Alle Prozesse, die ein Sediment nach der Ablagerung verändern und in ein festes Gestein überführen, werden unter dem Begriff **Diagenese** zusammengefasst. Bei Druck- und Temperaturbedingungen unterhalb von etwa 4 kbar (ca. 12 km Versenkungstiefe) und ca. 200 °C bewirkt die Diagenese chemische Veränderungen in einer Ablagerung, die zu Mineralum- und -neubildungen führen. Jenseits dieser Grenzen beginnen die Gesteinsveränderungen der Metamorphose (► Kap. 13). Druck und Temperatur müssen über längere Zeiträume wirken, damit Diagenese stattfinden kann. Die Zeit ist demnach ein zusätzlicher Faktor. Die Diagenese kann hinsichtlich ihrer chemischen und physikalischen Parameter in Zementation und Kompaktion gegliedert werden.

8.1.1 Zementation und Umkristallisation

In einem absinkenden Ablagerungsraum werden bestehende Sedimente sukzessive von jüngeren überlagert. Durch die Überlagerung werden sie langsam versenkt und damit steigenden Drücken ausgesetzt und auf die der Tiefenstufe entsprechende Temperatur erwärmt. In den Kontinentalgebieten steigt die Temperatur mit der Tiefe um etwa 20–30 °C pro km (► Kap. 9). In Becken mit einer 4 km mächtigen Sedimentfüllung erreichen die tiefsten Schichten demnach Temperaturen von etwa 80–120 °C.

Durch die mit der Versenkung verbundene Druck- und Temperaturerhöhung werden besonders die sogenannten labilen Minerale (► Abschn. 3.3) bei einer geeigneten Zusammensetzung des den Porenraum füllenden Fluids instabil. Die Minerale kristallisieren entsprechend den bestehenden Bedingungen sowie dem chemischen Angebot entweder um oder werden gelöst. So bildet sich das metastabile Karbonatmineral Aragonit, das Bestandteil vieler Organismenschalen ist, in den stabileren Calcit um; feinkörnige Karbonatablagerungen gehen durch Sammelkristallisation des Calcits in gröbere, **spätere** Kalksteine über. Im Zuge der **Dolomitisierung** kristallisiert Calcit in Dolomit um (► Tab. 1.1), z. T. unter Auslöschung des primären Ablagerungsgefüges. Die Dolomitisierung steht häufig im Zusammenhang mit dem Auftauchen (Emersion) sehr flachmarin abgelagerter Karbonate.

Amorphe Substanzen wie z. B. vulkanisches Glas werden je nach den Bedingungen aufgelöst oder gehen in den kristallinen Zustand über. Feldspäte können in Tonminerale umgewandelt werden. Die detritischen Tonminerale neigen dazu, an Korngröße zuzunehmen, um sich schließlich in neue Tonminerale umzubilden. Die organischen Bestandteile der Sedimente werden zumeist oxidiert und/ oder in Methan umgesetzt. Werden ausreichend große Mengen vor allem pflanzlichen Materials durch frühen Abschluss vor der Oxidation bewahrt, so können sich Lagerstätten fossiler Kohlenwasserstoffe bilden.

Die im Sediment freigewordenen chemischen Bestandteile dieser Umsetzungen, aber auch von außen zugeführte Substanzen, können schließlich in neu entstandenen, **authigenen** Mineralen wieder gebunden werden. Durch lokale Konzentrationsungleichgewichte kann es in der unmittelbaren Umgebung faulender Organismenreste zu bevorzugter Fällung z. B. von Calcit kommen. So entstehen runde, harte Konkretionen um einen Fossilrest herum. In manchen Konkretionen bildet sich bei der inneren Austrocknung durch Schrumpfung ein Netzwerk von Rissen, das durch Mineralneubildungen aus zirkulierenden Lösungen verheilt. Diese Konkretionen heißen **Septarien**. Durch lokale Konzentration von Kiesel säure bilden sich **Feuersteine**.

Nicht immer müssen die diagenetischen Umlagerungen mit einer Versenkung verbunden sein.

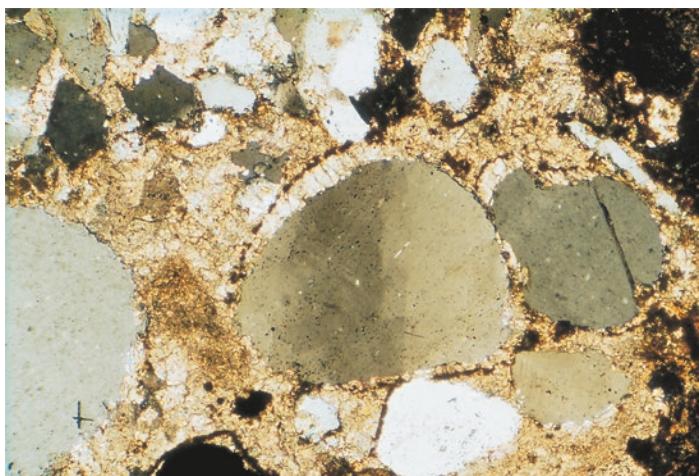
Die klastischen Sedimente arider Gebiete können an der Oberfläche durch die Bildung von Quarz-Zementen **verkieseln**. Riffe werden bereits vor der Versenkung durch die organische Calcitabscheidung inkrustierender Organismen zementiert. Diese Zementation ist jedoch noch der Riffbildung zuzuordnen. Die Diagenese eines Riffs beginnt erst mit der anorganischen Fällung von Kalziumkarbonat in Porenräumen.

Neben den Druck- und Temperaturbedingungen und den chemischen Eigenschaften der beteiligten **Fluide** ist der Diageneseverlauf in einem Sediment abhängig von seiner mineralogischen Zusammensetzung. Die diagenetischen Austauschprozesse können schließlich je nach der Kombination der Bedingungen zur Neubildung von Calcit-, Quarz-, Tonmineral- oder Zeolithzementen, in besonderen Fällen auch zu Anhydrit- oder Gipszementen führen (► Abb. 8.1 und 8.2; □ Tab. 1.1, ▶ Kasten 3.1), die das ehedem lockere Sediment durch die **Lithifizierung** zu einem festen Gestein verbinden. Die Diagenese findet in der Regel in einem offenen System statt, da sie zumeist mit einem Fluidstrom durch den Porenraum der Sedimente verbunden ist. Er transportiert Ionen, die aus den Mineralen an einem Ort gelöst wurden, durch den Sedimentverband in Bereiche, in denen sie dem Fluid durch Einbau in veränderte

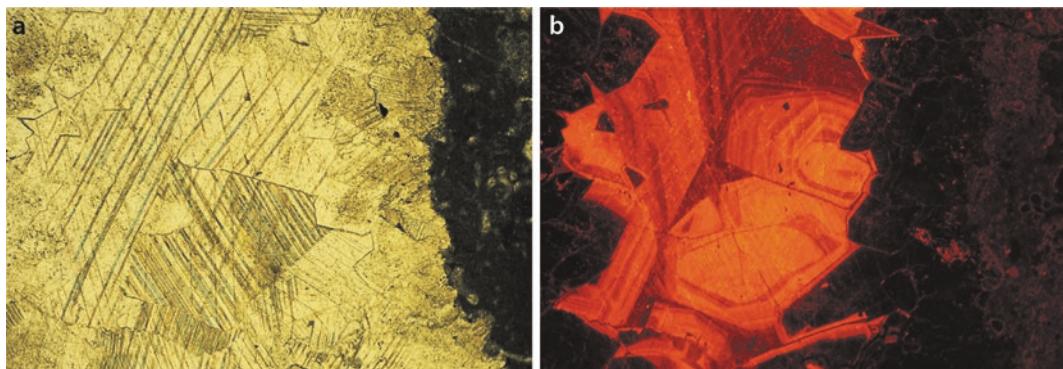
oder neu gebildete Mineralphasen wieder entzogen werden. **Flüssigkeitseinschlüsse** in den diagenetisch neu gebildeten oder veränderten Mineralen und Zementen geben somit Aufschluss über die Zusammensetzung und Temperatur der wirkenden Fluide.

8.1.2 Kompaktion

Wir haben bereits erwähnt, dass Sedimente durch Überlagerung versenkt werden. Sie gelangen dabei nicht nur in Bereiche höherer Temperatur, die überlagernden, jüngeren Sedimente üben auch einen Auflastdruck auf das zuerst gebildete Sediment aus. Dieser Druck bewirkt eine dichtere Packung der detritischen Körner und damit eine Reduktion des Porenraums zwischen den Körnern, die Kompaktion. Wasser kann im tonigen Lockersediment bis zu 80 % des Volumens ausmachen. Nach der Expulsion durch Setzung des Sedimentes verbleibt meist ein Rest von Wasser in den Poren, das im terrestrischen Bereich als **meteorisch** bezeichnet wird, solange es noch mit der atmosphärischen Zirkulation in Verbindung steht. Ist diese Verbindung nicht mehr gegeben, bezeichnet man das Wasser als **fossil** oder **konnat**. Besitzt der fluidgefüllte Porenraum eine Verbindung zum Grundwasserspiegel oder



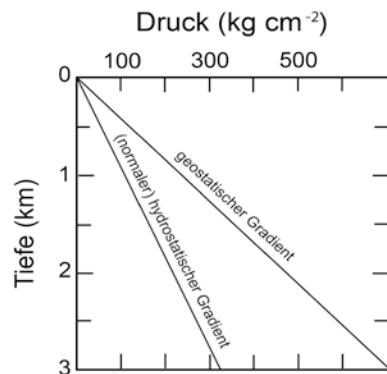
□ Abb. 8.1 Bei der Bildung calcitischer Zemente kann es durch den alkalischen Charakter der Lösungen zur Verdrängung von Quarz durch Calcit kommen. Der runde dunkle Saum von Eisenverbindungen um die Körner in der Mitte zeichnet die ehemaligen Umrisse der Quarzkörper nach, die von außen nach innen durch hellen Calcit teilweise verdrängt wurden. Dalmanitensandstein des Unterdevons bei Gießen. Gekreuzte Polarisatoren (kurze Bildkante: 0,56 mm)



■ Abb. 8.2 Die Diagenese findet meist in mehreren Schritten statt. Der Fluidstrom kann sowohl in seiner Intensität wie in seiner Zusammensetzung mit der Zeit schwanken. (a) Dies hat in diesem Beispiel zur Bildung aufeinander folgender Generationen von Karbonatzementen geführt, die unter dem Polarisationsmikroskop wegen ihrer sehr ähnlichen optischen Eigenschaften nur schwer zu unterscheiden sind. (b) Mithilfe der Kathodolumineszenzmethode kann jedoch sichtbar gemacht werden, dass die calcitischen Zemente einen feinen Lagenbau aufweisen, der als Zonierung bezeichnet wird. Er ist Ausdruck schrittweiser Fällung mehrerer Zementgenerationen. Bei der Kathodolumineszenzmethode werden Minerale einer Probe, hier die Calcitzemente, durch einen Elektronenstrahl angeregt und dadurch zum Aussenden von Licht unterschiedlicher Wellenlängen veranlasst. Wellenlänge und Intensität des emittierten Lichtes charakterisieren das untersuchte Mineral einschließlich der in ihm enthaltenen Verunreinigungen oder Kristalldefekte und erlauben die Unterscheidung verschiedener Zementgenerationen (Kurze Bildkante: 0,56 mm; Bildrechte: Fotos – S. ZEEH)

zum Meeresboden, wirkt sich nur der **hydrostatische Druck** der überlagernden Wassersäule aus. Besteht diese Verbindung nicht, so wirkt allein der von den überlagernden Schichten ausgeübte **geostatische** oder **lithostatische Druck** (■ Abb. 8.3).

Die Größenordnung dieses Druckes bestimmt die Intensität von **Drucklösungsprozessen** an Korn-Korn-Kontakten sowie den Migrationsweg der durch die Porenräume zirkulierenden Fluide (■ Abb. 11.6). Durch die Kompaktion nimmt das Volumen eines Sedimentes ab, seine Dichte nimmt zu. Durch frühzeitige, d. h. frühdiagenetische Zementation kann allerdings die Kompaktion einer Ablagerung stark eingeschränkt werden, da die Zementfüllung des Porenraums seine Verringerung verhindert. Feinkörnige Ablagerungen, insbesondere Tone, werden stärker kompaktiert als grobkörnige, z. B. Sandsteine (■ Abb. 8.4). Die Ablagerungen verlieren demnach nicht nur an Porosität, auch die Häufigkeit der Verbindungen zwischen den Poren und damit die Durchlässigkeit oder Permeabilität einer Schicht verringert sich (► Abschn. 4.1). Da Tone besonders undurchlässig sind, wirken sie als Barrieren für die in den größeren Sedimenten zirkulierenden Lösungen.



■ Abb. 8.3 Die Gradienten des hydrostatischen und geostatischen Druckes bilden die Grenzwerte für die Drücke, denen Gesteine bei der Versenkung i. A. ausgesetzt werden (Bildrechte: nach Chapman 1976)

Die Kompaktion repräsentiert letztlich einen teilweisen Ersatz von Porenraum durch detritische Mineralkörper, daher ist mit ihr fast immer eine Expulsion der Porenfluide verbunden. Treffen diese Fluide auf ein undurchlässiges Hindernis, z. B. eine Tonenschicht oder eine Störung, so wird die Migration aufgehalten und das Fluid staut sich unterhalb oder vor

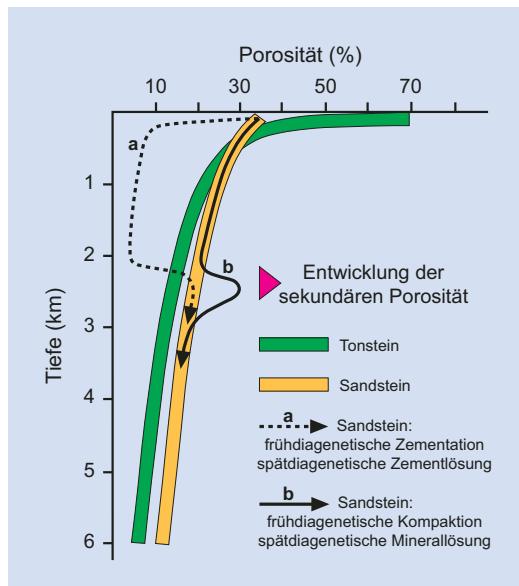


Abb. 8.4 Generalisierte Kompaktionskurven für unreine Sande und Tone und die Entwicklung einer sekundären Porosität (Bildrechte: nach Selley 1988 und Burley 1993)

diesem Hindernis. An derartigen **Fallen** sammeln sich bevorzugt Kohlenwasserstoffe wie Erdöl und Erdgas, aber auch Grundwasser. Die Gegenwart einer Falle kann weiterhin bewirken, dass bei Erhöhung des geostatischen Druckes durch weitere Auflast ein Druckausgleich durch Migration der Fluide in Bereiche geringeren Drucks nicht stattfinden kann. Die Bereiche unterhalb der Falle geraten somit unter einen Überdruck. Dies ist von erheblicher Bedeutung für Bohrungen nach Kohlenwasserstoffen, da es nach der Penetration einer Falle zu einem explosionsartigen Entweichen (Blow-out) der erbohrten Fluide aus dem Überdruckbereich kommen kann.

Das Kompaktionsverhalten einer Ablagerung ist sehr stark von ihrer mineralogischen Zusammensetzung abhängig und daher sehr variabel. Insbesondere reine Tonablagerungen haben eine hohe Anfangs- porosität. Sie erfahren bereits bei relativ geringmächtiger Überlagerung eine erhebliche Kompaktion und einen entsprechenden Porositätsverlust. Sandsteine haben eine geringere Anfangs- porosität. In hypothetischen Beispielen zeigt Abb. 8.4, wie sich das Kompaktionsverhalten eines Sandsteins als Funktion von Zementation und der Entwicklung einer sekundären

Porosität entwickelt. Im Fall (a) wird ein Sandstein relativ kurz nach seiner Ablagerung so effektiv durch Calcit zementiert, dass die Porosität stark abnimmt und nennenswerte Kompaktion nicht mehr stattfinden kann. Bei etwa 2 km Versenkungstiefe wird der Zement durch diagenetische Fluide angelöst und die sekundäre Porosität entsteht. Im Fall (b) erfährt der Sandstein durch Versenkung eine gleichmäßig mit der Tiefe zunehmende Kompaktion und eine entsprechende Abnahme der Porosität. In etwa 2 km Tiefe setzt eine Lösung bestimmter Mineralphasen durch diagenetische Fluide ein und führt zu einer Zunahme der nun als sekundär zu bezeichnenden Porosität. Viele Kohlenwasserstofflagerstätten finden sich in Gesteinen mit sekundärer Porosität. Schließlich kann sich die Kompaktion bei andauernder Versenkung fortsetzen.

8.2 Erdöl, Erdgas und Kohle

8.2.1 Erdöl und Erdgas

Der Begriff Diagenese wird in Bezug auf Erdöl, Erdgas und Kohle abweichend von der oben gegebenen Definition verwendet. Er betrifft hier nur den Temperaturbereich bis ca. 65 °C. Bei Temperaturen bis ca. 150 °C wirkt die **Katagenese**, die im Bereich bis ca. 200 °C von der **Metagenese** und darüber schließlich von der Metamorphose abgelöst wird (Abb. 8.5). Allerdings sind diese Werte durchschnittliche Angaben. Innerhalb gewisser Grenzen ruft eine über einen kürzeren Zeitraum erhöhte Temperatur ähnliche Veränderungen hervor, wie eine weniger hohe über lange Zeit. Die Zeit ist also auch hier ein entscheidender Faktor.

Organische Materie wird fein verteilt in marine oder kontinentale Sedimente eingelagert (Tab. 8.1). Abgestorbene einzellige Lebewesen, vor allem das Plankton, werden nach der Einlagerung in Sedimente im Zuge der frühen Diagenese durch aerobe und anaerobe Mikroorganismen in Aminosäuren und verschiedene Zucker umgewandelt.

Weiterhin entsteht durch frühdiagenetische mikrobielle Tätigkeit vorwiegend in marinen Sedimenten laufend Methan. In größeren Wassertiefen verbindet sich das Methan mit dem Meerwasser zu **Gashydraten** (Gashydrate sind z. B. in 2 °C kaltem

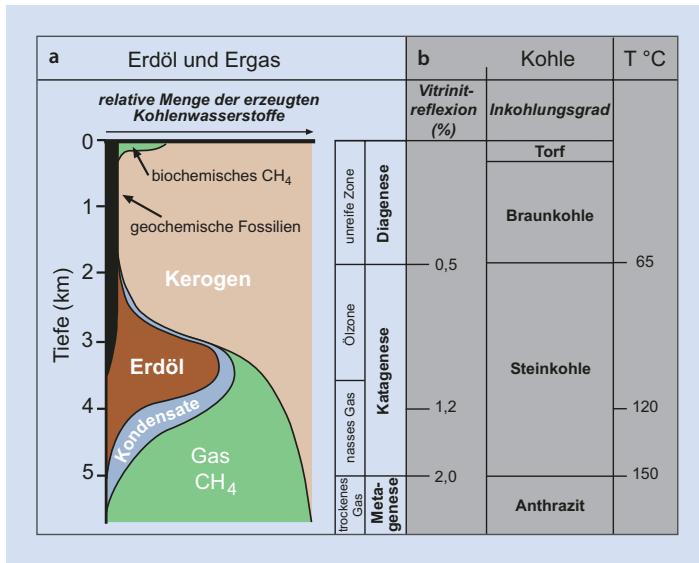


Abb. 8.5 Gegenüberstellung der Bildungsbedingungen von Erdöl, Erdgas und Kohle. (a) Relative Menge der erzeugten Kohlenwasserstoffe und die Bildung von Erdöl und Erdgas. (b) Korrelation der Diagenesestadien organischer Materie und der Inkohlungsreihe über die Vitrinitreflexion. Die kleinsten im Lichtmikroskop erkennbaren petrografischen Bestandteile der Kohlen sind die Macerale. Das Maceral Vitrinit wird heute zur Klassifikation des Inkohlungsgrades von Kohlen herangezogen (s. u.). Bei der Methode der Vitrinitreflexion wird eine Probe mit einem standardisierten Lichtstrahl aus monochromatisch grünem Licht bestrahlt. Das von der Oberfläche des Vitriniten reflektierte Licht wird gemessen und mit einem Standard mit bekannter Intensität der Reflexion verglichen. Mit dem Grad der Inkohlung von der Braunkohle über die Steinkohle bis zum Anthrazit steigt das Reflexionsvermögen des Vitriniten. Gleichermaßen nimmt wegen der zunehmenden Anreicherung des Kohlenstoffes der Brennwert der Kohlen zu (Bildrechte: nach Tissot & Welte 1984, Wolf 1988 sowie Bjørlykke 2010)

Tab. 8.1 Durchschnittliche Gehalte an organischem Kohlenstoff in verschiedenen Sedimentgesteinen (Tissot & Welte 1984)

Lithologie	Mittlerer C_{org} -Gehalt (%)
Tonsteine	2,1
Karbonatgesteine	0,29
Sandsteine	0,05

Wasser unterhalb 500 m stabil). Diese haben eine eisartige Struktur und können einen großen Anteil des Porenraumes in den obersten Schichten des Meeresbodens einnehmen. Vorsichtige Schätzungen lassen vermuten, dass die Menge der in den Sedimenten am Meeresboden vorhandenen Gashydrate mit ca. 10^{19} g doppelt so hoch ist wie sämtliche bekannten Vorräte an Kohlenwasserstoffen (Öl, Gas, Kohle).

Im weiteren Verlauf der Diagenese werden alle tierischen und pflanzlichen Stoffe unter Abgabe von NH_3 , CO_2 und dem biochemisch entstandenen CH_4 zu **Kerogen** umgewandelt. Bei fort dauernder Erwärmung durch Versenkung bilden sich aus dem Kerogen durch Polykondensation und Polymerisation – die unter dem Begriff der **Reifung** zusammengefasst werden – komplexere organische Verbindungen und schließlich Erdöl und Erdgas (Abb. 8.5a).

Die Bildung von Erdöl beginnt am Übergang von der Diagenese zur Katagenese bei etwa 65 °C und endet zwischen 135 °C und 150 °C (Abb. 8.5). Dieses **Erdöl-Fenster** entspricht bei normalen, das heißt kontinentalen thermischen Gradienten einer Tiefe zwischen 2 und 5 km. Erdgas (überwiegend Methan, CH_4) bildet sich bei fortschreitender Reifung erst bei höheren Temperaturen, etwa zwischen 120 °C und 200 °C. Hier entstehen zunächst in der Katagenese „nasses Gas“, das sind Mischungen aus

Ethan, Butan, Ethen und Pentan, sowie Kondensat, ein Gemisch vom Gas abgetrennter flüssiger Kohlenwasserstoffe. Kondensat geht bei höheren Temperaturen in der Metagenese in ‚trockenes Gas‘ über, das zu mehr als 80 % aus Methan besteht. Ererbte organische Komponenten, sogenannte geochemische Fossilien, werden im oberen Bereich der Katagenese vollständig abgebaut. Eine notwendige Voraussetzung für die Bildung von Erdöl und Erdgas ist, dass die entsprechenden Schichten sich bei der Versenkung eine ausreichend lange Zeit im Erdöl- bzw. Erdgas-Fenster aufhalten, damit die Reifungsprozesse in ausreichender Effizienz voranschreiten können. Relativ niedrige Absinkraten des Sedimentbeckens und/oder ein moderater geothermischer Gradient müssen als Rahmenbedingungen demnach gegeben sein.

Für die Entstehung von Erdöl ist die Höhe der ursprünglichen Konzentration organischen Materials im Sediment nicht unbedingt entscheidend (► Tab. 8.2). Von größerer Wichtigkeit ist, dass bereits in der frühen Diagenese eine weitgehende Oxidation des organischen Kohlenstoffs verhindert wird. Dieses wird gewährleistet, wenn das Sediment rasch unter Sauerstoffabschluss gerät oder wenn die Wässer am Beckenboden, wie im Schwarzen Meer (► Abschn. 6.6), arm an freiem Sauerstoff sind. Dennoch begünstigt eine hohe Anfangskonzentration von C_{org} natürlich die Ergiebigkeit eines **Erdölmuttergesteins**. Erdöl- und Erdgaslagerstätten entstehen meist nicht *in-situ*. Eine Lagerstätte bildet sich erst, wenn Erdöl und Erdgas aus den Muttergesteinen migrieren und sich an einer Falle in den **Speichergesteinen** sammeln (vgl. ► Abb. 11.32, und 11.36). Eine Voraussetzung für die Migration der Kohlenwasserstoffe ist eine günstige Größenordnung

der Porosität, aber vor allem der Permeabilität der Gesteine des Migrationsweges, wie schließlich auch der Speichergesteine.

8.2.2 Kohle

Kohle geht meist aus **Torf**, der häufigsten Ablagerung der Moore (► Abschn. 3.3) hervor. Moderne wie fossile Entstehungsräume von Torf und Kohle sind vor allem die Deltaregionen großer Flüsse im subtropisch-tropischen Klimareich, wie z. B. der heutige Mündungsbereich des Orinoco in Venezuela. Kohle besteht hauptsächlich aus makroskopischen Pflanzenresten, die im Verlauf der geologischen Zeit durch chemische und physikalische Prozesse verändert wurden (► Abb. 8.6). Diese Änderungen sind mit einer Anreicherung von Kohlenstoff verbunden und werden mit dem Begriff **Inkohlung** zusammengefasst. Der Inkohlungsprozess wird in eine biochemische und eine geochemische Phase unterteilt. Die biochemische Phase umfasst die während der **Vertorfung** durch die Tätigkeit der Bakterien und Pilze ausgelöste Umwandlung von Zellulose und Lignin in Huminstoffe; dabei werden vor allem Wasser, CO_2 und CH_4 frei. In der sich anschließenden geochemischen Phase wird der weitere Inkohlungsprozess durch die Einwirkung der Erdwärmes nach Versenkung gesteuert. Es kommt zur **Mineralisation** der organischen Substanzen und somit zur Kohlebildung. Die Grenze zwischen Torf und **Braunkohle** (► Abb. 8.5b), der Kohle mit dem niedrigsten **Rang** der Inkohlung, wird bei 75 % Wassergehalt der bergfrischen Probe gezogen. Der unterschiedliche Inkohlungsgrad von Torf und Braunkohle geht mit einer unterschiedlichen Festigkeit des Materials einher. Torf kann noch mit dem Spaten gestochen werden, Braunkohle und alle Kohlen höheren Ranges nicht.

Braunkohle erhielt ihren Namen wegen des braunen Strichs, den sie beim Abrieb hinterlässt. Höher inkohlte Kohlen wie die **Steinkohle** oder der **Anthrazit** hinterlassen einen schwarzen Strich.

Das ursprüngliche Pflanzenmaterial ist in der Kohle meist in unterschiedlichen Stadien der Erhaltung oder Veränderung vorhanden. Die kleinsten im Lichtmikroskop erkennbaren petrographischen Bestandteile der Kohlen sind die **Maceralen**. Sie haben bei den Kohlen etwa die Stellung, die die

► Tab. 8.2 Gehalte organischen Kohlenstoffs in der kontinentalen Erdkruste (nach Tissot & Welte 1984)

Reservoir	Menge in $10^{15} t$
Organismen sowie gelöster C_{org}	0,003
Sedimente	5,0
Metamorphe Gesteine sedimentären Ursprungs (80 % aller metamorphen Gesteine)	1,4
Gesamtmenge	6,4



Abb. 8.6 Wechsellagerung eines oberkarbonischen Kohleflözes (im Bild unten mit dem Hammer) mit feinklastischen Sedimentgesteinen, den Flözleeren (Freeport Coal, Pennsylvania, USA)

Silikatminerale bei den klastischen Sedimentgesteinen einnehmen. Es gibt drei große Gruppen von Maceralen, den **Liptinit** oder **Exinit**, den **Huminit** oder **Vitrinit**, sowie den **Inertinit**. Sie bilden sich aus unterschiedlichem pflanzlichem Ausgangsmaterial. Besonders der Vitrinit wird heute zur Klassifikation des Ranges oder Inkohlungsgrades von Kohlen herangezogen (Abb. 8.5b). Das Fortschreiten der Inkohlung ist von der Höhe der erreichten Temperatur sowie der Dauer ihrer Einwirkung abhängig. Inkohlung findet typischerweise unterhalb von 300 °C statt. Jedoch können Kohlen höheren Ranges auch bei relativ niedrigeren Temperaturen entstehen, wenn sie diesen über lange Zeiten ausgesetzt sind. Jenseits von 300 °C geht die Inkohlung in metamorphe Prozesse über, der Kohlenstoff wird in reiner Form zu dem metamorphen Mineral **Graphit**.

Kohle und Erdöl bilden sich unter ähnlichen Bedingungen (Abb. 8.5). Während jedoch bei der

Kohle das angehäufte Pflanzenmaterial an Ort und Stelle zu einem **Flöz** und damit zu einer Lagerstätte wird, entstehen Erdöl- und Erdgaslagerstätten i. d. R. erst nach der Migration aus den Muttergesteinen durch Akkumulation in den Speichergesteinen.

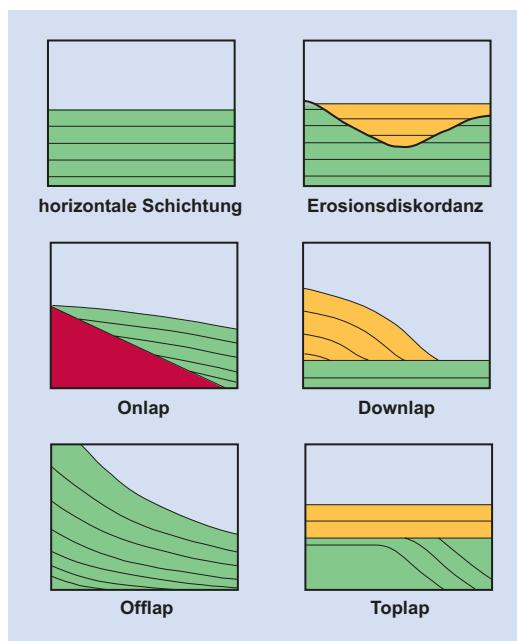
8.3 Lagerungsformen und Einteilung der Sedimentgesteine

Die Sedimente werden in siliziklastische, biogene und chemische Locker- oder Festgesteine eingeteilt. Die siliziklastischen Gesteine vereinen alle Ablagerungen, die aus silikatischem Detritus bestehen. Zu ihnen gehören z. B. die Sandsteine. Eine Untergruppe bilden die **pyroklastischen** Ablagerungen, die aus primärem vulkanischem Lockermaterial bestehen. Den biogenen Gesteinen, die durch Aktivitäten lebender Organismen gebildet werden oder aus Organismenresten bestehen, gehören die biogenen Karbonate, wie z. B. Riffkalke, sowie Torf und Kohle an. In der Gruppe der chemischen Sedimente finden sich die Bildungen des Evaporationszyklus, z. B. Gips und die Edelsalze Halit (NaCl) und Sylvan (KCl). Aber auch im Zuge der Eindampfung gefallte Karbonate gehören dazu. **Cherts**, auch **Hornsteine** und **Lydite** genannt, bestehen aus krypto- bis mikrokristallinem Quarz und können verfestigte Radiolarienschlämme (biogen), vulkanische Tuffe (pyroklastisch), oder im Zusammenhang mit Vulkanismus stehende chemische Fällungen darstellen. Auch die Feuersteine (Flinte) gehören dazu, die sekundäre, diagenetische Bildungen in kalkigen Sedimentgesteinen der Kreide sind.

Die Prozesse der Diagenese bilden Lockersedimente in Sedimentgesteine um. Wechselnde Ablagerungsbedingungen in einer vertikalen Folge nacheinander abgelagerter sedimentärer oder auch vulkanischer Gesteine äußern sich in einem Materialwechsel und markieren so die einzelnen **Schichten**, deren Lagerung als **söhlig** bezeichnet wird, wenn sie waagerechte **Schichtgrenzen** haben. Homogen erscheinende Schichtfolgen können durch **Bankfugen** in **Bänke** gegliedert sein. Jede Schicht hat an ihrer Basis eine **Sohlfläche**, an ihrem Top eine **Dachfläche**. Der senkrecht zu diesen Flächen gemessene Abstand ist die **Mächtigkeit** einer Schicht. Konvergieren Sohl- und Dachfläche, so spricht man vom

Auskeilen einer Schicht. Bei **konkordanter Lagerung** haben übereinander abgelagerte Schichten parallele Schichtgrenzen. **Erosionsdiskordanzen** entstehen meist nach Unterbrechungen der Sedimentation und sind durch das Einschneiden der jüngeren, **hangenden Schicht** in die ältere, **liegende Schicht** gekennzeichnet. Oft greift dabei das **Hangende** über unterschiedlich alte Schichten des **Liegenden** hinweg (► Abb. 8.7). Betrachtet man die großräumige Architektur von Sedimentkörpern, so sind von der allgemeinen Horizontalschichtung abweichende Geometrien zu beobachten (mehr zu Diskordanzen in ► Abschn. 11.1). Vor allem in den Randlagen der unterschiedlichen Becken bildet sich, z. B. unter dem Einfluss wechselnder Sedimentationsraten oder Wasserspiegelstände, ein komplexes Schichtungs- und Faziesmuster heraus (► Abb. 8.7).

Nicht alle Schichten werden horizontal abgelagert. Insbesondere bei Schüttungskörpern, die wie z. B. Deltafächer von wechselnden Sedimentationsraten oder Meeresspiegelständen betroffen sind (► Abschn. 5.3, ► Abb. 5.31 und 5.33), bewirken die jeweiligen Änderungen der Bedingungen eine



► Abb. 8.7 Unterschiedliche Geometrien von Schichten und Schichtfolgen. Die Beispiele dieser Abbildung sind vertikal stark überhöht

Variation der internen Schichtungsgeometrien. Steigt z. B. im Zuge einer Transgression der Meerespiegel, so greifen die sukzessive abgelagerten Schichten mehr und mehr über die liegenden Schichten hinweg und es entsteht über der Erosionsdiskordanz ein **Onlap**-Muster (► Abb. 8.7). Rückt der Schuttkegel eines Deltas von der Küste in einen See oder das Meer hinein vor, wird das herantransportierte Lockermaterial vor der jeweiligen Front des Kegels abgelagert. Am Fuß des Kegels bilden die vorrückenden Schichten über den Beckenbodensedimenten ein **Downlap**-Muster, vor seiner äußeren Oberkante eine **Offlap**-Geometrie aus. Findet schließlich unter teilweiser Erosion der Schichten einer Vorrückphase eine Transgression über den Kegel statt, entsteht ein **Toplap**. Ähnliche Schichtgeometrien bilden sich gleichermaßen in alluvialen Fächern wie in bestimmten Flusssedimenten aus.

8.3.1 Fazies

Als Fazies bezeichnet man die **Gesamtheit der Merkmale eines geologischen Körpers**, unter dem bei Sedimenten und Sedimentgesteinen eine Schicht oder Schichtfolge zu verstehen ist. Die Fazies eines Sedimentes oder Sedimentgesteines wird neben der Mächtigkeit und Korngröße durch das Internengefüge, z. B. Schrägschichtung, ihre Geometrie und Farbe und ihren Fossilinhalt bestimmt, da sie direkte Indikatoren der Ablagerungsbedingungen sind. Insofern können mit dem Begriff Fazies auch die sedimentären Produkte eines bestimmten Milieus bezeichnet werden. So wird z. B. die **fluviale Fazies** durch Flussrinnen- und Aueablagerungen einschließlich z. B. der Reste von Auewäldern geprägt (► Abschn. 5.3). Eine küstennahe, **flachmarine Fazies** wird von Gezeiten- oder Sturmsedimenten gekennzeichnet, die eine an den Flachmeerbereich angepasste Fauna, bzw. deren Reste, enthalten. Die pelagischen Radiolarien- und Diatomeenschlämme der Tiefseeoberflächen sind Vertreter der **Tiefseefazies** usw. (► Abschn. 6.5). Je nach der vorherrschenden Korngröße einer Ablagerung kann außerdem von **sandiger** oder **toniger Fazies** gesprochen werden. Einzelne Faziestypen unterliegen räumlichen Variationen und folgen einem Trend. Bei Variationen in Richtung einer Strömung unterliegen die Fazies

einem Wechsel von proximal nach distal. Eine **proximale** (nahe) Flussfazies kann durch die Ablagerungen eines verflochtenen Flusses gekennzeichnet sein, der **distal** (fern) in einen mäandrierenden übergeht. Lateral wechselt die fluviatile Fazies von Rinnen zu Auesedimenten. Aus der räumlichen Verbreitung einzelner Faziesbereiche in einem Becken lässt sich die Paläogeografie der betrachteten Region rekonstruieren.

Teilt man die Sedimentgesteine entsprechend ihrer Fazies ein, so folgt man einem genetischen Klassifikationssystem. Allerdings sollte der genetischen Interpretation von Sedimenten und Sedimentgesteinen eine beschreibende Klassifikation zur Erhebung der tatsächlichen Datengrundlage vorangehen.

Sedimentgesteine werden drei großen Gruppen zugeordnet: die siliziklastischen, chemischen und biogenen Sedimentgesteine. Siliziklastische Sedimente bestehen überwiegend aus Bruchstücken (**Klasten**) silikatischer Gesteine in Form von einzelnen Mineralkörnern oder von Gesteinsfragmenten, bei denen noch mehrere Mineralkörper als Bruchstück des Ursprungsgesteins miteinander verbunden sind. Daher werden klastische Sedimentgesteine zunächst nach der vorherrschenden Korngröße, z. B. bei Sand als Sandstein, bezeichnet. Die zumeist aus dem Meerwasser gefällten chemischen Gesteine werden nach ihrem chemischen Bestand z. B. in Steinsalz, Gips oder Kalkstein unterteilt. Biogene Gesteine entstehen im Zusammenhang mit der physiologischen Aktivität von Tieren und Pflanzen. Zu ihnen gehören u. a. die Korallenriffe (► Abschn. 6.4), der Globigerinenschlamm (► Abschn. 6.5) sowie Torf und Kohle (► Abschn. 8.2).

Eine Zwischenstellung nehmen die pyroklastischen Gesteine ein, deren Klasten bei der Fragmentierung eines Magmas bei einer Vulkaneruption entstehen, die aber schließlich den siliziklastischen Sedimenten ähnlich abgelagert werden. Da pyroklastische Gesteine einen endogenen Ursprung haben, behandeln wir sie im ► Abschn. 12.3.

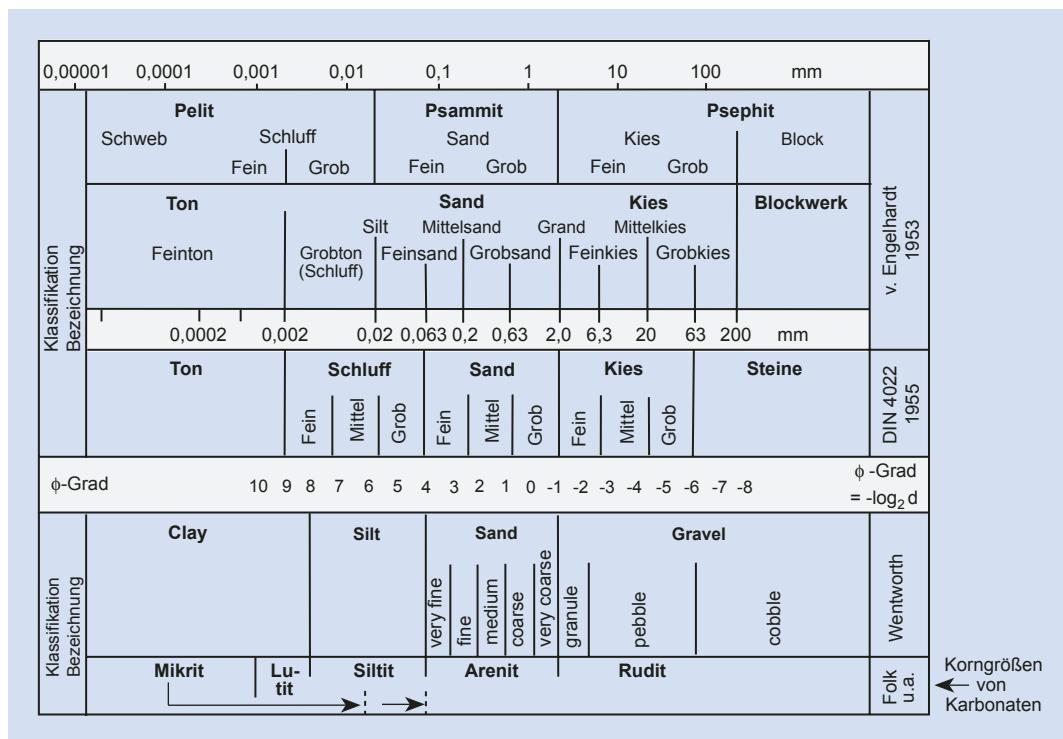
Korngröße und Interngefüge der siliziklastischen Gesteine, bzw. die chemischen Randbedingungen der Bildung chemischer Sedimente, erlauben die Ableitung der Vorgänge der Sedimentation und schließlich, in Zusammenhang z. B. mit paläontologischen Daten, eine fazielle Ansprache.

8.3.2 Klassifikation siliziklastischer Sedimentgesteine

Die beschreibende Klassifikation der siliziklastischen Sedimentgesteine bezieht sich in erster Linie auf die in den Gesteinen dominierenden Korngrößen. Dabei unterscheidet man je nach verwendetem System bei steigender Korngröße die Fraktionen Ton, Silt (Schluff), Sand, Kies und Geröll oder Blöcke und Steine (► Abb. 8.8, und 5.18). Entsprechende Festgesteine werden demnach als **Tonsteine**, **Siltsteine** und **Sandsteine** bezeichnet. Gesteine, die aus größeren Klasten bestehen, nennt man **Konglomerate**, wenn sie überwiegend aus gerundeten Komponenten bestehen; solche aus vorwiegend eckigen heißen **Brekzien**. Weiterhin kann bei der Benennung der Locker- und Festgesteine berücksichtigt werden, ob eine Ablagerung reich an mechanisch oder chemisch wenig stabilen Mineralen ist (► Abschn. 3.1 und 3.2). Die **kompositionelle Reife** beschreibt bei Sandsteinen das Verhältnis mechanisch und chemisch stabiler Minerale wie Quarz zu instabilen wie Feldspat und Gesteinsbruchstücken. Ein quarzreicher Sandstein hat somit eine hohe kompositionelle Reife, ein feldspatreicher hat eine entsprechend geringe Reife. Letztlich spiegelt der Grad der kompositionellen Reife das Ausmaß der mechanischen und chemischen Beanspruchung bei der Sedimentumlagerung sowie das durch selektive Verwitterungsprozesse gegebene Sedimentangebot wider (► Kasten 8.1). Demgegenüber ist die **strukturelle Reife** ein Maß für die **Sortierung** und **Rundung** der Körner. Durch häufige Umlagerung beim Transport werden die Sedimentkörper zugerundet (► Kasten 5.2) und entsprechend der von der Strömungsgeschwindigkeit abhängigen Transportkraft nach den Korngrößen und Dichten sortiert abgelagert. Ablagerungen einheitlicher Korngröße und guter Zurundung der Klasten sind strukturell reif (► Abb. 8.9a).

Sonderfälle der klastischen Gesteine bilden die Arkosen und Grauwacken. Als **Arkosen** bezeichnet man sehr feldspatreiche Sandsteine, die häufig den Erosionsschutt granitischer Liefergebiete darstellen. Grauwacken sind unreine Sandsteine, die hauptsächlich aus Quarz, Feldspat und Gesteinsbruchstücken in einer tonigen Grundmasse (**Matrix**) bestehen. Sie haben eine **bimodale Korngrößenverteilung** mit Maxima im Ton und Sandbereich. Grauwacken

8.3 · Lagerungsformen und Einteilung der Sedimentgesteine



■ Abb. 8.8 Klassifikation der siliziklastischen Gesteine und der klastischen Karbonatgesteine. (Bildrechte: modifiziert nach Flügel 1982)

sind z. B. in den karbonischen Serien des Harzes und des Rheinischen Schiefergebirges weit verbreitet (■ Abb. 8.9b).

Aus ■ Abb. 5.18 können wir ablesen, dass es für jede im Wasser transportierte Korngröße eine kritische Geschwindigkeit gibt, unterhalb derer sie nicht mehr bewegt werden kann und somit abgelagert wird. Wie kommt es also in einer Grauwacke zur gleichzeitigen Gegenwart größerer Mengen von Sand und Ton? Das strömende Wasser wird die Tonfracht auch dann noch transportieren, wenn Sand bereits abgelagert wird. Nur wenn eine gemischte Sedimentfracht gleichsam spontan sedimentiert wird, z. B. beim Eintritt eines rasch fließenden Flusses in einen See, können etwa 4–5 % Ton gemeinsam mit dem Sand abgelagert werden. Grauwacken haben jedoch deutlich höhere Matrixgehalte von z. T. weit über 15 %.

In der Diskussion der Diagenese haben wir bereits gesehen, dass unter bestimmten Bedingungen wenig resistente Minerale wie der Feldspat oder

Gesteinsbruchstücke basischer Vulkanite zu Tonmineralen umgewandelt werden. Zu Beginn handelte es sich bei Grauwacken um Sandsteine, die reich an solchen Mineralen und Gesteinsbruchstücken waren, die besonders anfällig für die diagenetische Überprägung sind. Durch ihre Alteration wird eine **sekundäre Matrix** gebildet, die uns heute das trügerische Bild einer bimodalen Korngrößenverteilung mit Maxima bei Sand und Ton vorspiegelt. Die Ausgangsablagerungen der Grauwacken waren demnach einst **unreife** Mischungen aus widerstandsfähigen und weniger widerstandsfähigen Klästen.

Derartige kompositionell unreife Gesteine werden häufig im Zuge orogener Prozesse gebildet (■ Abb. 8.9b, c und 8.10). Meistens repräsentieren Grauwacken, wie z. B. die karbonischen Grauwacken des Rheinischen Schiefergebirges, diagenetisch oder schwach metamorph veränderte Ablagerungen mariner Turbiditströme (► Kasten 5.1). Allerdings gibt es auch Beispiele terrestrischer Ablagerungen, die zu Grauwacken umgebildet wurden.

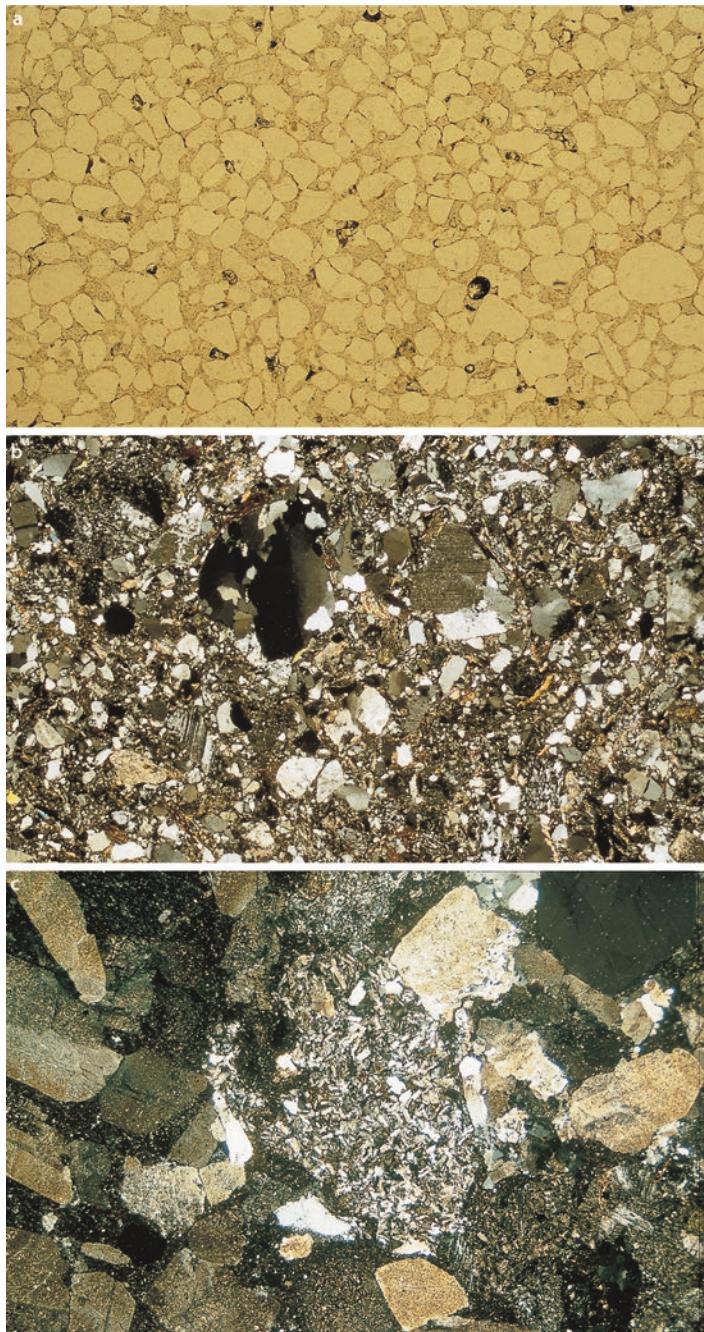


Abb. 8.9 Dünnschliffotos von Sandsteinen (lange Bildkante: 2,8 mm), (a) Quarzsandstein aus gut gerundeten Quarzkörnern; (b) Grauwacke bestehend aus Fragmenten variabler Korngröße unterschiedlicher Herkunftsgesteine in einer tonigen Matrix (zweifach polarisiertes Licht); (c) feldspatreicher Sandstein mit Andesitklasten (zweifach polarisiertes Licht)

8.3.3 Liefergebietsanalyse

Der Mineralinhalt von Sandsteinen liefert Informationen über die lithologische Zusammensetzung seiner Liefergebiete. Allerdings unterliegen die ursprünglich in den Liefergebietsgesteinen vorhandenen Mineralpopulationn einer Veränderung durch Verwitterungs-, Transport- und Diageneseeinflüsse. Für eine Analyse eignen sich zum einen die am Häufigsten vertretenen detritischen Minerale Quarz und Feldspat sowie Aggregatkörper, die als Gesteinsbruchstücke Fragmente erodierter Festgesteine darstellen (► **Kasten 8.1**). Wegen ihrer Dichte von $<2,89 \text{ g cm}^{-3}$ werden die entsprechenden Minerale als **Leichtminerale** bezeichnet. Minerale mit einer Dichte von $>2,89 \text{ g cm}^{-3}$ heißen **Schwerminerale**. Einige Schwerminerale sind wegen ihrer Beständigkeit unter den Bedingungen von Verwitterung, Transport und Diagenese besonders geeignet für die Liefergebietsanalyse. Sie kommen in Sandsteinen zumeist mit einem Anteil von $< 1\%$ vor und werden wegen ihres mengenmäßig geringen Anteils als **akzessorisch** bezeichnet. Sind Schwerminerale in Sedimenten stark angereichert, spricht man von Seifen. Diese können als Lagerstätte wirtschaftliche Bedeutung gewinnen.

Die drei leichtmineralischen Hauptkomponenten können bis fast 100 % eines Sandsteines ausmachen. Ihre mengenmäßige Verteilung reflektiert unter günstigen Umständen die lithologische

Zusammensetzung der erodierten Liefergebiete und erlaubt somit paläogeografische Rekonstruktionen von Teilen einzelner Kontinente. Südamerika ist der erste Kontinent, für den die Zusammensetzung der rezenten terrestrischen und marinen Sande flächendeckend ermittelt wurde. In einer sich über viele Jahre erstreckenden Studie analysierte P.E. Potter über 600 Proben aus allen Regionen dieses geologisch, klimatisch und geografisch sehr vielfältigen Kontinents. Im Sinne der in ► **Kasten 8.1** vorgestellten Klassifikation im QFL-Diagramm lassen sich die rezenten Sande Südamerikas recht erfolgreich ihren Liefergebieten zuordnen. Drei große Provinzen deutlich unterschiedlicher Sedimentzusammensetzung sind erkennbar (► **Abb. 8.10b, c**). Der in den vulkanisch geprägten Anden gebildete Detritus wird wegen des großen Reliefs rasch nach Westen zum Pazifik umgelagert und unterliegt der Verwitterung nur relativ kurzzeitig. Entsprechend reich an Feldspat und Gesteinsbruchstücken und daher kompositionell unreif sind die resultierenden Sande. Die vom niederschlagsreichen Ostabfall der Anden durch das Amazonasbecken nach Osten verfrachteten Sande unterliegen neben der Transportbeanspruchung einer ausgeprägten chemischen Verwitterung im warm-humiden Klima. Ihr Quarzanteil und damit ihre kompositionelle Reife nimmt daher von West nach Ost zu und ist auf dem brasilianischen Schild und dem vorgelagerten Schelf besonders hoch.

Kasten 8.1 Liefergebietsanalyse anhand von Gerüstmineralen nach Dickinson

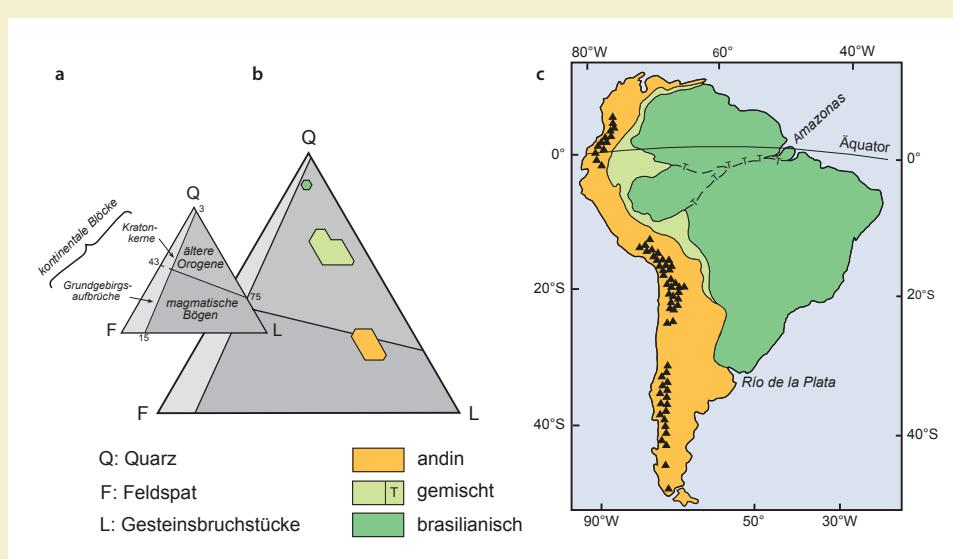
Die mengenmäßig häufigsten Bestandteile von Sandsteinen sind Quarz (Q), die unterschiedlichen Feldspäte (F) sowie Gesteinsbruchstücke (L, lithische Komponenten, „lithics“), unter denen solche von Vulkaniten, Sedimentgesteinen und feinkörnigen Metamorphiten zu verstehen sind (► **Abb. 8.10**). Da die Gesteinsvergesellschaftung eines Liefergebietes wiederum seine plattentektonische Geschichte widerspiegelt, erlaubt die statistische Erfassung der Mengenanteile dieser drei Komponenten eine tektonische Charakterisierung der Liefergebiete mithilfe des QFL-Diagramms nach Dickinson (1985). Die empirisch ermittelte Einteilung in Liefergebietsfelder im QFL-Diagramm beruht auf einer Vielzahl mikroskopischer Analysen fossiler Sandsteine und rezenter Sande. In

diesem Diagramm werden drei große Liefergebietstypen unterschieden: kontinentale Blöcke, ältere Orogene und magmatische Bögen (► **Abb. 8.10a**). Besonders reich an Quarz und Feldspat und arm an Gesteinsbruchstücken sind Sande, die ihren Ursprung in vorwiegend aus felsischen Metamorphiten und Intrusivgesteinen bestehenden Gebieten der kontinentalen Blöcke haben (► **Abb. 8.10a**). Dieses Gebiet kann wiederum in zwei Teilebereiche untergliedert werden. In den stark denudierten und reliefarmen internen Bereichen der präkambrischen Kratone üben die unterschiedlichen Verwitterungsformen sowie die langen fluviatilen Transportwege einen deutlichen Einfluss auf die Zusammensetzung des Sedimentenabtrags aus. Relativ resistente Minerale wie Quarz gehen aus diesen Gründen

bevorzugt in den Verwitterungsschutt über (► Kap. 3), der von den Erosionsprodukten felsischer Metamorphe und Intrusivgesteine dominiert wird. Entsprechende Sande fallen in das Subfeld Kratonkerne. Führen tektonische Bewegungen in Kratonen oder anderen kontinentalen Regionen eine Erneuerung des Reliefs herbei, können über beschleunigte Erosionsraten auch Feldspäte in größeren Mengen in das abgetragene Material eingehen. Dieser Liefergebietstyp wird durch das Feld Grundgebirgsaufbrüche vertreten.

Ältere Orogene bestehen zumeist aus gefalteten und metamorphen Sedimentgesteinen sowie aus einem wechselnden Anteil an Magmatiten. Auch weisen sie

in der Regel ein markantes Relief auf. Im erodierten Sedimentmaterial führt diese Parameterkombination zu einem erhöhten Gehalt an Gesteinsbruchstücken und Quarz sowie Feldspat. Hohe Erosions- und Umlagerungsraten sowie relativ kurze Transportwege führen zu kompositionell unreifen Ablagerungen, zu denen auch die Ausgangsablagerungen der meisten als Grauwacken überlieferten Gesteine zu zählen sein dürften. Feldspat- und gesteinsbruchstückreiche Sedimentgesteine entstehen an konvergenten Plattengrenzen als Erosionsschutt der aktiven Vulkangebiete. Diese Ablagerungen sind von magmatischen Bögen herzuleiten.



■ Abb. 8.10 (a) Das Quarz (Q)-, Feldspat (F)-, Gesteinsbruchstück (L)-Diagramm von Dickinson (1985) erlaubt die plattentektonische Charakterisierung der Liefergebiete von Sandsteinen als kontinentale Blöcke, ältere Orogene und magmatische Bögen. (b, c) Die Anwendung des QFL-Diagramms auf etwa 600 rezente und subrezente Sand- und Sandsteinproben aus allen Regionen Südamerikas resultiert in einer Zuordnung der Probenzusammensetzungen in korrechter Entsprechung der plattentektonischen und klimatischen Bedingungen in den einzelnen Teilen des Kontinents; T = transitional (Bildrechte: nach Potter 1994)

Der von starken Niederschlägen betroffene Ostabfall der Anden ist eine Zone gemischter Sedimentzusammensetzung, die einen Übergang von der andinen zur brasilianischen Provinz darstellt. Verwitterungs- und Transporteffekte führen zur Desintegration der überwiegend vulkanischen Gesteinsbruchstücke und verhindern eine Anreicherung der Feldspäte. Die sekundäre Konzentration von Quarz bedingt

die vermittelnde Zusammensetzung der Sande dieser Übergangszone, die über die Flusssysteme unter fort dauernder Aufarbeitung bis zum Atlantik transportiert werden.

Bezogen auf weite Kontinentgebiete und große Probenzahlen erlauben die Daten eine korrekte Zuordnung der Sande zu Liefergebieten und Drainagesystemen. Wendet man dieses Schema auf fossile

Sandsteine an, sollte mit einer guten Trefferquote bei der Liefergebietscharakterisierung zu rechnen sein. Sande mit einer ‚andinen‘ Zusammensetzung sollten von aktiven Kontinentalrändern herzuleiten sein und ebenfalls an aktiven Kontinentalrändern abgelagert worden sein. Insofern ermöglicht die Liefergebietscharakterisierung auch eine plattentektonische Klassifikation der Ablagerungsräume. In vergleichbarer Analogie sollten marine Sande mit einer ‚brasiliischen‘ Zusammensetzung passiven Kontinentalrändern zuzuordnen sein. In vielen Fällen, einschließlich des vorgestellten, ist diese Methode erfolgreich.

■ Abb. 8.10c veranschaulicht aber auch die Irrtümer, die eine unreflektierte Verwendung der Methode bereithält. Das Flusssystem des Rio de la Plata und seiner Zuflüsse transportiert ‚andine‘ Sande aus den Anden über den hier schmäler werdenden Kontinent an die atlantische Küste Argentiniens. Am passiven Kontinentalrand Südamerikas im Süden der La-Plata-Mündung werden Sande abgelagert, die mit ihrer ‚andinen‘ Zusammensetzung das Liefergebiet des aktiven Kontinentalrandes im westlichen Südamerika reflektieren. In schematischer und unkritischer Anwendung auf fossile Beispiele würde dieser Interpretationsansatz bei einer entsprechenden Zusammensetzung von Sandsteinen ein Liefergebiet korrekt als ‚andin‘ klassifizieren. Der Ablagerungsraum der betrachteten Gesteine am passiven Kontinentalrand würde jedoch fälschlich als einer konvergenten Plattengrenze vorgelagert gedeutet. Daher sollte eine Liefergebietsanalyse mit weiteren Methoden, wie sie z. B. die **Schwermineralanalyse** darstellt, aber auch mit einer detailgenauen **Faziesanalyse** der betrachteten Ablagerungen kombiniert werden.

Unter den Schwermineralen hat in den vergangenen Jahren das sehr stabile Silikat Zirkon ($ZrSiO_4$) eine große Bedeutung erreicht, das unter den Schwermineralen zudem sehr häufig ist. Zirkon eignet sich insbesondere für die Altersbestimmung mithilfe der U-Pb-Methode. In Zirkonen wird bei der Kristallisation das Element Zr in Spuren durch U ersetzt. Die Isotope des Urans bilden über den radioaktiven Zerfall von ^{235}U zu ^{207}Pb sowie von ^{238}U zu ^{206}Pb geochronologische ‚Uhren‘, die bei Halbwertszeiten von 700 Mio. respektive 4,5 Mrd. Jahren die Bestimmung des Bildungsalters eines Zirkons erlauben (► Kasten 14.1). Erosionsgebiete mit unterschiedlicher geologischer Geschichte liefern entsprechenden

Zirkondetritus, der die variablen Entwicklungen über die verschiedenen Alters- und Häufigkeitsverteilungen innerhalb der Populationen detritischer Zirkone widerspiegelt (■ Abb. 8.11).

8.3.4 Klassifikation karbonatischer Sedimentgesteine

Bei den karbonatischen Sedimentgesteinen, und insbesondere den biogenen Karbonaten, sind die Klassifikationsmöglichkeiten sehr vielfältig. In einem dem siliziklastischen System verwandten Schema werden klastische Karbonate, im Gegensatz zu den durch die Organismentätigkeit gebundenen Riffkalken, nach ihrer dominierenden Korngröße von fein nach grob als Mikrite, Arenite und Rudite bezeichnet (■ Abb. 8.8). Klastische Karbonatkörper entstehen durch mechanische Zerkleinerung biogener Produkte oder direkt gefällter chemischer Sedimente. Organismen beziehen das Karbonat für ihre Skelette aus dem Meerwasser. Nach ihrem Absterben lagern sich die Skelettreste ab und werden als karbonatischer Detritus umgelagert und zerkleinert. Größere Mengen von Karbonatkörnern werden als Kotpillen durch den Stoffwechsel verschiedener Organismen oder durch die bohrende oder raspelnde Tätigkeit einiger Schnecken- und Fischarten an Riffgerüsten und Schalen bereitgestellt.

Der **Mikrit** umfasst die feinen Korngrößen bis 63 µm (■ Abb. 8.12a), **Arenite** entsprechen den Sanden, die **Rudite** den Kiesen und Blöcken. Eine mineralogische Benennung gliedert die karbonatischen Gesteine nach ihrem überwiegenden Mineralbestand in Kalksteine, Dolomite und Mergel. **Kalksteine** bestehen überwiegend aus Calcit (CaCO_3), die **Dolomite** aus Dolomit ($\text{Ca},\text{Mg}[\text{CO}_3]_2$). Sie bilden sich im Zuge der **Dolomitisierung** durch diagenetische Umwandlung unter Mg^{2+} -Aufnahme aus Calcit. **Mergel** hingegen sind tonige Sedimente, die nicht mehr als 35 % Calcit enthalten. Da Kalke (und Mergel) mit 10 %iger Salzsäure schäumen, Dolomite hingegen nicht, können beide bereits im Gelände gut unterschieden werden.

Aus der Erdölgeologie stammt die heute weitverbreitete Klassifikation der Karbonate nach R. Dunham (■ Tab. 8.3). Sie stützt sich auf das interne Gefüge der Karbonate. Dabei wird unterschieden,

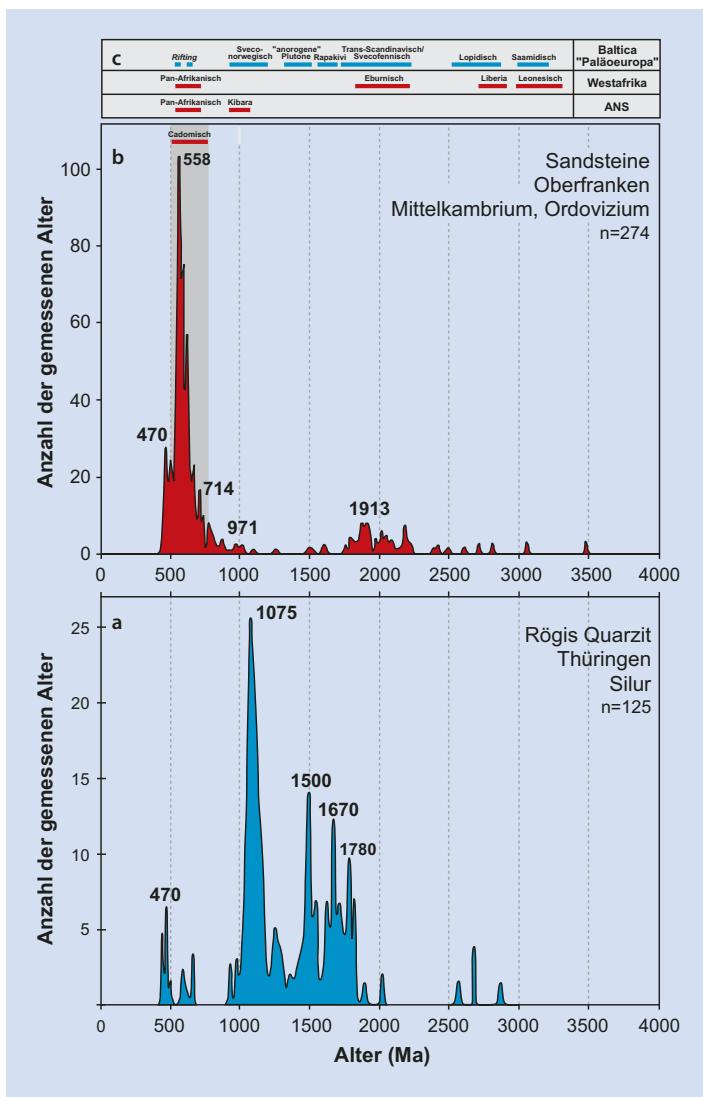
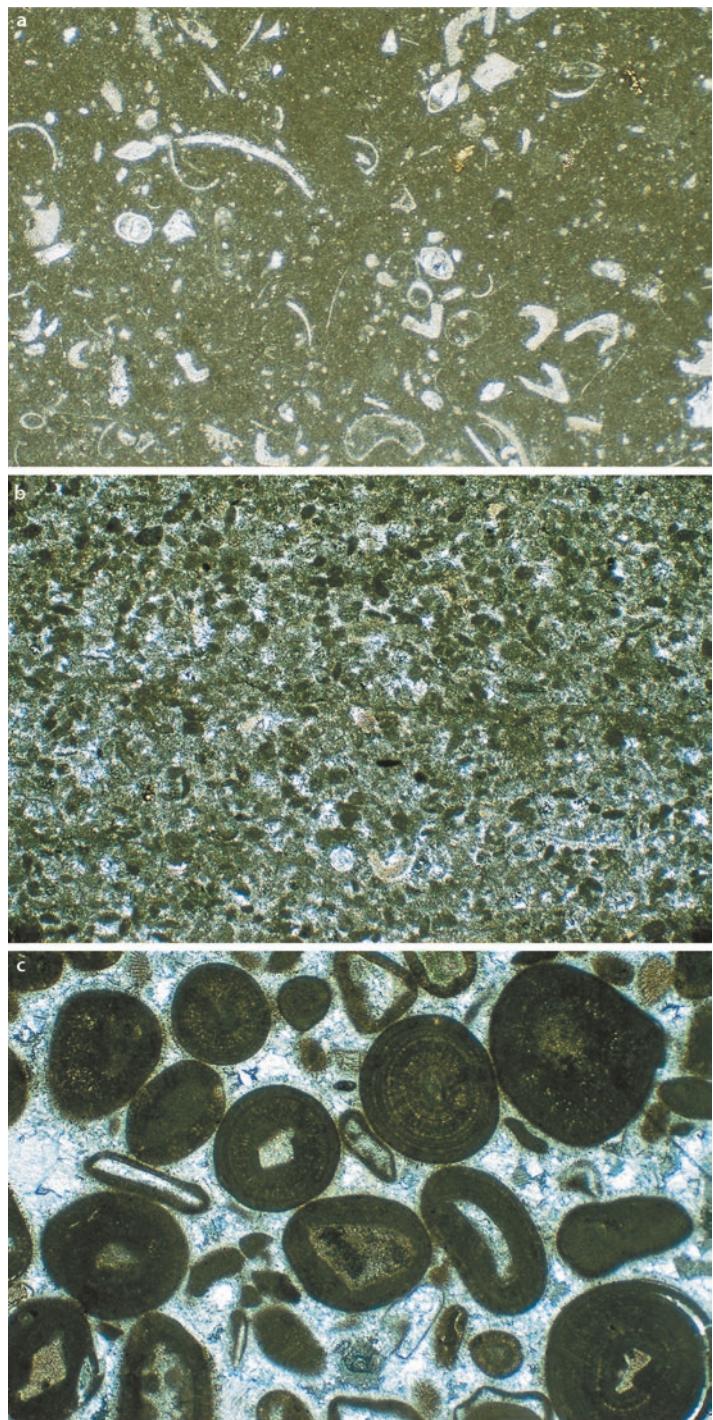


Abb. 8.11 U-Pb-Altersspektren detritischer Zirkone von zwei altpaläozoischen Sandsteinformationen in Deutschland; (a) der vermutlich silurische Rögis-Quarzit aus dem Ruhla-Massiv im Rhenoherzynikum Thüringens (Abb. 14.1; Bildrechte: aus Zeh & Gerdes 2010); (b) summarische Darstellung dreier mittelkambrischer und ordovizischer Sandsteine aus dem Saxothuringikum (Abb. 14.2) in Oberfranken; (c) Abfolge von Gebirgsbildungen auf den Paläokontinenten Baltica (Paläoeuropa), Amazonia (Südamerika), Westafrika und dem Arabisch-Nubischen-Schild (ANS). Die Sandsteinformationen des Saxothuringikums und des Rhenoherzynikums zeigen eine deutlich unterschiedliche Verteilung von Zirkonaltern. Diejenigen des Saxothuringikums reflektieren die Folge orogener Ereignisse in Westafrika und dem Arabisch-Nubischen-Schild, während diejenigen des Rhenoherzynikums eine Herkunft aus Baltica anzeigen. Nach heutigen geografischen Koordinaten zeigen erstere eine Herkunft von Süden, letztere eine von Norden. Es ist jedoch nicht zu schließen, dass die saxothuringischen Sandsteine direkt aus Afrika geschüttet wurden, sie stammen vielmehr ab von Krustenblöcken, die in Afrika ihren Ursprung hatten und im Verlauf des Paläozoikums als Mikrokontinente gegen Europa gedriftet sind (Bildrechte: aus Bahlburg et al. 2010)

■ Abb. 8.12 Dünnschliffe ausgewählter Karbonate (lange Bildkante: 2,8 mm). (a) Wackestone, matrixgestützte Skelettfragmente (Bioklasten) wirbelloser Tiere schwimmen in einer Grundmasse aus Mikrit; (b) Packstone, korngestützte Skelettfragmente und Peloide in einer mikritischen Grundmasse; (c) Grainstone, überwiegend korngestütztes Gefüge aus Ooiden, Gastropoden und Muscheln in einem Sparitzement (Bildrechte: Fotos – S. ZEEH)



Tab. 8.3 Vereinfachtes Klassifikationsschema für Karbonate (nach Dunham 1962, sowie Füchtbauer & Richter 1988)

Mudstone	Mikritischer Kalk mit <10 % Komponenten
Wackestone	Komponenten schwimmen in der feinkörnigen, mikritischen Matrix
Packstone	Mit Matrix; die Komponenten stützen sich gegenseitig ab
Grainstone	Komponenten ohne Matrix; mit oder ohne Zement
Boundstone	Komponenten organogen miteinander verbunden

Tab. 8.4 Klassifikation von Karbonatgesteinen nach Komponenten und Grundmasse (vereinfacht nach Folk 1959)

Komponenten	Grundmasse Mikrit	Grundmasse Sparit
Bioklasten	Biomikrit	Biosparit
Ooide	Oomikrit	Oosparit
Peloide	Pelmikrit	Pelsparit

ob die Komponenten überwiegend miteinander in Kontakt sind, also ein **komponenten-** oder **klastgestütztes Gefüge** haben, oder ob sie isoliert in einer Matrix schwimmen und daher **matrixgestützt** sind. Die Matrix besteht zumeist aus **Mikrit** (Abb. 8.12a). Unter **Komponenten** versteht man hier Partikel, die größer als 2 mm sind und u. a. aus Ooiden (Abb. 8.12c) oder den Bruchstücken von Fossilschalen (**Bioklasten**) bestehen können (Tab. 8.4). Partikel, die einen Durchmesser kleiner als 0,1 mm haben, heißen **Peloide**. Sie bestehen aus extrem feinem, kryptokristallinem Karbonat und gehen häufig entweder auf Kotpillen wirbelloser Tiere zurück oder stellen aufgearbeitete Kalkschlammpartikel dar. Die diagenetisch gebildeten Zemente, die z. B. in Riffen die Komponenten der ‚boundstones‘ verbinden, bestehen oft aus **Sparit**, dessen Korngröße oberhalb von 63 µm liegt (Abb. 8.12c). Weiterhin können die Karbonatgesteine auch nach ihren Komponenten sowie

der Korngröße der Grundmasse eingeteilt werden (Tab. 8.4).

Literatur

- Bahlburg H, Vervoort JD, Dufrane SA (2010) Plate tectonic significance of middle Cambrian and Ordovician siliciclastic rocks of the Bavarian Facies, Armorican Terrane Assemblage, Germany – U-Pb and Hf isotope evidence of detrital zircons. *Gondwana Res* 17:223–235
- Bjørlykke K (2010) *Petroleum Geoscience. From sedimentary environments to rock physics*. Springer Verlag, Heidelberg, 340 S
- Burley SD (1993) Models of burial diagenesis for deep exploration plays in Jurassic fault traps of the Central and Northern North Sea. In: Parker JR (Hrsg.) *Petroleum Geology of Northwest Europe: Proceedings of the 4th Conference*. The Geological Society, London, 1353–1375
- Chapman RE (1976) *Petroleum geology: a concise study*. Elsevier, Amsterdam
- Dickinson WR (1985) Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: Zuffa GG (Hrsg.) *Provenance of Arenites*. 148, Nato ASI Series C148, 333–361
- Dunham RJ (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *Am. Assoc. Petr. Geol. Mem.* 1:108–121
- Flügel E (1982) *Microfacies analysis of limestones*. Springer Verlag, Heidelberg, 633 S
- Folk RL (1959) Practical petrographic classification of limestones. *Am Assoc Petr Geol B* 43:1–38
- Füchtbauer H, Richter DK (1988) Karbonatgesteine. In: Füchtbauer H (Hrsg.) *Sedimente und Sedimentgesteine*. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 1141 S
- Potter PE (1994) Modern sands of South America. *Geol Rundsch* 83:212–232
- Selley RC (1988) *Applied Sedimentology*. Academic Press, London, 446 S
- Tissot B, Welte H (1984) *Petroleum formation and occurrence*. 2. Aufl. Springer Verlag, Heidelberg, 536 S
- Wolf M (1988) *Torf und Kohle*. In: Füchtbauer H (Hrsg.) *Sedimente und Sedimentgesteine*. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele und Obermiller), Stuttgart, 683–730
- Zeh A, Gerdes A (2010) Baltica- and Gondwana-derived sediments in the Mid-German Crystalline Rise (Central Europe): Implications for the closure of the Rheic ocean. *Gondwana Res* 17:254–263

Weiterführende Literatur

- Chilingar GV, Buryakovskiy L, Eremenko NA, Gorfunek MV (2005) *Geology and geochemistry of oil and gas – Developments in Petroleum Science* 52, Elsevier, Amsterdam, 390 S
- Flügel E (2009) *Microfacies of Carbonate Rocks: analysis, interpretation and application*. Springer, Heidelberg, 1007 S

- Füchtbauer H (Hrsg., 1988) Sedimente und Sedimentgesteine. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 1141 S
- Gehrels G (2011) Detrital zircon U-Pb geochronology: Current methods and new opportunities. In: Busby C, Azor Pérez A (Hrsg.) Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances. Wiley, New York, 47–62
- Hunt JM (1995) Petroleum geochemistry and geology. 2. Aufl. W. H. Freeman, New York, 743 S
- Littke R (1993) Deposition, Diagenesis and Weathering of Organic Matter-Rich Sediments. Springer Verlag, Heidelberg, 216 S
- Mackenzie FT (2005) Sediments, Diagenesis, and Sedimentary Rocks: Treatise on Geochemistry: 7 (Treatise on Geochemistry). Elsevier, Amsterdam, 446 S
- McIlrath L, Morrow DW (1990) Diagenesis. Geoscience Canada Reprint Series 4:338 S
- Paquet H, Clauer N (1999) Soils and Sediments. Mineralogy and Geochemistry. Springer Verlag, Heidelberg, 369 S
- Schäfer A (2005) Klastische Sedimente. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg, 414 S
- Tucker ME (1996) Methoden der Sedimentologie. Elsevier Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg, 366 S
- Tucker ME, Wright VP (1990) Carbonate Sedimentology. Blackwell, Oxford, 482 S
- Welte DH, Horsfield B, Baker DR (1997) Petroleum and Basin Evolution. Springer Verlag, Heidelberg, 535 S



Endogene Dynamik

Kapitel 9 Physik und Chemie des Planeten Erde – 193

Kapitel 10 Globale Plattentektonik – 215

Kapitel 11 Tektonik und Beckenbildung – 239

Kapitel 12 Magmatismus – 291

Kapitel 13 Metamorphose – 331

Abbildung: Magmatischer Gang in lockeren Ablagerungen eines quartären Schlackenkegels (Herchenberg, Eifel). Deutlich ist das vertikale Fließgefüge im Gang sowie seine keilförmige Spitze zu erkennen.

Physik und Chemie des Planeten Erde

- 9.1 **Das Sonnensystem und die Entstehung der Erde – 194**
- 9.2 **Aufbau der Erde – 197**
 - 9.2.1 Kern – 203
 - 9.2.2 Mantel – 203
 - 9.2.3 Kruste – 206
- 9.3 **Erdmagnetismus – 209**
 - Literatur – 214**

9.1 Das Sonnensystem und die Entstehung der Erde

Das Modell der Erdentstehung basiert auf astrophysikalischen Beobachtungen unseres Sonnensystems sowie auf isotopenchemischen Daten von Gesteinen der Erde, des Mondes und der Meteorite. Die Sonne und die Planeten entstanden vermutlich vor ca. 4,6 Ga aus einer rotierenden Scheibe aus Gas und Staub. Im Zentrum dieses **Solarnebels** bildete sich die Sonne durch Zusammenballung von Materie (**gravitative Akkretion**). Als hierbei eine kritische Masse überschritten wurde, setzte im Innern der Sonne die Wasserstoff-Fusion ein. Ihre Strahlung blies einen großen Teil der leichtflüchtigen Materie (i. W. H, C, N, O) in das äußere Sonnensystem. Im inneren Sonnensystem kondensierte vorwiegend schwerflüchtige Materie zu kleinen Körpern (**Planetenimale**, Planetoide) und anschließend zu den erdähnlichen (**terrestrischen**) **Planeten** (Merkur, Venus, Erde, Mars). Im äußeren Sonnensystem

entstanden aus Gas- und Eiskörpern die **Gasriesen** Jupiter, Saturn, Uranus und Neptun. Während dieser Phase, die vor ungefähr 4,5 Ga Jahren abgeschlossen gewesen sein dürfte, sonderte sich in der neu entstandenen Erde durch Aufschmelzung ein metallischer Kern von einem silikatischen Mantel ab (Abb. 1.1). Man nimmt an, dass eine erste primitive Atmosphäre relativ rasch durch Ausgasung des damals geschmolzenen Mantels entstanden ist. Das Wasser hingegen, welches die Hydrosphäre aufbaut, dürfte im Wesentlichen von Eiskometen und -planetesimalen stammen, die aus dem äußeren Sonnensystem kommend auf die Erde stürzten.

Meteorite sind außerirdische Körper, die in den Anziehungsbereich der Erde geraten und je nach Größe, Anflugwinkel und Geschwindigkeit in der Atmosphäre verglühen (Sternschnuppen) oder auf die Erdoberfläche aufschlagen bzw. rieseln. **Kometen** enthalten mehr volatile Stoffe (H_2O , CO_2 , CH_4 etc.) als Meteorite. Die Volatile liegen gefroren vor, daher werden Kometen salopp als „schmutzige

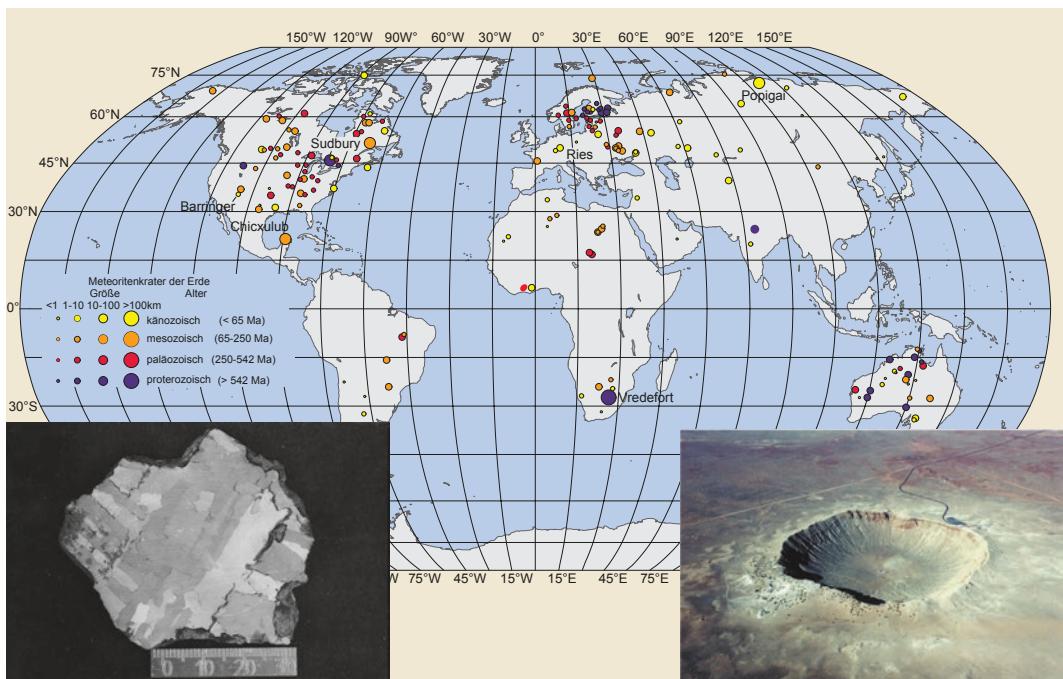


Abb. 9.1 Alter und Größe von Impaktstrukturen auf der Erde (zusammengestellt von J.-M. Lange); links unten: Anschliff eines Fe-Ni-Meteoriten mit Widmannstättenschen Figuren, die durch Entmischung bei der Bildung des Meteoriteneduktes entstanden sind. Der Meteorit ist vor ca. 5 ka nahe der Ortschaft Morasko bei Poznan (Polen) eingeschlagen. Neuere Untersuchungen zeigen, dass holozäne Meteoriteneinschläge im nördlichen Europa relativ häufig sind (z. B. in Estland: 4 Einschläge) (Maßstab in mm) (mit freundlicher Genehm. von C. Czegka, Foto: E. Gantz); rechts unten: Foto des 50 ka alten, 1,2 km großen Meteor Crater in Arizona (Bildrechte: Foto: A. Herring)

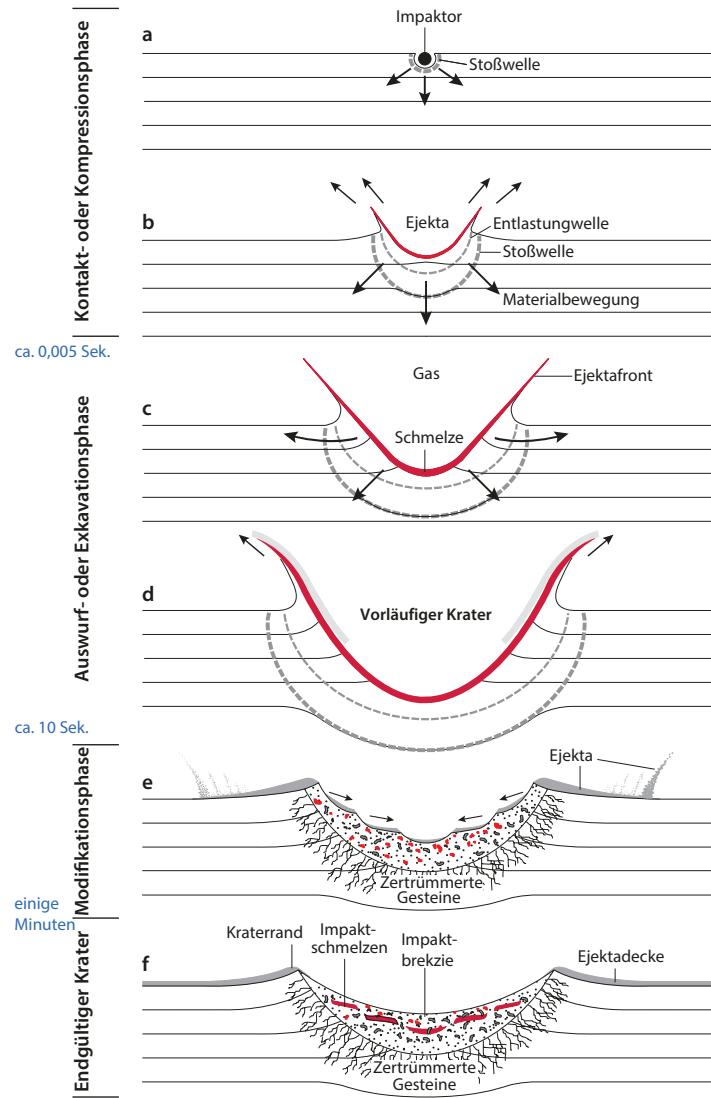
Schneebälle” bezeichnet. Bei ihrer Reise durch das innere Sonnensystem bildet sich durch die Interaktion mit dem Sonnenwind der Kometenschweif aus.

Große Meteorite können Einschlagskrater erzeugen und dabei zerplatzen oder schmelzen. Das 26 km große Nördlinger Ries auf der Schwäbischen Alb, das vor 15 Ma entstanden ist, und der 1200 m große Meteor Crater in Arizona, der 50.000 Jahre alt ist (Abb. 9.1), sind berühmte Beispiele für solche Einschlagsereignisse. Oft explodieren die Körper in der Atmosphäre und die Erdoberfläche wird von einer gewaltigen Druckwelle erreicht. Messungen von Kraterdurchmessern auf dem Mond und anderen Körpern des Planetensystems zeigen, dass nach dem

Hadeum dort, und somit auch auf der Erde, durchschnittlich alle 1000 a ein Impaktkrater von 1 km Durchmesser und alle 50 Ma ein Krater von 100 km Durchmesser entsteht, wobei im Falle unseres Planeten ein Großteil der Einschläge in den Ozeanen niedergeht. Das Verhältnis des Impaktordurchmessers zum Kraterdurchmesser beträgt auf der Erde ungefähr 1:20 (Abb. 9.2).

Große Massen an Meteoriten, Kometen und Planetesimalen gingen im Hadeum (Abb. 1.6) auf die Erde, den Mond und andere Körper des Sonnensystems nieder. Entsprechend sind die meisten Meteorite Überbleibsel aus der Frühzeit des Sonnensystems, welche von Akkretion

■ Abb. 9.2 Impakt eines 100 m großen Meteoriten mit einer Einschlagsgeschwindigkeit von 20 km s^{-1} . Der wenige Sekunden dauernde Ablauf gliedert sich in die Kontakt- oder Kompressionsphase (a, b), die Auswurf- oder Exkavationsphase (c, d) und die Modifikationsphase (e); Resultat ist ein 2,3 km großer schüsselförmiger Krater (f); größere Impaktoren verursachen größere und komplexere Krater (Bildrechte: von J.-M. Lange überarbeitet nach Melosh 1996 und French 1998)



und Fragmentierung durch Kollision bestimmt war (s.o.). Die Meteorite weisen recht einheitliche radiometrische Alter von etwa 4,6 Ga auf. Untergeordnet geraten auch Bruchstücke auf die Erde, welche von der Mond- oder Marsoberfläche durch Meteoritenaufschläge herausgebrochen und aus ihrem Gravitationsfeld herausgeschleudert wurden. Man unterscheidet:

1. **Eisenmeteorite** (Häufigkeit: 6 %): Fe-Ni-Legierungen mit bis zu 20 % Ni (Abb. 9.1).

2. **Steinmeteorite** (92 %): Vorwiegend aus Olivin, Pyroxen, Fe-Ni-Legierung, Troilit

(FeS) und Ca-reichen Plagioklasen zusammengesetzt (Tab. 1.1). Strukturell werden die Steinmeteorite weiter in **Chondrite** und **Achondrite** („Nicht-Chondrite“) unterschieden. Die namensgebenden ‚chondrules‘ sind monomineralische, millimetergroße, kugelige Aggregate, die einst geschmolzene Tropfen waren. **Kohlige Chondrite** enthalten als Karbonat gebundenen Kohlenstoff.

3. **Stein-Eisen-Meteorite** (2 %) sind kontinuierliche Übergänge zwischen 1. und 2.

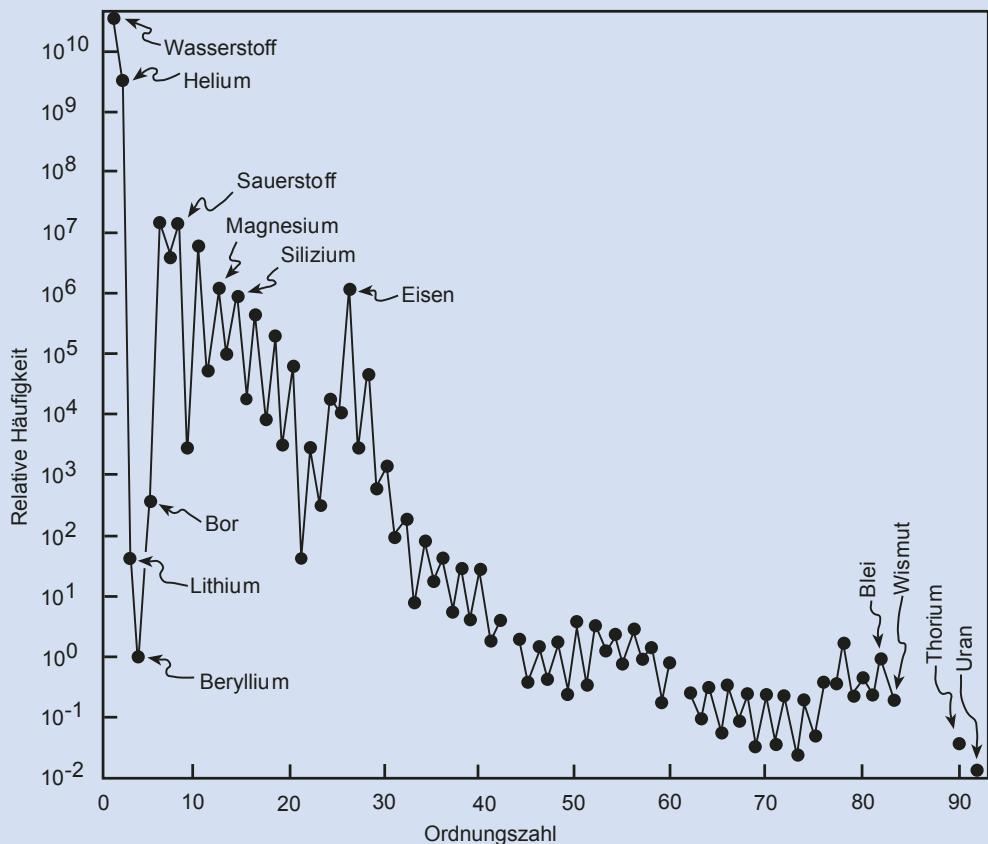
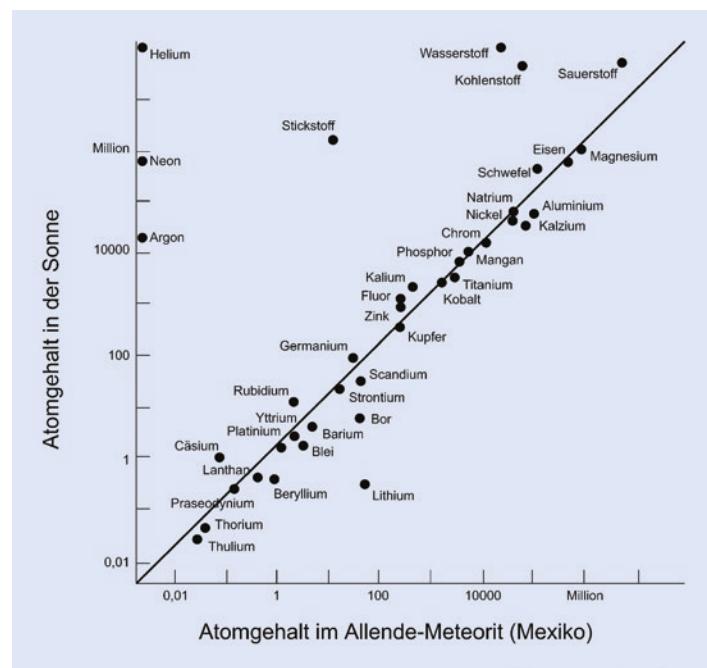


Abb. 9.3 Die spektralanalytisch ermittelte, relative Häufigkeit der Elemente in unserer Sonne in logarithmischer Darstellung. Die Häufigkeit bezieht sich auf 10^6 Siliziumatome; d. h.: In einem Volumen Sonnenmaterie, in dem 10^6 Si-Atome sind, befindet sich z. B. nur ein Berylliumatom. In der Sonne und in allen Körpern unseres Systems nimmt die Häufigkeit der Elemente mit zunehmender Ordnungszahl (Anzahl der Protonen im Atom) ab, wobei Elemente mit gerader Ordnungszahl jeweils 10- bis 50-mal häufiger sind als die mit ungerader; vgl. auch Abb. 9.4 (Bildrechte: aus Broecker 1994)

9.2 · Aufbau der Erde

Abb. 9.4 Die chemische Zusammensetzung von chondritischen Meteoriten ist der solaren Materie bezüglich der nichtvolatilen Elementen sehr ähnlich. In diesem doppellogarithmischen Diagramm wird die Zusammensetzung des in Mexiko gefundenen Allende-Meteorits mit Gehalten unserer Sonne verglichen. Die Häufigkeit eines Elements bezieht sich auf 10^6 Si-Atome, wie in Abb. 9.3 (Bildrechte: aus McSween Jr. 1999)



Die Elementverteilungen in der Photosphäre der Sonne und in bestimmten kohligen Chondriten stimmen gut überein (☞ Abb. 9.3 und 9.4). Daher werden diese sog. Typ-I-Chondrite als repräsentativ für die Zusammensetzung des primordialen (ursprünglichen) Solarnebels angenommen.

Von den Apollomissionen der NASA wurden 380 kg Mondgestein zur Erde zurückgebracht und analysiert. Der **Mond** hat seine dynamische Phase mit massivem Meteoritenbombardement und aktivem Magmatismus schon lange hinter sich. Die hellen **Hochlandgebiete** des Mondes bestehen aus brekziiertem plutonischem Gestein plagioklasreicher Zusammensetzung mit Altern zwischen 3,9 und 4,46 Ga. Etwas jünger ($\leq 3,2$ Ga) sind die dunklen **Mare**, die aus Basalten und anderen SiO_2 -armen Vulkaniten aufgebaut sind (die hier verwendeten magmatischen Begriffe werden in ▶ Kap. 12 erklärt). Es gibt unterschiedliche Modelle der Mondentstehung. Die meisten Daten sprechen dafür, dass der Mond das Produkt einer Kollision eines marsgroßen Planeten mit der frühen Erde ist, wobei der Mond vor allem aus Erdmantelmaterial entstand.

9.2 Aufbau der Erde

Die Erde dreht sich an einem Tag einmal um ihre Achse. Die gedachten Durchstichpunkte der Rotationsachse sind der geografische Nord- und Südpol. Massenverlagerungen im Mantel und untergeordnet Effekte in und über der Lithosphäre (z. B. die Anordnung ozeanischer und kontinentaler Lithosphäre, Eiskappen) verursachen langsame Verlagerungen der Rotationsachse, die als **wahre Polwanderung** bezeichnet werden. Zurzeit wandert der geografische Nordpol mit ca. 10 cm a^{-1} in Richtung des östlichen Kanada.

Tunnel und Bergwerke machen uns mit der Tatsache bekannt, dass es im Innern der Erde wärmer wird. Im Allgemeinen herrscht 10–20 m unter der Oberfläche das Jahresmittel von 15 °C (gilt nicht für Permafrostgebiete, ▶ Abschn. 3.3), von da an steigt die Gesteinstemperatur mit wachsender Tiefe an (◀ Abb. 9.11a). Man nennt die Vertikalentfernung, innerhalb der sich die Temperatur um 1 K erhöht, die **geothermische Tiefenstufe** (in m). Die Temperaturzunahme mit der Tiefe wird als **geothermischer Gradient** (in K km⁻¹) angegeben. Als durchschnittliche geothermische Tiefenstufe gilt für die obere

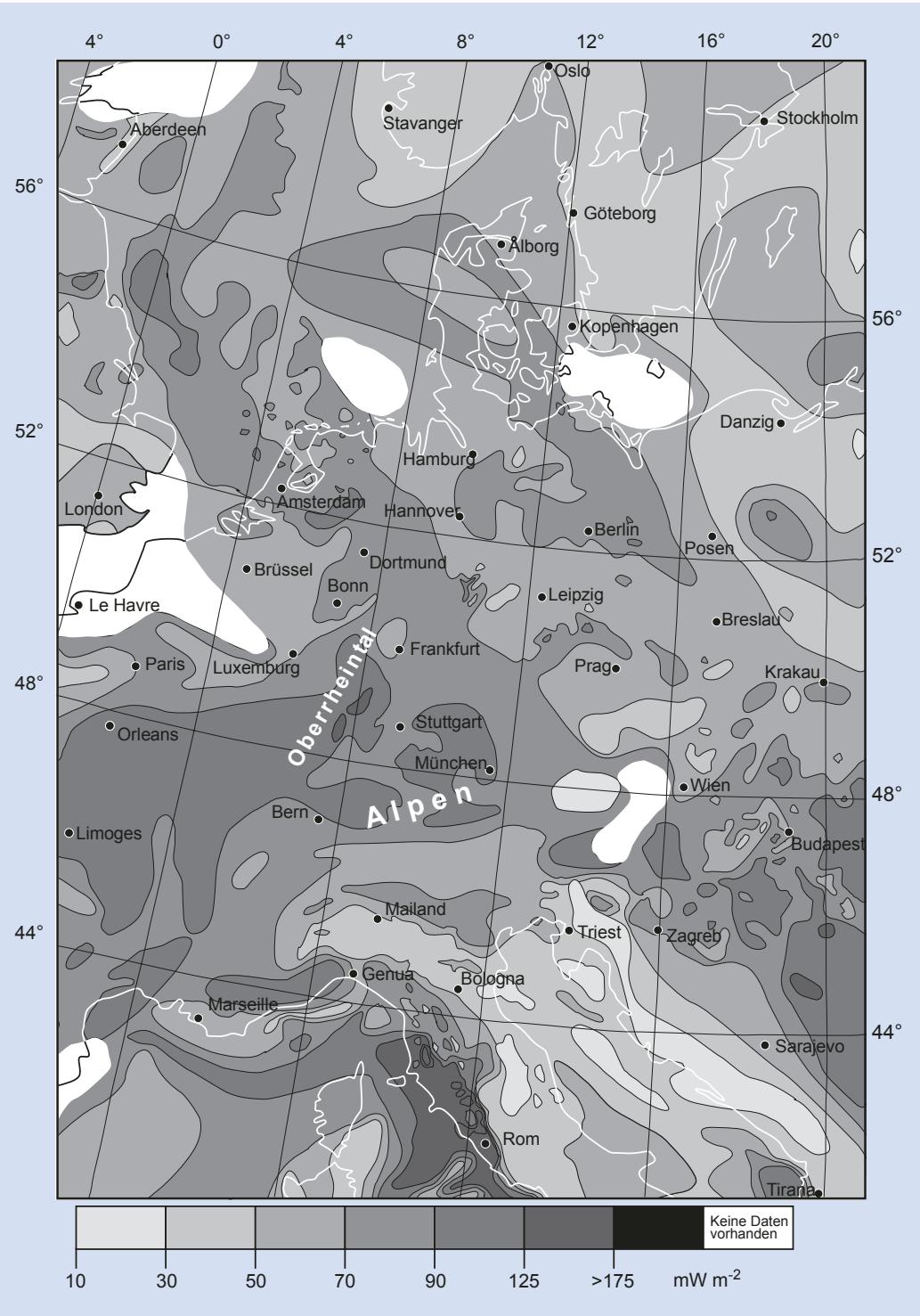


Abb. 9.5 Wärmefflussdichte in Mitteleuropa; eine besonders hohe Wärmefflussdichte ist in den vulkanisch aktiven Gebieten Italiens messbar (Bildrechte: nach Hurtig et al. 1993)

Tab. 9.1 Wärmeleitfähigkeit einiger wichtiger Materialien des Systems Erde

Material	Wärmeleitfähigkeit λ (W m ⁻¹ K ⁻¹)
Peridotit	2,3–4,9
Granit	2,8
Sandstein	2,3
Kalkstein	2,2
Steinsalz	3,5
Wasser (bei 0 °C)	0,56
Eis (bei -20 °C)	2,33

λ ist temperaturabhängig; aus verschiedenen Quellen.

kontinentale Kruste der Betrag von 33 m (d. h. 3 K auf 100 m), doch sind Werte zwischen 11 m (z. B. Schwäbische Alb) und 125 m (Kanada, Südafrika) gemessen worden. In vulkanisch aktiven Zonen kommen lokal Gradienten von bis zu 300 K km⁻¹ vor (Abb. 16.12). In der tieferen Erde nimmt der Gradient wieder ab (Abb. 9.11a).

Die Wärmeflussdichte (Q) wird in Bohrlöchern durch Temperaturmessungen (T) in unterschiedlicher Tiefe (Z) ermittelt (Abb. 9.5), wobei gilt:

$$Q = -\lambda \cdot \Delta T / \Delta Z \quad (9.1)$$

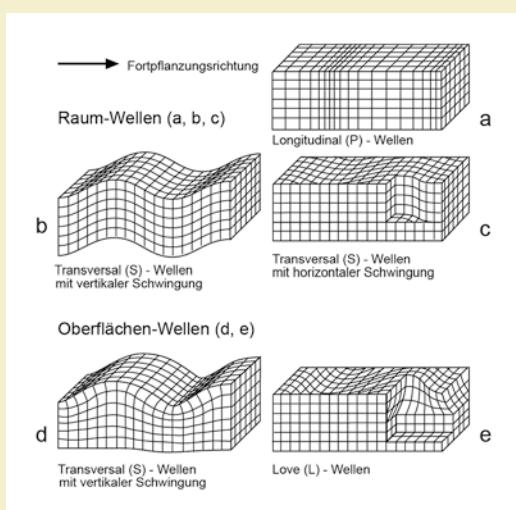
λ ist die Wärmeleitfähigkeit des Gesteins. Wie Tab. 9.1 zeigt, hat Steinsalz eine höhere Wärmeleitfähigkeit als andere Sedimente, daher wirken Salzstöße (Abb. 11.35) wie „Schornsteine“: Sie sind an

Kasten 9.1 Seismik/Seismologie

Die Geophysik beschäftigt sich mit den Eigenschaften der Erde und ihren physikalischen Feldern. Es gibt einige Überlappungsbereiche zu Nachbardisziplinen, wie z. B. der Astrophysik oder der Mineralogie/Kristallografie. In diesem Kasten und dem ▶ Kasten 9.2 sowie in ▶ Abschn. 9.3 werden die drei geophysikalischen Bereiche Seismik/Seismologie, Gravimetrie und Geomagnetik vorgestellt.

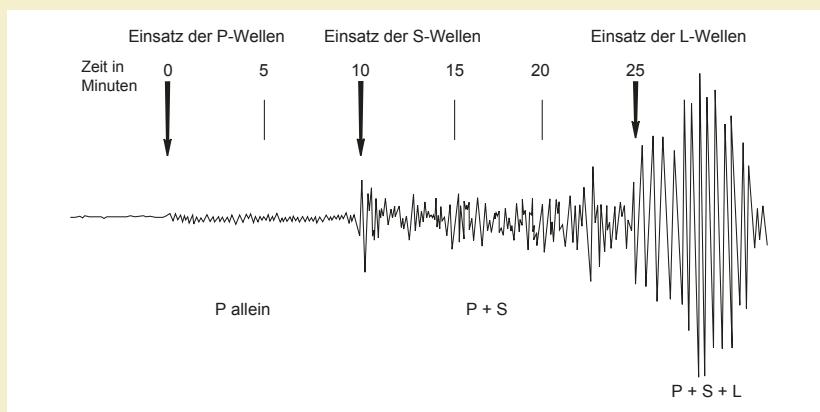
In der Seismologie werden elastische Wellen untersucht, die durch natürliche Erdbeben erzeugt werden. Bei der Seismik werden Wellen künstlich durch Explosionen, Druckluftkanonen oder Vibrationen angeregt. Generell werden in der Seismik/Seismologie die Laufzeiten elastischer Wellen in Seismogrammen aufgezeichnet, die die Erschütterungen oder den ganzen Erdball durchlaufen (Abb. 9.6 und 9.10). Die Ausbreitungsart und die Laufzeiten der verschiedenen seismischen

Abb. 9.6 Richtung der Bodenbewegung für seismische Raum- und Oberflächenwellen (Bildrechte: vereinfacht nach Jung 1953)

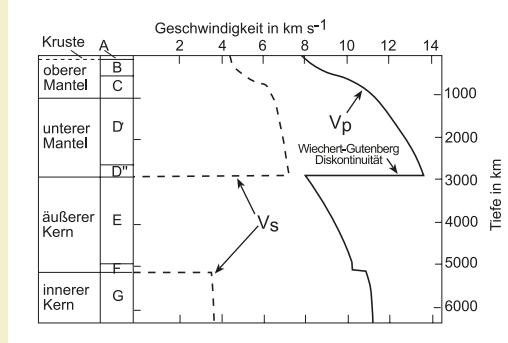


Wellen sind abhängig vom elastischen Verhalten und der seismischen Geschwindigkeit der jeweiligen Schicht oder des Gesteinskörpers (Abb. 9.7–9.9). Beispielsweise beträgt in Lockersedimenten, bei denen die mechanische Kopplung von Korn zu Korn schlecht ist, die Geschwindigkeit der seismischen Wellen ca. 4 km s^{-1} . Demgegenüber können sie den harten Basalt mit ca. 8 km s^{-1} durchlaufen. Scherwellen werden von

Flüssigkeiten stark absorbiert. Sie lassen sich daher nutzen, um z. B. Magmenkörper oder den flüssigen Zustand des äußeren Erdkerns nachzuweisen. Die Auswertung künstlich erzeugter seismischer Signale gibt Auskunft über die Struktur des Untergrundes (Schichtaufbau, Tektonik) und sein Material. Dieses Verfahren wird in der geologischen Grundlagenforschung, aber auch in der angewandten Geologie, z. B. zum



■ Abb. 9.7 Seismogramm, registriert am 26.12.1939 in Cambridge, Mass., USA. Das Epizentrum dieses Erdbebens lag 8550 km entfernt in Erzincan, Türkei. Das Seismogramm zeigt die drei typischen Wellengruppen P, S und L (vgl. Abb. 9.6) (Bildrechte: aus Zeil 1990)



■ Abb. 9.8 Geschwindigkeits-Tiefen-Modell der Erde, A bis G = seismologische Gliederung des Erdinnern; V_p = Geschwindigkeit der Primärwelle, V_s – der Sekundärwelle (Bildrechte: nach Dziewonski & Anderson 1981)

Aufsuchen von Erdöl- und Erdgasfallen, genutzt (► Abschn. 8.2). Mit 3-D-Seismik kann die präzise räumliche Struktur des Untergrundes mithilfe von aufwendigen Messungen und leistungsfähigen Computern geklärt werden. Viele dicht besiedelte Regionen der Erde liegen in Erdbebenbeschwerpunktgebieten (Abb. 10.2 und 16.5). Daher ist die Seismologie von überragender

gesellschaftlicher Bedeutung (mehr dazu in ► Abschn. 16.1). Eine Vorhersage des Zeitpunktes eines Erdbebens ist bis jetzt noch nicht gelungen. Allerdings kennt man inzwischen die Ursachen und den Verlauf von Erdbeben – mit bestimmten Vorläufern, dem Hauptbeben und zahlreichen Nachbeben – recht gut. Das **Hypozentrum** eines Erdbebens, also die Stelle, an

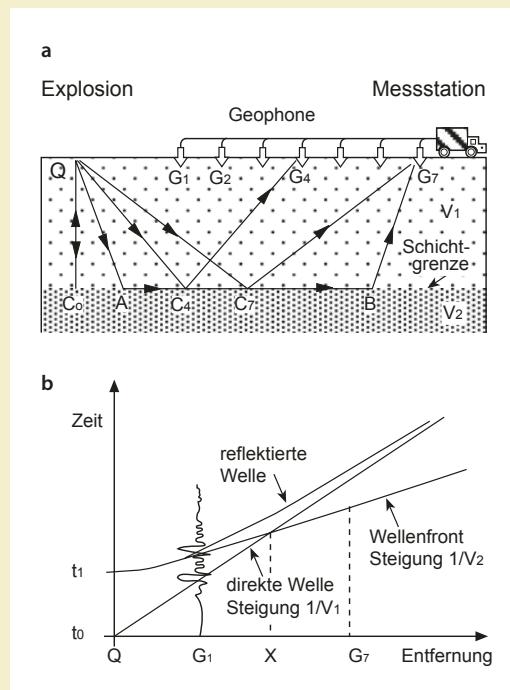
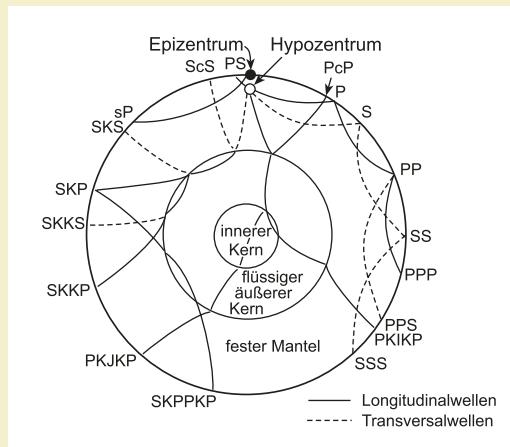


Abb. 9.9 (a) Reflektions- und Refraktionsseismik in einem einfachen Zweischichtenmodell. An der Quelle (Q) werden u. a. P-Wellen erzeugt (Abb. 9.6), die sich halbkugelförmig in den Untergrund ausbreiten. Die Pfeile zeigen einige P-Wellen auf ihrem Weg durch den Untergrund. Im Laufzeit-Entfernung-Diagramm (b) werden die Seismogrammsspuren (Abb. 9.7) der bei den einzelnen Geophonen (G_{1-7}) ankommen Wellen montiert (nur die Seismogrammsspuren an G_1 ist als Beispiel eingetragen). Die in (b) dargestellten Kurven verbinden die Punkte des ersten Einsatzes einer P-Welle, die einen bestimmten Weg gereist ist. V_1 und V_2 sind P-Wellengeschwindigkeiten der oberen bzw. unteren Schicht, wobei in diesem Beispiel $V_1 < V_2$ ist. Die Geschwindigkeit auf dem direkten Weg $Q-G_1$ ist V_1 . Die Zeitpunkte der ersten Welleneinsätze sind durch die Gerade mit der Steigung $1/V_1$ miteinander verbunden. Die Hyperbel verbindet die Ersteinsätze der an der Schichtgrenze reflektierten Wellen (Wellenwege $Q-C_0-Q$ bis $Q-C_7-G_7$). t_1 ist die Laufzeit der in sich reflektierten Welle ($Q-C_0-Q$). Beim Auftreffen der Welle auf die Schichtgrenze gelangt ein Teil der Energie in die darunter liegende Schicht und breitet sich dort mit der Geschwindigkeit V_2 aus. Wellen, die mit dem sog. kritischen Winkel auf die Schichtgrenze treffen, werden total reflektiert. Ein Teil ihrer Energie läuft an der Schichtgrenze mit V_2 entlang. Hierbei werden kontinuierlich Halbkugelwellen in die obere Schicht mit V_1 abgestrahlt (z. B. $Q-A-B-G_7$). Diese Wellenfront trifft mit zeitlichem Versatz auf die Geophonkette (G_{1-7}). Dieser Vorgang wird als Refraktion bezeichnet. Ab der Entfernung x überholt der Ersteinsatz der refraktierten Welle die Einsatzes der direkten und reflektierten Wellen und kommt als erste an den Geophonen an. Die Ersteinsätze der refraktierten Welle liegen auf einer Geraden mit der Steigung $1/V_2$. Aus dem Laufzeitdiagramm lassen sich nun wichtige Größen wie Laufzeit, Geschwindigkeit und Schichtmächtigkeit errechnen. In der Realität haben wir es i. d. R. mit mehreren Schichten zu tun, die von Störungen versetzt oder gefaltet sein können, entsprechend werden die Seismogramme und resultierenden Laufzeitdiagramme komplexer (Bildrechte: verändert nach Fowler 1990)

der sich aufgestauter tektonischer Stress schlagartig entlädt, lässt sich durch Berechnungen der Laufzeiten der Erdbebenwellen ermitteln (► Abb. 9.9 und 9.10). Neben den vorherrschenden, an Störungssysteme gebundenen Erdbeben, gibt es auch Einsturzbeben (in Höhlen oder Bergwerken), die lokal von Bedeutung sein können. Für die Größe eines Bebens gibt es verschiedene Maße. Die bekannte **Richter-Skala** gibt die **Magnitude** des Bebens an, welche i. W. von der Amplitude der Wellen und ihrer Wellenlänge abhängt. Diese Skala ist logarithmisch aufgebaut. Daraus ergibt sich, dass z. B. ein Beben der

Stärke 5 zehn Mal so stark wie eines der Stärke 4 ist. Erdbeben treten in der Kruste und im Mantel bis ca. 700 km Tiefe auf (vgl. ► Abb. 10.10). Erdbeben sind das spürbare „Knistern“ der andauernden geodynamischen Prozesse unserer Erde. Bei geeigneter Anordnung von Messstationen lassen sich die genaue Lage der Störung, an der ein Beben stattfindet, sowie die Richtung der Relativbewegung der an die Störung angrenzenden Blöcke festlegen. Seismische Langzeitstudien können somit die vertikalen und horizontalen Bewegungen von Krustenblöcken erfassen.

9



► Abb. 9.10 Ausgewählte Wege von seismischen Wellen, die von einem Erdbebenherd (Hypozentrum) aus durch den Erdball laufen. Das **Epizentrum** befindet sich an der Erdoberfläche senkrecht über dem Hypozentrum. P, K, I sind Longitudinalwellen (K im äußeren, I im inneren Kern), S sind Transversalwellen, J sind hypothetische Transversalwellen im inneren Kern (hier nicht dargestellt). Im äußeren, flüssigen Kern werden Transversalwellen absorbiert (vgl. ► Abschn. 9.2 und ► Abb. 9.7). Die Wellen werden an den großen Diskontinuitäten (Mantel – Kern, äußerer – innerer Kern, Erdoberfläche) refraktiert, reflektiert und z. T. umgeformt (z. B. aus K wird an der Grenze äußerer – innerer Kern I und J) (► Abb. 9.8). Signale eines großen Erdbebens können von Messstationen rund um den Globus aufgefangen werden. Die Laufzeit einmal quer durch die Erde beträgt ca. 20 min. Das Hypozentrum des Erdbebens, seine Stärke und Art lassen sich aus den gewonnenen Daten errechnen. Weiterhin geben sie Einblick in den Aufbau des Erdinnern. Mithilfe der seismischen Tomografie, der Computertomografie in der Medizin vergleichbar, versucht man auf der Basis von vielen präzisen Erdbebendaten und mit modernen Computern die Internstruktur des Mantels zu klären (Bildrechte: nach Anderson in Brown et al. 1992)

ihrer Basis kühler und an ihrem Top wärmer als die Sedimente der Umgebung.

Ein Fußballfeld, welches in einem Gebiet mit $Q = 50 \text{ mW m}^{-2}$ liegt, gibt also eine Energie von ca. 300 W ab. Diese ständige Energieabgabe an der Erdoberfläche nährt sich i. W. aus zwei Quellen: der Akkretionswärme, die von der Erdentstehungszeit übrig geblieben ist (► Abschn. 9.1), und dem Zerfall radioaktiver Elemente. Zum Beispiel gibt 1 cm^3 Granit (ein magmatisches Gestein, ► Kasten 12.1) pro Jahr

7×10^{-5} Joule an Energie durch den Zerfall radioaktiver Isotope, i. W. der Elemente U, Th und K, ab. Die kontinentale Kruste, in der diese Elemente gegenüber dem Mantel angereichert sind (► Kap. 12), ist also ein bedeutender Wärmeproduzent. Wärme kann in der Erde durch folgende Prozesse transportiert werden:

- durch Konduktion (Vibration des Kristallgitters),
- durch Strahlung (Radiation; sie ist vor allem in felsischen Gesteinen von Bedeutung, die

- vorwiegend aus für die Strahlung transparenten Mineralen aufgebaut sind),
- durch Konvektion (z. B. im Mantel, s.u.),
 - und durch Advektion (z. B. heiße hydrothermale Fluide dringen in ein Gestein ein und heizen es auf).

Das Modell des Erdaufbaus mit Kern, Mantel und Kruste beruht vor allem auf seismologischen Untersuchungen (Kasten 9.1, ▶ Abb. 1.1 und 9.8), auf petrologischen Hochdruck- und Hochtemperaturexperimenten und auf dem Vergleich mit planetarer Materie (Meteoriten, Mond). Laufzeiten von Erdbebenwellen geben Auskunft über die Dichte der Erdschalen (▶ Tab. 9.2 und ▶ Abb. 9.11c). Die Absorption von Scherwellen (S-Wellen) im äußeren Kern lässt auf einen geschmolzenen Zustand dieser Sphäre

schließen. Vulkane fördern häufig Gesteinsbruchstücke aus der Unterkruste und dem oberen Mantel, deren petrologische Untersuchung Zeugnis von der Zusammensetzung und dem Gefüge dieser Erdschichten gibt.

9.2.1 Kern

Natürlich hat noch niemand Erdkerngestein in der Hand gehabt. Aber die bereits erwähnte Ähnlichkeit in der chemischen Zusammensetzung solarer und meteoritischer Materie legen neben geophysikalischen Daten den Schluss nahe, dass der Erdkern wie die Eisenmeteorite i. W. aus Fe und Ni besteht. Die Auswertung von Erdbebenwellen, die den Erdball durchlaufen haben, lassen vermuten, dass die Kern-Mantel-Grenze in ca. 2900 km Tiefe verläuft und dass der innere Kern der Erde fest ist. Der äußere Kern muss geschmolzen sein, da er seismische Scherwellen absorbiert (▶ Kasten 9.1, ▶ Abb. 9.8 und 9.10). Die Grenze zwischen äußerem und inneren Kern liegt in 5150 km Tiefe (▶ Abb. 1.1). Im äußeren Erdkern entsteht das Erdmagnetfeld (▶ Abschn. 9.3).

9.2.2 Mantel

Die Kern-Mantel-Grenze in 2900 km Tiefe ist durch einen enormen Dichtesprung gekennzeichnet (▶ Tab. 9.2 und ▶ Abb. 9.11c). Sie ist darüber hinaus eine Temperaturgrenze, da Wärme aus dem Kern nur durch Wärmestrahlung und Kristallgittervibrationen (Konduktion) und damit sehr langsam abgegeben wird. Die unteren 200–300 km des Mantels werden daher auch als ‚thermal boundary layer‘ bezeichnet. Auch die Ausbreitungsgeschwindigkeiten der seismischen Wellen ändern sich an der Grenze sprunghaft (Wiechert-Gutenberg-Diskontinuität, ▶ Abb. 9.8, ▶ Kasten 9.1). Der Mantel ist durch weitere Laufzeitdiskontinuitäten bei ca. 670 km und bei 400 km Tiefe gegliedert, die wichtigen Phasengrenzen von Mantelmineralen entsprechen dürften (▶ Abb. 9.12). Der **untere Mantel (Mesosphäre)** wird aufgebaut von Mg(Fe)-Si-O-Verbindungen im Perovskit-Strukturtyp, im Periklas-Strukturtyp und im Spinell-Strukturtyp, während der **obere Mantel** i. W. aus weniger dichten Silikaten (Olivin, Pyroxen, Granat, ▶ Tab. 1.1) und Oxiden besteht. Die Grenze

■ Tab. 9.2 Dichten von wichtigen Stoffen der Erde (aus verschiedenen Quellen)

Stoff*	Dichte in g cm ⁻³
Erde (gesamt)	5,52
Kern	9,9–13,1
Unterer Mantel	4,38–5,56
Oberer Mantel	3,38–3,99
Lithosphäre	3,12–3,24
Kontinentale Kruste	2,60–2,90
Basalt	3,1
Basaltische Schmelze	2,6–2,8
Granit	2,7
Granitische Schmelze	2,2
Steinsalz	2,16
Olivin	3,22–4,39
Pyroxen (Orthopyroxen)	3,21–3,96
Amphibol (Hornblende)	3,02–3,59
Plagioklas (Anorthit)	2,76
Plagioklas (Albit)	2,62
Quarz	2,65
Süßwasser	1
Eis	0,916

* Gesteine werden in ▶ Abschn. 12.1, Minerale in Tabelle 1.1 erklärt

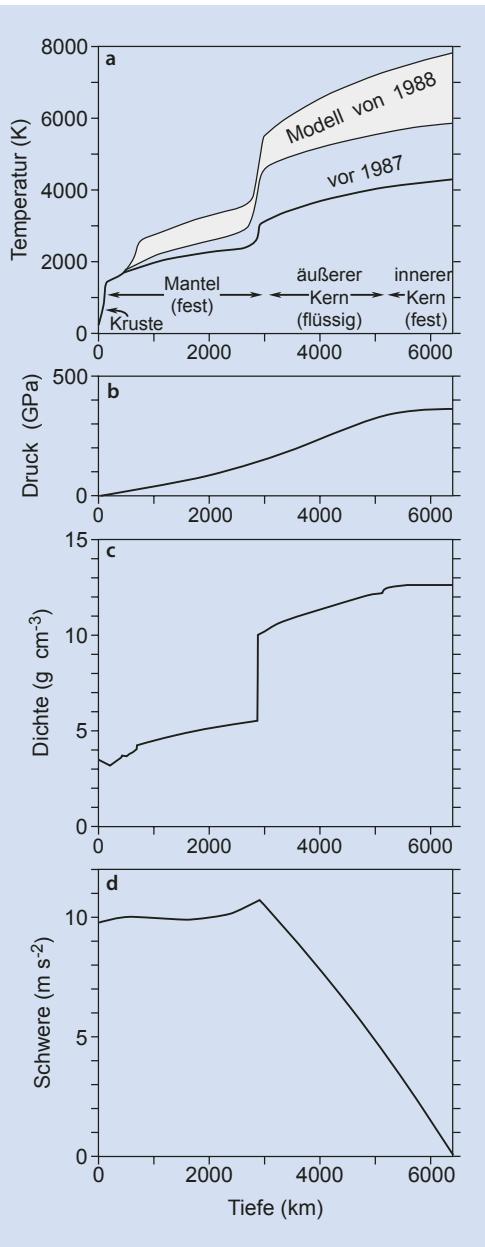


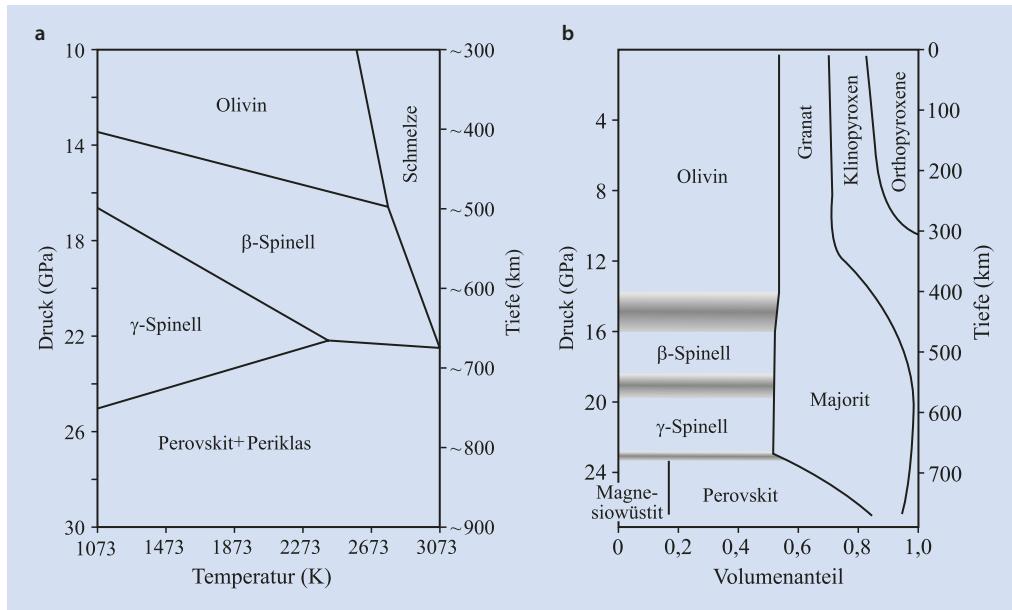
Abb. 9.11 Modelle der Temperatur (a), des Druckes (b) ($1 \text{ GPa} = 10 \text{ kbar}$), der Dichte (c) und der Schwere (d) im Innern der Erde; die neue Temperaturabschätzung (Modell von 1988) beruht auf Hochdruck/Hochtemperaturexperimenten mit Eisen (Bildrechte: nach Fowler 1990)

zwischen unterem und oberem Mantel wird bei 670 km angenommen (Abb. 1.1).

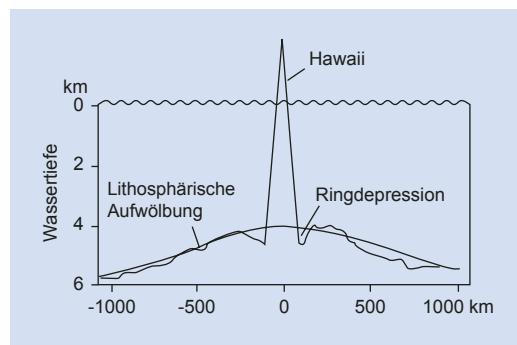
Seine seismischen Eigenschaften lassen darauf schließen, dass der Mantel weitgehend fest ist, allerdings unter den gegebenen Drücken und Temperaturen (Abb. 9.11) 10–20 cm a⁻¹ fließen kann (Mantelkonvektion, mehr dazu in ▶ Kap. 10). Die an den Laufzeitdiskontinuitäten erkennbare zwiebelschalenartige Gliederung des Mantels lässt zunächst einen mineralogisch zonierten (Abb. 9.12), aber chemisch homogenen Aufbau vermuten. Vor allem isotopengeochemische Analysen von magmatischen Produkten aus dem Mantel und von mitgeförderten Mantelgesteinen zeigen hingegen eine eindeutige regionale und tiefenbezogene chemische Inhomogenität. Durch seismische Tomografie erzeugte räumliche Bilder der Laufzeiten von P- und S-Wellen (▶ Kasten 9.1) lassen vermuten, dass die ozeanische Lithosphäre, die an den Subduktionszonen in den Mantel abtaucht, bis weit in die Mesosphäre absinkt. Somit ist wahrscheinlich, dass der gesamte Mantel ein gemeinsames Konvektionssystem hat.

Die obersten 250 km der Erde bauen sich aus der Asthenosphäre und der Lithosphäre auf. Die **Asthenosphäre** (griechisch: die „nicht-harte“ Sphäre) ist ein Bereich des oberen Mantels, der sich durch verminderte Geschwindigkeiten seismischer Wellen auszeichnet („low velocity zone“). Die darüber liegende **Lithosphäre** besteht aus dem obersten Teil des Mantels, mit typischer Mantelmineralogie (s. o.), und der Kruste. Der Mantelanteil der Lithosphäre wird von SiO₂-armen Gesteinen dominiert, die nach Aufschmelzprozessen im oberen Mantel zurückbleiben (dazu in ▶ Kap. 12 mehr).

Die Lithosphäre verhält sich im Vergleich zur Asthenosphäre wie eine starre Platte. Auf seitlichen Druck reagiert sie mit Ausweichen oder Bruchdeformation und auf Auflast elastisch mit **isostatischem Ausgleich** (Isostasie = griech. „Gleichstand“; führt ein Lithosphärenstück keine Vertikalbewegungen aus, befindet es sich in **Isostasie**). Wie ein im Wasser schwimmender Holzklotz, der mit einem Gewicht beladen tiefer in das Wasser eintaucht, sinkt die Lithosphäre bei größerer Masse tiefer in die Asthenosphäre (Abb. 9.13). Die Erdoberfläche Grönlands



■ Abb. 9.12 (a) Phasendiagramm von Mg_2SiO_4 unter den im Mantel herrschenden Drücken und Temperaturen (Phasendiagramme werden in ▶ Kap. 12 und in ▶ Kasten 13.1 erklärt). Olivin ist eine Mischkristallreihe mit dem Fe-reichen Endglied Fayalit und dem hier gezeigten Mg-Endglied Forsterit (vgl. ■ Tab. 1.1) (nach Fei et al. 1991). (b) Angenommene volumetrisch-mineralogische Zusammensetzung des oberen Erdmantels; grau-schattiert: Übergangszeonen der Mg-Fe-Silikate (siehe a) (Bildrechte: aus Putnis 1992, nach Ito & Takahashi 1987)



■ Abb. 9.13 Die Topografie des Meeresbodens rund um Hawaii reflektiert das thermische und elastische Verhalten der ozeanischen Lithosphäre. Die Aufheizung durch Mantelmagma führt zu einer Dichteabnahme und Ausdehnung der Lithosphäre oberhalb des Magmenherdes und damit zum „Aufschwimmen“. Dies hat eine Aufwölbung des Meeresbodens um bis zu 1500 m in einem Umkreis von rund 1000 km um Hawaii bewirkt. Das fast 9 km hohe Vulkangebäude der Insel Hawaii hat durch seine Last eine isostatische Eindellung der Lithosphäre verursacht, die in einem Umkreis von ca. 250 km zu beobachten ist. Die so entstandene Ringdepression ist bei vielen anderen Vulkaninseln durch vulkanische und vulkanosedimentäre Ablagerungen zugeschüttet (Bildrechte: vereinfacht nach Watts & Daly 1981)

ist unter der Last des bis zu 3000 m dicken Eispanzers im Zentralbereich unter den Meeresspiegel gedrückt worden (Abb. 4.16). Skandinavien war während der letzten Eiszeit (bis vor 10.000 Jahren) von mächtigem Eis bedeckt. Seitdem ist der zentrale Bereich über 300 m aufgestiegen, noch heute ist dort das langsame Aufschwimmen der Lithosphäre (im Zentrum 9 mm a^{-1}) durch ein stetiges Zurückweichen der Ostsee zu beobachten (Abb. 9.14). Die Geschwindigkeit des isostatischen Ausgleichs ist von der Viskosität der unterlagernden Asthenosphäre abhängig.

Für die Dicke der Lithosphäre gibt es unterschiedliche geophysikalische Definitionen: Zum Beispiel hat eine mindestens 50 Ma alte, ozeanische Lithosphäre eine konstante **thermische Mächtigkeit** von ca. 90 km (bei einer Wärmeflussdichte aus dem Mantel von ca. $4 \times 10^{-3} \text{ W m}^{-2}$). Unterhalb von 90 km ähnelt das Fließverhalten des Gesteins zunehmend dem einer hochviskosen Flüssigkeit (Asthenosphäre). In den meisten Modellen entspricht diese Grenze der Lage der 1300-°C-Isotherme (Isotherme = Fläche gleicher Temperatur). Die **elastische Dicke**, die vom Biegeverhalten abhängt, entspricht im Falle ozeanischer Lithosphäre ungefähr der Position der 450-°C-Isotherme und beträgt nur ca. 30 km. Die Mächtigkeit und Dichte der Lithosphäre findet in der Morphologie der Erdoberfläche ihre Entsprechung. Je höher das Gebirge, desto tiefer die Grenze zwischen Kruste und Mantel und zwischen Lithosphäre und Asthenosphäre (Prinzip des Eisbergs im Wasser). Die ozeanische Lithosphäre

erreicht Isostasie in ca. 5 km Wassertiefe (Abb. 1.3), wobei die Auflast des Wassers bei der Einstellung dieses Gleichgewichtes eine Rolle spielt.

Die Entstehung, Bewegung und Zerstörung der Lithosphäre ist Gegenstand des globalen plattentektonischen Modells, das im ► Kap. 10 behandelt wird.

9.2.3 Kruste

Die Kruste ist vom oberen Mantel durch eine deutliche Diskontinuität der Laufgeschwindigkeiten von Erdbebenwellen gekennzeichnet (► Kasten 9.1). Sie wird nach ihrem Entdecker **Mohorovicic-Diskontinuität**, kurz **Moho**, genannt. Diese liegt in ozeanischer Lithosphäre in ca. 6 km Tiefe (zusätzlich zur Wassertiefe). In kontinentaler Kruste liegt die Moho in alten Schilden (dazu in ► Kap. 14 mehr) in ca. 35 km Tiefe. Unter hohen Gebirgen, wie z. B. dem Himalaya, sinkt die Kruste-Mantel-Grenze bis auf 80 km Tiefe.

Zumindest die kontinentale Kruste unterscheidet sich mineralogisch deutlich vom Mantel, indem sie vorwiegend aus **silizium-** und **aluminiumreichen** Mineralen aufgebaut ist, während die Mantelmineralogie von **Silizium** und **Magnesium** geprägt ist (Tab. 9.3). Aus dieser Überlegung heraus und in Unkenntnis der ozeanischen Kruste wurden in der älteren Literatur die Abkürzungen ‚Sial‘ für die Kruste und ‚Sima‘ für den Mantel verwandt. Die **ozeanische Kruste** ist überwiegend aus Basalt

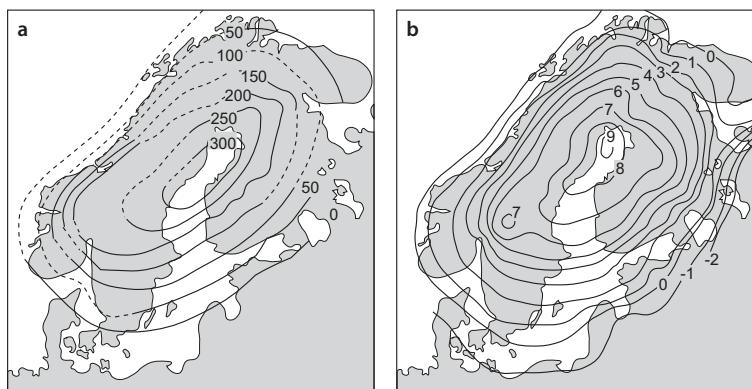


Abb. 9.14 Skandinavien war während der letzten Eiszeit von einem dicken Eispanzer bedeckt (Abb. 2.6). Nach dem Abschmelzen des Eises vor 10.000 Jahren hat sich das Zentrum Skandinaviens um über 300 m gehoben (a). Diese isostatische Bewegung der Lithosphäre hält noch heute mit bis zu 9 mm a^{-1} an (b); die Linien gleicher Hebung werden als Isobasen bezeichnet (gestrichelt: vermutet) (Bildrechte: nach Kakkuri 1992)

9.2 · Aufbau der Erde

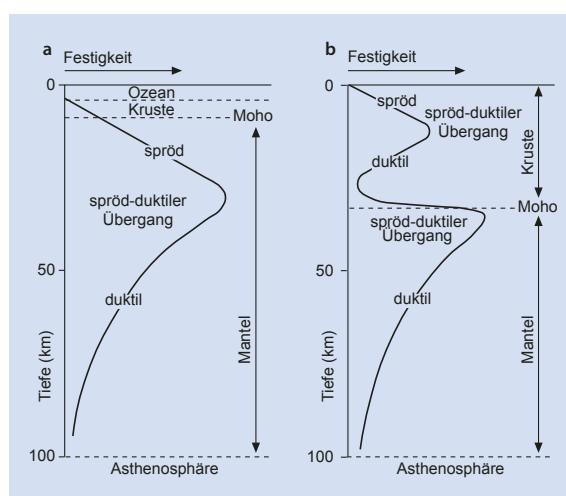
■ Tab. 9.3 Chemische Zusammensetzung der Erde, in Gew.-% (nach Allegre et al. 1995, Rudnick 1995)

Element	Erde (gesamt)	Kern	Mantel	Kontinentale Kruste
O	32,44	$4,1 \pm 0,5$	44,79	47,3
Si	17,22	7,4	21,52	27,6
Al	1,51		2,16	8,4
Mg	15,87		22,78	2,6
Fe	28,18	$79,4 \pm 2,0$	5,82	5,1
Ca	1,61		2,31	4,6
K	0,02		0,03	1,6
S	0,70	$2,3 \pm 0,2$		
Na	0,25		0,26	2,4
Ti	0,07		0,11	0,4
Ni	1,61	$4,9 \pm 0,3$	0,20	
Mn	0,26	0,58	0,12	
Cr	0,43	0,78	0,27	
Co	0,09	0,25		
P	0,12	0,37		

und Gabbro aufgebaut (dazu in ■ Abb. 10.7 und ▶ Kap. 12 mehr). Sie ist von Tiefseesedimenten unterschiedlicher Dicke bedeckt (▶ Abschn. 6.5). Die weniger dichte kontinentale Kruste ist vorwiegend aus magmatischen Gesteinen mit mittleren und hohen SiO_2 -Gehalten, Sedimenten sowie den metamorphen Produkten der vorher genannten Gesteine aufgebaut.

Kasten 9.2 Gravimetrie

Die **Gravimetrie** macht sich die Tatsache zunutze, dass eine Masse an verschiedenen Orten auf der Erdoberfläche unterschiedlich viel wiegt und in unterschiedlichen Richtungen von der Erde angezogen wird. Die Schwerkraft an einem Ort besitzt eine bestimmte Richtung und Größe. Der Winkel zwischen der Fallrichtung und der theoretischen Vertikalen, genannt **Lotabweichung**, ist sehr klein. Zum Beispiel ist am Harzrand das Lot um $18''$, am Fuß des Himalaya um $50''$ jeweils zum Gebirge hin abgelenkt, weil es mit seiner großen Masse das Lot anzieht. Horizontale, aber vor allem vertikal gerichtete Abweichungen von der durchschnittlichen Erdanziehung werden durch Masseninhomogenitäten im Untergrund erzeugt. Diese Körper, die dichter oder



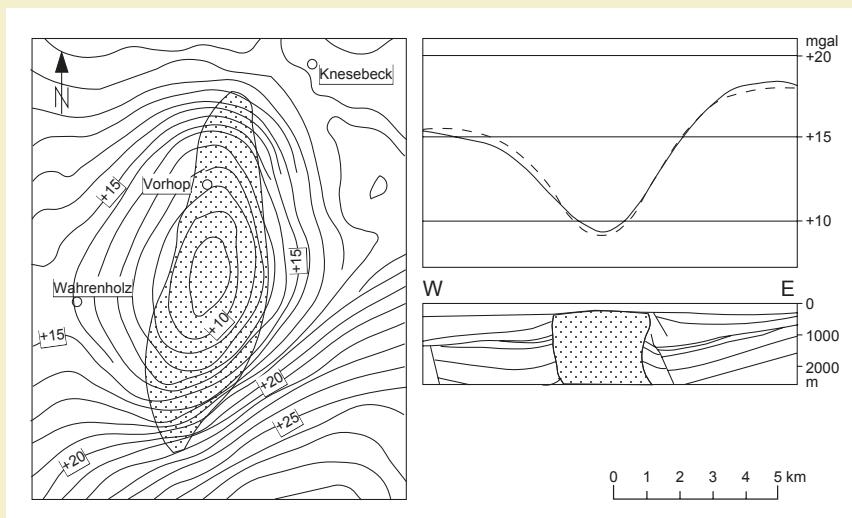
■ Abb. 9.15 Vergleich der Scherfestigkeit der ozeanischen (a) und der kontinentalen (b) Lithosphäre. Die kontinentale Kruste ist vor allem aus Feldspat und Quarz zusammengesetzt (■ Tab. 1.1). Quarz verliert oberhalb einer Temperatur von $300-400^\circ\text{C}$, Feldspat oberhalb von 500°C seine Scherfestigkeit (vgl. ■ Abb. 11.15). Daher reagiert die kontinentale Kruste auf langsamen Zug oder Druck im oberen Teil mit Sprödbruch und im unteren Teil mit duktilem Fließen. Aus diesem Grunde können in der kontinentalen Unterkruste keine Spannungen aufgebaut werden, die zur Bildung von Erdbeben führen. Auf rasche Deformation reagiert aber auch das Gestein der Unterkruste elastisch, daher kann sie von seismischen Wellen durchlaufen werden. Der obere Mantel setzt sich vorwiegend aus Olivin und Pyroxen zusammen, die ihre Scherfestigkeit erst bei $800-900^\circ\text{C}$ verlieren, daher steigt die Scherfestigkeit der kontinentalen Lithosphäre unterhalb der Moho zunächst wieder an (Bildrechte: nach Molnar 1988)

weniger dicht als ihre Umgebung sind, und die damit verbundenen gravitativen Effekte können relativ klein und oberflächennah sein (► Abb. 9.16), den gesamten Krustenaufbau betreffen oder ihre Ursache tief im Mantel haben. Zum Beispiel haben Modellrechnungen ergeben, dass im Zuge der Mantelkonvektion (► Kap. 10) aufsteigendes heißes Material zu einem großräumigen Anstieg der Schwere führt, umgekehrt absteigendes Mantelmaterial ein Schweretief erzeugt.

Die Schweredifferenzen zwischen verschiedenen Orten eines Gebietes werden mit einer hochpräzisen Federwaage gemessen. Bei der Berechnung der Schwereanomalien müssen einige Korrekturen durchgeführt werden. Ausschlaggebend für die Berechnung der lokalen und regionalen Schwerefeldanomalien ist die Kenntnis der Form der Erde und ihres globalen Schwerefeldes. Die Oberfläche eines Referenzellipsoids stellt die

Äquipotenzialfläche des theoretischen Schwerefeldes dar, welches von einem symmetrischen ellipsoiden Erdmodell erzeugt wird, der Form eines rotierenden Wassertropfens vergleichbar. Schweremessungen an Land, auf See und die Satellitenmessungen der letzten 30 Jahre zeigen, dass es großräumige Abweichungen von diesem Referenzellipsoid von bis zu 100 m gibt. Das **Geoid** ist ein Modell der Erdform, bei dem diese Abweichungen Berücksichtigung finden (► Abb. 9.17). Im Gegensatz zu der starren Landoberfläche ist die Meeresoberfläche in der Lage, diese Oberfläche, im Wettstreit mit anderen Faktoren wie Gezeiten und Strömungen, nachzuzeichnen. Im Indischen Ozean z. B. ist das Geoid und damit der Meeresspiegel um fast 100 m eingedellt. Ein Schiff fährt dort bei der Durchquerung der Geoidanomalie 100 m herunter und wieder hinauf, ohne Arbeit relativ zum Schwerefeld zu leisten.

9



► Abb. 9.16 Schwereanomalie des Salzstocks Vorhop, Osthannover; links Isanomalienkarte (Linien gleicher Schwere) und Grundriss des Salzstocks (punktiert); (1 gal = 0,01 m s⁻², benannt nach Galileo Galilei); rechts: geologisches Profil des Salzstocks und seiner Umgebung, darüber das Schwereprofil gemessen (durchgezogene Linie) und berechnet (gestrichelt): Das leichte Steinsalz (► Tab. 9.2) nahe der Erdoberfläche verursacht eine negative Schwereanomalie (Bildrechte: Messungen – Prakla Seismos, Auswertung – Preussag, Gew. Elwerath, aus Zeil 1990)

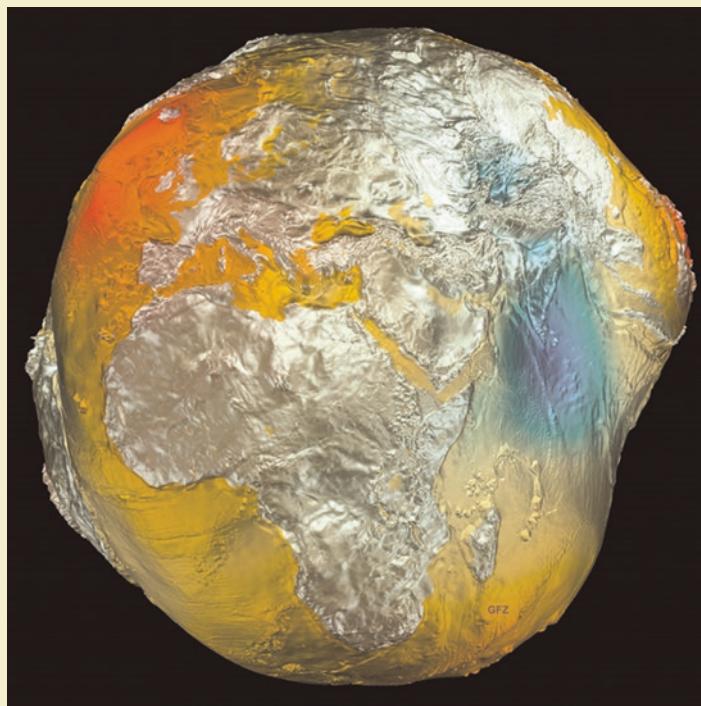


Abb. 9.17 Die Meeresoberfläche entspricht als Gleichgewichtsfläche in erster Näherung dem Geoid. Die durch Masseninhomogenitäten im Erdinnern verursachten „Beulen“ der Meeresoberfläche betragen bis zu 100 m (hier stark überhöht dargestellt; s. auch ▶ Kasten 15.1). Auf den Kontinenten wird das Geoid aus terrestrischer Gravimetrie abgeleitet und bildet die Bezugsfläche für die topografischen Höhen. Das globale Geoidmodell ist am GeoForschungsZentrum, Potsdam (Projekt ERS-1/2 (D-PAF, Oberpfaffenhofen)), aus Satellitenbahnbeobachtungen, terrestrischer Gravimetrie und Altimetermessdaten des Europäischen Fernerkundungssatelliten ERS-1 abgeleitet worden

Die **kontinentale Kruste** ist in einen oberen **spröden Bereich** und einen unteren **duktilen Bereich** gegliedert. In Tiefen unterhalb 10–20 km herrschen Drücke und Temperaturen, bei denen die wichtigsten Minerale der kontinentalen Kruste, Quarz und Feldspat (Tab. 1.1), unter tektonischem Stress nicht mehr spröd deformieren (Abb. 9.15). Vielmehr wird der Stress hier durch Kriechen an Kristallgrenzen und durch Umkristallisation umgesetzt. Für Quarz findet der Übergang bei 300–400 °C, für Feldspat oberhalb von 500 °C statt. In tektonisch aktiven Gebieten (Krustenabschnitte, in denen Bewegungen stattfinden), wird das Gestein unterhalb dieses spröd-duktilen Übergangs („brittle-ductile transition“) plastisch deformiert und bildet ein Fließgefüge

aus. In Krustenabschnitten mit erhöhtem Wärme- fluss und großer Fluidkonzentration liegt der spröd- duktile Übergang in geringerer Tiefe als in Gebieten mit normalem Wärme- fluss. Daraus ergibt sich, dass z. B. in magmatisch-aktiven Zonen die Kruste leichter zu deformieren ist (dazu in ▶ Abschn. 11.1 und in ▶ Kap. 13 mehr). Zur Erdform und Gravimetrie siehe ▶ Kasten 9.2.

9.3 Erdmagnetismus

Der Kompass ist in der Geologie zur Orientierung im Gelände, aber auch zur Lagebestimmung von geologischen Flächen oder Lineamenten (z. B.

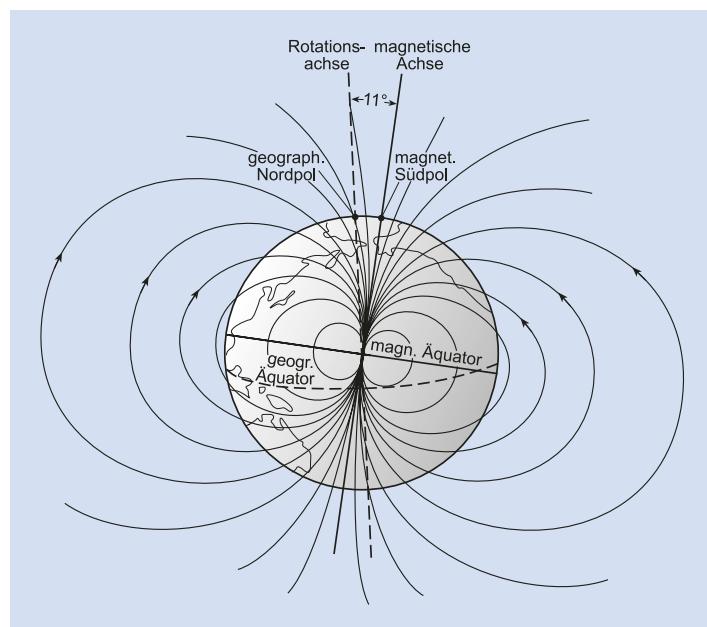
Schichtflächen, Faltenachsen; ▶ Kap. 11) unentbehrlich. Das Erdmagnetfeld, welches die Kompassnadel in Nord-Süd-Richtung ausrichtet, wird durch Konvektion des flüssigen, elektrisch leitfähigen äußeren Kerns erzeugt (**Magnetohydrodynamik**). Die Konvektion resultiert in einem Magnetfeld mit dominanter Dipolcharakter (80 %). Die Dipolachse ist z. Zt. um ca. 11° gegen die Rotationsachse der Erde geneigt (Abb. 9.18). Die Erforschung des heutigen Magnetfeldes, aber auch paläomagnetische Messungen an Festgestein und Lockersedimenten, sind in den Geowissenschaften von großer Bedeutung.

Wenn Lava erstarrt und abkühlt, nimmt sie einen **remanenten** (bleibenden) **Magnetismus** in Richtung des lokal herrschenden Erdmagnetfeldes an. Er wird vor allem von dem ferromagnetischen Mineral Magnetit (Fe_3O_4) erzeugt. Diese **thermoremanente** Magnetisierung wird beim Unterschreiten der Curie-Temperatur erworben (für Magnetit 580 °C). Messungen der remanenten Magnetisierung an orientiert genommenen Proben von älteren Vulkaniten, aber auch von Sedimenten, haben ergeben, dass das Magnetfeld sich im Verlauf der Erdgeschichte vielfach umgekehrt hat. Die Polumkehr vollzieht sich in wenigen tausend Jahren, vermutlich als Folge von magnetohydrodynamischer Instabilität im Kern. Während dieser Umkehrungsphase wird das

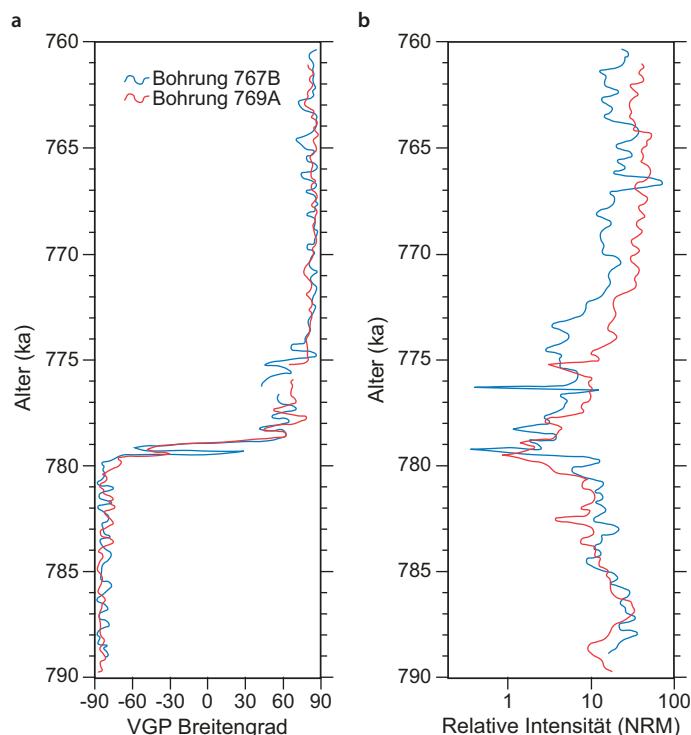
Magnetfeld schwächer und die Pole ziehen auf irregulären Pfaden über den Globus (Abb. 9.19).

Richtung und Stärke des Magnetfeldes an der Erdoberfläche ändern sich von Ort zu Ort. Neben dieser räumlichen Änderung ist auch eine zeitliche (säkulare) Variation des Magnetfeldes zu beobachten. Die Hauptursache sowohl für die räumliche als auch für die zeitliche Variation des Magnetfeldes liegt in der genannten Kernkonvektion. Der Sonnenwind deforme das Erdmagnetfeld und bewirkt seine Tagesvariation. Die horizontale Abweichung der magnetischen von der geografischen Nordrichtung an einem bestimmten Punkt wird als **Deklination** bezeichnet. Sie setzt sich zusammen aus der Abweichung der Dipolachse von der Rotationsachse und aus regionalen Abweichungen des Magnetfeldes, die wiederum durch die Kernkonvektion und untergeordnet durch große magnetische Körper im Untergrund hervorgerufen werden. Am magnetischen Äquator verlaufen die Magnetfeldlinien parallel zur Erdoberfläche. Je näher man zu einem der beiden magnetischen Pole kommt, desto steiler tauchen die Magnetfeldlinien in die Erde ein (Abb. 9.18). Dieses als **Inklination** bezeichnete Einfallen wird wie die Deklination von der Kernkonvektion und von lokalen Anomalien im Untergrund bestimmt.

Abb. 9.18 Geografischer und magnetischer Pol weichen z. Zt. um ca. 11° voneinander ab (Deklination). Der Verlauf der Magnetfeldlinien des im äußeren Kern erzeugten Magnetfeldes entspricht in erster Näherung dem eines großen ins Erdinnere gedachten Dipolmagneten. Der Eintauchwinkel der Feldlinien in die Erdoberfläche wird als Inklination bezeichnet



■ Abb. 9.19 Paläomagnetische Untersuchungen an marinen Sedimenten aus zwei Bohrungen in der Sulu- (769A) und der Celebessee (767B, Ocean Drilling Program); (a) Breitengrad des virtuellen geomagnetischen Pols (VGP) im Übergangsbereich von der Matuyama-zur Brunhes-Chrone (■ Abb. 9.21); (b) Die relative Intensität der natürlichen remanenten Magnetisierung (NRM, in den marinen Sedimenten i. w. durch fröhdiagenetische Mineralbildung erworben) nimmt während der Umpolung stark ab. Da unser Magnetfeld einen Teil der kosmischen Strahlung abschirmt, ist bei einer zukünftigen Umpolung mit einer erhöhten Strahlungsbelastung zu rechnen (Bildrechte: vereinfacht nach Oda et al. 2000)



Anhand von paläomagnetischen Analysen (Inklination und Deklination) von alten Laven und Sedimenten lässt sich die Paläopollage der Lithosphärenplatte, auf der die Lava ausgeflossen ist, für den Zeitpunkt der Eruption berechnen. Die zeitliche Abfolge von Paläopollagen, ermittelt durch die Analyse verschiedener alter Gesteine, ergibt eine **scheinbare Polwanderungskurve**. Beispielsweise war India bis in die Unterkreide Teil des Großkontinents Gondwana. Vor ca. 120 Ma löste sich India von Gondwana und driftete nach Norden. Dies ist durch scheinbare Polwanderungskurven belegt (► Abschn. 14.1).

Das Magnetfeld an einem Ort ist die Vektorsumme aus der induzierten Magnetisierung und der remanenten Magnetisierung der Gesteine in dem Gebiet. Die Stärke der induzierten Magnetisierung, die parallel zum Erdmagnetfeld ausgerichtet ist, hängt von der **magnetischen Suszeptibilität** („Empfänglichkeit“) der Gesteine ab. Grob gesagt korreliert die Suszeptibilität mit dem Anteil an Magnetit im Gestein. Die **Totalintensität** des Magnetfeldes gliedert sich in eine vertikale und eine horizontale Komponente. Mit Magnetometern am Boden,

vom Flugzeug oder Schiff aus lassen sich Anomalien der Totalintensität oder einer ihrer Komponenten kartieren, um so Auskunft über die Strukturen im Untergrund, also über die Verteilung von Gesteinskörpern mit unterschiedlichen magnetischen Eigenschaften, zu erhalten (■ Abb. 14.3). Beispielsweise können durch eine magnetische Kartierung verdeckte Eisenerzvorkommen aufgespürt werden. Die Suszeptibilität wird direkt an Gesteins- oder Lockersedimentproben gemessen. Solche Messungen können als stratigrafisches Hilfsmittel eingesetzt werden, z. B. zur Identifikation von magnetitreichen Lagen in Sedimentkernen (z. B. vulkanische Aschen oder Schwermineralseifen).

Unter den Mittelozeanischen Rücken (MOR) steigen Magmen aus dem Mantel auf. Die Ti-Fe-Oxide der abkühlenden magmatischen Produkte nehmen das lokal herrschende Magnetfeld in seiner Stärke und Orientierung an. Die neu gebildete ozeanische Kruste mit ihrer thermoremanenten Magnetisierung wird durch das ‚sea floor spreading‘ mit Geschwindigkeiten von $1\text{--}16 \text{ cm a}^{-1}$ vom Mittelozeanischen Rücken weg bewegt (► Abschn. 10.1).

Das Erdmagnetfeld hat heute an der Erdoberfläche eine Stärke von ca. 30.000 nT am Äquator und 60.000 nT an den Polen (nT – Nanotesla). Ozeanische Kruste mit normaler Polarität der Magnetisierung erhöht die Feldstärke lokal um bis zu 500 nT, Meeresboden mit reverser, d. h. umgekehrter Polarität

erniedrigt die lokale Feldstärke entsprechend. Die durch die unterschiedlich gepolten Krustenstreifen verursachte Schwankung der Feldstärke kann von Schiffen aus mit Magnetometern registriert werden (Abb. 9.20). Die Breite dieser streifenförmigen magnetischen Anomalien wird bestimmt von der

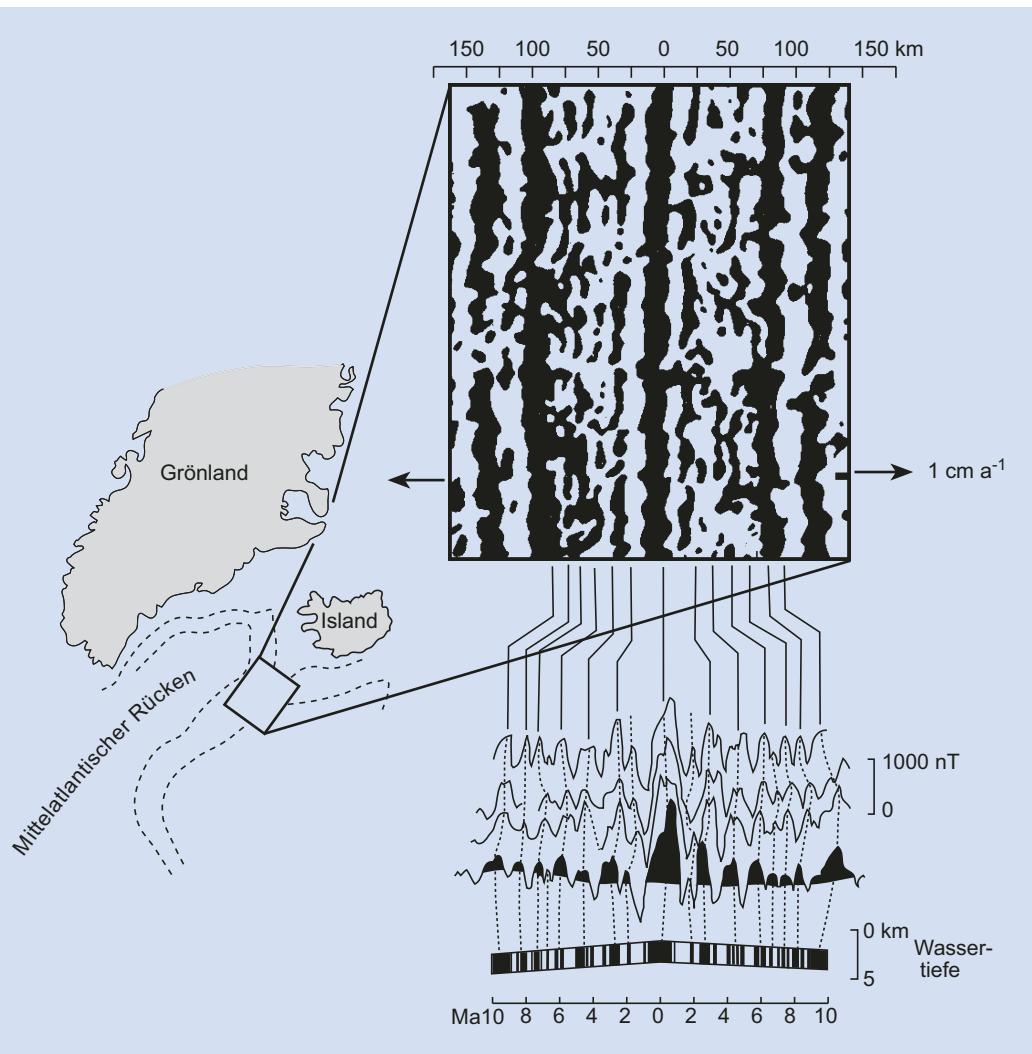


Abb. 9.20 Variation der magnetischen Feldstärke des Meeresbodens beiderseits des Reykjanes-Rückens südlich von Island (zur Position vgl. Abb. 10.1). Bereiche mit positiver Anomalie sind schwarz eingezeichnet. Die Magmatite dieser Bereiche sind in Zeiten mit normaler Polarität des Erdmagnetfeldes entstanden. Unten sind die Schwankungen der Feldstärke entlang von drei Profilen über den Mittelozeanischen Rücken hinweg und ein theoretisches Krustenprofil dargestellt. Ganz unten ist die Korrelation mit der Zeitskala der magnetischen Umpolungen gezeigt (Abb. 9.21). Die auffällige Spiegelsymmetrie der magnetischen Streifung beiderseits des Mittelozeanischen Rückens, die hier und an vielen anderen Abschnitten der Mittelozeanischen Rücken beobachtet wurde, war ein entscheidender Beweis für das ‚sea floor spreading‘. Die unregelmäßigen Umriss der magnetischen Streifen haben ihre Ursache in der komplexen räumlichen und zeitlichen Anordnung der magmatischen und hydrothermalen Prozesse am Mittelozeanischen Rücken (Bildrechte: nach Strohbach 1991)

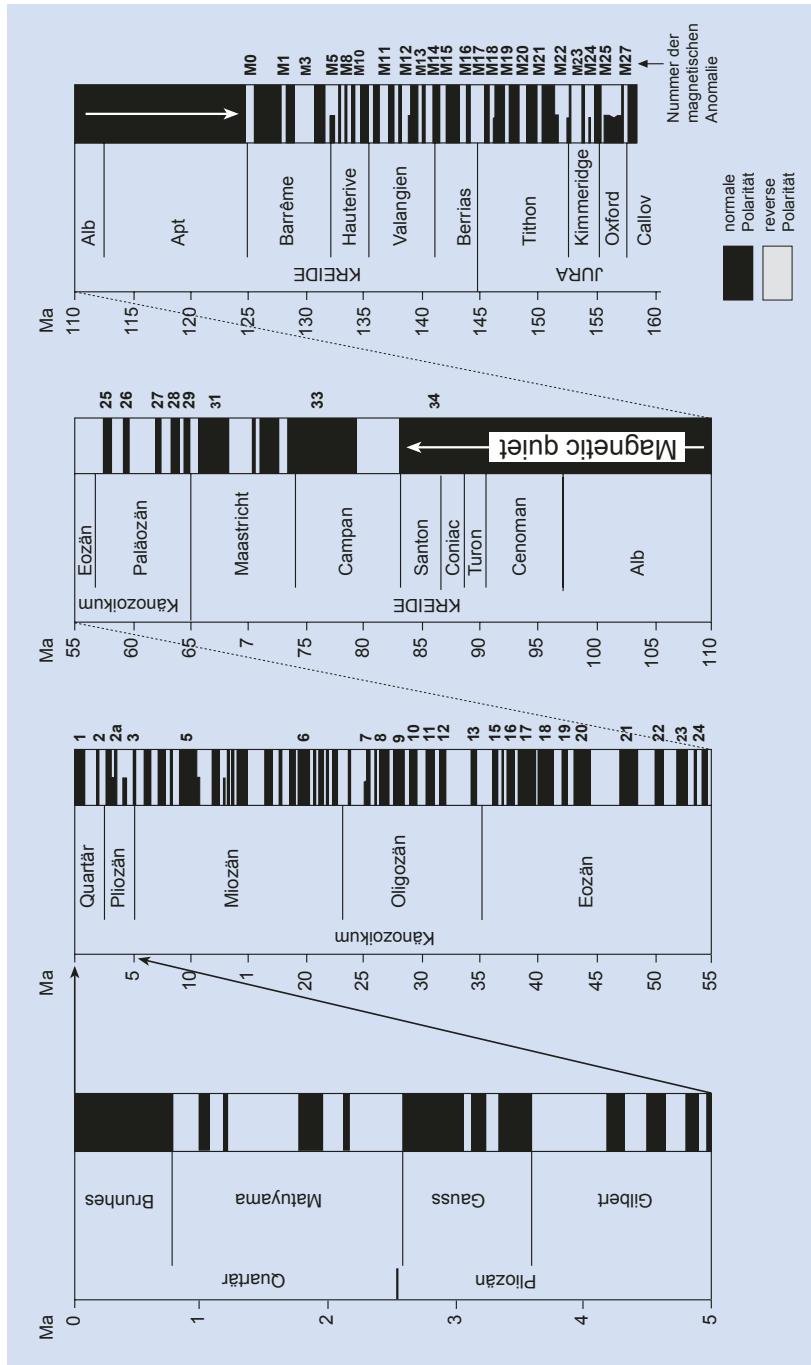


Abb. 9.21 Zeitskala der Magnetfeldumkehr; die Skala beruht i. W. auf Magnetfeldmessungen der ozeanischen Kruste und radiometrischen Altersbestimmungen ihrer Gesteine und reicht daher nur bis in den Jura (Abb. 10.9). Die Umpolungen finden in unregelmäßigen Abständen von einigen hunderttausend Jahren statt. Daneben kommen kurzfristige Ereignisse vor, die vermutlich „missglückte“ Umpolungen ohne ausreichende Stabilität darstellen dürften. Die außergewöhnlich lange Periode mit normaler Polarität in der Kreide (Nr. 34) wird als „magnetic quiet zone“ bezeichnet: Links sind die Chronen der letzten 5 Mio. Jahre dargestellt: Wir leben in der Brunhes-Chrone, die seit 780.000 Jahren herrscht. In dieser Zeit der normalen Polarität kam es zu mindestens 14 kurzzeitigen Umpolungen von wenigen 100 bis wenigen 1000 Jahren (sog. Exkursionen); halb durchgezogene Signaturen stellen Chronen mit bislang ungeklärter Polarität dar (Bildrechte; nach Hafkamp et al. 1990 und Cande & Kent 1995)

Zeitdauer der betreffenden magnetischen Polarität und der Spreizungsgeschwindigkeit des betreffenden Mittelozeanischen Rückens. Die ozeanische Kruste hat die Entwicklung des Erdmagnetfeldes seit dem Jura gewissermaßen wie ein Magnetbandrekorder aufgezeichnet (Abb. 9.21).

Literatur

- Allegre J-P et al. (1995) The chemical composition of the Earth. *Earth planet. Sci. Lett.* 134:515–526
- Broecker WS. 1994. *Labor Erde – Bausteine für einen lebensfreundlichen Planeten*. Springer Verlag, Berlin, 274 S
- Dziewonski & Anderson (1981) *Phys. Earth Planet. Inter.* 25:297–356
- Fei Y et al. (1991) Experimental determination of element partitioning and calculation of phase relations in the MgO-FeO-SiO₂ system at high pressure and high temperature. *J Geophys Res* 96:2157–2169
- Fowler CMR. 1990. *The solid earth – An Introduction to global geophysics*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 472 S
- French BM (1998) *Traces of Catastrophe: A Handbook of Shock-Metamorphic Effects in Terrestrial Meteorite Impact Structures*. LPI Contributions No. 954. Houston, 120 S
- Harland et al. (1990) *A geological time scale 1989*. Cambridge Univ. Press. und Cande & Kent 1995, *J. Geophys. Res.* 100, 6093 ff
- Hurtig E et al. (Hrsg., 1993) *Geothermal atlas of Europe*. Hermann Haack Verlagsgesellschaft, Gotha, 165 S
- Ito E, Takahashi E (1987) Ultrahigh pressure phase transformations and the constitution of the deep mantle. In: Manghnani MH, Syono Y (eds.) *High pressure research in mineral physics*. *Geophys. Monogr.* 39, 221–229
- Jung K. 1953. *Kleine Erdbebenkunde*. Springer-Verlag, Berlin, 158 S
- Kakkuri J (1992) A continent revealed: The European Geotraverse. In: Blundell DJ, Freeman R, Mueller S, Button S (Hrsg.) Cambridge University Press, Cambridge, Atlas map 6
- Mcsween J (1999) *Meteorites and their parent planets*. – 2. Aufl. Cambridge University Press, Cambridge, 310 S
- Melosh HJ (1996) *Impact Cratering. A Geological Process*. Oxford University Press, 245 S
- Molnar P (1988) Continental tectonics in the aftermath of plate tectonics. *Nature* 335:131–137
- Oda H, Shibuya H, Hsu V (2000) Palaeomagnetic records of the Brunhes/Matuyama polarity transition from ODP Leg 124 (Celebes and Sulu seas). *Geophys. J. Int.* 142:319–338
- Putnis A. 1992. *Introduction to mineral sciences*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 457 S
- Rudnick RL (1995) Making continental crust. *Nature* 378:571–578
- Strohbach K. 1991. *Unser Planet Erde. Bornträger*, Stuttgart, 253 S
- Watts AB, Daly SF (1981) Long wave gravity and topography anomalies. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 9:415–448
- Zeil W. 1990. *Brinkmanns Abriss der Geologie*. Erster Band: Allgemeine Geologie. 14. Aufl. Enke, Stuttgart, 278 S

Weiterführende Literatur

- Brown G, Hawkesworth CJ, & Wilson RCL (Hrsg., 1992) *Understanding the Earth: [a new synthesis]*. Cambridge University Press, Cambridge, 551 S
- Fowler CMR (2006) *The solid earth: an introduction to global geophysics*. 2. Aufl. Cambridge University Press, Cambridge, 685 S
- Langmuir CH, & Broecker WS (2012) *How to build a habitable planet: the story of Earth from the big bang to humankind*. Princeton Univ. Press, Princeton, 718 S.

Globale Plattentektonik

- 10.1 Das Mosaik der Platten – 216**
- 10.2 Divergente Plattenränder – 221**
 - 10.2.1 Kontinentales Rifting – 221
 - 10.2.2 Mittelozeanische Rücken – 223
- 10.3 Konvergente Plattenränder – 225**
 - 10.3.1 Subduktionszonen – 225
 - 10.3.2 Terrane und Kontinent-Kontinent-Kollision – 232
- 10.4 Transformstörungen – 234**
- Literatur – 237**

10.1 Das Mosaik der Platten

Eine Fülle z. T. voneinander unabhängiger Messungen und Beobachtungen haben dazu beigetragen, dass die Theorie der Plattentektonik inzwischen als eine solide Grundlage unserer Wissenschaft angesehen wird (► Kasten 10.1). Die Oberfläche der Erde besteht heute aus ca. 20 starren Lithosphärenplatten, die sich mit unterschiedlichen Geschwindigkeiten relativ zueinander bewegen (► Abb. 10.1 und 10.2). Einige Platten, wie z. B. die Pazifische Platte, bestehen i. W. nur aus ozeanischer Lithosphäre, andere, wie z. B. die Südamerikanische Platte, bestehen aus kontinentaler und ozeanischer Lithosphäre.

Geometrisch gesehen sind die Platten Sphärenfragmente, die sich auf einer Kugel bewegen. Innerhalb großer Platten ergeben sich daher erhebliche Unterschiede der Driftgeschwindigkeit. Die Pazifische Platte z. B. hat, relativ zum Erdinnern, ihr Bewegungsmaximum von ca. 11 cm a^{-1} entlang einer SO-NW verlaufenden Zone, die vom Gebiet westlich der Osterinseln zum Gebiet östlich der Marianen reicht. Beiderseits dieser Zone, also in nordöstlicher und südwestlicher Richtung, nehmen die absoluten Driftgeschwindigkeiten der Pazifischen Platte bis auf 6 cm a^{-1} in den Gebieten südlich von Alaska und südlich von Neuseeland ab (► Abb. 10.1).

Es gibt drei Typen von Plattengrenzen (► Abschn. 10.2 bis 10.4):

- **divergente Plattengrenzen**, an denen sich die Platten voneinander entfernen und an denen neue ozeanische Lithosphäre entsteht (**Mittel-ozeanische Rücken** = MOR),
- **konvergente Plattengrenzen**, an denen eine Platte unter die andere abtaucht, um im Mantel „recycled“ zu werden (**Subduktionszonen**) und
- **Transformplattengrenzen**, an denen die Platten aneinander entlanggleiten (► Abb. 10.1).

Der Punkt, an dem drei Platten aneinandergrenzen, wird als **Triple junction** bezeichnet. An einer Triple junction können Plattengrenzen eines Typs, wie z. B. an der Galapagos-Triple-junction (MOR-MOR-MOR, ► Abb. 10.1), beteiligt sein. Triple junctions können aber auch aus unterschiedlichen Plattengrenzen bestehen (z. B. bei den Azoren: MOR-MOR-Transform, vgl. auch ► Abb. 10.19).

Der wichtigste Motor der Plattentektonik ist die **Mantelkonvektion**. Der Erdmantel kann unter den gegebenen Druck- und Temperaturbedingungen mit ca. $10\text{--}20 \text{ cm a}^{-1}$ fließen. Man nimmt an, dass der Mantel bestrebt ist, die Temperaturdifferenz zwischen Kern und Erdoberfläche (vgl. ► Abb. 9.11) durch Konvektion auszugleichen – vergleichbar dem auf- und absteigenden Wasser in einem Kochtopf. Die abtauchenden Äste der Konvektion sind durch die Subduktionszonen klar markiert. Seismisch-tomografische Untersuchungen des Mantels zeigen, dass die subduzierte Lithosphäre bis an die Mantel-Kern-Grenze herabsinken kann. Die aufsteigenden Äste sind zum einen die Zonen unter den divergenten Plattengrenzen (MOR) und zum anderen die Manteldiapire („mantle plumes“). Man stellt sich Manteldiapire als vertikale, schlauchförmige Zonen von einigen hundert Kilometern Durchmesser vor, in denen heißes Mantelmaterial aus dem tieferen Mantel bzw. von der Mantel-Kern-Grenze nach oben steigt (s. a. ► Abb. 1.5). Viele Vulkanzentren fernab der Plattengrenzen, wie z. B. Hawaii, aber auch am MOR (z. B. Island, Azoren), sind als **Hot Spots** über Manteldiapire entstanden (► Abb. 10.3). Die Asthenosphäre fließt von den Mittelozeanischen Rücken seitlich und von den Manteldiapiren radialstrahlig (sternförmig) weg. Die Mantelkonvektion verläuft also nicht in einfachen Walzen, sondern dürfte örtlich recht komplexe Strukturen aufweisen.

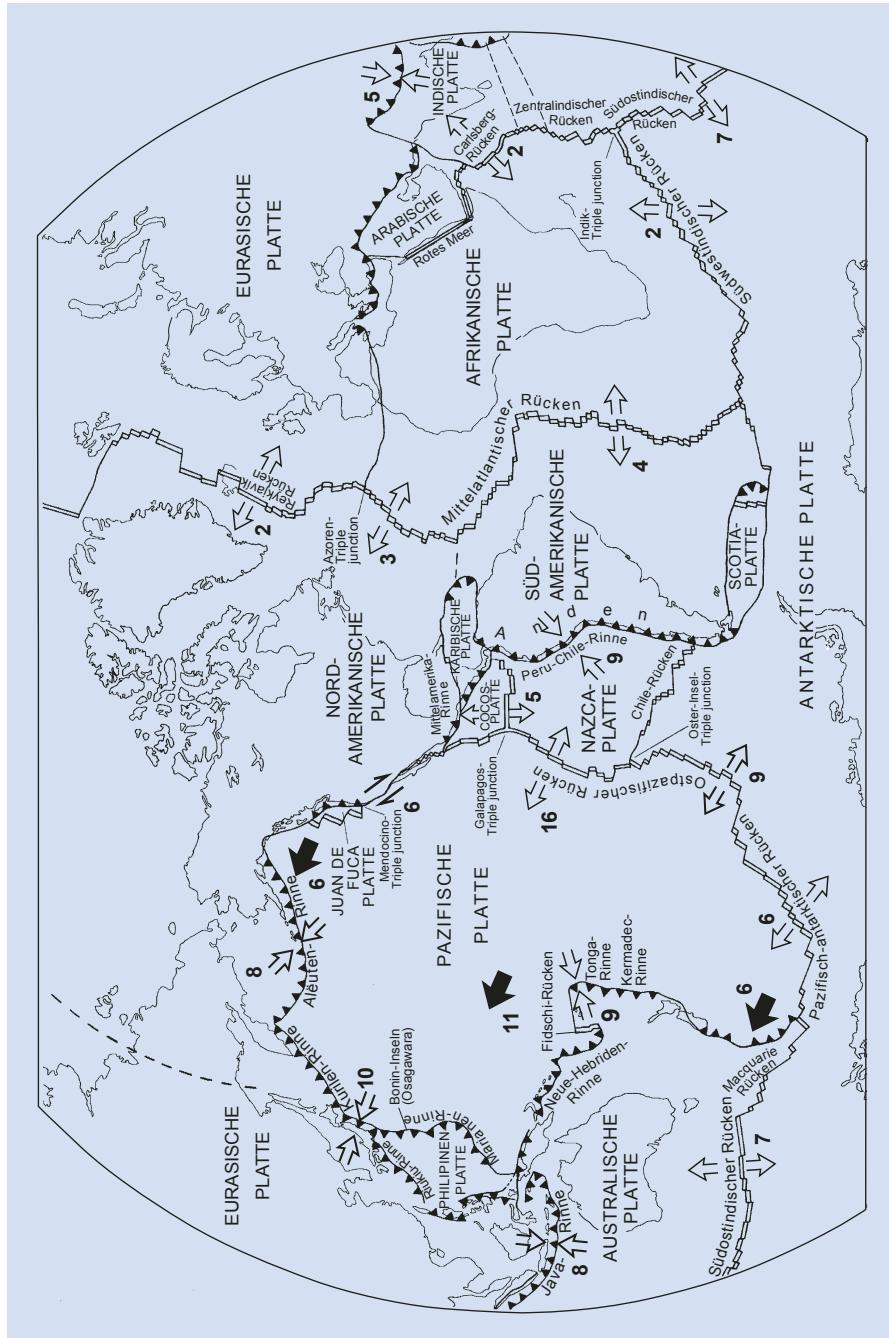


Abb. 10.1 Die wichtigsten Platten mit divergenter, konvergenter und Transformstörungsgrenzen; die schwarzen Zähne entlang der konvergenten Plattenränder zeigen die Richtung der Subduktion an; offene Pfeile zeigen die Relativbewegungsrichtung an, Zahlen sind Bewegungsbeträge in cm a^{-1} ; schwarze Pfeile: Richtung und Betrag der Absolutbewegung der Pazifischen Platte (als ein Beispiel) relativ zum Erdinnern. Die Relativgeschwindigkeiten wurden direkt durch satellitengestützte Entfernungsmessungen und indirekt durch die magnetische Kartierung des Meeresbodens (Abschn. 9.3) ermittelt. Die Mittelozeanischen Rücken sind durch Transformstörungen zerschnitten, wobei hier nur der tektonisch aktive Teil gezeigt ist (mehr dazu in ▲ Abschn. 10.4). Die Plättengrenzen in der Arktis sind nicht vollständig dargestellt; die gestrichelte Linie in Ostibirien markiert die vermutete Grenze zwischen der Eurasischen und der Nordamerikanischen Platte (Bildrechte: nach Fowler 1990 und anderen Quellen); Plattengrenzzone (gestrichelt) zwischen der Indischen und der Australischen Platte nach Van Orman et al. 1995

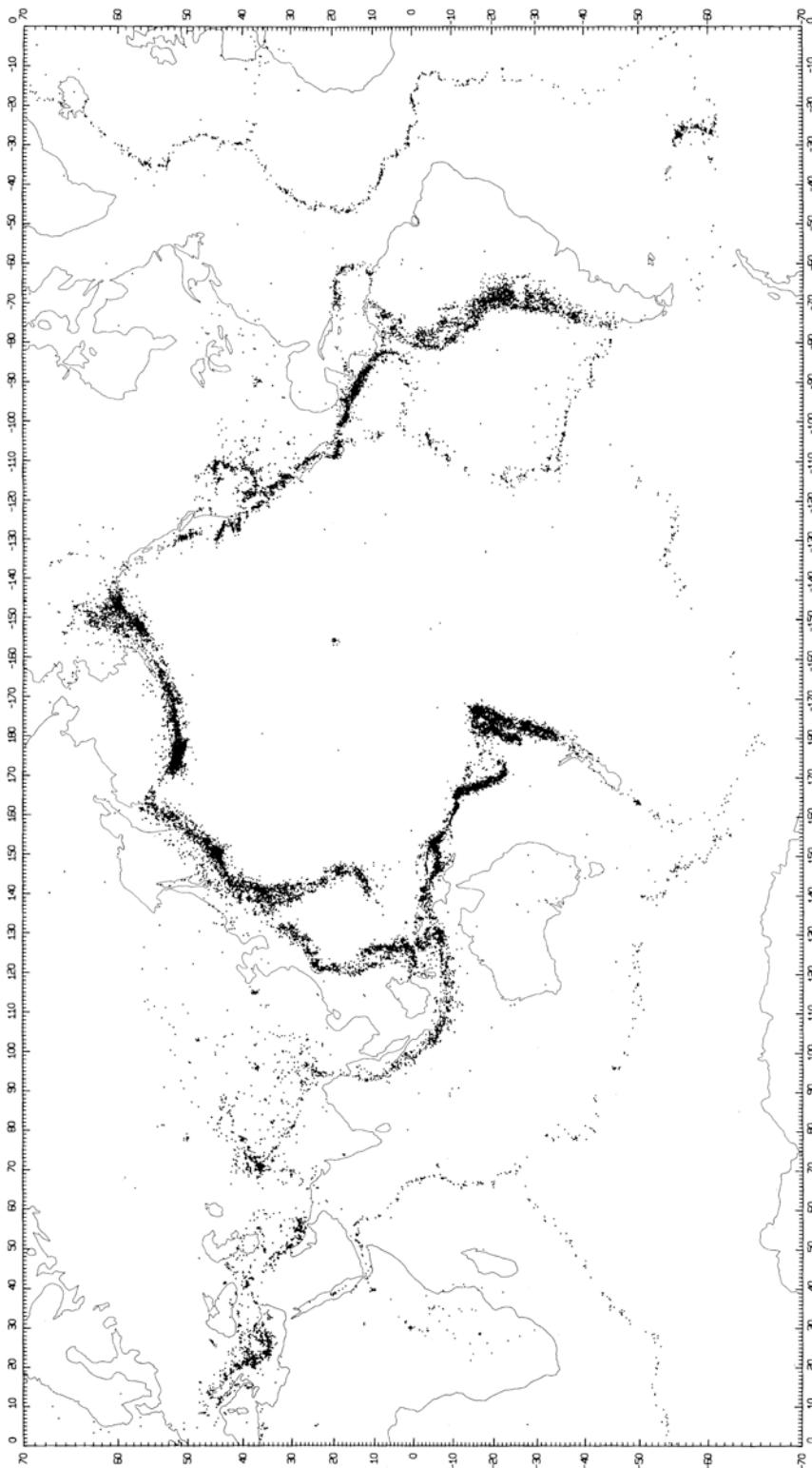


Abb. 10.2 Karte von 30 000 Erdbebenepizentren, die zwischen 1961 und 1967 aufgezeichnet wurden. Die Hypozentren liegen zwischen 0 und 700 km tief. Der Vergleich zu

Abb. 10.1 zeigt, dass die Erdbebenherde die Plattengrenzen gut markieren. Es kamen in dem Zeitraum aber auch Erdbeben in Intra-Platten-Position vor (Bildrechte: aus Barazangi & Dorman 1969, mit freundl. Genehmigung der Seismological Society of America)

Kasten 10.1 Von Abraham Gottlob Werner zu Harry Hess: Vom Neptunismus zur Plattentektonik

Die Geowissenschaften haben in den letzten 200 Jahren eine stürmische Entwicklung erlebt, die von einer Kette fundamentaler Auseinandersetzungen geprägt war. Die auf Aristoteles zurückgehenden **Neptunisten**, deren dogmatischster Vertreter am Ende des 18. Jhdts. Abraham Gottlob Werner war, gingen davon aus, dass alle Gesteine, also auch die Magmatite, Ablagerungen eines Urozeans seien. Bereits zu Lebzeiten Werners vertraten die **Plutonisten**, wie z. B. James Hutton, die Auffassung, dass die Magmatite aus einer Schmelze entstehen, welche aus dem Erdinnern stammt. Die Plutonisten setzten sich in der ersten Hälfte des 19. Jhdts. durch. Das Jahrhundert war darüber hinaus von großen Fortschritten in der Stratigrafie (vgl. □ Abb. 1.6, □ Abschn. 7.4) und der Paläontologie gekennzeichnet, wobei der Streit um die DARWINsche Evolutionstheorie eine zentrale Rolle spielte. Die Erforschung der alten und jungen Gebirge zeigte deutlich, dass bestimmte Zonen der Erdoberfläche eine große Mobilität besitzen bzw. besaßen. Man erkannte, dass in diesen Zonen mächtige Sedimentstapel in rasch absinkenden Becken akkumulierten und dass seitliche Einengung zu Faltung und Überschiebung führte. Paläontologen stellten zwischen vielen älteren Faunen und Floren von weit auseinanderliegenden Kontinenten große Übereinstimmung fest, die man zunächst durch die Existenz von temporären Landbrücken zu erklären versuchte. Die erste Hälfte des 20. Jahrhunderts war die Arena für die Auseinandersetzung zwischen den Fixisten und den Mobilisten. Die **Fixisten** vertraten die Auffassung, dass die Kruste i. W. nur vertikale Bewegungen vollführt. Um die genannten Beobachtungen in einer globalen Theorie zu vereinen, wurden u. a. Veränderungen des Erddurchmessers postuliert. Einige Fixisten vertraten eine **Expansion** der Erde (was die Landbrücken überflüssig machen würde), andere gingen von einer **Kontraktion** aus (was die seitliche Einengung der Gebirge erklären würde). Der prominenteste Verfechter des Fixismus war Hans Stille. Seine umfassenden Modelle zur Beckenentwicklung und Gebirgsbildung dominierten die Forschung und Lehre bis in die 70er-Jahre des 20. Jh. Unter anderem wurde seine Klassifikation von Ablagerungsräumen in **Eugeosynklinalen** (mit großen Sedimentmächtigkeiten und Vulkanismus) und **Miogeosynklinalen** (geringe Sedimentmächtigkeit und ohne Vulkanismus) sowie die Einteilung des Magmatismus nach seiner zeitlichen Stellung zu großen Gebirgsbildungen in **initial**, **synorogen**, **subsequent** und **final** vielfach verwendet. In das heute gültige Modell der Plattentektonik haben diese fixistischen Modelle und ihre Begriffe keinen Eingang gefunden.

1912 trug Alfred Wegener erstmals seine Theorie von der **Kontinentaldrift** vor, die i. W. auf Überlegungen zur Verteilung von permokarbonen Floren- und Faunenprovinzen und zu den zueinanderpassenden Umrissen der Kontinente basierte. Dieses **mobilistische Modell**, das vor allem von lateralen Bewegungen auf der Erde ausging, hatte bis in die 60er-Jahre hinein nur wenige Anhänger. Den Fixisten fiel es nicht schwer, Wegeners Vorstellung, dass „die Kontinente durch die ozeanische Kruste pflügen“, als physikalisch unhaltbar hinzustellen. Erst die Seismologie (► Kasten 9.1), die Geomagnetik (► Abschn. 9.3) und andere geophysikalische Untersuchungen besonders der Ozeangebiete lieferten in der Mitte des 20. Jahrhunderts die entscheidenden Daten für die Formulierung der Theorie der **globalen Plattentektonik**. K. Wadati und H. Benioff entdeckten, dass rund um den Pazifik viele Erdbebenherde auf einer schräg abtauchenden Fläche, den Subduktionszonen, angeordnet sind. Mithilfe von Magnetmessungen vom Schiff aus zeichneten 1961 A. D. Raff und R.G. Mason im Ostpazifik ein Streifenmuster der magnetischen Anomalien der ozeanischen Kruste auf, die durch Zonen mit normaler und reverser Polarität verursacht werden (□ Abb. 9.20). Als Initialzündung für den Siegeszug der Plattentektonik wird allgemein die von dem Paläomagnetiker Harry Hess 1962 publizierte Arbeit „History of ocean basins“ bezeichnet. Die Vorarbeiten vereinend nahm er an, dass unter den Mittelozeanischen Rücken Mantelmaterial aufsteigt und zu beiden Seiten wegstromt (**sea floor spreading**), R. S. Dietz 1961). Entlang der Ränder des Pazifiks wird ozeanische Lithosphäre wieder verschluckt (**subduziert**). Die Kontinente bewegen sich wie Flöße passiv auf dem Mantel. Das Modell von Hess aufgreifend, boten Vine & Matthews (1963) eine Erklärung für die magnetische Streifung des Meeresbodens an: Die am mittelozeanischen Rücken (MOR) entstehende basaltische Kruste nimmt bei der Abkühlung die jeweilige Polarität des Erdmagnetfeldes an. Durch das „sea floor spreading“ driftet die magnetisierte Kruste zu beiden Seiten vom MOR weg (□ Abb. 9.20). Es folgten weitere bahnbrechende Arbeiten in rascher Folge und seit den 70er-Jahren präzise Satellitendaten der Erdschwere und -oberfläche, die das Modell der Plattentektonik zementieren und abrunden. Mit der globalen Plattentektonik haben die Geowissenschaften erstmals ein Dach geschaffen, unter dem die verschiedenen Teildisziplinen zu gemeinsamen Forschungsvorhaben zusammenkommen.

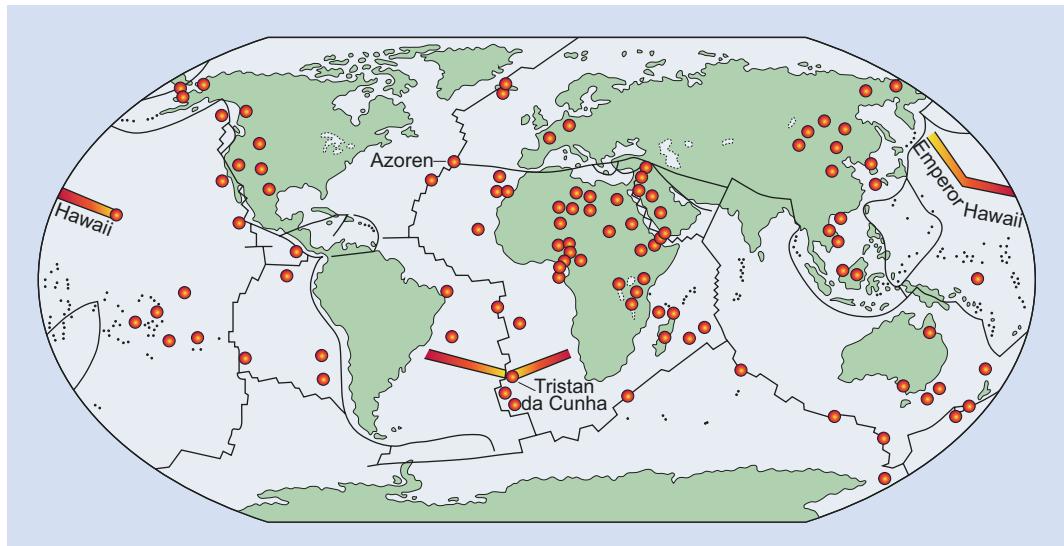


Abb. 10.3 Manteldiapiere („mantle plumes“) sind langlebige (100–200 Ma), schlauchförmige Zonen, in denen heißes Mantelmaterial aufsteigt. Da die Manteldiapiere tief im Erdmantel wurzeln, wird ihre Position relativ zum Erdinneren als fest angenommen. Der Aufstieg des heißen Mantelmaterials führt zur Bildung von Magmen unter und in der Lithosphäre (mehr dazu in ▶ Abschn. 12.1). Es entsteht ein magmatisch aktives und durch die Aufheizung der Lithosphäre herausgehobenes Gebiet, welches als Hot Spot bezeichnet wird (vgl. □ Abb. 9.13). Die Karte zeigt die Position der wichtigsten Hot Spots der jüngsten Erdgeschichte. Bewegt sich eine Platte über einen Manteldiapir hinweg, entstehen Vulkanketten wie der Hawaii-Emperor-Rücken. Z. Zt. bewegt sich die Pazifische Platte in nordwestliche Richtung, der Manteldiapir und die aktiven Vulkane von Hawaii befinden sich entsprechend am SO-Ende dieser Kette. Nach NW erlischt die vulkanische Aktivität und die Vulkane sinken aufgrund der Abkühlung der Lithosphäre langsam unter den Meeresspiegel. Der Knick im Hawaii-Emperor-Rücken entstand durch eine Änderung der Driftrichtung der Pazifischen Platte vor ca. 40 Ma von N nach NW. Der südatlantische Rücken blieb seit seiner Bildung relativ ortsfest über dem Tristan-da-Cunha-Manteldiapir. Dessen vulkanische Produkte werden daher am Mittelozeanischen Rücken ständig in zwei Teile geteilt und mit der Afrikanischen Platte nach O und mit der Südamerikanischen Platte nach W verdriftet (Bildrechte: nach Skinner & Potter 1992, mit freundl. Genehmigung von Wiley + Sons)

10

Die Bewegungsrichtung und Geschwindigkeit einer auf der Asthenosphäre schwimmenden Lithosphärenplatte resultiert aus dem Zusammenspiel verschiedener Kräfte, deren Bedeutung weiterhin kontrovers diskutiert wird. Neben der an der Plattenunterseite angreifenden Mantelkonvektion spielen das gravitative Herabgleiten der Lithosphäre vom MOR weg („ridge push“), das Absinken der schweren ozeanischen Lithosphäre in den Subduktionszonen („slab pull“) sowie die Reibungskräfte an den Transformgrenzen eine Rolle. Ozeanische Lithosphäre wird in Subduktionszonen problemlos konsumiert, wenn die Subduktion erst einmal in Gang gekommen ist. Größere Vulkankomplexe oder gar Stücke kontinentaler Kruste lassen sich aufgrund ihrer geringen Dichte nicht so einfach subduzieren.

Werden solche Hindernisse mit der abtauchenden Platte an einen konvergenten Plattenrand herangeführt, kann dies zu einer Modifikation der Bewegungsrichtungen und Geschwindigkeiten der beteiligten Platten bis hin zu einem Ende der Konvergenz führen (▶ Abschn. 10.3).

Wie bereits erläutert gelangt Wärme mit der heißen Asthenosphäre an den MOR, an kontinentalen Riftzonen und in den Manteldiapiere nach oben. Kalte, dichte Lithosphäre sinkt an den Subduktionszonen nach innen. Die Hauptwärmequelle der Erde ist, neben der Anfangswärme durch die Akkretion von Planetesimalen bei der Erdentstehung, vor allem die durch den Zerfall radioaktiver Elemente freiwerdende Wärme (▶ Abschn. 9.2). Untergeordnet spielen andere Komponenten, wie die Sonneneinstrahlung

und die Reibungswärme durch Lithosphärenbewegungen oder Gezeiten, eine Rolle. Im Archaikum dürfte die Erde wärmer gewesen sein. Man schätzt, dass allein die Wärmeproduktion durch den radioaktiven Zerfall 2,5- bis 3-mal höher war als heute. Daher war die Lithosphäre möglicherweise zu heiß und zu leicht, um subduziert werden zu können. Somit ist anzunehmen, dass während der frühen Erdgeschichte die Konvektion und die Lithosphärentektonik von der modernen Plattentektonik stark abwichen (► Abschn. 14.3). Andererseits nimmt die Wärmeproduktion der Erde langsam ab, weil die Menge an radioaktiven Isotopen abnimmt. Irgendwann, in einigen Milliarden Jahren, wird die Erde zu kalt und der Mantel zu starr sein, um die Plattentektonik aufrechtzuerhalten. Somit ist die Plattentektonik eine Episode in der Entwicklung der Erde, welche allerdings für ihre heutige Gestalt entscheidend ist.

10.2 Divergente Plattenränder

Wenn ozeanische oder kontinentale Lithosphäre gedehnt wird, kann sie entlang von Schwächezonen aufreißen. Hält dieser Vorgang lange genug an, kann sich zwischen den auseinanderdriftenden Plattenstücken neue ozeanische Lithosphäre bilden. Zunächst stellen wir die Prozesse der kontinentalen Dehnung vor.

10.2.1 Kontinentales Rifting

Wie jedes Material, welches unter Zugspannung gerät, kann kontinentale Lithosphäre entlang einer Schwächezone aufreißen. Es gibt zwei Möglichkeiten für die Anlage solch einer Schwächezone:

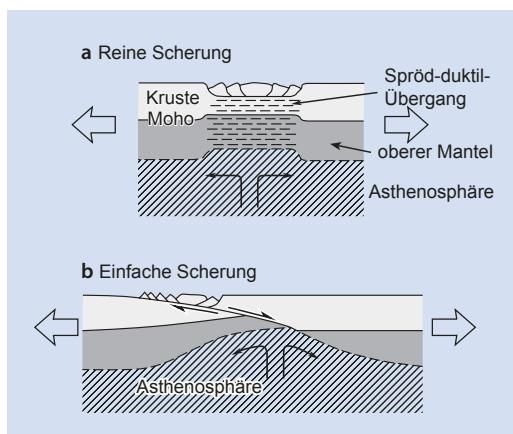
- Eine existierende alte Schwächezone, z. B. eine im Präkambrium angelegte Störungszone, wird durch Dehnung reaktiviert. Da durch die Dehnung die Lithosphäre dünner wird, strömt Asthenosphärenmaterial nach.
- Eine Gruppe von Manteldiapiren brennt sich von unten in die kontinentale Lithosphäre ein.

In beiden Fällen hebt sich durch den Wärmeeintrag aus dem Mantel die spröd-duktil-Grenze in der Kruste an, was die Reißfestigkeit der Platte herabsetzt

(► Abb. 9.15). Im ersten Fall verhält sich die Asthenosphäre passiv (**passives Rifting**). Wenn im zweiten Fall die Platte in dem erwärmten Bereich unter Dehnung steht, wird sie entlang der durch Mantelwärme erzeugten Schwächezone reißen (**aktives Rifting**).

Wie geht nun die Dehnung kontinentaler Lithosphäre vonstatten? Brian Wernicke hat 1981 postuliert, dass die tektonischen Strukturen, welche in großen kontinentalen Dehnungszonen anzutreffen sind, durch einfache Scherung entlang einer großen Hauptabschiebung entstehen, die schräg durch die gesamte Lithosphäre zieht (► Abb. 10.4b). Gravimetrische und seismische Daten von aktiven Riftzonen lassen das neuere Modell einer Einschnürung der Lithosphäre („lithospheric necking“) von Hank Kooi & Sierd Cloetingh (1992) realistischer erscheinen (► Abb. 10.4a, vgl. auch mit ► Abb. 9.15). Hierbei wird die duktile untere Kruste und der obere Mantel durch reine Scherung wie ein Gummiband auseinandergezogen und die spröde obere Kruste darüber in einzelne Schollen zerlegt (reine und einfache Scherung werden in ► Abschn. 11.1 erklärt).

Kontinentale Lithosphäre reagiert auf Dehnung nicht immer in gleicher Weise. Rifting in alten



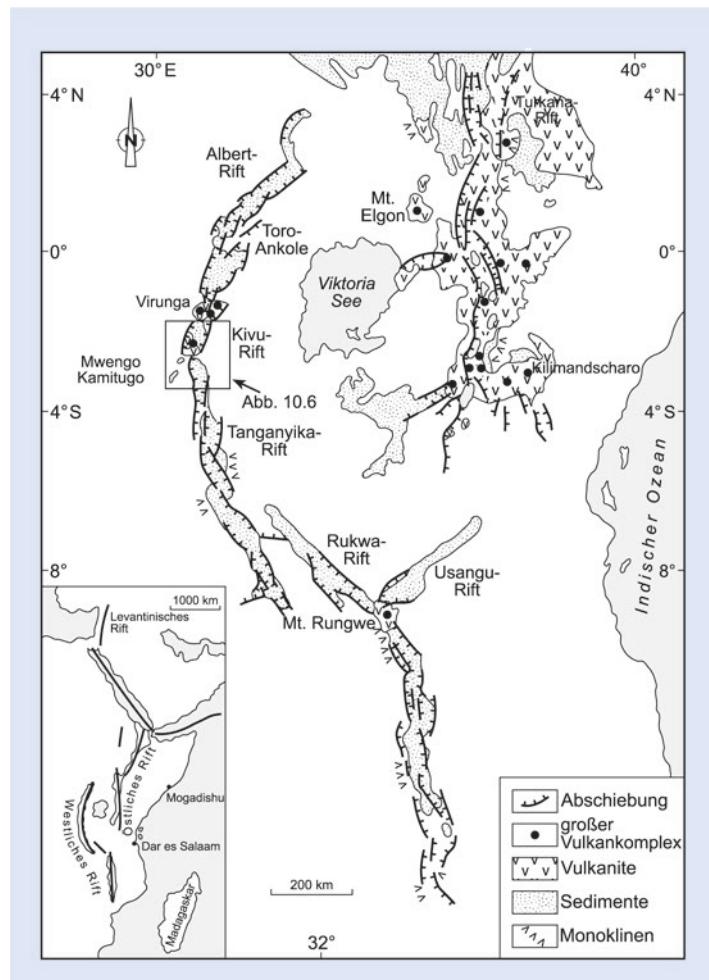
► Abb. 10.4 Zwei Endglieder der Modellvorstellungen zur Dehnung kontinentaler Lithosphäre, (a) Dehnung durch reine Scherung, spröde und duktile Deformation sind gleichmäßig über die Dehnungszone verteilt, (b) Dehnung durch einfache Scherung; eine große Abschiebung zieht schräg durch die gesamte Lithosphäre: Die Verteilung von spröder und duktiler Deformation innerhalb der Dehnungszone ist asymmetrisch (Bildrechte: nach Watts in Brown et al. 1992)

stabilen Kratonen führt zu Ausbildung von relativ engen Grabensystemen, die von hohen Grabenschultern begrenzt sind (► Abb. 10.6). Das Beispiel des Roten Meeres zeigt, dass anhaltendes Rifting in geologisch kurzer Zeit zum völligen Auseinanderreißen alter kontinentaler Lithosphäre und zur Anlage ozeanischer Lithosphäre dazwischen führen kann. Demgegenüber werden für einige kontinentale Dehnungszonen, in denen die Lithosphäre zuvor durch Orogenese verdickt und aufgeheizt war, große Dehnungsbeträge angenommen, ohne dass dort ozeanische Lithosphäre entstanden wäre (zum Begriff „Orogenese“ mehr in ► Abschn. 11.1 und 14.1). Für die Basin-and-Range-Provinz im SW der USA z. B. sind Dehnungsbeträge von bis zu 400 % postuliert

worden (ein ursprünglich 100 km breites Plattenstück ist nach der Dehnung 500 km breit und natürlich entsprechend dünner). Dennoch hat die Lithosphäre in dem Basin-and-Range-Gebiet ihren kontinentalen Charakter nicht verloren.

Bis in die Jurazeit hinein war Südamerika mit Afrika vereint. Dann begann der Superkontinent Gondwana auseinanderzubrechen und es entstand zunächst eine Riftzone, wie sie heute in Ostafrika aktiv ist (► Abb. 10.5 und 10.6, vgl. auch ► Abb. 14.5). Diese kontinentalen Riftzonen sind gewissermaßen als das Embryonalstadium eines divergenten Plattenrandes anzusehen. Im Falle des Atlantiks war das Rifting „erfolgreich“ und es entstand eine neue divergente Plattengrenze. Zwischen den

10
► Abb. 10.5 Die Großstrukturen des känozoischen Ostafrika-Riftsystems; unten links eine Skizze der plattentektonischen Elemente, welche mit dem Ostafrika-Riftsystem verknüpft sind, vgl. ► Abb. 10.1 und 10.2 (Bildrechte: verändert nach Ebinger 1989a)



auseinanderdriftenden Kontinenten bildete sich (und bildet sich noch heute) am Mittelatlantischen Rücken ozeanische Lithosphäre. Ob das Ostafrikanische Rift sich zu einer richtigen Plattengrenze entwickelt oder im Embryonalstadium stecken bleibt (abgebrochener Rift = „aborted rift“), werden die nächsten 10–20 Mio. Jahre zeigen. Aus □ Abb. 10.2 geht hervor, dass die Ostküste Südamerikas und die Westküste Afrikas, welche ehemals die beiden Schultern einer magmatisch und tektonisch aktiven Riftzone waren, heute tektonisch ruhig sind. Diese Bereiche haben also eine Entwicklung von einer tektonisch und magmatisch aktiven Riftzone zu einem **passiven Kontinentalrand** vollführt, an dem diese Prozesse keine Bedeutung mehr haben (dazu in ▶ Abschn. 11.2 mehr).

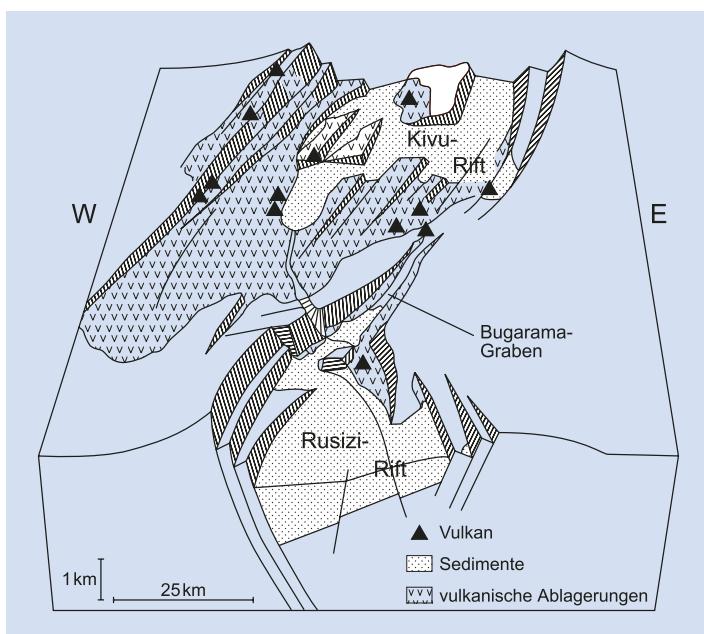
Geophysikalische Untersuchungen und Bohrungen zeigen, dass an einigen passiven Kontinentalrändern, wie z. B. vor Norwegen und vor Argentinien, mächtige mafische Lavaabfolgen (▶ Kasten 12.1) Vorkommen, die aufgrund ihrer in seismischen Profilen erkennbaren meerwärts geneigten Lagerung als „dipping reflector sequences“ bezeichnet werden. Sie entstanden beispielsweise während der Riftphase der Atlantiköffnung als Flutbasalte in Gebieten, die über Manteldiapiren lagen (□ Abb. 12.32). Die meerwärts Neigung der „dipping reflector sequences“

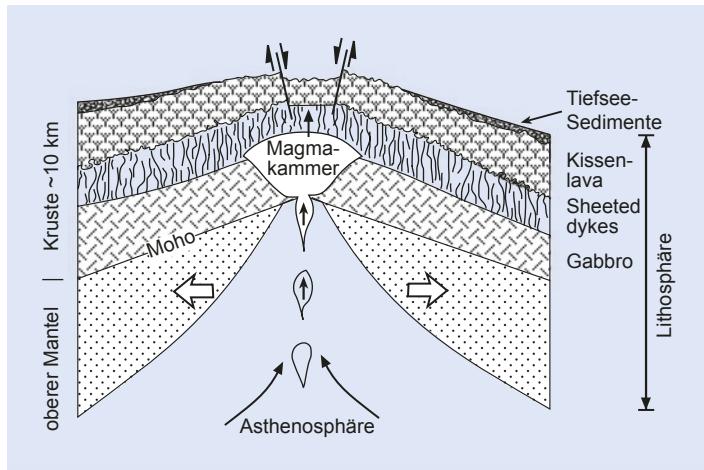
ist in der zur Riftachse zunehmenden Subsidenz begründet.

10.2.2 Mittelozeanische Rücken

Wie soeben dargelegt, kann ozeanische Lithosphäre zwischen zwei kontinentalen Lithosphärenstücken durch fortgesetzte Riftbewegung entstehen. Dies geschieht seit ca. 5 Ma im Roten Meer und im Golf von Aden (□ Abb. 10.1 und 10.5). Ein neuer Mittelozeanischer Rücken wird aber auch inmitten von ozeanischer Lithosphäre gebildet, wenn diese durch eine neue Plattenkonstellation in ein Dehnungsregime gerät. Als Ort der MOR-Neubildung kommen Schwächezonen in der Platte, wie z. B. Transformstörungen (siehe ▶ Abschn. 10.4) in Frage. Die neu an den MOR entstandene ozeanische Lithosphäre bewegt sich durch das „sea floor spreading“ von den Mittelozeanischen Rücken weg und kühlt **advektiv**, durch Hydrothermalkreisläufe, und **konduktiv**, durch Wärmeabgabe an die Oberfläche, ab (□ Abb. 10.7; mehr hierzu in den ▶ Abschn. 12.1 und 12.3). Hierbei wird sie langsam schwerer. Im Zuge der Abkühlung sinkt die 1300-°C-Isotherme langsam in die Tiefe, wodurch die thermische Lithosphäre an Mächtigkeit

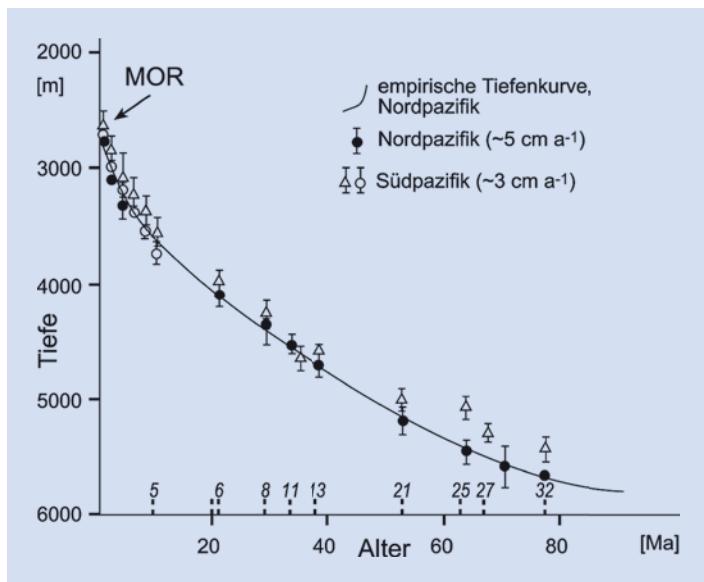
□ Abb. 10.6 Modell des Übergangs zwischen den löffelförmigen Kivu- und Rusizi-Riftbecken, die einen Abschnitt des westlichen Riftsystems in Ostafrika darstellen; zur Position siehe □ Abb. 10.5; mehr zu Dehnungsgräben in ▶ Abschn. 11.1 (Bildrechte: etwas vereinfacht nach Ebinger 1989b)





■ Abb. 10.7 Schematischer Schnitt durch die Lithosphäre an einem Mittelozeanischen Rücken (MOR). Unter dem Rücken steigt Asthenosphärenmaterial auf und es bilden sich Basaltschmelzen. Durch diesen Vorgang, der in ▶ Abschn. 12.1 erläutert wird, entsteht neue ozeanische Lithosphäre. Die am Mittelozeanischen Rücken aneinandergrenzenden Platten bewegen sich mit Geschwindigkeiten zwischen 1 und 16 cm a^{-1} voneinander weg. Dadurch reißt die junge Lithosphäre episodisch auf und schafft Platz für neue Magmatite. Rücken mit kleinen Spreadingraten bilden einen tiefen Zentralgraben aus (mehr dazu in ▶ Abschn. 12.3, speziell in ■ Abb. 12.44) (Bildrechte: nach Cas & Wright 1987)

10



■ Abb. 10.8 Durchschnittliche Tiefe des Pazifiks aufgetragen gegenüber dem Alter der ozeanischen Kruste; kursive Zahlen: Nummern der Phasen mit normaler magnetischer Polarität (vgl. ■ Abb. 9.21); Erläuterung im Text (Bildrechte: nach Sclater et al. 1971)

zunimmt (s. ▶ Abschn. 9.2). Abkühlung und Anlagerung führen zu einem Absinken und zu einem Anwachsen der Lithosphäre auf ca. 100 km. Daher sinkt der Meeresboden seitlich der Mittelozeanischen Rücken, die in ca. 2500 m Wassertiefe liegen,

auf ca. 5000 m ab (vgl. ■ Abb. 6.1). Isostasie einer „alten“ ozeanischen Kruste wird nach ca. 50–80 Ma erreicht (■ Abb. 10.8). Die gleiche Zeit benötigt ein inaktiver MOR-Abschnitt, um auf 5000 m abzusinken, nachdem Spreading und magmatische Aktivität

aufgehört haben. Dies bedeutet auch, dass ein fossiler Mittelozeanischer Rücken nach 50–80 Ma topografisch nicht mehr erkennbar ist.

Die Mittelozeanischen Rücken und ihre Produkte sind nur mit Tauchbooten und durch Bohrungen zugänglich. Im Zuge von Plattenkollisionen kann in Randmeeren („marginal basins“) gebildete junge und somit relativ leichte ozeanische Lithosphäre auf eine kontinentale Platte aufgeschoben werden (**Obduktion**) und in Form eines **Ophiolithkomplexes** aufgeschlossen sein (Ophiolith = griech. Schlangenstein; vgl. auch [Abb. 10.12](#)). Im Verlauf der alpidischen Orogenese (► [Abschn. 14.1](#)) sind auf diese Weise in den Alpen, auf Zypern und am Persischen Golf Ophiolithkomplexe entstanden ([Abb. 12.45](#)).

Anhand von [Abb. 10.9](#) lässt sich folgende faszinierende Überlegung anstellen: Der älteste erhaltene Meeresboden ist ca. 200 Ma alt. Unter der Annahme der heutigen Spreadingraten ergibt sich daraus, dass der Meeresboden in seiner gesamten Fläche seit dem Archaikum 15–17 mal erneuert, d. h. an den MOR entstanden und wieder subduziert worden ist! Nimmt man die heutige Ozeanbodenfläche und eine mittlere Lithosphärendicke von 80 km an, hat die ozeanische Lithosphäre ungefähr 4 % des Mantelvolumens ([Abb. 1.1](#)). Daraus ergibt sich, dass durch die Plattentektonik seit dem Archaikum theoretisch 70 % des Mantelvolumens zu ozeanischer Lithosphäre geformt und wieder zerstört worden ist!

10.3 Konvergente Plattenränder

10.3.1 Subduktionszonen

Wenn man nun einerseits akzeptiert, dass an den Mittelozeanischen Rücken ständig neue ozeanische Lithosphäre gebildet wird und man andererseits von einem konstanten Erddurchmesser ausgeht, so muss irgendwo ozeanische Lithosphäre zerstört werden. Dies geschieht in den Subduktionszonen vor allem rund um den Pazifik, aber auch im Ostindik, im Südatlantik, in der Karibik und im Mittelmeerraum ([Abb. 10.1](#)). Neue Subduktionszonen entstehen, wenn sich die Bewegungsrichtung einer oder mehrerer Platten ändert oder wenn eine bestehende Subduktionszone durch die Kollision mit kontinentaler Kruste gestoppt wird. In beiden Fällen kann sich eine neue Subduktionszone nur entlang einer

Schwächezone wie z. B. an langen Transformstörungen in ozeanischer Lithosphäre, im Übergangsbereich von kontinentaler zu ozeanischer Lithosphäre und an Mittelozeanischen Rücken bilden ([Abb. 10.12](#)).

Subduktionszonen ist eine starke Erdbebentätigkeit gemein ([Abb. 10.2](#)), wobei die Hypozentren auf schräg abtauchenden Flächen angeordnet sind (Wadati-Benioff-Zone; [Abb. 10.10](#)). Durch die Temperaturinversion in Subduktionszonen ([Abb. 10.11](#)) sind tektonische Erdbeben in größerer Tiefe möglich. Für die tiefsten Beben (bis zu 700 km Tiefe) scheidet eine tektonische Ursache allerdings aus, da der Erdmantel in dieser Tiefe zu heiß und damit zu duktil ist, um Scherspannung für ein Erdbeben aufzubauen zu können. Diese Beben entstehen vermutlich durch schockartige Mineralumwandlungen, also Phasenübergänge von weniger dichten zu dichten Mineralen ([Abb. 9.12](#) und [Abb. 10.11](#)).

Ebenfalls durch die spezielle thermische Struktur der Subduktionszone bedingt, werden H_2O , CO_2 und andere volatile Stoffe, die in den Poren der Gesteine und im Kristallgitter von Mineralen eingebunden sind, mit der ozeanischen Lithosphäre weit in den Erdmantel heruntertransportiert. Werden die Volatile dann in Tiefen von 100 km und mehr durch den Zusammenbruch dieser Minerale freigesetzt, steigen sie von der abtauchenden Platte auf und verursachen einen subduktionszonenspezifischen Magmatismus (dazu in ► [Abschn. 12.1](#) mehr). Ein großer Teil der Porenwässer wird allerdings bereits im Bereich des Akkretionsprismas ([Abb. 10.12](#)) wieder aus den subduzierten Sedimenten herausgepresst und tritt in Form von mineral- und kohlenwasserstoffreichen Sickerquellen am Meeresboden aus („cold seeps“).

Der Abtauchwinkel der subduzierenden Platte richtet sich u. a. nach ihrer Dichte sowie nach der Richtung der regionalen Mantelkonvektion. Die Erdbebenherdstudien zeigen alle möglichen Winkel von fast 90° unter den Marianen bis abschnittsweise 0° unter den peruanischen Anden. Darüber hinaus sind auch deutliche Knicks in einigen abtauchenden Platten zu beobachten. Lange Subduktionszonen, wie z. B. die am Westrand der Südamerikanischen Platte (9000 km), weisen unterschiedliche Subduktionswinkel auf, wobei die abtauchenden Platten in den Gebieten mit wechselndem Abtauchwinkel starke Verbiegungen und Risse ausbilden.

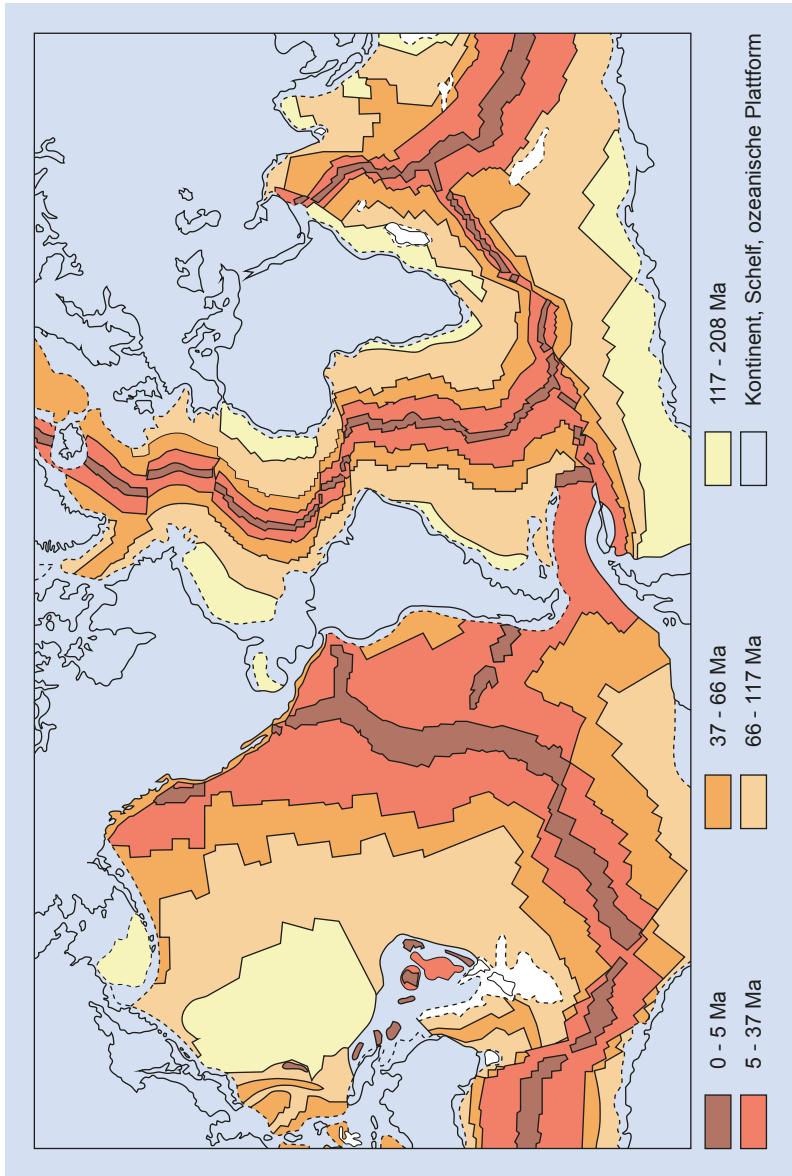


Abb. 10.9 Die Kartierung des Meeresbodens anhand der magnetischen Streifung (► Abschn. 9.3), durch radiometrische Altersbestimmung von erbohrten und durch Dredsen gewonnene Basaltproben sowie durch biostratigrafische Einstufung von Fossilien der überlagernden Sedimente ergibt ein Muster der Altersverteilung, welches das Modell des „sea floor spreading“ stark unterstützt. Der jüngste Meeresboden befindet sich an den aktiven Mittelozeanischen Rücken. Der älteste Meeresboden ist im Verlauf der Plattenbewegungen inzwischen subduziert worden. Einzelne Späne davon finden sich als Ophiolithkomplexe in alte Gebirgsgrümpfe eingeschuppt (Bildrechte: vereinfacht nach Hamblin & Christiansen 1995)

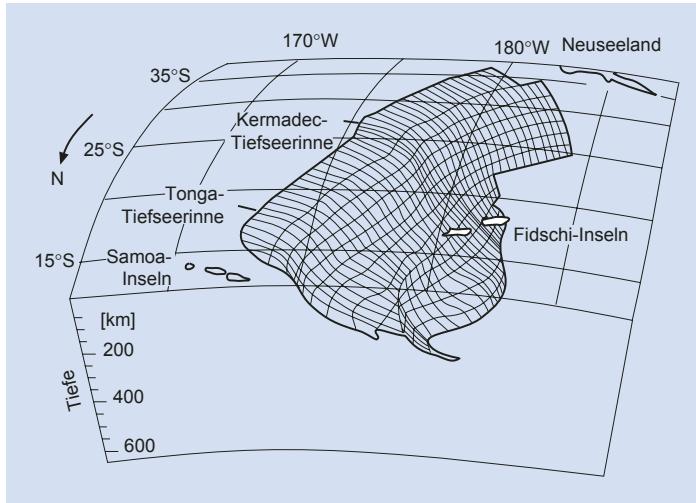


Abb. 10.10 Die nach W abtauchende ozeanische Lithosphäre in der Tonga-Kermadec-Subduktionszone wird durch zahlreiche Erdbebenherde bis in 700 km Tiefe markiert (zur Orientierung vgl. Abb. 10.1). Die Fläche der Erdbebenherde in Subduktionszonen (hier als karierte Fläche dargestellt) wird nach ihren Entdeckern Wadati-Benioff-Fläche genannt. Bisweilen findet sich auch der Begriff „B-Subduktion“ (nach Benioff) in der Literatur (Bildrechte: nach Fowler 1990)

In der Regel bildet sich über der Subduktionszone eine magmatische Zone aus, die häufig bogenförmig ist und als magmatischer Bogen („magmatic arc“) bezeichnet wird (Abb. 10.13). Eine Ausnahme von dieser Regel sind z. B. die nordperuanischen Anden, unter denen die Nazca-Platte mit einem sehr flachen Winkel abtaucht.

Eine Kette von Vulkaninseln, die durch die Subduktion von ozeanischer unter ozeanische Lithosphäre entstanden ist, wird als **Inselbogen** bezeichnet (z. B. Marianen). Die Konvergenz von ozeanischer und kontinentaler Lithosphäre führt zu einem (tektonisch) **aktiven Kontinentalrand** (z. B. Sumatra, Anden). Die namensgebende Form vieler Inselbögen ist in der Geometrie von Sphärenstücken auf einer Kugel begründet. Wenn man einen Tischtennisball einschneidet und die eine Seite des Schnittes eindrückt, entsteht ein gebogener Knick, dessen konvexe Seite vom Schnitt weg zeigt. Im Falle der Inselbögen zeigt die konvexe Seite zu der abtauchenden Platte. Diese einfache Geometrie, wie sie z. B. am Aleuten-Bogen deutlich ist (Abb. 10.1), stellt sich nur ein, wenn keine zusätzlichen Zwangskräfte an die beteiligten Platten im Bereich der Subduktionszone angreifen.

Eine Subduktionszone gliedert sich wie folgt

(Abb. 10.12):

- **Tiefseerinne (Trench)**, die die Kontaktlinie der konvergierenden Platten an der Oberfläche markiert (Abb. 1.5),
- **Fore-arc** (Abschnitt zwischen Trench und Arc)
- **Arc**, Hauptzone der magmatischen Aktivität
- **Back-arc** bzw. das **Vorland** („fore land“ = Abschnitt zwischen dem Arc und dem Hinterland; Abb. 11.6b)

Am Übergang zwischen Trench und Fore-arc kann sich ein **Akkretionsprisma** (oder Akkretionskeil, Abb. 10.12 und 10.14) befinden. In ihm sind Krustenspäne der subduzierten Platte einschließlich der auflagernden Tiefseesedimente mit Krustenspänen der Oberplatte sowie mit Fore-arc-Sedimenten verschuppt (Abschn. 11.1). In einigen Subduktionszonen überwiegt die Anlagerung von Material an die Front des Fore-arcs, in anderen Subduktionszonen herrscht **Subduktionserosion** vor. Hier hobelt die abtauchende Platte Krustenspäne des Fore-arcs ab und lagert sie weiter unten in der Subduktionszone an die Oberplatte an („**tectonic underplating**

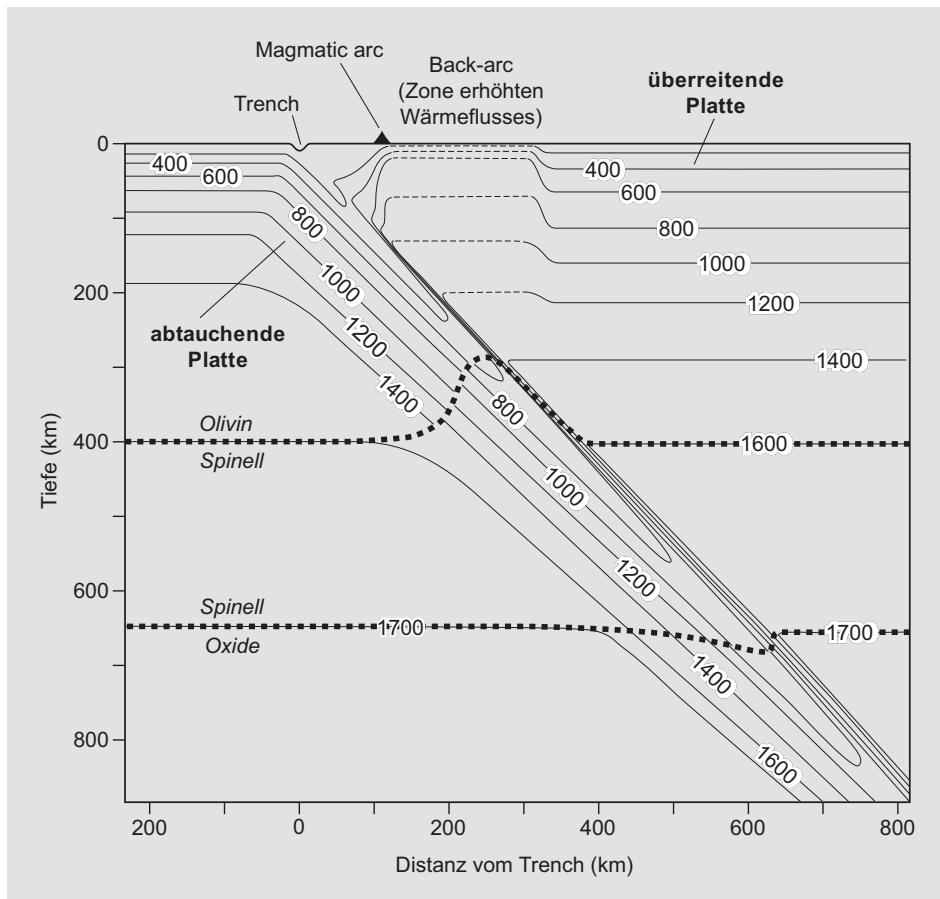


Abb. 10.11 Computermodell der Temperaturverteilung in einer Subduktionszone, an der eine ozeanische Platte um 8 cm a^{-1} mit einem Neigungswinkel von 45° abtaucht. Im Einzelnen ist die Zunahme der Dichte durch Mineralumbildung und die damit einhergehende Wärmeaufnahme oder -abgabe in der abtauchenden Platte recht komplex und noch nicht völlig geklärt. Da der konduktive Temperaturaustausch (durch Wärmestrahlung und Kristallgittervibration) langsamer als die Subduktionsrate ist, zieht die abtauchende Platte die Isothermen (Linien gleicher Temperatur, Zahlen in °C) herab. Beispielsweise wird in der abtauchenden Platte die 1000-°C-Isotherme erst in 400 km Tiefe überschritten – im Vergleich zu 70 km Tiefe in tektonisch inaktiven Gebieten. Könnte man durch die Oberplatte hindurch bis in 200 km Tiefe bohren, würde man eine thermische Inversion feststellen. Das bedeutet, dass die Temperaturen mit zunehmender Tiefe zunächst ansteigen, dann wieder abfallen, um schließlich in großer Tiefe wieder anzusteigen. Aus dieser einzigartigen thermischen Struktur ergeben sich spezielle Bedingungen der Magmenbildung, auf die in ► Abschn. 12.1 näher eingegangen wird. Sie bedingt ebenfalls die Anhebung bzw. Absenkung der Phasenübergänge (dicke Punktlinien) zwischen den wichtigen Mantelmineralen Olivin, Spinell und Hochdruckoxiden (dies wird aus dem schrägen Verlauf der entsprechenden Phasengrenzen in Abb. 9.12a verständlich). Die thermische Struktur des Back-arc-Bereiches ist geschätzt (gestrichelte Isothermen) (Bildrechte: nach Schubert et al. 1975)

Wie in ► Abschn. 14.1 näher ausgeführt wird, bezeichnet man die durch die Plattenkonvergenz verursachte Deformation und die mit ihr einhergehenden magmatischen und metamorphen Prozesse als Orogenese (Gebirgsbildung). Die Konvergenz zweier Platten muss allerdings nicht immer senkrecht (normal) zueinander verlaufen. Entlang der

Aleuten-Subduktionszone z. B. nimmt der Konvergenzwinkel zwischen der Pazifischen und der Nordamerikanischen Platte von ca. 90° vor Alaska kontinuierlich ab bis auf 0° östlich der Kamtschatka-Halbinsel (► Abb. 10.1). Bei einer schrägen Konvergenz wird die Kompressionsspannung, die durch die Plattenkonvergenz erzeugt wird, in eine plattenrandnormale

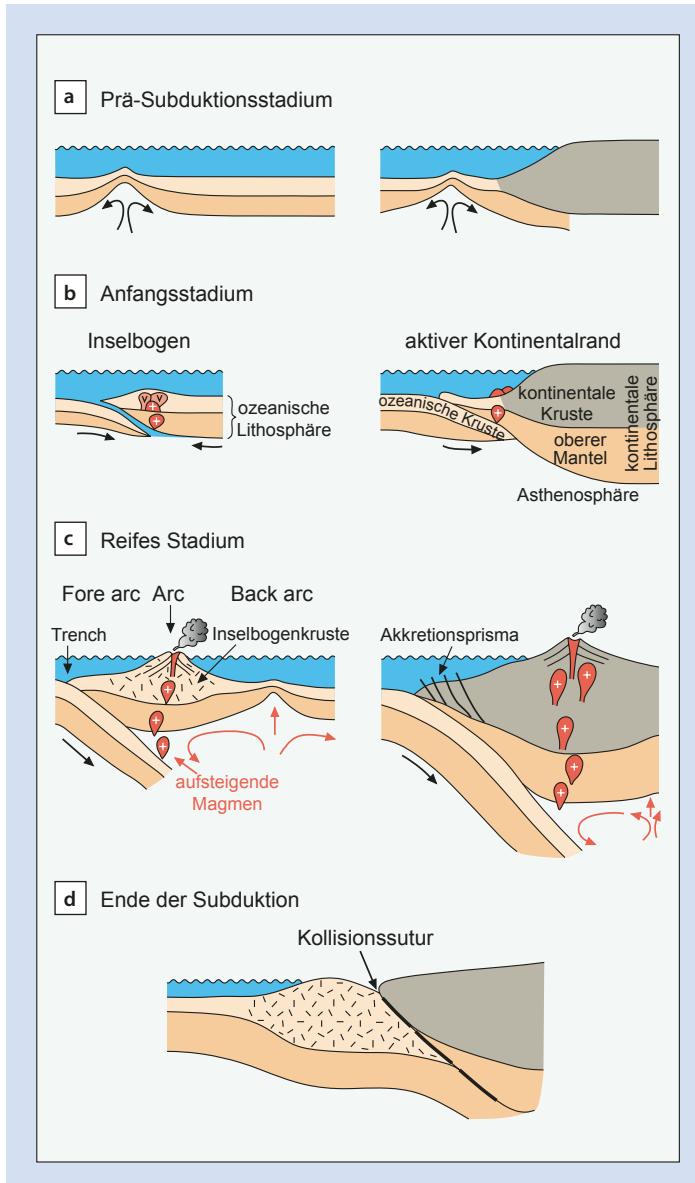
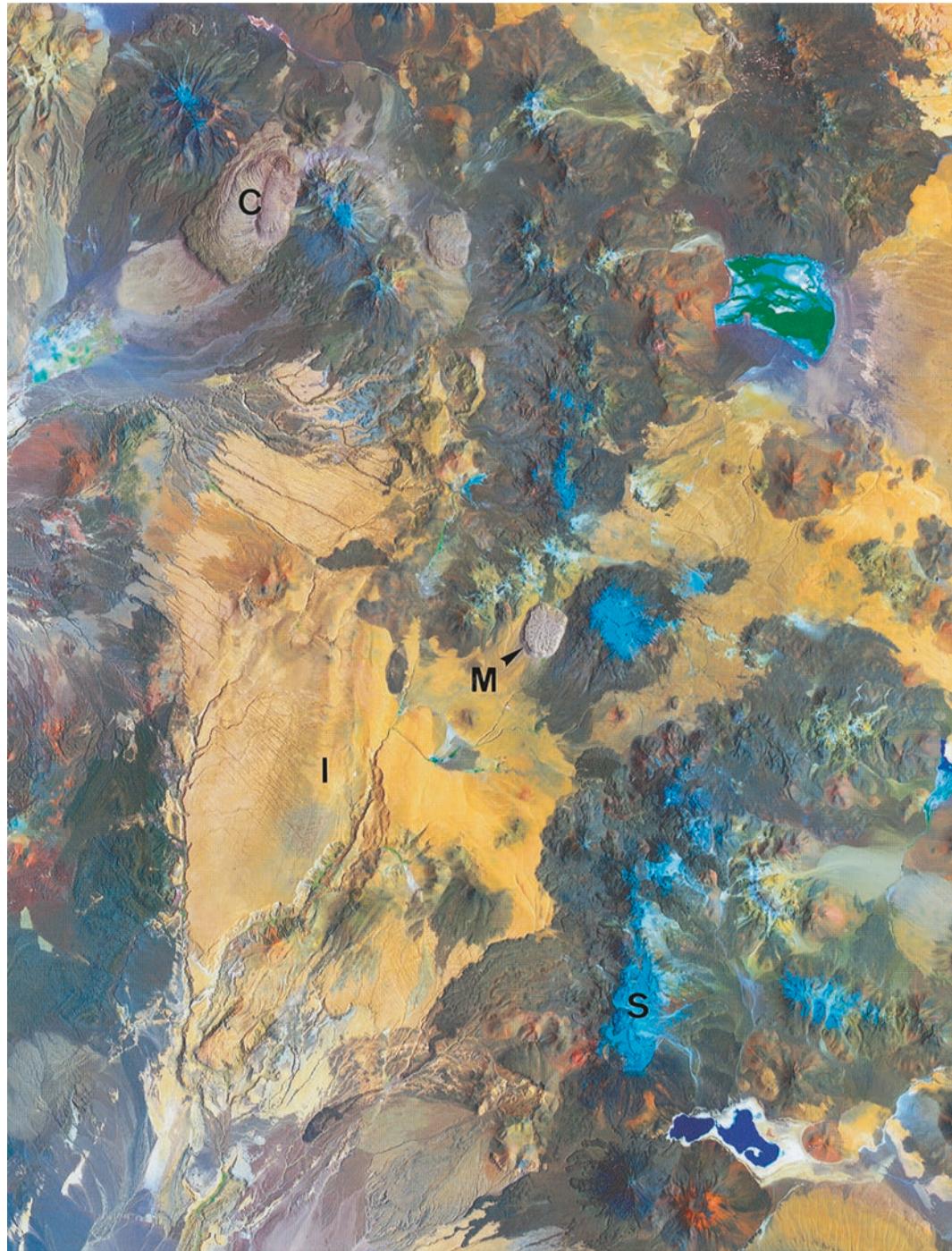
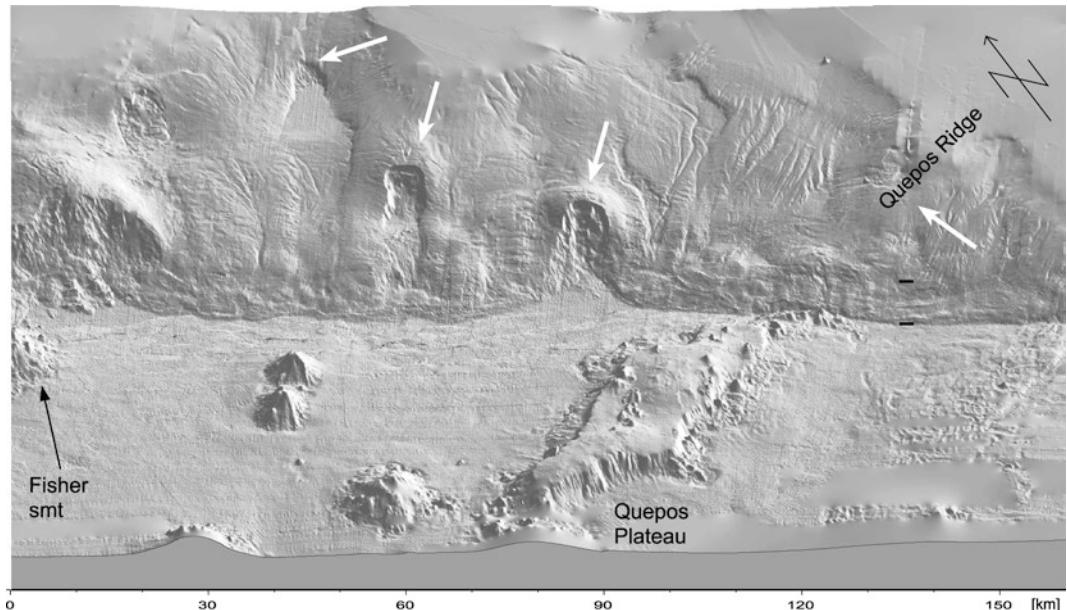


Abb. 10.12 Entwicklung von Subduktionszonen, links als Inselbogen, rechts als aktiver Kontinentalrand (die magmatischen Begriffe werden in ▶ Abschn. 12.1 erklärt): Durch Veränderungen der Bewegungsrichtung der Platten oder durch Behinderung und Stopp existierender Subduktionszonen kann sich kompressiver Stress aufbauen, der die Bildung einer neuen Subduktionszone zur Folge hat. b) Kurz nach Beginn der Subduktion entstehen primitive, d. h. wenig differenzierte, Magmen (z. B. Izu-Bonin-Inselbogen, Abb. 10.1). c) Bei fortgesetzter Subduktion baut sich aus den Produkten differenzierter Magmen ein Inselbogen auf. Sedimente und Vulkangebäude, die mit der abtauchenden Platte an die Subduktionszone herangleiten, werden weit hinab in die Subduktionszone transportiert oder an die Oberplatte im Akkretionsprisma angelagert. Im Asthenosphärenkeil über der abtauchenden Platte entsteht eine Konvektionswalze, die u. U. zu einer Dehnung des Back-arcs der überreitenden Platte führt. Im Extremfall kann sich hier eine Back-arc-Riftachse ausbilden, an der neue ozeanische Lithosphäre entsteht (z. B. westlich des Marianen-Inselbogens). Das Heranführen eines Inselbogens oder gar kontinentaler Lithosphäre an eine Subduktionszone bedeutet das Ende derselben, da sich die genannten Blöcke aufgrund ihrer geringen Dichte nicht weit in den Mantel hinabdrücken bzw. -ziehen lassen. In Gebirgen finden sich entlang der Kollisionssutur, die die Position des ehemaligen konvergenten Plattenrandes markiert, mitunter Reste der ozeanischen Lithosphäre in Form von Ophiolithkomplexen (dickere schwarze Linien).

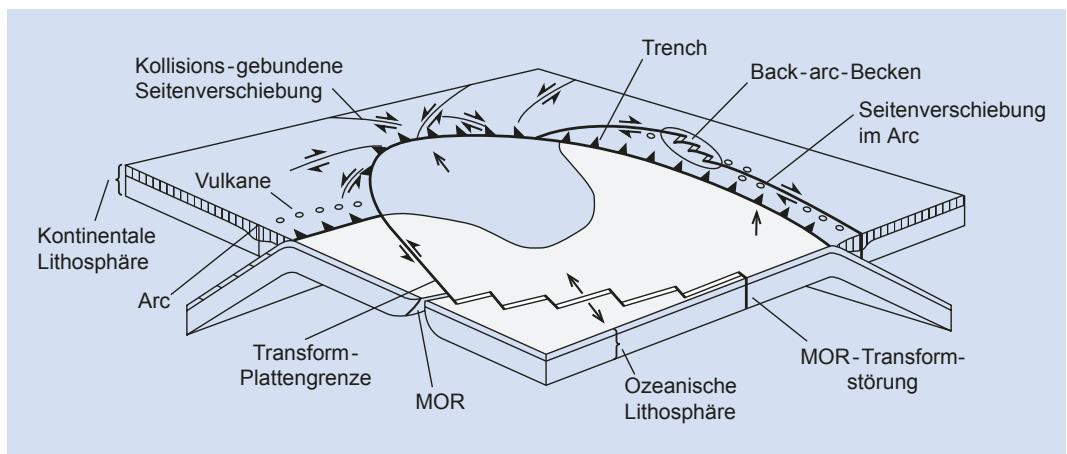


■ Abb. 10.13 Der ‚magmatic arc‘ im chilenisch-bolivianischen Grenzgebiet. Das 3000 bis 6000 m hohe Gebiet ist geprägt von Stratovulkanketten (S) und ausgedehnten Ignimbritdecken (I), daneben treten SiO_2 -reiche Laven in Form von Coulées (C) und Mesalaven (M) auf (die Vulkanformen werden in ▶ Abschn. 12.3 erläutert), Bildbreite ca. 75 km, Landsat-TM-Szenenausschnitt (Bildrechte: Aufbereitung – K. Hoffmann)

10.3 · Konvergente Plattenränder



■ Abb. 10.14 Digitale Darstellung der Meeresbodentopografie vor der pazifischen Küste Mittelamerikas (8,5–9,25°N). Die Abbildung basiert auf Sonarscans. Im Vordergrund ist die abtauchende Cocos-Platte mit einzelnen Seamounts und dem Quepos-Plateau zu sehen. Weiter oben im Bild folgen die Tiefseerinne, das Akkretionsprisma und der Kontinentalhang von Mittelamerika. Subduzierte Seamounts und Plateaus der Cocos-Platte verursachen eine Stauchung und nachfolgend einen gravitativen Kollaps (weiße Pfeile) des Fore-arc-Bereichs der Oberplatte (Bildrechte: aus von Huene et al. 2000)



■ Abb. 10.15 Die Bedeutung von Seitenverschiebungen im plattentektonischen Kontext: Die tektonischen Elemente sind fiktiv angeordnet (Bildrechte: aus Woodcock 1986)

(Normalspannung) und eine -parallele Komponente (Scherspannung) aufgespalten (das Prinzip wird in ▶ Abschn. 11.1, □ Abb. 11.7 erläutert). Durch die Anwesenheit von Magmen und Fluiden sowie durch einen erhöhten Wärmefluss stellt der magmatische Bogen

eine Schwächezone in der Oberplatte dar. Daher kann die Scherspannung hier eine plattenrandparallele Seitenverschiebung bewirken (vgl. □ Abb. 10.15). Bei Konvergenzwinkeln $<45^\circ$ kann zu der Scherkomponente eine Dehnung des Arcs hinzukommen (□ Abb. 10.16).

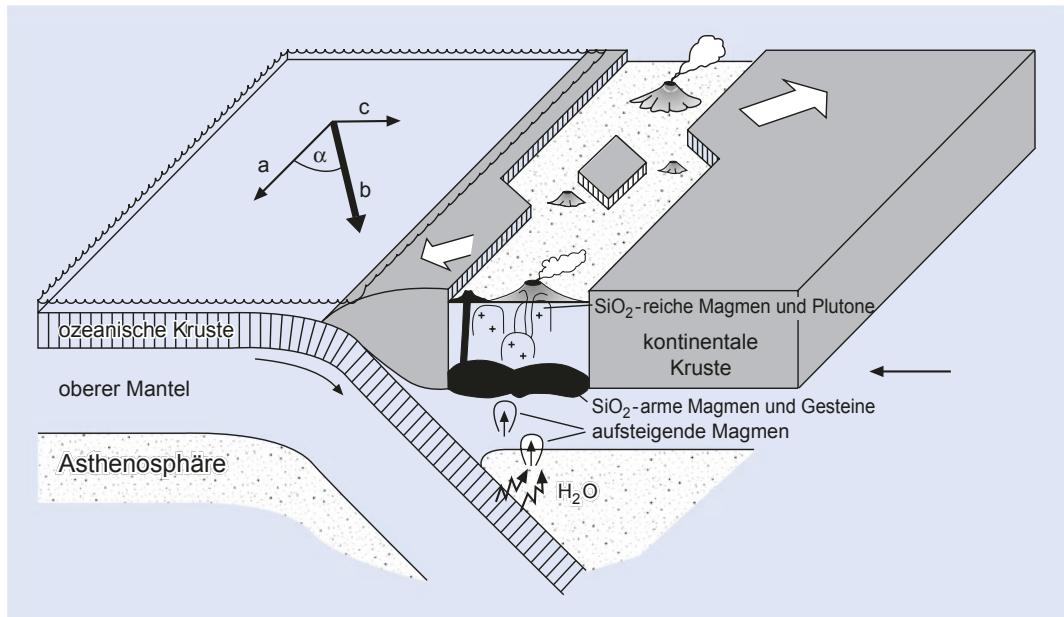


Abb. 10.16 Schema einer schrägen Subduktion mit einem Konvergenzwinkel $<45^\circ$. Bei schräger Konvergenz wird die Kompressionsspannung (b) in die Komponenten Normalspannung (c) und Scherspannung (a) zerlegt. Die Scherspannung kann im Bereich des „magmatic arcs“ eine Seitenverschiebung erzeugen (Abb. 10.15). Wenn α , der Winkel zwischen der Bewegungsrichtung der subduzierenden Platte und dem Rand der Oberplatte, kleiner als 45° ist und in der Arc-Lithosphäre hydrothermale Fluide und Magmen anwesend sind, kann die Normalspannung negativ werden. Zusammen mit der Scherspannung führt dies zu transtensionalen Bewegungen (offene Pfeile) – die tektonischen Begriffe werden in ► Abschn. 11.1 ausgeführt. Der durch diese Dehnung geschaffene „Platz“ in der Kruste wird durch Subduktionszonenmagmatite gefüllt. SiO_2 -arme Magmen und SiO_2 -reiche Differentiate sowie deren Restite können so komplett neue Krustenblöcke aufbauen (dazu in ► Kap. 12 mehr); nach verschiedenen Quellen erstellt

10

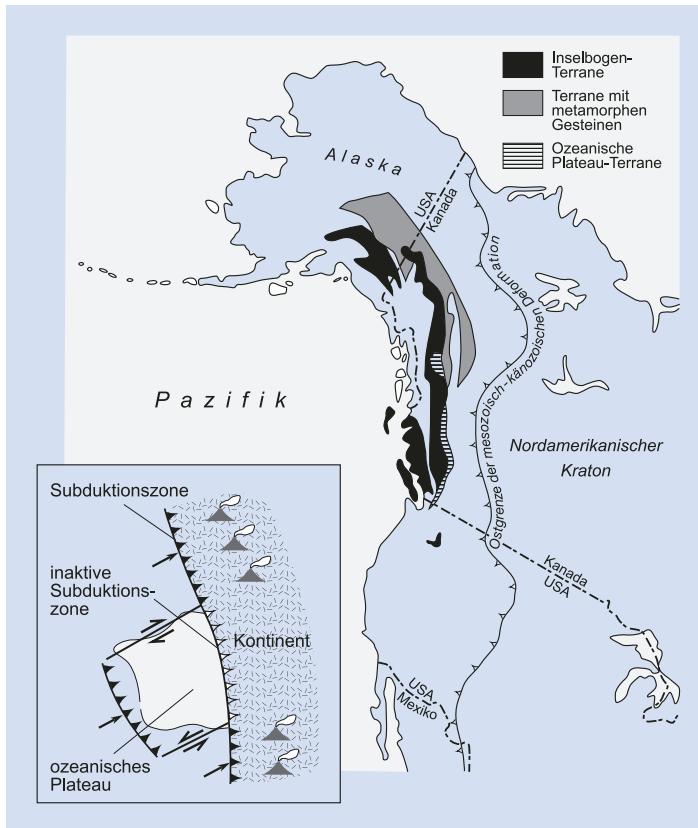
10.3.2 Terrane und Kontinent-Kontinent-Kollision

Im Zuge der Plattenkonvergenz können mit der abtauchenden Platte Minikontinente, ehemalige Inselbögen, Ozeanplateaus oder große Vulkankomplexe an die Subduktionszone herangeführt werden. Diese Krustenfragmente (Terrane) lassen sich aufgrund ihrer geringeren Dichte nicht ohne Weiteres subduzieren (Abb. 10.17). Entweder stoppt die Subduktion im Kollisionsbereich zwischen dem Terran und dem Rand der Oberplatte oder der obere Teil des Terrans wird von der abtauchenden Platte „abgehobelt“ und dem Fore-arc der Oberplatte angegliedert. Einige Terrane sind weit gereist und hatten eine sehr unterschiedliche geotektonische und klimatische Entwicklung (**exotische Terrane**), andere sind

nur entlang des Randes der überreitenden Platte verschoben worden („**displaced terranes**“).

Treffen im Zuge der Plattenkonvergenz zwei Blöcke kontinentaler Lithosphäre aufeinander, spricht man von einer **Kontinent-Kontinent-Kollision** (Abb. 10.12d). Kontinentale Lithosphäre lässt sich wegen ihrer geringen Dichte nicht als Ganzes dauerhaft subduzieren. Als Folge davon entsteht eine breite Zone stark kompressiver Deformation. Die kontinentale Kruste beider Platten schiebt sich in- und übereinander zu einem Orogen. In dieser Weise sind z. B. die Alpen und der Himalaya entstanden (dazu in ► Abschn. 11.1 und 14.1 mehr). Bei der Kollision kann sich der wesentlich schwerere obere Mantel (vgl. Tab. 9.2) in großen Blöcken von der Kruste ablösen und, von Asthenosphärenmaterial umströmt, in den tieferen Mantel herabsinken (**Delamination**).

10.3 · Konvergente Plattenränder

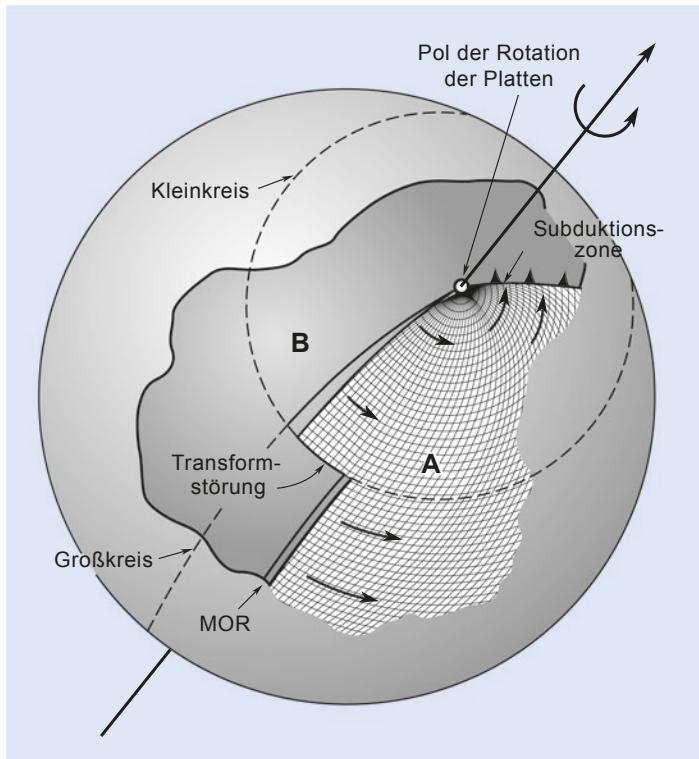


■ Abb. 10.17 Die westlichen Kordilleren Nordamerikas sind aus einem Mosaik exotischer Terrane aufgebaut, die im Verlauf des Mesozoikums und Känozoikums an den Westrand Laurentias (Nordamerikas) „andockten“. Die leichten und daher nicht subduzierbaren Fragmente kollidierten mit dem nordamerikanischen Plattenrand und wurden entlang von plattenrandparallelen Blattverschiebungen zerlegt. Links unten: Schema des „Andockens“ eines Terrans: Wird ein nicht subduzierbares Fragment (in diesem Beispiel ein Ozeanplateau) mit einer ozeanischen Platte an eine Subduktionszone herangeführt, stoppt die Subduktion entlang der Kollisionslinie (vgl. ■ Abb. 10.15). Das kollidierte Fragment wird Teil der kontinentalen Platte. Seewärts hinter dem Fragment entsteht eine neue Subduktionszone. Seitlich wird das Fragment von neuen Transformstörungen begrenzt (Bildrechte: etwas modifiziert nach Ben-Abraham et al. 1981, und Van Andel in Brown et al. 1992)

Wie bereits für Subduktionszonen erläutert, kann auch bei der Kontinent-Kontinent-Kollision eine plattenrandparallele Bewegungskomponente hinzukommen. Diese manifestiert sich durch große Störungszonen in der Kollisionszone, an denen seitlicher Versatz von mehreren 100 km stattfinden kann (■ Abb. 10.15).

In Zusammenfassung dieses und des vorangegangenen Abschnitts lässt sich feststellen, dass an divergenten Plattenrändern neue ozeanische Lithosphäre geschaffen und an konvergenten Plattenrändern wieder konsumiert wird. Würde der Atlantik

als Folge einer Veränderung der globalen plattentektonischen Bewegungen wieder geschlossen werden, käme es zu einer Kollision von Nord- und Südamerika mit Europa und Afrika. Solch ein plattentektonischer Zyklus von der Ozeanbildung durch Rifting bis hin zu seiner Zerstörung durch Subduktion mit anschließender Kontinent-Kontinent-Kollision wird nach John Tuzo Wilson als **Wilson-Zyklus** bezeichnet. Allerdings ist es unwahrscheinlich, dass die Kontinente genau an den Stellen wieder Zusammentreffen, an denen sie vorher auseinandergerissen sind.



■ Abb. 10.18 Die Relativbewegung zweier aneinandergrenzender Platten A und B lässt sich als Rotation um einen gemeinsamen Pol darstellen. Idealerweise liegen die divergente Plattenränder auf Großkreisen (Linien auf der Kugeloberfläche, die die beiden Pole der gemeinsamen Rotationsachse verbinden). Die Transformstörungen am Mittelozeanischen Rücken verlaufen auf den Kleinkreisen (Linien parallel zur Relativbewegung und senkrecht zu den Großkreisen) (Bildrechte: verändert nach Fowler 1990)

10.4 Transformstörungen

Die Relativbewegung zweier aneinandergrenzender Platten lässt sich als Rotation um eine gemeinsame Rotationsachse beschreiben (Eulersche Geometrie der Bewegung auf einer Kugeloberfläche). Aus ■ Abb. 10.18 wird deutlich, dass die Relativbewegung der beiden Platten am „Bewegungsäquator“ am größten ist und zu den Bewegungspolen hin abnimmt. R.S. Dietz und H. Menard haben 1952 erstmals festgestellt, dass die Mittelozeanischen Rücken durch Störungen gegliedert sind (■ Abb. 10.1 und 10.19). John Tuzo Wilson hat 1966 diese tektonischen Elemente Transformstörungen genannt, weil sich an ihnen der Typ der Plattengrenze abrupt von MOR zu Transformstörung zu MOR ändert. Eine der Funktionen der Transformstörungen ist es,

die unterschiedlichen Spreizungsraten benachbarter MOR-Stücke auszugleichen (die Genese dieser Störungen ist im Einzelnen wesentlich komplexer). Die Betrachtung von ■ Abb. 10.18 macht deutlich, dass solch eine Transformstörung im Idealfall nur eine Orientierung parallel zur Relativbewegung der beiden Platten haben kann (andernfalls wäre es keine Transformstörung sondern ein weiteres Stück MOR).

■ Abb. 10.1 zeigt, dass es neben den Transformstörungen an den Mittelozeanischen Rücken weitere Plattengrenzen gibt, an denen seitliche Relativbewegungen stattfinden. Beispielsweise setzt sich eine Transformstörung von den Azoren im Atlantik ins Mittelmeer hinein fort, entlang der die recht geringen O-W-gerichteten Relativbewegungen zwischen der Eurasischen und der Afrikanischen Platte

10.4 · Transformstörungen

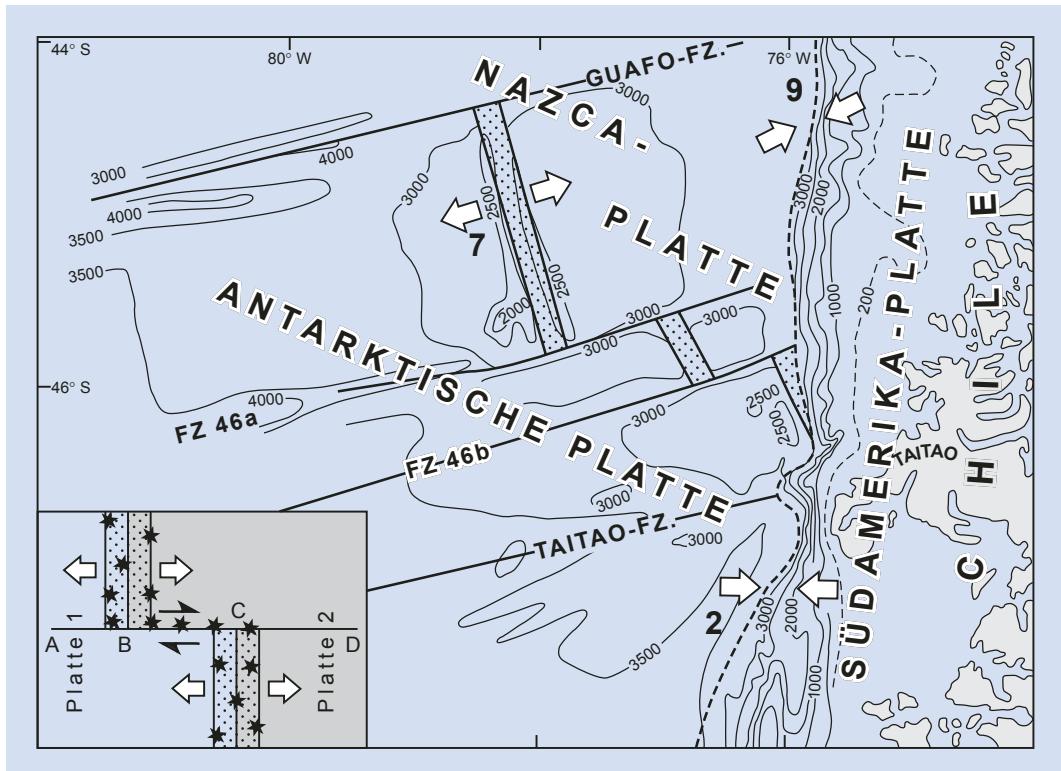


Abb. 10.19 Bathymetrie (Wassertiefen in Meter), MOR-Abschnitte (Punktsignatur) und Transformstörungen im Bereich der Chile-Triple-junction, an der die Südamerikanische, die Nazca- und die Antarktische Platte aneinander grenzen (vgl. Abb. 10.1). Die Nazca-Platte und die Antarktische Platte driften an dem Chile-Rücken mit ca. 7 cm a^{-1} auseinander; gleichzeitig wird die Nazca-Platte jedes Jahr um 9 cm unter die Südamerikanische Platte subduziert. Entsprechend langsamer (2 cm a^{-1}) ist die Konvergenz zwischen der Antarktischen und der Südamerikanischen Platte. Als Resultat dieser Relativbewegungen wird der Chile-Rücken subduziert; FZ = Fault Zones. Links unten: Prinzipskizze einer Transformstörung am Mittelozeanischen Rücken: Der Mittelozeanische Rücken wird an der Transformstörung in diesem Beispiel scheinbar sinistral (linkssinnig) versetzt, der Bewegungssinn an dem aktiven Teil der Störung (B–C) ist aber dextral. Die Sternchen stellen Epizentren dar (vgl. Abb. 10.2). Die Störungsteilstücke A–B und C–D sind tektonisch und seismisch nicht aktiv. Transformstörung und scheinbarer MOR-Versatz existieren seit dem Beginn der Divergenz der beiden aneinandergrenzenden Platten. Im Atlantik z. B. lassen sich die Spuren der Transformstörungen (fracture zones) zu beiden Seiten des Mittelatlantischen Rückens bis an die Küsten und sogar bis in die afrikanische bzw. südamerikanische Kruste hinein verfolgen. Sie existierten also bereits als Versatz der Riftachse während der kontinentalen Riftphase (► Abschn. 10.2) (Bildrechte: nach Herron et al. 1981, mit freundl. Genehmigung der Geological Society of America, Copyright 1981, USA)

kompensiert werden. Entsprechend gering ist hier die seismische Aktivität (Abb. 10.2). Im Westpazifik ist eine Reihe von Transformstörungen zu erkennen, die verschiedene Plattenränder miteinander verbinden (z. B. die Kermadec-Tonga-Subduktionszone mit dem Fidschi-Rücken). Je nachdem wie groß die Relativbewegung ist und wie stark die Platten an der Störung gegeneinanderdrücken, also eine **transpressive** Bewegung vollführen, ist die seismische

Aktivität unterschiedlich stark. Eine bekannte Transformstörung mit heftiger Erdbebenaktivität ist das San-Andreas-System in Kalifornien, welches den ost-pazifischen Mittelozeanischen Rücken mit der Subduktionszone westlich der Cascade Range verbindet (Abb. 10.1 und 10.20). In Abb. 10.15 sind die wichtigsten Typen von Seitenverschiebungen im plattentektonischen Kontext dargestellt (Weiteres zu Seitenverschiebungen in ► Abschn. 11.1).

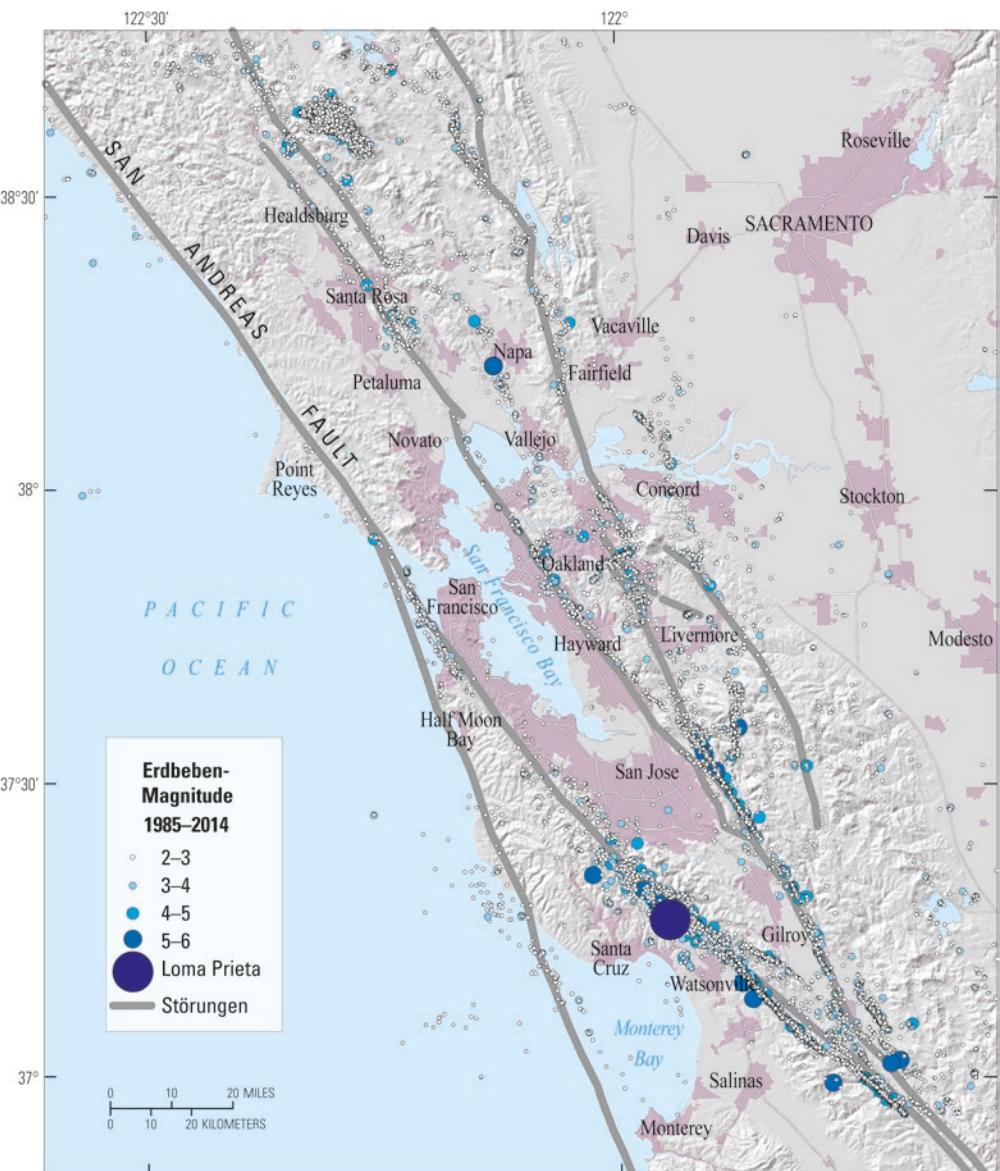


Abb. 10.20 Karte der Erdbeben-Epizentren mit Magnituden größer 2 im Zeitraum 1985–2014 in der Region von San Francisco, Kalifornien. Diese Region ist Teil des San-Andreas Transformstörungssystems, an dem sich die pazifische und die nordamerikanische Platte mit ca. 6 cm a^{-1} gegeneinander verschieben (kleinere Störungen sind nicht eingezeichnet; s. a. Abb. 10.1 und 11.29); das große Loma-Prieta-Erdbeben fand 1989 statt. San Francisco wurde bereits 1906 von einem zerstörerischen Beben mit der Magnitude 7,8 heimgesucht; die Geophysiker gehen für diese Region von einer 72%-Wahrscheinlichkeit eines Erdbebens $M \geq 6,7$ bis 2043 aus (Bildrechte nach Aagaard, B.T. et al. US Geological Survey, public domain)

Literatur

- Barazangi M, Dorman J (1969) World seismicity maps compiled from ESSA, Coast and Geodetic Survey, epicenter data, 1961–1967. *B Seismol Soc Am* 59:369–380
- Ben-Avraham Z, Nur A, Jones D, Cox A (1981) Continental accretion: From oceanic plateaus to allochthonous terranes. *Science* 213:47–54
- Brown GC, Hawkesworth CJ, Wilson RCL (Hrsg., 1992) *Understanding the Earth*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 551 S
- Cas RAF, Wright JV (1987) *Volcanic successions: Modern and ancient*. Allen & Unwin, London, 528 S
- Dietz RS (1961) Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor. *Nature* 190:854–857
- Ebinger CJ (1989a) Tectonic development of the western branch of the East African rift system. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 101:885–903
- Ebinger CJ (1989b) Geometric and kinematic development of border faults and accommodation zones, Kivu-Rusizi Rift, Africa. *Tectonics* 8:117–133
- Fowler CMR (1990) *The solid earth – An introduction to global geophysics*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 472 S
- Hamblin WK, Christiansen EH (1995) *Earth's dynamic systems*. Prentice Hall 7:710 S
- Herron EM, Cande SC, Hall BR (1981) An active spreading centre collides with a subduction zone: A geophysical survey of the Chile Margin triple junction. *Geol. Soc. Amer. Mem.* 154:683–702
- Hess HH (1962) History of ocean basins. *Petrologic studies* 4:599–620
- Huene RV, Ranero CR, Weinrebe W, Hinz K (2000) Quaternary convergent margin tectonics of Costa Rica, segmentation of the Cocos Plate, and Central American volcanism. *Tectonics* 19(2):314–334
- Kooi H, Cloetingh S (1992) Lithospheric necking and regional isostasy at extensional basins 2. Stress-induced vertical motions and relative sea level changes. *J Geophys Res Solid Earth* 97(B12):17573–17591
- Menard HW, Dietz RS (1952) Mendocino submarine escarpment. *J Geol* 60(3):266–278
- Schubert et al. (1975) *Geophys. J.R. Astr. Soc.* 42:705–735
- Slater JG, Anderson RN, Bell ML (1971) Elevation of ridges and evolution of the Central Eastern Pacific. *J. Geophys. Res.* 76:7888–7915
- Skinner BJ, Potter SC (1992) *The dynamic earth – an introduction to physical geology*. Wiley & Sons, New York, 570 S
- Van Orman J, Cochran TR, Weissel JK, Jestin F (1995) Distribution of shortening between the Indian and Australian plates in the central Indian Ocean. *Earth planet. Sci. Lett.* 133:35–46
- Vine FJ, Matthews DH (1963) Magnetic anomalies over oceanic ridges. *Nature* 199(4897):947–949
- Wernicke B (1981) Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe tectonics in an extending orogen. *Nature* 291:645–648
- Wilson JT (1966) Did the Atlantic close and then re-open?. *Nature* 211:676–681
- Woodcock NH (1986) The role of strike-slip fault systems at plate boundaries. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* 317:13–29

Weiterführende Literatur

- Frisch W, Meschede M (2013) *Plattentektonik: Kontinentverschiebung und Gebirgsbildung*.- 4. Aufl., Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt, 196 S
- Kearey P, Klepeis KA, Vine FJ (2010) *Global tectonics*: 3. Aufl. Wiley-Blackwell, Oxford, 482 S
- Strobach K (1991) *Unser Planet Erde: Ursprung und Dynamik*. Borntraeger Verlag, Berlin, 253 S

Tektonik und Beckenbildung

11.1 Elemente der Tektonik – 240

- 11.1.1 Formen tektonischer Bewegung und ihre Darstellung – 240
- 11.1.2 Deformation – 241
- 11.1.3 Bruchtektonik – 249
- 11.1.4 Extensionale Störungssysteme – 253
- 11.1.5 Synsedimentäre Abschiebung und Diapire – 255
- 11.1.6 Kompressionstektonik in Orogenen – 259
- 11.1.7 Gravitativer Kollaps und tektonische Abdachung – 271

11.2 Sedimentbecken und Subsidenz – 278

- 11.2.1 Subsidenz – 279
- 11.2.2 Becken in Dehnungszonen – 282
- 11.2.3 Vorlandbecken – 284

Literatur – 289

11.1 Elemente der Tektonik

Alle Gesteine und Lockerablagerungen sind den Kräften der globalen Plattentektonik ausgesetzt und können durch sie unter Dehnung oder Kompression verstellt, zerschert und deformiert werden. Diese Bewegungen sind besonders stark an Plattengrenzen ausgeprägt. Jedoch treten auch innerhalb der Platten Spannungen auf, die durch das Kräftefeld der Plattenbewegungen kontrolliert werden. Daneben gibt es lokale Ursachen für Tektonik wie z. B. Salzbewegung (Halokinese), die ihre direkte Ursache in der Gravitation haben. Die **Tektonik** (griech.: die Baukunst betreffend) beschäftigt sich mit dem Bau der Erdkruste. Die **Strukturgeologie** studiert Deformationsstrukturen, die in einem Gebirge, einem Aufschluss oder in einem einzelnen Kristall auftreten. Nachdem wir im vorangegangenen Kapitel die plattentektonischen Großelemente vorgestellt haben, erläutern wir im Folgenden wesentliche tektonische und strukturgeologische Grundlagen.

11.1.1 Formen tektonischer Bewegung und ihre Darstellung

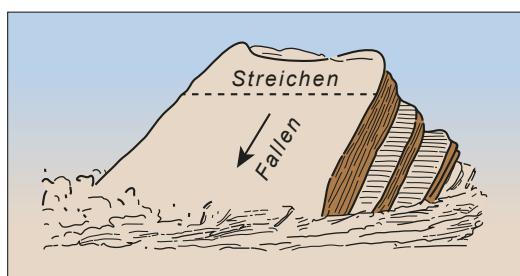
Gesteine und Lockerablagerungen können durch die Wirkung äußerer Kräfte verformt werden. Wir unterscheiden dabei Verschiebung (**Translation**) und Drehung (**Rotation**) des Gesteinskörpers in Bezug auf ein gewähltes Koordinatensystem sowie seine Verformung (**Deformation**). Eine Verschiebung tritt z. B. entlang von Transformstörungen auf (► Abschn. 10.4). Wird ein Sedimentstapel gekippt, führt er eine Rotationsbewegung durch. Bei der Faltung einer Schicht tritt zur Verschiebung und Rotation eine Deformation hinzu.

Wie in ► Abschn. 8.3 dargestellt, werden Sedimente und Vulkanite meist horizontal abgelagert. Lediglich in Gebieten mit starkem Relief, wie z. B. an den Flanken von Vulkankegeln und in bestimmten sedimentären Faziesbereichen (Dünen, Schuttkegel, Prodelta, Vorriff) können Schichten mit einer primären Neigung bis zu 33° und mehr entstehen (vgl. auch ► Abb. 8.7). Bei Schichten, deren primäre Lagerung bekannt ist, kann also eine Verkipfung oder Faltung anhand der Lage der Schichtflächen im Raum nachgewiesen werden. Form und

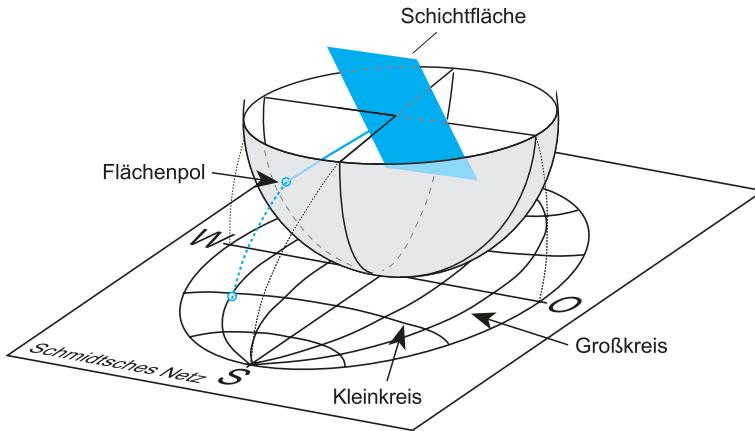
Symmetrie der tektonischen Strukturen können Hinweise auf die zugrunde liegende Beanspruchung geben. Schiebt man z. B. eine Tischdecke mit beiden Händen zusammen, entstehen Falten. Einem später hinzukommenden Betrachter geben die Falten Auskunft über die Art der stattgefundenen Tektonik (in diesem Fall kompressive Deformation) und über ihre Orientierung.

Die Lage von Schichtflächen im Raum, aber auch von anderen geologischen Flächen wie z. B. Störungsflächen, kann mit dem Geologenkompass eingemessen werden. Es gibt unterschiedliche Methoden der Messwertnotierung. Nach E. Clar z. B. werden die **Einfallsrichtung** und der **Einfallswinkel** ermittelt. Die Lage einer Schicht, die 40° nach Osten geneigt ist, also Nord-Süd **streicht** (► Abb. 11.1), ergibt den Clar-Wert 90/40 (bei einer 360° -Einteilung des Kreises). Je nach Ausmaß und Stil der Einengung können die Schichten horizontal (**söhlig**), mehr oder weniger geneigt (**normal**), senkrecht (**saiger**) oder überkippt (**invers**) liegen. Zur Unterscheidung von normaler und inverser Lagerung werden sogenannte „oben-unten-Kriterien“ herangezogen. Dies können z. B. Sedimentstrukturen sein, die nur an der Schichtunterfläche vorkommen, oder benthische Fossilien (► Abschn. 7.4), die in Lebendstellung im Sediment eingebettet sind, und vieles mehr. Zur grafischen Darstellung und weiteren Verarbeitung können die im Gelände oder vom Luftbild gewonnenen Daten in das Schmidtsche Netz eingetragen werden (► Abb. 11.2).

Von zentraler Bedeutung für die Tektonik, aber auch für die Stratigrafie und Sedimentologie ist der Begriff der **Diskordanz**. Wird eine Sedimentabfolge,



► Abb. 11.1 Streichen und Fallen einer Schichtfläche. Das Streichen einer Schichtfläche ist der Winkel zwischen einer auf die Fläche gedachten horizontalen Geraden und der Nordrichtung, die Fallrichtung liegt senkrecht zu ihr



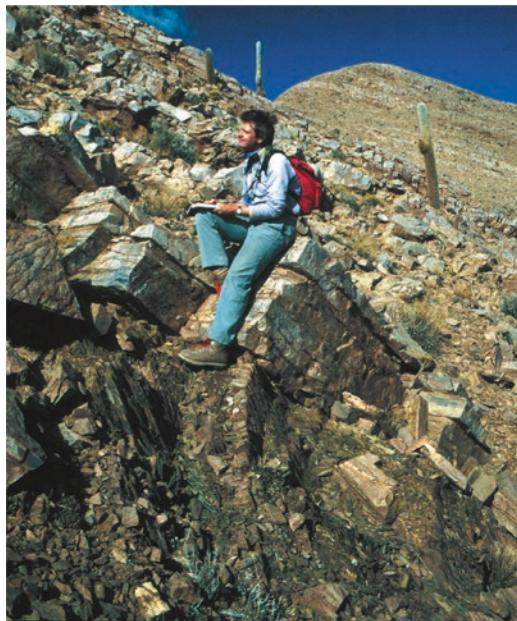
■ Abb. 11.2 Das hier gezeigte Schmidtsche Netz ist eine flächentreue 2D-Projektion einer nach oben offenen Halbkugel (Lagekugeldarstellung). (Zur Darstellung von Winkelbeziehungen, z. B. auf Kristalloberflächen, wird das winkeltreue Wulffsche Netz verwendet.) Die Schnittlinie einer Fläche (Schicht, Schieferungsfläche, Störungsfläche) mit der Halbkugel ergibt einen Großkreis (hier nicht dargestellt), vorausgesetzt der Mittelpunkt der (Halb-)Kugel liegt auf der Fläche. Häufig wird die Normale auf der Fläche (Flächenpol) als Durchstichpunkt durch die Halbkugel dargestellt. Genauso können Lineamente (z. B. Faltenachsen oder Einregelungsrichtungen von länglichen Gerölle in einem Konglomerat etc.) als Durchstichpunkte durch die Halbkugel eingetragen werden. Die Projektion lässt eine statistische Auswertung der Messwerte zu. So können beispielsweise anhand von vielen Messungen einer unregelmäßigen Schichtoberfläche deren durchschnittliche Einfallsrichtung und -winkel ermittelt werden

die durch tektonische Vorgänge verkippt oder gefaltet und anschließend durch Hebung der Erosion preisgegeben wurde, von jüngeren Sedimenten überlagert, spricht man von einer **Winkeldiskordanz** (■ Abb. 11.3 und 11.4). Die Winkeldiskordanz zeigt also eine mehr oder weniger lange Sedimentationsunterbrechung an (**Hiatus**), während der Erosion, tektonische Prozesse und u. U. Metamorphose stattfanden. Beispielsweise liegen im Rheinischen Schiefergebirge känozoische Rheinschotterwinkeldiskordant auf schwachmetamorphen, gefalteten Schiefern, deren Edukte im Meer der Devonzeit entstanden sind (vgl. ■ Abb. 1.6). Findet in dem Hiatus nur Erosion aber keine Verstellung der älteren Schichten statt, liegt eine **Erosionsdiskordanz** vor (■ Abb. 8.7). Der Hiatus kann viele Millionen Jahre beinhalten oder aber, wie z. B. bei Ablagerungsprozessen an aktiven Vulkanen, nur Tage oder Stunden. Wie schon erwähnt, können in bestimmten Faziesbereichen Ablagerungen mit unterschiedlichen primären

Schichtwinkeln ohne die Beteiligung von Tektonik oder Erosion entstehen, die man als **Ablagerungsdiskordanz** bezeichnet (■ Abb. 8.7).

11.1.2 Deformation

Wie in ▶ Abschn. 9.2 erläutert, untergliedert sich die kontinentale Kruste in einen oberen spröden und einen unteren duktilen Bereich. Diese Untergliederung ist vom Material und den herrschenden Druck- und Temperaturbedingungen abhängig. Die spröde Deformation beschränkt sich auf Bruchvorgänge, bei denen z. B. Verwerfungen entstehen oder reaktiviert werden. Hier ist die Verformung des Gesteins eng begrenzt. Bei höheren Temperaturen und höherem Druck, wie sie in der tieferen Kruste herrschen, überwiegt räumlich verteiltes, duktile „Fließen“ (mehr zu Scherzonen weiter unten in diesem Abschnitt). Die spröd-duktil-Unterscheidung bezieht sich natürlich



■ Abb. 11.3 Winkeldiskordanz zwischen steil einfallenden präkambrischen Metasedimenten und flach geneigten ordovizischen Sandsteinen, argentinische Puna. In diesem einfachen Foto steckt viel Geologie: Ablagerung, Faltung und Metamorphose im Präkambrium → Hebung und Erosion → Senkung → marine Transgression und Sedimentation im Ordovizium → nachfolgende Kippung → Hebung und Erosion

11

nur auf feste (kompetente) Stoffe. Ton z. B. reagiert auch an der Erdoberfläche auf langsame seitliche Einengung mit duktiler Deformation.

Weiterhin entscheidet die Deformationsrate über die Art der Deformation. Eine Sedimentabfolge, welche bei einer kontinuierlichen seitlichen Einen-
gung von z. B. 1 mm a^{-1} gefaltet wird, kann im Verlauf eines großen Erdbebens, bei dem in Sekundenbruch-
teilen ein Versatz von mehreren Metern erfolgt, mit
bruchhafter Verformung reagieren. Die Bedeutung
der Deformationsrate lässt sich an einem Stück Knete
nachvollziehen, welches sich langsam auseinanderge-
zogen plastisch dehnt, während es unter schnellem Zug
reißt. Das Verformungsverhalten von Gesteinsproben
kann experimentell unter erhöhten Druck- und Tem-
peraturbedingungen untersucht werden. Dazu werden
zylindrische Probenkörper in einer Druckkammer
zwischen zwei Stempeln axial belastet (■ Abb. 11.5).

Wir unterscheiden i. W. von Druck, Temperatur und Verformungsrate abhängige Deformationsmechanismen. Neben der schon erwähnten

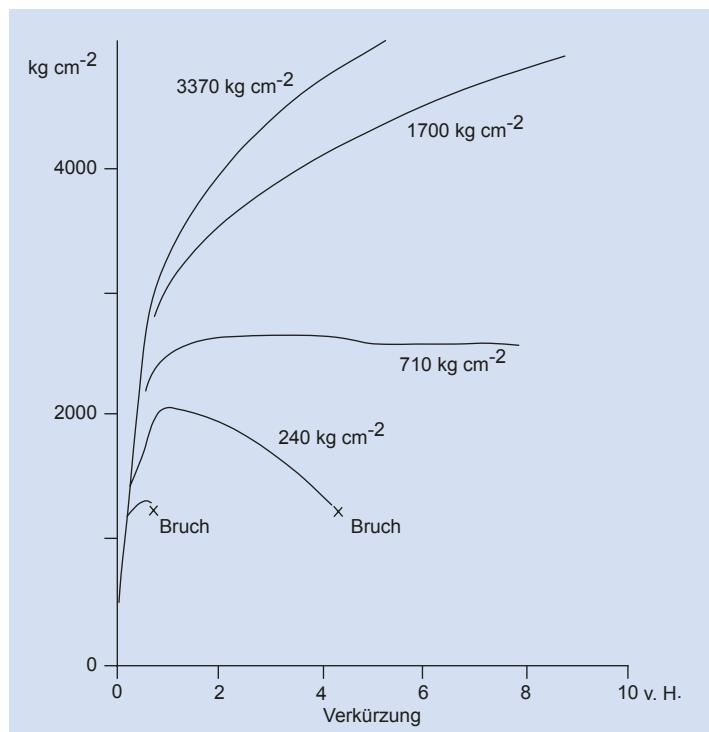


■ Abb. 11.4 Der Colorado und seine Zuflüsse haben sich während des Känozoikums in das Colorado-Plateau eingeschnitten. Im Grand Canyon ist eine über 1000 m mächtige Sedimentabfolge aufgeschlossen, die im Zeitraum Kambrium bis Perm entstanden ist. Sie überlagert metamorphe Gesteine des Präkambriums, die unten im Grand Canyon zu sehen sind, mit einer Winkeldiskordanz. Vor der känozoischen Hebung lagen noch weitere 3–4 km mächtige mesozoische Sedimente auf den permischen Schichten. Dieses Foto verdeutlicht, dass es neben den tektonisch aktiven Zonen, deren Elemente in den ▶ Kap. 10 und ▶ Kap. 11 vorgestellt werden, auch große Kontinentalgebiete auf der Erde gibt, in denen über lange Zeit, wie in diesem Fall fast 600 Ma, nur Sedimentation, Hebung und Erosion stattfinden

bruchhaften Verformung gibt es temperaturabhängige kristallplastische Verformung und Lösungs-Fällungs-Prozesse, wie z. B. Drucklösung (■ Abb. 11.6). Die der Verformung zugrunde liegenden **Spannungen** (‘stress’) werden durch den **Spannungstensor** beschrieben. Die Eigenwerte dieses Tensors werden als **Hauptspannungen** σ_1 , σ_2 und σ_3 bezeichnet, wobei $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ und $\sigma_1 \perp \sigma_2 \perp \sigma_3$ gilt. In der Gesteinsphysik wird Druck i. A. mit einem positiven Vorzeichen und Zug mit einem negativen Vorzeichen angegeben. Die drei Spannungsachsen sind die Hauptachsen des **Spannungsellipsoids**, das der Spannungsverteilung im Gestein entspricht. Hierbei ist der Abstand zwischen dem Mittelpunkt

11.1 · Elemente der Tektonik

■ Abb. 11.5 Zusammenhang zwischen Spannung und Verformung bei Marmor, dargestellt in der klassischen Arbeit von T. Kármán 1911. Das Gestein, einem allseitigen Druck (an den Kurven angetragen) und zusätzlich einer axialen Beanspruchung (Ordinate) ausgesetzt, wird um die auf der Abszisse angegebenen Prozentsätze verformt. Der Marmor reagiert unter niedrigem allseitigem Druck mit Bruch (spröd), hingegen findet unter höherem allseitigem Druck duktile Deformation statt ($1 \text{ kg cm}^{-2} \approx 0,1 \text{ MPa}$)



■ Abb. 11.6 Stylolith-Bildung durch Drucklösung (Hetang-Formation, Oberkambrium, Jangtse-Plattform, SO-China); am Stylolith (S) wurde der gelöste Kalk weggeführt. Unlösliche Minerale, wie z. B. Tonminerale und Erzkörper, bleiben am Stylolithhorizont zurück und verursachen die dunkle Färbung. Die Zähne des Styloliths sind parallel zur Richtung der stärksten Einengung orientiert. Stylolithe können sich durch Sedimentauflast auf Schichtflächen, aber auch auf Scherzonen (Nadelharnisch) bilden, die unter starker Kompression stehen

und einem beliebigen Punkt auf der Oberfläche des Ellipsoids ein Maß für den Betrag der Spannung in der jeweiligen Richtung. Häufig wird nur die Spannungsellipse dargestellt, welche von σ_1 und σ_3 , also der stärksten und der schwächsten kompressiven

Spannung, beschrieben wird. Der **Mohrsche Spannungskreis** bietet eine grafische Darstellung einer Transformation des Spannungstensors (■ Abb. 11.7).

Je nach Druck und Temperatur reagiert Gestein auf gerichteten Zug oder Druck mit elastischer oder plastischer Deformation (Verformung, „strain“). Eine **elastische Verformung** des Gesteins ist reversibel. Bei **plastischer Deformation** wird das Material permanent verformt. Unter elastischer und plastischer Deformation bewegen sich die „Teilchen“ eines Gesteins mit unterschiedlichen Relativgeschwindigkeiten (im Gegensatz zur Bruchtektonik!). Die Deformation eines Gesteins lässt sich in einem **Deformationsellipsoid** darstellen, dessen drei Vektoren X, Y und Z die Richtung und den Betrag der stärksten, mittleren und schwächsten Ausdehnung angeben. Setzt man den Verformungsbetrag in Bezug zur Länge des betrachteten Objektes, gelangt man zur **Elongation ϵ** . Für kleine Verformungsbeträge gilt angenähert $\epsilon = (l - l_0)/l_0$ (l_0 = ursprüngliche Länge, l = Länge nach der Deformation), wobei $\epsilon_1 > \epsilon_2 > \epsilon_3$ und $\epsilon_1 \perp \epsilon_2 \perp \epsilon_3$ ist. Es gibt zwei Endglieder der möglichen Bewegung. Wird ein Gesteinsblock von einer

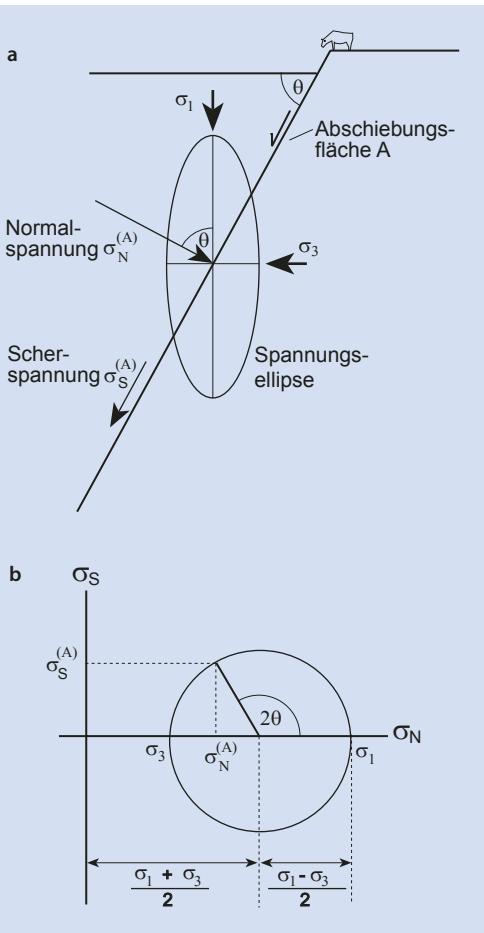


Abb. 11.7 (a) Die Darstellung zweidimensionaler Spannungszustände in Raumkoordination am Beispiel einer 60°-Abschiebung. Die stärkste angreifende Kraft ist in diesem Fall das Gewicht der Hangendscholle (Abb. 11.19a). Sie entspricht σ_1 in der Spannungsellipse (σ_2 verläuft auf den Betrachter zu). Für einen Punkt auf der Abschiebungsfläche A lassen sich die resultierende Scherspannung $\sigma_s^{(A)}$ und die Normalspannung $\sigma_n^{(A)}$ im Mohrschen Spannungskreis (b) geometrisch ermitteln (nach Christian Otto Mohr 1882). θ ist der Winkel zwischen der Normalen auf der Scherebene und der Hauptspannungssachse σ_1 , in diesem Beispiel auch der Winkel der Abschiebung. Die resultierende Bewegung verläuft parallel zur Richtung der Scherspannung (einfache Scherung). Aus dem Spannungskreis geht auch hervor, dass die Scherspannung ihr Maximum bei $\Theta = 45^\circ$ erreicht (Bildrechte: verändert nach Meschede 1994)

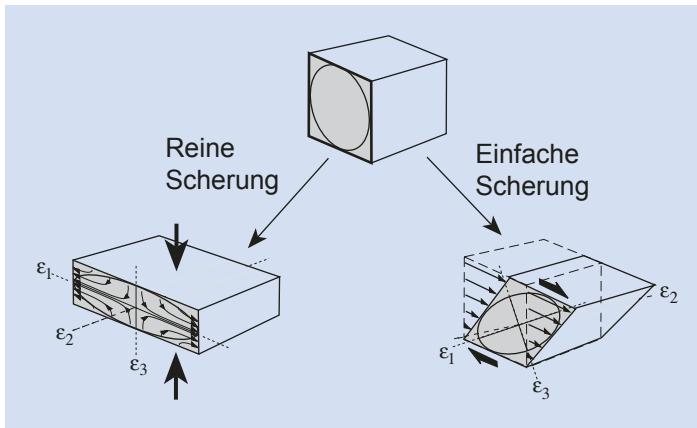
oder zwei Seiten eingeengt, vollführen seine Teilchen eine Ausweichbewegung in Richtung ϵ_1 und ϵ_2 , bzw. nur in Richtung von ϵ_1 . Dies lässt sich an einem Würfel aus Knete nachvollziehen, der zwischen zwei Platten zusammengepresst wird. Bei dieser als **reine**

Scherung (‘pure shear’) bezeichneten Deformation bleibt die Orientierung der drei Deformationsachsen im Raum erhalten (Abb. 11.8). Bei der **einfachen Scherung** (‘simple shear’) hingegen bewegen sich die Teilchen des Gesteinskörpers parallel zueinander, wie Spielkarten in einem seitlich angeschobenen Kartenstapel. ϵ_1 und ϵ_3 rotieren bei dieser Bewegung (vgl. Scherspannung in Abb. 11.7). In der Natur findet i. d. R. eine Kombination von reiner und einfacher Scherung statt.

Befinden sich in einem Gestein oder Lockerseidiment Minerale, Klasten oder andere kompetente Partikel, die eine längliche Form haben, so werden diese im Zuge der Deformation parallel zu den Bewegungsbahnen der Teilchen ausgerichtet. Plättchenförmige Partikel, wie z. B. Glimmer in einem Schiefer (Abschn. 13.2), bilden eine **Foliation** aus. Stäbchenförmige Objekte, wie z. B. Pyroxenkristalle, können sich unter Deformation ausrichten und es entsteht eine **Lineation**. Man spricht von **Dehnungsfoliation** bzw. **-lineation** (‘stretching lineation’), wenn Objekte mit einer kompakten Ausgangsform (z. B. Ooide, Abb. 8.12c) geplättet bzw. ausgelängt werden. Die Teilchen vollführen im ersten Fall eine Bewegung in Richtung ϵ_1 und ϵ_2 , im zweiten Fall nur in ϵ_1 -Richtung.

Foliation und Lineation können sowohl unter Extension als auch unter Kompression entstehen. Boudinage und Faltung sind demgegenüber eindeutige Anzeiger des tektonischen Regimes. **Boudinage** entsteht bei Dehnungsdeformation in einem Gestein, welches aus unterschiedlich kompetentem Material aufgebaut ist (Abb. 11.9). Hierbei ist zu beachten, dass Boudinage auch in einem Bereich lokaler Dehnung entstehen kann, dessen weitere Umgebung von kompressiver Faltung gekennzeichnet ist.

Unter kompressiver Deformation können **Falten** (Abb. 11.10) entstehen, die ein weites Spektrum von Größen (cm bis mehrere 10 km) und Formen zeigen (Abb. 11.11). Im Gelände und in der geologischen Karte sind Falten durch bestimmte Merkmale auffällig. Im Bereich der **Faltenachse** einer **Mulde** (‘syncline’) sind die jüngsten Schichten aufgeschlossen, entsprechend finden sich im Bereich einer **Sattelachse** (‘anticline axis’) die ältesten Schichten. In einer tektonischen Mulde fallen die Schichten zur Muldenachse hin ein. Im Falle eines Sattels fallen die Schichten von der Achse weg. Häufig verlaufen Faltenachsen nicht horizontal, sondern tauchen in den Untergrund mehr oder weniger steil ab. Diese Strukturen



■ Abb. 11.8 Endglieder der homogenen Deformation: Ein Würfel wird durch reine Scherung geplättet, wenn zwei seiner Achsen gelängt und eine gekürzt werden (links). Reine Scherung liegt auch vor, wenn eine Achse gelängt und zwei gekürzt werden (hier nicht dargestellt). Bewegen sich die Teilchen parallel zur Scherrichtung, liegt einfache Scherung vor. In dem gezeigten Beispiel wird der Würfel zu einem Rhomboid deformiert (rechts). Die grau schattierten Seiten der Blöcke zeigen die Deformation in der ϵ_1 - ϵ_3 -Ebene. Der im Würfel eingezeichnete Kreis wird zur Deformationsellipse verformt, die durch ϵ_1 und ϵ_3 aufgespannt wird. Die Bewegungsbahnen der Teilchen in der ϵ_1 - ϵ_3 -Ebene sind für beide Deformationstypen durch Pfeile veranschaulicht



■ Abb. 11.9 Boudinage eines magmatischen Gangs in Schiefer. Das kompetente Ganggestein ist unter Dehnung in Stücke zerlegt worden, während der inkompetente Schiefer die Gangfragmente umfloss (Bildrechte: Foto – G. Franz)

sind am **umlaufenden Streichen** der Schichten kenntlich (■ Abb. 11.12 und 11.13). Der Faltenstil kann über den Grad der Einengung Auskunft geben. Das Spektrum reicht von einem weiten Faltenbau mit aufrechten Falten bis zu engen, stark vergerten Falten (■ Abb. 11.11). **Knickfaltung** („kink folds“, „chevron folds“) entsteht unter Einengung in Gesteinen, die

einen engständigen Lagenbau mit unterschiedlich kompetentem Material aufweisen (z. B. Ton- und Sandstein in dünnbankigen Turbiditabfolgen) (■ Abb. 11.10).

In der oberen spröd reagierenden Kruste sind **Scherzonen** durch Bruchdeformation gekennzeichnet. Das durch die Scherung zerbrochene Gestein



Abb. 11.10 Spitzfalten (‘chevron folds’) in der Crackington Formation, Unterkarbon, Südwestengland

11

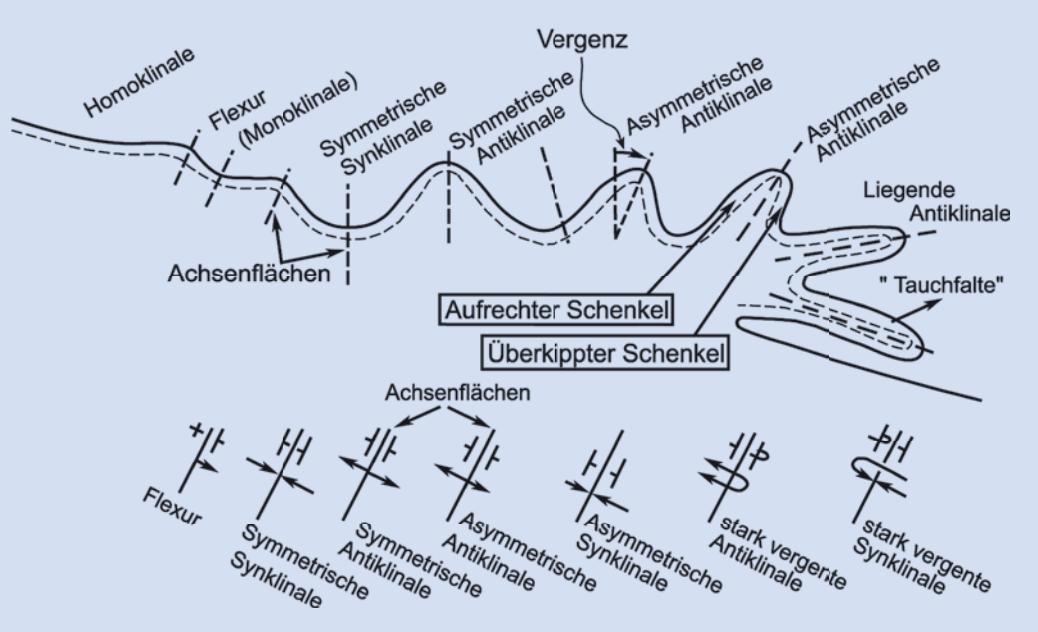
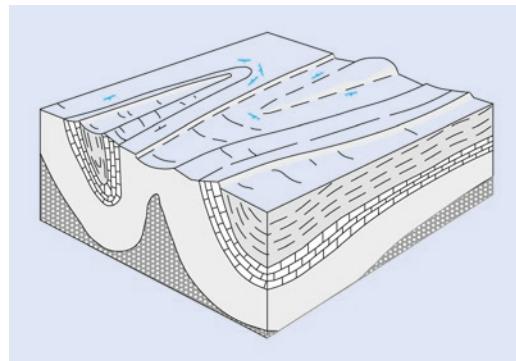


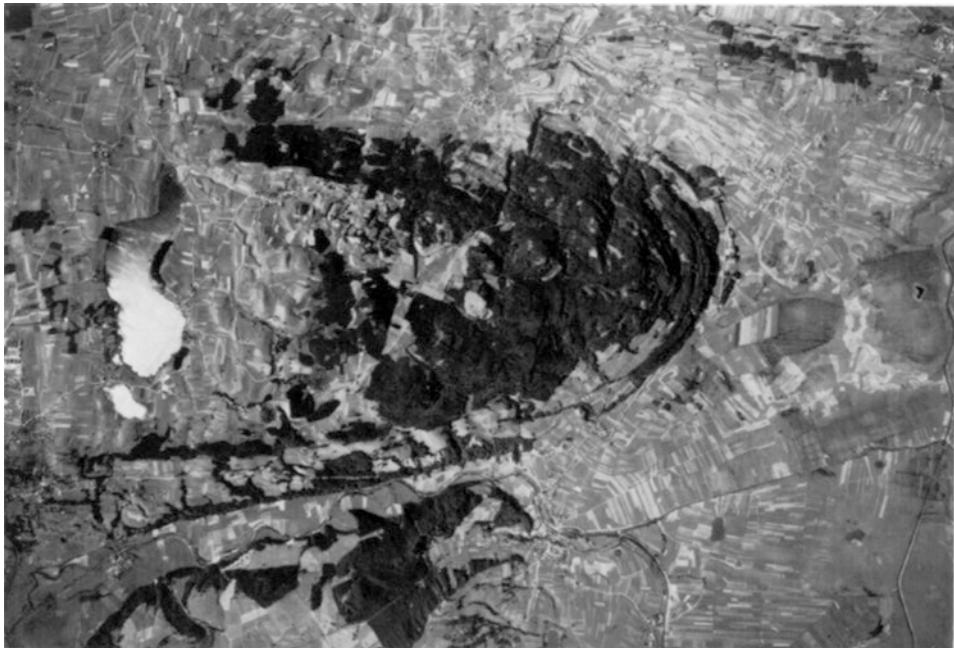
Abb. 11.11 Fiktive Anordnung von Falten unterschiedlicher Vergenz (oben) und ihre Signatur in der geologischen Karte (unten) (Bildrechte: nach Eisbacher 1996)

wird als **Kataklasit** bezeichnet. In den duktilen Scherzonen in größerer Tiefe entstehen **Mylonite** (Mylos, griech.: Mühle) (Abb. 11.14). Die Deformation erzeugt hier Foliation und Dehnungslineation, welche von Rekristallisation begleitet wird. Bei Temperaturen ab 300 °C verhalten sich Quarz und

Calcit kristallplastisch. In tieferen Krustenstockwerken verhält sich Feldspat, im Mantel Olivin, plastisch (Abb. 11.15). Einschlüsse, z. B. Porphyr-oblästen und Porphyroklasten (► Abschn. 13.2), können kataklastisch zerschert oder rotiert werden (Abb. 11.16). Bisweilen findet sich Glas in Gängen,



■ Abb. 11.12 Blockdiagramm zur Veranschaulichung der Beziehungen zwischen Lagerung und Oberflächenmerkmalen. Die abtauchenden Falten sind durch umlaufendes Streichen kenntlich. Die Strichsymbole (blau) sind Streich- und Fallzeichen: Der lange Strich zeigt die Streichrichtung, der kurze Strich senkrecht dazu zeigt in Fallrichtung (vgl. ■ Abb. 11.1)

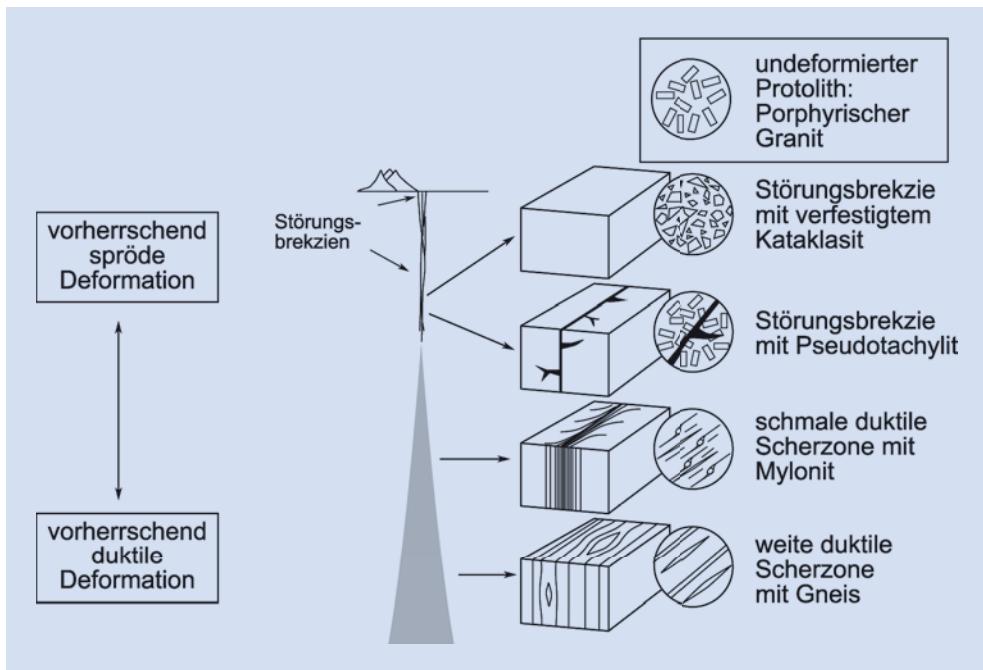


■ Abb. 11.13 Luftbild aus einer Höhe von 5000 m vom Ostende der Molassemulde bei Murnau (Oberbayern); deutlich ist das umlaufende Streichen der Schichten im Bereich der Muldenachse erkennbar (Bildrechte: Zeil 1990)

das aufgrund seiner feinstkörnigen Textur **Pseudotachylit** genannt wird. Er bildet sich aus Reibungsschmelzen im Verlauf von Erdbeben oder Impaktereignissen.

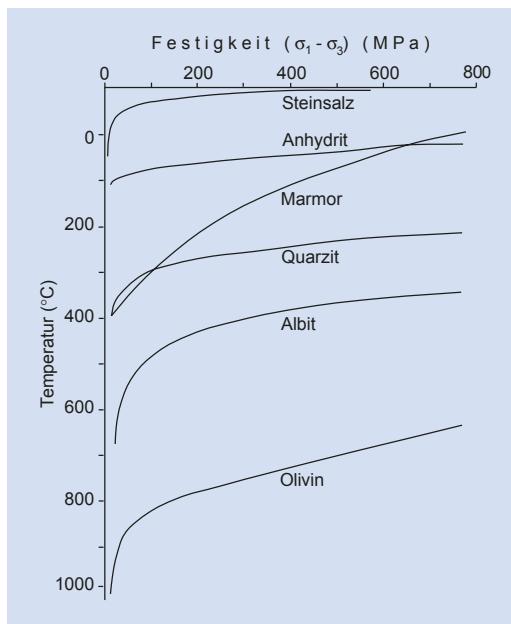
Die Lithosphärenplatten weisen auch fernab der Plattengrenzen, als Folge der sie angreifenden Kräfte, ein Spannungsfeld auf. Dieses ist langsam

zeitlichen und räumlichen (lateral und mit der Tiefe) Änderungen ausgesetzt. Die rezent herrschende Spannung in der oberen Kruste lässt sich mit unterschiedlichen Methoden, wie z. B. in-situ-Spannungsmessungen, Herdflächenlösungen (■ Abb. 11.19) und neotektonischen Indikatoren, ermitteln (■ Abb. 11.17).

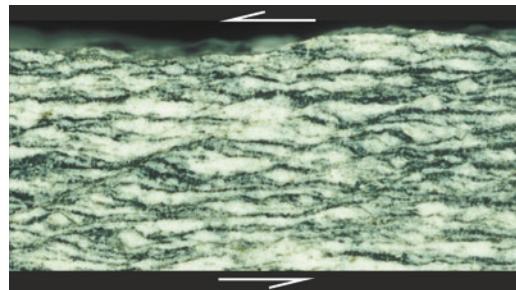


■ Abb. 11.14 Schematischer Schnitt durch eine Blattverschiebung. Die Scherzone ist in der spröden Oberkruste an einzelne Störungen gebunden und weitet sich in der duktilen Unterkruste aus. Rechts sind am Beispiel eines porphyrischen Granits wichtige Deformationstypen dargestellt, die mit zunehmender Tiefe auftreten (Bildrechte: nach Passchier & Trouw 1996)

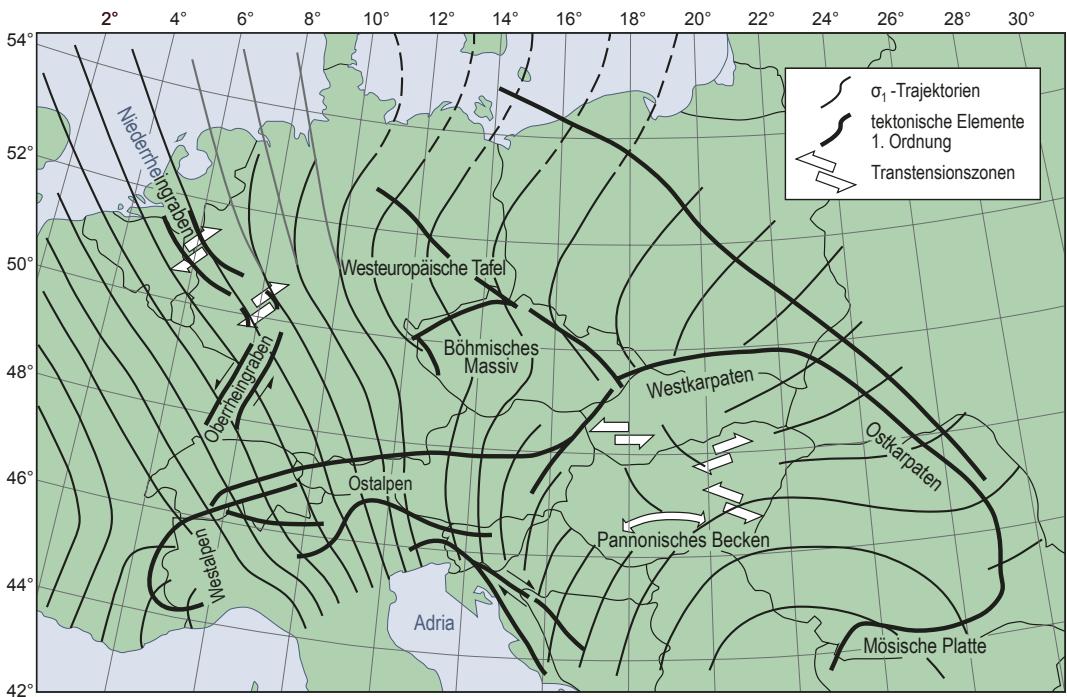
11



■ Abb. 11.15 Festigkeit einiger wichtiger Minerale und Gesteine in Abhängigkeit von der Temperatur ermittelt aus Laborexperimenten (vgl. ■ Tab. 1.1). Die Festigkeiten wurden auf der Basis einer Verformungsrate von 10^{-14} s^{-1} berechnet. σ_3 stellt hierbei den Umschließungsdruck und σ_1 eine gerichtete Beanspruchung dar (vgl. ■ Abb. 11.5) (Bildrechte: nach Suppe 1985)



■ Abb. 11.16 Mylonit (vgl. ■ Abb. 11.14) in deformiertem Granit des mittleren Urals. Der Schersinn ist sinistral, vertikale Bildkante: 3 cm (Bildrechte: Foto – R. Hetzel)



■ Abb. 11.17 Rezentes Spannungsfeld in Mitteleuropa. Das dargestellte Spannungsfeld (Trajektorien der σ_1 -Richtung) bezieht sich nur auf den oberen, spröden Teil der Kruste. Eingetragen sind auch die großtektonischen Elemente (Bildrechte: umgezeichnet nach Grünthal & Stromeyer 1994).

11.1.3 Bruchtektonik

Werden Gesteinskörper gegeneinander verschoben und verkippt, finden die Relativbewegungen entlang von Bruchflächen (**Störungen**, ‚faults‘) statt. Kleine Brüche (■ Abb. 11.18), an denen keine oder nur unwesentliche Bewegung erkennbar ist, werden als **Klüfte** bezeichnet (wenige cm bis m Länge). Hierbei

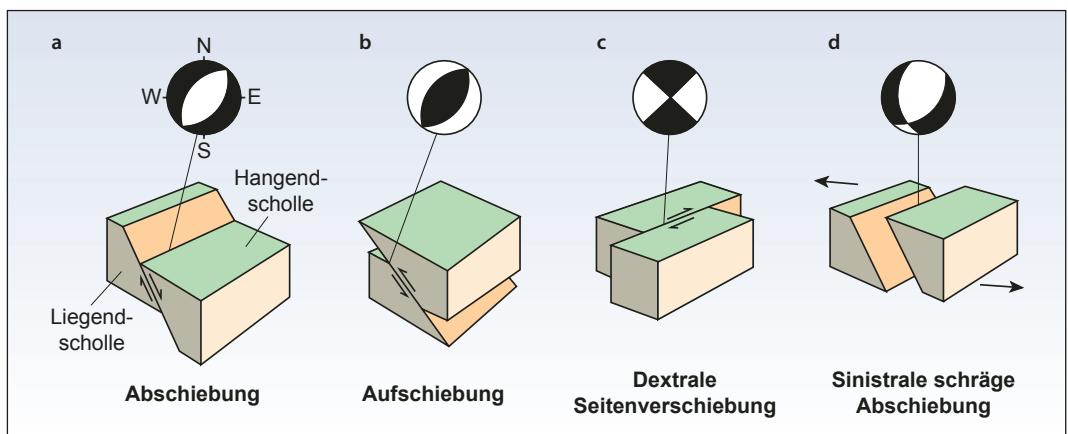
ist zu beachten, dass es auch viele nichttektonische Kluftbildungen gibt, wie z. B. Abkühlungsklüftung in Vulkaniten und Entwässerungsklüftung in Sedimenten. Wieder andere Klufttypen entstehen durch Meteoriteneinschläge.

Wir unterscheiden Störungen nach der Art der an ihnen stattfindenden Bewegungen. Werden Gesteinskörper oder Krustenblöcke gedehnt,

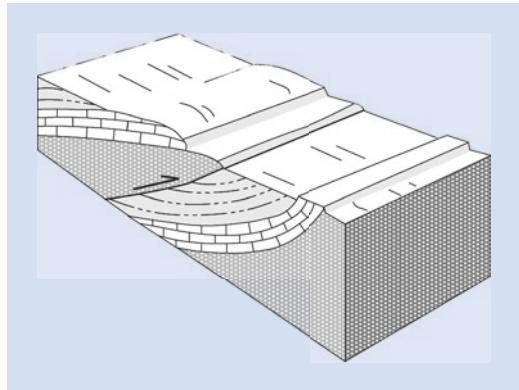


11

■ Abb. 11.18 Mit Calcit verfüllte Zerrklüfte (Fiederklüfte) in Sandstein, die durch eine relative Abwärtsbewegung der im Bild links befindlichen Scholle entstanden sind



■ Abb. 11.19 Abschiebung (a), Aufschiebung (b), Blattverschiebung (c) und Blattverschiebung mit einer Abschiebungskomponente (d). Zu jeder Zeichnung sind Herdflächenlösungen ('focal plane solutions') von Erdbeben dargestellt, welche durch die Störungsbewegung verursacht werden. Rund um den Herd gibt es zwei Raumquadranten, in denen die erste vom Herd ausgehende P-Wellenfront kompressiv ist, und zwei Raumquadranten, in denen die ersten Impulse dilatativ sind. Bei günstiger Anordnung von Seismografen zu beiden Seiten der Störung lässt sich die Lage der Quadranten ermitteln (► Kasten 9.1). Sie wird in der unteren Hemisphäre der Lagekugelprojektion (Kompression = schwarz, Dilatation = Weiß) dargestellt (vgl. ■ Abb. 11.2). Zum besseren Verständnis sind in der – im Englischen salopp als 'beach ball' bezeichneten – Projektion in (a) die Himmelsrichtungen eingezeichnet



■ Abb. 11.20 Blockdiagramm einer Aufschiebung; im Profil senkrecht zum Streichen ist eine Schichtwiederholung zu erkennen

können Abschiebungen entstehen („normal faults“) (■ Abb. 11.19 und 11.24). Einengung (Kompression) kann zu **Aufschiebungen** ($>45^\circ$, „reverse faults“) und **Überschiebungen** ($<45^\circ$, „thrust faults“) führen (■ Abb. 11.19–11.21). Werden zwei benachbarte Blöcke zu einer horizontalen Relativbewegung gezwungen, findet an ihrer gemeinsamen Grenze eine **Seitenverschiebung** oder **Blattverschiebung** („strike-slip fault“) statt (■ Abb. 11.19). Bewegt sich hierbei der eine Block relativ zum anderen nach rechts, liegt eine rechtsseitige oder **dextrale** Seitenverschiebung vor (entsprechend: linksseitig = **sinistral**). Häufig sind Seitenverschiebungen mit Dehnung oder mit Kompression in einem spitzen Winkel zur

Störungsfläche verbunden, die als **Transtension** bzw. **Transpression** bezeichnet werden. Den Übergangsbereich zwischen zwei seitlich versetzten („en echelon“) Blattverschiebungen bezeichnet man als **Blattverschiebungsduplex** (■ Abb. 11.22). Ein senkrechter Schnitt durch solch eine Struktur zeigt eine Blumenstruktur („flower structure“), sobenannt nach der blumenstraußartigen Anordnung der Störungen.

Die Bewegungen entlang einer Störung können sehr komplex sein. Die Rotation eines Blockes um eine horizontale Achse beispielsweise verursacht synchrone Abschiebungs- und Aufschiebungsbewegungen an unterschiedlichen Abschnitten einer Störung. In einem Abschnitt einer Störung kann sich auch der Bewegungssinn im Lauf der Zeit ändern. Unter Dehnung angelegte Abschiebungen können z. B. zu Aufschiebungen werden, wenn das regionale tektonische Regime, beispielsweise als Folge einer Änderung der plattentektonischen Konstellation, kompressiv wird (■ Abb. 11.23). An heute inaktiven Störungen lässt sich u. U. die Paläobewegungsrichtung anhand der Orientierung von Schrammen und Riefen (**Harnisch**) auf der Störungsfläche nachvollziehen. Eine Störung bedeutet i. d. R. eine Schwächezone in der Kruste. So ist es verständlich, dass einige bereits im Präkambrium angelegte Störungssysteme in wechselnden tektonischen Regimen wiederholt aktiv waren und z. T. heute noch sind.

Die Effekte rezenter Bruchtektonik lassen sich in seismisch aktiven Gebieten beobachten. Hier zeigen sich seitliche (laterale) Bewegungen entlang

■ Abb. 11.21 Horizontale Überschiebung in mesozoischen Kalken der präebetischen Kordillere (nördlich Alicante, Spanien)



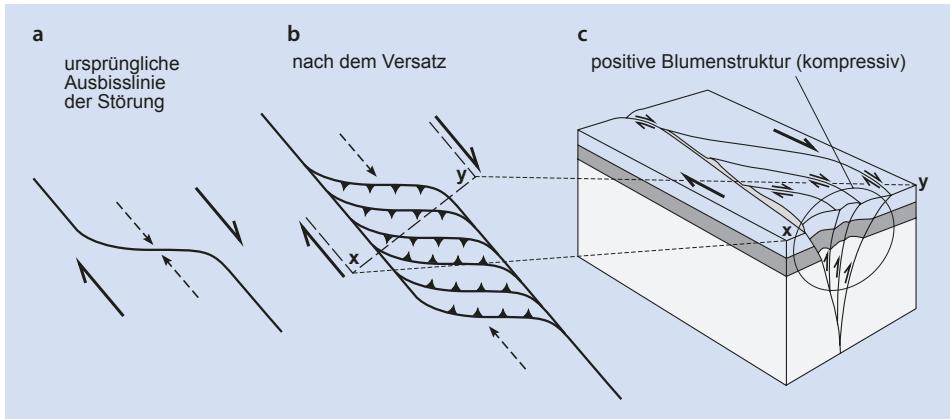


Abb. 11.22 Bildung eines Einengungsduplexes im Übergangsbereich zwischen zwei seitlich versetzten Blattverschiebungen. (a) und (b) im Kartenbild vor und nach der Bewegung, (c) Blockbild. Diese Struktur entsteht z. B. in einem dextralen Seitenverschiebungssystem mit linksspringendem Versatz. Der Begriff Duplex wird in der Strukturengologie für eine ein- oder mehrmalige Wiederholung von Auf- oder Abschiebungen verwendet. Der Schnitt senkrecht durch den Duplex (x - y) zeigt die blumenstraußartige Auffächerung der Duplexstörungen. In diesem Beispiel handelt es sich um eine positive Blumenstruktur. Im Falle einer dextralen Seitenverschiebung mit rechtsspringendem Versatz würde ein Dehnungsduplex sowie eine negative Blumenstruktur entstehen (Bildrechte: nach Twiss & Moores 1992)

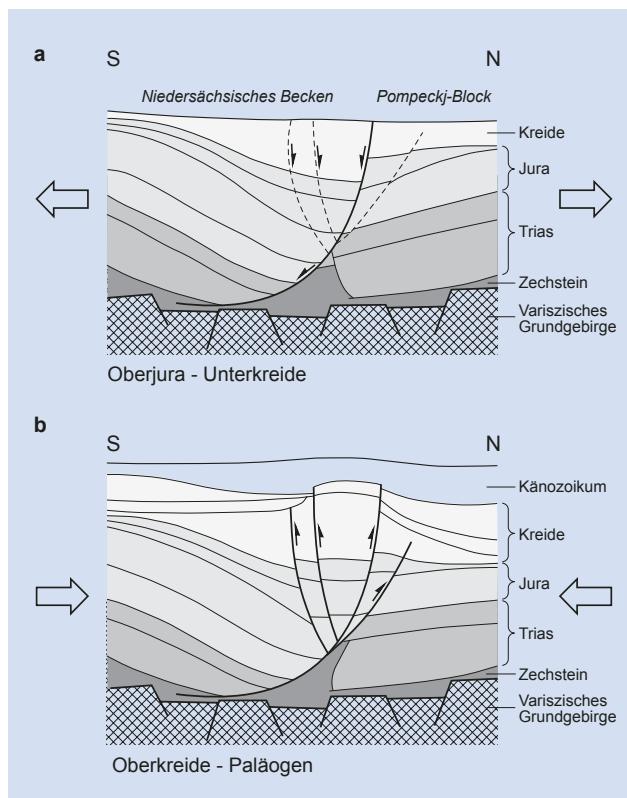


Abb. 11.23 Inversionstektonik im Norddeutschen Becken. Im oberen Bild (a) ist ein Halbgraben mit einer nach Süden gerichteten Hauptabschiebung dargestellt. Deutlich ist die größere Mächtigkeit der Schichten in der Hangendscholle relativ zur Liegendscholle zu sehen (mehr dazu in **Abb. 11.26**). Im Zuge oberkretazisch-känozoischer Kompression fand entlang der ehemaligen Abschiebung nun Aufschiebung statt, was als Inversionstektonik bezeichnet wird. Abbildung (b) zeigt den heutigen Zustand, sie basiert auf reflektionsseismischen Daten (Bildrechte: aus Betz et al. 1987)



► Abb. 11.24 Die Berge links im Bild bilden einen Teil der nordchilenischen Küstenkordillere, die sich entlang einer Störungszone relativ zu dem Gebiet rechts im Bild hebt. Dieser Prozess findet ruckweise im Verlauf von Erdbeben statt und erzeugt tektonisch bedingte Geländestufen. Das schräge Luftbild zeigt auch, dass sich die Störungszone aus einzelnen Segmenten zusammensetzt, deren Anfang und Ende sich seitlich versetzt (en echelon') überlappen

von Störungen am Versatz von Talläufen, Pflanzungen oder Wegen. Vertikaler Versatz zeigt sich an der Oberfläche oft anhand von störungsbedingten Geländestufen („fault scarps“, ► Abb. 11.20 und 11.24). Die Auswertung seismologischer Messungen ermöglicht eine Lokalisierung aktiver bruchhafter Bewegungen im Untergrund (► Abb. 11.25, ► Kasten 9.1).

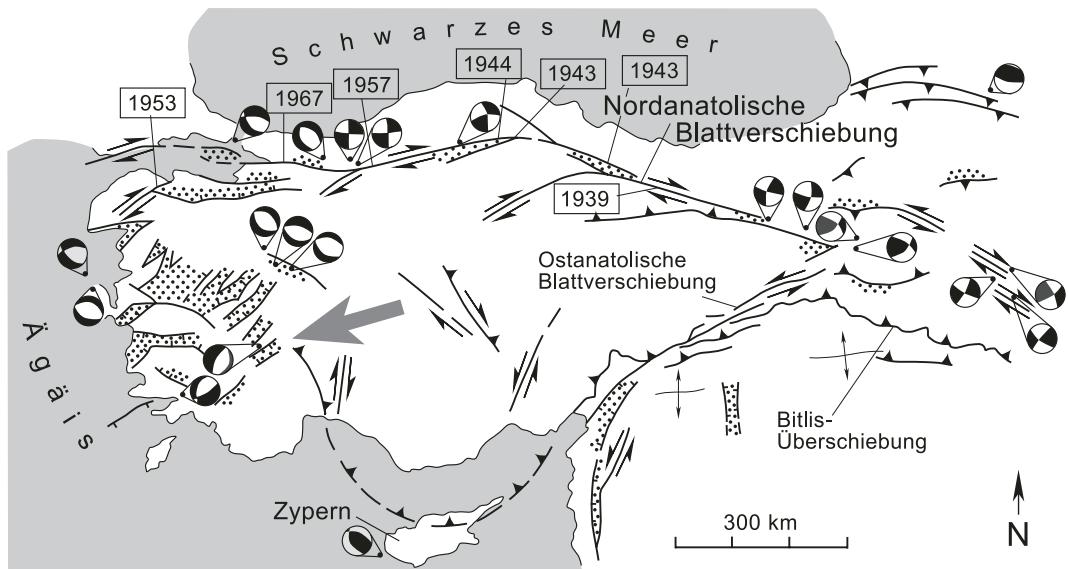
11.1.4 Extensionale Störungssysteme

Dehnung kann in kontinentalen Riftzonen (► Abschn. 10.2), aber auch beim Kollaps von Orogenen (s. u. in diesem Abschnitt) und in Subduktionszonen stattfinden (z. B. ► Abb. 10.16). Wird ein Krustenstück gedehnt, entstehen im oberen Krustenstockwerk Dehnungsbrüche. Die Position der

Störungen wird einerseits von der lithosphärenweiten Geometrie der sich entwickelnden Dehnungszone kontrolliert (► Abschn. 10.2, ► Abb. 10.4) und andererseits von lokal vorhandenen Schwächezonen und den Materialeigenschaften der betroffenen Gesteinskörper in der spröden Kruste bestimmt. Durch Dehnung entstehen Abschiebungen, die an der Erdoberfläche mit Winkeln zwischen 90° und 60° einfallen. Meist entsteht hierbei ein **konjugiertes**, d. h. syngenetisches System von mehreren gleichsinnig (**synthetisch**) und gegensinnig (**antithetisch**) orientierten Abschiebungen. Auch das Einfallen der Schichten in der Hangendscholle kann synthetisch oder antithetisch in Relation zur Abschiebung sein. Als Resultat dieser Abschiebungstektonik können sich an der Oberfläche **Gräben** und **Horste** bilden. Ein Graben bzw. ein Horst ist ein Krustenstück, welches von Auf- oder Abschiebungen begrenzt ist und welches relativ zu den Nachbarblöcken abgesunken bzw. aufgestiegen ist (► Abb. 11.26–11.28). Ist die Abschiebung auf eine Seite des Grabens konzentriert, spricht man von einem **Halbgraben** (► Abb. 11.26d).

Mit zunehmender Tiefe können die Winkel der Hauptabschiebungen kleiner werden. Sie sind dann schaufelförmig (**listrisch**, griech.: Schaufel). Häufig gehen sie in eine flach einfallende oder horizontale **Sohlabschiebung** („detachment“) über. In der Realität haben die Störungen oft eine komplizierte Geometrie und sind z. B. in steil einfallende Abschnitte (**Rampen**) und flache Abschnitte (**Flachbahnen**) gegliedert. Die Sohlabschiebung liegt je nach Krustenaufbau und Typ der Dehnungszone in Tiefen zwischen 5 und 15 km, sie kann also noch innerhalb der spröden Kruste, z. B. entlang einer inkompetenten Schicht (Ton, Salz), verlaufen oder in der duktilen Unterkruste enden. Der Verlauf von Hauptabschiebungen kann indirekt durch Reflektionsseismik oder bei gegebenen Aufschlussverhältnissen anhand der Geometrie und Rotation der Hangendschollen bestimmt werden.

Das regionale Stressfeld einer Dehnungszone ist von lateraler Extension bestimmt, im lokalen Bereich der resultierenden (Halb-)Gräben hingegen kontrolliert die Gravitation die Tektonik, d. h. die Hangendschollen gleiten aufgrund ihres Gewichtes auf den Störungen herab (► Abb. 11.7 und 11.26). In größeren Graben- oder Riftzonen kommt als weiterer



■ Abb. 11.25 Aktive Störungstektonik in Kleinasien. Im Spannungsfeld der Eurasischen, Afrikanischen und Arabischen Platten weicht die Anatolische Kleinplatte nach W aus (‘tectonic escape’, grauer Pfeil). Schwarze Pfeilpaare stellen Blattverschiebungen dar, Punktsignatur repräsentiert Becken, die an Störungen gebunden sind (s. u.); Jahreszahlen: Beben mit einer Magnitude um 7. Die Bewegungsrichtungen wurden z. T. anhand von Herdflächenlösungen (■ Abb. 11.19) ermittelt (Bildrechte: aus Eibacher 1996, nach Şengör et al. 1985)

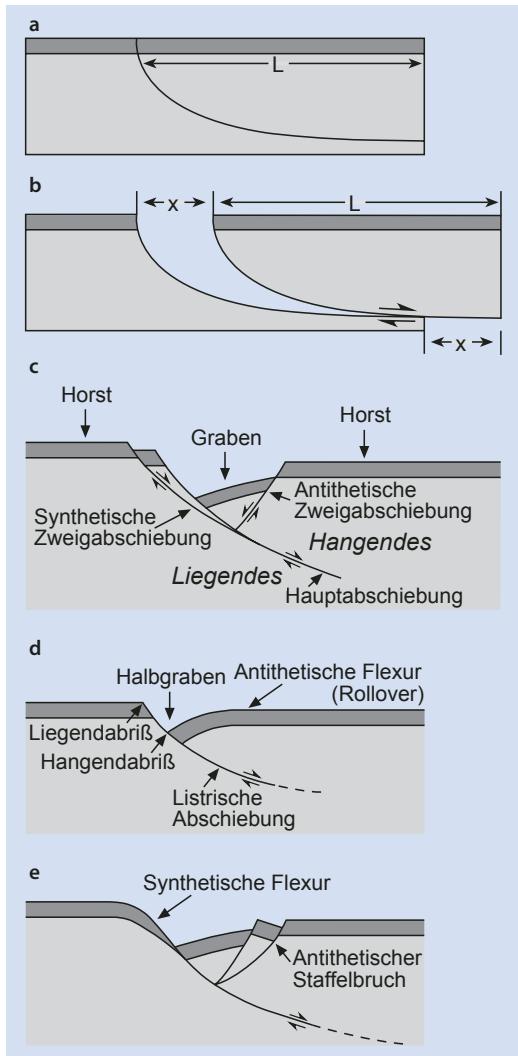
11

tektonischer Faktor die Aufheizung und spätere Abkühlung der Lithosphäre hinzu (■ Abb. 10.5).

Dehnungstektonik ist immer mit der Bildung von Sedimentationsbecken verbunden. Jede neue Dehnungsphase schafft neuen Akkommodationsraum (► Abschn. 11.2). Im Falle terrestrischer (Halb-) Gräben ist die sedimentäre Fazies in eine energiereiche Beckenrandfazies (z. B. alluviale Schuttfächer) und eine energieärmere lakustrine oder fluviatile Fazies im Beckenzentrum gegliedert. Eine Rotation der Hangendscholle(n) bewirkt unterschiedliche Subsidenzraten innerhalb eines Beckens (■ Abb. 11.26). Diese Asymmetrie spiegelt sich ebenfalls in der sedimentären Faziesverteilung wider. In Halbgräben mit terrestrischer Fazies ist die Gravenseite mit der stärksten Subsidenz von Seen oder einem großen, das Becken drainierenden Fluss gekennzeichnet. Hier akkumulieren auch die größten Sedimentmächtigkeiten. Bei komplexen Grabenstrukturen entstehen mehrere miteinander verbundene oder isolierte Becken, die jeweils eine

spezifische Subsidenz und Faziesverteilung aufweisen (■ Abb. 11.26e). Ein extremes Beispiel stellt die känozoische Basin-and-Range-Provinz im SW der USA dar. Dort erstreckt sich ein von Dehnungstektonik geprägtes Gebiet von 2500×1000 km, welches durch Hunderte von Kippschollen, Halbgräben und metamorphen Kernkomplexen gegliedert wird (wird weiter unten in diesem Abschnitt erläutert).

Kommt zur Dehnung noch eine Seitenverschiebungskomponente hinzu, entstehen **Transtensionalbecken**. Bei reiner Seitenverschiebung spricht man von **Seitenverschiebungsbecken**. Solche Strukturen sind von zwei Blattverschiebungen oder von einer Blattverschiebung und einer Abschiebung begrenzt (■ Abb. 11.29). Im Vergleich zu anderen Becken sind sie durch ein relativ hohes Verhältnis von Sedimentmächtigkeit zu Beckenbreite gekennzeichnet. Jede Seitenverschiebungsphase führt zur Schaffung neuen Akkommodationsraumes und zu einer Verlagerung der Fazieszonen (■ Abb. 11.30). **Pull-apart-Becken** können sich im Übergangsbereich zwischen



■ Abb. 11.26 Entstehung von dehnungsbedingten Gräben und Halbgräben und ihre tektonischen Elemente: (a) Krustenstück vor der Dehnung (die dunkelgraue Schicht an der Erdoberfläche dient als Orientierung für die Schollenbewegungen in b–e). (b) In einer Welt ohne Gravitationskraft könnte nach einer Dehnung eine solche geologisch unsinnige Lücke entstehen. In der Realität sackt die Hangendscholle während der Abschiebung kontinuierlich nach. Je nach Kompetenz und Geometrie der Gesteins- oder Sedimentkörper in den beteiligten Schollen einerseits und der Geometrie der Hauptabschiebung andererseits können daraus Gräben und Halbgräben mit oder ohne Flexuren (Verbiegungen) sowie Schollenrotationen entstehen. In der Natur finden sich oft Kombinationen der in c–e getrennt gezeigten Tektonik (vgl. ■ Abb. 11.27 und 11.28) (Bildrechte: verändert nach Eisbacher 1996)

zwei en echelon versetzten Blattverschiebungen bilden (■ Abb. 11.31), vorausgesetzt der Schersinn der Störungen und der Sinn des en-echelon-Versatzes stimmt überein (vgl. Dehnungsduplex in ■ Abb. 11.22).

11.1.5 Synsedimentäre Abschiebung und Diapire

Einige tektonische Bewegungen sind nicht mit regionaler lateraler Dehnung oder Einengung verknüpft. Hierzu gehören synsedimentäre und Kompaktionsabschiebungen sowie Diapirismus (i. W. von Salz und Ton). Diesen Prozessen wohnt ein selbstverstärkender Charakter inne. Im Gegensatz dazu ist z. B. Grabentektonik nur aktiv, solange die betreffende Region unter Dehnung steht (■ Abb. 11.23).

Synsedimentäre Abschiebungen sind ein typisches tektonisches Element von Becken, in denen große Sedimentmengen unterschiedlicher Kompetenz und Plastizität zur Ablagerung kommen. Dies geschieht z. B. auf dem Schelf vor den Mündungen großer Flüsse. Im Falle des Nigerdeltas sind rasch Sande, Silt und Ton des festländischen und marinen Küstenbereichs, sog. **paratische** Sedimente, auf marine Tone geschüttet worden (■ Abb. 11.32). Die sedimentäre Auflast führte zu einem Überdruck in den Poren des unterlagernden marinen Tons, wodurch dieser instabil wurde. Geringfügige lokale Unterschiede in der Sedimentauflast oder eine geringe Hangneigung der Tonbasis genügten nun, um den Ton zu seitlichem Fließen zu bringen. Die auflagernden Sedimente sackten in dem Bereich, von dem der Ton sich weg bewegte, nach. Die absackenden Sedimentkörper sind zu Nachbarbereichen durch Abschiebungen begrenzt. Der solchermaßen eingeleitete Vorgang verstärkt sich nun, indem auf der Hangendscholle neuer Platz zur Sedimentakkumulation geschaffen wird und dadurch die Sedimentmächtigkeit lokal wächst. Dies hat wiederum Bewegungen entlang der Abschiebung zur Folge. Bezogen auf einen Zeitabschnitt wächst die Sedimentmächtigkeit der Hangendscholle, besonders nahe der Abschiebung, relativ zur Liegendscholle an. Nahe der Abschiebung vollführen die Sedimente der Hangendscholle daher mit der Zeit eine Rotation („roll over“, ■ Abb. 11.26d und 11.32c). Da synsedimentäre Störungen mit der Sedimentakkumulation nach oben

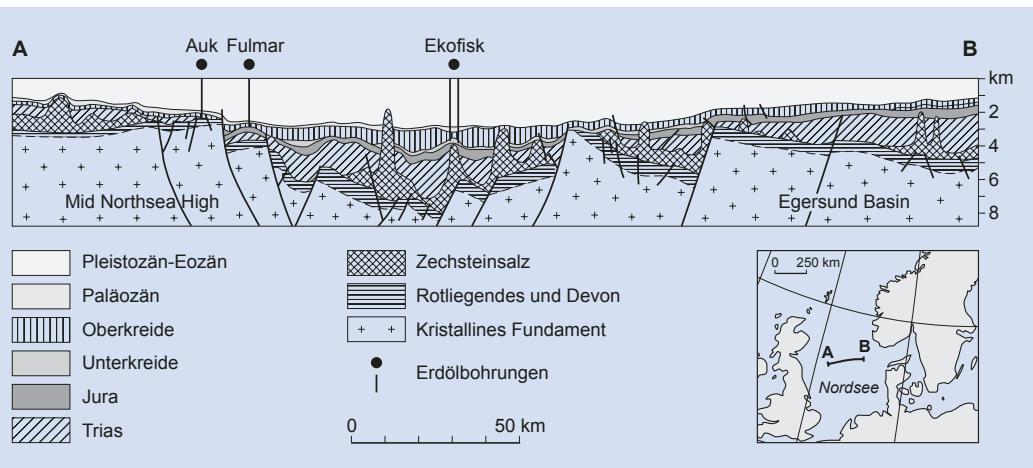


Abb. 11.27 Im Zusammenhang mit dem Zerfallsbeginn des Superkontinents Pangäa im Perm (mehr dazu in ▶ Abschn. 14.1) entstand in Europa ein Netz von Grabenstrukturen und Pull-apart-Becken. Dies war auch die Geburtsstunde der Nordsee. Durch die intensive Erdölexploration wurde die komplexe Struktur des Nordseegrabens und seiner sedimentären Füllung offen gelegt. Die Dehnungstektonik verlief mehrphasig über einen Zeitraum vom Perm bis in die Oberkreide. Im Bereich des gezeigten Profils A–B ist eine Gesamtextension der Zechsteinbasis von ca. 25 km errechnet worden. Das heutige Nordseebecken wird überwiegend von Sedimentauflastsubsidenz kontrolliert (dazu mehr in ▶ Abschn. 11.2). Wichtige Erdöl- und Erdgaslagerstätten sind an Diapire des Zechsteinsalzes gebunden (Bildrechte: vereinfacht aus Ziegler 1990)

11

wachsen, werden sie im Englischen bezeichnenderweise ‚growth faults‘ genannt.

In der Erscheinung den synsedimentären Abschiebungen vergleichbar, in ihrer Anlage allerdings verschieden, sind **Kompaktionsabschiebungen**. Sie treten in Sedimentstapeln auf, die von lateralem Kompetenzwechsel gekennzeichnet sind. Im Übergangsbereich zwischen einem Riffkalk und einem marinen Ton z. B. sind im Zuge der Kompaktion durch Überdeckung Kompaktionsabschiebungen zu erwarten. Diese wachsen ebenfalls mit fortlaufender Sedimentakkumulation nach oben.

Der Motor von **diapirischen** Prozessen ist der Dichtekontrast, also die Gravitation. Voraussetzung ist eine ausreichende Plastizität des Materials (Salz, Ton, Magma, zu Letzterem in ▶ Abschn. 12.2 mehr) und ein entsprechender Dichtekontrast zwischen dem fließenden Material und seiner Umgebung. Ausgelöst durch einen tektonischen Impuls, kann das Salz im Bereich von Unregelmäßigkeiten in der Deckschicht, wie z. B. an bruchtektonischen Lineamenten und an deren Kreuzungspunkten

(Abb. 11.33), nach oben dringen (**Halokinese**). Die Deckschichten sinken in den Bereichen, aus denen das Salz zum wachsenden Salzstock hinfließt, ab. Hierbei bilden sich Abschiebungen aus. Einmal in Gang gekommen findet der **Diapirismus** (griech.: durchstoßen) ohne äußere Einwirkung (von der Gravitation abgesehen) statt und es entstehen birnen- oder pilzförmige Strukturen oder lang gestreckte Salzwälle (Abb. 11.33 und 11.34). Bei unzureichender Salzzufuhr kann der Diapir auch von seiner Wurzelzone „abreißen“ und als isolierter Körper in den Deckschichten stecken. In der Umgebung des aufsteigenden Salzstocks werden die Gesteinsschichten in charakteristischer Weise gestört und verformt. In reflektionsseismischen Profilen des Untergrundes lassen sich die typischen Strukturen im Randbereich der Diapire erkennen, die häufig tektonische Fallen für Erdöl und Erdgas bilden (Abb. 11.35 und 11.36). Die Salzdiapire können bis an die Oberfläche aufdringen.

Im persischen Sagrosgebirge entstanden auf diese Weise regelrechte Salzgletscher, die aufgrund des ariden Klimas erhaltungsfähig sind.

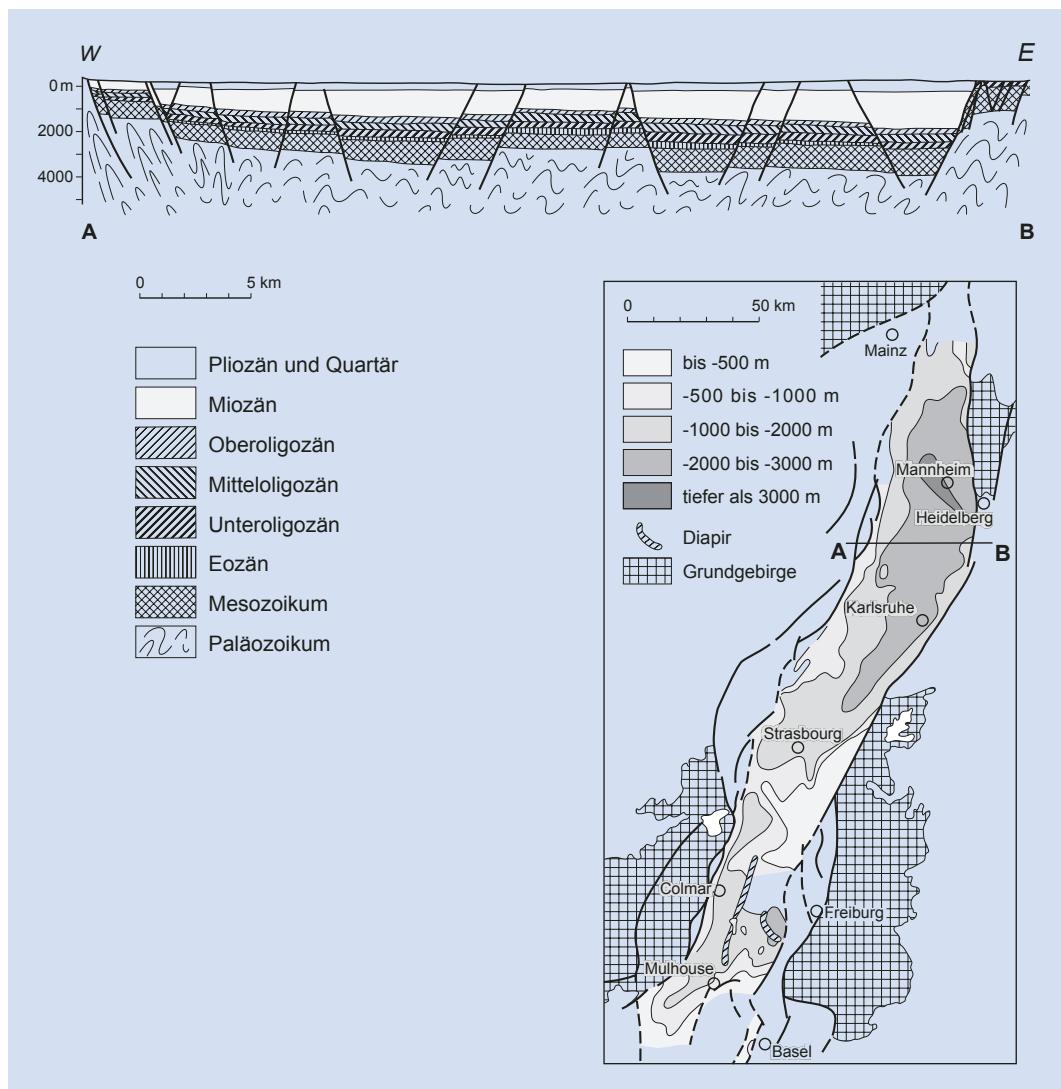
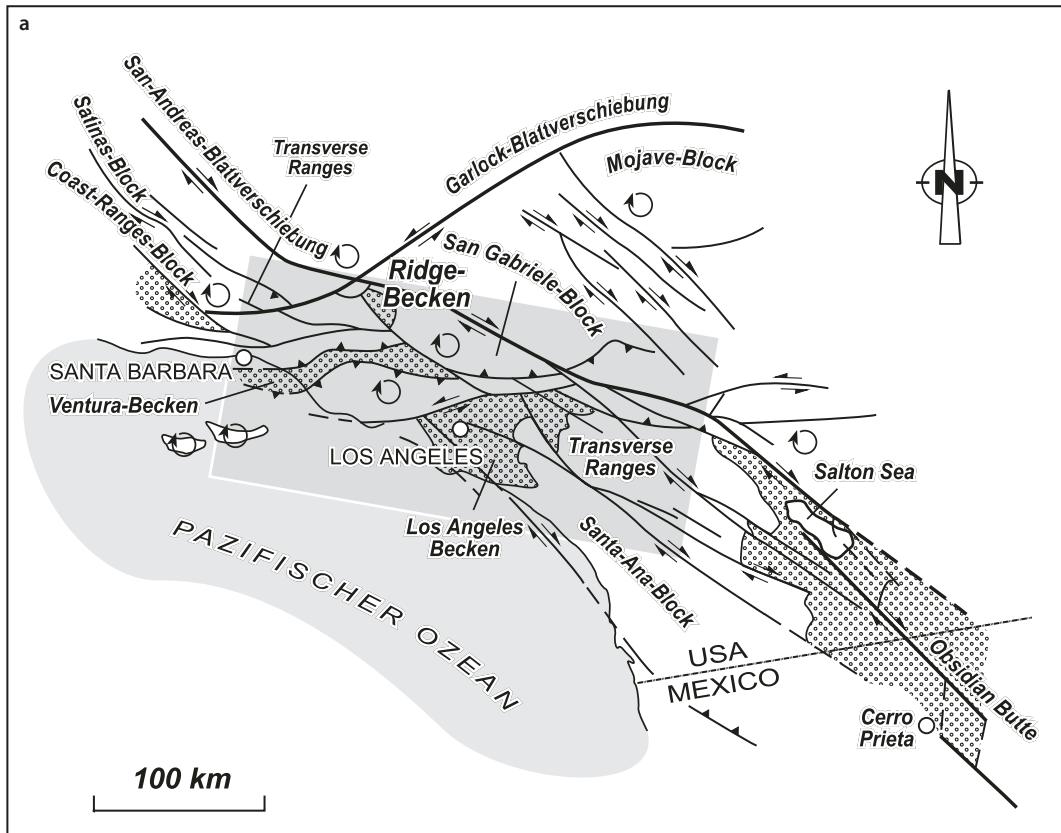


Abb. 11.28 Im Gegensatz zur Nordsee ist der Grabencharakter des Oberrheingrabens als Landschaftsform offensichtlich. Der im Paläogen entstandene Oberrheingraben ist durch gestaffelte Randbrüche zu Schwarzwald und Odenwald auf der einen und zu Vogesen und Pfälzerwald auf der anderen Seite begrenzt. Das Querprofil südlich von Heidelberg zeigt, dass auch das Grabeninnere durch kleinere Horste und Gräben untergliedert ist. Die Karte zeigt, dass der Oberrheingraben mehrere Depozentren hat, in denen örtlich über 3000 m Sedimente akkumulierten. Im Süden sind paläogenen Salze in bis zu 1000 m hohen Diapiren aufgestiegen (vgl. auch Abb. 12.28 und 14.3) (Bildrechte: nach Pflug 1982)



11

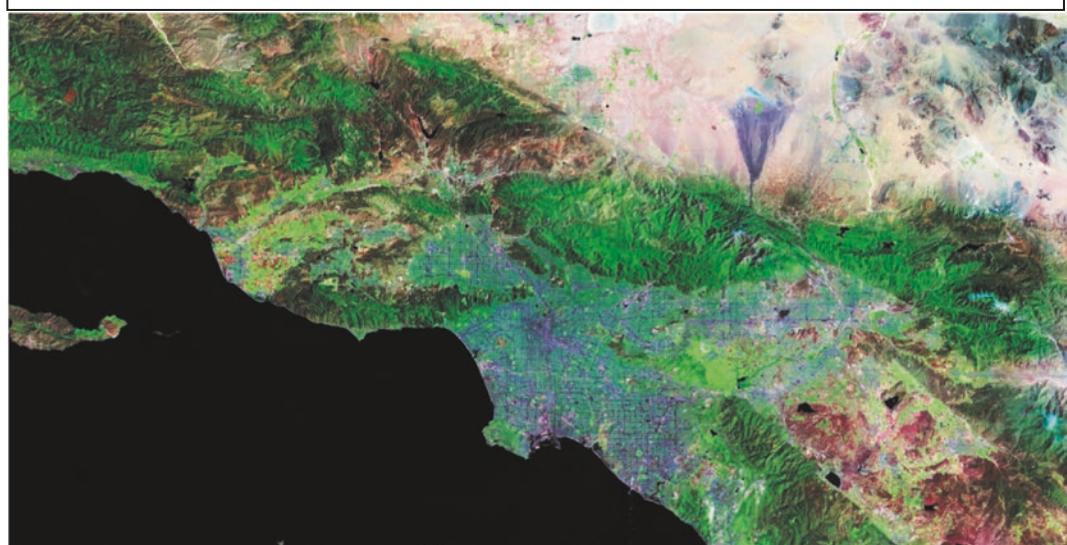
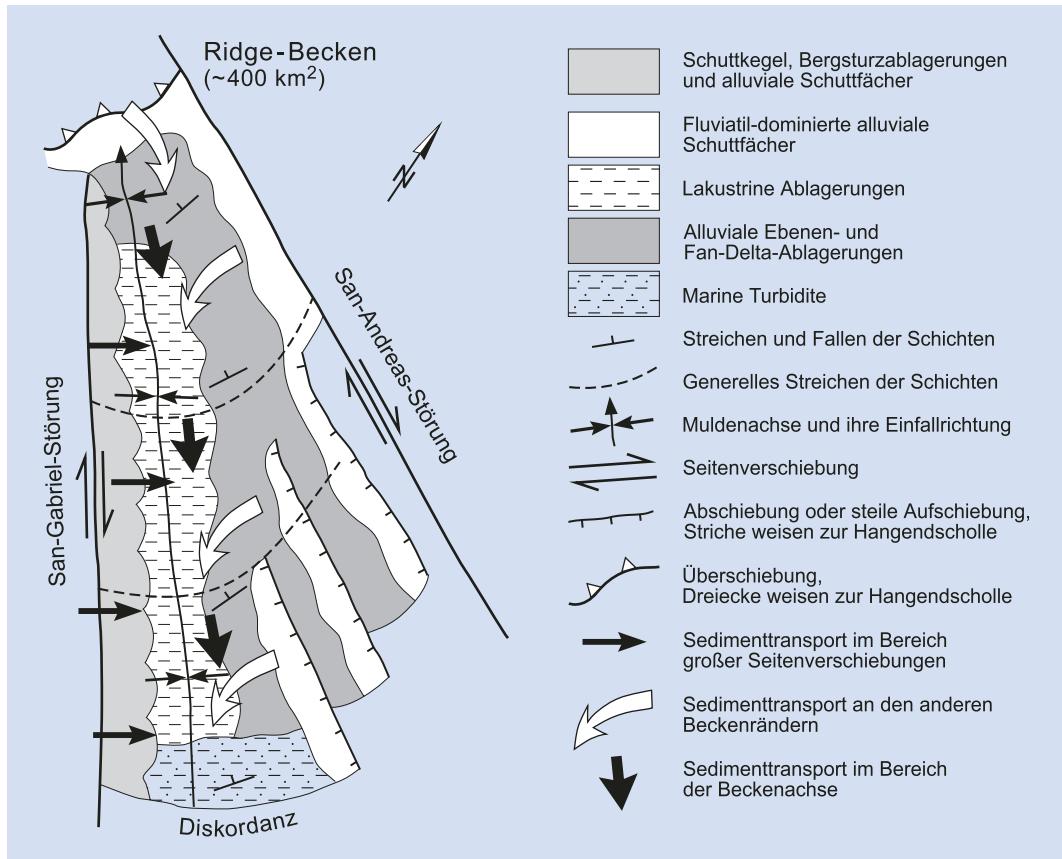


Abb. 11.29 (a) Skizze der tektonischen Elemente des San-Andreas-Transformstörungssystems in Südkalifornien (vgl. ▶ Abschn. 10.4, □ Abb. 11.20). Die Pfeile zeigen den Schersinn entlang der Blattverschiebungen. Die gezierten Pfeile deuten Rotationsbewegungen von Blöcken an. Der Süden mit dem Salton-Sea-Pull-apart-Becken ist von Transtension gekennzeichnet, demgegenüber herrscht im Norden, im Gebiet der Transverse Ranges, Transpression vor. Es herrschen also auf engem Raum gleichzeitig (synchron) unterschiedliche tektonische Regime mit entsprechend unterschiedlichen Becken. Mit der Punktsignature sind wichtige Becken bezeichnet, deren Entwicklung von der Tektonik kontrolliert wird (Bildrechte: nach Eisbacher 1996). (b) das Satellitenbild zeigt den zentralen Abschnitt nördlich von Los Angeles, grauschiert in (a) (Bildrechte: NASA EARTHSAT PROJECT)



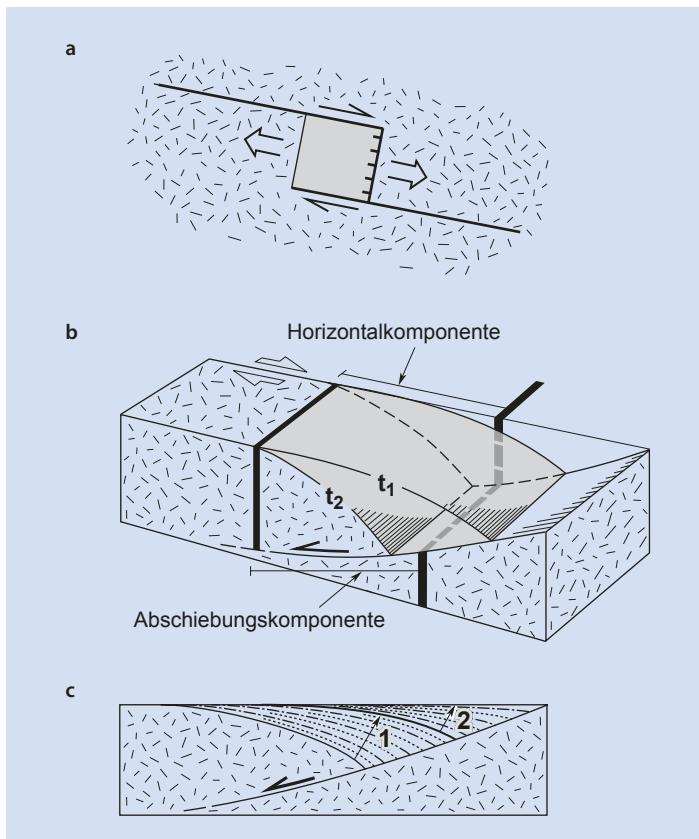
■ Abb. 11.30 Das Ridge-Becken (Eigenname!) ist eine Pull-apart-Struktur zwischen den schräg aufeinander zulaufenden Seitenverschiebungen San Gabriel und San Andreas (zur Position siehe □ Abb. 11.29). Das Becken war vom mittleren bis zum jüngsten Känozoikum aktiv und ist dann herausgehoben worden. Die sedimentäre Fazieszonierung ist, im Gegensatz zu einfachen (Halb-) Gräben, deutlich dreidimensional angeordnet (Bildrechte: neu gezeichnet aus Allen & Allen 1990, nach Nilson & McLaughlin 1985)

11.1.6 Kompressionstektonik in Orogenen

Über Subduktionszonen, bei Kontinent-Kontinent-Kollisionen und an stark transpressiven Transformationszonen entstehen Orogen, die von einer starken kompressiven Deformation gekennzeichnet sind. Die groben Strukturen von Konvergenzonen sind bereits in ▶ Abschn. 10.3 vorgestellt worden, die

Begriffe Orogen und Orogenese werden am Beginn des ▶ Abschn. 14.1 nochmals aufgegriffen.

Es gibt ein Spektrum kompressiver Deformation an konvergenten Plattenrändern, deren Intensität i. W. vom Grad der mechanischen Kopplung zwischen den beiden Platten abhängt. In einigen westpazifischen Subduktionszonen, wie z. B. in der Tonga-Kermadec-Subduktionszone, wird alte, schwere ozeanische Lithosphäre steil in den Mantel

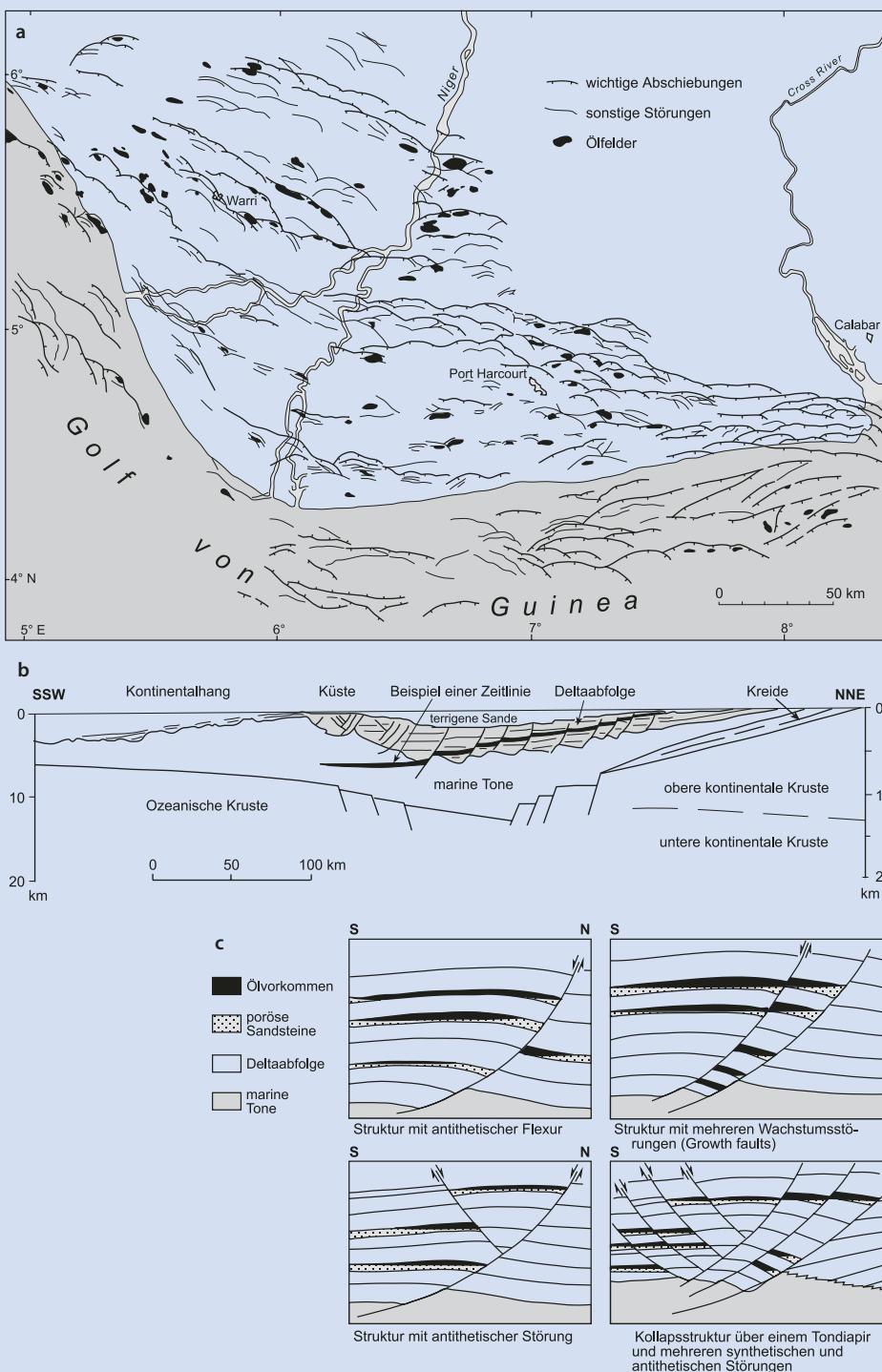


11

Abb. 11.31 Entwicklungsschema eines Pull-apart-Beckens zwischen zwei Blattverschiebungen, (a) im Kartenbild, (b) im Blockbild und (c) im Schnitt parallel zur Blattverschiebung. In (c) sind die Sedimentstapel 1 und 2 dargestellt, die nach dem Zeitpunkt t_1 bzw. t_2 abgelagert wurden. Zur Orientierung ist ein vertikaler Gang eingezeichnet (schwarz), der das Gebiet vor der tektonischen Bewegung durchschlagen hat. Das Becken selbst entspricht in diesem Beispiel einem Halbgraben mit einer antithetischen Rotation der Hangendscholle (vgl. Abb. 11.26d) (Bildrechte: nach Eisbacher 1996)

Abb. 11.32 Kartenskizze (a) und Profil (b) durch das Nigerdelta, das seit dem Paläogen in Form von drei überlagernden, diachronen Fazieskörpern geschüttet wird: 1. Deltafront/tiefmarine Tone (bis 7000 m!), 2. Deltafazies sensu strictu = erdölhöfige Wechselleagerung aus Deltafront und -ebene: Sand, Silt und Ton; 3. fluviatile Ablagerungen. Im zentralen Bereich des Deltas sind 12 km Sediment akkumuliert, was einem Drittel der Krustenmächtigkeit entspricht! c) Unterschiedliche Typen von synsedimentären Abschiebungen in den paralischen Sequenzen des Nigerdeltas und die damit assoziierten Erdölfallen. Muttersediment des Erdöls sind die Deltasedimente selbst. Das Nigerdelta ist eines der großen Erdölfördergebiete der Erde (Bildrechte: nach Doust & Omatsola 1989, mit freundl. Genehmigung der American Association of Petroleum Geologists, AAPG © 1989)

11.1 · Elemente der Tektonik



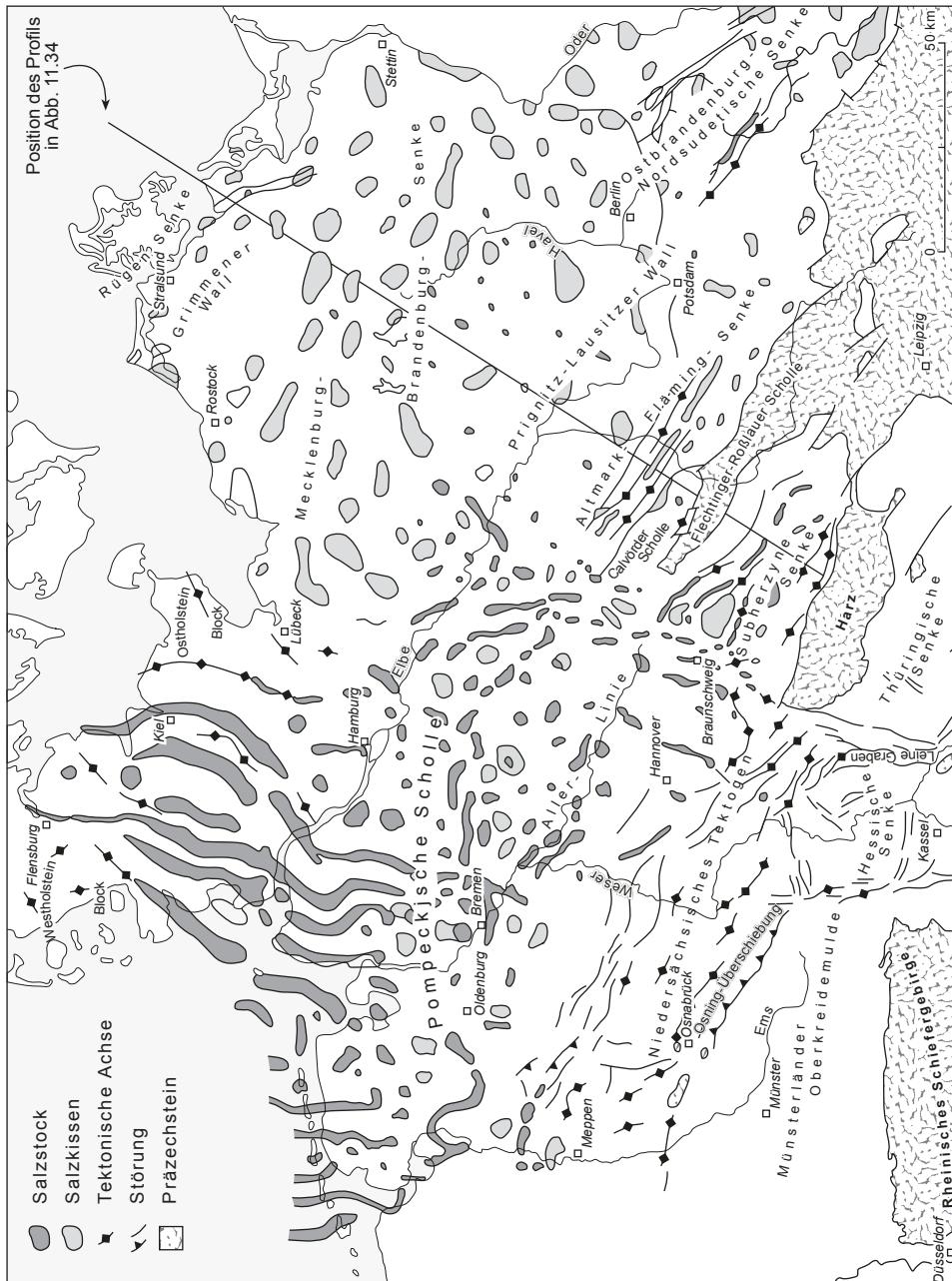


Abb. 11.33 Die tektonische Gliederung der Norddeutschen Senke. Wechselnde Dehnung und Einengung führte zur Anlage von Horst- und Grabenstrukturen. Ihre Orientierung gibt die Streichrichtung der Zechstein-Salzdiaspie vor; Präzechstein = Aufschlussgebiete mit Gesteinen, die älter als Oberperm sind; die Salzstrukturen sind fast komplett von jüngeren Sedimenten verdeckt und nur durch Bohrungen, Geophysik und Bergbau bekannt (Bildrechte: nach Walter 1995)

11.1 · Elemente der Tektonik

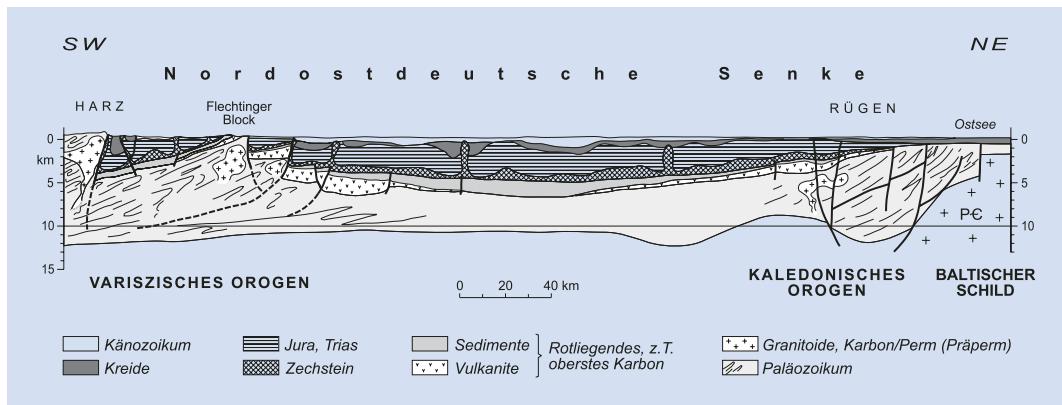


Abb. 11.34 Im Spannungsfeld der Atlantiköffnung und der Afrika-Eurasia-Konvergenz hat sich vor allem im Süden des Norddeutschen Beckens ein spezifischer tektonischer Stil entwickelt (saxonische Tektonik, A. Tornquist 1908), bei dem ein Schollenmosaik durch den Wechsel von Extension, Kompression, Rotation und Salztektonik bewegt wurde. Im Känozoikum herrscht Beckensubsidenz durch Sedimentauflast vor (zur Position des Profils siehe Abb. 11.33) (Bildrechte: nach mehreren Quellen entworfen von R. Benek)

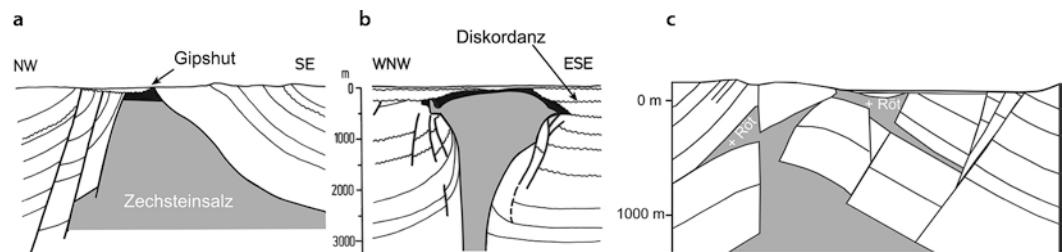
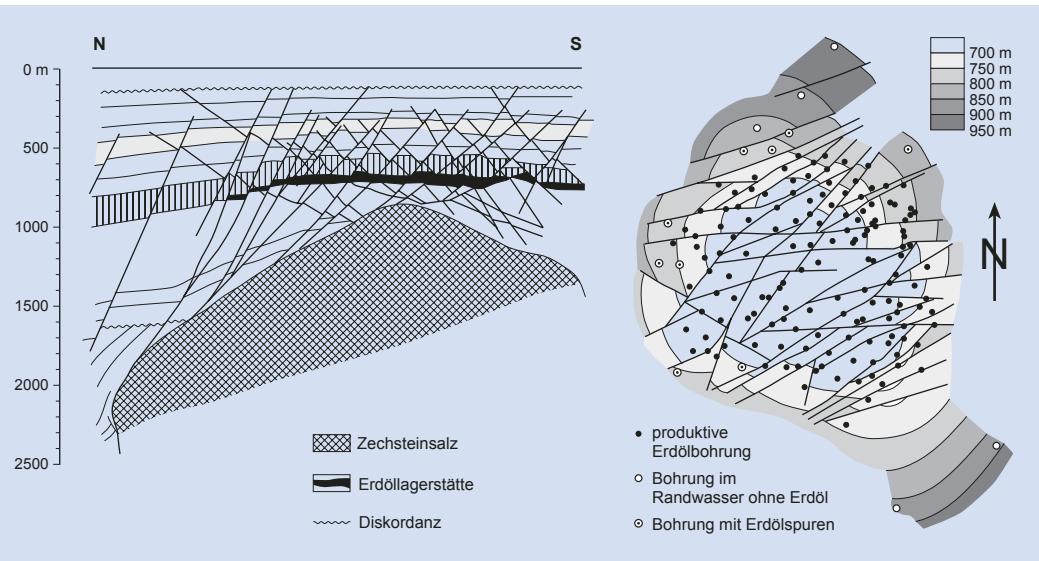


Abb. 11.35 Drei Profile durch Zechsteinsalzdiapire in Nordwestdeutschland (Zechstein = oberes Perm). Die Diskordanzen und die Störungstektonik sind z. T. auf die Salzbewegung zurückzuführen; der Gipshut ist das Rückstandsprodukt einer Lösung des Salzes durch Grundwasser; (a) Hohenassel bei Hildesheim: Der Salzstock bildet den Kern eines Sattels (nach Roll aus Zeil 1990); (b) Wienhausen bei Celle: Salzstock mit ausgeprägter Pilzform (aus Zeil 1990); (c) Diese komplizierte Struktur bei Ahlfeld repräsentiert die gesamte, in Abb. 11.34 angesprochene Charakteristik der saxonischen Tektonik: Dehnung und Salzdiapirismus, gefolgt von Inversionstektonik mit lateralen Salzintrusionen unter Einbeziehung von Röt-Evaporiten (Untertrias) (vgl. Abb. 11.23) (Bildrechte: nach Jordan & Kockel 1991)

herabgezogen (► Abschn. 10.3). Entsprechend gering ist die kompressive Spannung senkrecht zum Plattenrand an der Kontaktfläche der beiden Platten. Die Subduktion am Westrand Südamerikas (andino-type Subduktion) hingegen ist von relativ starker kompressiver Spannung am Plattenkontakt gekennzeichnet, deren Übertragung in die Oberplatte dort

zu Aufschiebung und Faltung im Fore-arc, im Arc und im Vorland führt (► Abb. 11.37). In einer Kontinent-Kontinent-Kollisionszone wird leichte kontinentale Lithosphäre unterschoben („tectonic underplating“), was wegen des isostatischen Auftriebs nur sehr begrenzt funktioniert und daher in beiden Plattenrändern zu starker Deformation führt. Vor allem



■ Abb. 11.36 Profil (links) und Lagerungskarte (rechts) der erdölführenden Struktur Reitbrook bei Hamburg. Durch den Salzaufstieg wurden die Deckschichten aufgewölbt und bruchhaft gedehnt. In der Kuppel der Aufwölbung hat sich in porösem Kreidekalk unter undurchlässigen känozoischen Tonen Erdöl gesammelt. Die Tiefenangaben in der rechten Darstellung beziehen sich auf die Kreide-Känozoikum-Grenze (Bildrechte: nach Behrmann aus Zeil 1990)

11

die Unterplatte wird im Zuge konduktiver Wärmezufuhr aus dem Erdmantel zunehmend duktil deformiert. Eine weitere Folge des Underplatings ist die Heraushebung des Orogen, es entsteht ein topografisches Plateau, welches dann durch Erosion und u. U. durch Kollaps (s. u.) zu einem Gebirge

mit hohen Bergen und steilen Tälern zergliedert wird (► Kasten 11.1). Underplating kontinentaler Lithosphäre wird auch als **A-Subduktion** bezeichnet (zu Ehren von Otto Ampferer, der am Beginn des 20. Jhdts. grundlegende Arbeiten in Orogenen durchführte).

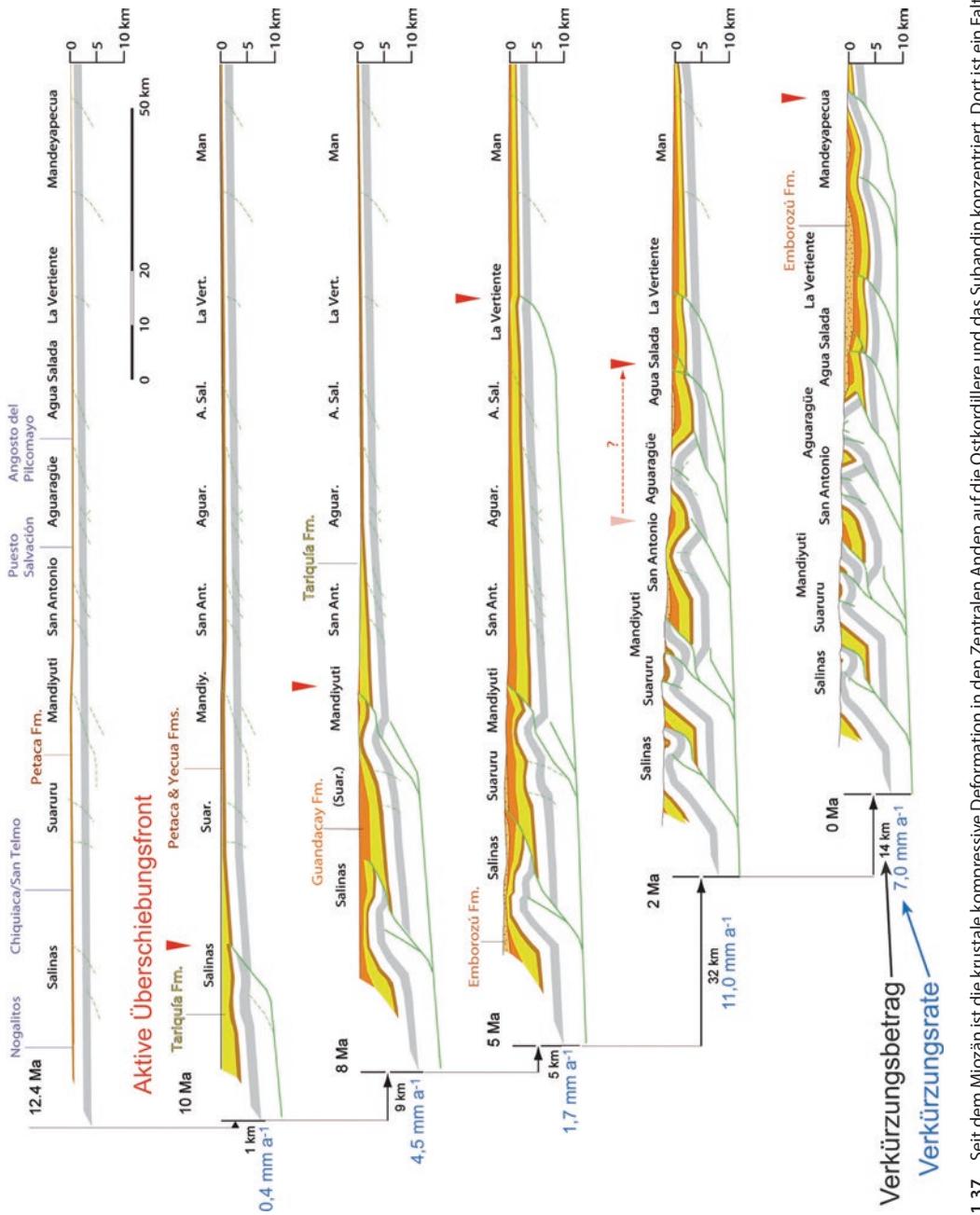


Abb. 11.37 Seit dem Miocän ist die krustale kompressive Deformation in den Zentralen Anden auf die Ostkordillere und das Subandin konzentriert. Dort ist ein Falten- und Überschiebungsgürtel entstanden. Deutlich ist das Vorgehen der Überschiebungsfest bis zur La-Vertiente-Struktur zusammen mit dem schnellen Vorschütten der syntektonischen Emborozú-Formation (orangene Signatur) zu erkennen (Bildrechte: aus Uba et al. 2009)

Kasten 11.1 Dynamik von Orogenen

Gebirge können im Spannungsfeld der Richtung der Plattenkonvergenz und der Eintauchrichtung der Subduktionszone schematisch in zwei Keile gegliedert werden: den flacheren Prokeil, der der Schubrichtung der Subduktionszone entgegenblickt, und den steileren Rückkeil oder Retrokeil, der in Richtung der Bewegungsrichtung der eintauchenden Platte geneigt ist. In **Abb. 11.39a** sind die zusammengeschobenen Krustenpartien schematisch dargestellt, ebenso wie die Bewegungspfade des Krustenmaterials innerhalb der zusammengeschobenen Teile. Prokeil und Retrokeil unterscheiden sich in der unterschiedlichen Neigung ihrer Oberflächen. Der Retrokeil ist als Überschiebungsfront steiler, seine Oberfläche ist häufig nahe des kritischen Hangwinkels. Die Oberfläche des Prokeils ist hingegen nahe des minimalen Hangwinkels. Die Keilbildung ist das Ergebnis eines tektonisch verursachten Krustenschubes, eines

Materialimportes in das Gebirge hinein, der schließlich die Verdickung der Kruste herbeiführt. Allerdings verhindern die Materialeigenschaften der Kruste einen unendlichen Materialimport und begrenzen somit das Höhenwachstum. Wird ein bestimmtes Verhältnis der Höhe zur Breite überschritten, kann die Kruste das Relief nicht mehr stützen und fließt geologisch langsam auseinander wie ein Pudding (**Abb. 11.38** und **11.39b**; siehe folgender Abschnitt).

Jedoch erreichen sehr viele Gebirge diesen Punkt nicht. Denn dem tektonisch bedingten Materialimport in das Gebirge hinein steht ein exogener Export aus dem Gebirge gegenüber, den Verwitterung und insbesondere Denudation und Erosion vertreten. Für die Geometrie von Gebirgen als orografische Barrieren ist es von großer Bedeutung, aus welchem Bereich das Material exportiert wird. Ort und Ausmaß des Exportes hängen von den vorherrschenden Windrichtungen und damit von der

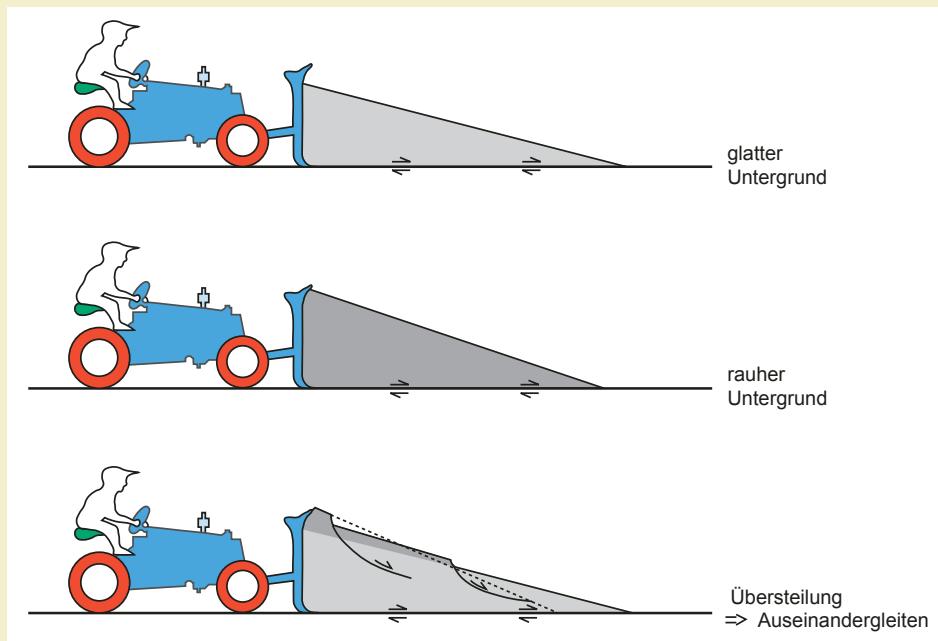
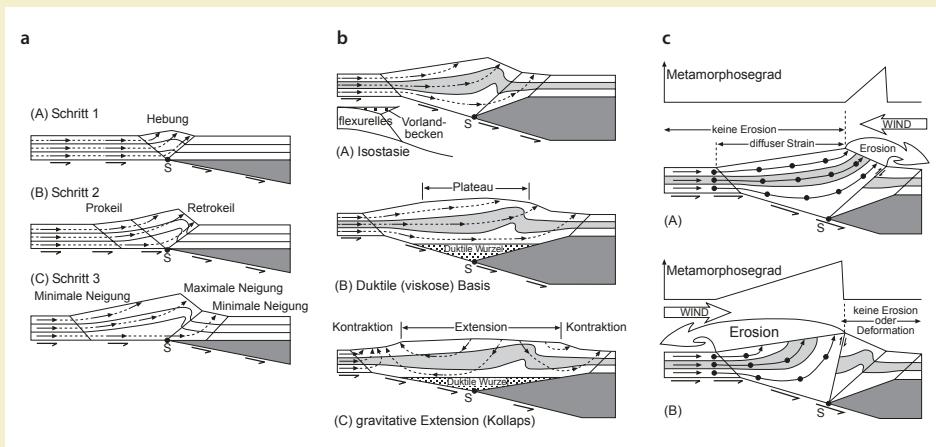


Abb. 11.38 Die Oberflächenneigung orogener Keile wird bei gegebener Überschiebungsrate, ebenso wie Sand- oder Schneckeile vor einem Schieber, von der Rauigkeit des überfahrenen Untergrundes bestimmt. Bei niedriger Rauigkeit hat der Keil eine geringere Neigung, nimmt die Rauigkeit zu, wird er steiler. Wird der Keil übersteilt, gleitet er unter Extension auseinander



■ Abb. 11.39 Bildung von Prokeilen und Retrokeilen in Konvergenzonen. (a) Generelles Schema, die gestrichelten Linien mit den Pfeilen verdeutlichen die Materialbewegung in den einzelnen Keilen. (b) Das Überwiegen von tektonischem Materialimport über den exogenen Export führt zur Masseakkumulation in der Konvergenzzone und über duktile Gleiten an der Basis der überdickten Kruste zur Extension des Gebirgskörpers. (c) Die Konzentration der Niederschläge über einem Keil führt hier zur bevorzugten Denudation des Orogen und damit zur Exhumierung tieferer Krustenteile. Daher sind in diesen Zonen Gesteine mit einem höheren Metamorphosegrad aufgeschlossen. Die Punkte verdeutlichen die relative Bewegung verschiedener Krustenniveaus, ausgehend von einer anfänglich vertikalen Anordnung. Die Krustendeformation in a-c wird über dem Punkt S fokussiert, da hier die Unterschiebung des Mantels der linken Platte unter die rechte beginnt (Bildrechte: Willett et al. 1993)

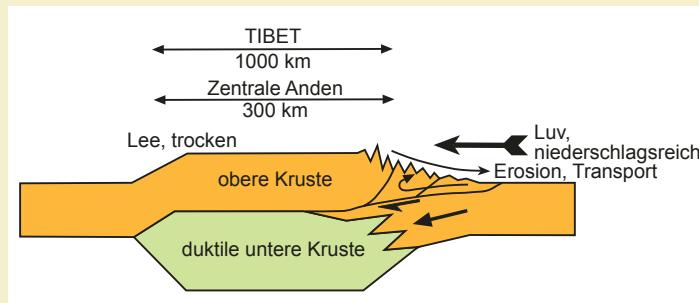
Verteilung der Luv- und Leeseiten ab. Denn Niederschläge konzentrieren sich zumeist als Steigungsregen an den Luvseiten von orografischen Barrieren, wie Gebirge sie darstellen (Abb. 15.14). Für Entwicklung, Bau und Relief eines Gebirges ist es somit von zentraler Bedeutung, ob sich Niederschläge an Prokeilen oder Retrokeilen konzentrieren.

Fällt der Regen, wie im Fall der zentralen Anden, im Gebiet des Retrokeils, konzentriert sich die Denudation an der Ostflanke des Gebirges (rechts in Abb. 11.39c (A)). Da von Westen geschoben, also Material importiert wird, wird die betroffene orogene Kruste im Sinne der Materialbewegungsfeile nach Osten zum Ort des erosiven Exportes im Retrokeil nachgeführt. Insgesamt werden auf diese Weise Gesteine an der Oberfläche freigelegt, die aus immer größeren Tiefen der orogenen Kruste stammen. Dort, wo der exogene Materialexport am stärksten ist, werden Krustengesteine aus der größten Tiefe exhumiert, die entsprechend den höchsten Metamorphosegrad zeigen (Abb. 11.39c). Eine andere

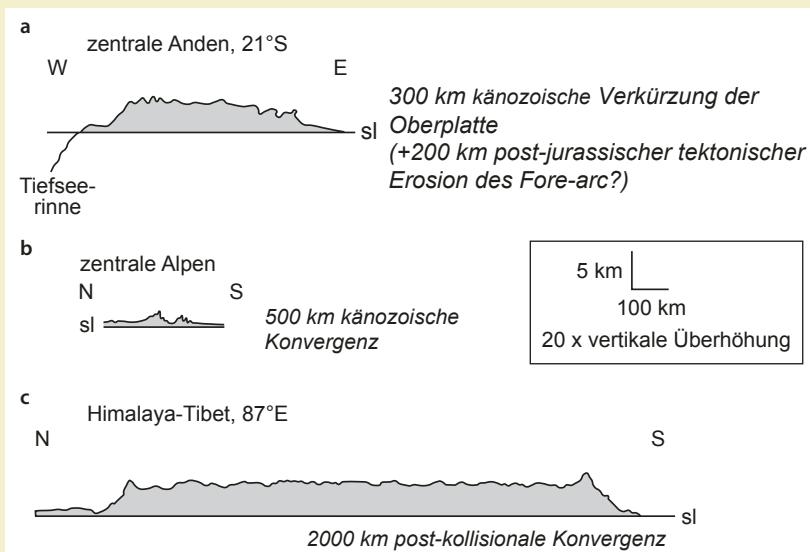
Verteilung ergibt sich, wenn die Luv- und Leeverhältnisse vertauscht sind und die vorherrschende Windrichtung in Übereinstimmung steht mit der vorherrschenden tektonischen Transportrichtung. Dann werden die Steigungsregen überwiegend am Prokeil fallen und der Materialexport wird hier stattfinden. Dies findet dann seine Entsprechung in der Verteilung der höheren Metamorphosegrade im Prokeil (Abb. 11.39c (B)). In den Zentralen Anden, aber noch viel drastischer im Himalaya (Abb. 11.40), zeigt sich, dass die relativ hohe Rate des Materialimports ins Gebirge relativ zum geringeren Export durch Niederschlag und Erosion dazu führt, dass in beiden Gebirgen zuviel Material akkumuliert und diese daher, wie oben beschrieben, in geologischen Zeiträumen auseinandergleiten. Dies geschieht nicht durch einfache verteilte Bewegung im Gebirgskörper. Die Basis des Gebirges gerät durch die Krustenstapelung in Tiefen, bei denen die plastische (duktile) Deformation festen Materials beginnt und plastische Gleitung einsetzt (Abb. 11.39b). Es entsteht quasi eine duktile Gleitbahn,

auf der der Gebirgskörper auseinandergleiten und damit erheblich an Breite zunehmen kann (Abb. 11.41). Die spröde Oberkruste reagiert hingegen mit der Anlage von Extensionsbrüchen und der Bildung von Horstern und Gräben. Diese Prozesse dürften maßgebliche Ursachen für die Bildung orogener Plateaus sein, wie

wir sie mit Tibet im Himalaya und mit dem Altiplano in den zentralen Anden finden. Immerhin verzeichnen sowohl Altiplano als auch Tibet Krustendicken von bis zu 70 km. Dies entspricht der doppelten Mächtigkeit der durchschnittlichen kontinentalen Kruste.



■ Abb. 11.40 Dimensionen von zentralen Anden und Himalaya und die Entwicklung der Topografie bei einseitig lokalisierten Niederschlägen (Bildrechte: nach Masek et al. 1994)



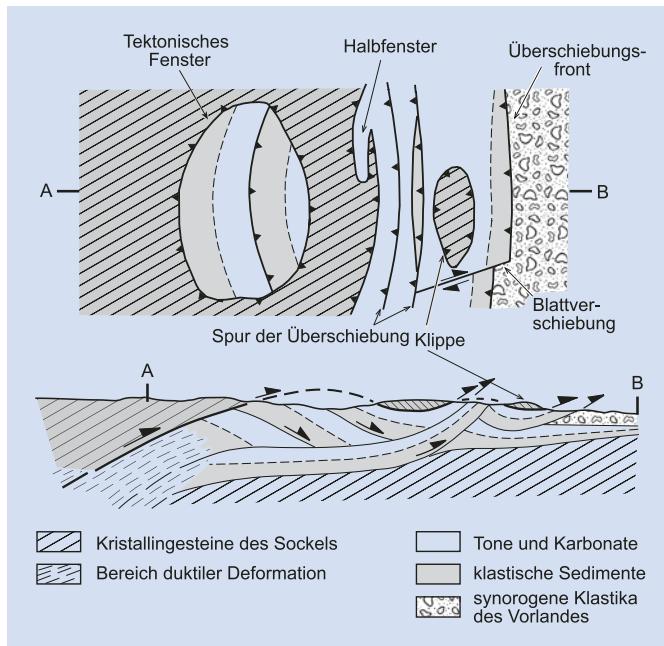
■ Abb. 11.41 Maßstabstreue Querschnitte und Größenvergleich (a) zentrale Anden, (b) zentrale Alpen und (c) Himalaya. Die Alpen, das uns nächste Gebirge, das wir zu Recht als veritables Gebirge empfinden, erweist sich in maßstabsgleichen Darstellungen als relativ unscheinbar. Noch betoñter ist der Unterschied zu dem breiten Gebirgsplateau mit Tibet und Himalaya. Alpen und die zentralen Anden sind hervorgegangen aus etwa 500 km Krustenverkürzung in den letzten 40 Millionen Jahren. Trotz eines vergleichbaren tektonischen Imports sind die Alpen das kleinere Gebirge, da hier relativ hohe Niederschläge auf beiden Seiten des Gebirges einen effizienten exogenen Materialexport erlauben. Im Fall des Himalayas liegt die Krustenverkürzung infolge der Kollision Indiens mit Asien in einer Größenordnung von 2000 km (Bildrechte: verändert nach Kley & Eisbacher 1999)

In den Randzonen des Orogen, also im Übergangsbereich zum nicht deformierten Vorland, bzw. im äußeren Fore-arc können **Falten- und Überschiebungsgürtel** entstehen. Sie werden i. W von suprakrustalen Sedimenten aufgebaut, die in Vorlandbecken (► Abschn. 11.2) und, in kleinerem Maßstab, im Bereich von Akkretionsprismen akkumulierten (► Abb. 10.14). Unterkrusten- und Mantelgesteine sind i. d. R. nicht eingebunden. Treffend bezeichnet bestehen Falten- und Überschiebungsgürtel aus Falten und seitlich und vertikal übereinander gestapelten Überschiebungen („imbricated thrust sheets“). Die in die Deformation einbezogene Masse hat, im Profil quer zum Streichen des Orogen betrachtet, die Form eines Keils (► Kasten 11.1). Sie wird von einer Seite von einem kompetenten Block, dem Zentrum des Orogen, auf einer mehr oder weniger schrägen Fläche (Sohlüberschiebung oder basales Décollement) verschoben. Dieser Vorgang lässt sich mit einem Schneekiel vergleichen, den ein Schneepflug auf einer flach ansteigenden Straße vor sich herschiebt (► Abb. 11.38). Solange der Keilwinkel („taper“ = Hangwinkel der Keiloberfläche + Eintauchwinkel der Sohlüberschiebung) unter der kritischen Größe („critical taper“) bleibt, wird die Masse im Keil deformiert. Durch die Einengung schwächt der Keil an und der Keilwinkel wächst. Erreicht der Keilwinkel die kritische Größe, kann die interne Deformation enden und die gesamte Masse gleitet auf der Sohlüberschiebung. Der kritische Keilwinkel hängt wesentlich von der Gesteinsfestigkeit, der Reibung an der Sohlüberschiebung und dem Druck der Porenflüssigkeit im Gestein ab. Wie beim Schneeschieben werden vor dem Keil liegende, bislang undefinierte Schichten nach und nach in die Deformation einbezogen. Sie werden ebenfalls zunächst deformiert und bei Erreichen des kritischen Winkels en masse verschoben. Somit wandert die Zone der aktiven Faltungs- und Überschiebungstektonik schrittweise nach außen, vom Orogen weg. Es ist allerdings auch möglich, dass der kritische Winkel überschritten wird und die Gesteinsmassen des übersteilten Keils gravitativ abscheren. Dieses Keilmodell stellt eine Vereinfachung der wesentlich komplexeren

natürlichen Prozesse dar (► Kasten 11.1, ► Abb. 11.37). In der zentralen Kollisionszone entstehen weite, mehr oder weniger horizontale Überschiebungen, auf denen oberkrustale Sedimente und auch unterkrustale Metamorphite und Plutonite bisweilen über viele Zehner Kilometer in Form von tektonischen **Decken** („nappes“) transportiert werden (► Abb. 11.42–11.45). Der Transport und die damit verbundene Deformation können sehr komplex in Zeit und Raum sein. Eine Decke kann, im Frühstadium einer Orogenese, zunächst durch seitlichen Druck als Folge der Plattenkonvergenz bewegt werden (► Abb. 11.43c). Wenn sie später, als Folge der Aufschiebung oder durch isostatische Aufwärtsbewegung des Orogen, in ein hohes topografisches Niveau gelangt, kann ein weiterer Transport, nun aufgrund des eigenen Gewichts, von der zentralen Achse des Orogen nach außen stattfinden. Hierbei kann die Decke als Block auf meist 3–6° geneigten Scherbahnen abwärts gleiten oder wie ein Gletscher zerfließen (► Abb. 11.43b, d, und 11.40). Wie bei der Kette einer Planierraupe kann dabei im Bereich der Deckenstirn Material heruntergezogen und von der Decke überrollt werden. Werden durch lokale Hebung und Erosion die Deckenbasis und darunter liegende Gesteine freigelegt, spricht man von einem **tektonischen Fenster** (► Abb. 11.42 und 11.45), wird ein Deckenteil durch die Erosion vom Rest der Decke isoliert, entsteht eine **tektonische Klippe** (► Abb. 11.42).

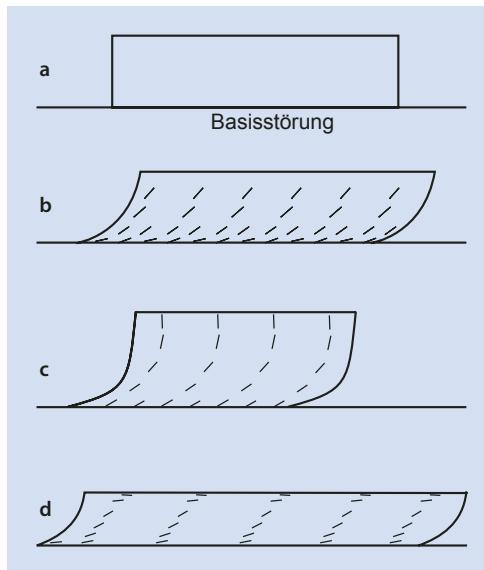
Aktive Orogen, wie z. B. der Himalaya und benachbarte Gebirge, zeigen ein Nebeneinander von Gebieten, die unter Kompression, Dehnung und Scher-tektonik stehen (► Abb. 11.46). Die Deformation in Orogenen kann also räumlich und zeitlich sehr kompliziert verlaufen. Die wesentlichen Ursachen hierfür sind:

- der heterogene Aufbau der an der Kollision beteiligten Blöcke,
- die Änderungen der Bewegungsbeträge und -richtungen der beteiligten Platten während der Orogenese und
- die unregelmäßigen Umrisse der kollidierenden Blöcke (vgl. ► Abb. 11.45 und 11.46).



■ Abb. 11.42 Inventar von Orogenen: Das Schema zeigt ein fiktives Kartenbild (oben) und Profil (unten) einer großen Überschiebung; die Grenzen tektonischer Decken werden im Kartenbild durch dicke Linien mit Zähnen dargestellt, wobei die Zähne in die überlagernde Decke weisen; die gestrichelten blauen Linien stellen inzwischen erodierte Teile einer Deckenbasis dar; weitere Erläuterungen im Text (Bildrechte: nach Eisbacher 1996)

11



■ Abb. 11.43 Idealisierte Verteilung von ϵ_1 in Decken, die durch unterschiedliche Mechanismen bewegt wurden (vgl. ■ Abb. 11.18). (a) ein Deckenstück vor dem Transport, (b) beim Schwerkraftgleiten wird die Decke durch einfache Scherung parallel zur Basisstörung deformiert, (c) horizontaler Druck „von hinten“ erzeugt eine kombinierte Deformation aus einfacher Scherung und Einengung parallel zur Basisstörung, (d) bei gravitativem Kollaps erfolgt die Deformation durch eine Kombination aus einfacher Scherung und Extension parallel zur Basisstörung (Bildrechte: nach Twiss & Moores 1992)

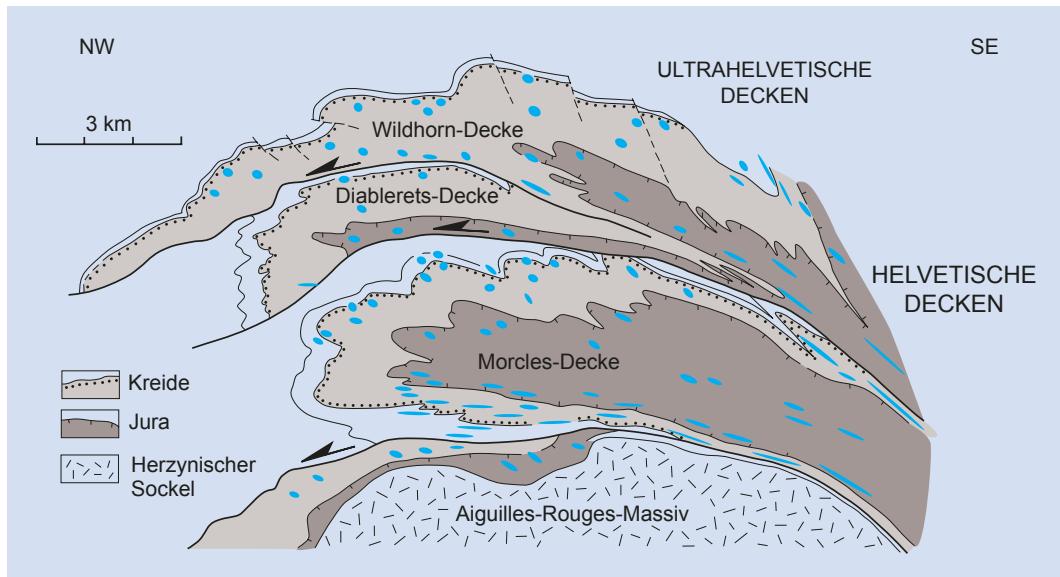


Abb. 11.44 Zusammengesetzter Profilschnitt durch einen Teil der helveticischen Decken in der Westschweiz. Die Deformation wurde anhand von verformten Ooiden (Abb. 8.12c) rekonstruiert („natürliche Deformationsellipsen“: blaue Ellipsen). Die Basis der Decken ist von starker Scherung gekennzeichnet (vgl. Abb. 11.43); der Begriff herzynisch wird synonym zu variszisch verwendet (Bildrechte: nach Eisbacher 1996)

11.1.7 Gravitativer Kollaps und tektonische Abdachung

Durch die Stapelung von krustalen Decken wächst die kontinentale Lithosphäre im Bereich des Orogenen stark an. Geophysikalische Untersuchungen zeigen, dass die Moho unter aktiven Orogenen wie dem Himalaya und den zentralen Anden 70–80 km tief liegt (bei nichtorogener Kruste ca. 35 km). Durch die erhöhte Mächtigkeit baut sich eine starke, gravitativ bedingte Spannung im Orogen auf. Lässt nun die seitliche Einengung des Orogenen, bedingt durch eine Veränderung der Plattenbewegungen, nach, überwiegt die gravitative Spannung und das Orogen fließt, einem Teig vergleichbar, auseinander (Abb. 11.43d). Dieser gravitative Kollaps findet so lange statt, bis die Lithosphäre wieder zur Isostasie gelangt.

In der tieferen Kruste findet der Kollaps durch duktile Deformation statt. Hierbei können sich flach einfallende Scherzonen entwickeln, entlang derer höhere Partien des Orogen herabgleiten. Die Gesteine in der Unterkruste zerfließen gewissermaßen unter der Last der über ihnen liegenden Deckenstapel. Das spröde suprakrustale Stockwerk wird durch die Dehnung in eine Reihe von Blöcken zerlegt, die, von Abschiebungen begrenzt, gegeneinander rotieren. An der Erdoberfläche entstehen (Halb-)Gräben. Die kollapsbedingte Subsidenz eines Gebirges kann schneller verlaufen als die Denudation des Gebirges durch Erosion (vgl. ▶ Abschn. 5.1; ▶ Kasten 11.2).

Beim gravitativen Kollaps von Orogenen können tiefere Stockwerke der Kruste durch Abschiebungen der überlagernden Schichten freigelegt werden. Durch die Auflastminderung steigt der freigelegte

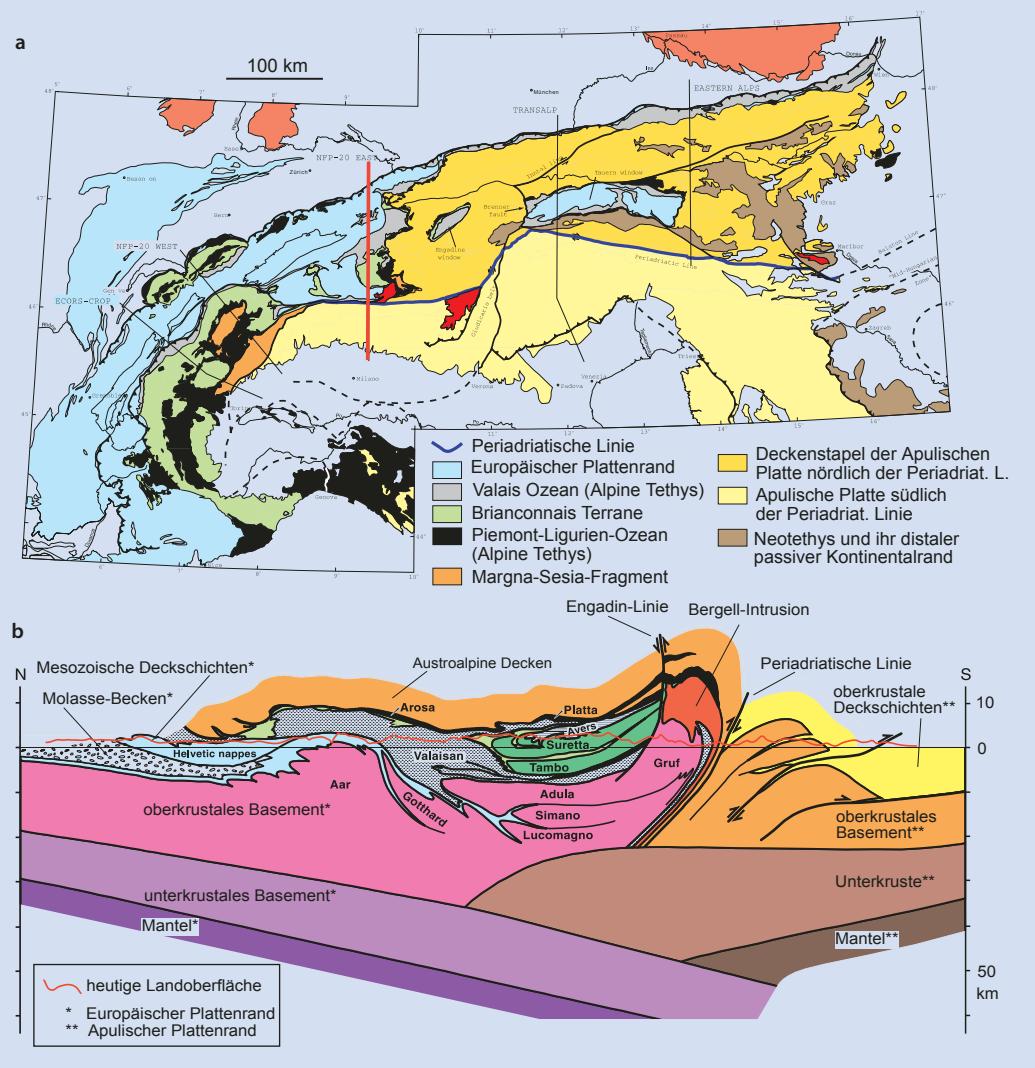


Abb. 11.45 (a) Vereinfachte geologische Karte der Alpen mit den wichtigsten tektonischen Einheiten. Die Alpen sind das Resultat einer komplexen Kollision verschiedener Platten und Terrane mit dem Südrand von Meso-Europa, die im Verlauf der Kreide und des Känozoikums ablief; (b) schematischer N-S-Schnitt durch die Alpen (Lage = rote Gerade in (a)), basierend auf Geländedaten und dem geophysikalischen Profil NFP-20 East; große Mengen zusammengeschobenen Materials wurden bereits während der Hauptkollisionsphase und auch heute noch erodiert (rote Linie = heutige Landoberfläche längs des Schnitts) (Bildrechte: nach Schmid et al. 1996)

Bereich isostatisch auf. Häufig werden bei diesem „tectonic unroofing“ höher metamorphe Gesteine „rasch“ nach oben gebracht (exhumiert). Diese **metamorphen Kernkomplexe** sind zum wesentlich schwächeren metamorphen Nebengestein durch Scherzonen getrennt, an denen die seitlichen Abschiebungen und

die isostatisch bedingten Aufwärtsbewegungen stattgefunden haben (Abb. 11.47).

Neuere Modellrechnungen ergeben, dass gravitativer Kollaps oder auch einfache Extension (Abb. 10.4) alleine nicht ausreichen, um eine rasche Exhumierung von unterkrustalen Gesteinen

11.1 · Elemente der Tektonik

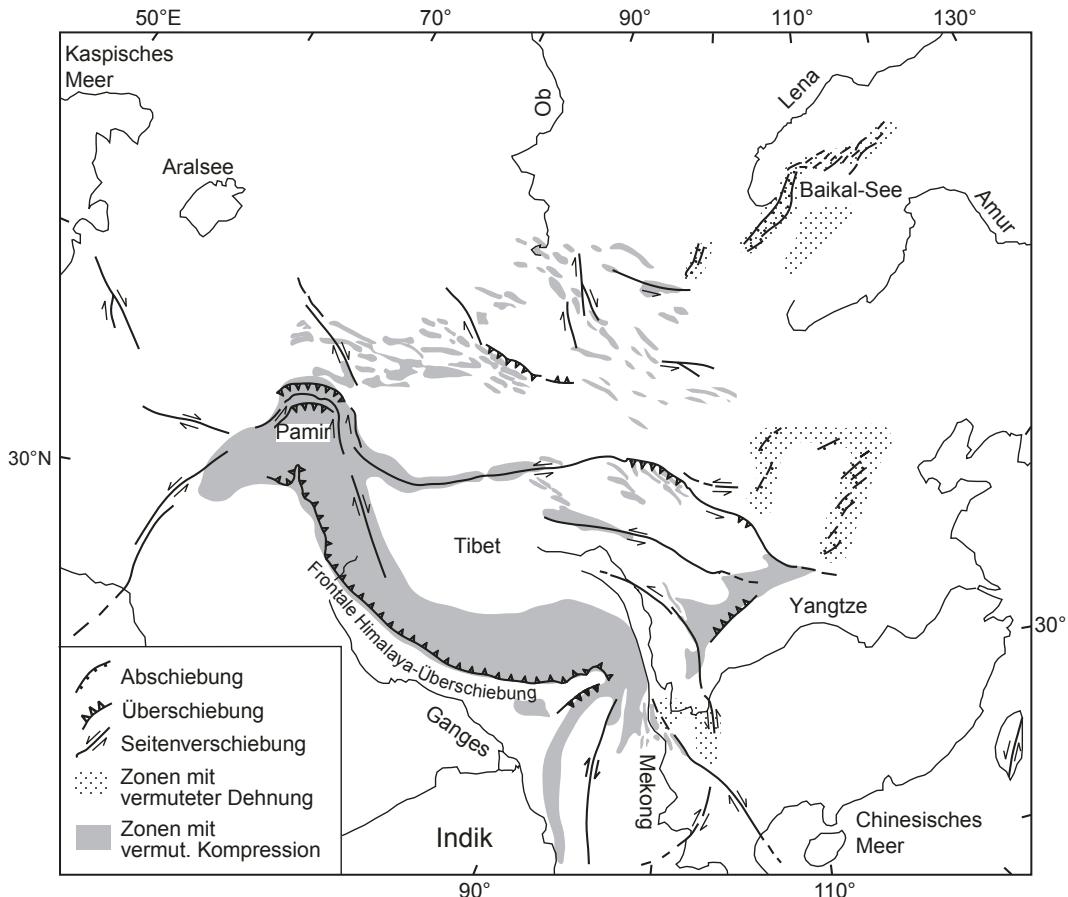


Abb. 11.46 Im Himalaya und seiner Umgebung kommen Gebiete mit Kompression, Dehnung und Seitenverschiebung nebeneinander vor. Der kontinentale Block der India-Platte hat sich wie ein Kolben weit in die Eurasische Platte hineingedrückt (‘tectonic indenter’). Im Pamir hat eine Ecke der Indischen Platte die Oberkruste der Eurasischen Platte wie einen Vorhang zusammengeschoben. Vor allem im Osten weichen einzelne Blöcke der Eurasischen Platte dem Druck entlang der großen Seitenverschiebungen seitlich aus (‘tectonic escape’) (vgl. Abb. 10.1–10.2 und 11.25) (Bildrechte: nach Taponnier & Molnar 1977)

zu bewirken. Alternative Modelle der Genese von metamorphen Kernkomplexen favorisieren als Ursache ‚tectonic underplating‘ im Zuge der Plattenkonvergenz (Abb. 11.48). Sowohl bei andinotypen Konvergenzonen (ozeanische Lithosphäre taucht unter kontinentale ab) als auch bei Kontinent-Kontinent-Kollisionen können krustale Späne der Oberplatte mit der abtauchenden Platte

herabgezogen und weiter unten an die Oberplatte angelagert werden. Wird auf diese Weise mehr und mehr Material an der Unterseite der Oberplatte akkumuliert, kann der darüber liegende Bereich der Oberplatte angehoben werden. Der Effekt wird u. U. noch durch den gravitativen Auftrieb verstärkt, den das relativ leichte, durch Underplating verfrachtete Material erfährt.

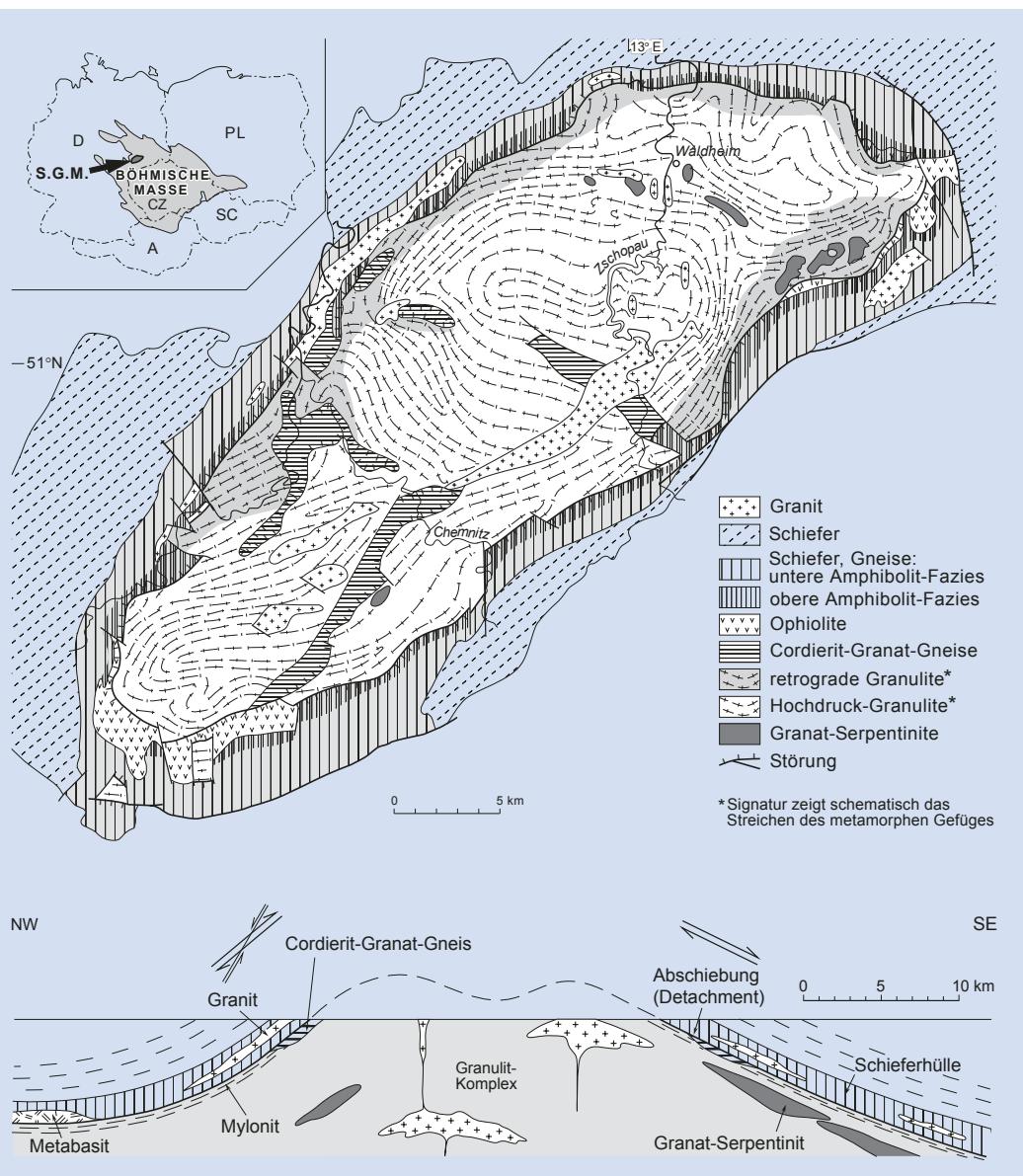
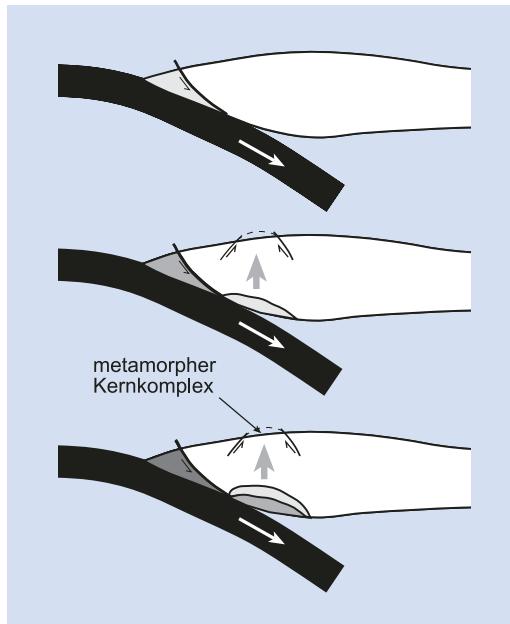


Abb. 11.47 Das sächsische Granulitgebirge (S. G. M.) ist ein metamorpher Kernkomplex (oben im Kartenbild, unten im Profil), der wahrscheinlich durch unterkarbonisches ‚tectonic underplating‘ im Zuge der variszischen Kollision entstanden ist (mehr dazu in ► Abschn. 14.1). Sein Kern ist i. W. aus Hochdruckgranuliten aufgebaut und durch mylonitische Scherzonen von oberkrustalen, schwach metamorphen Gesteinen getrennt (weiteres im Text; mehr zu metamorphen Gesteinen in ► Kap. 13) (Bildrechte: nach Reinhardt & Kleemann 1994)



■ Abb. 11.48 Schema der möglichen Entstehung eines metamorphen Kernkomplexes durch ‚tectonic underplating‘ von Fore-arc-Spänen an die Unterseite der Oberplatte in einer Subduktionszone (Bildrechte: nach einer Idee von O. Oncken)

Schließlich können klimatische Prozesse einen bedeutenden Einfluss auf die Entwicklung von Orogenen haben. Ist eine bestimmte Zone des Orogenen über längere Zeit hinweg von starkem Niederschlag und damit von starker Erosion betroffen (wie z. B. der Südrand des Himalaya oder der Ostrand der zentralen Anden), wird der betreffende Abschnitt

der Lithosphäre in seinem Bemühen Isostasie zu erreichen mit rascher Hebung reagieren. Somit ist wahrscheinlich, dass auch exogene Prozesse zur raschen Exhumierung und zur Entstehung von metamorphen Kernkomplexen beitragen können (■ Abb. 15.14 und ▶ Kasten 11.2).

Kasten 11.2 Tektonische Geomorphologie von Orogenen

Niederschläge und damit die Denudation eines Gebirges konzentrieren sich an der Luvseite, die sich im Fall der zentralen Anden im Retrokeil befindet (▶ Kasten 11.1).

Erosion ist der Transfer von Masse von einer Quelle in eine Senke, aus einem Gebirge in ein Becken (■ Abb. 11.49).

Dieses kann festländisch oder marin sein. Erosion ist Masseexport, das Erosionsgebiet wird aufsteigen.

Sedimentation ist eine andere Form des Masseimports als bisher beschrieben; das Becken wird, zumindest teilweise, unter der „Last“ des zugeführten Sediments einsinken.

Der Schwerpunkt der Niederschläge liegt bei den zentralen Anden im Bereich der Ostkordillere, der Luvseite des Orogenen bei vorherrschenden Winden aus östlichen Richtungen (■ Abb. 11.50). Hier sind Materialexport und

damit die Hebung des Gebirges sowie die Exhumierung tieferer Krustenteile am größten (■ Abb. 11.40).

Die Beziehungen zwischen Niederschlagsraten und Topografie bei der Formung der Anden erläutern zwei topografische Profile vom Andenhochland des Altiplano durch die Ostkordillere in das östliche Andenvorland (■ Abb. 11.51, s. a. ■ Abb. 11.50).

Das Profil des Río Beni quert die Ostkordillere in einem Bereich, in dem die Gebirgskette bis zu 6500 m Höhe erreicht, dasjenige des Río Pilcomayo quert Höhen von nur ca. 5000 m.

Betrachtet man die Niederschlagsverteilung entlang der Profile am Ostrand der Anden, so zeigen sich die höchsten Niederschlagsraten in den Fußregionen des Gebirges. Im Beni-Profil erreichen die Niederschläge etwa 2 m pro Jahr, in der Fußregion des Pilcomayo-Profil sind sie hingegen

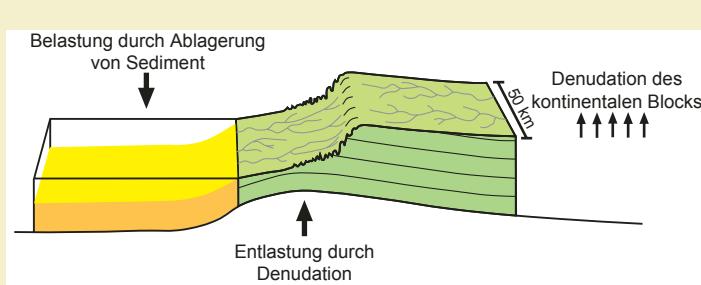


Abb. 11.49 Schema des Materialtransfers von einem Erosionsgebiet (Quelle) in ein Becken (Senke) (Bildrechte: nach Tucker & Slingerland 1994)

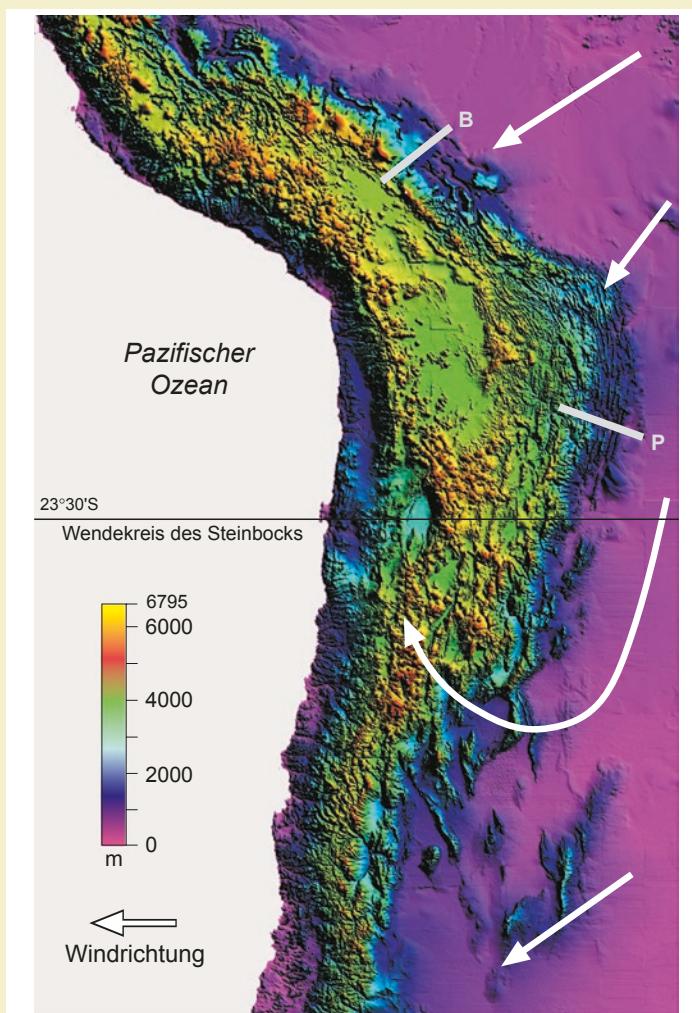


Abb. 11.50 Digitales Höhenmodell der zentralen Anden. Die weißen Pfeile zeigen die dominanten Windsysteme an, die grauen Balken die Lage der Profile des Río Beni (B) und des Río Pilcomayo (P) in Abb. 11.51. (Bildrechte: Digitales Höhenmodell modifiziert nach Allmendinger et al. (1997))

nur halb so hoch. Für den Rio Beni ergibt sich somit eine entsprechend höhere Fähigkeit, Material durch Erosion zu exportieren. Ähnliches gilt auch für den Südrand des Himalayas im Übergang zum Hochhimalaya. Wir können also schließen, daß bei andauerndem tektonischen Materialimport mit steigenden Niederschlägen die höchsten Gebirgshöhen im Bereich der höchsten Niederschlagsraten zu finden sind (Beni-Profil). Sind die Niederschlagsraten hingegen relativ gering, ist auch das Relief geringer (Pilcomayo-Profil). Insgesamt jedoch gleicht dieser Export den plattentektonisch bedingten Import nicht aus. Die nicht ausreichend bilanzierte Akkumulation im Orogen trägt zu seinem Auseinandergleiten bei. Neben der Höhe eines Gebirges drückt sich das Bestehen eines derartigen Gleichgewichts oder Ungleichgewichts in den Anteilen einzelner Höhenstufen am Gebirge aus (Abb. 11.52). Der Vergleich der hypsometrischen Kurven der nördlichen, zentralen und südlichen Anden

macht dieses deutlich. Der schematische Kurvenverlauf der nördlichen Anden zeigt eine Verteilung der Höhenstufenanteile, die die fluviatile Erosion unter feucht-tropischen Bedingungen widerspiegelt. Die Morphologie des Gebirges weist bereits auf die Entwicklung typischer fluviatiler Ausgleichsgefälle hin (Abb. 5.16). In den südlichen Anden befindet sich das Hochgebirge oberhalb der ganzjährigen Schneegrenze und die hoch-erosiven quartären Gletscher trugen bevorzugt die oberen Höhenstufen ab, sodass der Anteil dieser Höhenstufen relativ niedrig ist und die hypsometrische Kurve einen entsprechenden Knick verzeichnet. In den zentralen Anden hingegen ist der Kurvenverlauf nahezu linear. Ein leicht konkav Verlauf wird durch den großen Anteil des Altiplano-Hochlandes an der Gesamtoberfläche des Gebirges hervorgerufen. Dieser Kurvenverlauf verdeutlicht die mangelhafte Effizienz des fluviatilen Masseexports in Funktion der sehr geringen Niederschlagsraten im Windschatten der großen Höhen des östlichen Gebirgsrandes und die Dominanz der tektonischen Prozesse.

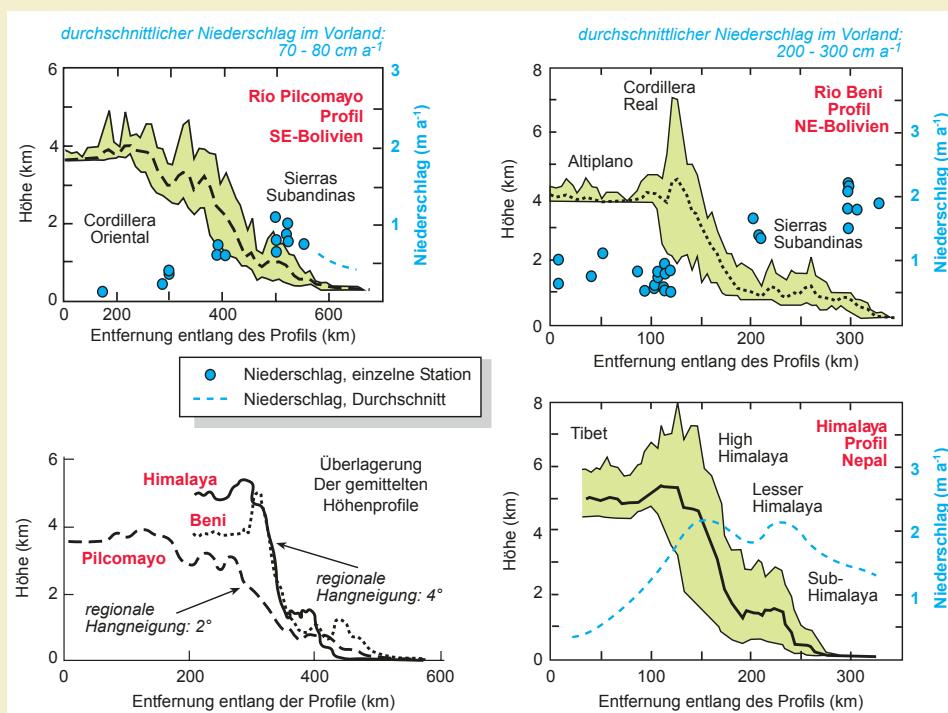
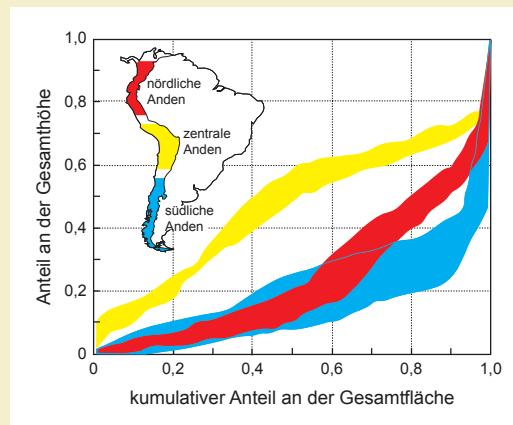


Abb. 11.51 Topografische Profile des Río Beni und des Río Pilcomayo in den zentralen Anden (Abb. 11.50) sowie des südlichen Himalayas einschließlich ihrer Niederschlagsverteilung. Die beige Flächen überspannen die Bereiche zwischen den jeweils höchsten und niedrigsten Höhen entlang der Profile, die fetten, gestrichelten und durchgezogenen Linien spiegeln den mittleren Verlauf wider (Bildrechte: nach Masek et al. 1994)



■ Abb. 11.52 Normalisierte hypsometrische Kurven der Anden, schematisch zusammengefasst. Nördliche Anden: $n = 7$, zentrale Anden: $n = 6$, südliche Anden: $n = 7$, n = Anzahl der gemessenen Profile (Bildrechte: nach Montgomery et al. 2001)

11.2 Sedimentbecken und Subsidenz

11

Sedimentbecken gehören zu den bedeutenden großmaßstäblichen Elementen der Erdoberfläche und der oberen Kruste. Ihr Studium ist ein wichtiger Bereich der Geologie, der viele Teildisziplinen in interdisziplinärer Zusammenarbeit verbindet. Die aus Vulkaniten und Sedimenten bestehenden Füllungen der Becken geben Auskunft über eine Vielzahl geologischer Faktoren der Beckenanlage und -entwicklung. Die Verteilung und Abfolge der Beckensedimente zeichnet die geologischen Randbedingungen auf, die die Beckenentwicklung gesteuert und die Ablagerungen bedingt haben. Die Sedimente enthalten Zeugnisse des Paläoklimas und der seinerzeit herrschenden Verwitterungsbedingungen. Die Geometrie und Art der Ablagerungen beinhalten Informationen über die Transportvorgänge und Umwelteinflüsse zur Zeit der Ablagerung. Der detritische Inhalt klastischer Sedimentgesteine spiegelt die Zusammensetzung und Geschichte ihrer Herkunfts- oder Liefergebiete wider. Oftmals sind es allein die Zusammensetzung und Fazies der in den Becken überlieferten Sedimente, die uns Aufschluss über bereits weitgehend erodierte, ältere Orogene geben können.

Die Biostratigrafie liefert Informationen über die zeitliche Gliederung der Gesteine und die Raten ihrer Ablagerung. Geochemische Merkmale magmatischer Gesteine wiederum sind Zeugnisse der Magmengenese, die ihrerseits Ausdruck des plattentektonischen Rahmens ist (► Kap. 10, mehr dazu in ► Kap. 12). Neben der Oberflächen- und Aufschlussbeobachtung sind uns Geometrie und Architektur einer Beckenfüllung über geophysikalische Untersuchungsmethoden und Bohrungen zugänglich. Deren Ergebnisse erlauben die Interpretation der Bildungsgeschichte auch älterer Becken, die im Untergrund vorhanden, aber von jüngerer wirtschaftlicher Bedeutung sind. Von erheblicher wirtschaftlicher Bedeutung sind die Sedimentbecken, da sie große Lagerstätten für uns notwendiger Rohstoffe, wie z. B. Wasser, Erdöl, Erdgas und Kohle, aber auch Erze, enthalten können.

Mit dem Begriff Becken assoziiert man außerhalb der Geologie häufig eine mehr oder weniger symmetrische, schüsselförmige Hohlform, deren tiefste Stelle in der Mitte zwischen den Schüsselrändern liegt. Ein geologisches Beispiel eines im Querschnitt derart symmetrischen Beckens ist der Oberrheingraben (■ Abb. 11.28), der beidseitig von

Grabenflanken – den Vogesen und dem Pfälzerwald einerseits sowie Schwarzwald und Odenwald andererseits – begrenzt wird. Im Becken innerhalb des Grabens befindet sich eine mehrere tausend Meter mächtige Füllung aus Sedimentgesteinen und untergeordnet aus Vulkaniten.

In der Geologie werden aber auch Bereiche als Becken bezeichnet, die diesem einfachen Bild nicht entsprechen. Wie wir bereits gesehen haben, sind die flachmarinen Kontinentschelfe ausgedehnte Orte der Akkumulation von Sedimenten (► Kap. 6). Die Schelfe sind jedoch von der Küste zum Kontinentalabhang sowie zur Tiefsee hin geneigte Strukturen ohne einen Gegenhang. Sie sind zwar Teil der Flanke des im Querschnitt näherungsweise „schüsselförmigen“ Ozeanbeckens, allerdings findet Akkumulation größerer Sedimentmächtigkeiten nicht in seinem Zentrum, sondern vorwiegend auf den Schelfen, dem Kontinentalabhang sowie am Kontinentalfuß statt (► Abschn. 6.1). Die Tiefseeebenen empfangen kaum Sediment von den Festländern. Daher werden die Ozeanbecken meist nicht in ihrer Gesamtheit als Becken betrachtet, sondern nur ihre unterschiedlich beeinflussten Teilbereiche. Somit ist auch der Schelf allein ein Becken, da er ein relativ einheitliches geologisches System bildet, in dem charakteristische und meist mächtige Sedimentfolgen zur Ablagerung kommen. Küstenebenen, wie z. B. das norddeutsche Flachland, stellen ebenfalls Becken dar mit überwiegend glazialen und fluviatilen Ablagerungen. Das norddeutsche Flachland wiederum überdeckt in weiten Teilen das ehemalige permische und mesozoische Epikontinentalbecken (► Abschn. 6.4).

In der Diskussion der Plattentektonik haben wir dargestellt, dass sich in den unterschiedlichen geotektonischen Positionen einschließlich der Platten- und Kontinentalränder Becken bilden. So gliedert sich ein aktiver Kontinentalrand im Querschnitt in die Becken und Regionen der Tiefseerinne, des Fore-arc, des Intra-arc-Gebietes sowie des Back-arc oder in anderen Fällen des Vorlandes. Die Geschichte aller Becken wird zum einen vom endogenen plattentektonischen Rahmen und zum anderen von den exogenen Klimaeinflüssen als Funktion der geografischen Position der betroffenen Region bestimmt. Die Summe dieser Einflüsse ruft die charakteristischen Faziesmuster und -architekturen hervor, die es uns erlauben, ein fossiles Becken im Analogieschluss

zu den modernen Beispielen hinsichtlich seiner geotektonischen und paläogeografischen Position einzuordnen.

In den vorausgegangenen Kapiteln haben wir bereits die exogenen Prozesse sowie die Plattentektonik dargestellt, die den Rahmen für die Bildung und Füllung von Sedimentbecken abgeben. Nun wollen wir erklären, welche grundlegenden Parameter die Bildung und Entwicklung der Becken bestimmen.

11.2.1 Subsidenz

Bisher haben wir als gegeben hingenommen, dass Sedimentbecken vorhanden sind und Sedimente aufnehmen. Jedoch können sich in Becken nur solange Sedimente sammeln, wie ihnen die Hohlform Platz für die Ablagerung anbietet. Ist ein Becken aufgefüllt, so wird angeliefertes Sediment dem morphologischen Gradienten folgend in nächsttieferen Regionen auf dem Festland oder im Meer weitertransportiert werden. Der Platz für Ablagerungen in einem Becken ist jedoch nicht einfach vorhanden, er muss erst durch das Absinken des Beckens, die Subsidenz, geschaffen werden. Subsidenz findet jedoch nicht ohne Grund statt: Die eigentliche Ursache der Subsidenz liegt immer in dem endogenen Motor der Plattentektonik begründet.

Es sind zwei Arten der Subsidenz zu unterscheiden, die tektonisch-thermische Subsidenz und die Sedimentauflast-Subsidenz. Die **tektonisch-thermische** Subsidenz ist der direkte Ausdruck der grundlegenden plattentektonischen Wirkung auf die Lithosphäre. Dieser Subsidenztyp lässt sich am einfachsten am Beispiel der ozeanischen Lithosphäre veranschaulichen (► Abb. 10.8 und 11.5a). Nach ihrer Extrusion in etwa 2500 m Tiefe kühlen die Basalte der Mittelozeanischen Rücken sowie die Lithosphäre insgesamt mit wachsender Entfernung zum Mittelozeanischen Rücken und zunehmendem Alter ab. Die Lithosphäre nimmt daher an Dichte und Mächtigkeit zu, ihre Oberfläche sinkt im reifen Stadium in den Tiefseeebenen auf etwa 5000 m Tiefe ab (► Abschn. 10.2). Hier ist die exponentiell verlaufende Abkühlung der Lithosphäre der treibende Mechanismus der Subsidenz. Allen Becken ist eine tektonisch-thermische Subsidenz eigen, die jedoch in Abhängigkeit von den plattentektonischen

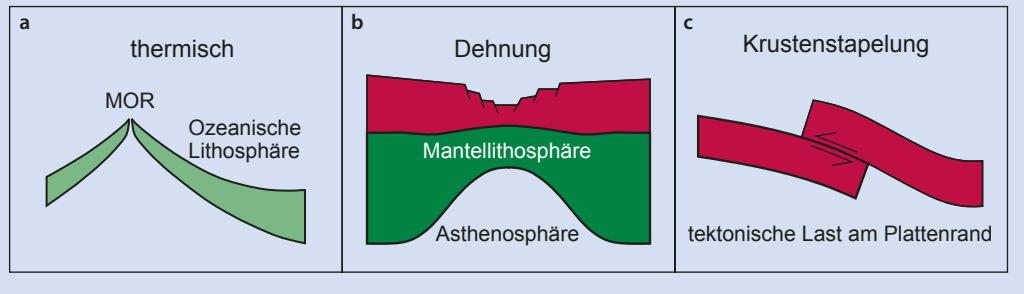


Abb. 11.53 Die Mechanismen der Beckenbildung können auf die folgenden Standardsituationen zurückgeführt werden: (a) Thermische Abkühlung mit einhergehender Dichte- und Mächtigkeitszunahme der Lithosphäre, hier dargestellt am Beispiel ozeanischer Lithosphäre; (b) Eine durch Dehnung hervorgerufene Mächtigkeitsabnahme der kontinentalen Lithosphäre führt zur störungsgebundenen Grabenbildung und Subsidenz des Grabens; (c) Krustenstapelung in Kollisionszonen induziert die flexurhafte tektonische Subsidenz der unterschobenen Platte unter dem orogenen Keil (Bildrechte: nach Allen & Allen 1990)

Rahmenbedingungen einen unterschiedlichen Verlauf nimmt (Abb. 11.53 und 11.56).

Ein Becken besteht nicht als leere Hohlform. Es wird Sedimente aufnehmen und zumindest teilweise verfüllt werden. Zur Erläuterung der Wirkung der abgelagerten Sedimente auf das Subsidenzverhalten gehen wir zu Beginn davon aus, dass bereits eine weitgespannte Beckenhohlform besteht, die im Zentrum 1000 m tief und mit Wasser gefüllt ist. Die Ablagerung von Sedimenten im Becken ersetzt ein entsprechendes Wasservolumen durch sedimentäre Feststoffe. Diese Sedimente stellen ein zusätzliches Gewicht dar, das auf der Lithosphäre im Untergrund des Beckens lastet und diese herabdrückt. Bis zu insgesamt etwa 2500 m Sediment kann das Becken daher allein durch diese **Sedimentauflast-Subsidenz** aufnehmen. Der Massenzuwachs durch die größere Dichte des Sedimentes (etwa $2,5 \text{ g cm}^{-3}$) gegenüber dem Wasser bewirkt demnach durch die Sedimentauflast-Subsidenz ein weiteres Absinken um 1500 m. Eine Subsidenz darüber hinaus wird durch die Wirkung des isostatischen Ausgleichs (► Abschn. 9.2) verhindert werden, das Becken wird verfüllt und alles Wasser verdrängt. Allein durch die Ablagerung von Sediment kann kein Becken entstehen, die Sedimentauflast-Subsidenz kann nur einen bestehenden tektonisch-thermischen Subsidenzvorgang verstärken.

Sedimentauflast-Subsidenz und die grundlegende tektonisch-thermische Subsidenz addieren sich zur **Gesamtsubsidenz** eines Beckens (Abb. 11.54). In Anbetracht der Tatsache, dass

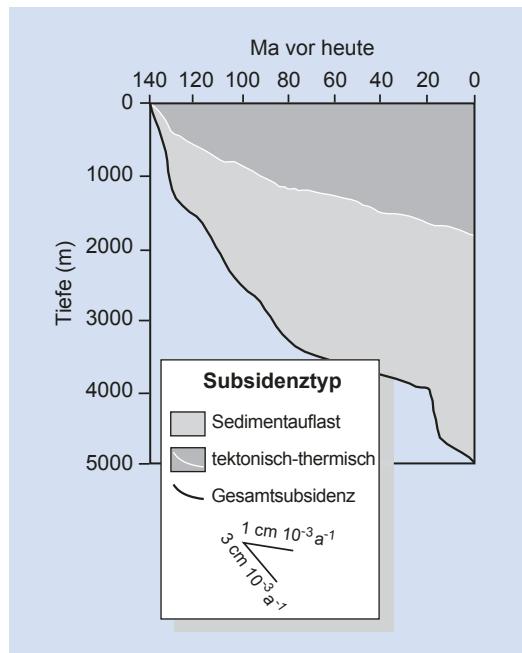


Abb. 11.54 Subsidenzgeschichte sowie Anteile der tektonisch-thermischen und Sedimentauflast-Subsidenz an der Gesamtsubsidenz des passiven Kontinentalrandes Nordamerikas östlich von Baltimore seit dem oberen Jura. Die Daten entstammen der Bohrung COST B-2, deren Position in Abb. 11.57 angegeben ist (Bildrechte: nach Steckler & Watts 1978)

11.2 · Sedimentbecken und Subsidenz

Sedimentauflast-Subsidenz nicht ohne tektonisch-thermische stattfinden kann, hat es sich eingebürgert, erstere mit der Gesamtsubsidenz gleichzusetzen (► Kasten 11.3). Zur Illustration der grundlegenden

Mechanismen konzentrieren wir uns in der Diskussion der unterschiedlichen Beckentypen im Folgenden auf Becken in Dehnungszonen sowie die Vorlandbecken der Konvergenzzonen.

Kasten 11.3 Dekompaktion und Backstripping

Die Subsidenz eines beliebigen Ortes in einem Becken kann berechnet werden, wenn die stratigrafische, d. h. zeitliche Gliederung eines Sedimentstapels sowie die Mächtigkeit und Lithologie der einzelnen Einheiten aus Profilen, Bohrungen oder seismischen Daten bekannt sind. In einem ersten Schritt wird die Sedimentakkumulation und damit die sukzessive Kompaktion tieferer Schichten durch die überlagernden zurückgerechnet („backstripping“), gleichsam dekomprimiert. Die hierfür notwendigen Kompaktionsparameter der unterschiedlichen Sedimentgesteine müssen experimentell ermittelt oder der Literatur entnommen werden.

Bei der Berechnung sind folgende Parameter zu berücksichtigen:

- Die bei klastischen Sedimenten in der Regel exponentielle Änderung der Anfangsoporosität des Sedimentes ϕ_0 mit der Tiefe (► Abb. 8.4). Die Porosität ist definiert als das Verhältnis des Porenvolumens zum Gesamtvolumen. Die tiefenabhängige Porosität ϕ ist:

$$\phi = \phi_0 e^{-cz} \quad \text{Gl. 11.1}$$

- wobei z die Tiefe in Metern und c ein Koeffizient ist, der den Verlauf der Kompaktionskurve (► Abb. 8.4), also der tiefenabhängigen Porositätsabnahme wiedergibt.
- Die kompaktierten Mächtigkeiten der einzelnen stratigrafischen Einheiten (z_2, z_1) in Metern, wie sie im Profil vorgefunden werden. Die Mächtigkeiten dieser Einheiten (z_2', z_1') nach Beginn der Dekompaktion, d. h. der Wegnahme der jüngsten Einheit z_0 .

Die Gesamtsubsidenz eines Ablagerungsortes ergibt sich somit aus Gl. 11.2:

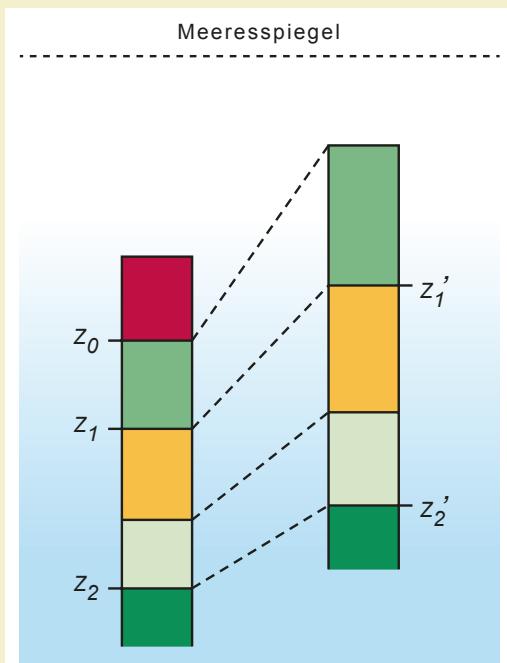
$$z_2' - z_1' = z_2 - z_1 - \frac{\phi_0}{c} [e^{-cz_1} - e^{-cz_2}] + \frac{\phi_0}{c} [e^{cz_1} - e^{cz_2}] \quad \text{Gl. 11.2}$$

Dieser Term kann nun für z_1' und z_2' (► Abb. 11.55) gelöst werden. Man erhält die Entwicklung von Subsidenz und Ablagerung mit der Zeit als Summe der Last des Sediments auf der das Becken unterlagernden Lithosphäre sowie des zugrunde liegenden und noch unbekannten plattentektonischen Mechanismus.

Nun kann die Sedimentlast schrittweise und damit in ihrer umgekehrten zeitlichen Entwicklung aus der Kalkulation abgezogen werden. Mit dieser Methode des Backstripping kann man die tektonisch-thermische Subsidenz entwickeln beschreiben, die aufgrund der grundlegenden plattentektonischen Prozesse in jedem Fall stattgefunden hätte, selbst wenn kein Sedimentkorn das Becken erreicht hätte.

Die Basement-Tiefe Y , die Mächtigkeit der Wassersäule über dem Beckenboden in einem nur mit Wasser gefüllten Becken, ist gegeben durch:

$$Y = S \left[\frac{\rho_m - \rho_s}{\rho_m - \rho_w} \right] + Wd - \Delta SL \left[\frac{\rho_m}{\rho_m - \rho_w} \right] \quad \text{Gl. 11.3}$$



► Abb. 11.55 Schematische Darstellung der Dekompaktion stratigrafischer Einheiten während des Backstripping, die die Grundlage für Gl. 11.2 bildet (Bildrechte: nach Sclater & Christie 1980)

Hierbei ist S = die Mächtigkeit des Sediments vor seiner Kompaktion, ρ_m = Dichte des Mantels, ρ_s = Dichte des Sediments, ρ_w = Dichte des (Meer-)Wassers, W_d = Wassertiefe, ΔSL = Meeresspiegel zur Zeit der Ablagerung im Verhältnis zu seiner heutigen Position.

Der Verlauf der resultierenden tektonisch-thermischen Subsidenzkurve ist ein Abbild der plattentektonischen Wirkung auf die Lithosphäre und damit ein Indikator für die geotektonische Position des Beckens (Abb. 11.56).

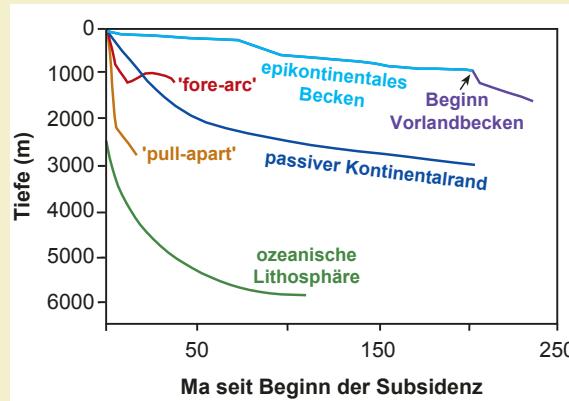


Abb. 11.56 Charakteristische tektonisch-thermische Subsidenzkurven unterschiedlicher Beckentypen. Zum Vergleich ist die Subsidenzkurve der ozeanischen Lithosphäre (Abb. 10.8) dargestellt. Erkennbar ist der sehr ähnliche Verlauf der Subsidenz passiver Kontinentalränder im Vergleich zu derjenigen der ozeanischen Lithosphäre. Epikontinentalmeere (► Abschn. 6.4) haben recht niedrige Subsidenzraten. Werden sie, wie auch passive Kontinentalränder, von Konvergenz und orogener Krustenstapelung betroffen, steigt die Subsidenzrate bei der Bildung der Vorlandbecken deutlich an. Fore-arc- und Pull-apart-Becken erfahren eine betont störungsgebundene Subsidenz, deren hohe Raten nur noch in Vorlandbecken erreicht werden können. Die Fore-arc-Kurve ist zum Vergleich dargestellt, da sie durch ihre Aufwölbung zeigt, dass durch das Backstripping auch zwischenzeitliche Hebungsphasen eines Beckens nachgewiesen werden können (Bildrechte: nach Angevine et al. 1990)

11.2.2 Becken in Dehnungszonen

In kontinentalen Dehnungszonen, die sich aus einem Rift bis hin zu einem passiven Kontinentalrand entwickeln (► Abschn. 10.2), verläuft die Subsidenz ähnlich wie bei der ozeanischen Lithosphäre (Abb. 11.53). Beim Rifting wird die kontinentale Lithosphäre erwärmt und durch Dehnung ausgedünnt, die Grenze zwischen Lithosphäre und Asthenosphäre steigt auf. Dies führt zu einer recht raschen **initialen störungsgebundenen** Subsidenz, die meist an durch die Dehnung hervorgerufene größere Abschiebungssysteme gebunden ist. Riftbecken nehmen häufig zunächst kontinentale Sedimente auf, weil der Beckenboden zu Beginn der Senkung über dem Meeresspiegel liegt. Wird schließlich bei fort dauernder Dehnung ozeanische

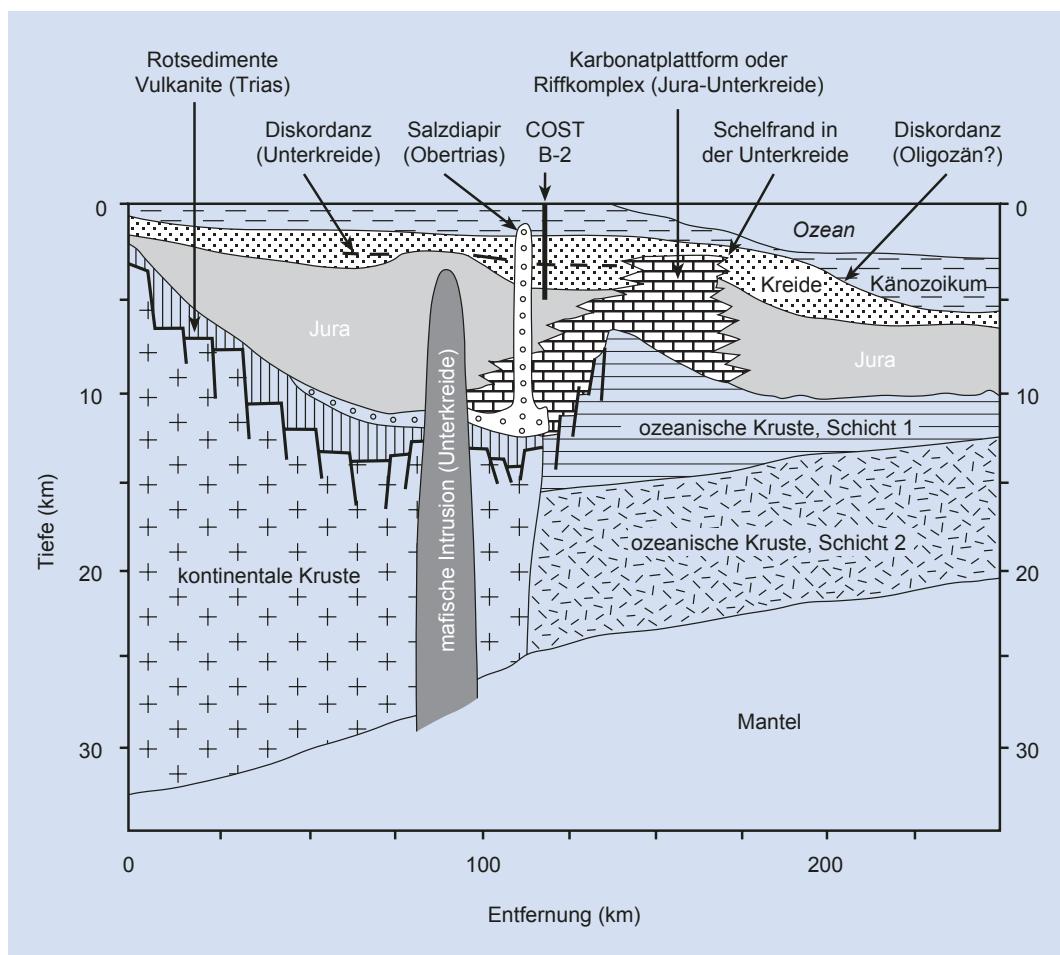
Lithosphäre gebildet, so weitet sich das Rift wie im Fall des Roten Meeres zum Ozeanbecken mit einem Mittelozeanischen Rücken. Die ozeanische Lithosphäre einschließlich des neuen passiven Kontinentalrandes wird nun in ein thermisches Subsidenzverhalten übergehen (Abb. 10.8), wobei die Subsidenzkurve des passiven Kontinentalrandes mit derjenigen der ozeanischen Lithosphäre in etwa parallel verläuft, jedoch durch die abgelagerten Sedimente verstärkt wird (Abb. 11.54 und 11.56). Allerdings kann allein die initiale störungsgebundene Subsidenz 40–50 % der gesamten Subsidenz ausmachen. Im Verlauf des Alterns des passiven Kontinentalrandes und der mit der Abkühlung der Lithosphäre verbundenen Abnahme der tektonisch-thermischen Subsidenzrate (Abb. 11.56) kann der tektonisch-thermische Anteil an der Gesamtsubsidenz gegenüber

11.2 · Sedimentbecken und Subsidenz

der Sedimentauflast-Subsidenz abnehmen und letztere zum überwiegenden Subsidenzmechanismus werden.

Über die Entwicklung von Sedimentation und Subsidenzgeschehen an reifen passiven Kontinentalrändern wie dem von Nordamerika östlich von Baltimore sind durch die Interpretation seismischer Profile recht genaue Aussagen möglich (► Abb. 11.57). Zu Beginn des Rifting zwischen Nordamerika und Afrika in der Trias wurde das kontinentale Grundgebirge (Basement) durch Abschiebungen in Gräben zerlegt. In ihnen kamen terrestrische Rotsedimente und Evaporite, die ein arides

Klima anzeigen, sowie riftbedingte Vulkanite zur Ablagerung (vgl. ► Abschn. 11.1 und 12.3). Bereits zu Beginn des Jura war die Trennung von Nordamerika und Afrika und somit der Übergang vom Rifting zum passiven Kontinentalrand, der **Rift-Drift-Übergang** (‘rift-drift transition’), erfolgt und die Sedimente des passiven Kontinentalrandes transgredierten über der Break-up-Diskordanz mit einem Onlap-Muster (► Abschn. 8.3) über die ehemalige Riftflanke. Es bildete sich der kontinentale Schelf aus, der in Jura und Kreide an seinem äußeren Rand die Bildung von Karbonatplattformen oder Barriereriffen erlebte. In einem letzten magmatischen Ereignis in der unteren



► Abb. 11.57 Stark überhöht dargestellte Interpretation eines seismischen Querprofils durch den passiven Kontinentalrand östlich von Baltimore, USA. Im zentralen oberen Teil der Abbildung befindet sich die Bohrung COST B-2, deren Subsidenzkurve in ► Abb. 11.54 dargestellt ist (Bildrechte: nach Bouma et al. 1982)

Kreide erfolgte eine mafische Intrusion in die kontinentale Kruste und die überlagernden Rift- und Schelfsedimente. Die Gesamtsubsidenz des passiven Kontinentalrandes setzte sich auch im Känozoikum fort und ist durch die andauernde Transgression känozoischer Sedimente belegt. Auch erreichte die Sedimentbedeckung über den triassischen Evaporiten des Rifts im Känozoikum eine ausreichend große Mächtigkeit, um den Aufstieg von Salzdiapiren hervorzurufen. Da die ozeanische Kruste am Übergang zur kontinentalen Kruste altersbedingt ihre relativ größte Dichte hat und hier die sedimentären Ablagerungen am mächtigsten sind, ist dieser Bereich am tiefsten abgesunken. Meerwärts nimmt die Tiefenlage der ozeanischen Kruste entsprechend ab.

11.2.3 Vorlandbecken

Eine überwiegend tektonische Subsidenz wird in Konvergenzonen durch Krustenverkürzung einhergehend mit Krustenstapelung ausgelöst. Dabei bewegen sich suprakrustale Deckenstapel als Falten- und Überschiebungsgürtel auf weiten Überschiebungsbahnen gegen das Vorland des entstehenden Orogen (► Abschn. 11.1 und □ Abb. 11.37). Falten- und Überschiebungsgürtel nehmen mit steigender Entfernung vom Zentrum des Orogen an Mächtigkeit ab und werden daher mit dem Begriff orogener Keil zusammengefasst. Der orogene Keil stellt eine tektonische Last auf der unterschobenen Lithosphäre dar und drückt sie herab. Über geologische Zeiträume hinweg reagiert die unterschobene Lithosphäre unter der tektonischen Last elastisch durch Verbiegung („flexure“). Vor der Front des orogenen Keils bildet sich das asymmetrische Vorlandbecken, das vor der Überschiebungsfront am tiefsten ist und mit zunehmender Entfernung von ihr flacher wird (□ Abb. 11.58). Weite und Tiefe des Beckens werden über die Geometrie und Mächtigkeit des Keils sowie die **Biegefestigkeit** („flexural rigidity“) der belasteten Unterplatte bestimmt. Die Wirkung der Biegefestigkeit kann man sich anhand von unterschiedlich dicken Taschenbüchern veranschaulichen: Ein dünnes Taschenbuch lässt sich leichter und stärker verbiegen als ein dickes. Allerdings bestimmt nicht die tatsächliche physische Mächtigkeit der Lithosphäre ihre Biegefestigkeit, sondern ihre thermische

Struktur. Vereinfacht gesagt lässt sich eine erwärmte Lithosphäre leichter verbiegen als eine kalte. Die effektive **elastische Mächtigkeit** ist gegeben durch die 450 °C-Isotherme, deren Tiefenlage in der Lithosphäre die Untergrenze markiert, bis zu der elastische Deformation möglich ist (► Abschn. 9.2). In einer thermisch jungen Lithosphäre liegt diese Isotherme höher als in einer thermisch alten. Damit hat Erstere eine geringere elastische Mächtigkeit als Letztere. Bei gleicher Mächtigkeit und Geometrie der tektonischen Last übersetzt sich eine niedrige elastische Mächtigkeit der belasteten Lithosphäre in ein schmales, aber tiefes Vorlandbecken, eine höhere in ein weites, weniger tiefes Becken. Dies bedeutet weiterhin, dass der orogene Keil bei einer geringen elastischen Mächtigkeit tiefer einsinkt, während er von einer steifen Lithosphäre wegen ihrer größeren mechanischen Stärke unterstützt wird und daher höher aufragt (□ Abb. 11.58).

Die starke elastische Verbiegung der Unterplatte vor der Front des orogenen Keils bewirkt am distalen Rand des Beckens eine **peripherie Aufwölbung** der Lithosphäre in der Größenordnung bis ca. 100 m. Da mit der Biegefestigkeit die Weite des Vorlandbeckens steigt, nimmt auch die Entfernung der peripheren Aufwölbung vom orogenen Keil sowie ihre Breite entsprechend zu.

Auf den Flanken der peripheren Aufwölbung werden kontinentale und flachmarine Sedimente abgelagert. Das Vorrücken des orogenen Keils ist mit einer Verlagerung der peripheren Aufwölbung verbunden und führt zur Bildung von Diskordanzen in den Sedimentfolgen. Da in älteren Orogenen die orogenen Keile häufig durch Erosion der Beobachtung entzogen sind, eignen sich die Sedimente der peripheren Aufwölbung und insbesondere die in ihnen überlieferten Diskordanzen in günstigen Fällen zur Rekonstruktion der Bewegungereignisse im internen Bereich des Orogen. Die peripherie Aufwölbung ist jedoch im Vergleich zum internen Bereich des Orogen durch recht geringfügige Vertikal- und Lateralbewegungen gekennzeichnet. Hohe Sedimentmächtigkeiten oder die Auswirkung ererbter tektonischer Strukturen können sie maskieren und der direkten Beobachtung entziehen.

Erlahmt schließlich die Überschiebung des orogenen Keils, da die Konvergenzrate der kollidierenden Platten sinkt, so wird auch die Lage des

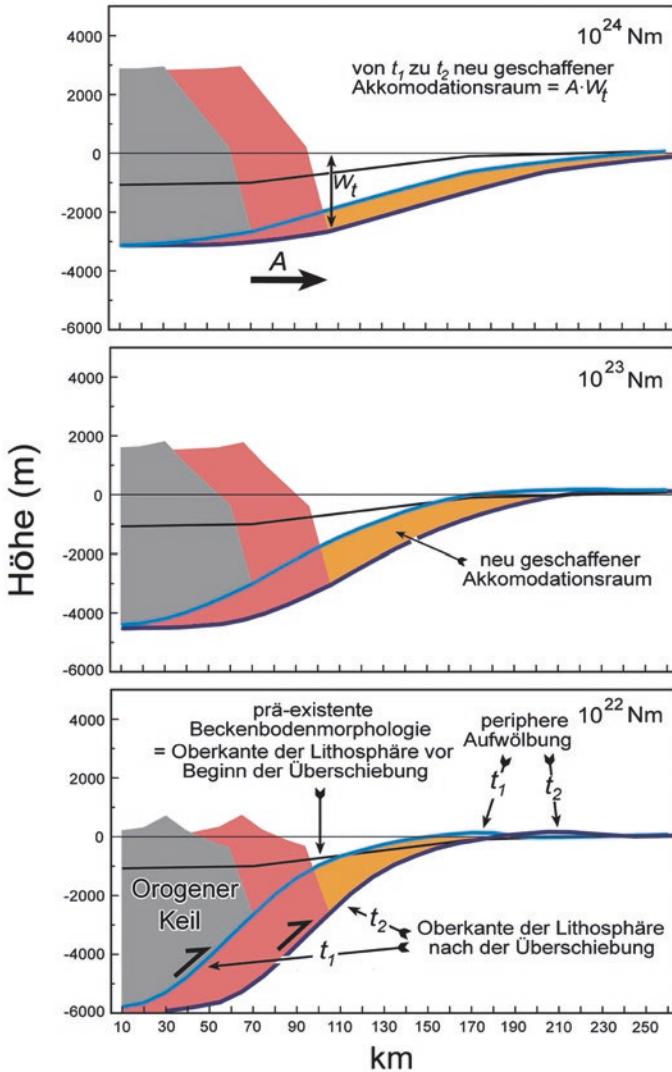


Abb. 11.58 Die Platznahme orogener Keile drückt die Unterplatte herab. Durch die tektonische Auflast bildet sich ein asymmetrisches Vorlandbecken, dessen Unterlager direkt vor der Front des Keiles seine größte Tiefenlage (W_t) erreicht. Die Geometrie der elastischen Verbiegung und damit die Weite und Tiefe des Beckens sind eine Funktion der Biegefesteitigkeit der unterschobenen Lithosphäre. Die Biegefesteitigkeit wird in Nm (Newtonmeter) angegeben. Sie liegt in den gezeigten modellhaften Beispielen bei 10^{22} , 10^{23} sowie 10^{24} Nm und entspricht elastischen Mächtigkeiten von 14, 25 und 54 km. Da sich orogene Keile bei andauernder Konvergenz gegen ihr Vorland bewegen, bewirkt ihre Verlagerung eine entsprechende Wanderung des Vorlandbeckens. Dargestellt ist hier die Situation nach Platznahme des Keiles in einem ersten Zeitschritt (t_1) sowie die Veränderungen, die sich ergeben, wenn er in einem zweiten Zeitschritt (t_2) um die Entfernung A weiter vorrückt. Die flexurhafte Verbiegung der Unterplatte verlagert sich mit dem vorrückenden Keil und behält ihre Geometrie bei gleich bleibenden Rahmenbedingungen bei. Der vorrückende Keil schiebt sich einerseits über Teile der proximalen Sedimente, sie werden gleichsam „kannibalisiert“, andererseits schafft die Verlagerung des Vorlandbeckens von t_1 zu t_2 neuen Akkomodationsraum für Sedimente ($A \cdot W_t$). Gleichsinnig mit der Verlagerung des Vorlandbeckens wandert die periphere Aufwölbung mit den Zeitschritten t_1 und t_2 .

Vorlandbeckens fixiert. Da nun im Keil kein neues Relief geschaffen wird, kann ihn die Denudation verstärkt abtragen und sein Material in das Vorlandbecken umlagern. Damit verringert sich die tektonische Last, die der Keil auf der unterschobenen Lithosphäre darstellt, und sie wird nach den Bedingungen der Isostasie im Rahmen ihrer elastischen Eigenschaften durch **Rückwölbung** („rebound“) wieder aufsteigen. Somit wird neben dem orogenen Keil nach entsprechender Hebung auch die Sedimentfüllung des Vorlandbeckens von erosiver Einebnung und Umlagerung durch Flüsse betroffen sein (Abb. 11.59).

Vorlandbecken werden je nach plattentektonischer Position in zwei Typen unterschieden. **Peripherie-Vorlandbecken** entstehen bei der Schließung eines ozeanischen Beckens durch die Kollision eines passiven Kontinentalrandes mit einem Inselbogen

oder einem aktiven Kontinentalrand. Die Arc-Region der Oberplatte reitet dabei als orogener Keil auf den passiven Kontinentalrand der Unterplatte auf (Abb. 11.60a). Ein Beispiel für diesen Typ stellt das känozoische Ganges-Becken in Indien dar, das durch die Kollision des passiven Kontinentalrandes von Indien mit dem aktiven Kontinentalrand Südasiens entstanden ist (Abb. 11.46). Auch Epikontinentalmeere können zu Vorlandbecken transformiert werden, wenn die Überschiebungsweiten des orogenen Keils ausreichend groß sind (Abb. 11.56). Wird hingegen der Arc eines aktiven Kontinentalrandes während der aktiven Subduktion gegen sein kontinentales Vorland aufgeschoben, so bildet sich ein **Retro-arc-Vorlandbecken**, auch kurz Retro-arc-Becken genannt (Abb. 11.60b). In den heutigen zentralen Anden wird der Arc ostwärts gegen den brasilianischen Schild aufgeschoben, da hohe Konvergenzraten und eine starke mechanische Kopplung der konvergierenden Platten zu starker Kompression in der überreitenden Platte führen. In beiden Beckentypen führt die tektonische Krustenstapelung zu einem für Vorlandbecken charakteristischen deutlichen Anstieg der Subsidenzrate eines vorher bereits bestehenden Beckens (Abb. 11.56). Es ist somit zu

11

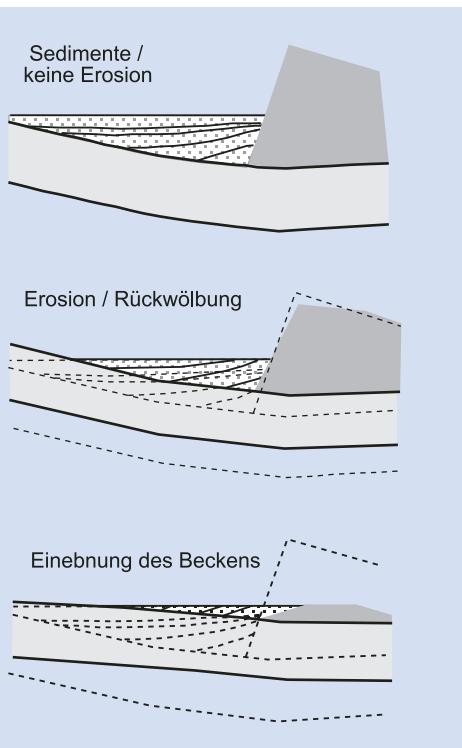


Abb. 11.59 Wird der orogene Keil in großem Stil abgetragen, so wird auch ein erheblicher Teil der Vorlandbeckenfüllung durch die isostatische Aufstiegsbewegung der Lithosphäre und die damit einhergehende Erosion der Überlieferung entzogen (Bildrechte: nach Slingerland et al. 1994).

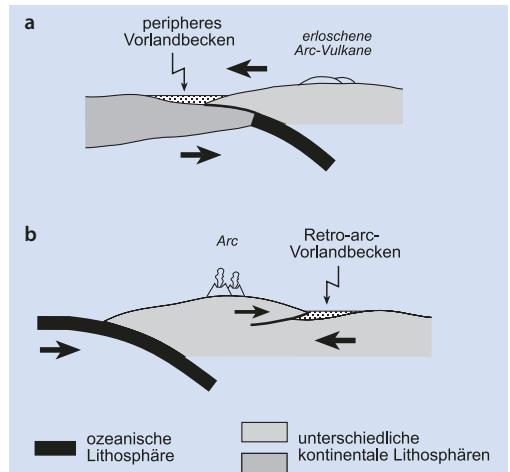


Abb. 11.60 Schematische plattentektonische Konfigurationen, die die Bildung von peripheren und Retro-arc-Vorlandbecken darstellen. Im Fall (a) reitet ein aktiver Kontinentalrand auf einen passiven auf; im Fall (b) wird ein Arc gegen das kratonale Vorland aufgeschoben. Im distalen Bereich sind beide Vorlandbecken durch eine periphere Aufwölbung gekennzeichnet

betonen, dass Becken, die in einer bestimmten plattentektonischen Position entstanden sind, mit der Zeit unter sich wandelnden geotektonischen Rahmenbedingungen ihre plattentektonische Position

ändern können. Im bereits genannten Beispiel der Transformation eines passiven Kontinentalrandbeckens in ein Vorlandbecken kann Letzteres auch als **Sukzessor-Becken** bezeichnet werden.

Kasten 11.4 Flysch und Molasse – eine Kontroverse

Als typische Sedimente der Vorlandbecken gelten Flysch und Molasse. Beide Begriffe werden auch in Lehrbüchern häufig verwendet. Insbesondere aber der Begriff Flysch hat im Laufe der Zeit eine Überfrachtung seiner Bedeutung erfahren, die seinen Gebrauch mehrdeutig werden lässt. Daher widmen wir dem Begriff Flysch hier eine ausführlichere Diskussion, um aufzuzeigen, dass seine Verwendung mehr Verwirrung als Klarheit stiftet. Flysch ist ein alter, deskriptiver Begriff aus der Schweizer Mundart, mit dem seit Mitte des 19. Jahrhunderts mächtige Abfolgen wechselseitig abwechselnder Tonschiefer und Sandsteine der Schweizer Alpen bezeichnet wurden, von denen man heute weiß, dass sie als Turbidite abgelagert wurden. Unter Molasse hingegen versteht man meist gröberklastische Sedimente, die, wie im Fall des nördlichen Vorlandbeckens der Alpen, dem Molassebecken, in flachmarinen und hauptsächlich terrestrisch-fluviatilen Bereichen entstanden sind. Da die Sedimentation in vielen peripheren Vorlandbecken häufig mit Turbiditfolgen beginnt und schließlich in flachmarine und terrestrische Ablagerungen übergeht, wurde diese Sedimentabfolge in den tiefen-marinen und turbiditischen Flysch und die ihn überlagernde flachmarine bis terrestrische Molasse gegliedert. Seit der Einführung des Begriffes Flysch ist er auf lithologisch ähnliche Ablagerungen vieler Orogen angewendet worden. Dies hat jedoch dazu geführt, dass Flysch häufig generell mit mächtigen Turbiditfolgen in tektonisch aktiven Trögen gleichgesetzt wird. So werden auch Turbiditfolgen sehr verschiedener Beckentypen in unterschiedlichen plattentektonischen Positionen, wie sie z. B. Tiefseerinnen und Pull-apart-Becken darstellen, als Flysch bezeichnet. Eine genetische Kopplung des Flysch an einen spezifischen Beckentyp, im oben genannten

Beispiel an die Vorlandbecken, stiftet somit erhebliche Verwirrung. Umgekehrt kann seine Verwendung eine genetische Bedeutung bzgl. eines Beckentyps implizieren, die nicht gewünscht ist. Weiterhin wird Flysch in der Regel als tiefmarine Fazies verstanden. In der Tat werden auch heute mächtige Turbiditfolgen in den Tiefseefächern vor den Mündungen des Mississippi oder des Brahmaputra abgelagert (► Abschn. 6.5 und □ Abb. 6.39). Für die Bildung von Turbiditen ist jedoch nicht in erster Linie eine große Wassertiefe ausschlaggebend, sondern ein ausreichend hohes Relief im Ursprungsgebiet und im Ablagerungsraum der Turbiditströme. In flachmarinen Regionen kann eine entsprechend hohe Subsidenzrate beständig neuen Akkommodationsraum, d. h. Platz, für neue Sedimente schaffen und somit das für die Turbiditsedimentation notwendige Relief herbeiführen oder aufrechterhalten (□ Abb. 11.61). Als sedimentologisches Kriterium für die Ablagerungstiefe von Turbiditen eignet sich letztlich nur die Position der Wellenbasis (► Abschn. 6.3). Sie müssen unterhalb der Wellenbasis abgelagert werden, um überhaupt als solche erhaltungsfähig zu sein. Turbiditfolgen können demnach auch in relativ flachen Bereichen von Seen oder Meeren gebildet werden. Allerdings kann der Fossilinhalt der Gesteine recht genaue Angaben über die Wassertiefe zur Zeit der Ablagerung möglich machen. Eine ähnlich kritische Argumentation ließe sich ebenfalls für den Nutzen des Begriffes Molasse führen. Es ist daher empfehlenswert, die entsprechenden Sedimentgesteine deskriptiv zu benennen, um erst anschließend eine tektonisch-genetische Interpretation vorzunehmen, die auch Angaben über die mögliche Ablagerungstiefe enthalten sollte.

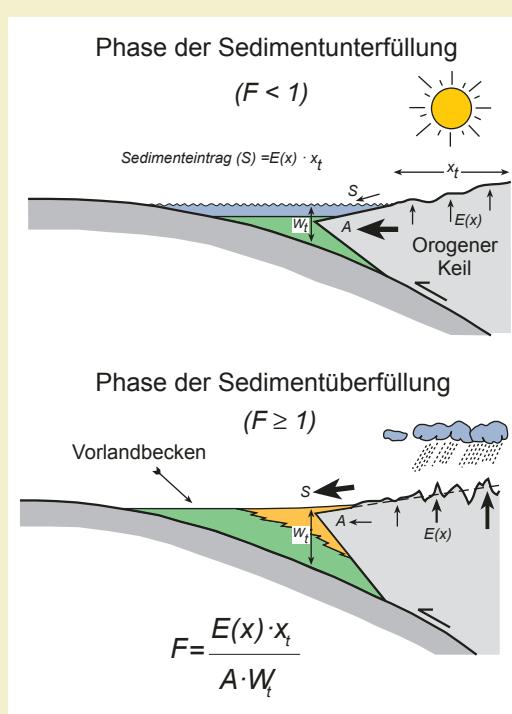


Abb. 11.61 Turbidite sowie flachmarine bis kontinentale Sedimente bilden sich in Vorlandbecken als Funktion der Vorrückgeschwindigkeit A des orogenen Keiles sowie der Rate seiner Exhumierung $E(x)$. Letztere bestimmt die Größe der Oberfläche des Keiles x_t , die von Denudation betroffen ist, sowie die Rate des Sedimenteintrages S in das Vorlandbecken. Das Vorlandbecken erreicht seine größte Tiefe W_t unmittelbar vor der Front des orogenen Keiles. Nach der in der Abbildung aufgeführten Gleichung lässt sich der Ablagerungszustand F eines Vorlandbeckens ableiten. Rückt der orogene Keil rasch vor, so wird im Vorlandbecken ebenso rasch neuer Akkommmodationsraum für Sedimente geschaffen. Da orogene Keile in der frühen Phase einer Vorlandbeckenentwicklung noch keine betonten orografischen Elemente darstellen, mithin die Exhumierungsrate gering ist, reichen die Raten von Denudation und Sedimenteintrag nicht aus, den durch die Distanz der Keilbewegung beim raschen Vorrücken neu geschaffenen Akkommmodationsraum $A \cdot W_t$ mit Sediment zu verfüllen. Bei $F < 1$ ist das Vorlandbecken unterfüllt und durch die Ablagerung von Turbiditfolgen gekennzeichnet (Phase der Sedimentunterfüllung). Nach weiterem Vorrücken und zunehmendem Aufreiten des orogenen Keiles auf die unterschobene Lithosphäre sinkt die Vorrückrate, während die Exhumierung zunimmt. Da die Isostasie der tektonischen Subsidenz entgegenwirkt, ragt der Keil weiter auf und entwickelt ein ausgeprägteres Relief. Infolgedessen steigt die Denudationsrate, möglicherweise verstärkt durch orografisch bedingte Niederschläge. Übersteigt nun der Sedimenteintrag die Rate der Schaffung von Akkommmodationsraum für neue Sedimente, so wird bei $F > 1$ das Becken überfüllt und die Turbiditsedimentation geht in flachmarin-kontinentale Sedimentation über (Phase der Sedimentüberfüllung; Bildrechte: modifiziert nach Sinclair & Allen 1992)

In vielen peripheren Vorlandbecken begann die Sedimentation mit mächtigen Turbiditfolgen. Bei zunehmenden Sedimentationsraten und Abnahme der durch Vorschub des orogenen Keils induzierten tektonischen Subsidenz wurde das Becken zunehmend flachmarin und schließlich terrestrisch (► Abb. 11.61, ► Kasten 11.4). Dies gilt beispielsweise für das Vorlandbecken des variszischen Orogens in Mitteleuropa ebenso wie für das känozoische Vorlandbecken der Alpen, das sich in das von Turbiditen geprägte Becken des helvetischen Flysches sowie das flachmarine und terrestrische Molassebecken in der Schweiz und in Deutschland gliedern lässt. Allerdings weisen nicht alle Vorlandbecken eine fazielle Zweiteilung in Phasen der Sedimentunter- und -überfüllung auf. Das sich seit dem Miozän entwickelnde Vorlandbecken am Ostrand der zentralen Anden ist vollständig durch terrestrische Ablagerungen gekennzeichnet. Neben anderem verhinderten hohe Raten von Niederschlag, Denudation und Ablagerung trotz z. T. recht raschen Vorschubs des orogenen Keils eine Phase der Sedimentunterfüllung.

Die Genese von Vorlandbecken ist jedoch nicht nur von plattentektonischer oder grundlagenwissenschaftlicher Bedeutung. Vorlandbecken beherbergen häufig Erdöl-, Erdgas- und Kohlelagerstätten unterschiedlicher Größe. Im bayrischen Molassebecken ebenso wie in den känozoischen Vorlandbecken der Rocky Mountains oder der Anden werden heute Erdöl und Erdgas in z. T. beträchtlichen Mengen gefördert. Das Vorlandbecken des variszischen Orogens in Mitteleuropa ist hingegen, wie im Ruhrkarbon, durch ausgedehnte Kohlelagerstätten gekennzeichnet.

Literatur

- Allen PA, Allen JR (1990) Basin Analysis. Principles and Applications. Blackwell, Oxford, 451 S
- Allmendinger RW, Jordan TE, Mahlburg Kay S, Isacks BL (1997) The evolution of the Altiplano-Puna Plateau of the Central Andes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 25:139–174
- Angevine CL, Heller PL, Paola C (1990) Quantitative sedimentary basin modeling. *American Association of Petroleum Geologists Continuing Education Course Note Series* 32:133 S
- Betz D, Führer F, Greiner G, Plein E (1987) Evolution of the Lower Saxony Basin. *Tectonophysics* 137:127–170
- Bouma AH, Berryhill HL, Brenner RL, Knebel HJ (1982) Continental shelf and epicontinental seaways. Scholle PA, Spearing D (Hrsg.) *Sandstone depositional environment*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, Vol. 31, Tulsa, 281–327
- Doust H, Omatsola E (1989) Niger Delta. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.* 48:201–238
- Grüntahl G, Stromeier D (1994) The recent crustal stress field in Central Europe sensu lato and its quantitative modelling. *Geologie en Mijnbouw* 73:173–180
- Jordan H, Kockel F (1991) Die Leinetal-Struktur und ihr Umfeld – Ein tektonisches Konzept für Südniedersachsen. *Geol. Jb.* A126:171–196
- Kármán T (1911) Festigkeitsversuche unter allseitigem Druck. *Zeitschrift des Vereins Deutscher Ingenieure* 55:1749–1757
- Kley J, Eibacher G (1999) How Alpine or Himalayan are the Central Andes?. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)* 88:175–189
- Masek JG, Isacks BL, Gubbels TL, Fielding EJ (1994) Erosion and tectonics at the margins of continental plateaus. *Journal of Geophysical Research* 99:13941–13956
- Meschede M (1994) Methoden der Strukturgeologie. Enke, Stuttgart, 169 S
- Mohr O (1882) Über die Darstellung des Spannungszustandes eines Körperelements. *Der Civilingenieur: Zeitschrift für das Ingenieurwesen*, Freiberg, 28, S113
- Montgomery DR, Balco G, Willett SD (2001) Climate, tectonics, and the morphology of the Andes. *Geology* 29:579–582
- Passchier CW, Trouw RA (2005) *Microtectonics*, 2. Aufl. Springer Verlag, Heidelberg, 366 S
- Pflug R (1982) Entwicklung des Oberrheingrabens. Wiss. Buchgesell, Darmstadt
- Reinhardt J, Kleemann U (1994) Extensional unroofing of granulitic lower crust and related low-pressure, high-temperature metamorphism in the Saxonian granulite massif, Germany. *Tectonophys* 238:71–94
- Schmid et al. (1996) *Tectonics* 15:1036–1064
- Sclater JG, Christie PAF (1980) Continental stretching: an explanation of the post-mid Cretaceous subsidence of the central North Sea Basin. *Journal of Geophysical Research* 85(B4):3711–3739
- Şengör AMC, Görür N, Şaroğlu F (1985) Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. In: Biddle KT, Christie-Blick N: *Strike-slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation*. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ. 37, 227–264
- Sinclair HD, Allen PA (1992) Vertical versus horizontal motions in the Alpine orogenic wedge: stratigraphic response in the foreland basin. *Basin Research* 4:215–232
- Slingerland R, Harbaugh JW, Furlong K (1994) Simulating classic sedimentary basins. Prentice Hall, Englewood Cliffs, 220 S
- Steckler MS, Watts AB (1978) Subsidence of the Atlantic-type continental margin off New York. *Earth and Planetary Science Letters* 41:1–13
- Suppe J (1985) *Principles of structural geology*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, 537 S

- Tapponnier P, Molnar P (1977) Active faulting and tectonics in China. *J. Geophys. Res.* 82:2905–2930
- Tornquist A (1908) Die Feststellung des Südwesttrendes des baltisch-russischen Schildes und die geotektonische Zugehörigkeit der ost-preussischen Scholle. *Schr. Phys.-Ökon. Ges., Königsberg*, 49, 1–12
- Tucker GE, Slingerland RL (1994) Erosional dynamics, flexural isostasy, and long-lived escarpments: a numerical modelling study. *Journal of Geophysical Research* 99:12229–12243
- Twiss R, Moores E (1992) Structural geology. Freeman, San Francisco, 532 S
- Uba CE, Kley J, Strecker MR, Schmitt AK (2009) Unsteady evolution of the Bolivian Subandean thrust belt: the role of enhanced erosion and clastic wedge progradation. *Earth and Planetary Science Letters* 281:134–146
- Walter R (1995) Geologie von Mitteleuropa. Schweizerbart, Stuttgart, 566 S
- Willett S, Beaumont C, Fullsack P (1993) Mechanical model for the tectonics of doubly vergent orogens. *Geology* 21:347–350
- Zeil W (1990) Brinkmanns Abriss der Geologie. Erster Band: Allgemeine Geologie. 14. Aufl. Enke, Stuttgart, 278 S
- Ziegler PA (Hrsg., 1990) Geological atlas of western and central Europe. Shell Int. Petrol. Maatsch., Amsterdam, 239 S

Weiterführende Literatur

- Allen PA, Allen JR (2013) Basin Analysis: Principles and Application to Petroleum Play Assessment.- 3. Aufl. Wiley-Blackwell, Oxford, 619 S
- Burbank DW, Anderson RS ((2012)) Tectonic geomorphology, 2. Aufl. Wiley-Blackwell, Chichester, 454 S
- Busby C (Hrsg... 2012) Tectonics of sedimentary basins: recent advances. Wiley-Blackwell, Oxford, pp. 647 S
- Dunai TJ (2010) Cosmogenic Nuclides: Principles, Concepts and Applications in the Earth Surface Sciences. Cambridge University Press, Cambridge, 198 S
- Eisbacher GH (1996) Einführung in die Tektonik. Enke, Stuttgart, 374 S
- Hancock PL (Hrsg... 1994) Continental Deformation. Pergamon Press, Oxford, pp. 421 S
- Meschede M (1994) Methoden der Strukturgeologie: ein Leitfaden zur Aufnahme und Auswertung strukturgeologischer Daten im Gelände und im Labor. Enke Verlag, Stuttgart, 169 S
- Passchier CW, Trouw RAJ (1996) Microtectonics. Springer, Berlin, 289 S
- Reuther C-D (2012) Grundlagen der Tektonik. Springer Spektrum, Berlin Heidelberg, 274 S
- Turcotte DL, Schubert G (2014) Geodynamics, 3. Aufl. Cambridge University Press, Cambridge, 623 S
- Twiss RJ, Moores EM (2007) Structural geology, 3. Aufl. Freeman, New York, 736 S
- Wallbrecher E (1986) Tektonische und gefügeanalytische Arbeitsweisen. Enke Verlag, Stuttgart, 244 S

Magmatismus

12.1 Magma – 292

12.1.1 Zusammensetzung der Magmen – 292

12.1.2 Physikalische Eigenschaften von Gesteinsschmelzen – 295

12.1.3 Magmenbildung – 295

12.1.4 Differentiation, Assimilation, Magmamischung – 297

12.2 Plutonismus – 303

12.3 Vulkanismus – 307

12.3.1 Eruptionsformen – 307

12.3.2 Vulkantypen – 309

12.3.3 Transport und Ablagerung in Vulkangebieten: Prozesse und Produkte – 317

12.3.4 Mariner Vulkanismus – 326

Literatur – 329

12.1 Magma

Magma ist eine Gesteinsschmelze (meist silikatisch, es gibt zusätzlich seltene karbonatitische, Fe-Oxid- und Fe-Sulfid-Schmelzen), in der unterschiedliche Mengen an leicht flüchtigen Bestandteilen (Volatile) gelöst sind und in der Kristalle und Gesteinsbruchstücke „schwimmen“ können. Magma entsteht durch Aufschmelzung von Material des Mantels oder der Kruste. Der Magmenaufstieg erfolgt durch Auftrieb und/oder durch hydrostatischen bzw. lithostatischen Druck. Während des Aufstiegs können die Magmen sich in ihrer chemischen Zusammensetzung ändern und zu SiO_2 - oder alkalireicher Schmelzen differenzieren sowie Nebengestein aus den Wänden der Aufstiegskanäle und Magmenkammern aufnehmen und assimilieren. Bleibt das Magma in der Kruste stecken und erstarrt dort, entstehen **Intrusivkomplexe** oder **Plutone**, die entsprechenden Gesteine nennt man **Tiefengesteine** oder **Plutonite** (► Abschn. 12.2). **Vulkane** entstehen, wenn Magma durch die Kruste an die Erdoberfläche dringt. Die dabei entstehenden Ablagerungen und Gesteine heißen **Vulkanite** (► Abschn. 12.3).

12.1.1 Zusammensetzung der Magmen

Silikatische Schmelzen und deren Produkte sind im Wesentlichen aus SiO_2 , Al_2O_3 sowie 9 weiteren **Hauptelementen** zusammengesetzt (► Kasten 12.1). Neben H_2O treten CO_2 , F , Cl und andere **Volatile** in geringen Mengen auf (vgl. auch □ Tab. 12.4 in ► Abschn. 12.3). Die Volatile haben bei allen magmatischen Prozessen eine große Bedeutung. Volatile senken den Schmelzpunkt bei der Magmenbildung und volatilreiche Magmen neigen zu explosiver vulkanischer Tätigkeit. Die in der Erdkruste auftretenden Magmatite haben i. d. R. SiO_2 -Gehalte zwischen 38 und 77 Gew.-%. Lediglich die CaCO_3 -reichen Karbonatite und Fe_3O_4 -reiche Magmatite weisen geringere SiO_2 -Gehalte auf. Häufigkeitsmaxima für SiO_2 bei 52,5 % und 73 % entsprechen der Zusammensetzung von Basalt (bzw. Gabbro), dem wichtigsten Gestein der ozeanischen Kruste, und Granit (bzw. Rhyolith), dem wichtigsten Magmatit der kontinentalen Kruste (► Kasten 12.1).

Kasten 12.1 Klassifikation der Magmatite

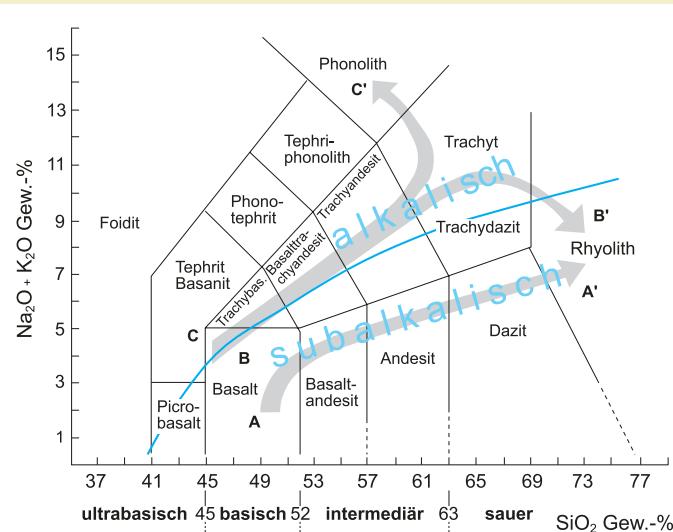
12 Silikatschmelzen und deren Produkte (**Magmatite**) lassen sich anhand von 11 **Hauptelementen** charakterisieren, die über 99 % der Zusammensetzung ausmachen (□ Tab. 12.1). Sämtliche anderen natürlich vorkommenden Elemente treten in **Spuren** auf (► Kasten 12.2), es sei denn, sie sind durch spezielle geologische Prozesse angereichert (wie z. B. Chrom in bestimmten magmatischen Lagerstätten). Die Hauptelemente werden als Gewichtsprozente ihrer Oxide angegeben, da die Elemente meist als Oxidradikale in der Schmelze und bei der Kristallisation vorliegen. Spurenelemente werden als Elemente in ppm (parts per million) oder ppb (parts per billion) angegeben. Der Kieselsäure- (SiO_2) und der Alkaligehalt (Na_2O und K_2O) werden für die chemische Einteilung der Magmatite am häufigsten herangezogen (□ Abb. 12.1). In der Abszisse des Diagramms ist die Unterteilung von ultrabasisch bis sauer abgetragen, die in den Geowissenschaften verbreitet ist. Sie bezieht sich auf den Kieselsäuregehalt des Gesteins, was aber chemisch irreführend ist, da ein Rhyolith nicht wie eine Säure und ein Basalt nicht wie eine Lauge reagiert. Im Folgenden werden die Bezeichnungen **SiO_2 -reich** oder **-arm** mit der Grenze bei 63 % verwendet. In der Literatur werden

darüber hinaus zur Charakterisierung von Schmelzen und Gesteinen verschiedene Begriffe verwendet, die sich i. W. auf den Gehalt an mafischen Mineralen (= Fe- und Mg-haltige Minerale) beziehen. Eine klare Definition gibt es hierbei lediglich für die **Ultramafite** (>90 % mafische Minerale, □ Abb. 12.4). Weit verbreitet sind aber auch die ungenauen mineralogischen Begriffe **felsisch** und **mafisch** (mnemonische Adjektive, abgeleitet aus **Feldspat** + **Silica** bzw. **Magnesium** + **Ferrum**), die in ihrer Bedeutung ungefähr den chemischen Bezeichnungen **SiO_2 -reich** oder **-arm** entsprechen.

Die Zuordnung der Magmatite zu **Magmensuiten** basiert auf der Beobachtung, dass bestimmte Differenzierungsabfolgen bevorzugt in bestimmten geotektonischen Situationen vorkommen (s. nächster Absatz). Der erste Klassifikationsschritt erfolgt im TAS-Diagramm (□ Abb. 12.1), indem zwischen subalkalischer („subalkaline“) und alkalischer („alkaline“) Magmensuite unterschieden wird. In einem zweiten Schritt werden die subalkalischen Magmen mithilfe des AFM-Dreiecks (□ Abb. 12.2) in eine tholeiitische und eine kalkalische („calc-alkaline“) Suite (oder Trend) eingeteilt. Die Unterschiede in der Entwicklung von Magmen beruhen i. W. auf der **Fraktionierung** – d. h. der Auskristallisation und anschließenden Abtrennung von der Schmelze

■ Tab. 12.1 Durchschnittliche Gehalte an Hauptelementoxiden wichtiger Vulkanite; Angaben in Gewichtsprozent (nach Pichler und Stengelin, unveröffentl.)

	Rhyolith	Dazit	Trachyt	Andesit	Phonolith	tholeiitischer Basalt
SiO ₂	72,8	64,8	58,3	54,2	56,0	49,8
Al ₂ O ₃	13,6	16,5	18,0	17,7	19,6	15,6
FeO	1,3	2,2	2,5	3,5	2,6	2,3
Fe ₂ O ₃	0,8	3,0	2,0	5,5	1,9	7,2
MnO	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2
MgO	0,5	1,9	2,1	4,4	0,9	7,2
CaO	1,4	4,8	4,2	7,9	2,5	11,7
Na ₂ O	3,7	3,7	3,8	3,7	8,7	2,7
K ₂ O	4,6	1,6	7,4	1,1	5,6	0,4
TiO ₂	0,2	0,6	0,7	0,8	0,6	1,8
P ₂ O ₅	0,1	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2
H ₂ O	0,8	0,6	0,7	0,8	1,2	0,9



■ Abb. 12.1 Klassifikation der Vulkanite (und Magmen) anhand der chemischen Zusammensetzung im TAS-Diagramm (TAS = „total alkali – silica“): SiO₂ versus K₂O + Na₂O (in Gewichtsprozent) (Bildrechte: verändert nach Le Bas et al. 1986; Unterscheidung in alkalisch und subalkalisch nach Irvine & Baragar 1971)

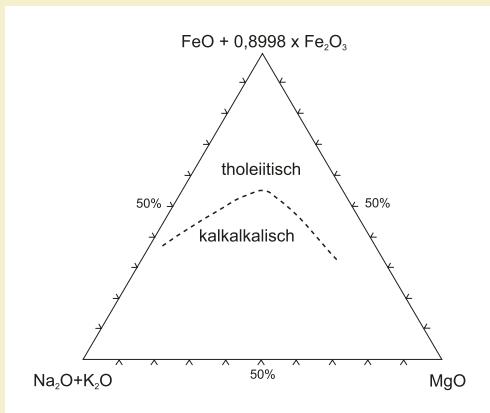


Abb. 12.2 Unterscheidung von tholeiitischen und kalkalkalischen Magmatiten im AFM-Dreieck (A = Alkali, F = Eisen und M = Magnesium); Oxide in Gewichtsprozent (Bildrechte: nach Irvine & Baragar 1971)

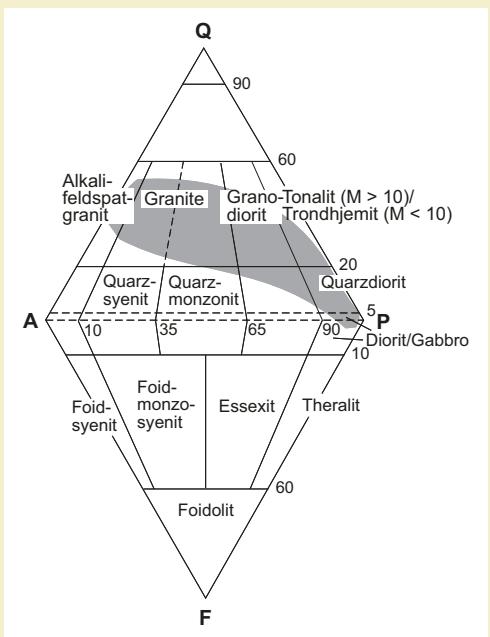


Abb. 12.3 Einteilung und Häufigkeit der Plutonite (nach Streckeisen 1976); Q = Quarz, A = Alkalifeldspat und Albit, P = Plagioklas (ohne Albit), F = Feldspatvertreter (Foide) (vgl. ► Kasten 3.1). In dem grau unterlegten Feld treten weit über 90 % der auf der Erde vorkommenden Plutonite (und Vulkanite) auf. Quarz und Foide können nicht Gleichgewichtsphasen einer Schmelze sein

– verschiedener Mineralkombinationen, welche unter den jeweiligen Druck- und Temperaturbedingungen und bei den wechselnden Volatilgehalten während Magmenbildung und -differentiation stabil sind (► Abb. 12.7 und 12.9). Als Beispiel für diese komplexen Prozesse sind in ► Abb. 12.13 die wichtigsten fraktionierenden Minerale aufgeführt, welche den kalkalkalischen Trend verursachen. Die **alkalische Suite** ist typisch für den Intraplattenmagmatismus („within-plate“, Pfeile C-C' und B-B' in ► Abb. 12.1; z. B. Hawaii, Kanarische Inseln, Eifel, Ostafrikanische Vulkane). **Tholeiitischer Magmatismus** ist typisch für divergente Plattenränder (MORB = Mittelozeanische-Rücken-Basalte) und die **kalkalkalische Suite** wird vornehmlich an konvergenten Plattenrändern z. B. in den Anden und in Neuseeland gebildet (Pfeil A-A' in ► Abb. 12.1). Diese Zuordnung ist aber nur als grobe Richtschnur zu betrachten. Neben der für eine bestimmte geotektonische Situation typischen Suite können untergeordnet auch andere Magmentypen entstehen. Sowohl die Vulkanite als auch die Plutonite können in einem TAS-Diagramm nach ihrer chemischen Zusammensetzung unterteilt werden. Da Plutonite im Gegensatz zu den meisten Vulkaniten vollkristallin sind, lassen sie sich auch nach dem Verhältnis der in ihnen auftretenden Minerale einteilen. Der **Modalbestand** eines Plutonits wird durch Auszählen der Minerale in einem Dünnschliff ermittelt (► Abb. 12.19). Die Plutonite werden nach den Anteilen der einzelnen **Felsite** (Quarz, Alkalifeldspat (+ Albit), Plagioklas und Feldspatvertreter (Foide), vgl. ► Kasten 3.1) in das Streckeisen-Doppeldreieck eingetragen (► Abb. 12.3). Ist der Anteil an mafischen Mineralen (Olivin + Amphibol + Pyroxen + Biotit = M) größer als 90 %, wie z. B. bei Mantelgesteinen, spricht man von ultramafischen Magmatiten (► Abb. 12.4).

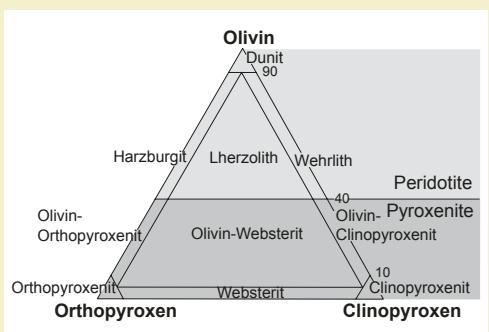
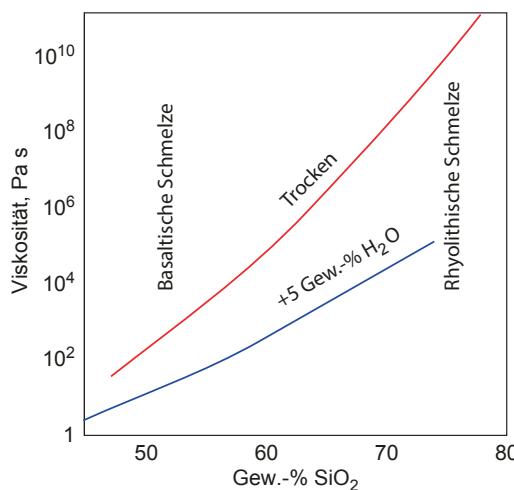


Abb. 12.4 Modale Klassifikation ultramafischer Magmatite (vgl. ► Abb. 12.3). Tritt in einem Magmatit peridotitischer Zusammensetzung Granat oder Spinell auf, spricht man z. B. von einem Granat-Lherzolith oder einem Spinell-Harzburgit; Hornblendeführende Ultramafite sind hier nicht berücksichtigt (Bildrechte: nach Streckeisen 1979)

12.1.2 Physikalische Eigenschaften von Gesteinsschmelzen

Zum Verständnis der Entstehung, des Aufstiegs und der Eruption von Magmen sowie der Bewegung von Lavaströmen (► Abschn. 12.3.3) an der Erdoberfläche ist die Kenntnis der physikalischen Eigenschaften von Magmen wichtig. Ein Maß für die Fließfähigkeit eines Magmas ist die **Viskosität**. Diese hängt wesentlich von der Zusammensetzung und der Temperatur des Magmas ab. SiO_2 und Al_2O_3 (in der Glasfachsprache als „Netzwerkgebildner“ bezeichnet) neigen dazu, Ketten von Tetraedern zu bilden (► Kasten 3.1) und somit die Zähigkeit der Schmelze zu erhöhen. Alle anderen Elemente, insbesondere aber die Alkalien und die Volatile neigen dazu, die Ketten zu unterbrechen („Netzwerkwandler“) und somit die Viskosität der Schmelze zu erniedrigen. Daraus ergibt sich ein Spektrum der Viskosität von natürlichen Schmelzen, welches über 10 Zehnerpotenzen reicht (► Abb. 12.5). Kühle (~750 °C) SiO_2 -reiche Schmelzen können eine dem Eis vergleichbare Viskosität haben. So ist es zu erklären, dass sich während des Ausbruchs des Vulkans Montagne Pelée auf der Insel Martinique (1902) eine 50 m breite Lava-Nadel 310 m hoch in



► Abb. 12.5 Viskositäten von Silikatschmelzen berechnet anhand der Basalt-Rhyolith-Schmelz-Mischreihen (volutiffrei und bei 5 Gew.-% H_2O , einem für Granitschmelzen typischen Wert): natürliche Schmelzen/Laven können enorme Unterschiede in ihre Zähigkeit aufweisen; auch wird der viskositätsmindernde Effekt von gelösten Volatilen deutlich (Bildrechte nach Lundstrom & Glazner 2016)

den Himmel schieben konnte (► Abb. 12.29). Am anderen Ende des Spektrums liegen alkalibasaltische und karbonatitische Schmelzen, die eine Fließfähigkeit aufweisen, welche der von Honig oder Olivenöl gleicht.

An verschiedenen Vulkanen ist eine Temperaturmessung der austretenden Laven gelungen. Diese Laven hatten Temperaturen zwischen 725 und 1200 °C, wobei die Temperaturen bei basaltischen Schmelzen am höchsten sind. Die tiefsten Temperaturen von „nur“ 500 °C sind an Karbonatitlaven in Ostafrika gemessen worden.

Während Festgesteine schlechte elektrische Leiter sind, weisen Magmen eine gute elektrische Leitfähigkeit auf, die der des Meerwassers vergleichbar ist. Daher lassen sich Magmenkörper in der Kruste mithilfe von geoelektrischen Verfahren nachweisen und deren Aufstieg verfolgen, was z. B. für die Vulkanausbruchsvorhersage wichtig ist. Zum gleichen Zweck wird eine seismische Eigenschaft von Magmen genutzt. Durchlaufen seismische Wellen einen Magmenkörper, werden die Scherwellen vom Magma absorbiert (► Kasten 9.1).

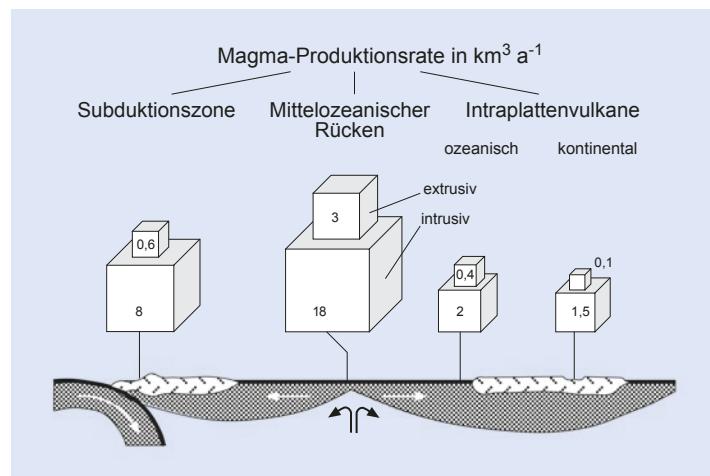
12.1.3 Magmenbildung

Magmenbildung findet in vier plattentektonischen Positionen statt: an divergenten und konvergenten Plattenrändern, an Transform-Plattenrändern sowie im Innern von kontinentalen und ozeanischen Platten.

An divergenten Plattenrändern, dem Ort mit der höchsten Magmenproduktion (► Abb. 12.6), bilden sich Schmelzen in 70–10 km Tiefe unter den Mittelozeanischen Rücken durch Druckentlastung der aufsteigenden Asthenosphäre (► Abb. 12.7 und 12.8). Diese meist tholeiitischen Basaltschmelzen (► Kasten 12.1) steigen unter dem Mittelozeanischen Rücken auf und bilden Plutone, subvulkaniische Gänge und submarine Vulkane. Das um die basaltische Schmelze verarmte restitische Asthenosphärenmaterial bildet den unteren Teil der entstehenden ozeanischen Lithosphäre (► Abb. 12.2, vgl. ► Abschn. 10.2, spez. ► Abb. 10.7).

Die Subduktion ozeanischer Lithosphäre unter eine andere Platte kann zu magmatischer Aktivität in der Randzone der Oberplatte führen. Dies gilt

Abb. 12.6 Magmenproduktionsrate ($\text{km}^3 \text{a}^{-1}$) an Mittelozeanischen Rücken, konvergenten Plattenrändern und im Innern von kontinentalen und ozeanischen Platten (Bildrechte: nach Schmincke 1986)



sowohl für die Subduktion einer ozeanischen Platte unter eine andere (z. B. Marianen-Inselbogen) als auch für die Subduktion ozeanischer Lithosphäre unter kontinentale Lithosphäre (z. B. Anden). In beiden Fällen steigen von der abtauchenden ozeanischen Lithosphäre Volatile in den darüber liegenden Asthenosphärenkeil auf (vgl. Abb. 10.11). Dort wird der Schmelzpunkt des Mantelgestein durch die Volatilzufuhr gesenkt und es kommt zur Teilschmelze (Abb. 12.7). Die entstehenden basaltischen Schmelzen steigen durch Auftrieb bis an die Kruste-Mantel-Grenze auf oder gelangen aufgrund des lithostatischen Druckes, der durch die Auflast der Lithosphäre auf das Magma ausgeübt wird, in die Kruste und an die Oberfläche.

Vergleichsweise untergeordnete Magmamengen werden bei der Kollision zweier kontinentaler Platten gebildet. Der Himalaya z. B. ist durch die Kollision von India mit Eurasia entstanden. Die Ladakh-Plutone im Himalaya sind aus SiO_2 -reichen Magmen kristallisiert, welche sich durch Aufheizung in der abtauchenden kontinentalen Platte (India) bildeten. Magmen, die durch Aufschmelzung kontinentaler Kruste entstehen, werden als **anatektisch** bezeichnet.

Magmenbildung im Innern von Platten, also fernab der Plattengrenzen, beruht auf zwei plattentektonischen Prozessen:

- Heißes Asthenosphärenmaterial steigt in Form eines Manteldiaps an die Unterseite der Lithosphäre. Dieser Aufstieg geht mit einer Druckentlastung (Dekompression) einher, welcher

zur Schmelzbildung führt (Abb. 12.7). Diese Magmen dringen in die über dem Manteldiap liegende Lithosphäre ein oder steigen bis an die Oberfläche. Der durch die Magmen verursachte Wärmeeintrag in die Lithosphäre kann dort zur Schmelzbildung, sowohl im oberen Mantel als auch in der Kruste, führen.

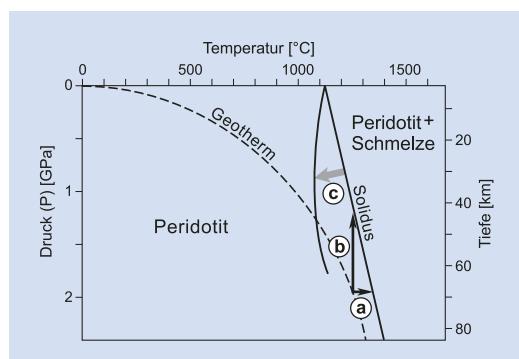


Abb. 12.7 Drei Wege der Bildung von basaltischen Schmelzen im Mantel, (a) Temperaturerhöhung: Der obere Mantel wird durch aufsteigendes heißes Asthenosphärenmaterial (Manteldiapir) aufgeheizt, (b) Überschreiten des Solidus durch Druckentlastung: Mantelmaterial steigt in einem Manteldiapir oder unter einem Mittelozeanischen Rücken auf. (c) Verschiebung des Solidus durch Volatilzufuhr z. B. in Subduktionszonen: Volatile steigen aus der abtauchenden ozeanischen Lithosphäre auf und führen zur Teilschmelze des Mantels unter der Oberplatte; der Begriff Solidus wird in Abb. 12.12 erklärt (Bildrechte: verändert nach Schmincke 1986)

Die hawaiianischen Inseln sind ein klassisches Beispiel eines manteldiapirinduzierten Magmatismus, der in einer ozeanischen Platte stattfindet (► Abb. 10.3).

- Das Ostafrikanische Grabenbruchsystem mit seinen zahlreichen Vulkanen, darunter der höchste Berg Afrikas (Kilimandscharo: 5890 m), ist das klassische Beispiel für den zweiten Typ von Intraplattenmagmatismus, den sog. Riftmagmatismus. Kontinentale Platten können entlang einer Schwächezone auseinanderreißen und Riftzonen ausbilden (vgl. ► Abschn. 10.2, ► Abb. 10.4 und 10.5). Um das isostatische Gleichgewicht unter der sich derart verdünnenden Lithosphäre aufrechtzuerhalten, dringt heißes Asthenosphärenmaterial auf. Daraus ergeben sich die gleichen Prozesse der Magmenbildung und des Wärmetransportes wie im 1. Fall, also Magmenbildung durch Druckentlastung und

Magmenbildung in der Lithosphäre durch Aufheizung.

12.1.4 Differentiation, Assimilation, Magmamischung

Petrologische und isotopengeochemische Daten zeigen, dass Magmen häufig ohne größere Veränderungen aus dem Mantel aufsteigen und in der Kruste Platz nehmen bzw. an die Erdoberfläche gelangen. Beispiele hierfür sind der tholeiitische Magmatismus an den Mittelozeanischen Rücken, bestimmte „primitive“ Basalte in Intraplatten-Positionen, aber auch manche anatektischen Schmelzen in der kontinentalen Kruste. Die gleichen petrologischen und geochemischen Kriterien zeigen aber auch, dass Magmen bei Aufstieg und Platznahme eine zum Teil komplexe Veränderung erfahren können (► Kasten 12.2).

Kasten 12.2 Spurenelemente und Isotopenverhältnisse als Indikatoren magmatischer Prozesse

Ein Vergleich von ► Abb. 12.13 mit ► Tab. 1.1 und 12.1 zeigt, warum eine granitische Schmelze Fe- und Mg-ärmer ist als eine basaltische Schmelze: Fe und Mg werden der Schmelze bei der Differentiation durch die Auskristallisation i. W. von Olivin, Pyroxen und Amphibol entzogen. Die Hauptelementzusammensetzung von „frischen“ Magmatiten, die keine nachträglichen Veränderungen z. B. durch Verwitterung oder Metamorphose erfahren haben, kann also über die Entstehung und Entwicklung des Magmas Auskunft geben. Allein auf der Basis der Hauptelementzusammensetzung ist die Aussagekraft einer magmogenetischen Interpretation eingeschränkt. Beispielsweise ist aus der Hauptelementzusammensetzung eines Granits nicht ohne Weiteres zu erkennen, ob seine Schmelze durch Differentiation von Mantelmagmen oder durch Aufschmelzung von kontinentaler Unterkruste entstanden ist. Hinzu kommt, dass verschiedene Hauptelemente wie z. B. K, Na, Si bei diagenetischer oder hydrothermaler Alteration (► Kap. 13) sehr mobil sind. Weiterreichende Aussagen über Magmenherkunft und -entwicklung lassen sich mithilfe der Spurenelemente und bestimmter Isotopenverhältnisse machen.

Spurenelemente werden von den Mineralen in Spuren je nach Größe und Ladung ihrer Ionen anstelle von Hauptelementen eingebaut (► Kasten 12.1). Zum Beispiel nehmen Feldspäte „gerne“ Rb anstelle von K sowie Sr anstelle von Ca auf. Durch den **Verteilungskoeffizienten**

D ist festgelegt, wie viel Rb beispielsweise in einen Orthoklas eingebaut wird, der in einer rhyolithischen Schmelze wächst. Generell gilt

$$D = \frac{\text{Konzentration des Spurenelements im Mineral}}{\text{Konzentration des Spurenelements in der Schmelze}}$$

Dabei ändert sich D je nach Temperatur, Druck, Sauerstofffügazität („Sauerstoffangebot“) und Zusammensetzung von Mineral und Schmelze. Ein Element mit $D \gg 1$ bezüglich eines Minerals wird als **kompatibel** bezeichnet. In Mantelperidotit sind z. B. die Spurenelemente Ni und Cr kompatibel, weil Ni in Olivin kompatibel ist und Cr ein Bestandteil von Spinel und Diopsid ist (vgl. ► Tab. 9.3). Diejenigen Elemente, die bezüglich der im Mantel stabilen Minerale inkompatibel sind, die sich also in Mantelteilschmelzen anreichern, werden als **lithophile** („gesteinfreundliche“) Elemente bezeichnet, wenn sie letztendlich in Silikaten oder Oxiden eingebaut werden. Daneben gibt es noch **chalkophile** („sulfidfreundliche“) Elemente, die vorzugsweise in Sulfide eingebaut werden, sowie **siderophile** („eisenfreundliche“) Elemente, die eine Affinität zu Eisenschmelzen haben und daher im Eisenkern der Erde angereichert sind. Diese Klassifikation geht auf V.M. Goldschmidt, einen der Begründer der Geochemie, zurück.

Bei den lithophilen Spurenelementen sind drei Gruppen von besonderer Bedeutung, die **LIL**-Elemente (**LIL** = *large*

ion lithophile', große Ionen mit niedriger Ladung), die HFS-Elemente (HFS = *'high field strength'*, kleine, hochgeladene Ionen) und die Seltenen Erden. Die wichtigsten LIL-Elemente sind K, Rb, Sr, Ba, die wichtigsten HFS-Elemente Zr, Nb, Th. Die Seltenerdelemente (SEE oder REE = *'rare earth elements'*) sind eine Gruppe von Spurenelementen mit den Atomzahlen 57 bis 71, die zur Klärung von Magmenbildung und Differentiation besonders geeignet sind, da sie sich geochemisch relativ ähnlich verhalten. Die SEE gehören zu den inkompatiblen Elementen, d. h. sie werden i. d. R. bei der Magmendifferentiation in der Schmelze angereichert. Im Einzelnen gibt es allerdings Unterschiede, die Aussagen zur Magmenentwicklung zulassen. Bestimmte Minerale, wie z. B. Hornblende, bauen bevorzugt SEE ein und entziehen diese der Schmelze (Abb. 12.10). Granat kann nur die schweren SEE Gd–Lu (englisch, *'heavy REE'* = HREE) verstärkt in sein Kristallgitter einfügen. Granatfraktionierung hat daher eine Abreicherung der schweren SEE in der Restschmelze zur Folge (Abb. 12.9). Dies gilt z. B. für ein anatexisches Magma, das aus granatführender Unterkruste entsteht („Granit 2“ in Abb. 12.9) oder für ein alkalibasaltisches Magma, welches sich im Mantel als 5–10 %ige Teilschmelze eines Granatlheroliths bildet (Tab. 12.2 und Abb. 12.8). Plagioklas kann von den SEE lediglich

Eu^{2+} verstärkt einbauen. Plagioklasfraktionierung ist daher in den SEE-Mustern an einer negativen Europiumanomalie erkennbar („Granit 1“ in Abb. 12.9).

Eine zentrale Stellung nicht nur in der magmatischen Petrologie nehmen Untersuchungen von **stabilen** und **radiogenen Isotopen** ein. Leichte Elemente mit mehr als einem Isotop (i. W. O, H, C und S) erfahren eine Isotopenfraktionierung bei verschiedenen geologischen Prozessen, vor allem bei niedrigen Temperaturen. Beispielsweise findet eine $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Fraktionierung bei vielen exogenen Vorgängen statt (vgl. Abb. 15.10a). Daher lassen sich Magmen krustalen Ursprungs, deren Edukte zeitweilig mit der Atmo- und Hydrosphäre in Wechselwirkung standen, aufgrund ihrer Sauerstoffisotopenverhältnisse von Mantelmagmen unterscheiden.

Demgegenüber sind bei schweren Elementen Isotopenfraktionierungseffekte zu vernachlässigen. Änderungen im Isotopenverhältnis können hier nur durch radioaktiven Zerfall stattfinden. Neben der Möglichkeit der radiometrischen Altersbestimmung, die in ▶ Kasten 14.1 aufgezeigt wird, kann dieser Effekt auch zur Klärung der Magmengenese genutzt werden. Strontium z. B. hat die vier natürlichen Isotope ^{88}Sr , ^{87}Sr , ^{86}Sr und ^{84}Sr . ^{87}Sr entsteht durch den Zerfall von ^{87}Rb . Der

12

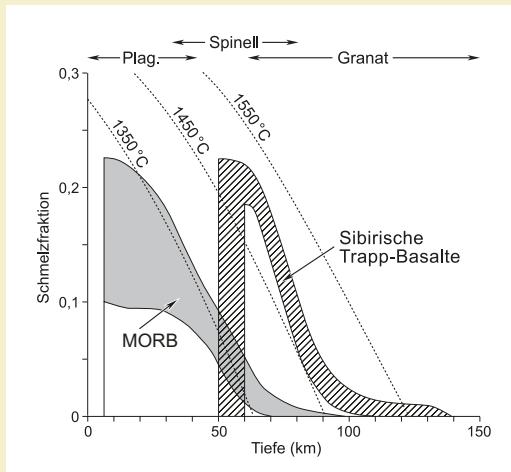


Abb. 12.8 Schmelzbildung im Mantel unter dem Mittelozeanischen Rücken (divergenter Plattenrand) und über Manteldiäpien (Intraplatten-Position); die Tiefe der Schmelzbildung und der Grad der Aufschmelzung sind aus SEE-Verteilungsmustern von MOR-Basalten und sibirischen Flutbasalten abgeleitet worden (▶ Kasten 12.2); die Punktlinien geben die vermuteten Schmelztemperaturen an; oben sind Stabilitätsbereiche von Mantelmineralen aufgetragen, die bei der Schmelzbildung im Restit von Bedeutung sind (vgl. Tab. 12.2 und ▶ Abschn. 10.2, Bildrechte: verändert nach White & McKenzie 1995)

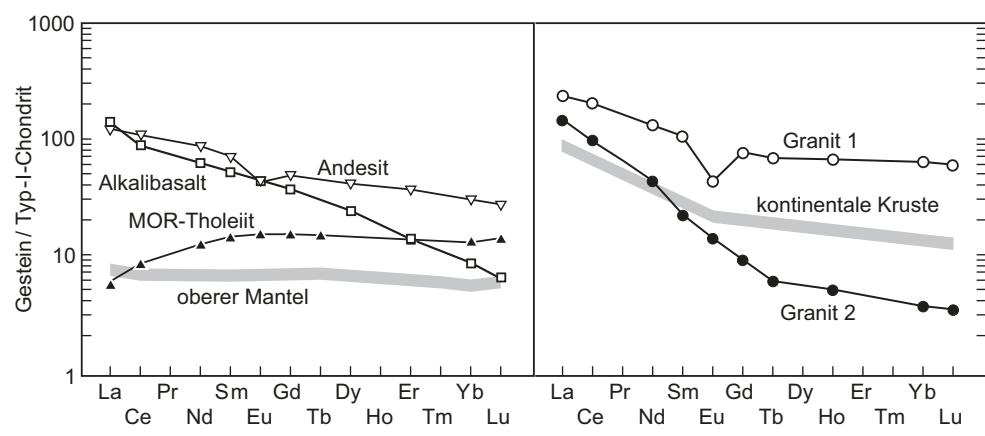


Abb. 12.9 Verteilungsmuster der Seltenen Erden verschiedener Magmatite. Um den grafischen Vergleich der SEE-Gehalte verschiedener Magmatite zu erleichtern (störend wirken vor allem die unterschiedlichen Gehalte von Elementen mit gerader und ungerader Ordnungszahl (Abb. 9.3)), werden sie gegen die SEE-Gehalte des Typ-I-Chondrits (Abschn. 9.1) normiert, d. h. der Gehalt eines Elements in dem analysierten Magmatit wird durch den Gehalt des entsprechenden Elements in Chondrit dividiert. Das linke Diagramm zeigt das SEE-Muster eines typischen Mantelgesteins (graue Signatur), eines MOR-Tholeiitbasalts, eines Inselbogen-Andesits und eines Intraplatten-Alkalibasalts. Das rechte Diagramm zeigt ein durchschnittliches SEE-Muster der kontinentalen Kruste (graue Signatur) und von Graniten, deren Differentiation von Plagioklas (Granit 1) bzw. Granat (Granit 2) kontrolliert waren (Weiteres im Text) (Bildrechte: nach Zeil 1990)

Tab. 12.2 Mantelteilschmelzen: Grad der Aufschmelzung, Restit und Schmelze* (nach Matthes 1993)

Grad der Aufschmelzung eines repräsentativen Mantelgesteins (Lherzolith**)	Restit	Schmelze***
5 %	Leicht verarmter Lherzolith	Alkalibasaltisch mit Olivin, Nephelin
10 %	Verarmter Lherzolith	Alkalibasaltisch mit Olivin
30 %	Harzburgit	Tholeiitbasaltisch
60 %	Dunit	Pikritisch, komatiitisch

* beachte: Die Zusammensetzung einer Mantelschmelze ist neben dem Aufschmelzungsgrad auch von der Mineralzusammensetzung des Mantels, also den P-T-Bedingungen abhängig (vgl. Abb. 9.12 und Abb. 12.8).

** Lherzolith ist das wichtigste Gestein innerhalb der Peridotite (olivinreiche Ultramafite, Abb. 12.4).

*** vgl. Kasten 12.1 und Tab. 1.1

Erdmantel weist nur niedrige Gehalte an inkompatiblen Spurelementen auf, da diese dem Mantel bei jeder Schmelzbildung durch die Schmelze entzogen werden. Dabei ist Rb stärker inkompatibel als Sr, d. h. das Rb/Sr-Verhältnis im Erdmantel ist sehr niedrig. Das bedeutet, dass im Verlauf der Erdentwicklung im Mantel nur relativ wenig radiogenes ^{87}Sr gebildet wurde. Daher weisen Mantelschmelzen relativ niedrige $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse von 0,7030–0,7045 auf. Bei der krustalen Anatexis wird das Rb/Sr-Verhältnis stark erhöht, zum einen weil Sr im residualen Plagioklas zurückgehalten wird und zum zweiten, weil bei der Kristallisation von Plagioklas weiter Sr aus der Schmelze entfernt wird. Daher wird in den Produkten krustaler Differentiate (z. B. Granit) relativ viel radiogenes ^{87}Sr

gebildet; sie können daher schon nach weniger als 100 Mio. Jahren deutlich erhöhte $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse aufweisen.

Während im Rb-Sr-Isotopensystem das Mutterisotop ^{87}Rb inkompatibel ist und bei Aufschmelzung und Differentiation relativ zu Sr angereichert wird, ist es beim Sm-Nd-Isotopensystem genau umgekehrt: Sm, dessen Isotop ^{144}Sm zu ^{143}Nd zerfällt, ist kompatibler als Nd, wird also in Schmelzen relativ zu Nd abgereichert. Daraus folgt, dass in differenzierten Krustengesteinen das Isotopenverhältnis $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ gegenüber dem Mantel zurückbleibt. Das Ergebnis ist eine negative Korrelation von $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ und $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ in irdischen Gesteinen (Abb. 12.11).

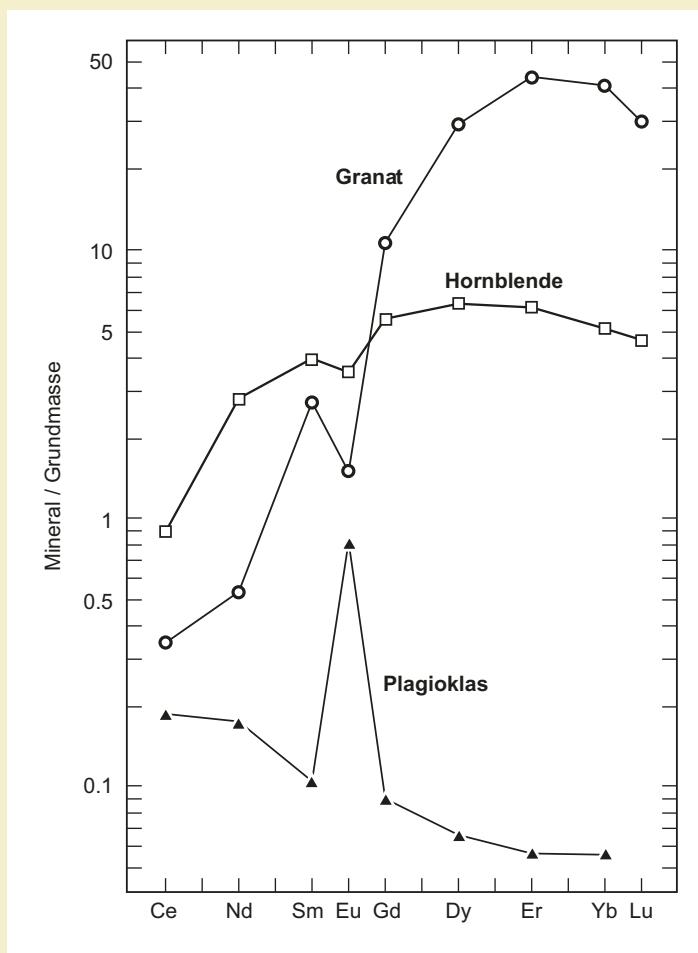


Abb. 12.10 Verteilungskoeffizienten der Seltenen Erden (SEE) für Hornblende/Grundmasse, Plagioklas/Grundmasse und Granat/Grundmasse in Dazit; das Diagramm zeigt, dass die SEE in dazitischen Schmelzen bevorzugt in Hornblende und Granat eingebaut werden, wobei die schweren SEE, besonders von Granat, gegenüber den leichten SEE (engl. 'Light REE'; LREE) bevorzugt werden. Plagioklas kann die SEE, mit Ausnahme Eu anstelle von Ca, nur schlecht in sein Kristallgitter einsetzen (Bildrechte: nach Arth & Barker 1976)

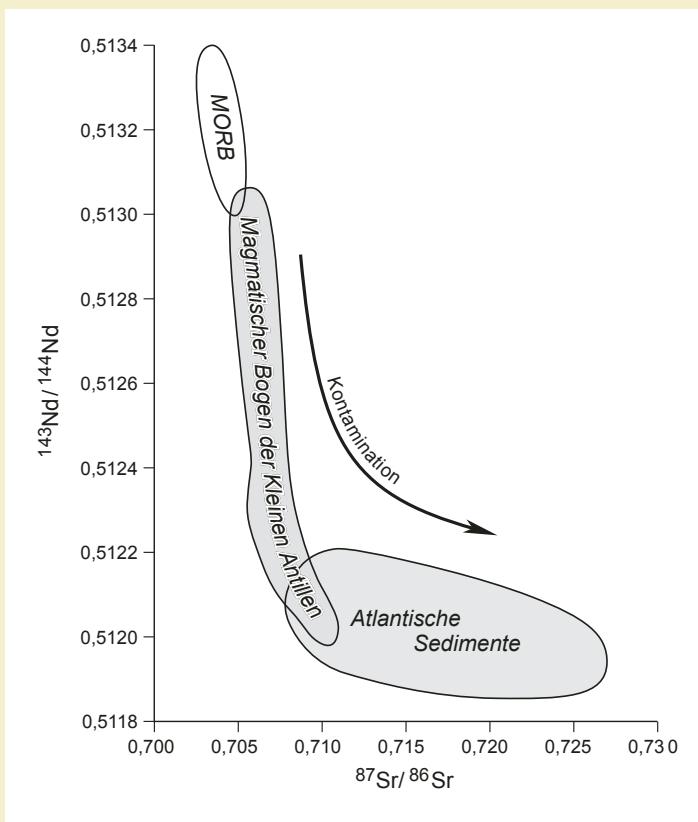


Abb. 12.11 Die Magmenentwicklung der Kleinen Antillen. Die Inselbogen-Magmatite zeigen eine Variation ihrer Sr- und Nd-Isotopen-Verhältnisse, die vom Feld der MOR-Basalte zum Feld der Atlantiksedimente reicht. Die aus dem Diagramm abzuleitende Kontamination durch sedimentäres Material kann schon bei der Magmenbildung über der abtauchenden Platte durch subduzierte Sedimente stattgefunden haben oder erst beim Magmenaufstieg durch die Inselbogenkruste (Bildrechte: nach Wilson 1989)

Wasser ist schwerer als Eis. Die meisten anderen Schmelzen hingegen, darunter auch magmatische Schmelzen, sind leichter als das Ausgangsmaterial (**Edukt**) und die erstarren oder auskristallisierten Produkte (Abb. 9.2). Ein wichtiger Mechanismus der Magmendifferentiation ist die **fraktionierte Kristallisation**, die im Folgenden an einem basaltischen Magma aus dem Mantel erläutert wird, welches sich in einer Magmenkammer an der Kruste-Mantel-Grenze befindet und abkühlt. Beim Unterschreiten des **Liquidus** (Abb. 12.12) entstehen in der Schmelze i.W. Olivin, Pyroxen und anorthitreicher Plagioklas (Abb. 12.13 und Kasten 3.1). Die wachsenden Mineralphasen

entziehen der Schmelze die für den Kristallbau nötigen Elemente, wobei in der Restschmelze u. a. SiO_2 , Alkalien und Volatile angereichert werden. Der SiO_2 -Gehalt vieler Basaltschmelzen liegt bei 50 %, während beispielsweise der von Anorthit bei 44 % liegt (vgl. auch Tab. 1.1 und 12.1). Wenn nun die Restschmelze von diesen Kristallen getrennt wird, findet eine **Differenzierung** des Magmas zu SiO_2 -, alkali- und volatileicherer Zusammensetzung statt. Eine Trennung von Schmelze und Kristallisat kann durch Absinken der schwereren Kristalle erfolgen (**gravitative Fraktionierung**). Es entsteht ein **Kristallkumulat**. Es ist auch denkbar, dass die Restschmelze durch tektonische Bewegungen

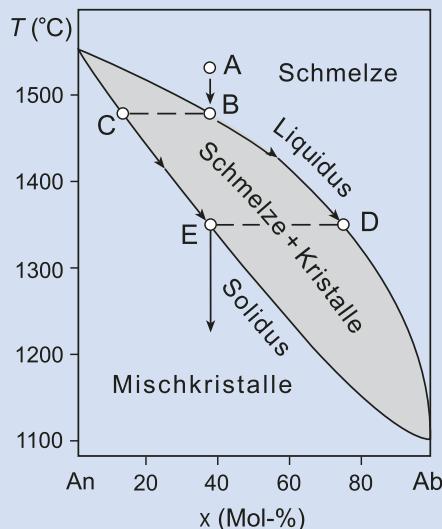


Abb. 12.12 T-X-Phasendiagramm (T = Temperatur, x = Zusammensetzung) der Plagioklas-Mischkristallreihe Albit-Anorthit (vgl. ► Kasten 3.1): Es zeigt die Kristallbildung aus einer sich abkühlenden Schmelze. Dieses Zweiphasendiagramm stellt einen Laborversuch dar, an dem Plagioklas und Schmelze beteiligt sind (im Falle von silikatischen Schmelzen liegen Vielstoffsysteme vor, die ein wesentlich komplexeres Kristallisierungsverhalten aufweisen). Bei diesem Versuch wird ein Mineralpulver mit der Zusammensetzung 60 % An (Anorthit), 40 % Ab (Albit) aufgeschmolzen. Bei langsamer Abkühlung ab einer Temperatur beim Punkt A beginnt beim Erreichen von Punkt B Plagioklas mit der Zusammensetzung C (ca. 85 % An) zu kristallisieren. Punkt B liegt auf der Liquiduskurve, der Phasengrenze zwischen den Feldern „Schmelze“ und „Schmelze + Kristalle“ (mehr zu Phasendiagrammen in ► Kasten 13.1). Bei weiterer langsamer Abkühlung bewegt sich die Zusammensetzung der Restschmelze entlang des Liquidus (Linie B-D). Gleichzeitig werden die mit der Schmelze im Gleichgewicht stehenden Plagioklase immer Ab-reicher (entlang der Kurve C-E, die auf dem Solidus liegt). Die Soliduskurve ist die Phasengrenze zwischen den Feldern „Schmelze + Kristalle“ und „Kristalle“. Wird der Punkt E erreicht, ist die Restschmelze aufgebraucht und es liegt Plagioklas mit der Zusammensetzung von An 60 % vor, was der chemischen Ausgangszusammensetzung der Schmelze bei A entspricht. Das System funktioniert bei langsamer Aufheizung genau umgekehrt, d. h. wird ein Plagioklas mit 60 % An bis ca. 1350 °C aufgeheizt (Punkt E), beginnt die Aufschmelzung, wobei sich die Kristallphase entlang des Solidus bewegt (E-C) und die Schmelze entlang des Liquidus (D-B) usw. (Bildrechte: verändert nach Zeil 1990)

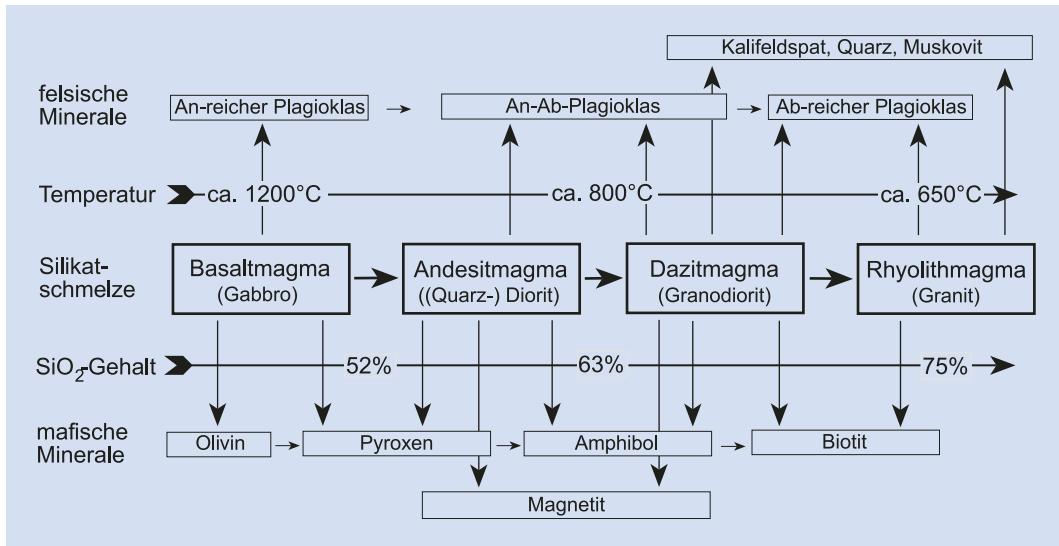
12

oder durch Auftrieb aus dem „Kristallbrei“ herausgepresst wird („filter pressing“). Durch eine wiederholte Differentiation eines basaltischen Magmas kann unter den jeweiligen plattentektonischen Bedingungen eine bestimmte magmatische Abfolge (Suite) entstehen. Die kalkalkalische Suite, die typisch für Subduktionszonen ist, hat z. B. die Abfolge Basalt – Andesit – Dazit – Rhyolith (vgl. ► Kasten 12.1 und ► Abb. 12.13).

In Zonen mit länger anhaltender magmatischer Aktivität kann es zur **Mischung** mehrerer Magmen kommen. Dabei entsteht ein **hybrides Magma**. In den Produkten hybrider Magmen treten häufig Minerale auf, die nicht im Gleichgewicht zur Schmelze bzw. zueinander stehen. Untersuchungen von Ulrich Schreiber et al. (1999) zeigen, dass bestimmte Magmen beim Einströmen in ein anderes Magma milli- bis zentimetergroße Schmelztröpfchen (**Globuide**) bilden, vergleichbar mit Öltropfen in Wasser. Die Globuide können durch Diffusion bestimmte Stoffe an das Wirtsmagma abgeben, andere wandern vom Wirtsmagma in die Globuide. Ergibt sich durch den Stoffaustausch eine Dichteverringerung der Globuide, können diese aufsteigen und eine neue Schmelze bilden. Diese **Extraktion** ist somit neben der fraktionierten Kristallisation eine weitere Form der Magmendifferentiation. Magmen können sich auch bei bestimmter Zusammensetzung, Druck und Temperatur entmischen. Solche **Entmischungen** sind z. B. für bestimmte alkalische Schmelzen bei hohem CO₂-Partialdruck beschrieben worden. Die so entmischten Magmen können sich ebenfalls aufgrund unterschiedlicher Dichte trennen.

Schließlich kann in größeren Magmenkammern eine Differentiation stattfinden, die durch **Magmenkonvektion** in der Kammer verursacht wird. Hierbei werden vor allem Volatile mit dem heißen aufsteigenden Material in die Dachregion der Kammer transportiert und dort angereichert, während am Boden der Kammer die schweren, früh kristallisierenden Minerale abgelagert werden. Gerät Nebengestein in die Magmenkammer und wird es aufgeschmolzen, spricht man von **Assimilation** oder auch von **Magmenkontamination**.

Ein Schwerpunkt der aktuellen petrologischen Forschung ist der Bildung und Füllung von Magmenkammern und dem dafür nötigen Zeitraum gewidmet. Die Eruption des Fish-Canyon-Tuffs im



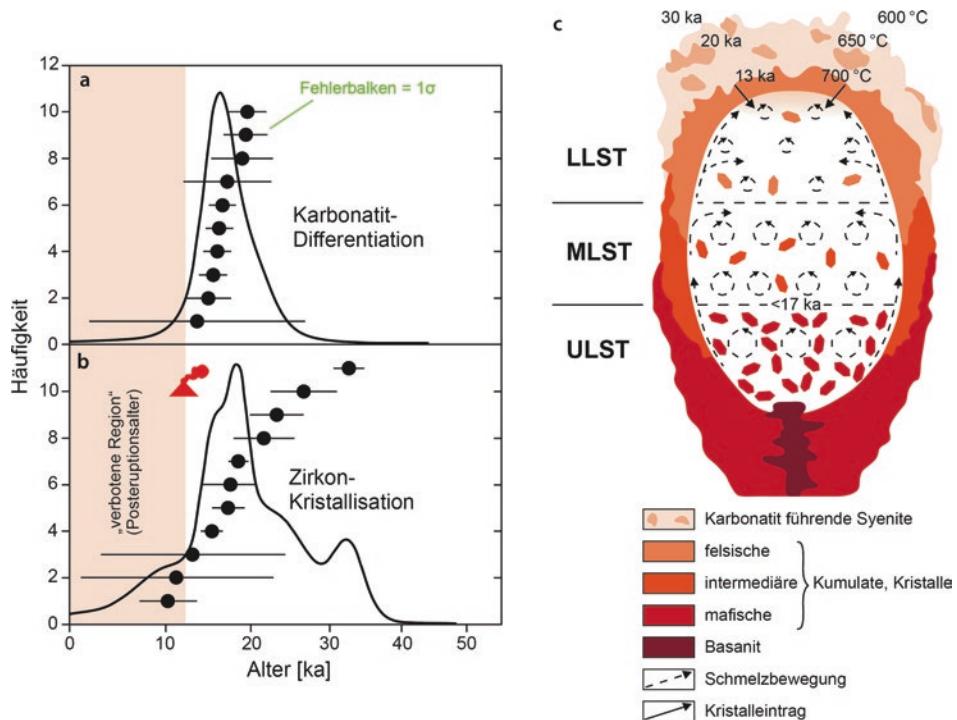
■ Abb. 12.13 Vereinfachtes Schema der kalkalkalischen Magmendifferentiation; senkrechte Pfeile zeigen auf Minerale (oben felsische, unten mafische Minerale), die in der jeweiligen Schmelze vorkommen können und deren Entfernung aus der Schmelze eine Differentiation der Restschmelze zur Folge hat; waagerechte Pfeile zwischen Mineralen zeigen mögliche Umkristallisationsprozesse in einer sich differenzierenden Schmelze. Man findet z. B. häufig in Dioriten Amphibole, die einen Pyroxenkern haben (vgl. □ Tab. 1.1 und 12.1, □ Abb. 12.1) (Bildrechte: verändert nach Zeil 1990)

San-Juan-Gebirge (SW-Colorado, USA) vor knapp 28 Ma ist mit ca. 5000 km³ einer der größten bekannten Vulkanausbrüche. Entsprechend größer dürfte die zugehörige, sicher nur teilentleerte Magmenkammer gewesen sein. In vielen großen, langlebigen Magmakammern liegt ein durch Abkühlung entstandener Kristallbrei mit Kristallgehalten über 50 Vol.-% vor, der gelegentlich durch Magmenintrusionen von unten ergänzt und wieder aufgeheizt wird. Radiometrische Datierungen vor allem an Zirkon zeigen, dass manche Magmenkammern, die sich im Verlauf von großen Eruptionen teilentleeren, sich über einige bis viele 100 ka auffüllten (□ Abb. 12.14). Viele gut untersuchte junge Calderakomplexe wechselten zwischen kurzen und heftigen Eruptionen und längeren Ruhepausen. Letztere werden als Zeiten für das Wiederauffüllen der Magmenkammer interpretiert (□ Abb. 12.35).

12.2 Plutonismus

Der Aufstieg und die Platznahme von Magmen innerhalb der Kruste werden als **Plutonismus** bezeichnet. Wie bereits erwähnt, kommen als

Aufstiegsmechanismen der Auftrieb und lithostatischer Druck infrage. Basaltische Magmen sind dichter als die durchschnittliche kontinentale Kruste (□ Tab. 9.2) und gelangen nur dann in hohe Krustenstockwerke (oder gar an die Oberfläche), wenn sie von weit unten durch die Auflast der Lithosphäre hochgedrückt werden. Granitisches Magma ist mit einer Dichte von ca. 2,2 g cm⁻³ leichter als die durchschnittliche kontinentale Kruste und wird den Weg „von alleine“ nach oben suchen (□ Abb. 12.15), vergleichbar dem Verhalten von Salzdiapiren (► Abschn. 11.1). Diapirischer Aufstieg von SiO₂-reichen Magmen dürfte jedoch nur in der unteren und mittleren Kruste von Bedeutung sein, deren Gesteine sich duktil verhalten (► Abschn. 10.2). Die obersten Krustenpartien sind mit ihren Sedimenten nur unwesentlich schwerer als die SiO₂-reichen Magmen. Hier können diese nur weiter aufdringen, wenn sie durch magmenerfüllte Spalten an tiefer gelegene Magmenstockwerke mit entsprechendem Druck gekoppelt sind. Meist kristallisieren granitische Magmen je nach Wassergehalt durch die mit dem Aufstieg verbundene Druckentlastung aus und bleiben stecken.

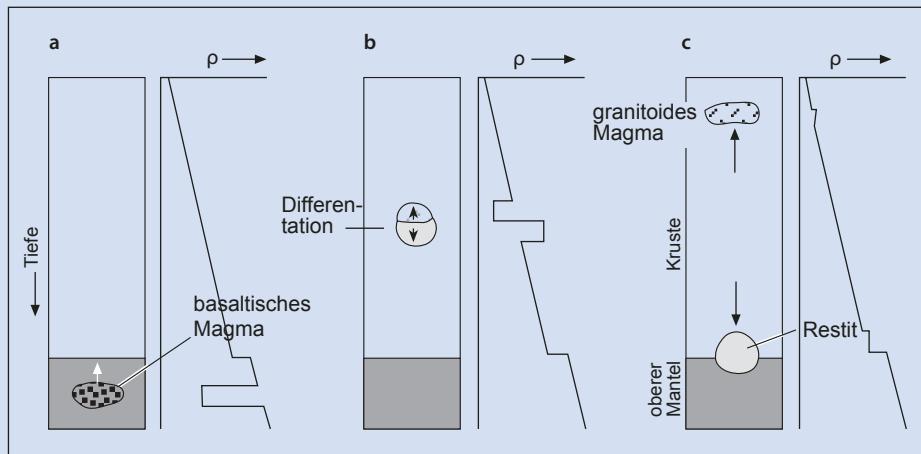


12 **Abb. 12.14** Die suprakrustale Magmenkammer, die zu der großen Eruption des Laacher-See-Vulkans in der Osteifel vor knapp 12,9 ka führte (► Abb. 12.28, ► Abb. 12.43), baute sich über mehrere 10 ka auf. Dabei kristallisierten an den Wänden der Magmenkammer verschiedene Magmatite aus (c). Dies belegen Altersbestimmungen (Ungleichgewichtsmethode, U-Zerfallsreihe; ► Kasten 14.1) an Karbonatiten (a) und darin enthaltenem Zirkon (b), die bei der Eruption von den Kammerwänden mitgerissen wurden. ULST, MLST und LLST: Upper-, Middle und Lower Laacher See Tephra. (Bildrechte: nach Schmitt et al. 2010)

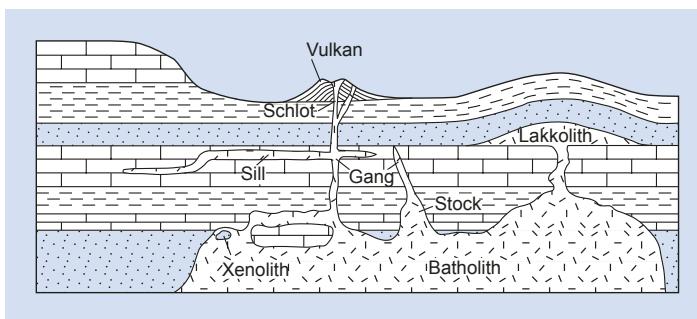
In der spröden oberen Kruste angelangt, pressen sich die Magmen in unter Dehnung stehende Spalten und Störungen. Dabei können sie auch ganze Blöcke der Deckschichten losbrechen („stoping“) und umfließen. Diese losgelösten Blöcke können aufgrund ihrer höheren Dichte in die Magmenkammer absinken, während gleichzeitig das Magma um den Block nach oben fließt und die ursprüngliche Position des Blockes einnimmt (► Abb. 12.16 und 12.17). Je nach Temperatur und Volatilgehalt des Magmas einerseits und Zusammensetzung des Nebengesteins andererseits kann das Magma die aufgenommenen Blöcke (**Xenolithe**) aufschmelzen (assimilieren).

Die Intrusivkörper werden je nach Form und Position im Nebengestein unterschiedlich bezeichnet (► Abb. 12.16 und 12.18). Große Plutone nennt man **Batholith**, kleine Körper **Stöcke**. Das Magma kann sich entlang von unter Dehnung stehenden Klüften und Störungen durch das Nebengestein bewegen.

Wenn das Magma in solch einer Störung stecken bleibt und auskristallisiert, entstehen tafelförmige Körper. Werden hierbei die Schichten diskordant durchschlagen oder befinden sich diese Körper in einem Pluton, werden sie als **Gang** bezeichnet (vgl. Foto am Anfang von ► Kap. 9). Oft zwängt sich das Magma auch entlang von Schichtgrenzen in Sedimente (**Sill**) oder es hebt die Deckschichten an und es entsteht ein halblinsenförmiger Intrusivkörper (**Lakkolith**). Mitunter ist es schwer, in einer Gesteinsabfolge Sills von oberirdisch ausgeflossenen Laven zu unterscheiden. Sills verursachen, im Gegensatz zu einer Lava, sowohl in den unterlagernden als auch in den überlagernden Schichten eine thermale Überprägung (Kontaktmetamorphose; ► Kap. 13). Außerdem verraten sich Sills bisweilen durch Springen von einer Schichtfläche zur anderen (► Abb. 12.16). Schließlich kann das Magma entlang von Spalten oder eher röhrenförmigen Aufstiegsbahnen einen



■ Abb. 12.15 Besonders über Subduktionszonen (z. B. Anden und westliche USA), steigen große Mengen SiO_2 -reicher Magmen in die obere Kruste auf. Petrologische Untersuchungen zeigen, dass ein Großteil dieser Magmen durch Differenzierung aus basaltischen Mantelschmelzen in der unteren und mittleren Kruste entstanden sind (a) und (b). Dennoch finden sich in Gebieten, in denen mittlere und untere Krustenstockwerke durch die Erosion freigelegt sind, bei weitem nicht die erforderlichen Mengen an restitischem SiO_2 -armem Material. Glazner (1994) nimmt daher an, dass die leichten differenzierten Magmen in die Oberkruste und an die Oberfläche aufsteigen, während das schwere restitische Material in die duktile untere Kruste oder an die Kruste-Mantel-Grenze zurück sinkt (c). Nach diesem Modell kann beispielsweise ein Körper restitischen Materials von 2 km Durchmesser, der ca. 0,2 g cm^{-3} schwerer als seine Umgebung ist, durch „reversen Diapirismus“ in 1 Ma bis zu 50 km sinken (ρ = Dichte, vgl. ■ Tab. 9.2) (Bildrechte: nach Glazner 1994)



■ Abb. 12.16 Intrusivformen in einer fiktiven Anordnung (Erläuterung im Text)

Weg an die Oberfläche finden und es entsteht ein Vulkan. Der Übergang zwischen plutonischem und vulkanischem Stockwerk ist fließend und wird als **subvulkanisch** bezeichnet.

Magma kühlt beim Aufstieg und nach der Platznahme langsam ab. Dies kann bei großen Körpern aufgrund der geringen Wärmeleitfähigkeit der meisten Gesteine lange dauern (in der Größenordnung von 0,1–10 Ma). Die Schmelzen haben also

genügend Zeit, um unter Gleichgewichtsbedingungen auszukristallisieren (vgl. ■ Abb. 12.12). Bei subalkalischen Magmen kristallisieren als Hauptkomponenten zunächst Mafite und anorthitreiche Plagioklase, gefolgt von Quarz, Glimmer, albitreichem Plagioklas und Kalifeldspat (■ Abb. 12.13 und 12.19, ▶ Kasten 3.1, ■ Tab. 1.1). Da in den genannten Hauptkomponenten Volatile nur wenig eingebaut werden, reichern sich diese in der Restschmelze stark an.

WSW

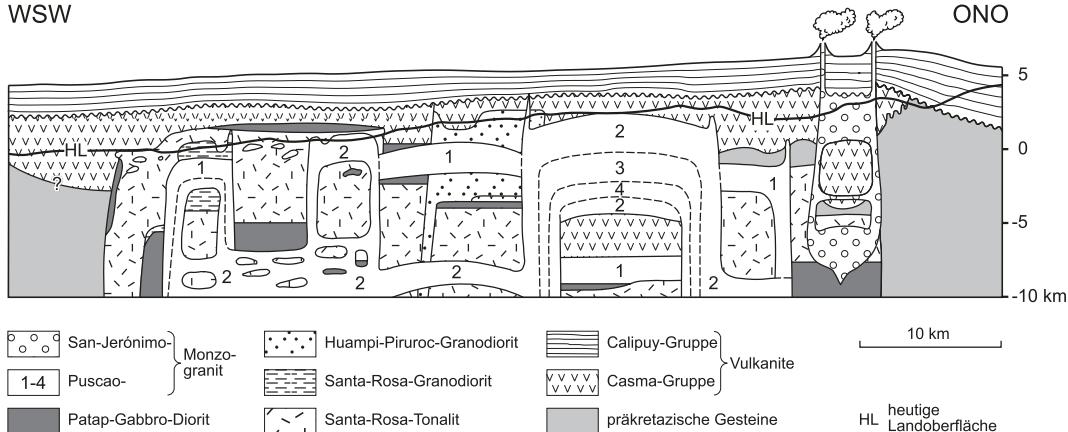


Abb. 12.17 Schematisches Profil durch die Fortaleza-Ringkomplexe in der Küstenkordillere Perus. Im Zeitraum Kreide-Paläogen existierte am westlichen Kontinentalrand Südamerikas eine Subduktionszone, deren magmatische Produkte in der oberen Kruste als ausgedehnte und komplexe Plutonkörper (Batholithen) und an der Oberfläche als mächtige Vulkanitdecken Platz nahmen. Die Magmen sind in mehreren Schüben z. T. in schon auskristallisierte Plutone durch „stoping“ und Absenken von Blöcken eingedrungen. Die Ringkomplexe sind aus Magmenkammern entstanden, welche als Quelle für Calderaausbrüche dienten (► Abschn. 12.3) (Bildrechte: nach Bussell et al. 1985)

12



Abb. 12.18 Messerscharfer Intrusionskontakt eines Granitplutons in der nordchilenischen Küstenkordillere

Die Volatile (H_2O , F , Cl , CO_2 etc.) werden in Hellglimmer, Turmalin, Beryll und andere volatilhaltige Minerale eingebaut. Diese Minerale füllen zusammen mit Quarz und Kalifeldspat die Zwickel zwischen den Frühkristallisaten in der Dachregion eines Plutons oder es entstehen diskrete kleine Körper mit z. T. sehr grober Korngröße, die als **Pegmatit**

(„Festgewordenes“) bezeichnet werden. Bei weiterer Abkühlung wandern die Volatile in das Nebengestein und transportieren Wärme und Stoffe aus dem Pluton heraus. Es bildet sich eine **Kontakt-aureole** aus (weiteres in ► Kap. 13). Meteorische Wässer heizen sich am Pluton auf und lösen aus dem Pluton und dem Nebengestein Mineralstoffe heraus.

12.3 · Vulkanismus

■ Abb. 12.19 Im Gegensatz zu Vulkaniten kühlen Plutonite sehr langsam ab und kristallisieren völlig aus (holokristallines Gefüge). Dieser Granodiorit besteht i. W. aus Plagioklas (P), Quarz (Q), Hornblende (H) und Biotit (B) (vgl. ▶ Tab. 1.1, ▶ Kasten 3.1 und □ Abb. 12.3). Die Aufnahme zeigt einen Dünnschliff (eine ca. 0,02 mm dicke, auf Glas geklebte Gesteinsscheibe) unter dem Polarisationsmikroskop; untere Bildkante ca. 4 mm



Diese **hydrothermalen** Lösungen scheiden sich in Klüften und Störungen ab (□ Abb. 12.20). Bei den spätmagmatischen und den hydrothermalen Prozessen können Metalle und andere wirtschaftlich bedeutende Rohstoffe angereichert werden (dazu in ▶ Abschn. 16.4 mehr).

12.3 Vulkanismus

In den vorangegangenen Abschnitten haben wir die physikalisch-chemischen Eigenschaften des Magmas, seine Bildung sowie Aufstieg und Platznahme in der Kruste kennengelernt. Im Folgenden werden die Prozesse behandelt, die beim Austritt des Magmas an die Erdoberfläche an Land, aber auch am Boden des Ozeans oder großer Seen stattfinden. Vulkanische Eruptionen gehören zu den spektakulärsten geologischen Prozessen auf der Erde, aber auch auf anderen Planeten und deren Monden. Die enorme Vielfalt der vulkanischen Eruptionsformen und der Vulkantypen, die wir von der Erde kennen, wird wesentlich von den endogenen Faktoren der Magmenzusammensetzung und der geotektonischen Position bestimmt. Allerdings spielen beim Vulkanismus auch exogene Faktoren eine wichtige Rolle, an erster Stelle die Verfügbarkeit von externem Wasser. Die Eruption eines bestimmten Magmatyps kann sehr unterschiedlich sein und zu sehr verschiedenen Vulkanformen führen, je nachdem

ob sie in einer trockenen Wüste, in einer Zone mit reichlich Grundwasser (z. B. in Mitteleuropa), unter einem Eispanzer (z. B. auf Island) oder gar im Meer abläuft. Somit ist der Vulkanismus eine der wichtigsten Schnittstellen des Systems Erde, an welcher die endogene und exogene Dynamik ineinander greifen.

12.3.1 Eruptionsformen

Man unterscheidet magmatische Eruptionen, deren Explosivität allein von der Magmenviskosität und vom Anteil an juvenilen (vom Magma mitgeführten) Volatilen bestimmt wird, von **phreatomagmatischen Eruptionen**, bei denen unterschiedliche Mengen von externem Wasser eine Rolle spielen. Bei **phreatischen Eruptionen** verdampft externes Wasser, welches sich im Kontakt zu Magma oder zu heißem Gestein aufgeheizt hat, explosionsartig. Magma wird hierbei nicht oder nur unwesentlich gefördert.

Das Spektrum magmatischer Eruptionen reicht von hawaiianisch bis ultraplinianisch (□ Abb. 12.21). **Hawaiianische** Eruptionen sind gekennzeichnet von der Effusion dünnflüssiger, volatilarmer, basaltischer Magmen (vgl. ▶ Abschn. 12.1, □ Abb. 12.5), die in Form von Lavafontänen bis 500 m hoch eruptieren und z. T. ausgedehnte Lavaströme bilden. Etwas viskoser und volatilreicher sind die Basaltmagmen, die **strombolianisch** ausbrechen. Hierbei entstehen

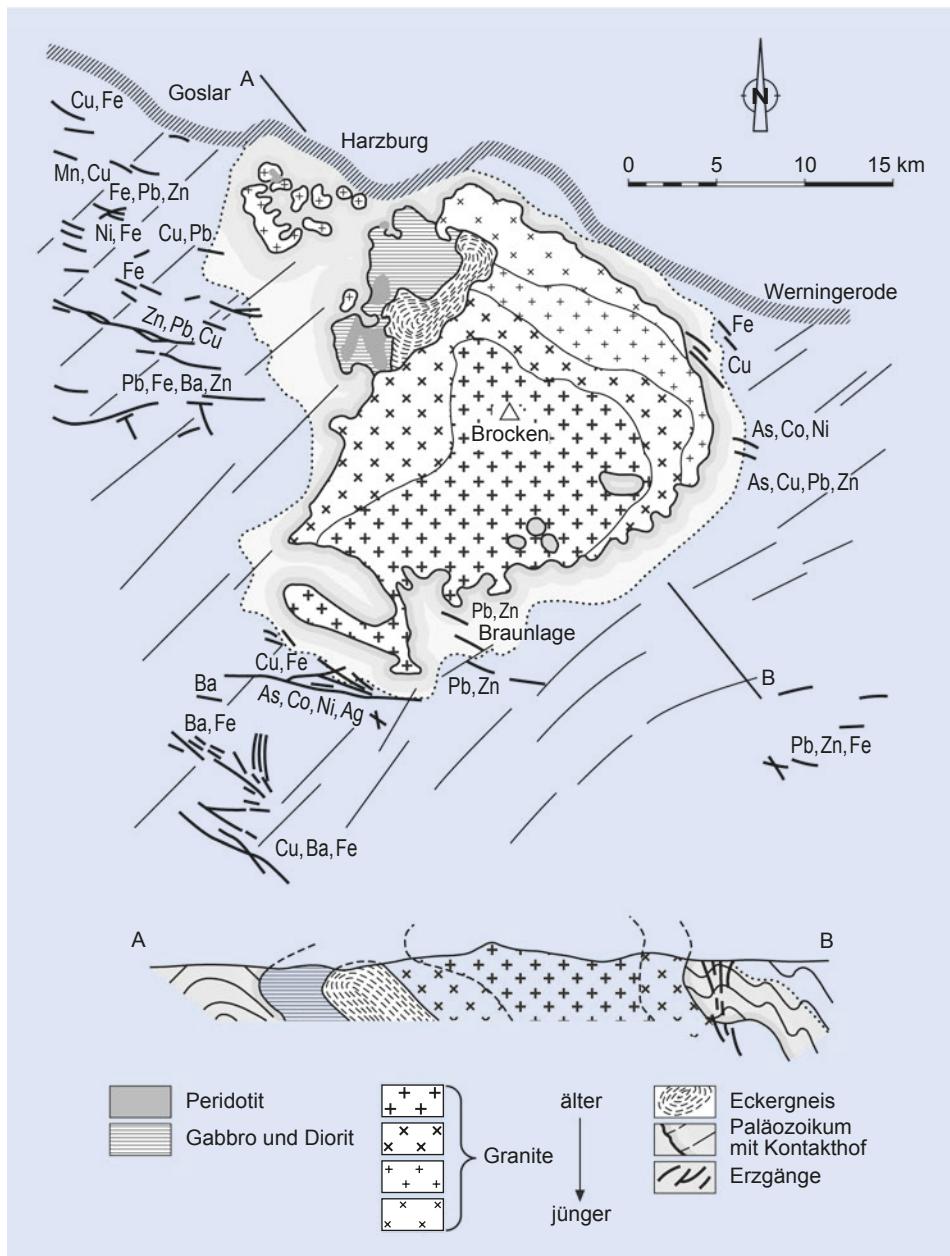
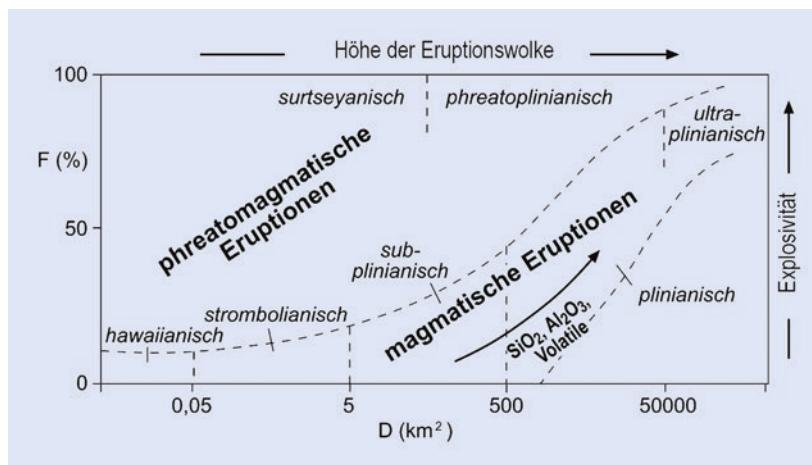


Abb. 12.20 Das Brockenmassiv im Harz mit Karte und Profil (s. a. Abb. 14.1). Der Intrusivkomplex setzt sich aus verschiedenen SiO_2 -armen und -reichen Plutoniten zusammen. Die Magmen sind vor ca. 300 Ma in gefaltete paläozoische Sedimente eingedrungen. Im Zuge der Platznahme ist das Nebengestein kontaktmetamorph überprägt worden (dazu mehr in ► Kap. 13). Vom abkühlenden Plutonkomplex ausgehende heiße, mineralreiche Fluide haben zur Bildung zahlreicher Hydrothermal Lagerstätten geführt (► Abschn. 16.4). Einige Vererzungen sind auch noch im Mesozoikum entstanden. Das Brockenmassiv ist zusammen mit der Harzschorle im Zuge mesozoisch-känozoischer Kompressionstektonik herausgehoben und durch Denudation freigelegt worden (Bildrechte: aus Zeil 1990)



■ Abb. 12.21 Klassifikationsschema explosiver Eruptionen anhand der von pyroklastischen Fallablagerungen bedeckten Fläche (D) und des Grades der Tephrazerkleinerung (F). D = Fläche, die von der 1-%- T_{\max} -Isopache eingeschlossen wird; T_{\max} = Maximalmächtigkeit der Tephraablagerung; F = Fragmentierung als Gewichtsprozent der Fraktion <1 mm einer Probe, welche an dem Schnittpunkt der 10-%- T_{\max} -Isopache mit der Ausbreitungsachse (der Ablagerung) genommen wurde (Bildrechte: verändert nach Cas & Wright 1987)

durch das Zerplatzen von Gasblasen relativ grobe Fragmente, die aus dem Schlot herausgeschleudert und zu einem Schlackenkegel aufgeschichtet werden (■ Abb. 12.25 und 12.26). Untergeordnet können sich relativ zähe Lavaströme bilden.

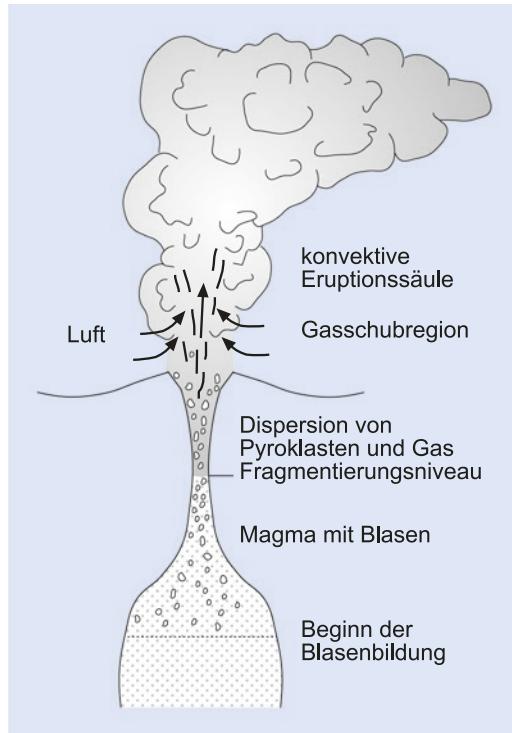
Gelangt zähflüssiges und volatilreiches Magma an die Oberfläche, kommt es zu hochexplosiven Eruptionen, die als **plinianisch** bezeichnet werden (■ Abb. 12.22–12.24). Dabei bilden sich Eruptionswolken, die bis zu 65 km hoch aufsteigen (■ Abb. 12.22 und 12.24). Die Höhe der Eruptionssäule, die Magmeneruptionsrate und das Gesamtvolumen (bis $7 \times 10^{14} \text{ kg}$) korrelieren bei plinianischen Eruptionen positiv miteinander. Wenn die mitgeführten vulkanischen Fragmente (**Tephra**) vom Wind verdriftet werden, entstehen ausgedehnte Lapilli- und Aschedecken (■ Abb. 12.21). Wolken von feiner Tephra und Aerosol (Tröpfchen von Schwefelsäure und anderen Volatilprodukten) können monate- bis jahrelang in der Atmosphäre bleiben und mehrmals um den Globus reisen. Dies kann zu einer zeitweiligen Klimaveränderung führen. Der große Ausbruch des Tambora 1815 in Indonesien hatte einen drastischen Temperatursturz zur Folge, welcher auf der Nordhalbkugel einen Ausfall des Sommers 1816 mit katastrophalen Ernteausfällen bewirkte.

1888 bis 1890 ereigneten sich in der Fossa auf Vulcano (Äolische Inseln) rasch hintereinanderfolgende kurze und kleinvolumige Eruptionen mit kanonenschußartigen Druckwellen. Diese **vulkanianischen** Eruptionen, die inzwischen auch bei vielen anderen Vulkanen beobachtet wurden (z. B. Soufrière Hills auf Montserrat) sind verbunden mit zähen, volatilreichen Magmen bei niedrigen Magmenaufstiegsraten.

Trifft heißes Magma auf Grundwasser kann es zu extrem explosiven, **phreatomagmatischen** Eruptionen kommen, in deren Verlauf besonders feine Fragmente aus dem Magma sowie aus dem Material in den Schlotwänden entstehen. Dies geschieht nur, wenn das Magma und externes Wasser kurz vor oder während der Eruption einen innigen Kontakt eingingen sind (■ Abb. 12.21 und 12.25).

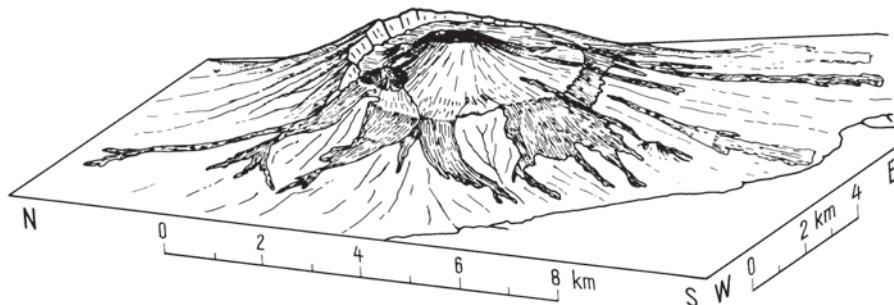
12.3.2 Vulkantypen

Es gibt ein weites Spektrum von Vulkanen, das von kurzlebigen, einige Monate bis wenige Jahre tätigen und einfach gebauten, monogenetischen Typen bis zu komplexen Vulkangebäuden reicht, die mehrere Millionen Jahre aktiv sein können. Monogenetische



■ Abb. 12.22 Schema einer subaerischen, explosiven Eruption. Durch Abkühlung und Druckentlastung treten die in der Schmelze gelösten juvenilen Volatile aus und bilden Blasen. Bei einem Blasenanteil von ca. 75 % wird die Zerrfestigkeit der Schmelze überschritten und die Schmelze wird durch die Expansion der Blasen und durch rasche Scherbewegung zerfetzt (pyroklastische Fragmentierung). Da hierbei das treibende Medium die vom Magma mitgeführten juvenilen Volatile sind, bezeichnet man diese Eruption als magmatisch. Oberhalb des Fragmentierungsniveaus liegt eine niedrigviskose Dispersion aus 700–900 °C heißem Gas, Magmafetzen und Kristall- und Gesteinsbruchstücken vor, die, durch die Gasexpansion angetrieben mit Geschwindigkeiten von bis zu 600 m s^{-1} aus dem Schlot herausschießt. Die Magmafetzen erstarren im Verlauf der Eruption zu aufgeschäumtem Glas. Im unteren Teil der Eruptionswolke (Gasschubregion) wird Luft aus der Umgebung angesaugt, die sich mit der Dispersion vermischt, aufheizt und expandiert. Im darüber liegenden konvektiven Teil der Eruptionswolke wird die Tephra durch starke Turbulenzen in Schwebefestigkeit gehalten. Die expandierte Dispersion steigt in der Atmosphäre bis zu der Höhe auf, in der ihre Dichte der der umgebenden Luftschicht gleicht. Dort breitet sich die Wolke pinienförmig aus und wird vom Wind verdriftet (Bildrechte: nach Schmincke 1986)

12



■ Abb. 12.23 Skizze des Vesuvs bei Neapel. Nach langer Ruhe ist der Stratovulkan 79 n. Chr. mit katastrophalen Folgen zu neuem Leben erwacht. Im Zuge einer stark explosiven Eruption entwickelte sich eine hohe Eruptionswolke, aus der sich todbringende Glutwolken (pyroklastische Ströme) über Pompeji, Herculaneum und andere Orte wälzten. Die Explosionen sprengten den Gipfel des Vesuvs weg und formten den 3500 m breiten Krater des Monte Somma. Jüngere Eruptionen bauten den Zentralkegel auf. Bei dem katastrophalen Ausbruch im Jahre 79 starb auch der Naturbeobachter Plinius der Ältere. Nach ihm und seinem Neffen, Plinius dem Jüngeren, der in Briefen an Tacitus von dem Ausbruch minutios berichtete, werden hochexplosive magmatische Eruptionen als plinianisch bezeichneten (vgl. ■ Abb. 12.20; Bildrechte: aus Rittmann 1981)

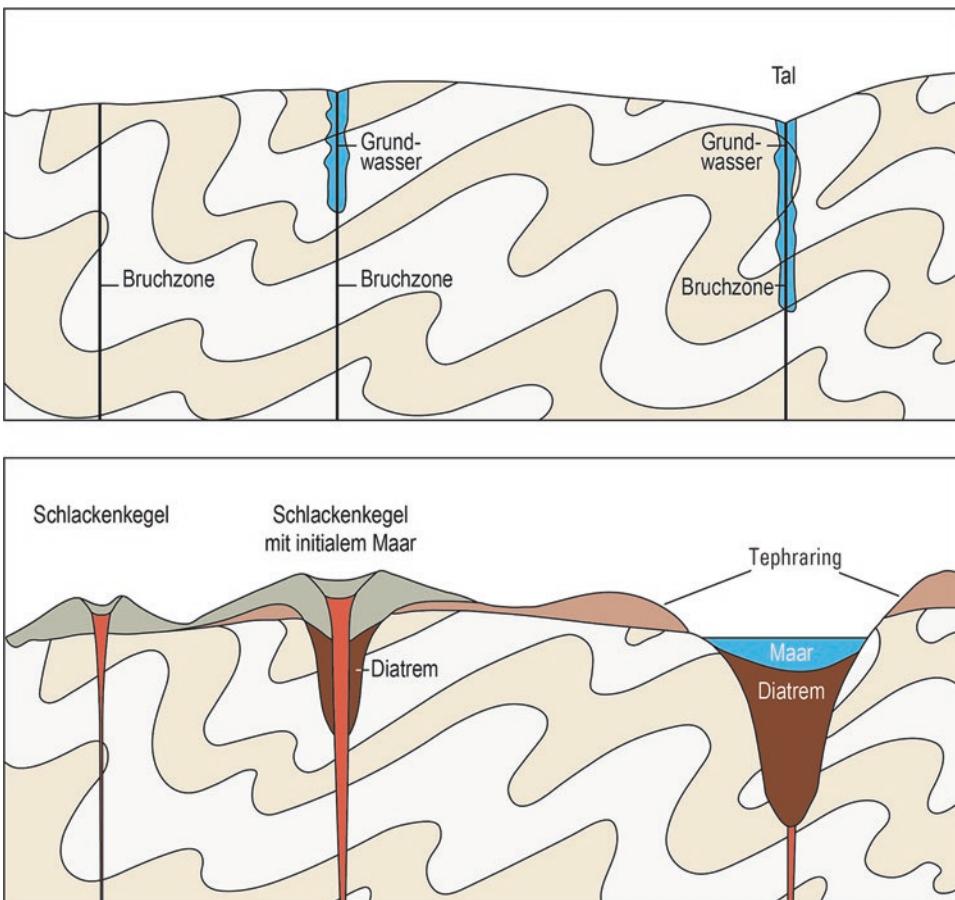
■ Abb. 12.24 Die Eruptionswolke über dem Mount St. Helens am 22.7.1980, links in der Mitte ist ein pyroklastischer Strom mit seiner Aschewolke zu sehen (vgl. ■ Abb. 12.22 und 12.42) (Bildrechte: Foto – A. Post, USGS, David Johnston Cascades Volcano Observatory, Vancouver, Wash.)



Vulkane sind von einer Eruptionsform geprägt, bei der eine relativ kleine Magmamenge gefördert wird. Hierzu zählt der **Schlackenkegel**, dem häufigsten Landvulkan, der i. W. durch strombolianische Eruption von basaltischem Magma entsteht (■ Abb. 12.25 und 12.26). Schlackenkegel sind in der Regel einige Zehnermeter bis wenige hundert Meter hoch, mit einem typischen Hangwinkel um 33° . Wird an einer Stelle Magma über längere Zeit hinweg gefördert, können auch bei vorherrschend strombolianischer Eruption komplexe große Vulkangebäude entstehen, die mehrere 100.000 Jahre aktiv sein können (z. B. Stromboli, Ätna). Trifft aufsteigendes basaltisches Magma auf Grundwasser, können phreatomagmatische Explosionen entstehen. Je nach der Tiefe, in der diese Explosionen stattfinden, entsteht an der

Erdoberfläche ein **Tuffring**, ein **Tuffkegel** oder ein Ausräumungskrater (**Maar**; ■ Abb. 12.25 und 12.27). Schlackenkegel und Maare sind die vorherrschenden Vulkanformen in den alkalischen, känozoischen Vulkanfeldern Mitteleuropas (■ Abb. 12.28).

Differenzierte aber volatilarme Magmen sind sehr zähflüssig. Dringen diese an die Oberfläche, entstehen monogenetische Vulkane, deren Formen von kleinen **Quell-**, **Staukuppen** und **Lavadomen** bis zu mehrere Kilometer großen **Coulées** und **Mesalaven** reicht (■ Abb. 10.13, 12.29 und 12.30). Als **Schildvulkane** bezeichnet man langlebige Vulkanbauten mit einem niedrigen Höhen/Durchmesser-Verhältnis, die vorwiegend aus basaltischen Lavadecken aufgebaut sind (z. B. Mauna Loa auf Hawaii; Vogelsberg, ■ Abb. 12.28).



12

Abb. 12.25 Schlackenkegel und Maare in der Eifel (Abb. 12.28). Basaltisches Magma dringt entlang einer Bruchzone auf. Ist die Bruchzone frei von Grundwasser, entsteht ein Schlackenkegel durch ausschließlich strombolianische Tätigkeit (links) (Abb. 12.26). Trifft das Magma auf begrenzte Grundwassermengen, kommt es zu einer initialen phreatomagmatischen Explosion und anschließend zum Aufbau eines Schlackenkegels (Mitte). An größeren Bruchzonen und vor allem an ihren Kreuzungspunkten sind größere Grundwassermengen verfügbar. Hier kann es zu starken phreatomagmatischen Explosionen kommen, die ein Maar schaffen (rechts) (Abb. 12.27). Man geht davon aus, dass im Kontaktbereich Magma-Wasser (in einigen Zehner- bis mehrere hundert Metern Tiefe) Explosionen stattfinden, bei denen kurzzeitig feine Risse im Magma entstehen. Das Wasser dringt schlagartig in die Risse und wird vom Magma überkritisch aufgeheizt. Steigt diese Magma-Wasser-Mischung im Zuge der phreatomagmatischen Eruption auf oder wird von seismischen Schocks durchlaufen, expandiert das Wasser in jedem feinen Riss zu Wasserdampf. (die vulkanischen Transport- und Ablagerungsprozesse werden weiter unten behandelt; Bildrechte: nach Lorenz 1988)

In bestimmten geotektonischen Situationen kann ein Gebiet unter starke Dehnung geraten und gleichzeitig können darunter große Magmenmengen bereitgestellt werden. Hierzu zählen Subduktionszonen, an denen die Platten mit einem Winkel $<45^\circ$ konvergieren (Abb. 10.16) und vor allem Riftzonen, entlang denen Kontinente auseinanderbrechen und

in deren Nähe sich Manteldiapire befinden. In diesen Fällen kann es zur Eruption großer Magmenmengen kommen, welche weite Areale überfluten. Die Eruptionen finden meist entlang von langen Spalten statt. Durch die Dehnung des Krustenstücks können gleichzeitig Dehnungsbecken (z. B. Gräben) entstehen, in denen sich Lavadecke auf Lavadecke legt. Auf

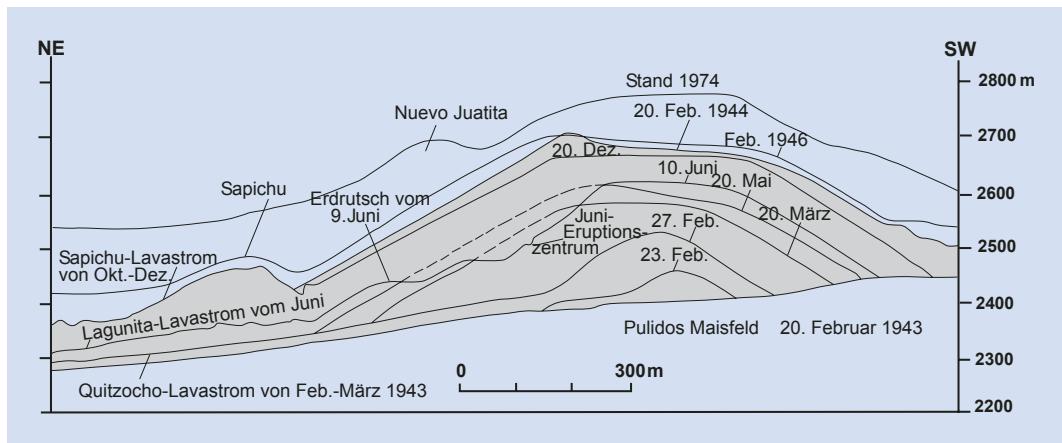


Abb. 12.26 Der Parícutin in Mexico. Am 20.2.1943 beobachtete ein Bauer, wie sich auf seinem Feld eine schmale Spalte öffnete und heißer Rauch austrat. Noch in der folgenden Nacht wuchs an der Stelle ein Schlackenkegel auf 40 m Höhe. In den ersten neun Jahren wurden 2 km^3 Magma und ca. 40 Mio. t Wasserdampf gefördert (Bildrechte: aus Luhr & Simkin 1993)



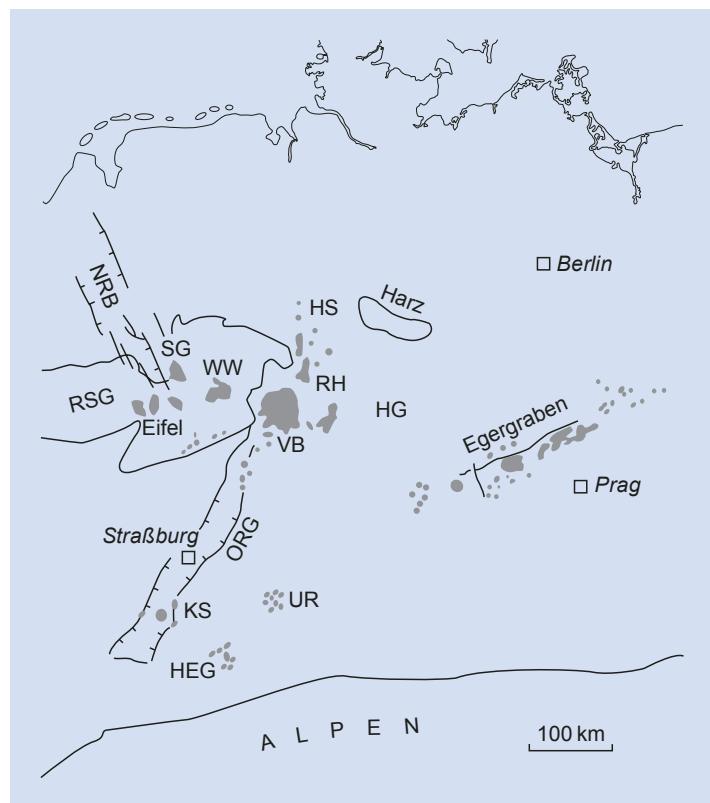
Abb. 12.27 Der 1050 m breite Malha-Krater in NW-Sudan ist ein quartäres Maar, das durch phreatomagmatische Explosionen entstanden ist. Im Hintergrund ist ein Teil des Tephrrings zu sehen, der aus den Auswurfprodukten aufgebaut ist (vgl. Abb. 12.25)

diese Weise sind im Zuge des Auseinanderbrechens von Gondwana (dazu mehr in ▶ Abschn. 14.1) die Plateau-, Flut- oder Trappbasalte (schwed.: Treppe) unweit der neuen Plattengrenzen entstanden. Die kretazischen Flutbasalte im Paraná-Becken in Südamerika haben ein Volumen von $>1,5 \times 10^6 \text{ km}^3$ (Abb. 12.31 und 12.32, Tab. 12.3). Geophysikalische Messungen zeigen, dass sich in der Kruste unter den Plateaubasalten ein riesiges erstarrtes

Zufuhrssystem in Form von Gängen und Sills befindet, wobei einzelne Körper mehrere 100 m Dicke erreichen können.

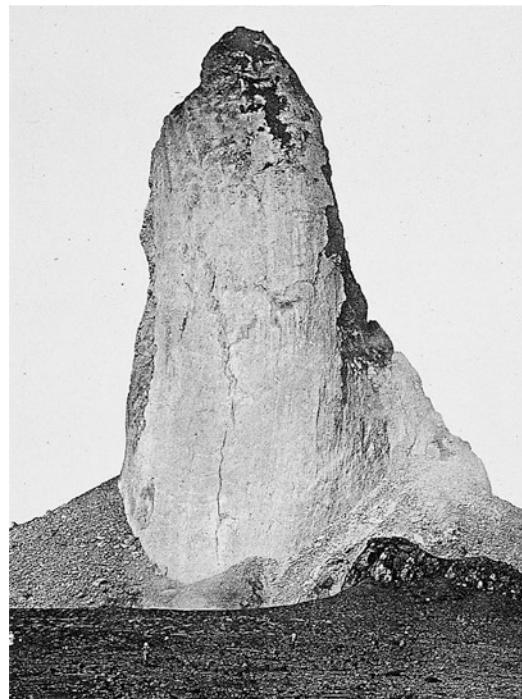
Der Vulkantyp, den viele Menschen aus eigener Anschauung oder aus den Medien kennen, ist der **Stratovulkan** (z. B. Fudschijama in Japan, Kilimandscharo in Ostafrika). Diese komplexen langlebigen Vulkangebäude erheben sich mit steilen Flanken (typischerweise $>30^\circ$) mehrere Kilometer über ihre

■ Abb. 12.28 Lage der känozoischen alkalinen Vulkanfelder in Mitteleuropa. Ihre Entwicklung ist an eine Bruchtektonik gebunden, die aus dem Spannungsfeld der Alpenauflösung und der Öffnung des Nordatlantiks resultiert. HEG: Hegau, HG: Heldburger Gangschar, HS: Hessische Senke, KS: Kaiserstuhl, NRB: Niederrheinische Bucht, ORG: Oberrheingraben, RH: Rhön, RSG: Rheinisches Schiefergebirge, SG: Siebengebirge, UR: Urach, VB: Vogelsberg, WW: Westerwald (Bildrechte: nach U. Schreiber 1996)



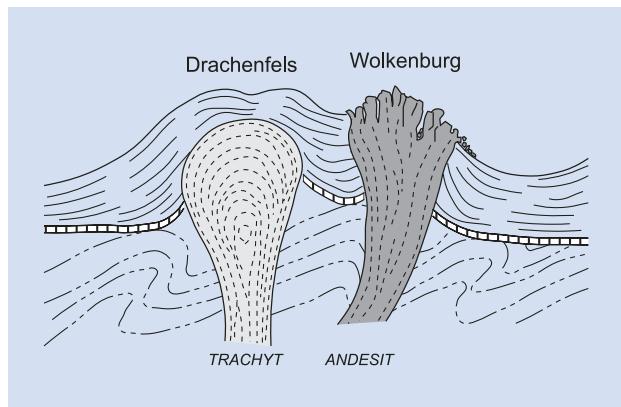
12

■ Abb. 12.29 Nach den verheerenden hochexplosiven Ausbrüchen der Montagne Pelée auf Martinique am 8. Mai und am 30. August 1902 begann sich im November hochviskose Lava 10 m pro Tag nach oben zu schieben. Im Mai 1903 war der Lavadom auf 310 m Höhe und 50 m Breite angewachsen (Menschen im Vordergrund als Maßstab). Am 22. Juli 1903 kollabierte der Dom unter Explosions (Bildrechte: aus Lacroix 1904)



12.3 · Vulkanismus

■ Abb. 12.30 Die Quellkuppe des Drachenfels und die Staukuppe der Wolkenburg im Siebengebirge, rekonstruiert aus der Anordnung der Gefüge: Platznahme von zähen, volatilarmen Schmelzen an und nahe der Oberfläche; Bildbreite ca. 2,7 km (Bildrechte: nach Scholtz 1931)



■ Abb. 12.31 Die Iguazú-Wasserfälle am Dreiländereck Argentinien – Paraguay – Brasilien stürzen über die mächtigen Paraná-Flutbasalte hinab



■ Tab. 12.3 Große Flutbasaltprovinzen (vgl. ■ Abb. 12.32) (nach White & Mckenzie 1995 und Svensen et al. 2009)

Provinz	Alter (Ma)	Eruptionsdauer* (Ma)	Fläche ($\times 10^3$ km 2)	Volumen** ($\times 10^3$ km 3)
Columbia River (W-USA)	15,5–17,2	1,7 (90 %)	164	174
Deccan (Indien)	66 ± 1	~ 1 (80 %)	>1000	1000–2500
Keweenawan (N-USA)	1095 ± 5	2–3	>350	1300
Nordatlantik (Grönl.-Faröer)	54,5–57,5	~ 3	>1300	1800
Paraná (Südamerika)	127–137	~ 2	>1200	>1500
Sibirischer Trapp (Russland)	$252,0 \pm 0,4$	~ 1 (75 %)	>2500	>2000

* Abschätzung der Haupteruptionsphase; wo bekannt, wird in Klammern der Prozentsatz angegeben, der in dieser Zeit eruptiert ist.

** Abschätzung umfasst die Effusiva und die suprakrustalen Stöcke, Gänge und Sills.

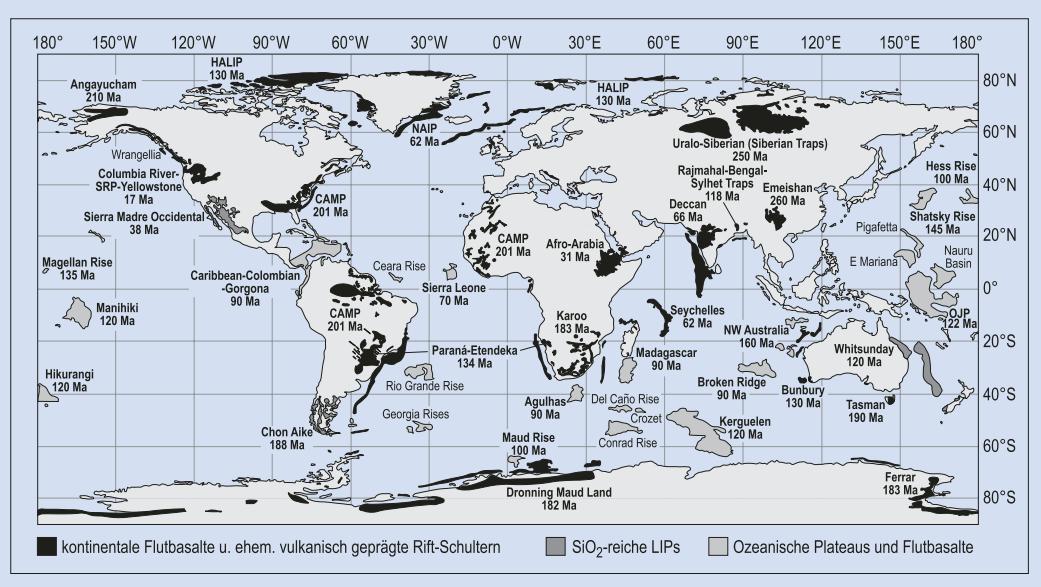


Abb. 12.32 Die großen Vulkanprovinzen („large igneous provinces“; LIP) der Erde (<275 Ma) und ihre Alter. Nach dem MOR-Magmatismus dürfte der an Manteldiapiere gebundene, vorwiegend basische LIP-Magmatismus die höchste Produktionsrate aufweisen, CAMP = Central Atlantic Magmatic Province, NAIP = North Atlantic Igneous Province, OJP = Otong Java Plateau (Bildrechte: nach Bryan & Ernst 2008)

12

Umgebung (Abb. 12.33). Sie bilden sich an geotektonischen Positionen, an denen über längere Zeit hinweg größere Mengen an differenzierten Magmen an die Erdoberfläche gelangen. Dies ist vor allem an Subduktionszonen, aber auch in intrakontinentalen Riftzonen und anderen Vulkanzonen in Intraplatten-Position der Fall. Stratovulkane sind gekennzeichnet durch große plinianische Ausbrüche, zwischen denen Ruhephasen von vielen hundert Jahren liegen können. Daneben finden auch weniger explosive Ausbrüche und Effusion zäher Laven statt. Sind im Gipfelbereich größere Wassermengen in Form von Schnee, Eis oder einem Kratersee vorhanden, beginnen die Ausbrüche häufig mit heftigen phreatomagmatischen Explosionen. Die plinianischen Eruptionen werden aus dem volatilreichen oberen Teil der z. T. krustalen Magmenkammern gespeist. Häufig dringen nach dem großen Ausbruch zähe aber volatilarme Laven nach und bilden Lavadome (Abb. 12.29).

Die steile Form der Stratovulkane ist durch den natürlichen Hangwinkel von Lockerablagerungen bedingt. Zusätzlich kann das Vulkangebäude durch

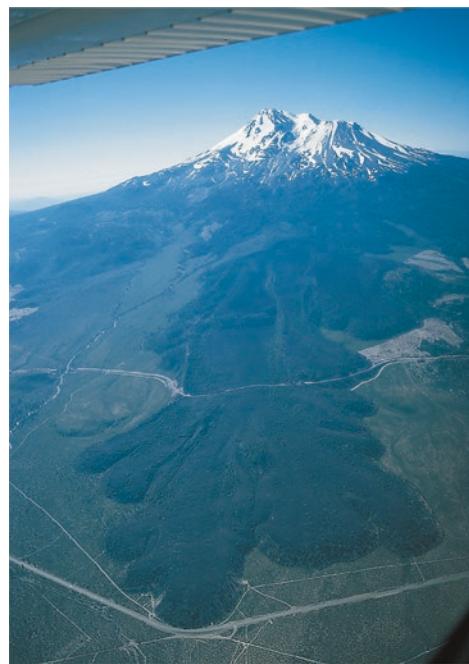


Abb. 12.33 Der Mount Shasta ist mit 4317 m Höhe einer der höchsten Stratovulkane der Cascade Range in den westlichen USA. Im Vordergrund ist eine Andesitlava zu sehen

Magmaintrusionen aufgebläht werden. Diese Übersteilung, die große Menge an unkonsolidiertem Material sowie eine Destabilisierung des Gebäudes durch hydrothermale Zersetzung und durch instablen Untergrund, machen Stratovulkane anfällig für Hangrutsche und Kollapse von ganzen Gebäudesekturen („sector collapse“).

In manchen Vulkanzonen bilden sich in relativ geringer Tiefe große Magmenkammern aus. Sie können, von oben betrachtet, eine runde bis ellipsoide Form haben oder auch von einem System von Störungen polygonal begrenzt sein. Durch Überdruck in der Magmenkammer oder durch ein Erdbeben eingeleitet, kann der „Deckel“ der Magmenkammer seine Dichtungsfunktion verlieren, und es beginnt das gewaltige Spektakel einer Calderaeruption (► Abb. 12.34 und 12.35). Im Verlauf der Eruption wird der obere Teil der Magmenkammer geleert und der „Deckel“ senkt sich entsprechend wenige hundert Meter bis mehrere Kilometer ab. Im Gegensatz dazu stellt ein Maar eine Ausräumungsstruktur dar (► Abb. 12.27). Die Glutwolkenablagerungen (s. u.) von großen Calderaeruptionen, wie z. B. von der Galan-Caldera in NW-Argentinien mit 34 km Durchmesser, können ein Gebiet von der Größe von Nordrhein-Westfalen begraben. In einigen Vulkanzonen sind Dutzende von Calderen zu Komplexen gruppiert, die eine Gesamtfläche von bis zu 20.000 km² bedecken und im Verlauf von mehreren Millionen Jahren bis zu 5000 km³ vulkanisches Material gefördert haben (z. B. Yellowstone in den USA). Die jüngste große Caldera-Eruption fand vor ca. 1800 Jahren im Taupo-Komplex in Neuseeland statt. Diese spektakulären Prozesse sind i. d. R. mit plinianischen Eruptionen differenzierten Magmas verknüpft. Calderastrukturen entstehen aber auch im Rahmen von hawaiianischer Tätigkeit immer dann, wenn aus einer oberkrustalen Magmenkammer größere Magmamengen gefördert werden (z. B. Mauna Loa auf Hawaii und Krafla auf Island).

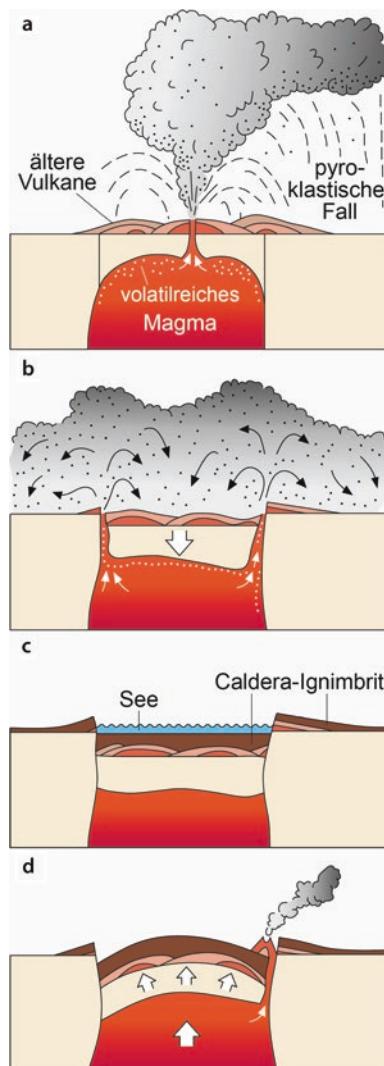
Calderaeruptionen an Land stellen eine große Gefahr dar. Im Falle von großen Eruptionen an der Küste, auf Inseln oder gar submarin kommt zusätzlich die Gefährdung der benachbarten Küstenzonen durch Tsunamis hinzu (► Abschn. 6.3 und 16.1). 1883 wurde die Insel Krakatau durch eine Calderaeruption zerstört. Dabei entstand ein Tsunami, der die Küsten von Sumatra und Java bis zu 15 m hoch

überflutete und mindestens 37.000 Menschen das Leben kostete. Unter dem Vulkan Rabaul, an der Nordspitze der Insel Neubritannien (Papua-Neuguinea), gab es 1983–1985 eine Häufung von Erdbeben, die an ein ringförmiges Störungssystem gebunden waren. Da zentrale Teile des Vulkans vom Meer überflutet sind, befürchtete man, dass eine dem Krakatau vergleichbare Calderaeruption stattfinden könnte. Der Vulkan beruhigte sich wieder und der große Ausbruch blieb aus. Solch ein Vorgang wird als vulkanische Krise bezeichnet.

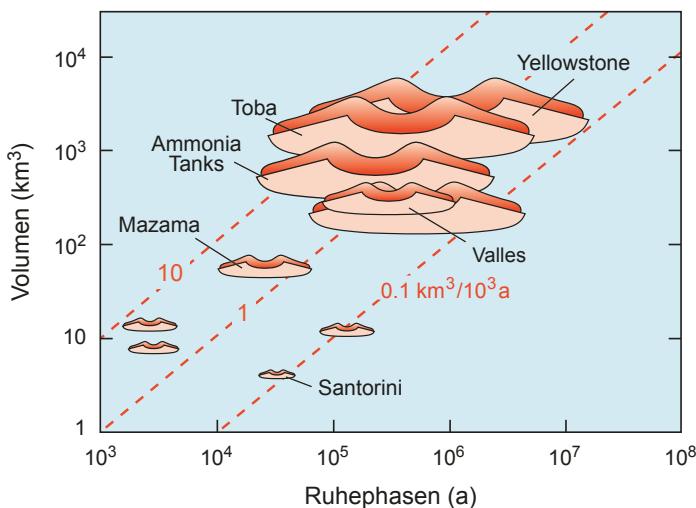
Abkühlendes Magma, das in oder unter den Vulkanen steckt, und Lava geben juvenile Gase ab (► Tab. 12.4). Auf die Bedeutung dieser Volatile für die Eigenschaften des Magmas und den Eruptionsstil ist in diesem Abschnitt wiederholt hingewiesen worden. Meteorisches Wasser, welches in Kontakt mit heißem Gestein oder Magma kommt, heizt sich auf und löst Stoffe heraus. Diese Thermalwässer und heißen Gase treten vor, während und zwischen den Eruptionen an der Erdoberfläche in Form von Thermalquellen und Fumarolen aus. Solfataren (schwefelreich) und Mofetten (kühl, CO₂-reich) sind Bezeichnungen für bestimmte Typen von Fumarolen. Die aus Island, USA und Neuseeland bekannten Geysire sind Thermalquellen, bei denen sich Wasser im Untergrund an heißem Gestein überkritisch aufheizt und dann in mehr oder weniger regelmäßigen Abständen emporschießt. An der Oberfläche kühlen die mineralbeladenen Thermalwässer ab und werden druckentlastet. Als Folge davon werden die mitgeführten Mineralstoffe in Form von Sintern ausgeschieden (► Abb. 12.36).

12.3.3 Transport und Ablagerung in Vulkangebieten: Prozesse und Produkte

Während im Vorangegangenen die wichtigsten Eruptionsformen und Vulkantypen vorgestellt wurden, werden wir im Folgenden auf die komplexen Transport- und Ablagerungsprozesse sowie deren Produkte eingehen. Wir unterscheiden primär vulkanische von sedimentären Vorgängen. Diese Unterscheidung ist in bestimmten Fällen schwer und bisweilen künstlich. Zu den Produkten vulkanischer Prozesse zählen Laven und pyroklastische Ablagerungen.



■ Abb. 12.34 Schematischer Ablauf einer Calderaeruption: Im oberen Teil einer großen oberkrustalen Magmenkammer haben sich SiO_2 - und volatilreiche Magmen angesammelt. Durch Überdruck oder durch Erdbeben ausgelöst, verliert der „Deckel“ der Magmenkammer seine Dichtungsfunktion und es kommt zu einem initialen plinianischen Ausbruch (a), bei dem i. W. Fallablagerungen entstehen (s. Text). Durch den Volumenverlust in der Magmenkammer beginnt der „Deckel“ sich zu senken. Dabei werden präexistente Schwächezonen aktiviert oder neue Störungen gebildet, die in ihrer Position ungefähr den Umfang der Magmenkammer nachzeichnen. Entlang dieser Ringstörungen dringen während der anschließenden Hauptphase (b) große Magmamengen auf und werden fragmentiert. Für einige Calderaeruptionen geht man davon aus, dass sich eine vermutlich mehrere 1000 m mächtige Eruptionswolke bildete, die über der Caldera und ihrer weiteren Umgebung liegt und an deren Basis aus dichten pyroklastischen Strömen Ignimbrite (s. u.) in der absinkenden Caldera und in ihrer Umgebung entstehen. Bei anderen Calderaeruptionen dürften die pyroklastischen Ströme vom Vulkan ausgehend weite Strecken über die Landoberfläche geflossen sein. Die Hauptphase endet, wenn tiefere Stockwerke der Magmenkammer mit zähen aber volatilarmen Schmelzen angezapft werden. Die Calderaentwicklung kann hiermit enden und die entstandene Hohlform füllt sich mit Sedimenten und Wasser (c). Nachträgliches Aufdringen von Magmen kann zu einer Aufwölbung des Calderabodens führen („resurgent dome“). Dabei dringen auch kleine Volumina an zähen, volatilarmen Schmelzen entlang der Ringstörungszone auf und bilden Lavadome und andere kleine Vulkanformen (d), wie z. B. in der Valles-Caldera in New Mexico, USA (Bildrechte: verändert nach Francis 1988)



■ Abb. 12.35 Abschätzungen des Magmenvolumens der großen Eruptionen wiederholt aktiver Calderakomplexe aufgetragen gegenüber den Ruhephasen zwischen den großen Eruptionen; die positive Korrelation beider Parameter, die aufgrund der begrenzten Datenmenge nur als grober Richtwert zu verstehen ist, deutet darauf hin, dass Magmenkammern, die sehr große Eruptionen verursachen, länger für ihre Wiederauffüllung benötigen. Dies hat große Bedeutung für die Abschätzung vulkanischer Gefahren (► Abschn. 16.1). Die schräg verlaufenden roten Strichlinien zeigen die Magmeneruptionsrate pro ka an (Bildrechte: nach Reid 2008)

■ Tab. 12.4 Temperatur und Zusammensetzung vulkanischer Gase aus basaltischen Magmen* (nach Gerlach 1982)

	Surtsey (Island)	Kilauea (Hawaii)	Ätna (Italien)
	1964	1918/19	1970
T (°C)	1125	1170	1075
Gasgehalt in Mol-%			
H ₂ O	81,13	37,09	43,09
H ₂	2,77	0,49	0,46
CO ₂	9,29	48,90	17,08
CO	0,69	1,51	0,36
SO ₂	3,15	11,84	24,86
S ₂	0,13	0,02	0,21
H ₂ S	0,64	0,04	0,20
HCl	0,81	0,08	na

*Die Probenahme und Analyse vulkanischer Gase ist gefährlich und schwierig. Die Gase wurden möglichst heiß und ohne Kontamination durch Luft beprobt, mit dem Ziel, eine für das Magma repräsentative Zusammensetzung zu erhalten und eine Reaktion der Gase mit der Luft und abkühlungsbedingte Umwandlungen zu vermeiden. Dennoch aufgetretene Veränderungen sind durch Rückrechnung berücksichtigt. na: nicht analysiert

■ Abb. 12.36 Sinterterrassen im Yellowstone-Calderakomplex (USA)



Lava Als Lavaströme bezeichnet man Gesteins-schmelzen, die sich an der Erdoberfläche topo-graphisch kontrolliert und der Schwerkraft folgend wie eine mehr oder weniger zähe Flüssigkeit bewegen. Wie wir schon beim Magma gesehen haben (► Abschn. 12.1), variiert die Viskosität stark je nach Zusammensetzung und Temperatur. Alkalibasalti-sche Laven können sehr rasch und u. U. turbulent fließen. Die meisten anderen Laven sind wesentlich zäher und fließen laminar. Häufig werden bereits aus-kristallisierte Einsprenglinge (s. u.) parallel zu den Fließlaminae ausgerichtet und auch die später ent-stehenden Grundmassenkristalle richten sich bei ihrem Wachstum an den Laminae aus (**Fließgefüge**; ■ Abb. 12.37). Dünnflüssige Laven haben während der Bewegung und nach der Erstarrung eine relativ glatte Oberfläche, die allerdings örtlich eng gefäl-telt ist wie eine zusammengeschobene Tischde-cke (**Stricklava, Seillava**). Dieser Lavatyp wird nach einem hawaiianischen Ausdruck als **Pahoehoe**-Lava bezeichnet. Die Oberfläche von den zähen **Aa**-Laven ist rau und zerklüftet (■ Abb. 12.38). Ihre bereits erstarrte Haut wird durch die Bewegung im Innern immer wieder zerbrochen (**Autobrekzierung**). An der sich langsam vorwärts schiebenden Lavafront wird die fragmentierte Oberfläche (**Topbrekzie**), der Kette einer Planierraupe gleich, an die Basis her-untergezogen und überflossen (**Basisbrekzie**).

Laven mit **Einsprenglingen** (Phänokristalle = Kristalle, die mit dem Magma aufgestiegen sind und gut ausgebildete Kristallflächen haben) haben ein

porphyrisches Gefüge (■ Abb. 12.37). Einsprenglings-freie Laven werden als **aphanitisch** bezeichnet. Ob die **Grundmasse** bei der Abkühlung zu nicht kristallinem vulkanischem Glas erstarrt oder mehr oder weniger fein auskristallisiert, hängt von der Abkühltdauer und der Zusammensetzung des Vulkanits ab. SiO_2 -arme Laven bilden nur bei sehr rascher Abkühlung, z. B. beim Kontakt mit Wasser, Glas aus, das als **Siderome-lan** (klar) und **Tachylit** (durch Fe- und Ti-Oxid-Mikro-lithe getrübt) bezeichnet wird. SiO_2 -reiche Laven (z. B. Rhyolith) neigen zur Glasbildung (**Obsidian**), da die langen SiO_2 -Tetraederketten die Diffusion von Kris-tallbausteinen behindern.

Da erstarrte Lava ein kleineres Volumen ein-nimmt als die Schmelze, entstehen bei der Abkühlung Klüfte. Die **Abkühlungsklüfte** zerlegen die Lava in polygonale Säulen, die senkrecht zur Abkühlungs-front stehen (■ Abb. 12.39).

Pyroklastischer Transport und seine Ablagerungspro-dukte Explosive Eruptionen erweitern das Spektrum der exogenen Frachtung (► Kap. 5) um drei spek-takuläre Prozesse: pyroklastischer Fall, pyroklasti-sche Surge und pyroklastischer Strom. Vor allem im Verlauf von komplexen Eruptionen, bei denen plinianische und phreatomagmatische Phasen sich abwechseln, können alle drei Prozesse ineinander-greifen. Allen gemeinsam ist der Transport von vul-kanischen Fragmenten, letztendlich angetrieben durch die vom Magma mitgebrachte Wärme und die Gravitation.

■ Abb. 12.37 Gesteinsanschliff einer porphyrischen Andesitlava (Perm, Nordchile). Die hellen Kristalle sind Plagioklas-Einsprenglinge, die schon in der Magmenkammer vor der Effusion „schwammen“, die feinkörnige Grundmasse ist erst bei der Abkühlung der Lava auskristallisiert



■ Abb. 12.38 Luftbild des 6723 m hohen Llullaillaco in den chilenisch-argentinischen Hochanden (untere Bildkante ca. 10 km lang). Der jüngste Ausbruch des komplexen Stratovulkans produzierte zähe andesitische Lava. Solche Laven haben im Vergleich zu dünnflüssigen basaltischen Laven ein größeres Höhen/Längen-Verhältnis und sie zeigen eine steile Front und Flanken mit Seitenwällen („levees“). Die talwärts gezogenen großen Falten auf der Oberfläche der Ströme reflektieren das Geschwindigkeitsprofil während des laminaren Fließens (Bildrechte: mit freundlicher Genehmigung der Fuerza Aerea de Chile, Servicio Aerofotografico, Santiago)

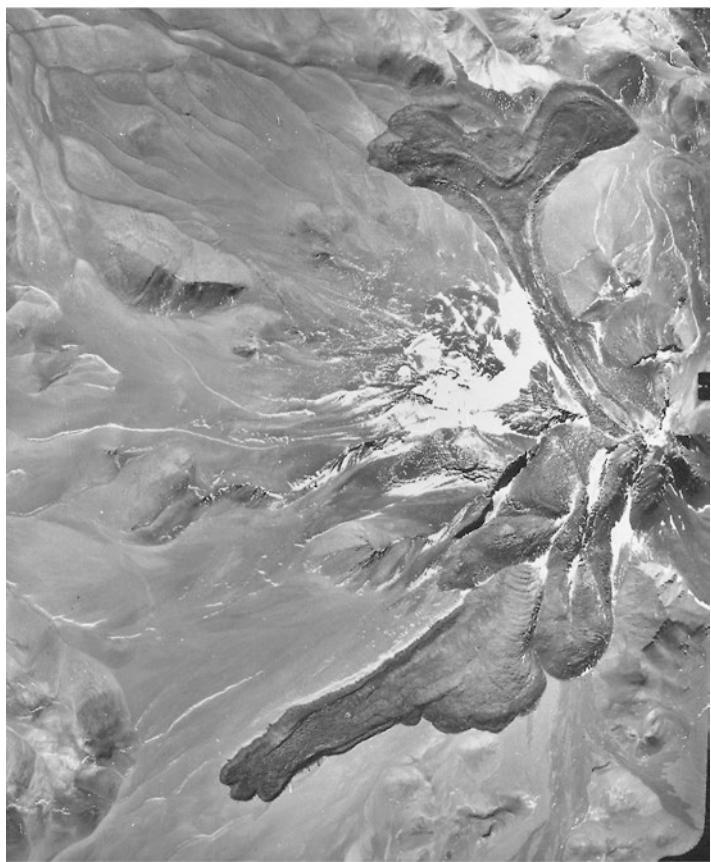


Abb. 12.39 Säulige

Abkühlungsklüftung in quartären Basaltlaven, Hochsimmer in der Eifel. Die Lava links im Bild hat eine fluviatile Rinne ausgefüllt (Fließrichtung auf den Betrachter zu). Die Abkühlungsfront wanderte von oben und von der Rinnenwand aus in die Lava, was zu der radialen Anordnung der Klüfte führte



12

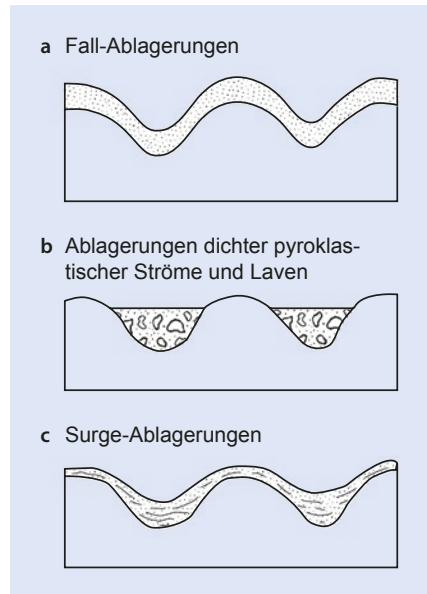
Pyroklastische Fallablagerungen entstehen aus Tephra, die aus dem Vulkan direkt herausgeschleudert wird oder aus der Eruptionswolke heraustritt (Abb. 12.40a und 12.43f). Große Gesteinsbruchstücke und noch flüssige Magmafetzen werden aus dem Schlot herausgeschleudert und fliegen auf ballistischen Bahnen durch die Luft (ballistische Bomben, Abb. 12.43a). Neben Gesteins- und Kristallbruchstücken werden vor allem i. d. R. bereits erstarrte, blasige Glasfetzen abgelagert (SiO_2 -arm: Schlacke, SiO_2 -reich: Bims, Abb. 12.43b). Tephra mit einer Korngröße < 2 mm wird als Asche, Fragmente zwischen 2 und 64 mm als Lapilli bezeichnet. Eine verfestigte Aschelage ist ein Tuff.

Tephra von (ultra-)plinianischen Eruptionen kann durch die Luftströmungen der oberen Atmosphäre weit verdriftet werden. Der Vulkan Askja auf Island z. B. produzierte während einer plinianischen Eruption 1875 feine Asche, die im fernen Stockholm niedergeschlagen wurde. Plinianische Fallaschen stellen erstklassige stratigraphische Marker dar, die zur zeitlichen Korrelation zwischen terrestrischen und marinen Sedimenten aus weit entfernten Becken herangezogen werden. Absolute Altersbestimmungen von Aschelagen haben entscheidend zur Präzisierung der geologischen Zeitskala beigetragen (Tephrochronologie).

Pyroklastische Surges sind mit Pyroklasten beladene, hochverdünnte, turbulente Bodenwolken geringer Dichte, die sich mit hoher Geschwindigkeit vom Vulkan weg ausbreiten. Ihre Entstehung

ist meist an große phreatomagmatische Eruptionen gebunden, bei denen sich der Dampf an der Schlotmündung seitlich explosionsartig ausbreitet bzw. Teile der Eruptionswolke kollabieren. Aus den Stoßwolken, deren Reichweite auf 15–20 km begrenzt ist, sedimentieren schlecht sortierte Ablagerungen in paralleler Schichtung und in Form großer Schrägschichtungskörper (Abb. 12.43c). Surges, die direkt vom Vulkan ausgehen, werden als ‚base surges‘ bezeichnet.

Pyroklastische Ströme sind dichte Dispersionen aus heißem Gas, glutflüssigen oder erstarrten Magmafetzen sowie Gesteins- und Kristallbruchstücken, die sich am Boden z. T. mit großer Geschwindigkeit ausbreiten. Es gibt ein weites Spektrum von zähen dichten Strömen, die in Transport und Ablagerungsverhalten einer Lava oder einem sedimentären Schuttstrom ähneln, bis hin zu turbulenten weniger dichten Strömen, welche in ihrem Fließverhalten Übergänge zu ‚base surges‘ darstellen. Pyroklastische Ströme entstehen aus dem Kollaps von Eruptionswolken oder durch die Explosion bzw. den Kollaps von Lavadomen und Lavafronten (Abb. 12.41 und 12.42). Calderaeruptionen produzieren große Volumina an bimsreichen pyroklastischen Stromablagerungen (**Ignimbrit**), welche die entstehende Caldera auffüllen und sich als ausgedehnte Decken in ihrer Umgebung ausbreiten (Abb. 12.34). Je nach Mächtigkeit und Temperatur können in den Ignimbriten Partien mit verschweißten Bimsfetzen entstehen (Abb. 12.43e). Eine schlechte Sortierung und

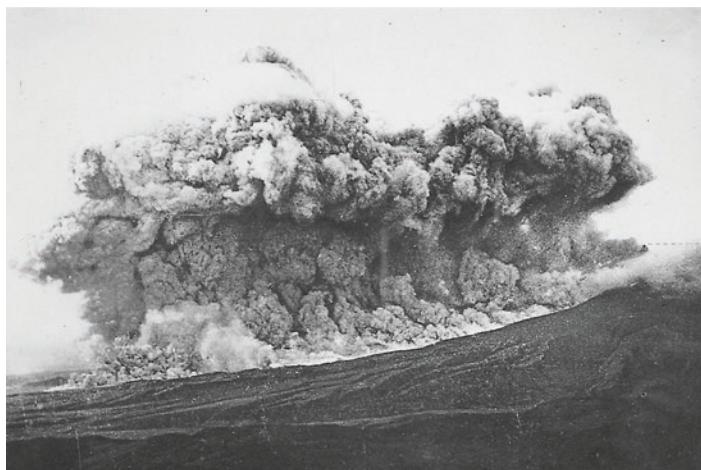


■ Abb. 12.40 Unterschiedliche Geometrien der Ablagerungen der drei pyroklastischen Transportformen Fall, Surge und Strom sowie von Lava. (a) Fallablagerungen bedecken die Landschaft mit einer Decke von lokal gleicher Mächtigkeit (wie Schnee). (b) Dichte pyroklastische Ströme (wie auch Laven) folgen der Topografie wie Wasser. (c) Surges und hochverdünnte pyroklastische Ströme konzentrieren Transport und Ablagerung in den Vertiefungen (Bildrechte: nach Cas & Wright 1987)

massiges Gefüge (vgl. Schuttstromablagerungen, ▶ Kasten 5.1) sind charakteristisch für Ablagerungen pyroklastischer Ströme.

Sedimentäre Prozesse Alle Phänomene der Verwitterung, der Erosion, des Transports und der Ablagerung, welche in ▶ Kap. 3 bis ▶ Kap. 5 dargestellt sind, sind auch in Vulkangebieten zu beobachten. Allerdings unterscheiden sich die sedimentären Prozesse in vulkanisch aktiven Gebieten durch folgende Punkte von anderen exogenen Faziesräumen:

1. Vulkaniger Detritus hat im Vergleich zu normaler alluvialer Fracht (i. W. Quarz, Feldspat, Tonminerale) eine 3–5fach erhöhte Varianz der Dichte. Bei porösem Material (z. B. Bims) korreliert die Dichte häufig negativ mit der Korngröße.
2. Im Zuge einer explosiven Eruption wird ein bestehendes alluviales System schockartig mit großen Mengen an Lockermaterial überlastet. Entsprechend sind während und nach der Eruption sedimentäre Massenströme häufig.
3. Vulkaniger Detritus, insbesondere Glas und mafische Minerale, ist besonders verwitterungsanfällig und neigt zu rascher Tonmineral- und Zeolithbildung (▶ Kasten 3.1 und ▶ Abschn. 13.3).



■ Abb. 12.41 Pyroklastischer Strom an der Montagne Pelée auf Martinique, 1903. Dieser Block-und-Asche-Strom entstand durch die Explosion eines Lavadoms, dessen Reste am rechten Bildrand noch zu sehen sind (gestrichelte Linie). Der pyroklastische Strom ist komplett von einer Aschewolke eingehüllt (■ Abb. 12.42) (Bildrechte: aus Lacroix 1904)

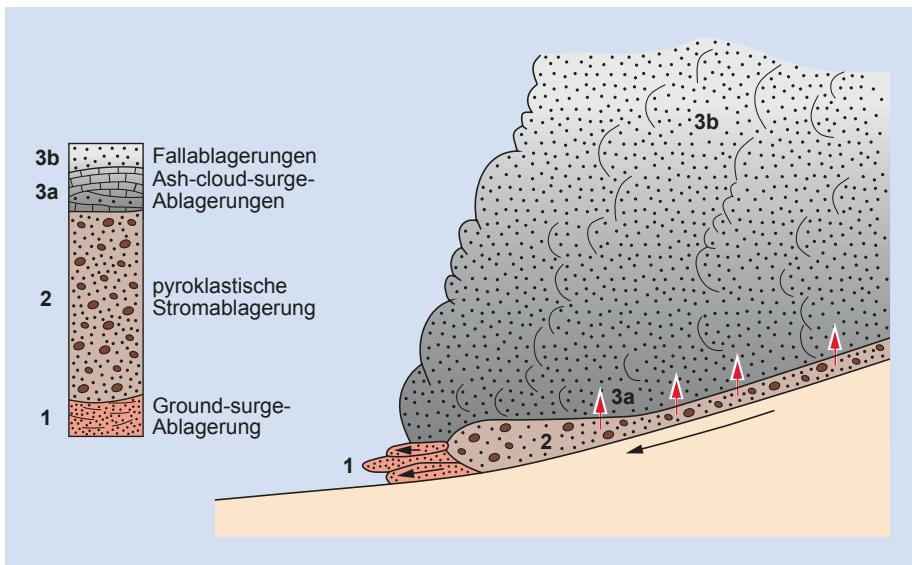


Abb. 12.42 Aufbau und Ablagerungen eines pyroklastischen Stromes. Der pyroklastische Strom (2) ist in eine Aschewolke (3) eingehüllt, die aus aufgeheizter Luft, vermischt mit aus dem Strom entweichenden feinen Partikeln und heißem Gas, besteht (Abb. 12.41). An der Stromfront können ebenfalls Gas und Asche herausschießen und eine z. T. schräggeschichtete basale Lage bilden (1, Ground-surge-Ablagerung). Auf der massigen Stromablagerung (2) sedimentiert nach und nach die Aschewolke als feine Fallablagerung (3b). Durch seitliche „Böen“ an der Basis der Aschewolke können sog. Ash-cloud-surge-Ablagerungen entstehen (3a) (Bildrechte; nach Cas & Wright 1987)

Die in Punkt 2 angesprochenen Massenströme stellen besonders in humiden Klimazonen eine große Gefahr dar. Bei einem entsprechenden Relief können diese als **Lahare** bezeichneten Schutt- und Schlammströme viele Zehnerkilometer fließen. So gehen z. B. am Mayon-Vulkan auf den Philippinen pro Jahr durchschnittlich 30 Lahare ab. Während

großer Eruptionen und in den Jahren danach ist die Frequenz oft noch höher.

An subaquatischen Vulkanen, sei es im Meer, in Seen aber auch in subglazialer Position, spielt sedimentäre Umlagerung von vulkanischem Material eine entscheidende Rolle. Pyroklastisch oder **hydroklastisch** (durch Abschreckung) entstandene

Abb. 12.43 (a) Pyroklastische Ablagerungen der Laacher-See-Eruption vor ca. 12.900 Jahren: Unten liegen aschereiche Ignimbrite, darüber eine Wechselfolge aus bimsreichen Fall- und parallelgeschichteten Base-surge-Ablagerungen. Im Zentrum ist ein Lavablock zu sehen, der aus dem Vulkan herausgeschleudert wurde und auf einer ballistischen Bahn in die unverfestigten Ablagerungen eingeschlagen ist; Buch ist 30 cm lang (bei Süßborn, Eifel). (b) Aufgebrochener Bimsblock in einer 8000 Jahre alten proximalen Fallablagerung; Druckbleistift ist 14 cm lang (Meidob Hills, NW-Sudan). (c) Base-surge-Ablagerungen der Laacher-See-Eruption. In feuchten und kühlen Surges (100–400 °C) kann das obere Strömungsregime (vgl. Kasten 5.3) erreicht werden und es kommt zur Ausbildung von Antidünen. Die Partikel werden auf der der Strömung zugewandten Seite der Antidüne sedimentiert (Pfeil) (Wingertsberg, Eifel, Bildrechte: Foto – G. Wörner). (d) Unverschweißte pyroklastische Stromablagerung der Laacher-See-Eruption. Sie ist aus mehreren Ablagerungseinheiten aufgebaut, in denen große Bimsklasen (hell) und Gesteinsbruchstücke (dunkel) z. T. gradiert vorkommen; das Buch ist 20 cm lang (Brohltal, Eifel, Bildrechte: Foto – A. Stobbe). (e) Stark verschweißter Ignimbrit. Die dunklen eingeregelten Fetzen sind kompaktierte Bimse (Fiamme), daneben sind nicht-kompaktierte Lavaklasten zu sehen, die aus der Vulkanschlotwand stammen oder vom pyroklastischen Strom unterwegs aufgenommen worden sind (Battleship Rock, Valles Caldera, New Mexico, USA; post-Caldera-Phase; Abb. 12.34d). (f) Strombolianische Fallablagerungen mafischer Schlacke mit dünnen Einschaltungen von Base-surge-Ablagerungen (hell); die untere Einheit wurde durch vulkanotektonische Abschiebungen zerlegt (Quartär, Eppelsberg, Eifel)



Fragmente werden von Schuttströmen und Turbiden den Hang des Vulkans herunter und weit in die Umgebung transportiert (vgl. ▶ **Kasten 5.1**).

12.3.4 Mariner Vulkanismus

Der marine Vulkanismus umfasst neben den sichtbaren Vulkaninseln die Mittelozeanischen Rücken sowie unzählige untermeerische Vulkane an jungen Subduktionszonen und im Innern von ozeanischen Platten (vgl. □ **Abb. 12.6**).

Die Vulkanform an einem Mittelozeanischen Rücken ist abhängig von seiner Spreizungsrate. Am langsam auseinanderdriftenden Mittelatlantischen Rücken ($2-4 \text{ cm a}^{-1}$) sind in einem tiefen Zentralgraben wenige isolierte Vulkane tätig, die einen runden bis ellipsoiden Grundriss haben (□ **Abb. 12.44**). Der rasch spreizende Ostpazifische Rücken hingegen ($6-16 \text{ cm a}^{-1}$) produziert so viel Magma, dass überall Vulkane tätig sind. Sie ähneln in ihrer lang gestreckten Form den Spaltenvulkanen auf Island.

Aufgrund des großen hydrostatischen Druckes, den die ca. 2,5 km hohe Meerwassersäule auf den Mittelozeanischen Rücken ausübt, können die im Magma gelösten Volatile i. d. R. nicht austreten und Blasen bilden. Auch eine Dampfbildung am Kontakt zwischen dem Meerwasser und dem heißen Magma unterbleibt. Die typischerweise tholeiitischen Magmen (▶ **Kasten 12.1**) treten daher am Meeresboden ruhig aus und bilden bei geringer Effusionsrate fingerförmige **Kissenlaven** und bei hoher Effusionsrate Lavadecken. Kissenlaven sind nicht nur für die Mittelozeanischen Rücken typisch, sondern entstehen in allen subaquatischen Milieus (□ **Abb. 12.45**).

Eine der faszinierendsten Entdeckungen der marinen Geologie stellen die **schwarzen** und **weißen Raucher** dar, welche inzwischen nicht nur an den Vulkanen der Mittelozeanischen Rücken sondern auch an anderen submarinen Vulkanen gefunden worden sind. Aus diesen im englischen als ‚black smoker‘ bezeichneten 10 m hohen Röhren schießt bis 400 °C heißes, sulfidbeladenes Thermalwasser heraus (□ **Abb. 12.46**). Sie stellen die Austrittsöffnungen von hydrothermalen Kreisläufen dar: Meerwasser dringt in die klüftigen Basalte ein und heizt sich im Kontakt zu heißem Gestein oder zu Magmenkammern auf. Dabei wird das marine Sulfat (□ **Tab. 6.1**) zu Sulfid reduziert und aus dem Gestein werden Stoffe herausgelöst.

Normalerweise werden die aus Sulfiderzen und Anhydrit aufgebauten Röhren und Schlämme vom Meerwasser aufgelöst. Werden sie allerdings rasch von neuer Lava bedeckt, können daraus reiche Erzlagerstätten werden, wie sie aus einigen Ophiolithen bekannt sind (vgl. ▶ **Abschn. 10.2**).

Der Aufstieg der Magmen am Mittelozeanischen Rücken findet entlang von Spalten statt, deren Füllung zu vulkanischen Gängen erstarrt. Da die neue ozeanische Kruste durch das ‚sea floor spreading‘ fortwährend auseinandergezogen wird, bilden sich auch fortwährend neue Spalten. Somit entsteht im subvulkanischen Stockwerk ein Gang neben dem anderen, einem senkrecht gestellten Kartenstapel vergleichbar („sheeted dykes“, □ **Abb. 10.7**).

Für die vielen Vulkane im Innern der ozeanischen Platten wird eine Entstehung über einem Manteldiapir angenommen. Diese Magmenquelle brennt sich durch die Lithosphäre wie eine Kerzenflamme durch ein Stück Papier. zieht man das Papier langsam in eine Richtung, entsteht eine Brandspur. Analog dürften viele Insel- und Seamountketten entstanden sein, deren eines Ende sich über dem Manteldiapir befindet und von aktivem Vulkanismus geprägt ist. Zum anderen Ende dieser Ketten hin nimmt das Alter der erloschenen Vulkane zu und die Vulkangebäude sinken unter den Wasserspiegel ab (□ **Abb. 12.47**). Das Paradebeispiel für diesen Vorgang ist die Emperor-Hawaii-Kette im Nordpazifik (□ **Abb. 10.3**). In vielen Ozeangebieten sind abseits der Plattengrenzen submarine Rücken entdeckt worden, die aus einer Kette von inzwischen erloschenen Intraplattenvulkanen entstanden sind. Da in diesen Rücken im Gegensatz zu den Mittelozeanischen Rücken keine Erdbeben zu verzeichnen sind, werden sie auch **aseismische Rücken** genannt.

Neben den aseismischen Rücken sind durch geophysikalische Untersuchungen und Bohrungen ausgedehnte submarine Strukturen entdeckt worden, die als **ozeanische Plateaus** bezeichnet werden. Sie sind überwiegend aus mafischen Laven aufgebaut. Das Otong-Java-Plateau z. B. ist ein ca. 2 Mio. km^2 großer Block, der in 1–3 km Tiefe am Westrand der pazifischen Platte liegt (□ **Abb. 12.32**). Für das Otong-Java-Plateau, wie auch für einige andere große ozeanische Vulkanitprovinzen, wird eine Entstehung als submarine Flutbasalte über großen Manteldiapiren angenommen, vergleichbar mit den subaerischen Flutbasalten auf den Kontinenten.

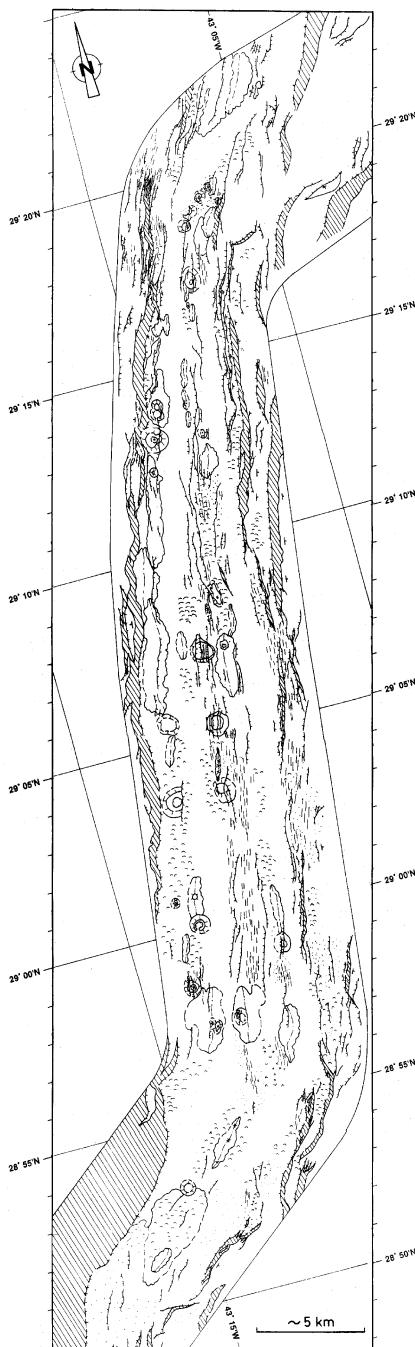
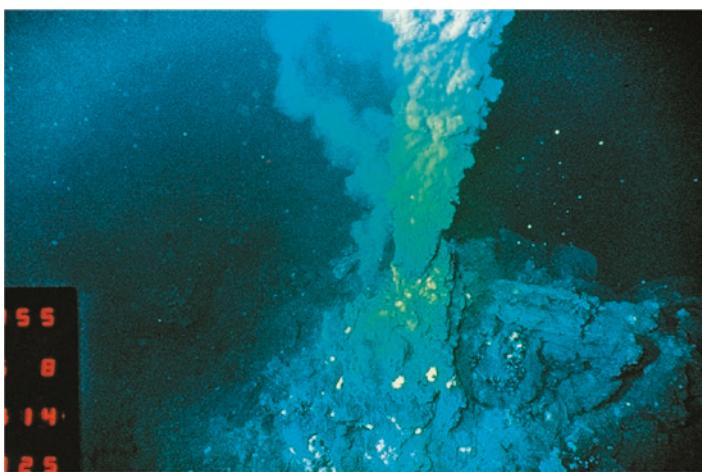


Abb. 12.44 Vulkanformen im Zentralgraben des langsam spreizenden Mittelatlantischen Rückens. Es sind runde Einzelvulkane und ovale Lavafelder erkennbar; Auswertung von TOBI-Side-scan-sonar-Bildern eines Segments des Mittelatlantischen Rückens zwischen zwei Transformstörungen, ca. 1800 km SW der Azoren; die schraffierten Bereiche stellen abschiebungsbedingte Geländekanten dar (Bildrechte: mit freundlicher Genehm. von A. Briais)

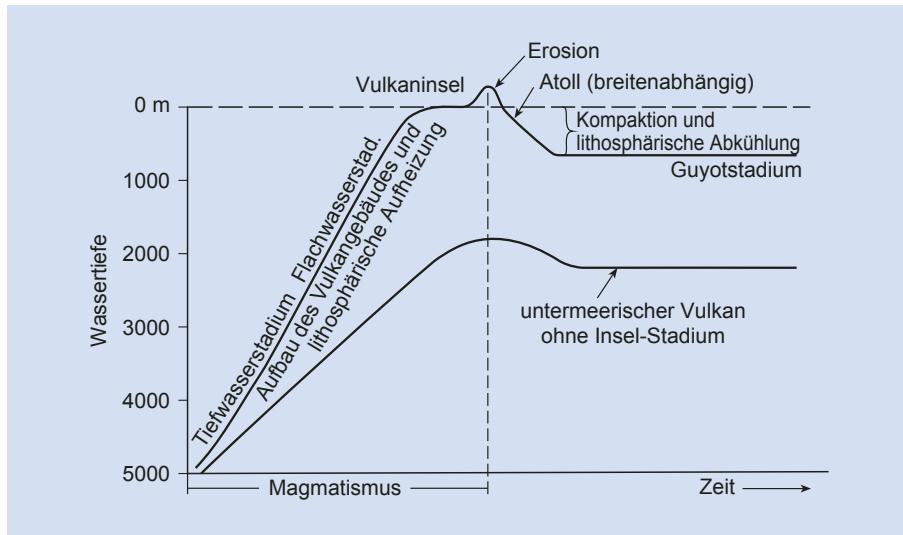


■ Abb. 12.45 Subaquatisch ausfließende Basaltlava kann zu fingerförmigen Einheiten erstarren, die im Querschnitt kissenförmig aussehen; bei letzterem ist hier deutlich die radiale Abkühlungsklüftung zu sehen (Kreide, Sohar, Oman; Bildrechte: Fotografie – Enrico Kallmeier)

12



■ Abb. 12.46 Schwarzer Raucher auf dem Ostpazifischen Rücken. Diese Röhren, aus denen $340\text{ }^{\circ}\text{C}$ heiße, mit schwarzen Sulfidpartikeln beladene Thermalwässer austreten, stellen die Austrittsöffnungen von Hydrothermalkreisläufen dar. Die weißen Krebse sind Teil einer Nahrungskette, an deren Beginn hitzeresistente Schwefelbakterien stehen, welche direkt von den Thermalquellen leben (Aufnahme von Bord des Tauchbootes Nautilus in 1700 m Tiefe, Bildrechte: Foto – P. Herzig)



■ Abb. 12.47 Die Entwicklung eines Vulkans auf ozeanischer Lithosphäre. Die Kurven stellen die Höhe eines Vulkans im Lauf der Zeit dar. Mantelmagma dringt durch die Lithosphäre empor und heizt sie auf (vgl. ■ Abb. 9.13). Nach einiger Zeit tritt das Magma am Meeresboden aus und baut ein Vulkangebäude auf. Wegen des großen Wasserdruks unterbleibt im Tiefwasserstadium i. W. die Blasenbildung und es kommt zur Ausbildung von Laven. Fragmentierung tritt nur durch Abschreckung auf (hydroklastische Fragmentierung). Die Meerestiefe, unterhalb der eine Blasenbildung unterbleibt, wird als „pressure compensation level“ (PCL) bezeichnet. Die untere Kurve zeigt einen submarinen Vulkan, dessen Magmenproduktion nicht zu einem Vulkaninselstadium reichte. Bei starkem, langanhaltendem Magmatismus wächst der Vulkan weiter und erreicht das Flachwasserstadium. Hierbei entstehen neben Laven auch pyroklastische Fragmente, die durch Massenströme den Abhang des Vulkans hinuntertransportiert werden. Erreicht der Vulkan den Meeresspiegel, kann sein Höhenwachstum durch die marine Abrasion und durch phreatomagmatische Explosionen für eine gewisse Zeit aufgehalten werden. Es folgt das Inselstadium (z. B. Gran Canaria). Wenn die Magmenquelle im Mantel versiegt, beginnt der absteigende Teil der Kurve, der die Effekte der Erosion, Abrasion, Kompaktion des Vulkangebäudes und der Abkühlung der Lithosphäre summiert (z. B. Mauritius). In tropischen Meeren kann es zur Ausbildung eines Atolls kommen (■ Abb. 6.34). Schließlich erreicht der Vulkan das Guyotstadium (= Seamounts mit abgeflachtem Top). Die gezeigten Entwicklungsabschnitte eines ozeanischen Vulkans dauern unterschiedlich lange. Für die Hawaii-Vulkankette z. B. nimmt man ca. 100.000 Jahre für das subaquatische Stadium, ca. 1 Mio. Jahre für die subaerische vulkanische Aktivität, ca. 5 Mio. Jahre für die postvulkanische Erosion und mindestens 30 Mio. Jahre für das Atollstadium an (Bildrechte: verändert nach Schmincke & Bogaard 1991)

Literatur

- Arth JG, Barker F (1976) Rare-erath partitioning between hornblende and dacitic liquid and implications for the genesis of trondhjemite-tonalitic magmas. *Geoco* 4:534–536
- Bryan SE, Ernst RE (2008) Revised definition of large igneous provinces (LIPs). *Earth-Sci Rev* 86:175–202
- Bussell MA, Pitcher WS (1985) The structural controls of batholith emplacement. In: Pitcher WS, Atherton MP, Cobbing EJ, Beckinsale RD (Hrsg.) *Magmatism at a plate edge – The Peruvian Andes*. Wiley & Sons, New York, 167–176
- Cas RAF, Wright JV (1987) *Volcanic successions: Modern and ancient*. Allen & Unwin, London, 528 S
- Francis P (1988) Riesencalderen: Zeugen verheerender Vulkanausbrüche. In: *Vulkanismus. Spektrum der Wissenschaft*, Heidelberg, 78–91

Gerlach TM (1982) Interpretation of volcanic gas data from tholeiitic and alkaline mafic lavas. *Bulletin Volcanologique* 45:235–244

Glazner AF (1994) Foundering of mafic plutons and density stratification of continental crust. *Geoco* 22:435–438

Irvine TN, Baragar WRA (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.* 8:532–548

Lacroix A (1904) *La Montagne Pelée et ses éruptions*. Masson, Paris

Le Bas MJ, Le Maitre RW, Streckeisen A, Zanettin B (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrol.* 27:745–750

Lorenz V (1988) Maare und Schlackenkegel der Westeifel. In: *Vulkanismus. Spektrum der Wissenschaft*, Heidelberg, 116–127

- Luhr JF, Simkin T (Hrsg., 1993) Paricutin; the volcano born in a Mexican cornfield. Geoscience Press, Phoenix, 427
- Lundstrom CC, Glazner AF (2016) Silicic magmatism and the volcanic-plutonic connection. *Elements* 12:91–96
- Matthes S (1993) Mineralogie: eine Einführung in die spezielle Mineralogie, Petrologie und Lagerstättenkunde. Springer, Berlin, 461 S
- Reid MR (2008) How long does it take to supersize an eruption? *Elements* 4:23–28
- Rittmann A (1981) Vulkane und ihre Tätigkeit 3. Aufl. Enke, Stuttgart, 399 S
- Schreiber U (1996) Tertiärer Vulkanismus des Westerwaldes, 96/7. *Terra Nostra*, 187–212
- Schmincke H-U (1986) Vulkanismus. Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt, 164 S
- Schmincke H-U, Bogaard V (1991) Tephra layers and tephra events. In: Einsele G, Ricken W, Seilacher A (Hrsg.) *Cycles and events in stratigraphy*. Springer, Berlin, 392–429
- Schmitt AK, Wetzel F, Cooper KM, Zou H, Wörner G (2010) Magmatic longevity of Laacher See Volcano (Eifel, Germany) indicated by U-Th dating of intrusive carbonatites. *J Petrol* 51:1053–1085
- Scholtz H (1931) Die Bedeutung makroskopischer Gefügeuntersuchungen für die Rekonstruktion fossiler Vulkane. *Z. Vulkanol.* 14:97–117
- Svensen H, Planke S, Polozov AG, Schmidbauer N, Corfu F, Podladchikov YY, Jamtveit B (2009) Siberian gas venting and the end-Permian environmental crisis. *Earth Planet Sc Lett* 277:490–500
- Schreiber U, Anders D, Koppen J (1999) Mixing and chemical interdiffusion of trachytic and latitic magma in a sub-volcanic complex of the Tertiary Westerwald (Germany). *Lithos* 46:695–714
- Streckeisen A (1976) To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.* 12:1–33
- Streckeisen A (1979) Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites, and melilitic rocks: Recommendations and suggestions of the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. *Geoco* 7:331–335
- White RS, McKenzie DM (1995) Mantle plumes and flood basalts. *J. Geophys. Res.*, 100:17543–17585
- Wilson M (1989) Igneous Petrogenesis. Chapman & Hall, London, 466 S
- Zeil W (1990) Brinkmanns Abriss der Geologie. Erster Band: Allgemeine Geologie. 14. Aufl. Enke, Stuttgart, 278 S

Weiterführende Literatur

- Best MG (2003) Igneous and metamorphic petrology – 2. Aufl. Blackwell Publ., Malden, MA, 729 S
- Cas RAF, Wright JV (1987) Volcanic successions: modern and ancient; a geological approach to processes, products and successions. Chapman & Hall, London, 450 S
- Cox KG, Bell JD, Pankhurst RJ (1993) The interpretation of igneous rocks. Chapman & Hall, London, 450 S
- Faure G (2001) Origin of igneous rocks: the isotopic evidence. Springer Verlag, Tokyo, 496 S

Metamorphose

- 13.1 Metamorphosetypen – 332
- 13.1.1 Metamorphose eines Sandsteins – 335
- 13.2 Metamorphe Gefüge – 338
- 13.3 Metamorphe Fazies – 341
- 13.4 Metamorphose und Plattentektonik – 346
- Literatur – 347

Magmatismus fördert Schmelzen aus dem Erdinnern und lässt in oder auf der Kruste neues Gestein (Magmatite) entstehen (► Kap. 12). Die exogenen Prozesse führen zur Bildung von Sedimenten (► Kap. 5 und ► Kap. 6). Die Magmatite und Sedimente können in tektonisch aktiven Gebieten, wie z. B. an einem konvergenten Plattenrand, durch Aufheizung, Versenkung, Thermalwässer und gerichteten tektonischen Druck verändert werden. Diese Prozesse, die in der Temperaturspanne zwischen Diagenese (<200 °C, ► Kap. 8) und Aufschmelzung (i. A. 700–1100 °C, ► Abschn. 12.1) stattfinden, werden nach dem griechischen Wort für Veränderung als **Metamorphose** bezeichnet. Die Produkte der Metamorphose nennt man **Metamorphite**. Wenn sie aus magmatischen Ausgangsgesteinen (**Edukte, Protolith**) entstanden sind, werden sie als **Orthometamorphite** bezeichnet. Aus Sedimenten gebildete Metamorphite heißen **Parametamorphite**.

Thermodynamisch gesehen ist Metamorphose die Reaktion eines Systems – in diesem Falle eines Gesteins, bestehend aus einem oder mehreren Mineralen ± Fluiden – auf eine Veränderung der physikalisch-chemischen Parameter (vgl. ► Kasten 13.1). Die entscheidenden Parameter des Systems sind:

- die chemische Zusammensetzung (χ) des Ausgangsgesteins,
- Temperatur (T),
- Druck (p),
- Anwesenheit oder Zufuhr von fluiden Phasen (vor allem H_2O) und darin gelösten Stoffen,
- die Zeit (t).

13.1 Metamorphosetypen

Werden die Gesteine durch tektonische Prozesse in die Tiefe transportiert und damit höherem Druck und höherer Temperatur ausgesetzt, spricht man von einer **Regionalmetamorphose**. In tektonisch aktiven Gebieten geht diese Metamorphose i. d. R. mit einer starken Deformation (► Abschn. 11.1) einher (**Thermodynamometamorphose**, ► Abb. 13.1). Werden Sedimente und Vulkanite am Boden eines Beckens durch Auflagerung jüngerer Schichten tief versenkt, kann der Bereich höherer Diagenese erreicht und u. U. überschritten werden. Diese relativ schwache Metamorphose ohne starke tektonische Deformation

wird als **Ver senkungs metamorphose** („burial“) bezeichnet.

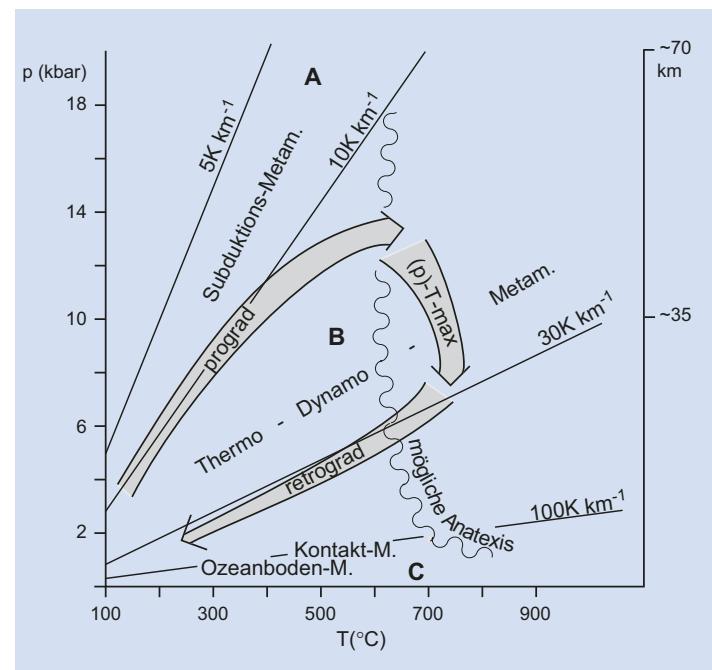
Unter Dehnung stehende Becken in vulkanisch aktiven Zonen (z. B. Intra-arc-Becken, ► Abb. 10.16) sind durch eine rasche Absenkung, eine mächtige Füllung durch Sedimente und Vulkanite sowie durch einen hohen Wärmefluss gekennzeichnet. Der hohe Wärmefluss wird durch die synchrone magmatische und hydrothermale Aktivität verursacht. Die Beckenablagerungen sind also sowohl von Versenkung als auch von hydrothermaler Überprägung betroffen, welche solange anhält wie die magmatische Tätigkeit in diesem Bereich. Diese als **diastathermale** (dehnungs- und temperaturbetonte) Metamorphose bezeichnete Form der Überprägung kann etwas höhere Temperaturen als die einfache Versenkungs metamorphose erreichen (bis zu 400 °C). Bei der diastathermalen Metamorphose kehrt der geothermische Gradient nach dem Ende der magmatischen Aktivität wieder zu normalen Werten zurück (z. B. von 60 auf 30 K km⁻¹). Im Gegensatz dazu findet i. d. R. bei der Versenkungs- und auch bei der Regionalmetamorphose eine Abkühlung erst durch tektonische Heraushebung (**Exhumierung**) der betreffenden Gesteinspakete statt.

Zwei weitere Metamorphosetypen entstehen, wenn Wärme in eine kalte Umgebung transportiert wird. Nimmt z. B. ein Magmenkörper in der Oberkruste Platz, heizt sich seine Umgebung auf. Vor allem bei Anwesenheit von Wasser (vom Magma oder aus dem Nebengestein) finden **kontaktmetamorphe** Veränderungen im Nebengestein statt, die zur Bildung eines **Kontakthofs** um den Intrusivkörper herum führen (► Abb. 12.20 und 13.2–13.4). Heiße Wässer, die in magmatisch aktiven Gebieten durch Klüfte und Poren zirkulieren, verursachen eine **hydrothermale Metamorphose** (oder auch **hydrothermale Alteration**, ► Abb. 13.3) der Gesteine (z. B. am Mittelozeanischen Rücken, ► Abb. 12.46).

Beim Einschlag (Impakt) großer Meteoriten werden im Bereich des Einschlagkraters hohe Temperaturen und, für kurze Zeit, extrem hohe Drücke erzeugt. Dabei können Gesteine aufgeschmolzen und herausgeschleudert werden und dann zu kugeligen Glasaggregaten erstarrten (**Tektite**). Darüber hinaus können sich im vom Impakt betroffenen Gestein Hochdruckminerale bilden, wie z. B. die SiO_2 -Hochdruckmodifikation Coesit (► Abb. 13.13).

13.1 · Metamorphosetypen

■ Abb. 13.1 Druck- und Temperaturbedingungen der metamorphen Prozesse in der Lithosphäre; die geraden Linien stellen geothermische Gradienten dar: A) Im Bereich der abtauchenden Platte einer Subduktionszone (gilt nur für Subduktionszonen mit Abtauchwinkeln $>30^\circ$, bei flacheren Abtauchwinkeln gilt B); B) Kontinentale Kruste im Bereich eines „magmatic arcs“ oder einer Kontinent-Kontinent-Kollision; C) Kontaktmetamorphose und hydrothermale Metamorphose, z. B. am Mittelozeanischen Rücken; die in der Abbildung gezeigten Begriffe werden im Text erläutert ($10 \text{ kbar} = 1 \text{ GPa}$) (Entwurf: G. Franz, nach verschiedenen Quellen)



■ Abb. 13.2 Kontaktmetamorpher paläozoischer Tonschiefer mit Andalusit (Chiastolith). Kontaktoreole des Granits von Rostrenen; Etang des Salles, Sainte Brigitte bei Pontivy im Département Morbihan, Bretagne (Foto und Handstück von Bernhard Schulz)

Diese Mineralumwandlungen, die besonders in der frühen Erd- und Mondentwicklung bedeutend waren (vgl. ▶ Abschn. 9.1), werden als **Impaktmetamorphose** bezeichnet.

Fluide, allen voran Wasser aber auch Kohlensäure, spielen bei den metamorphen Prozessen eine zentrale

Rolle. In ▶ Tab. 13.1 sind einige metamorphe Minerale mit hohem Gehalt an Kristallwasser und gebundenem Wasser aufgeführt, deren Zusammenbruch größere Mengen an Wasser freisetzt. Häufig wird erst durch die Zufuhr von Wasser eine metamorphe Reaktion ermöglicht. Ein Granitpluton z. B., der in der Kruste steckt, kann trotz hohen Drucks und hoher Temperatur lange Zeit „frisch“ bleiben. Dringen allerdings Thermalwässer in das Gestein ein, werden die magmatischen Minerale langsam umgewandelt. Häufig sind in den Thermalwässern neben CO_2 andere Stoffe (z. B. Cl^- und F^-) enthalten, welche das unter hohen Drücken stehende, heiße und somit sehr aggressive Wasser unterwegs aus dem Gestein gelöst hat. Solche mineralreichen Wässer können in metamorphe Reaktionen einbezogen werden und somit die vom Protolith geprägte chemische Zusammensetzung stark verändern. Ist der Effekt durch die mit dem Wasser zu- oder abgeführten Stoffe bedeutend, spricht man von **Metasomatose**. Beispielsweise verursachen die Hydrothermalkreisläufe im Bereich der Mittelozeanischen Rücken metasomatische Mineralumwandlungen. Der ursprünglich An-reiche Plagioklas des Basalt z. B. wird hierbei durch Zufuhr von Na aus dem Meerwasser zu Albit umgewandelt (▶ Kasten 3.1).

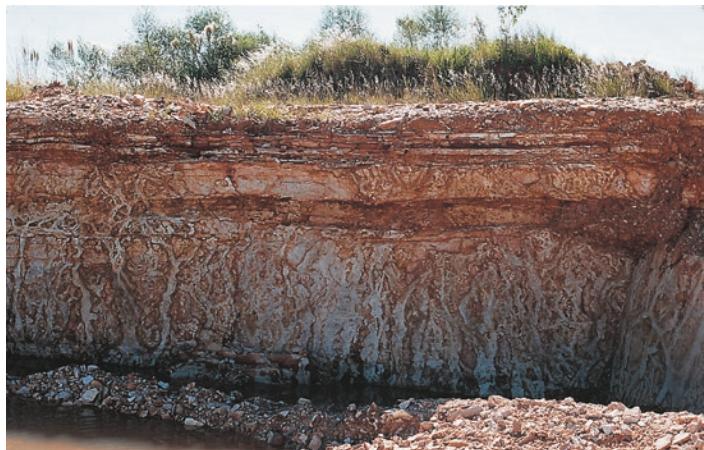


Abb. 13.3 Verfärbung durch Mineralreaktionen entlang von Fluidbahnen. Die hydrothermale Alteration der ordovizischen Sandsteine steht im Zusammenhang mit känozoischem Magmatismus (Paraguay)

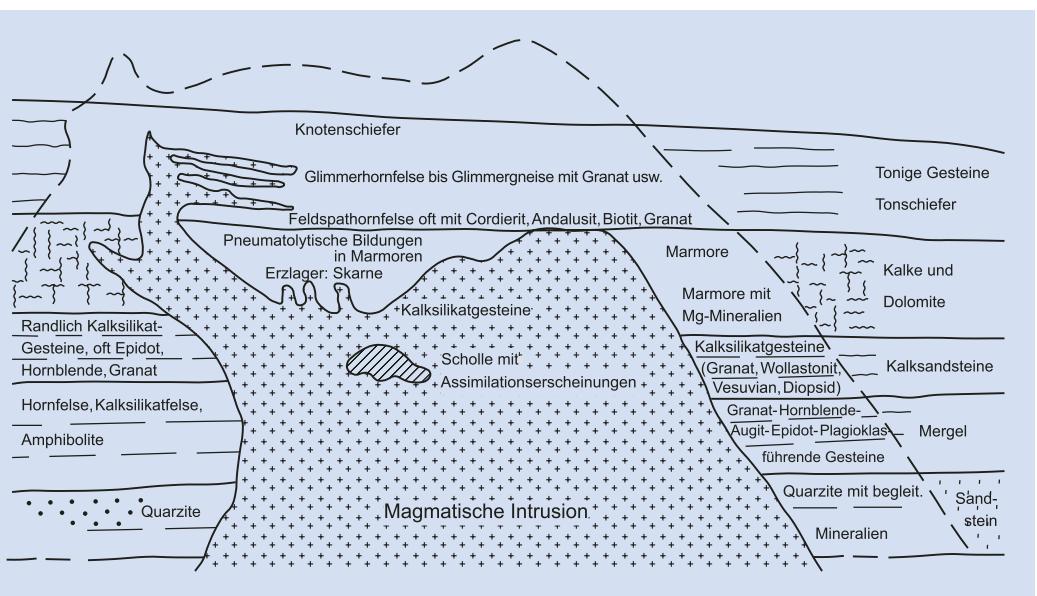


Abb. 13.4 Schema der Kontaktmetamorphose und ihrer Produkte im Kontaktzone (gestrichelt) einer Intrusion (vgl. auch Tab. 13.3) (Bildrechte: aus Zeil 1990)

In tektonisch aktiven Gebieten tritt die Gesteinsdeformation als weiterer, die Metamorphose auslösender bzw. verstärkender Faktor hinzu. Deformation kann durch Kornverkleinerung die Mineraloberflächen vergrößern und damit die Reaktionsgeschwindigkeit erhöhen (Abb. 13.2).

Und die Deformation schafft, zumindest im Bereich der spröden Kruste, Wegbarkeiten für die Fluide (Klüfte und Störungen).

Im Folgenden werden die Prozesse einer fortschreitenden (**prograden**) Metamorphose am Beispiel eines einfachen Systems (Quarz + Kaolinit) erklärt.

13.1 · Metamorphosetypen

■ Tab. 13.1 Kristallwassergehalte einiger wichtiger metamorpher Minerale

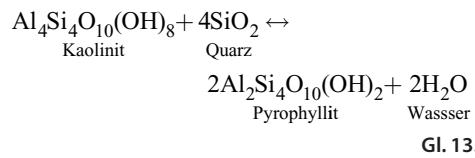
Mineral	Formel	Gew.-% H ₂ O
Hornblende	Ca ₂ (Mg,Fe) ₄ Al[AlSi ₃ O ₂₂ (OH) ₂]	1–2
Epidot	Ca ₂ (Al,Fe ³⁺)Al ₂ [SiO ₄ Si ₂ O ₇]OH	1–2
Muskovit	KAl ₂ [AlSi ₃ O ₁₀ (OH) ₂]	4–5
Lawsonit	CaAl ₂ [Si ₂ O ₇](OH) ₂ ·H ₂ O	8
Laumontit (Zeolith)	Ca ₄ [Al ₈ Si ₁₆ O ₄₈]·16H ₂ O	11–12
Chlorit	(Mg,Fe ²⁺ ,Fe ³⁺ ,Mn,Al) ₂ [(Si,Al) ₈ O ₂₀ (OH) ₁₆]	10–13

■ Tab. 13.2 Mögliche Mineralveränderungen bei der Metamorphose (zusammengestellt von G. Franz)

Prozess	Beispiel
Gefügeänderungen	
Kornvergrößerung durch Korngrenzwanderung	Kalk → Marmor
Kornverkleinerung durch Deformation	Granit → Gneis
Kornorientierung	Quarz-Glimmer-Gestein
Mineralreaktionen	
Isochemische Strukturänderung	Calcit ↔ Aragonit; Alumosilikate: Disthen ↔ Andalusit ↔ Sillimanit
Zerfall einer oder mehrerer Phasen in eine andere oder mehrere Phasen (Netto-Transfer-Reaktionen):	
– ohne Fluide (allerdings meist Fluid als Transport- und Reaktionsmedium notwendig)	Albit ↔ Jadeit + Quarz
– Zerfall oder Bildung mit Fluid als Reaktionspartner	Muskovit + Quarz ↔ K-Feldspat + Al-Silikat + Fluid
Austauschreaktionen	Fe-Granat + Mg-Biotit ↔ Mg-Granat + Fe-Biotit

13.1.1 Metamorphose eines Sandsteins

Das Edukt sei ein typischer reifer Sand, der im Flachmeer oder als Flussablagerung entstanden ist. Durch Verwitterung und Transportvorgänge vor der endgültigen Ablagerung sind vor allem Quarzkörner übrig geblieben (vgl. ▶ Abschn. 5.3). Bei der Ablagerung noch vorhandene Feldspatkörper sind in unserem Fall durch die nachfolgende Diagenese zu Kaolinit umgewandelt worden (■ Tab. 1.1, ▶ Abschn. 8.1). Dieses System besteht also aus den drei chemischen Komponenten SiO₂, Al₂O₃ und H₂O. Sauerstoff ist bei allen geologisch relevanten Bedingungen in festem Verhältnis an Al, Si und H gebunden, ist deshalb nicht frei verfügbar und somit werden die Oxide, nicht die Elemente als Komponenten gewählt. Wird dieser Sandstein versenkt und gerät so unter höhere Drücke und Temperaturen, verringert sich der Porenraum des Sediments durch Kompaktion und durch Wachstum der vorhandenen Minerale Quarz und Kaolinit. Bei ca. 300 °C bricht der Kaolinit zusammen (das Mineral wird thermodynamisch instabil, ▶ Kasten 13.1) und es entsteht ein weniger wasserhaltiges Schichtsilikat (Pyrophyllit) (■ Abb. 13.5):



Das bei dieser **Dehydratation** freiwerdende Wasser kann als Thermalwasser entlang von Klüften und Störungen nach oben steigen und eine wichtige Rolle bei der weiter oben stattfindenden Diagenese spielen (vgl. ▶ Kap. 8).

Wird das Gestein in unserem Beispiel weiter versenkt und aufgeheizt, schreitet die Regionalmetamorphose fort (prograde Metamorphose, ■ Abb. 13.1): Bei ca. 400 °C findet eine komplette Entwässerung statt und es bildet sich ein Alumosilikat, das in den drei Modifikationen Andalusit, Disthen und Sillimanit vorkommt. Die drei Minerale haben unterschiedliche Kristallstrukturen bei gleicher chemischer Zusammensetzung (■ Abb. 13.5):

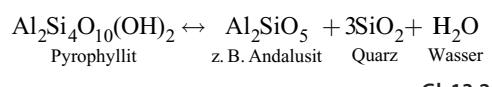
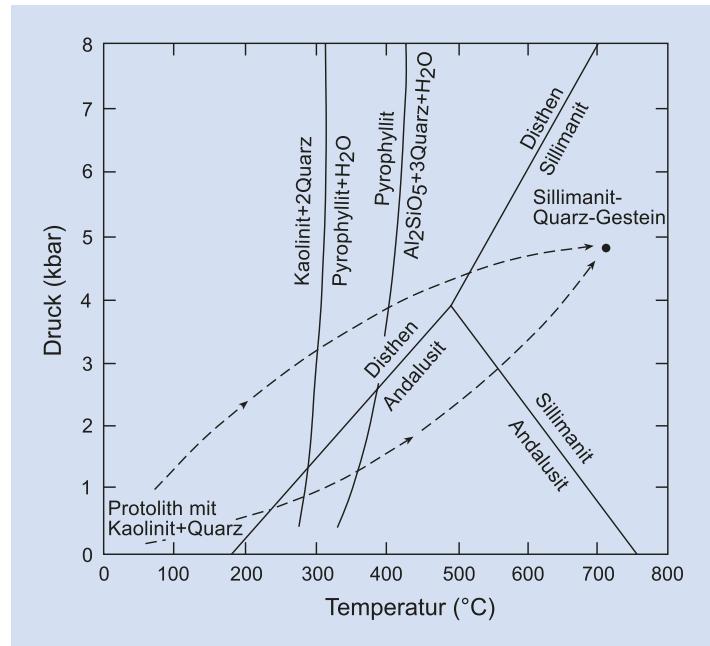


Abb. 13.5 Druck-Temperatur-Diagramm der prograden Metamorphose eines Kaolinit-Quarz-Sandsteins. Kaolinit bricht bei ca. 300 °C zusammen, der wasserärmere Pyrophyllit bei ca. 400 °C. Diese Reaktionen sind temperatursensitiv, daher verlaufen die Phasengrenzen in dem Diagramm nahezu senkrecht. Oberhalb von 400 °C entsteht ein wasserfreies Alumosilikat (je nach Druck: Andalusit oder Disthen). Bei fortschreitender Metamorphose bildet sich Sillimanit. Die gestrichelten Linien zeigen zwei mögliche Entwicklungspfade (*p-T*-Pfade) vom Protolith zum Metamorphit (Bildrechte: nach Selverstone 1988)



Bei rascher Versenkung und langsamer Temperaturzunahme entsteht zunächst die Hochdruckmodifikation Disthen. Wird das Gestein bei geringer Versenkung zunächst stark aufgeheizt, entsteht Andalusit (vgl. auch Abb. 13.2). Gerät der ehemalige Sandstein im Zuge einer Gebirgsbildung weiter in die Tiefe, entsteht das Hochdruck- und Hochtemperaturmineral Sillimanit.

Im Gegensatz zu dem beschriebenen Sandstein hat ein Ton oder ein Basalt viele chemische Komponenten (FeO, MgO etc., vgl. Tab. 1.1 und 12.1).

Entsprechend größer ist die Zahl der Phasen (Minerale, Fluide), die unter bestimmten *p-T*-Bedingungen stabil sind (► Kasten 13.1). Die in dem Quarz-Kaolinit-Beispiel beschriebenen prograden Umwandlungen sind **Netto-Transfer-Reaktionen**: $A + B \leftrightarrow C + D$, oder $A \leftrightarrow B + \text{Wasser}$. Viele Minerale wie z. B. Granat stellen Mischungsreihen dar. Sie reagieren auf chemisch-physikalische Veränderungen häufig mit **Austauschreaktionen**. Bei metamorphen Prozessen können diese und weitere Mineralreaktionstypen gleichzeitig oder nacheinander beteiligt sein (► Tab. 13.2).

Kasten 13.1 Thermodynamik in der Petrologie

Metamorphe Reaktionen zwischen Mineralen, aber auch das Aufschmelzen von Mineralen und die Kristallisation aus Flüssigkeiten (z. B. Magma oder Wasser) sowie das Verdampfen einer Flüssigkeit zu Gas sind Prozesse, die mithilfe der Thermodynamik beschrieben werden können. In diesem Kasten werden einige Aspekte der Thermodynamik vorgestellt, die für die Petrologie von grundlegender Bedeutung sind.

Ein **System** besteht aus einer oder mehreren **chemischen Komponenten(n)**. Die Anzahl der chemischen

Komponenten wird je nach dem zu betrachtenden System und den darin ablaufenden Reaktionen „gewählt“. In Abhängigkeit von den chemisch-physikalischen Parametern des Systems (z. B. Temperatur T , Druck p , Zusammensetzung χ , Volumen V) liegen die Komponenten in einer oder mehreren **Phasen** vor. Ein einfaches Beispiel, das uns aus dem täglichen Leben vertraut ist, ist das System H_2O unter atmosphärischen Bedingungen. Es hat eine chemische Komponente (H_2O) und drei Phasen (Eis, Wasser, Dampf, Abb. 4.3).

13.1 · Metamorphosetypen

Um nun die Reaktionen eines Systems auf Änderungen der Parameter p , V , T , χ berechnen zu können, müssen die Enthalpie und die Entropie des Systems bekannt sein. Der Wärmeinhalt eines Systems wird als **Enthalpie** (H) bezeichnet. Er addiert sich aus der inneren Energie U der beteiligten Phasen (im Falle von Mineralen: die Bindungsenergie des Kristalls plus die Vibrationsenergie) und dem Produkt aus Volumen (V) und Druck (p).

$$H = U + V p$$

Gl. 13.3

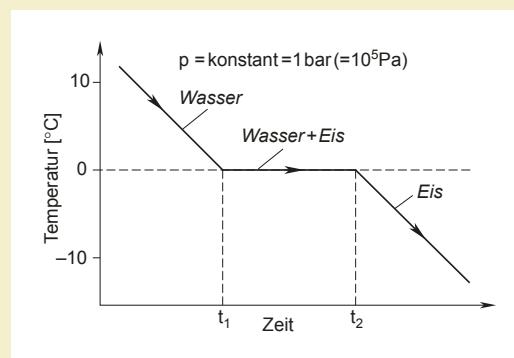
Die Enthalpie eines Systems summiert sich aus den Bildungsenthalpien seiner Phasen. Diese lassen sich nicht absolut, sondern nur relativ bezogen auf einen Standardzustand, ermitteln. Die Bildungsenthalpie einer Phase wird daher auf Standarddruck und -temperatur bezogen (i. d. R. 1 bar und 298 K). Zum Beispiel ist die Standardbildungsenthalpie ΔH° der Reaktion $\text{Si} + \text{O}_2 \leftrightarrow \text{SiO}_2$ (Tiefquarz) $-910,7 \text{ kJ mol}^{-1}$. ΔH° der Bildung der SiO_2 -Hochdruckmodifikation Tridymit beträgt $-907,5 \text{ kJ mol}^{-1}$. ΔH der Reaktion Tridymit \leftrightarrow Tiefquarz ist somit $-3,2 \text{ kJ mol}^{-1}$. Läuft diese Reaktion von links nach rechts ab wird Energie frei, d. h. die Reaktion verläuft **exotherm** (von rechts nach links: **endotherm**). Schmelzvorgänge sind mit einer Energiezufuhr verbunden und daher auch endotherm. Die Schmelzenthalpie ist die Menge thermischer Energie, die in einen Kristall gesteckt werden muss, um ihn zum Schmelzen zu bringen. Umgekehrt gibt ein aus einer Schmelze wachsender Kristall Wärme ab (**latente Wärme**, □ Abb. 13.6).

Neben der Enthalpie wird der Verlauf einer Reaktion auch noch von der **Entropie** (S) kontrolliert, die ein Maß für den Grad der Unordnung in einem System ist. Die wichtigste Größe zur Bestimmung der Entropie ist die Wärmekapazität einer Phase. Beispielsweise ist S für Wasser größer als für Eis. Für den Bereich der Petrologie, in dem vor allem Druck- und Temperaturänderungen von Bedeutung sind und Volumenänderungen nur untergeordnet eine Rolle spielen, wird die Beziehung zwischen Entropie und Enthalpie durch die **Gibbssche freie Energie G** ausgedrückt (zu Ehren von J.W. Gibbs, einem der Pioniere der Thermodynamik).

$$\text{Es gilt: } G = H - T S$$

Gl. 13.4

Generell versucht ein System die freie Energie klein zu halten. Bei konstantem Druck wird eine Reaktion A \Rightarrow B von links nach rechts stattfinden, wenn $G_A > G_B$. Ein Mineral oder eine Mineralparagenese mit kleinem G ist also die stabilere. Bei $\Delta G = 0$ besteht **thermodynamisches Gleichgewicht**, d. h. die Phasen auf beiden Seiten der Reaktion können nebeneinander existieren und bilden eine **Paragenese** (□ Abb. 13.7). Mithilfe der Thermodynamik lässt sich nun die Stabilität von Phasen (Minerale, Gase, Schmelzen) unter bestimmten p - T - χ -Bedingungen berechnen. Die Parameter H und S sind für die meisten Phasen durch Laborexperimente ermittelt worden und in Form von Tabellen zugänglich. Nach einigen Rechenschritten gelangt man von Gleichung Gl. 13.4 für den Fall des



□ Abb. 13.6 Temperatur-Zeit-Kurve des Systems H_2O bei $p = 1 \text{ bar}$ ($\approx 1 \text{ atm}$) bei konstanter Wärmeentnahme (Kühlung). Bei Zimmertemperatur ist nur die Phase Wasser stabil. Zum Zeitpunkt t_1 setzt die Kristallisation von Eis ein. Die wachsenden Kristalle geben dabei latente Wärme ab und halten die Temperatur des Systems konstant (trotz fortgesetzter Wärmeentnahme). Zwischen t_1 und t_2 sind die beiden Phasen Wasser und Eis stabil. Erst wenn alles Wasser zu Eis kristallisiert ist, kann das System weiter abgekühlt werden. Beim Abkühlen einer Magmenkammer in der Kruste laufen ähnliche Prozesse ab, allerdings wesentlich komplexer. Erst wenn der letzte Tropfen Silikatschmelze auskristallisiert ist, kann der Pluton auf Umgebungstemperatur abkühlen

Phasengleichgewichts ($\Delta G = 0$) zur Clapeyron-Gleichung ($\Delta V dp = \Delta S dT$), mit der der Verlauf einer **Phasengrenze** im p - T -Diagramm festgelegt werden kann (Abb. 13.7, vgl. auch Abb. 9.12, 12.12, 13.5, 13.11 und 13.13).

Gibbssches Phasengesetz

Die **Freiheitsgrade** (f) geben die Zahl der unabhängigen Variablen (z. B. Druck, Temperatur, Gesamtzusammensetzung) an, die zur Zustandsbeschreibung eines Systems notwendig sind. Die Beziehung der Anzahl chemischer Komponenten (c) und der Anzahl der koexistierenden Phasen (phas) wird durch das **Gibbssche Phasengesetz** beschrieben:

$$f = c - \text{phas} + 2 \quad \text{Gl. 13.5}$$

Dies lässt sich am Beispiel des Systems Al_2SiO_5 erläutern, das für die Phasen (= Minerale) Disthen, Andalusit und Sillimanit aus der chemischen Komponente Al_2SiO_5

besteht. Abb. 13.5 zeigt, dass am Treffpunkt der drei Phasengrenzen alle drei Phasen stabil sind (**invarianter Punkt** im p - T -Feld). Aus der Phasenregel ergibt sich $f = 0$, d. h. keine Variable kann verändert werden, ohne dass eine oder zwei der Phasen instabil werden. An den Phasengrenzen sind jeweils zwei Phasen stabil (z. B. Sillimanit und Andalusit). Entlang dieser **univarianten Kurven** gilt $f = 1$. Das heißt, bei einer Temperaturänderung muss sich der Druck entsprechend ändern oder eine der beiden Phasen wird instabil. Ist z. B. die Bildungstemperatur eines Gesteins bekannt, in dem Sillimanit und Andalusit koexistieren, kann daraus anhand des Phasendiagramms der Druck ermittelt werden, der bei der Mineralbildung herrschte. In den drei Feldern zwischen den Phasengrenzen ist jeweils nur eine Phase stabil ($f = 2$). p und T können bis zu bestimmten Grenzen in dem **divarianten Feld** verändert werden. Man benötigt also zur Zustandsbeschreibung mindestens zwei unabhängige Parameter (in diesem Fall Druck und Temperatur).

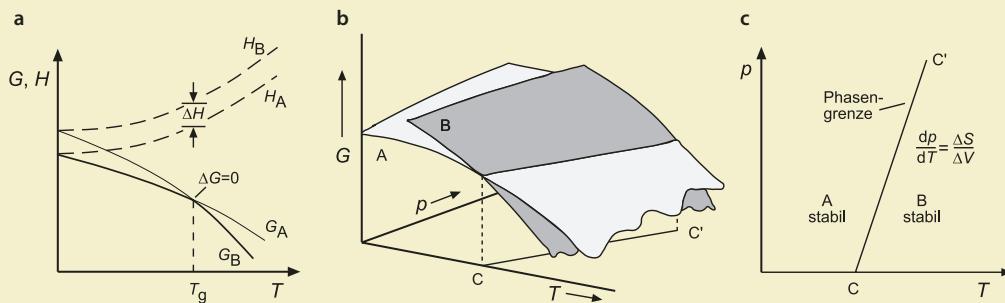


Abb. 13.7 (a) Die Variation der freien Energie G und der Enthalpie H zweier Phasen A und B als Funktion der Temperatur T (bei konstantem Druck). Die Enthalpiedifferenz ΔH der beiden Phasen variiert nur unwesentlich mit der Temperatur. Die Differenz der Gibbsschen freien Energie G ändert sich mit steigender Temperatur, da in diesem Beispiel die Entropie S der beiden Phasen sich mit der Temperatur unterschiedlich entwickelt. Die Kurven G_A und G_B kreuzen sich bei T_g . Unterhalb T_g ist nur die Phase A stabil (fette Linie), weil hier $G_A < G_B$. Bei T_g können beide Phasen A und B nebeneinander existieren, da $\Delta G = 0$. Es liegt eine Gleichgewichtsparagenese vor. Oberhalb von T_g entsteht Phase B auf Kosten von Phase A; b) Fügt man (a) die dritte Dimension „Druck“ hinzu, gelangt man zu Flächen der freien Energie G im G - p - T -Raum. Die Schnittlinie (C–C') der beiden G -Flächen für die Phasen A und B definiert den Gleichgewichtszustand, c) Projektion von Diagramm (b) auf die p - T -Ebene: Der Verlauf der Phasengrenze (C–C') wird durch $dp/dT = \Delta S/\Delta V$ festgelegt (Bildrechte: nach Putnis 1992)

13.2 Metamorphe Gefüge

Viele metamorphe Gesteine sind schon im Gelände an ihrem typischen Gefüge erkennbar. Das Gefüge ist ein kombiniertes Produkt aus den metamorphen Mineralreaktionen und der Deformation während der Metamorphose. In tektonisch aktiven Zonen

steht das Gestein unter gerichtetem Druck („stress“, ► Abschn. 11.1). Längliche oder plattige Minerale richten sich nach dem lokal herrschenden Stressfeld aus bzw. werden im Zuge duktiler Deformation längs der Bewegungsbahnen ausgerichtet. In Tonsedimenten bilden sich bei der Metamorphose plättchenförmige Schichtsilikate wie Muskovit, Chlorit und Biotit.

13.2 · Metamorphe Gefüge

Das metamorphe Produkt ist ein **Schiefer**, der sich entlang der Schieferungsflächen (s-Flächen) spalten lässt. Die Orientierung der Schieferung weicht oft von der sedimentären Schichtung ab (Abb. 13.8). In Gebieten mit wiederholter tektonischer Beanspruchung aus unterschiedlichen Richtungen (mehrphasige Deformation, „**polyphase deformation**“) können komplexe Gefüge entstehen, bei denen ältere Schieferungen und Lineationen durch jüngere Bewegungen deformiert werden. Deformationsbedingte Schieferung gehört zu den **Foliationsgefügen**. Unter diesen Oberbegriff fällt auch der Lagenbau, der durch lagig angeordnete Minerale erzeugt wird (z. B. Migmatit, siehe unten).

Treten in den Metamorphiten plattige und stängelige Minerale in ihrer Bedeutung zurück, liegt ein körniges, dennoch gerichtetes Gefüge vor (z. B. **Gneis**, Abb. 13.9). Zwei weitere Eigenschaften von metamorphen Mineralen wirken sich auf das Gefüge aus: Zum einen sind Minerale unterschiedlich spröd. Während beispielsweise ein Granat unter bestimmten p - T -Bedingungen unter Deformation bricht oder rotiert (Abb. 13.10), können Quarz und besonders Schichtsilikate durch Gleitung im Kristall ausgelängt werden (Abb. 11.15). Zum anderen wird das Kristallwachstum von der Anzahl der Kristallkeime kontrolliert, an denen die Sprossung beginnt. Stehen einem Kristalltyp nur wenige Keime zur Verfügung, werden in dem Metamorphit wenige, große Kristalle wachsen. Solche Großkristalle werden als **Porphyroblasten** bezeichnet (Abb. 13.10). Einige



Abb. 13.8 Sehr schwach metamorpher Schiefer, Ordovizium, NW-Argentinien. Das Gestein blättert an den Schieferungsflächen auf. Der Plastikheft in der Mitte hat die Orientierung der noch schwach erkennbaren sedimentären Schichtung.

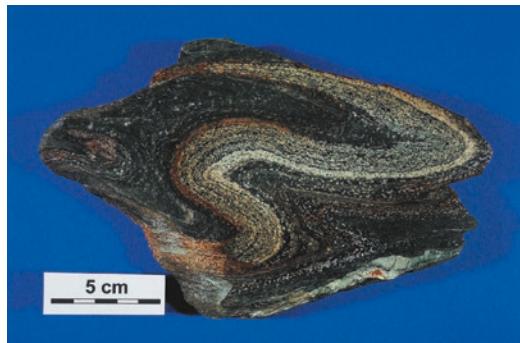


Abb. 13.9 Bändergneis, Tauernfenster, Alpen (Bildrechte: mit freundl. Genehm. G. Franz, Foto - B. Kleeberg)

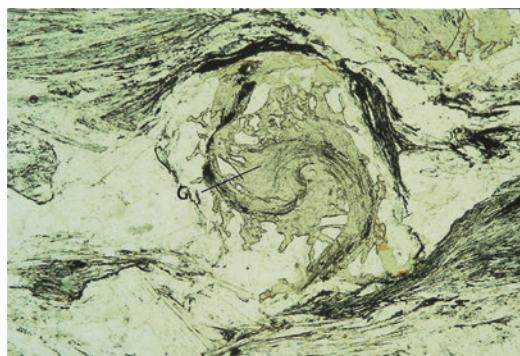


Abb. 13.10 Granat-Porphyroblast, der in einem Gneis unter sinistraler Scherung wuchs und rotierte. Der Granat (G) ist in einem feinkristallinen Metamorphit gesprosst, dessen Foliation in Form der S-förmig deformierten Einschlussschlieren erhalten ist; Dünnschliff, Bildbreite ca. 2,6 mm (Bildrechte: Foto - G. Franz)

Metamorphite, wie z. B. Marmor oder Granulit, können ein regelloses Gefüge haben, aufgebaut aus Mineralen von ähnlicher Größe. In Tab. 13.3 sind die wichtigsten metamorphen Gesteine aufgeführt. Um ein metamorphes Gestein näher zu charakterisieren, werden oft die porphyroblastischen Minerale dem Gefügenamen vorangestellt: z. B. Granat-Glimmerschiefer.

Ändern sich die chemisch-physikalischen Bedingungen in einem Gestein, so reagieren die Minerale darauf durch Umkristallisation oder Neubildung. Diese Prozesse verlaufen in der Regel langsam und daher häufig nicht vollständig. So können chemische Zonierungen in denjenigen metamorphen Mineralen entstehen, welche zur Mischkristallbildung

Tab. 13.3 Klassifikation der Metamorphe (zusammengestellt von G. Franz nach verschied. Quellen)

CHEM. ZUSAMMENSETZUNG*	PROTOLITH (EDUKT)	PRODUKT (METAMORPHES ÄQUIVALENT)**				
		(Kursiv: typische Minerale)	Sub-Grün-schleifer-fazies	Grün-schleifer-fazies	Amphibolitfazies	Granulitfazies
PARAGESTEINE						
SiO ₂	Sandstein			Quarzit		
	Chert			(Keine Mineralereaktionen, nur Gefügeänderungen je nach Deformation)		
K ₂ O-MgO/FeO-Al ₂ O ₃ -SiO ₂ -H ₂ O	Pelit	Tonschiefer	Phyllit	Glimmerschiefer	Gneis, Granulit, Migmatit	Eklogitische Gneise
				(Kaolinit-Chlorit-Illit; Pyrophyllit; Hellglimmer, Biotit, Chloritoid, Staurolith, Granat, Al-Silikate, Cordierit)		
K ₂ O-Na ₂ O-CaO-MgO/FeO-Al ₂ O ₃ -SiO ₂ -H ₂ O	Grauwacken, Vulkanoklastite			(wie Pelite, aber Al-reiche Minerale wie Pyrophyllit, Al-Silikate, Chloritoid, Staurolith, Cordierit fehlen)	(Orthopyroxen (immer mit hohem Quarzanteil), zusätzlich Albit, Plagioklas)	
CaCO ₃ -MgCO ₃ -SiO ₂ -H ₂ O	Kalk, Dolomit	Kalkstein		Marmor		
CaCO ₃ -MgCO ₃ -SiO ₂ -H ₂ O	Kieselige Dolomite	Kalkstein		Marmor		
				(Calcit, Dolomit)		(Aragonit, Dolomit)
K ₂ O-MgO/FeO-Al ₂ O ₃ -CaO ₃ -MgCO ₃ -SiO ₂ -H ₂ O	Mergel				Kalksilikate	
				(wie bei Kalken, zusätzlich Talk, Tremolit, Diopsid, Forsterit, Wollastonit)		(Lawsonit, Zoisit)
ORTHOGESTEINE						
K ₂ O-Na ₂ O-CaO-MgO/FeO-Al ₂ O ₃ -SiO ₂ -H ₂ O	Granitoid, Rhyolithoid		Chloritgneise	Orthogneise, Augengneise	Schiefer	
			(Quarz, Alkalifeldspat, Plagioklas mit Chlorit, Phengit, Biotit)	Granat, Orthopyroxen	Jadeit, Omphazit)	
Na ₂ O-CaO-MgO-FeO-Al ₂ O ₃ -SiO ₂ -H ₂ O	Basalt, Andesit, Gabbro		Grünsteine („Diabas“), Grünschiefer	Amphibolit	Blauschiefer	Eklogit
			(Laumontit, Prehnit, Epidot, Tremolit-Aktinolith, Hornblendit, Granat, Chlorit, Pumpellyit, Albit, Calcit, Plagioklas, Pyroxen)	Granulit	Lawsonit, Glaukophan	
MgO/FeO-SiO ₂ -H ₂ O	Ultramafit, Peridotit		Serpentinit	Peridotit	Peridotit	Serpentinit
						(Olivin, Antophyllit, Pyroxen)

* Die chemische Zusammensetzung bezieht sich nur auf die mengenmäßig wichtigsten Komponenten, alle anderen Komponenten sind in geringen Mengen vorhanden und bilden zusätzliche Minerale.

** Die Übergänge sind fließend, es werden nur die typischen Minerale in ihrem charakteristischen Bildungsbereich aufgeführt; Ausnahmen sind häufig!

fähig sind (z. B. Feldspat, Granat). Änderungen von p , T , χ können auch zur Korrosion eines Minerals vom Rand her nach innen führen und es wächst ein anderes Mineral an seiner Stelle (**Reaktionsränder**).

13.3 Metamorphe Fazies

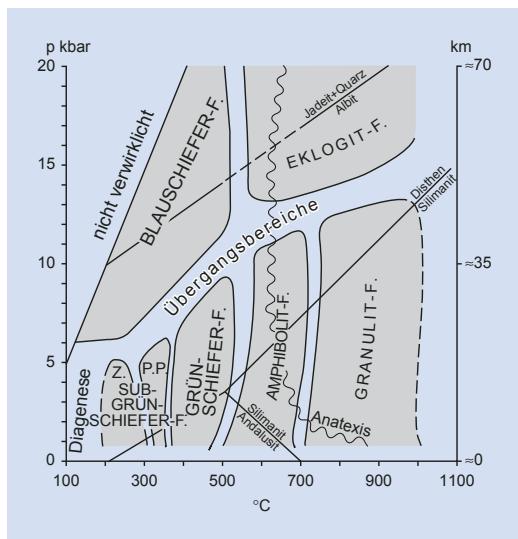
Die Untersuchung der metamorphen Reaktionen in tonreichen Sedimenten und insbesondere in SiO_2 -armen Magmatiten haben zur Aufstellung von metamorphen Faziestypen geführt. Je nach p - T -Bedingungen entsteht in den genannten Gesteinen eine charakteristische Mineralparagenese. Die einzelnen Faziestypen sind nach den im Gelände und vor allem unter dem Mikroskop auffälligen Merkmalen benannt. Die Faziesbegriffe sind vom basaltischen System abgeleitet, in dem die Fazieszonierung besonders charakteristisch auftritt, und auf andere Gesteine übertragen worden. Im Folgenden wollen wir die metamorphen Prozesse in einem Basalt verfolgen, der durch Gebirgsbildung nach und nach unter höhere Drücke und Temperaturen gerät, ungefähr einem geothermischen Gradienten von 25 K km^{-1} folgend (Feld „B“ in □ Abb. 13.1 und 13.11). Das Gestein durchläuft zunächst die frühe und fortgeschrittene Diagenese und es entstehen Schichtsilikate (Chlorit u. a.), Quarz, Calcit und Zeolithe in Hohlräumen und auf Kosten von magmatischen Mineralen oder Glas. Die Zeolithe (wasserhaltige Silikate mit sehr poröser Kristallstruktur, □ Tab. 13.1) charakterisieren den Bereich Diagenese bis sehr niedrig-gradige Metamorphose (**Zeolithfazies**).

Im Übergangsbereich zwischen Zeolith- und Grünschieferfazies liegt die relativ eng begrenzte **Pumpellyit-Prehnit-Fazies** (□ Tab. 13.4). Beide zusammen werden auch vereinfacht als Subgrünschieferfazies bezeichnet (□ Abb. 13.11). Wird das Gestein weiter in die Tiefe transportiert (ca. 400°C und 5 kbar), sind Chlorit, Epidot und Aktinolith (Doppelkettensilikat, zur Amphibolgruppe gehörig) stabil, deren grüne Farbe namengebend für die **Grünschieferfazies** ist. Bei prograder Metamorphose brechen die wasserreichen Minerale Chlorit und Aktinolith zusammen (Dehydratation!), zugunsten der wasserarmen Hornblende (□ Tab. 13.1) (**Amphibolitfazies**). Daneben kommt Plagioklas und u. U. Granat vor. Wie anfangs erwähnt, können sich Minerale, die

namengebend für eine Fazies sind (wie z. B. Amphibol), nur bei entsprechender chemischer Zusammensetzung des Gesteins bilden. Bei einem Fe- und Mg-freien ehemaligen Quarz-Kaolinit-Sandstein (s. o.) wird man vergeblich auf die Sprossung von Amphibol warten, dennoch wird das Gestein entsprechend den p - T -Bedingungen der Amphibolitfazies zugeordnet.

Bei hohen Temperaturen schließlich entwässert das Gestein völlig und es entstehen kurzstängelige Pyroxene, die zusammen mit Plagioklas und Granat das grobkörnige, oft ungerichtete Gefüge eines Granulits aufbauen (**Granulitfazies**). Inzwischen hat das Gestein eine Temperatur von über 700°C erreicht. Bei Zufuhr von Wasser können hier anatektische, i. d. R. SiO_2 -reiche, Schmelzen entstehen (□ Abb. 13.11, vgl. auch ▶ Abschn. 12.1).

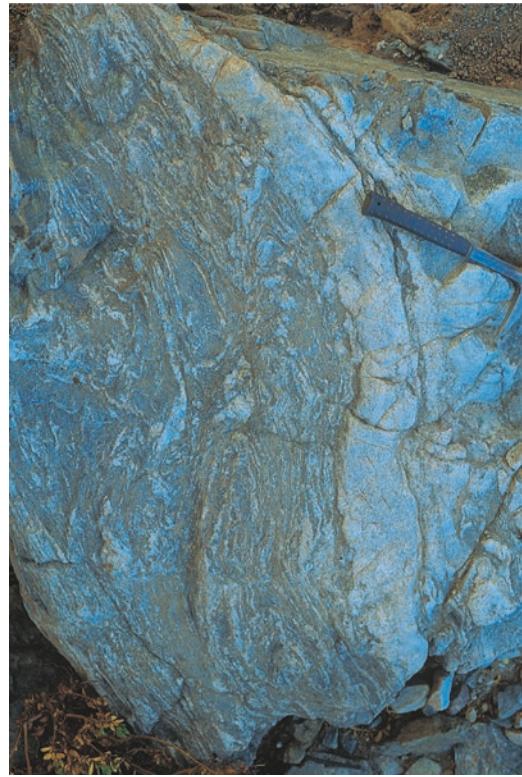
Die beginnende Anatexis ist in vielen hochmetamorphen Gesteinsserien durch **Migmatite** dokumentiert. Diese bestehen aus einer Mischung von hochmetamorphen Gesteinen und anatektischen Magmatiten und haben meist ein lagiges Gefüge. Das metamorphe Ausgangsgestein (**Paläosom**) und



□ Abb. 13.11 p - T -Bedingungen der wichtigsten metamorphen Faziestypen; zur Orientierung sind Phasengrenzen eingetragen, die in □ Abb. 13.5 und 13.13 gezeigt werden. In Ausnahmefällen können die Drücke auch bis zu $40\text{--}50 \text{ kbar}$ erreichen (Ultrahochdruckmetamorphose; siehe □ Abb. 13.13). Z.: Zeolithfazies, P.P.: Pumpellyit-Prehnit-Fazies; weitere Erläuterung im Text (Bildrechte: Entwurf G. Franz, nach verschiedenen Quellen)

■ **Tab. 13.4** Chemische Zusammensetzung wichtiger metamorpher Minerale (weitere sind in **Tab. 1.1** und in **Tab. 13.1** aufgeführt). Viele Minerale sind Mischkristalle mit stark variabler chemischer Zusammensetzung, sich ersetzenende Kationen sind in runden Klammern angegeben

Mineral	Formel
Chloritoid	$(\text{Mg},\text{Fe}^{2+})(\text{Al},\text{Fe}^{3+})_2[\text{O}](\text{OH})_2[\text{SiO}_4]$
Glaukophan	$\text{Na}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2[\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2]$
Jadeit	$\text{NaAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$
Phengit	$\text{K}(\text{Al},\text{Mg},\text{Fe}^{2+})_2[\text{Si}_{3-4}\text{Al}_{0-1}\text{O}_{10}(\text{OH})_2]$
Phlogopit - Biotit	$\text{K}(\text{Mg},\text{Fe}^{2+})_{3-2}(\text{Fe}^{3+},\text{Al},\text{Ti})_{0-1}[\text{Si}_{3-2.5}\text{Al}_{1-0.5}(\text{OH})_2]$
Prehnit	$\text{Ca}_2(\text{Al},\text{Fe}^{3+})[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2]$
Pumpellyit	$\text{Ca}_2\text{Al}_2(\text{Al},\text{Fe}^{3+},\text{Fe}^{2+},\text{Mg})[\text{O} \text{OH} \text{H}_2\text{O}]-\text{SiO}_4[\text{Si}_2\text{O}_7]$
Pyrophyllit	$\text{Al}_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2]$
Serpentin	$\text{Mg}_3[\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_2]$
Staurolith	$(\text{Fe}^{2+},\text{Mg})_2(\text{Al},\text{Fe}^{3+})_2\text{O}_6$ $[(\text{Si},\text{Al})_4\text{O}_{20}(\text{O},\text{OH})_4]$
Talk	$\text{Mg}_3[\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2]$
Tremolit - Aktinolith	$\text{Ca}_2(\text{Mg},\text{Fe}^{2+})_5[\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2]$
Wollastonit	$\text{Ca}[\text{SiO}_3]$



■ **Abb. 13.12** Paläozoischer Migmatit in der Präkordillere Nordchiles

13

das anatektische Produkt (**Neosom**) sowie der Restit können nebeneinander vorkommen (■ **Abb. 13.12**). Man muss aber davon ausgehen, dass zumindest Teile des anatektischen Magmas durch tektonisches Herauspressen oder durch Auftrieb vom Ort der Aufschmelzung weg bewegt werden.

Die beschriebene prograde Metamorphose ist typisch für Kontinent-Kontinent-Kollisionen (■ **Abb. 13.15**), kann aber auch an anderen konvergenten Plattenrändern stattfinden. In einer Subduktionszone ist der Bereich der kalten abtauchenden Lithosphäre durch einen extrem niedrigen geothermischen Gradienten gekennzeichnet (Feld „A“ in ■ **Abb. 13.1**). Hier herrschen hohe Drücke aber relativ niedrige Temperaturen (■ **Abb. 10.11**), bei denen Jadeit, Lawsonit, Glaukophan und Albit stabil sind. Glaukophan ist im Handstück blau bis schwarz und unter dem Mikroskop im Dünnschliff lavendelblau. Die entsprechende Fazies heißt daher

Blauschieferfazies und ist ein wichtiges Indiz zum Nachweis fossiler Subduktionszonen (■ **Abb. 13.11**). Wenn diese Gesteine mit der abtauchenden Platte weiter in den Mantel versinken, findet eine Mineralumwandlung zur Paragenese Granat-Pyroxen statt, wobei die fluide Phase nach oben entweicht (vgl. Magmenbildung in Subduktionszonen, ■ **Abschn. 12.1**). Das Produkt dieser Phasenumwandlung ist ein rot-grün gesprenkeltes Gestein, welches als **Eklogit** bezeichnet wird.

Diamant (reiner Kohlenstoff) ist ein weiterer Zeuge aus dem lithosphärischen Mantel (■ **Abb. 13.13**). Die wirtschaftlich bedeutenden Lagerstätten dieses Edelsteins sind an bestimmte alkaline explosive Vulkane (Kimberlite) gebunden, deren Magmen tief im Mantel entstanden und extrem rasch aufgestiegen sind. Es sind akzessorisch aber auch in eklogitfaziellen Metasedimenten Mikrodiamanten gefunden worden, die extrem rasch durch orogene Prozesse an die Oberfläche gelangt sind.

13.3 · Metamorphe Fazies

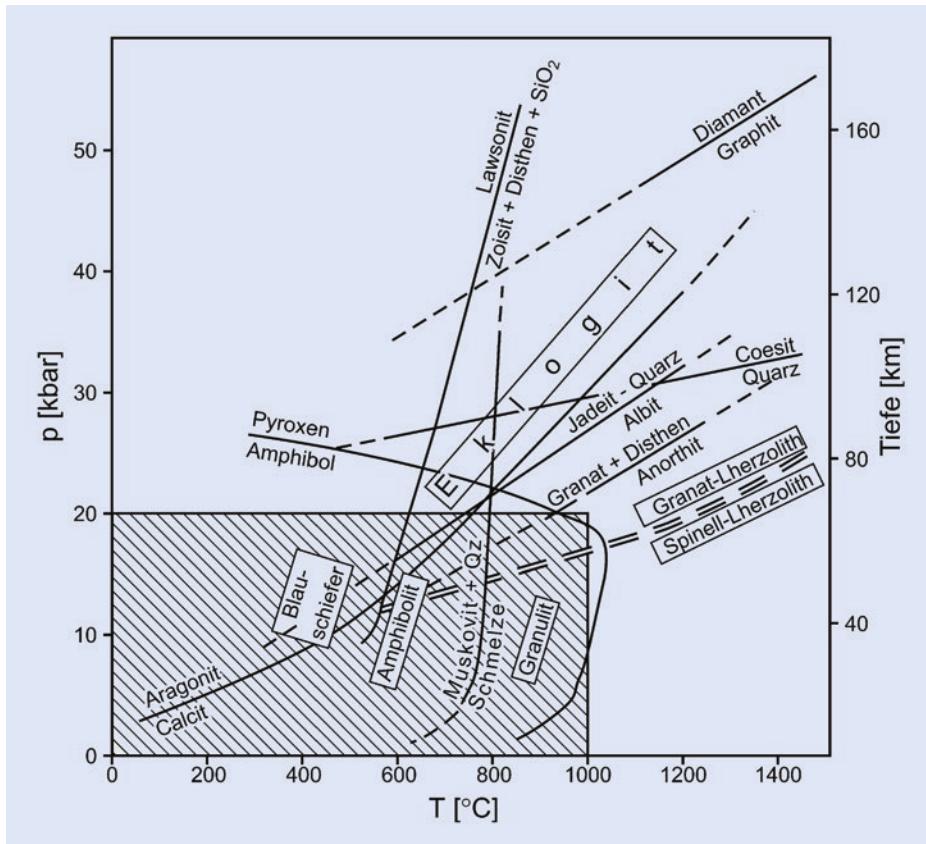


Abb. 13.13 p - T -Bedingungen wichtiger Mineralreaktionen in der tiefen Kruste und im Mantel; schraffierte Fläche entspricht dem Bereich von Abb. 13.11. Die Phasengrenzen (► Kasten 13.1) sind als Linien mit exakter Position dargestellt. Allerdings sind bei vielen der gezeigten Mineralreaktionen Mischkristalle beteiligt (z. B. Amphibol, Granat), was in natürlichen Systemen eine Veränderung der Phasengrenzen zu breiten Zonen bewirkt. In dieser Abbildung sind einige Mineralreaktionen aufgeführt, die in der Hochdruckpetrologie von Bedeutung sind. In relativ geringer Tiefe verläuft die Grenze zwischen spinell- und granatführendem Lherzolith (vgl. Tab. 12.2 und Abb. 9.12 und 12.4). Quarz wird oberhalb von 30 kbar zu dem dichteren Coesit umgebaut. Dieses Hochdruckmineral kann auch bei Meteoriteneinschlägen entstehen (Impaktmetamorphose); Gesteine (in Rechtecken) und Minerale vgl. Tab. 13.1, 13.3 und 1.1 (Bildrechte: Entwurf - G. Franz nach versch. Quellen)



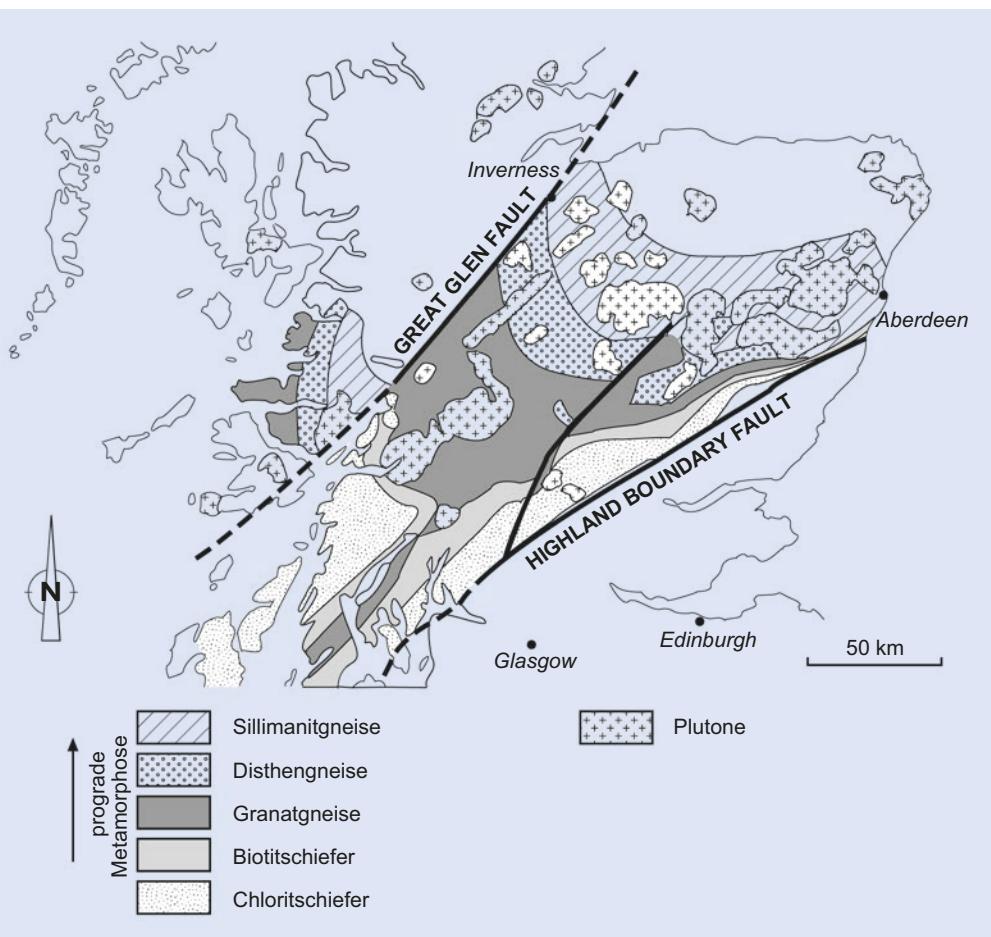
Abb. 13.14 Retrograde Bildung von Chlorit (C) auf Kosten von Granat (G), Dünnschliff, Bildbreite ca. 1,4 mm (Bildrechte: Foto - G. Franz)

Kontaktmetamorphose und hydrothermale Alteration sind von hohen geothermischen Gradienten gekennzeichnet (Feld „C“ in [Abb. 13.1](#)). Da die Kontaktmetamorphose i. d. R. ohne stärkere Deformation verläuft, entstehen hier Metamorphite mit einem ungeregelten Gefüge, die als **Hornfelse** bezeichnet werden.

In Laborexperimenten, bei denen chemisch reine Substanzen miteinander reagieren, lassen sich

Phasengrenzen relativ präzise festlegen. In natürlichen Systemen hingegen sind neben den Hauptkomponenten meist zahlreiche Neben- und Spurenelemente sowie Fluide anwesend, die die p - T -Bedingungen einer Phasenumwandlung erheblich verschieben können. Daher sind in [Abb. 13.11](#) die Faziesgrenzen als breite Zonen („Übergangsbereiche“) dargestellt. Überschreitet ein System eine Phasengrenze, wird die neue stabile Mineralparagenese zunächst in

13



[Abb. 13.15](#) Mineralzonen der Regionalmetamorphose in Schottland, einem klassischen Gebiet der Metamorphoseforschung. Prograde Metamorphose und magmatische Intrusionen sind im Zuge der kaledonischen Orogenese vor ca. 450 Ma entstanden. Spätkaledonischer sinistraler Versatz entlang der Great-Glen-Störung hat die metamorphe Abfolge rund 100 km versetzt. Die im Norden der Britischen Inseln und in Westskandinavien aufgeschlossenen kaledonischen Strukturen sind das Ergebnis der Plattenkollision von Laurentia (Teile des heutigen Nordamerikas) mit Baltica (die präkambrische Kruste Skandinaviens und Nordwestrusslands), bei der der Iapetus (Protoatlantik) geschlossen wurde (mehr dazu in [Abschn. 14.1](#)). Spätoreogene Heraushebung und Erosion legten diesen mittleren Krustenabschnitt frei (Bildrechte: aus Zeil 1990)

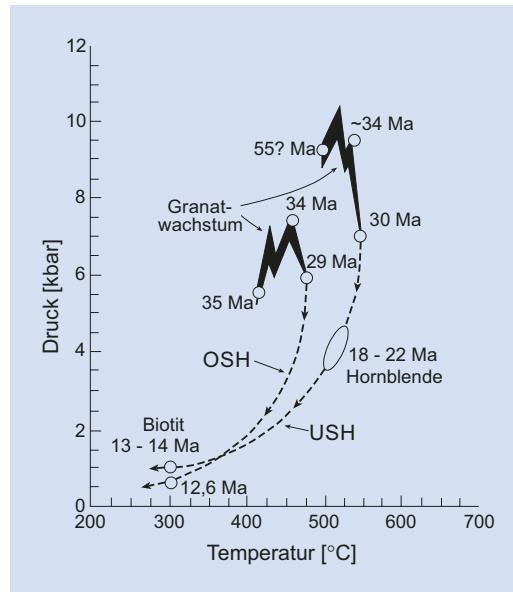


Abb. 13.16 p - T - t -Pfade einer Kontinent-Kontinent-Kollision. Die Untersuchung der metamorphen Fazies (p, T) und die radiometrische Datierung der Mineralbildungen von Metamorphiten des Tauernfensters in den zentralen Alpen erlauben einen Einblick in die alpine orogene Entwicklung. Die Tauern sind ein großes tektonisches Fenster (vgl. ▶ Abschn. 11.1, □ Abb. 11.45a), in welchem Gesteine der Eurasischen Platte und der Neotethys aufgeschlossen sind. Dieser Ozean lag im Mesozoikum zwischen der eurasischen Platte im Norden und der Adriatischen Platte im Süden. Im Zuge der alpidischen Konvergenz (späte Kreide bis Paläogen) wurde die Neotethys geschlossen (subduziert), und es schoben sich oberkrustale Gesteine der adriatischen Platte (Austroalpine Decken) nach Norden über die Eurasische Platte. Im weiteren Verlauf dieser Kontinent-Kontinent-Kollision wurde die Kruste in den Zentralen Alpen angehoben und die Erosion legte im Tauernfenster die Gesteine unter den Decken frei. Das Diagramm zeigt p - T - t -Pfade von zwei Gesteinseinheiten des Tauernfensters: Durch die Plattenkonvergenz wurden die Gesteine der Neotethys (heute die Obere Schieferhülle, OSH) auf den Rand der Eurasischen Platte (Untere Schieferhülle, USH) aufgeschoben. Beide Einheiten wurden vor ca. 35 Ma durch die aufbreitende Adriatische Platte in die Tiefe gedrückt und nachfolgend aufgeheizt. Als Höhepunkt dieser prograden Metamorphose sprossste Granat, dessen radiometrische Datierung 30–34 Ma ergeben hat. Während der nachfolgenden isostatischen Anhebung wurden die Gesteine partiell retrograd überprägt. Der zeitliche Verlauf und die p - T -Bedingungen der retrograden Metamorphose sind an ihren Produkten Hornblende und Biotit anhand des ^{40}K -Zerfalls zu ^{40}Ar bestimmt worden (dazu in ▶ Kasten 14.1 mehr). Generell sind Kontinent-Kontinent-Kollisionen durch einen Verlauf des p - T - t -Pfades im Uhrzeigersinn gekennzeichnet: Prograde Druckerhöhung mit zeitlich etwas nachhinkender Aufheizung, gefolgt von retrograder Abnahme von p und T im Zuge der isostatischen Heraushebung (Bildrechte: nach Selverstone 1993)

kleinen Bereichen (= **metamorphe Domänen**) entstehen, in denen die Bedingungen für die Umwandlung günstig sind. Wird ein Gestein, welches „gerade“ im Prozess eines Fazieswechsels begriffen war, rasch aus der Tiefe herausgehoben, bleibt dieser Übergang gewissermaßen eingefroren erhalten.

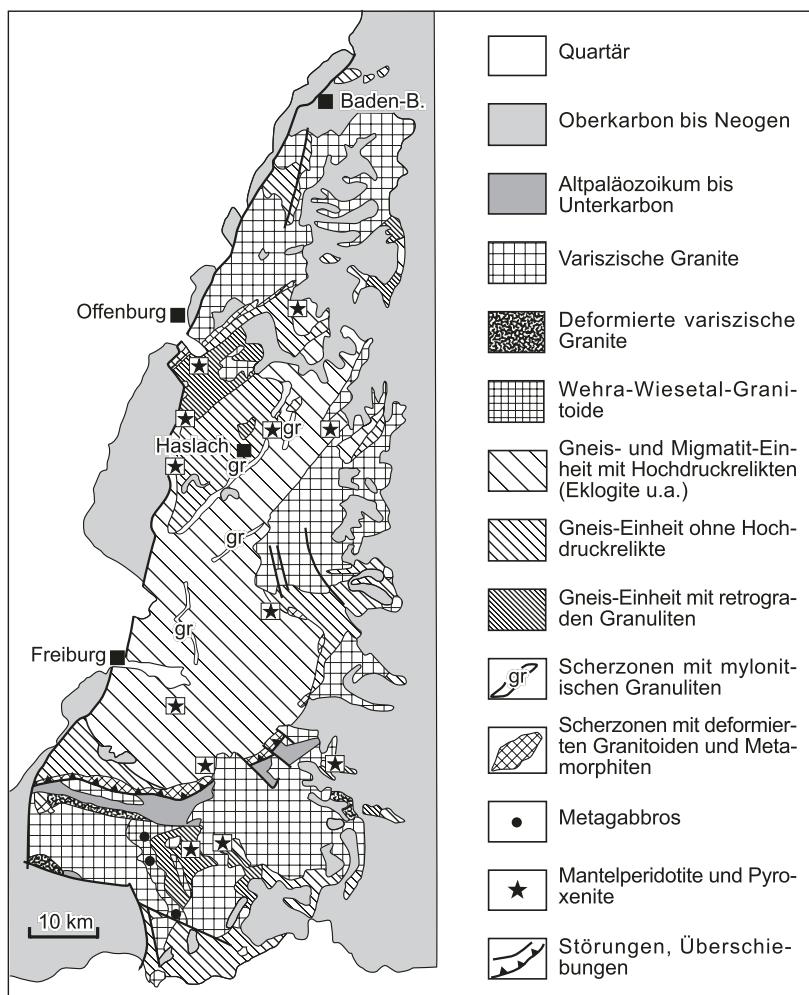
Druck- und Temperaturerhöhungen führen, wie bereits erwähnt, zu prograder Metamorphose. Wird nun ein hochmetamorpher Granulit durch isostatische Prozesse hochgehoben und exhumiert (vgl. ▶ Abschn. 11.1), sinken der Druck und, bedingt

durch den langsamen Wärmetransport etwas zeitverzögert, die Temperatur des Systems. Geschieht die Heraushebung „rasch“, bleibt die hochmetamorphe Fazies metastabil erhalten. Wird der Granulit aber bei niedrigeren p - T -Bedingungen deformiert und von Fluiden erreicht, brechen die thermodynamischen Barrieren des metastabilen Zustands zusammen und es kommt zu Mineralneubildungen. Diese **retrograden** (rückschreitenden) Mineralumbildungen dringen meist, von Klüften und Störungen ausgehend, in das Gestein ein (□ Abb. 13.1). In manchen

Fällen ist die retrograde Metamorphose wirksam genug, alle Spuren der früheren prograden Metamorphose auszulöschen. Häufig allerdings ist die retrograde Metamorphose unvollständig und man findet Zeugen beider Prozesse in einem Aufschluss und sogar in einem Dünnschliff nebeneinander erhalten (► Abb. 13.14).

13.4 Metamorphose und Plattentektonik

In tektonisch ruhigen Gebieten, wie z. B. in den präkambrischen Schilden, in denen die letzte Orogenese mindestens 600 Ma zurückliegt, hat sich im Lauf der Zeit ein Gleichgewicht im Wärmehaushalt



■ Abb. 13.17 Das kristalline (magmatisch-metamorphe) Grundgebirge des Schwarzwaldes. Der Schwarzwald in Südwestdeutschland ist ein Abschnitt in dem Geschichtsbuch der variszischen Orogenese, in deren Verlauf (im Devon-Karbon) Gondwana mit Laurentia zum Superkontinent Pangäa zusammengeschweißt wurde (mehr dazu in ► Abschn. 14.1). Die niedrig- bis hochgradigen Metamorphe und die Intrusiva wurden als Teil von Gondwana herangeführt bzw. haben sich während und kurz nach der Kollision an Ort und Stelle gebildet. Der Schwarzwald ist während des Känozoikums zusammen mit den Vogesen, die den Oberrheingraben westlich begrenzen, herausgehoben worden (vgl. ■ Abb. 11.28) (Bildrechte: mit freundl. Genehmigung von M. Hanel und W. Wimmenauer)

der Lithosphäre ausgebildet. Es wird kontrolliert von der Wärmezufuhr aus dem Mantel, der Wärmeproduktion durch radioaktiven Zerfall in der Kruste und durch die Wärmeabgabe an der Erdoberfläche. Solche tektonisch ruhigen Gebiete sind durch gleichmäßig verlaufende geothermische Gradienten gekennzeichnet (ca. 20 K km⁻¹).

Im Gestein wird Wärme zum einen konduktiv durch Schwingungen des Kristallgitters und durch Wärmestrahlung transportiert. Wesentlich effektiver ist der advektive Wärmetransport, bei dem Wärme mit einem heißen Gesteinskörper, einem Magma oder in Thermalwässern bewegt wird. Wie wir bereits gezeigt haben, erzeugt die rasch abtauchende kalte Platte in einer Subduktionszone eine thermische Inversion (► Abb. 10.11). Zeitweilige Temperaturinversionen können sich aber auch bei Kontinent-Kontinent-Kollisionen und intrakrustal durch rasche Überschiebungen und Deckenbewegungen einstellen (► Abschn. 11.1). In beiden Fällen wird die kalte Oberseite eines Krustenstückes unter einen anderen Krustenblock unterschoben. Die auf diese Weise verbogenen geothermischen Gradienten kehren dann durch den konduktiven Wärmeausgleich langsam zu einem ausgeglichenen Verlauf zurück. Die metamorphe Entwicklung, die Gesteine in solchen Orogenesen durchlaufen, können durch **Druck-Temperatur-Zeit-Pfade (p-T-t-Pfade)** beschrieben werden (► Abb. 13.16).

Metamorphe Gesteine sind ein Geschichtsbuch früherer plattentektonischer Prozesse. Die räumliche Anordnung von metamorphen Faziesgürteln zueinander, sowie die Produkte der abgelaufenen metamorphen Prozesse und ihre zeitliche Abfolge, erlauben die Rekonstruktion von Gebirgsbildungsprözessen. Beispiele für Kontinent-Kontinent-Kollisionen werden in ► Abb. 11.45, 13.15–13.17 und ► Abb. 14.4 gezeigt. Ehemalige konvergente Plattenränder, also fossile Subduktionszonen, sind an **paarigen** metamorphen Gürteln (‘paired metamorphic belts’) zu identifizieren, bei denen direkt in der Subduktionszone unter hohem Druck und bei niedriger Temperatur blauschieferfazielle Gesteine entstanden sind (► Abb. 13.11). Dahinter haben sich im Bereich des ‚magmatic arc‘ bei unterschiedlichen Drücken Hochtemperaturmetamorphite (häufig Grünschiefer- und Amphibolitfazies) gebildet. Auch

die Paläosubduktionsrichtung lässt sich in paarigen metamorphen Gürteln ermitteln: Die Blauschieferfazies ist auf der der ozeanischen Platte zugewandten Seite ausgebildet, während die Grünschieferfazies auf der Seite der Oberplatte liegt.

Literatur

- Putnis A (1992) Introduction to mineral sciences. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 457 S
- Selverstone J (1988) Metamorphic rocks. New Encyclopedia Britannica 15:264–279
- Selverstone J (1993) Micro- to macroscale interactions between deformational and metamorphic processes, Tauern Window, Eastern Alps. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 73:229–239
- Zeil W (1990) Brinkmanns Abriss der Geologie. Erster Band: Allgemeine Geologie. 14. Aufl. Enke, Stuttgart, 278 S

Weiterführende Literatur

- Deer WA, Howie RA, Zussmann J (2002) An introduction to the rock-forming minerals, 3. Aufl. The Mineralogical Society, London, 498 S
- Okrusch M, Matthes S (2014) Mineralogie, Eine Einführung in die spezielle Mineralogie, Petrologie und Lagerstättenkunde, 9. Aufl. Springer Verlag, Heidelberg, 728 S
- Putnis A (2005) Introduction to mineral sciences. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 457 S
- Wimmenauer W (1985) Petrographie der magmatischen und metamorphen Gesteine: 1. A. Enke Verlag, Stuttgart, 253 S
- Yardley BWD (1997) Einführung in die Petrologie metamorpher Gesteine. Enke Verlag, Stuttgart, 253 S
- Yardley BWD, Mackenzie WS, Guilford C (2003) Atlas metamorpher Gesteine und ihrer Gefüge in Dünnschliffen. Spektrum Akademischer Verlag, Berlin, 120 S



System Erde

Kapitel 14 Die Lithosphäre im Verlauf der Erdgeschichte – 351

Kapitel 15 System Erde: zyklische Prozesse mit komplexen Ursachen – 371

Kapitel 16 Der Mensch im System Erde – 397

Abbildung: Die Mt.-Everest-Region in der Morgensonne; Schnee- und Eisbedeckung = hellblau, Schuttbeladene Gletscher und Schnee- und eisfreie Gebiete = rosa, Vegetation = grün (Bildrechte: Lansat-TM-Szene, Aufbereitung K. HOFFMANN).

In den beiden vorangegangenen Teilen wurden die geologischen Prozesse dargestellt, die auf und in der Erde stattfinden. Die exogene und die endogene Dynamik verlaufen aber nicht unabhängig voneinander. Vielmehr sind die endogenen Sphären der Erde (Kern, Meso-, Astheno- und Lithosphäre) mit den exogenen Bereichen (Hydro- und Atmosphäre sowie den Biota) zu einem eng verflochtenen System verknüpft. Die erdgeschichtliche Entwicklung dieses Systems ist das Produkt der gegenseitigen Einflüsse aller Sphären. Darüber hinaus ist die Erde an extraterrestrische Prozesse gekoppelt, wie z. B. Sonnenstrahlungsaktivität, Meteoritenbeschuss und Gezeitenwirkung von Sonne und Mond.

Das Verständnis der gegenseitigen Beeinflussung der genannten Bereiche ist lückenhaft, entsprechend ist dieser Teil des Buches stärker durch die Darstellung von Modellen und dem Stand der Diskussion gekennzeichnet als die vorangegangenen Teile. Klar ist, dass verschiedene Prozesse gerichtet sind, wie zum Beispiel die langsame Abkühlung der Erde, andere periodisch verlaufen, wie zum Beispiel die Meeresspiegelschwankungen. Eine Veränderung eines Parameters in diesem System hat, wie bei kommunizierenden Röhren, unweigerlich Veränderungen anderer Parameter zur Folge.

Die Lithosphäre im Verlauf der Erdgeschichte

- 14.1 Orogenesen und Superkontinente – 352
- 14.2 Lithosphärische Zyklen – 358
- 14.3 Das Wachstum der Kontinente und die präkambrische Krustenentwicklung – 362
 - 14.3.1 Archaikum – 364
 - 14.3.2 Proterozoikum – 366
- Literatur – 370

14.1 Orogenesen und Superkontinente

Seit die Plattentektonik „funktioniert“, gab es zu jedem Zeitpunkt irgendwo auf der Erde konvergente Plattenränder und Transform-Plattengrenzen, in deren Bereich Störungstektonik, Faltung, Magmatismus und Metamorphose stattfanden. □ Abb. 10.1 und 10.2 illustrieren, dass dies auch für die moderne Erde gilt. Sind diese Prozesse mit kompressiver oder transpressiver Deformation in der Lithosphäre verbunden, spricht man von **Orogenese** (griechisch: Gebirgsbildung). Ein **Orogen**, das Produkt der Orogenese, ist eine meist lang gestreckte Zone in der Lithosphäre, die durch eine kogenetische gebirgsbildende Entwicklung gekennzeichnet ist. Meist spät im Verlauf einer Orogenese entsteht ein Gebirge im topografischen Sinne. Beispielsweise ist die Kollisionszone zwischen den Lithosphärenplatten India und Eurasia ein aktives Orogen, der Himalaya ist die topografische Entsprechung an der Oberfläche.

Eine hohe Vulkankette ist topografisch betrachtet auch ein Gebirge, aber nicht notwendigerweise ein Orogen. Große Dehnungsprovinzen, wie z. B. das Ostafrikanische Riftsystem (□ Abb. 10.5) und die Basin-and-Range-Provinz im SW der USA sind ebenfalls von starkem Reliefkontrast gekennzeichnet, sind also im topografischen Sinne bergig. Das heutige Mittelgebirge in Mitteleuropa ist das Resultat von mesozoisch-känozoischen Hebungs-, Dehnungs-, Kompressions- und Rotationsbewegungen von vielen großen und kleinen Krustenblöcken im Spannungsfeld der Nordatlantiköffnung einerseits und der Afrika-Eurasia-Konvergenz andererseits (vgl. ▶ Abschn. 11.1). Im Zuge dieser Bewegungen sind allerdings vielfach Teile älterer Orogene, wie z. B. die Varisziden, exhumiert worden (□ Abb. 14.1, 14.2 und 14.3). In allen diesen Fällen tritt kompressive Deformation lokal an Störungen gebunden auf, es fehlen große Falten- und Überschiebungszonen, die aktive Orogene kennzeichnen.

Orogenesen laufen über lange Zeiträume (10 Ma und mehr) kontinuierlich ab. Dabei können sie durch orogene Phasen akzentuiert sein. Eine orogene Phase ist durch einen Deformationshöhepunkt oder durch eine signifikante Änderung des Deformationsmusters gekennzeichnet. In der Regel sind die Phasen

in der sedimentären Schichtenfolge im Orogen und vor allem an seinem Rand durch eine Sedimentationsunterbrechung (Hiatus) gekennzeichnet, die oft auch mit einer Verstellung oder Faltung der Schichten einhergeht (Winkeldiskordanz, ▶ Abschn. 11.1). Orogen Phasen können lokale, regionale und globale Ursachen haben. Gerät z. B. ein Vulkangebäude oder ein aseismischer Rücken mit der ozeanischen Lithosphäre in eine Subduktionszone, wird die Oberplatte lokal deformiert (□ Abb. 10.14). Erhöht sich hingegen auf dem ganzen Globus die Spreading-rate an den MOR, wird sich dies an allen konvergenten und Transform-Plattengrenzen in verstärkter Deformation widerspiegeln. In diesem Falle ist die Deformationsphase **synchron** (gleichzeitig) und lässt sich u. U. weiträumig zeitlich korrelieren.

Treffen im Zuge der Plattenkonvergenz zwei Kontinente aufeinander, setzt die Deformation in der Zone der ersten Berührung ein. Bei fortschreitender Konvergenz wird die Kollisionssutur länger und die Deformationszone weitet sich aus. Daraus ergibt sich ein Wandern des Deformationsbeginns in Zeit und Raum (**diachrone Deformation**). In diesem Sinne sind die in □ Tab. 14.1 aufgeführten Orogenesen als Deformationshöhepunkte zu verstehen, deren einzelne Phasen synchron oder diachron verliefen und von denen jeweils Zonen unterschiedlicher Größe betroffen waren.

Wie in ▶ Kapitel 10 dargestellt, können durch intaktkontinentales Rifting und anschließende Neubildung ozeanischer Kruste Kontinente voneinander getrennt werden (□ Abb. 10.5). Umgekehrt können zwei Fragmente kontinentaler Lithosphäre miteinander verschweißen, wenn sie im Zuge von Plattenkonvergenz aufeinanderstoßen (□ Abb. 10.12). Das plattentektonische Geschehen im Phanerozoikum war geprägt vom Aufbau und Zerfall des Superkontinents **Pangäa** (□ Abb. 14.4). Die Lage von Paläopolen (▶ Abschn. 9.3), die Biogeografie von Landtieren und -pflanzen sowie die Verbreitung klimaindikativer Sedimente, wie z. B. Tillite, Kohle und Evaporite, zeigen, dass im Zeitraum von der mittleren Trias bis in den Jura praktisch alle Kontinente zu dieser riesigen Landmasse zusammengefügt waren (□ Abb. 14.5).

Pangäa entstand durch die Kollision von **Gondwana** (einer einheitlichen Landmasse bestehend aus

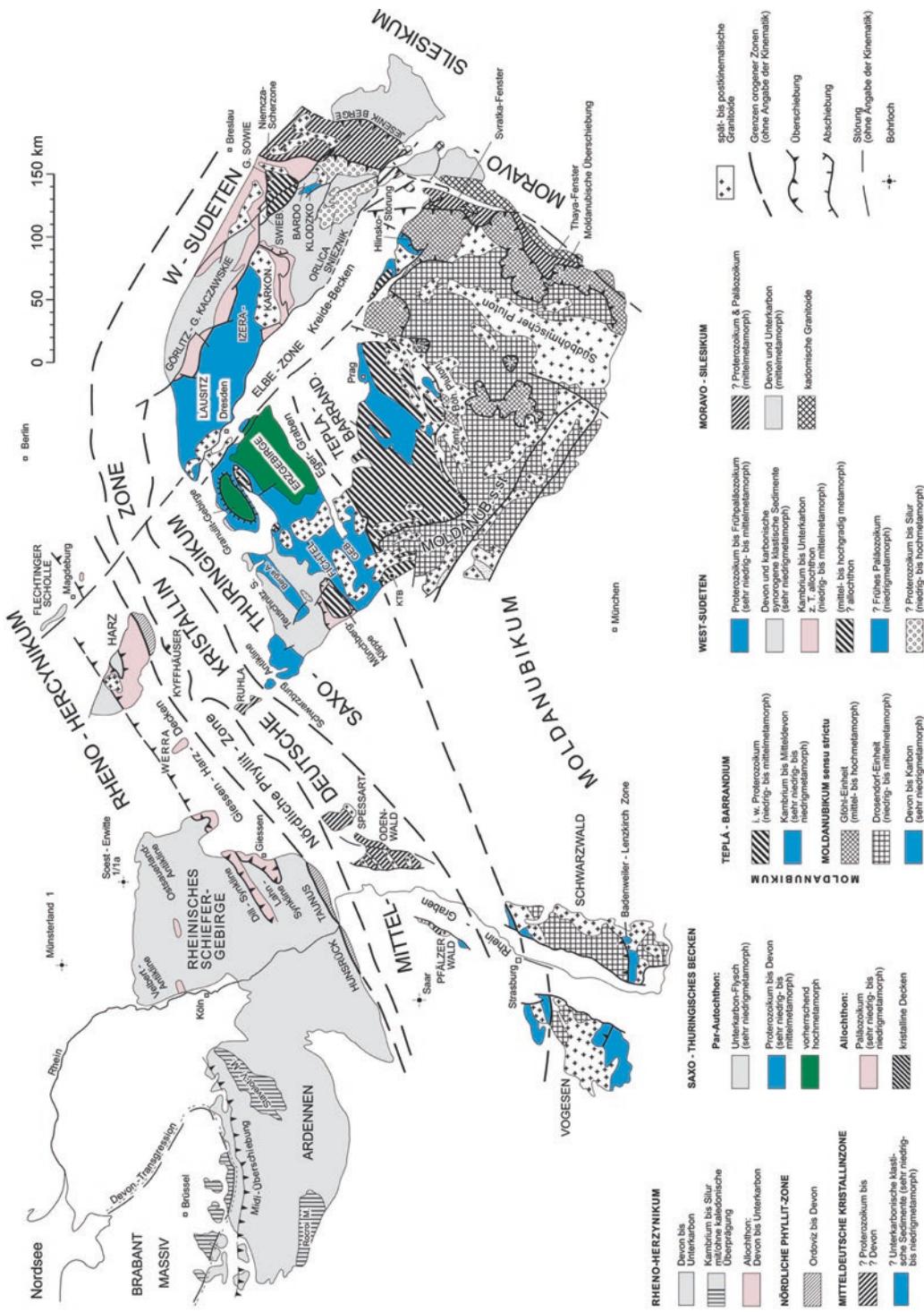


Abb. 14.1 Aufschlüsse und strukturelle Einheiten des variszischen Orogenes in Mitteleuropa (Bildrechte: nach Franke, modifiziert nach Dallmeyer et al. 1995)

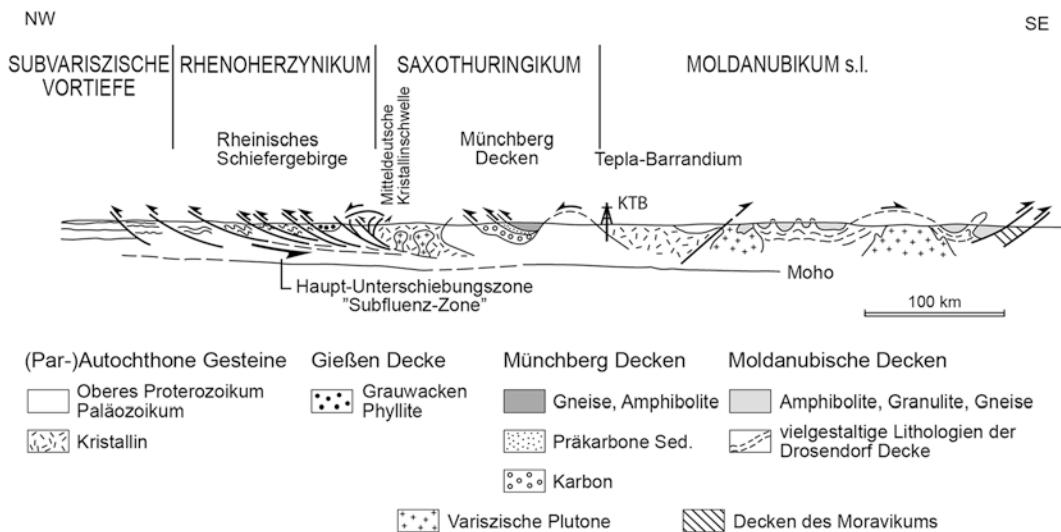


Abb. 14.2 Vereinfachter geologischer Schnitt durch das variszische Gebirge in Mitteleuropa; einige variszisch angelegte Störungen und Aufschiebungsbahnen wurden im Känozoikum im Rahmen der Afrika-Eurasia-Konvergenz reaktiviert; noch heute finden daher Erdbeben im Gebiet des westlichen Rheinischen Schiefergebirges statt (Abb. 16.3). KTB = Kontinentale Tiefbohrung (Bildrechte: nach Behr et al. 1984)

Tab. 14.1 Phanerozoische Orogenesen in Europa

Orogenese	Zeit	Wichtige Aufschlussgebiete
Alpidisch	Kreide – Paläogen	Alpen
Variszisch	Karbon – Perm	Rheinisches Schiefergebirge
Kaledonisch	Ordovizium – Silur	Norwegen, Schottland
Cadomisch	Kambrium	Bretagne

14

allen heutigen Südkontinenten einschließlich Indien und von E. Suess 1885 nach dem Volk der Gond in Zentralindien benannt) mit Laurussia, bestehend aus Europa und Laurentia (Abb. 14.5). Die Kollision begann im Karbon und endete im Perm. Entlang der Kollisionszone entstand ein breites Orogen, welches i. W. das Gebiet des heutigen Mittel- und Westeuropa (**Varisziden**) und das Gebiet der Appalachen im östlichen Nordamerika umfasste (Tab. 14.1 und Abb. 14.1). Am Ostrand des Osteuropäischen Kratons entstand der Ural durch die Akkretion von

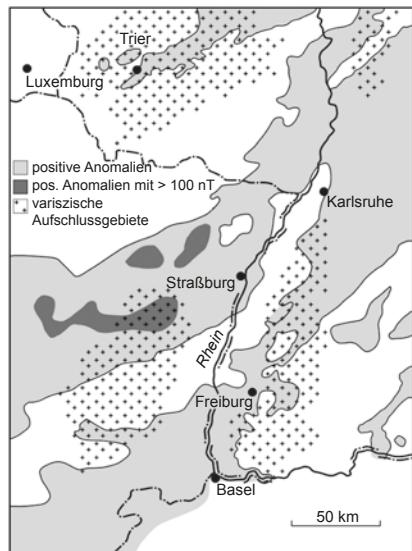


Abb. 14.3 Vereinfachte Karte der magnetischen Totalintensität des Oberrheingrabens und seiner Umgebung; aufgenommen mit einem Magnetometer an Bord eines Flugzeugs in 3000 m Höhe (Abschn. 9.3). Die Streichrichtung der magnetischen Anomalien folgt den SW-NE-streichenden variszischen Strukturen und nicht der jungen Bruchtektonik, wie z. B. dem NNE-SSW-streichenden Oberrheingraben; vgl. Abb. 14.1 (Bildrechte: nach Edel et al. 1975)

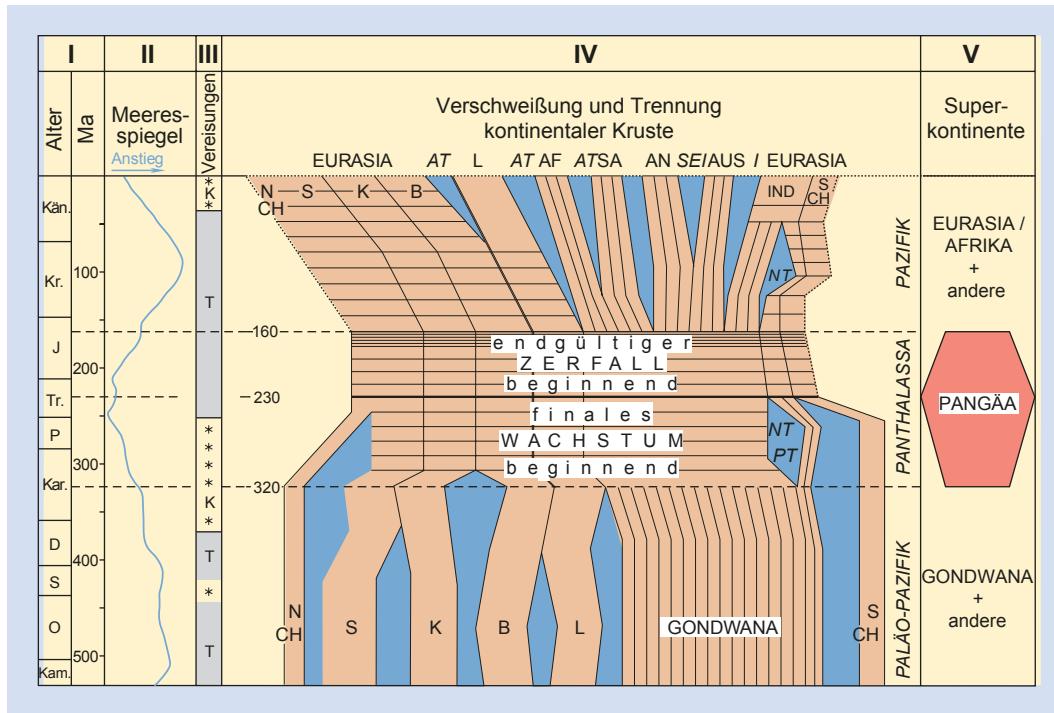


Abb. 14.4 Aufbau und Zerfall des Superkontinents Pangäa sowie die Meeresspiegelschwankungen und die Klimaentwicklung während des Phanerozoikums: I: Zeitskala (vgl. Abb. 1.6); II: eustatische Meeresspiegelschwankungen der ersten Ordnung; III: Zeiten der Kontinentalvergletscherung (Sternchen) und der Wechsel von globalem Treibhaus (T)- und Kühleuklima (K); IV: Gondwana und die daraus entstandenen Kontinentfragmente sind vertikal gestreift, Pangäa und Eurasia sind horizontal gestreift dargestellt, Nord- und Südchina (N CH, S CH), in der Abbildung links bzw. rechts außen, sind seit der Trias vereint; Kontinente: AF = Africa, AN = Antarctica, AUS = Australia, B = Baltica, IND = India, K = Kasachstan, L = Laurentia (heutiges Nordamerika), S = Siberia, SA = Südamerika; Ozeane: AT = Atlantik, I = Indik, NT = Neotethys, PT = Paläotethys, SEI = Südostindik; V: Superkontinente, große und kleine Kontinente (nach Veevers 1994, mit freundl. Genehmigung der Geological Society of America, Copyright © 1994, USA)

Kontinentfragmenten und Inselbogen-Terranen (Abb. 14.6).

Die rezenten (heutigen) Bewegungsrichtungen der Platten (vgl. Abb. 10.1) lassen vermuten, dass ein neuer Superkontinent zusammengeschoben wird. India, Arabia und Afrika sind bereits mehr oder weniger stark mit Eurasia verbunden, Australia ist auf dem Weg nach Norden. Ein Produkt dieser Plattenkonvergenz im Verlauf von Mesozoikum und Känozoikum ist das **alpidische Orogen**, welches von den Pyrenäen und Alpen im Westen über Karpaten, das türkische und persische Hochland bis zum Himalaya im Osten zu verfolgen ist (Abb. 11.41). Südlich und nördlich des Orogen existieren noch

nicht zugeschobene Restmeere, wie das Mittelmeer, das aus mehreren Miniplatten, teilweise mit ozeanischer Lithosphäre, besteht. Von anderen ehemaligen Ozeanbecken, welche zwischen den konvergierenden Kontinentalplatten existierten, wie z. B. die Tethys (Abb. 14.4), sind nur noch Spuren in Form von ophiolithführenden Suturen übrig (Abb. 10.12). Auch der zirkumpazifische Raum ist seit dem Mesozoikum bis heute von starker Konvergenz gekennzeichnet. Die pazifischen Platten transportierten eine Reihe von Terranen an den Westrand Nordamerikas (Abb. 10.17). Die Kruste unter den Anden am Westrand Südamerikas erfuhr im Känozoikum, neben Zuwachs durch Magmatite, hauptsächlich durch

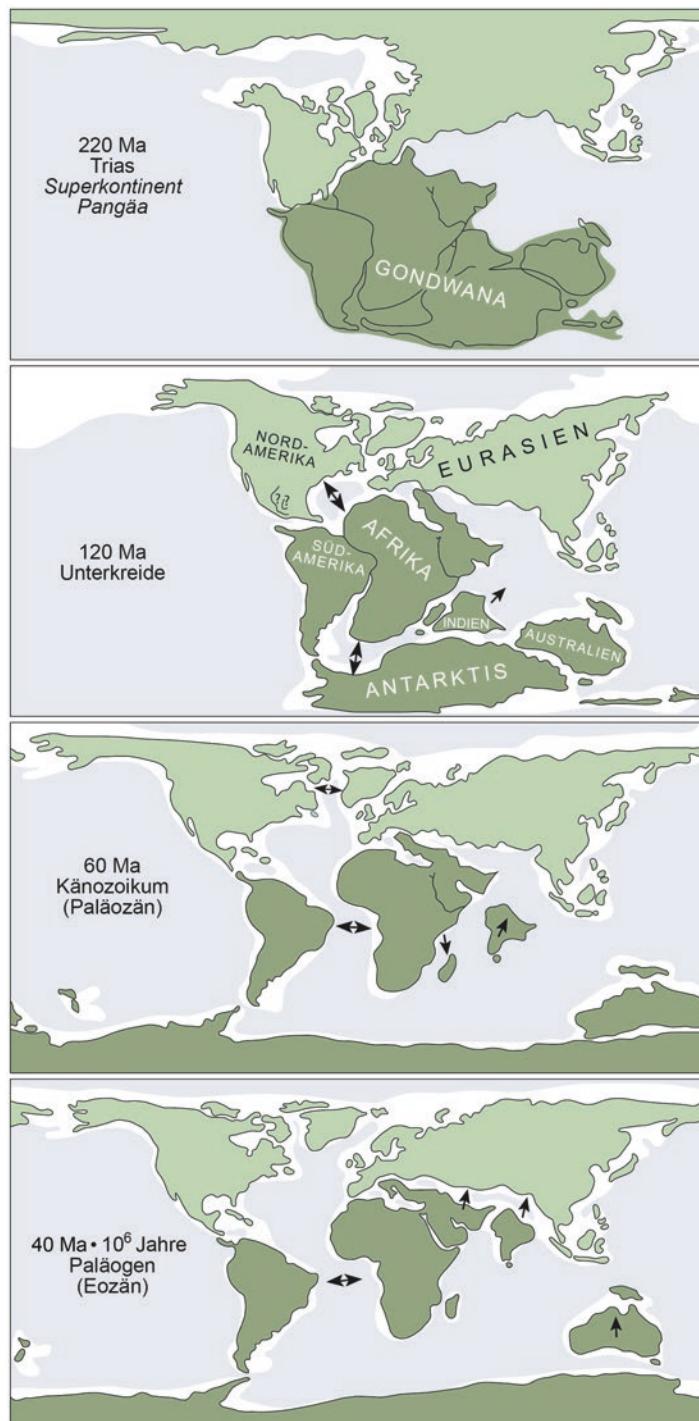


Abb. 14.5 Der Zerfall des Superkontinents Pangäa (vgl. Abb. 14.4) (Bildrechte: nach Smith et al. 1982)

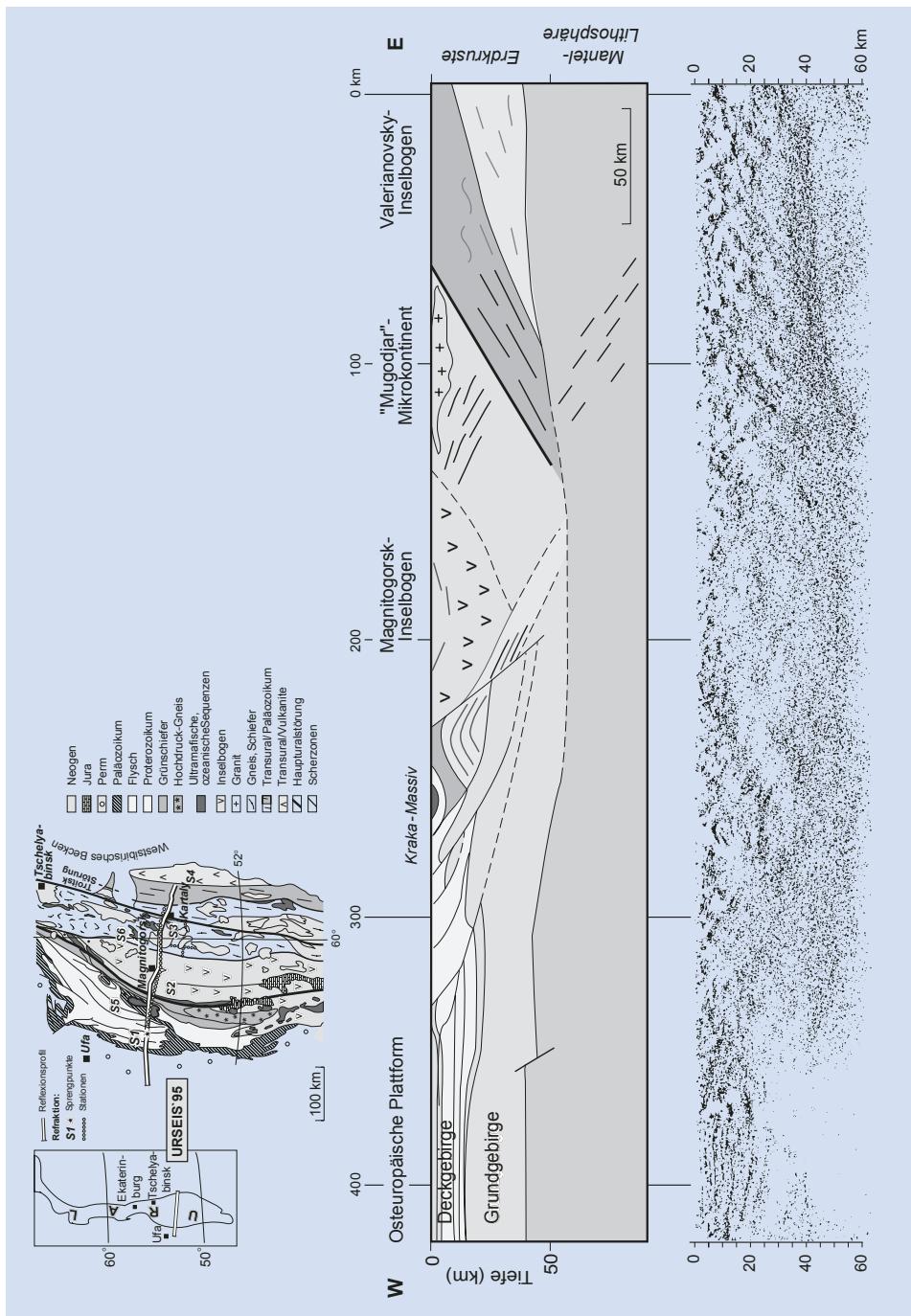
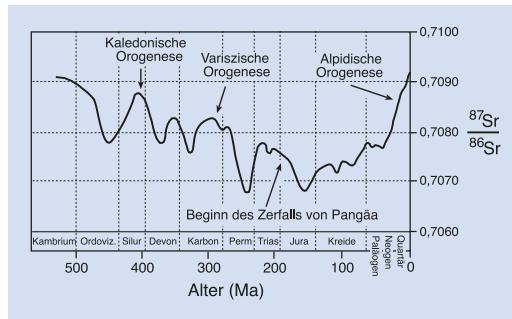


Abb. 14.6 Tiefenseismisches Profil über den südlichen Ural. Das reflexionsseismische Experiment und die darüber dargestellte geologische Interpretation sind im Rahmen eines großen internationalen Gemeinschaftsprojektes (URSEIS '95) durchgeführt worden. Das seismische Profil ist bereits migriert, d.h. die Laufzeiten der seismischen Wellen sind in Tiefen umgerechnet worden (vgl. ▲ Kasten 9.1). Das paläozoische Uralgebirge hat im Gegensatz zu anderen Orogenen seine kollisionale Krustenstruktur beibehalten und wurde nur wenig durch jüngere Tektonik überprägt (Bildrechte: Dekorp Working Group)



■ Abb. 14.7 Sr-Isotopenkurve des Meerwassers und ausgewählte geotektonische Ereignisse. Bestimmungen der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnisse in Karbonatgesteinen und karbonatischen Fossilschalen erlauben die Konstruktion einer Verlaufskurve des $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisses im Meerwasser für das Phanerozoikum. Das Verhältnis steht hierbei als Vertreter („Proxy“) für das relative Gewicht der Einträge aus dem Erdmantel (vertreten durch die Prozesse des „sea floor spreading“) und der Kruste (gegeben durch die kontinentale Denudation) (► Kasten 12.2). Für das Meerwasser lässt sich daher folgende Beziehung herstellen: Durch Erosion der kontinentalen Kruste, die im Durchschnitt hohe $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Werte hat, wird dem Meer Detritus mit entsprechend hohen Sr-Isotopenverhältnissen zugeführt. Im Zuge des „sea floor spreading“ und den assoziierten hydrothermalen Prozessen einschließlich der Ozeanbodenmetamorphose findet ein Eintrag von Stoffen mit niedrigen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen in die Ozeane statt. Das Meerwasser wird demnach immer eine Mischzusammensetzung haben, die das relative Gewicht der Einträge aus beiden Prozessen widerspiegelt. In diesem Sinne werden hohe $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse im Meerwasser als Ausdruck großräumiger und großvolumiger Denudationsprozesse kontinentaler Kruste interpretiert, die mit bedeutenden Orogenesen sowie hohen Niederschlags- und Denudationsraten in Zusammenhang gebracht werden. Der betonte Anstieg der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Kurve im Känozoikum gilt als Ausdruck der alpidischen Orogenese im weitesten Sinne, also der Kollisionen Afrikas und Indias mit Eurasia, sowie der andinen Gebirgsbildung. Demgegenüber stehen in der Erdgeschichte Zeiten verminderter orogener Aktivität, wie z. B. in Jura und Kreide. In diesen Zeiten unterlagen die Kontinente einer abgeschwächten Denudation, daher nahm das entsprechende krustale Signal im Meerwasser ab. Zur gleichen Zeit waren erhöhte Spreizungsraten des Meeresbodens Ausdruck des Zerfalls von Pangäa. Hier verschiebt der mantelbetonte Magmatismus die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isotopensignatur im Meerwasser zu niedrigeren Werten (Bildrechte: nach Veizer 1989)

Auf- und Überschiebungen senkrecht zum Plattentrand eine enorme Verdickung von bis zu 80 km (► Abb. 11.37).

Der **Atlantik** ist eine bedeutende Dehnungszone im Mesozoikum-Känozoikum. Bereits in der Trias trennten sich Nordamerika und NW-Afrika voneinander. Im Jura und in der Kreide öffnete sich der Südatlantik sowie der südliche Nordatlantik westlich der Iberischen Halbinsel, später im Känozoikum der Nordatlantik. Hier wurde zuerst die Labradorstraße zwischen Nordamerika und Grönland geöffnet. Diese Dehnung endete dann im mittleren Känozoikum und eine neue Riftzone zwischen Grönland und Europa bildete sich aus (► Abb. 14.5). Die Öffnung des Nordatlantiks spielt neben der Norddrift Afrikas die wichtigste Rolle in der jungen tektonischen Entwicklung Europas (vgl. z. B. ► Abb. 12.27).

14.2 Lithosphärische Zyklen

Das Phanerozoikum war also von einem plattentektonischen Großzyklus, dem Aufbau und Zerfall von Pangäa, gekennzeichnet und durch eine Reihe von Orogenesen gegliedert (vgl. auch ► Abb. 14.7). Vor ca. 1,1 Ga existierte der Superkontinent **Rodinia**, mit Laurentia im Zentrum. Rodinia zerfiel im Verlauf des Jungproterozoikums. Einige seiner Bruchstücke fügten sich am Ende des Präkambriums zum Großkontinent Gondwana zusammen (► Abb. 14.5). Altersbestimmungen (► Kasten 14.1) an proterozoischen und archaischen Gesteinen lassen vermuten, dass im Präkambrium drei Superkontinente entstanden und wieder zerbrachen (► Abb. 14.9). Insgesamt haben also im Verlauf der Erdentwicklung mindestens 5 Superkontinentzyklen stattgefunden.

Kasten 14.1 Isotopengeochemische Altersbestimmung

Bis in die Mitte des 20. Jh. war eine absolute Altersbestimmung von Gesteinen oder geologischen Ereignissen nicht möglich. Allerdings hatte man schon länger eine sehr genaue Vorstellung von der relativen Abfolge von Gesteinen und Fossilien sowie von geologischen Prozessen. Auf dieser Basis wurde bereits im 18. und 19. Jh. eine relative Zeitskala aufgestellt, die heute noch gültig ist (► Abb. 1.6 und ► Abschn. 7.4). In diesem Kasten werden die wichtigsten Methoden der absoluten Altersbestimmung vorgestellt.

Der Zerfall eines radioaktiven Isotops ist ein zufälliges Ereignis, das unabhängig von der Nachbarschaft anderer Atome oder von äußeren physikalischen Bedingungen stattfindet. Die Wahrscheinlichkeit des Zerfallsereignisses wird lediglich von der internen Struktur des Atomkerns bestimmt. Diese als Zerfallskonstante (λ) bezeichnete Wahrscheinlichkeit ist für jedes Isotop verschieden. Jedes radioaktive Isotop hat somit eine charakteristische Zerfallsrate, die als Halbwertszeit ($t_{1/2}$) bezeichnet wird. $t_{1/2}$ ist der Zeitpunkt, an dem die Hälfte der ursprünglich vorhandenen Isotope zerfallen ist. Die Beziehung zwischen Zerfallskonstante und Halbwertszeit ist:

$$t_{1/2} = \lambda^{-1} \ln 2$$

Gl. 14.1

Die Radioaktivität bestimmter Isotope mit Halbwertszeiten zwischen 10^5 und 10^{11} Jahren lässt sich zur Datierung von geologischen Ereignissen nutzen (► Tab. 14.2). Die radiometrische oder isotopengeochemische Datierung ist, im Gegensatz

zur Biostratigrafie, eine absolute Altersbestimmung. Das Ergebnis ist ein Alter, zu dem ein Fehlerbereich angegeben wird (meist die Standardabweichung 2σ). Ein Alter von 265 ± 3 Ma z. B. bedeutet, dass das datierte Ereignis mit hoher Wahrscheinlichkeit in einem Zeitraum zwischen 262 und 268 Ma vor heute stattgefunden hat. Beispielsweise nutzt man bei der Rb-Sr-Methode den Zerfall des Mutterisotops ^{87}Rb zum Tochterisotop ^{87}Sr . Kühl ein Granitmagma ab, kann Biotit wachsen, der das Spurenelement Rb in sein Kristallgitter einbaut. Unterhalb von 320°C ist das Kristallsystem des Biotits für den Austausch von Rb mit der Kristallumgebung geschlossen. Der Zeitpunkt t der Schließung des Kristallsystems lässt sich mit

$$t = \lambda^{-1} \ln(1 + D/M)$$

Gl. 14.2

berechnen. M , die Anzahl der heute noch vorhandenen Mutterisotope, und D , die Anzahl der Tochterisotope, lassen sich mit einem Massenspektrometer bestimmen. Dabei muss allerdings mit einem bestimmten Verfahren dem Umstand Rechnung getragen werden, dass der Kristall bei seinem Wachstum auch schon ^{87}Sr einbaut hat. Der Zerfall bestimmter radioaktiver Isotope, wie z. B. ^{238}U , findet über eine Reihe von radioaktiven Zwischenprodukten statt (► Tab. 14.2). Uran wird in Spuren in Zirkon eingebaut ($\text{Zr}[\text{SiO}_4]$). U-Pb-Datierungen an Zirkon haben sich zu einer besonders verlässlichen Methode entwickelt, da Zirkon in vielen magmatischen Gesteinen als akzessorisches Mineral (<1 %) vorkommt

► Tab. 14.2 Einige radioaktive Isotope, die für die radiometrische Datierung wichtig sind (nach Geyh & Schleicher 1990)

Mutterisotop	Tochterisotop	Halbwertszeit (in Jahren)	Altersbereich (in Jahren)	Datierbares Material
^{238}U	$^{206}\text{Pb}^*$	4468×10^6	$10^7 - 4,6 \times 10^9$	Zirkon, U-haltige Minerale
^{87}Rb	^{87}Sr	48.800×10^6	$10^7 - 4,6 \times 10^9$	Glimmer, K-Feldspat, Gesamtgestein
^{147}Sm	^{143}Nd	106.000×10^6	$10^8 - 4,6 \times 10^9$	Granat, Hornblende, Plagioklas
^{40}K	^{40}Ar	11.900×10^6	$5 \times 10^4 - 4,6 \times 10^9$	Glimmer, Amphibol, Illit, Gesamtgestein
^{14}C	^{14}N	5730	$10^2 - 12,5 \times 10^4$	C-haltige biogene Materialien, Karbonatsedimente sowie CO_2 gelöst in Grund- und Meerwasser und Eis

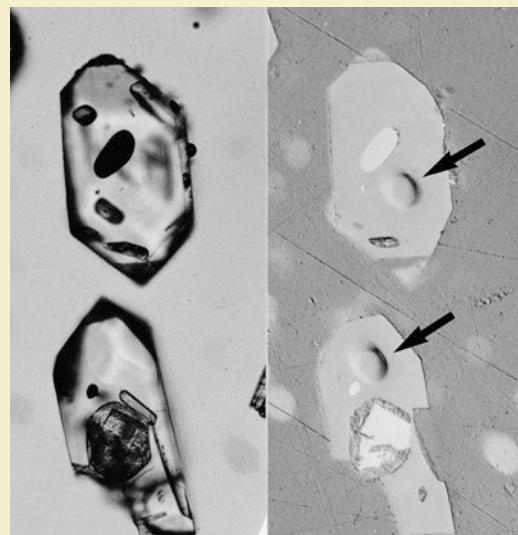
*Endglied einer Zerfallsreihe

und weil er gegen postmagmatische Prozesse wie Verwitterung, Diagenese und hydrothermale Alteration weitgehend resistent ist (► Abb. 8.11 und 14.8).

Neben den Mutter-/Tochterisotopen-Methoden wird die Spaltspurenmethode zur Datierung geologischer Prozesse eingesetzt. Die spontane Kernspaltung von ^{238}U hat eine extrem niedrige Zerfallskonstante von $8,46 \times 10^{-17} \text{ a}^{-1}$. Spaltet sich ein ^{238}U -Isotop in einem Kristall, bewegen sich die Spaltprodukte mit großer Energie und erzeugen Spuren der Zerstörung. In uranhaltigen Mineralen lassen sich diese Spuren durch Anätzung sichtbar machen und auszählen. Die Anzahl der Spaltspuren ist also ein Maß für das Alter. Allerdings werden die Spuren wieder ausgelöscht („verheilt“), wenn der Kristall über eine bestimmte Temperatur erwärmt wird (die Zeitdauer der Erwärmung ist hierbei ein Faktor). Für Apatit ($\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3[\text{OH},\text{F},\text{Cl}]$, Uran in Spuren) z. B. liegt diese Temperatur bei ca. 100 °C. Somit kann beispielsweise der Zeitpunkt bestimmt werden, zu dem ein Apatit führender Granit endgültig unter 100 °C abgekühlt ist. Die Spaltspurenmethode wird häufig zur Bestimmung des Zeitpunkts der Exhumierung, also der Heraushebung von Krustenblöcken genutzt. Eine kombinierte

Spaltspurenanalyse von Apatit und anderen Mineralen mit unterschiedlichen Heilungstemperaturen kann zu einer detaillierten Rekonstruktion der thermischen Entwicklung eines Gesteins seit seiner Entstehung führen (vgl. $p\text{-}T\text{-}t$ -Pfade von Orogenesen, ► Abb. 13.16).

Die Datierung jüngster geologischer Ereignisse ist mit den klassischen isotopengeochemischen und biostratigrafischen Methoden nicht möglich, da die Halbwertszeiten der meisten radioaktiven Elemente zu lang sind bzw. die biostratigrafische Auflösung zu gering ist. Das radioaktive Isotop ^{14}C , welches in der oberen Atmosphäre aus ^{14}N durch kosmischen Neutronenbeschuss entsteht, hat eine Halbwertszeit von nur 5730 Jahren. Das $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Verhältnis in der Atmosphäre ist i. W. konstant und bekannt. Allerdings unterliegt es bisweilen Schwankungen, die an Intensitätsänderungen der auf die Atmosphäre treffenden kosmischen Strahlung gekoppelt sind (dazu mehr in ► Kasten 15.2). Steht ein System nicht mehr im Austausch mit der Atmosphäre oder der an sie gekoppelten Hydrosphäre, wird das $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Verhältnis in dem System mit der Zeit kleiner. Somit kann anhand von C-Isotopen-Messungen (Massenmessung oder Messung



► Abb. 14.8 Das linke Foto zeigt zwei in Kunstharz eingebettete Zirkone mit Einschlüssen im Durchlichtmikroskop. Das rechte Bild zeigt eine Auflichtaufnahme derselben Zirkone, nachdem sie auf die Hälfte heruntergeschliffen worden sind. Die Pfeile zeigen auf 25 µm große Krater, die durch einen Ionenstrahl in die Zirkone gebrannt worden sind. Das beim Ionenbeschuss verdampfende Zirkonmaterial, mit ihm Pb- und U-Isotope, wird einem Massenspektrometer zur Messung zugeführt. Solche Einzelkornanalysen an bis zu 50 Zirkonen einer Probe ergeben sehr verlässliche radiometrische Alter. Die abgebildeten $251,2 \pm 3,4$ Ma alten Zirkone stammen aus einem Tuff, der in die Meishan-Abfolge in China, direkt über der angenommenen Perm-Trias-Grenze, eingeschaltet ist. Diese radiometrischen Datierungen haben große Bedeutung für die Errichtung der Internationalen Chronostratigrafischen Referenzskala (vgl. ► Abb. 1.6) (Bildrechte: Fotos J. Claoué-Long)

der Radioaktivität) der Zeitpunkt rekonstruiert werden, seitdem ein System, also ein Lebewesen, ein Kristall oder eine Flüssigkeit, kein „frisches“ C mehr eingebaut hat. Mit der ^{14}C -Methode lassen sich alle Kohlenstoff enthaltenden Materialien, wie Pflanzenreste, Knochen, Muschelschalen und Karbonatminerale, aber auch CO_2 im Meer- und Grundwasser und im Gletschereis, bis zu einem Alter von ca. 125 ka datieren. Diese Methode kommt auch bei der Altersbestimmung fossiler Grundwässer zum Einsatz (► Abschn. 4.1). Der Zeitpunkt eines

Vulkanausbruchs kann mithilfe einer ^{14}C -Datierung von verkohlem Holz an der Basis einer Lava datiert werden. Insgesamt wurde für die Datierung neogener und quartärer Materialien und Ereignisse eine Fülle von Methoden entwickelt, die von kosmogenen Radionukliden (wie eben ^{14}C) über Ungleichgewichte in der U-Zerfallsreihe (z. B. ^{230}Th -Überschuss), Strahlungsschäden (z. B. Spaltpuren und Thermolumineszenz) bis zu chemischen Methoden reicht.

Ein möglicher Motor dieser Zyklizität ist im Erdinnern zu suchen. Die Erde gibt Wärme nach außen ab. Kontinentale Lithosphäre ist ein schlechterer Wärmeleiter als ozeanische Lithosphäre. Somit ist unter einer großen kontinentalen Lithosphäre (Superkontinent) ein Wärmestau zu erwarten. Don Anderson nahm 1982 in seiner Theorie der kontinentalen Isolierung an, dass der Mantel, als Folge des Wärmestaus unter der Kontinentalmasse, mit der Ausbildung eines Konvektionssystems reagiert, welches unter dem Superkontinent zur Konzentration aufsteigender Manteldiapire führt. Dies führt zu kontinentalem Rifting (► Abschn. 10.2) und schließlich zum Auseinanderbrechen des Superkontinents. Nach dieser Theorie beginnt also ein orogener Großzyklus mit dem Auseinanderbrechen eines Superkontinents und der Entstehung von ozeanischen Becken und endet mit dem Aufbau eines neuen Superkontinents. Der Höhepunkt orogener Tätigkeit, der sich in einer Konzentrierung von radiometrischen Altern magmatischer und metamorpher Prozesse manifestiert, fällt hierbei in die Aufbauphase (► Abb. 14.4).

Das Studium der magnetischen Streifenmuster des Meeresbodens zeigt, dass die Spreadinggeschwindigkeiten der Mittelozeanischen Rücken ebenfalls einer Variation unterliegen (► Abschn. 9.3 und 10.2). Für die Kreide, als der Zerfall von Pangäa in vollem Gange war, wurden die größten Spreadingraten gemessen. Demgegenüber nimmt man an, dass die Länge der Mittelozeanischen Rücken und ihre mittlere Spreadingrate in der permotriassischen **Panthalassa** (dem Ozean, der Pangäa umspülte) klein war. Es wird deutlich, dass die lithosphärische

Zyklizität eng an die astheno- und mesosphärische Dynamik gekoppelt ist (die Kopplung der exogenen Sphären an die Manteldynamik wird in ► Kap. 15 aufgegriffen).

Es ist möglich, dass die kontinentale Isolierung durch Superkontinente nicht der einzige Kontrollmechanismus der lithosphärischen Zyklen ist. Beispielsweise diskutierte Andrew Glikson (2001) die Idee, dass die Einschläge sehr großer Meteorite (**Bolide**) zu einer Perturbation des Erdinnern führen und somit kosmische Ereignisse die Erdentwicklung mitgestalten. Eine andere Frage ist die **Kern-Mantel-Kopplung**: Ein stark konvektiender Mantel, z. B. während der Zerfallsphase eines Superkontinents, führt die Wärme des Kerns besser ab. Wie der Kern und das von ihm erzeugte Magnetfeld darauf reagiert, ist noch nicht geklärt. Möglicherweise ist die Geschichte der Kern-Mantel-Kopplung in der magnetostratigrafischen Zeitskala dokumentiert (► Abb. 9.21). Einige markante Elemente der Skala stimmen zeitlich mit lithosphärischen Ereignissen überein. Der Übergang von der langen permokarbonen revers polarisierten Superchrone (PC-R) zur permotriassischen gemischten Superchrone (PTr-M) fand z. B. vor ca. 265 Ma statt, in einem Moment, in dem die kontinentale Isolierung des Mantels durch Pangäa ihren Höhepunkt gehabt haben dürfte. Weiterhin fällt die unterkretazische ‚magnetic quiet zone‘ von über 40 Ma Dauer (► Abb. 9.21) mit dem Höhepunkt des Pangäazerfalls zusammen, der von hohen Spreadingraten an den Mittelozeanischen Rücken gekennzeichnet war.

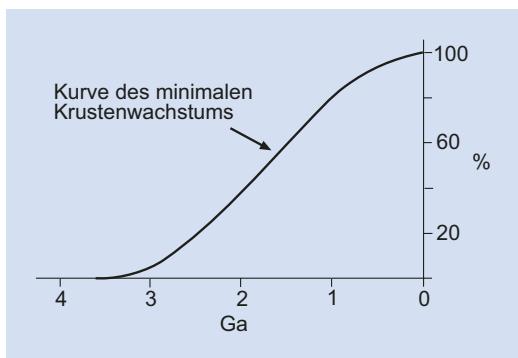
14.3 Das Wachstum der Kontinente und die präkambrische Krustenentwicklung

Aus dem Vorangegangenen ergibt sich die Frage, ob bei diesen lithosphärischen Großzyklen immer nur bestehende Kontinentalfragmente hin- und hergeschoben werden, oder ob und wie der Anteil an kontinentaler Lithosphäre im Verlauf der Erdgeschichte zugenommen hat. Im Archaikum wurde kontinentale Kruste vermutlich i. W. durch magmatische Prozesse gebildet, die an Manteldiapire gebunden waren (s. u.). Die Modellvorstellungen zum Beginn der „modernen“ Plattentektonik (mit typischen Merkmalen wie Blauschiefer-Fazies, Eklogit und Ophioliten) sind in Diskussion und variieren zwischen 3 und 1 Ga. Neue kontinentale Lithosphäre entsteht durch drei plattentektonische Prozesse:

- Ozeanische Inselbögen und ozeanische Intraplatten-Vulkankomplexe werden an einen Kontinentalrand angeschweißt (tektonische Akkretion) (► Abb. 10.17).
- Kontinentale Lithosphäre wird durch Rifting oder Transtension stark gedehnt und die entstehende Lücke wird durch Mantelmagmatite aufgefüllt (► Abb. 10.5).
- Magmatismus am Kontinentalrand (über einer Subduktionszone) oder im Innern eines Kontinents fördert Mantelmaterial und vergrößert so das Krustenvolumen (► Abb. 10.16 und 14.15).

Alle drei Prozesse beruhen letztendlich auf der Förderung von Mantelmagmen, bei deren Entstehung und Differentiation vor allem SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , TiO_2 , K_2O und Na_2O in der Kruste angereichert werden (vgl. Zusammensetzung von Kruste und Mantel in ► Tab. 9.3).

Wird und wurde kontinentale Lithosphäre auch zerstört, d. h. in den unteren Mantel recycelt? Als Plattenstück ist die kontinentale Lithosphäre zu leicht, um dauerhaft in den Mantel herabgezogen zu werden (► Tab. 9.2). Es ist allerdings mit einem direkten Stoffaustausch (Metasomatose) an der Grenze Lithosphäre-Asthenosphäre zu rechnen. Es werden auch Delaminationsvorgänge in orogenen Zonen diskutiert, bei denen der untere schwere Teil der kontinentalen Lithosphäre, also der obere Mantel, von



► Abb. 14.10 Minimumkurve des Wachstums kontinentaler Kruste im Verlauf der Erdgeschichte, abgeleitet aus Sm-Nd-Verweialtern klastischer Sedimente. 100 % entspricht dem heutigen Krustenvolumen. Der tatsächliche Verlauf des Wachstums kann etwas oberhalb der gezeigten Kurve liegen, falls Recycling kontinentaler Kruste in den Mantel eine größere Rolle gespielt hat (s. Text). Der steile Anstieg der Kurve im zentralen Teil zeigt, dass im Zeitraum 2,5 bis 1 Ga (jüngeres Archaikum – Altproterozoikum) der stärkste Zuwachs kontinentaler Lithosphäre (ca. 60 %) stattgefunden hat (s. ► Abb. 14.9b). Der Verlauf des Krustenzuwachses ist immer noch in Diskussion, daher gibt es andere Modelle mit z. T. stark abweichendem Kurvenverlauf (Bildrechte: nach O’Nions 1992)

der Kruste abgeschnitten wird und, von Asthenosphäre umflossen, in den Mantel herabsinkt. Die besonders leichte kontinentale Kruste ist nur über den Umweg ihrer Erosionsprodukte zu recyceln. Isotopengeochemische Analysen von Mantelmagmatiten und -xenolithen lassen vermuten, dass möglicherweise bis zu 30 % der terrigenen Sedimente, die auf der ozeanischen Kruste liegen oder die in die Tiefseerinne geschüttet werden, durch Subduktion in den Mantel gelangen.

Ein Blick auf den Globus und auf ► Abb. 14.9b und 14.10 zeigt, dass insgesamt das Recycling kontinentaler Lithosphäre im Vergleich zu ihrem Wachstum in der Erdentwicklung zurückgeblieben ist. Allerdings wurde der Krustenzuwachs seit dem Präkambrium deutlich langsamer. Das Wachstum kontinentaler Kruste ist also ein gerichteter Prozess in der Erdentwicklung. Damit einhergehend fand eine Verarmung des Mantels an denjenigen Haupt- und Spurenelementen statt, die die kontinentale Kruste aufbauen (lithophile Elemente, ► Kasten 12.2).

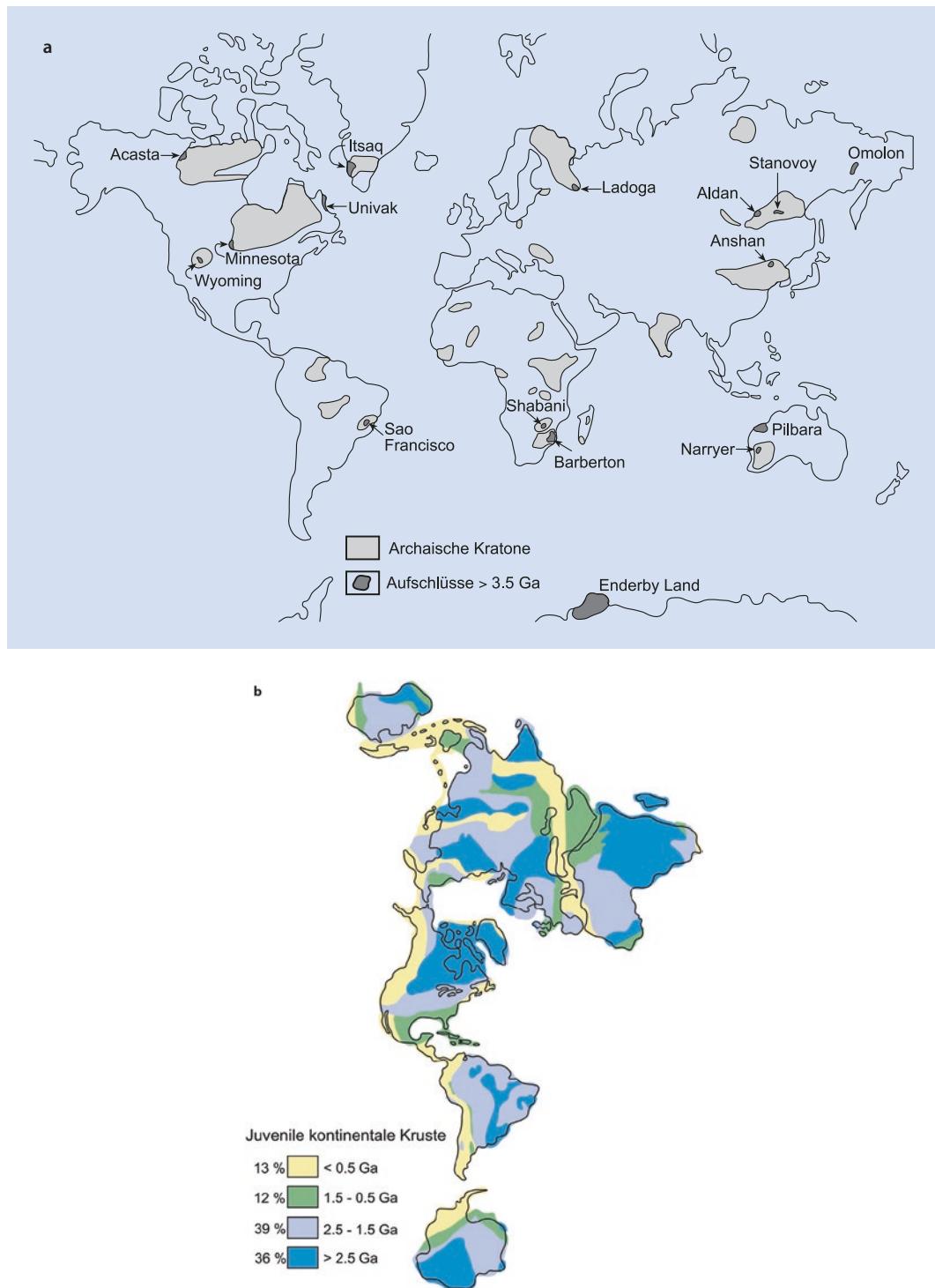


Abb. 14.9 (a) Vorkommen archaischer Gesteine (Bildrechte: nach Condie 1997). (b) Verbreitung präkambrischer und phanerozoischer juveniler (also neu gebildeter) Kruste in einer flächentreuen Darstellung (nach Condie 1997)

14.3.1 Archaikum

Das ca. 1,3 Ga währende Archaikum ist ein faszinierender Abschnitt der Erdentwicklung (► Abb. 1.6). Nachdem im Hadeum das Geschehen von der Kern-Mantel-Trennung und vom starken Beschuss durch kosmische Körper bestimmt war (► Abschn. 9.1), begann im Archaikum die eigenständige Entwicklung der Erde. Für ihre äußereren Sphären beinhaltet diese solche fundamentalen Vorgänge wie die Bildung der ersten kontinentalen Kruste, eines Urozeans und einer Atmosphäre, sowie die Entstehung des Lebens (vgl. ► Kap. 7). Im Archaikum sind also die entscheidenden Weichen für Prozesse gestellt worden, die die Entwicklung unseres Planeten von der seiner Nachbarn Venus und Mars unterscheidet.

Die radiometrische Datierung der ältesten Gesteine ergab 3,8–4,0 Ga (z. B. Isua Metamorphic Complex in Grönland, ► Abb. 14.11; siehe auch ► Abb. 14.9). Einzelne detritische Zirkone, die in Sedimenten in den Jack Hills in Westaustralien vorkommen, haben sogar Alter zwischen 4,1 und 4,4 Ga. Die metamorphe vulkanisch-sedimentäre Abfolge von Isua belegt, dass es vor rund 3,8 Ga, also am Beginn des Archaikums, fließendes Wasser gab und dass damals Land existierte, von dem die Gerölle stammten. Auch schon die ältesten Zirkone enthalten die geochemische Information, dass es vor 4,36 Ga Wasser und Verwitterung gab. Der Anteil archaischer Kruste am Aufbau der heutigen Kontinente beträgt ca. 36 %. In diese Zahl gehen Oberflächenaufschlüsse und durch jüngere Sedimente verhüllte Gebiete ein (► Abb. 14.9). Am Ende des Präkambriums waren bereits rund 87 % des heutigen Kontinentvolumens gebildet worden (► Abb. 14.10). Wie ist nun die erste kontinentale Kruste aufgebaut und entstanden?

Archaische kontinentale Kruste besteht i. W. aus drei Gesteinseinheiten:

- Das größte Volumen nehmen amphibolit- bis granulitfazielle **Orthogneise** ein, deren magmatische Edukte der TTG-Suite angehören (TTG = Tonalit-Trondhjemit-Granodiorit, ► Abb. 12.3).
- Die **Grünsteingürtel** sind aus mächtigen Abfolgen von metamorphen kalkalkalischen Vulkaniten und Sedimenten aufgebaut. Ein Teil der Laven sind sogenannte **Komatiite**,

ultramafische Magmen mit >20 % MgO, die bei hohen Temperaturen (1600 °C) aus dem Mantel geschmolzen wurden (► Tab. 12.2). Komatiitlaven zeigen häufig ein Spinifexgefüge („spinifex texture“, der Name ist von einer australischen Grasart abgeleitet), das aus langen, ineinander verwachsenen Olivineinsprenglingen besteht. Man nimmt für den archaischen Mantel 200–400 °C höhere Temperaturen als für den modernen Mantel an. Die Gesteine sind i. d. R. grünschieferfaziell überprägt (daher der Name!) und stark deformiert (► Abb. 14.11).

- Granitoide Plutone und Sills der TTG-Suite.

Heute findet man die Orthogneisdome von stark gefalteten Grünsteingürteln umgeben. Für den nordwestaustralischen Pilbara-Block (► Abb. 14.9a) nimmt man folgende Entwicklung an: Zunächst entsteht ein >10 km mächtiger Stapel von ultrabasischen bis basischen Vulkaniten. In einem zweiten Stadium bilden sich auch differenzierte Schmelzen, die als Batholithen in der Kruste Platz nehmen und als Ignimbrite und Laven auf den basischen Laven ausfließen. In der heißen archaischen Kruste blieben die Intrusionen hochduktile und stiegen aufgrund der vorliegenden Dichteinversion (geringdichte Granitoide unter dichten Lavastapeln) langsam diapirartig in die vulkanosedimentären Abfolgen auf und falteten diese zusammen. Späte Granitoide nahmen posttektonisch Platz. Andere Modellvorstellungen hingegen sind stärker an der modernen Plattentektonik orientiert. Sie gehen von einer mehrphasigen kompressiven Deformation unter Ausbildung von Überschiebungszonen und Decken aus, die zu der charakteristischen archaischen Krustenstruktur geführt haben.

Der früharchaische Erdmantel war vermutlich aufgrund des hohen Wärmeflusses von einer vergleichsweise heftigen Konvektion mit vielen Manteldiapiren gekennzeichnet. Die frühe archaische Kruste wurde aus Magmatiten aufgebaut, deren Magmen als Mantelteilschmelzen über den Manteldiapiren entstanden. Hierbei spielte wahrscheinlich die Anlagerung von Magmatiten an die Basis der jungen Kruste eine wichtige Rolle („magmatic underplating“). Ähnlich wie heute in Island, dürften sich

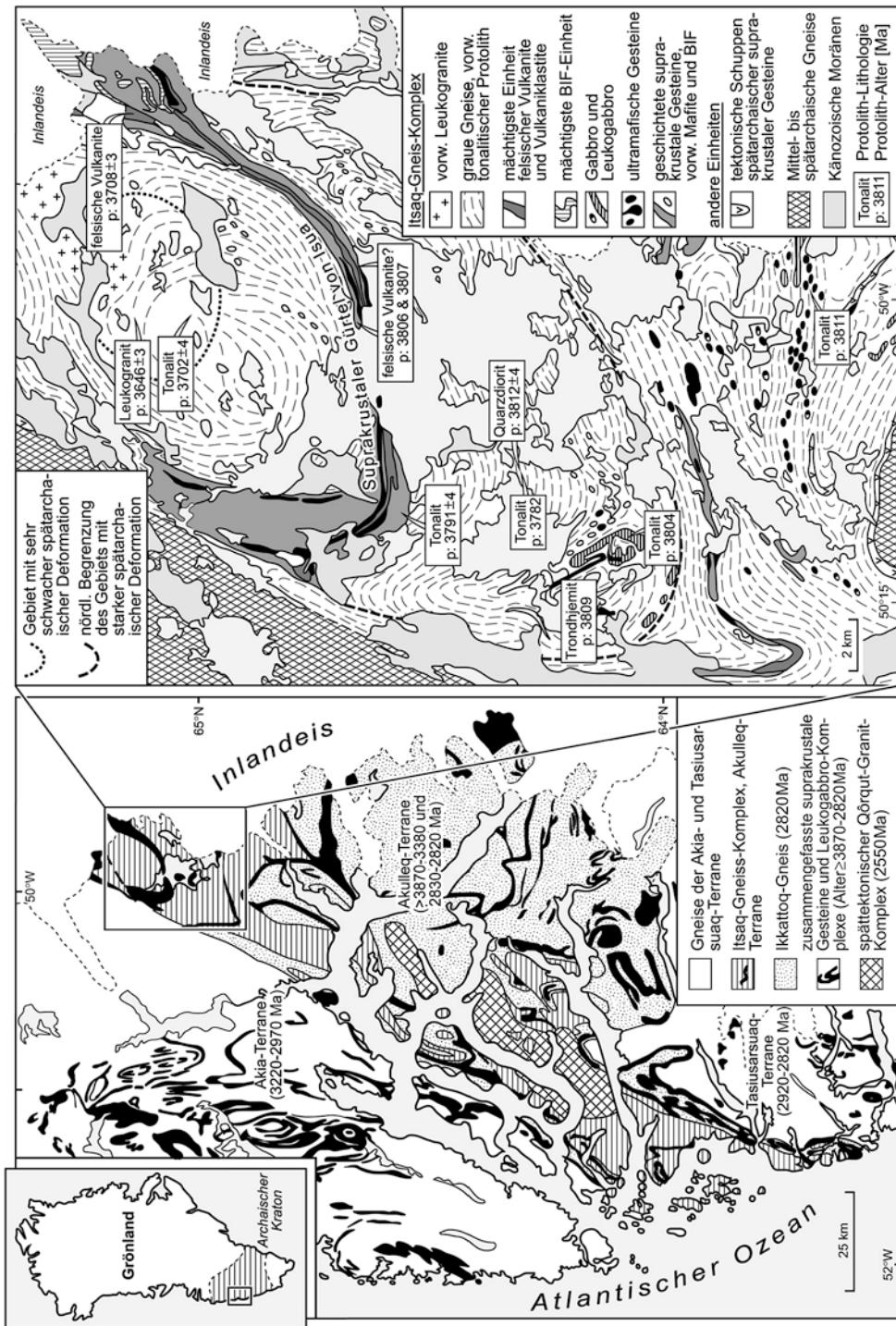


Abb. 14.11 Geologische Karte des Itsaqa-Gneis-Komplexes in SW-Grönland mit der für archaische Kruste charakteristischen, komplexen Struktur aus Orthogneisen und Grünsteingürteln (schwarze Signatur). Die rechte Karte zeigt einen Ausschnitt des Itsaqa-Komplexes mit dem ältesten bekannten Grünsteingürtel, dem suprakrustalen Gürtel von Isua (s. Text). (Bildrechte: nach Nutman et al. 1996)

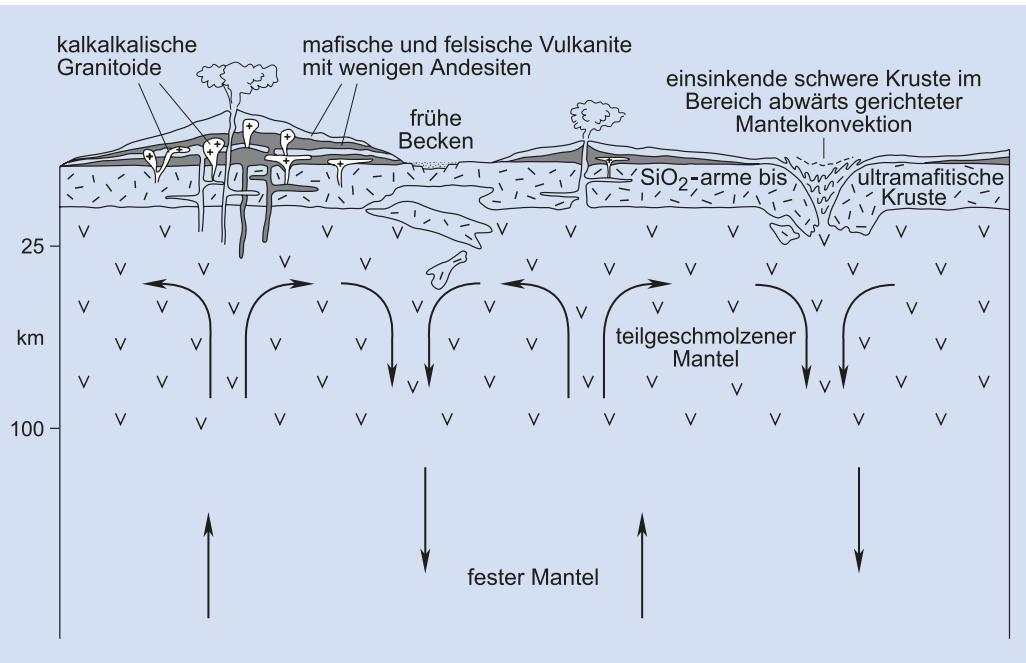


Abb. 14.12 Spekulatives Modell der frühen kontinentalen Kruste im Archaikum (Bildrechte: nach Kröner 1991)

14

die SiO_2 -reichen Magmatite in diesen ersten Krusteninseln direkt durch Differentiation aus SiO_2 -armen Magmen und durch Anatexis unterkrustaler Gesteine gebildet haben (Abb. 14.12). Die heftige Mantelkonvektion hat die Krusteninseln zu größeren Kontinenten zusammengeschoben und dabei ihre Gesteine intensiv deformiert. Schwere mafische bis ultramafische Kruste ist wahrscheinlich im Bereich abwärtsgerichteter Mantelkonvektionsströme hinabgesunken und zerstört worden. Archaische Dynamik unterschied sich also deutlich von der Plattentektonik, die seit dem Altproterozoikum bis heute wirksam ist (Abb. 14.13).

14.3.2 Proterozoikum

Die Archaikum-Proterozoikum-Grenze ist am Beginn des 20. Jh., also lange vor den ersten verlässlichen radiometrischen Altersbestimmungen (► Kasten 14.1), in den Bereich des vermehrten

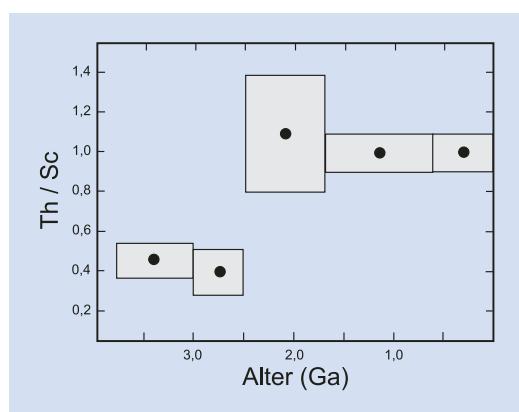
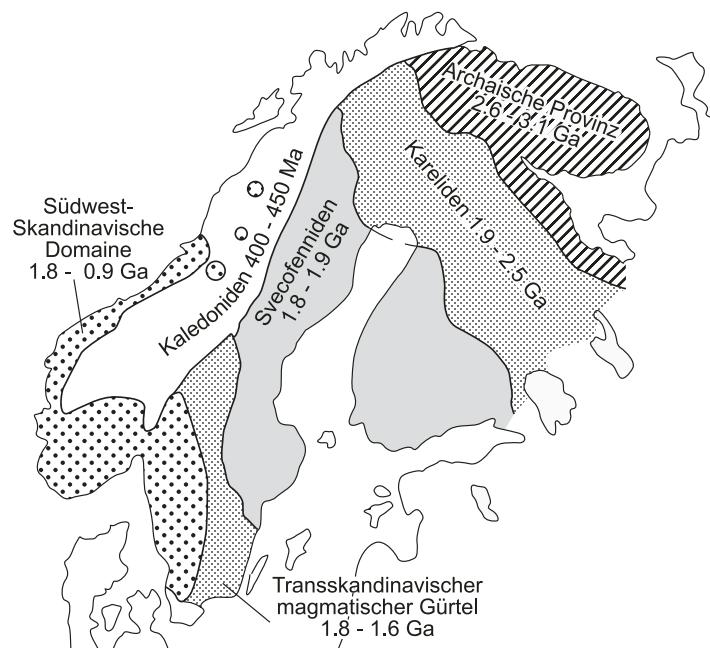


Abb. 14.13 Th-Sc-Verhältnis in feinkörnigen Sedimenten über deren Alter aufgetragen. Die schwarzen Punkte markieren den Durchschnitt der in den Rechtecken plottenden Daten. Th ist stark inkompatibel, Sc dagegen stark kompatibel (vgl. ► Kasten 12.2). Dieses Diagramm verdeutlicht den starken Sprung von primitiver archaischer zu stärker differenzierter postarchaischer Oberkruste (Bildrechte: aus Taylor & McLennan 1985)

■ Abb. 14.14 Chronostratigrafische Provinzen des Baltischen Schildes. Die Zahlen präsentieren die vorherrschenden Alter der Metamorphose bzw. des Magmatismus (Bildrechte: stark vereinfacht nach Gaál & Gorbatsev 1987)

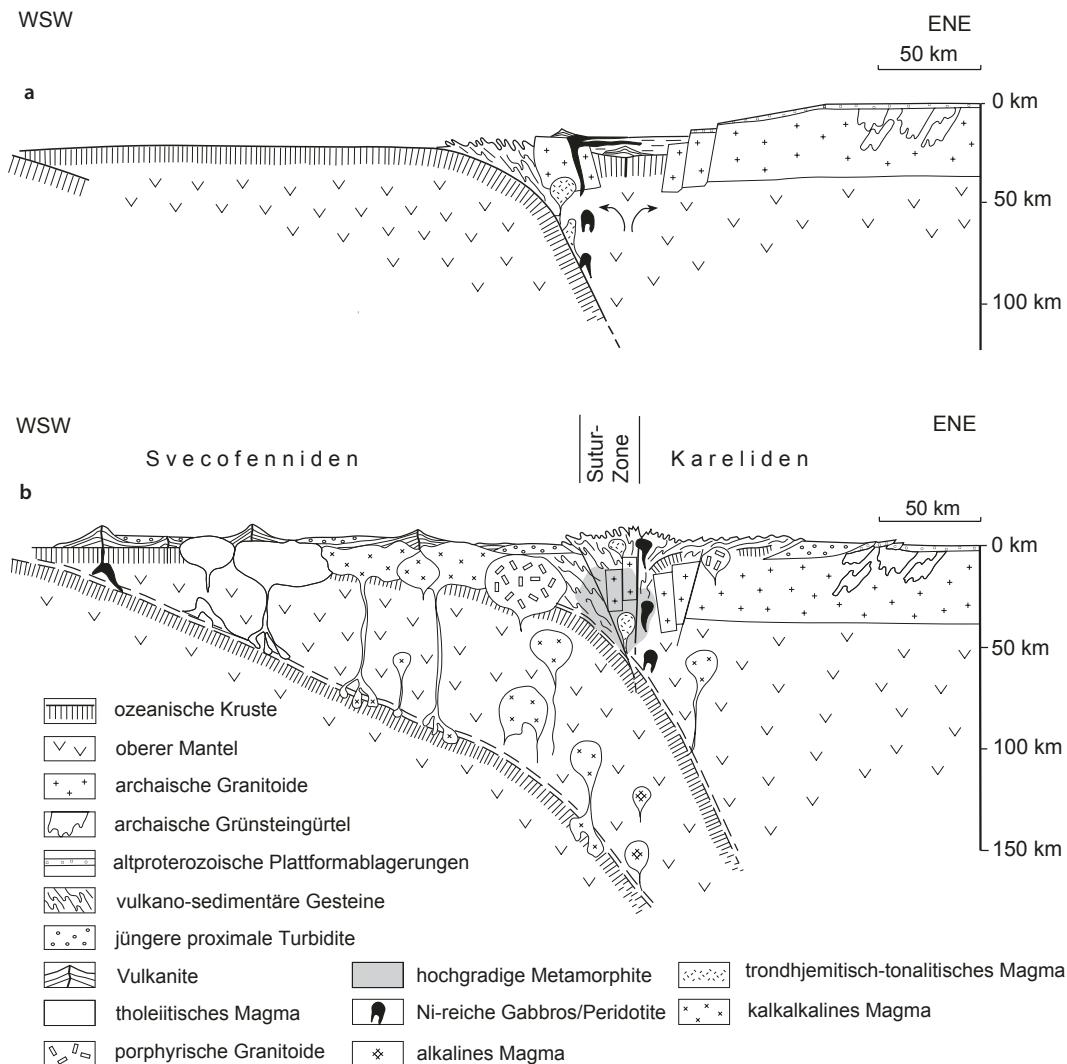


Auftreten von Lebensspuren gelegt worden (Proterozoikum = frühestes Leben). Die heutige Sicht zeigt, dass die Grenze Archaikum-Proterozoikum bei 2,5 Ga eher den Höhepunkt einer Entwicklungsphase, nämlich den größten Krustenwachstumschub, markiert (■ Abb. 14.10). Im jüngeren Archaikum und im Altproterozoikum entstanden ca. 60 % der heutigen kontinentalen Kruste. Einige präkambrische Schilder zeigen regelrechte krustale Anwachsstreifen (■ Abb. 14.14 und 14.15). Verschiedene Anhaltspunkte sprechen dafür, dass an der Grenze Archaikum-Proterozoikum der erste Superkontinent existierte. Radiometrische Datierungen von magmatischen und metamorphen Ereignissen lassen vermuten, dass im Verlauf des Proterozoikums zwei weitere Superkontinente entstanden und zerbrachen (1,6 bis 1,4 Ga und um 1,1 Ga).

Die klimatische Entwicklung von einem Treibhaus im frühen Archaikum zu gemäßigteren Temperaturen führte im späten Archaikum (~ 2,9 Ga) zur ersten Vereisung auf der Erde. Eine zweite Vereisung im Altproterozoikum (~ 2,3 Ga) ist durch zahlreiche Aufschlüsse mit Gletscherstriemen,

Tilliten und Warviten in Nordamerika, aber auch in Finnland und Südafrika belegt (■ Abb. 1.6). Im frühen Proterozoikum war offenbar auch genügend biogen produzierter freier Sauerstoff vorhanden, um die ersten Rotsedimente und hämatitreichen Böden auf den Kontinenten entstehen zu lassen (GOE, ▶ Abschn. 4.2 und ▶ Kap. 7). Algen bauten in den Flachmeeren mächtige stromatolithische Karbonatabfolgen auf (■ Abb. 7.3).

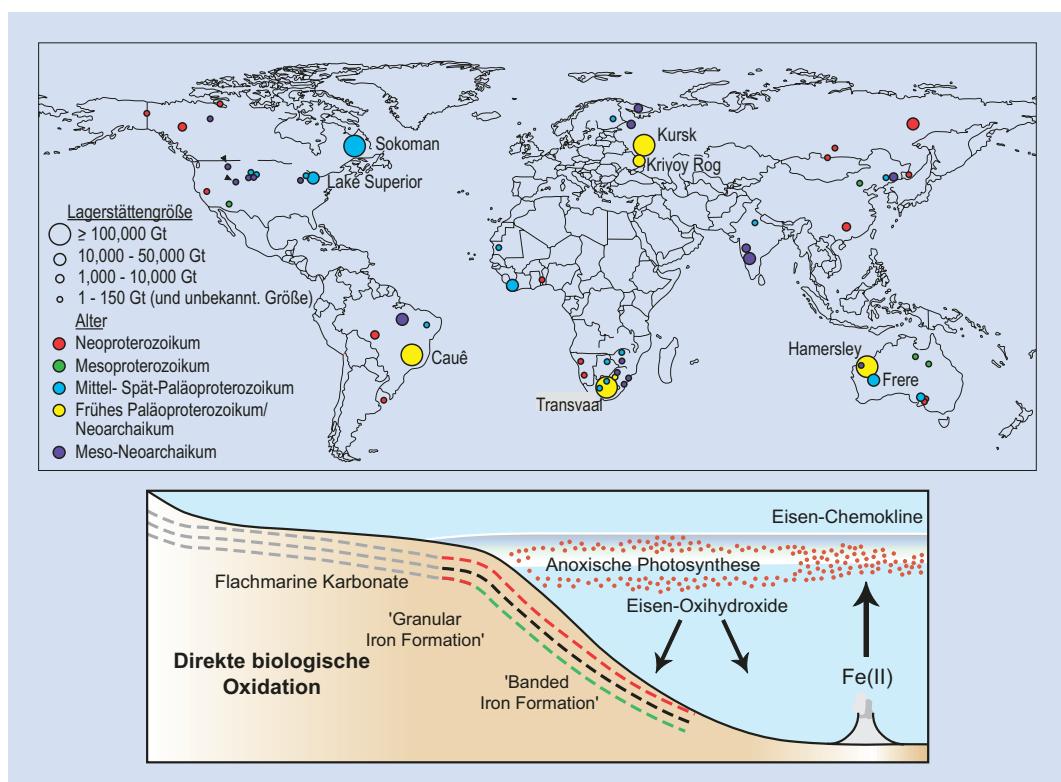
Gebänderte Eisenerze („Banded Iron Formation“, BIF) sind chemische Sedimente, die nur im Präkambrium gebildet wurden (■ Abb. 14.16). Die ältesten Vorkommen sind 3,8 Ga alt, die stärkste Verbreitung haben die BIF allerdings im frühen Proterozoikum, wo sie 15 % der bekannten frühproterozoischen Sedimente ausmachen. Das wichtige Eisenerz ist aus einer Wechsellsagerung aus Fe-Oxiden und Chert, Dolomit oder Quarzit aufgebaut. Quelle des Fe dürften die hydrothermalen Kreisläufe am Meeresboden sowie fluviatile Lösungsfracht gewesen sein. Neue Modelle gehen für die BIF-Bildung von einer biogenen Oxidation des Fe^{2+} durch Cyanobakterien aus (■ Abb. 14.17).



14.3 · Das Wachstum der Kontinente und die präkambrische Krustenentwicklung



■ Abb. 14.16 3,5 Ga altes gebändertes Eisenerz, Pilbara in Westaustralien, synsedimentär gestört und gefaltet



■ Abb. 14.17 Vorkommen und Lagerstättengröße von präkambrischen gebänderten Eisenerzen (oben) und deren Bildungsmodell (unten) (Bildrechte: nach Bekker et al. 2010)

Literatur

- Anderson DL (1982) Hotspots, polar wander, Mesozoic convection, and the geoid. *Nature* 297:391–393
- Behr HJ, Engel W, Franke W, Giese P, Weber K (1984) The Variscan belt in Central Europe: main structures, geo-dynamic implications, open questions. *Tectonophysics* 109(1–2):15–40
- Bekker A, Slack JF, Planavsky N, Krapež B, Hofmann A, Konhauser KO, Rouxel OJ (2010) Iron formation: The sedimentary product of a complex interplay among mantle, tectonic, oceanic, and biospheric processes. *Econ Geol* 105:467–508
- Condie KC (1997) Plate tectonics and crustal evolution. 4. Aufl. Butterworth & Heinemann, Oxford, 282 S
- Dallmeyer RD, Franke W, Weber K (Hrsg. 1995) Pre-Permian geology of central and eastern Europe. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, 604 S
- Edel JB, Fuchs K, Gelbke C, Prodehl C (1975) Deep structure of southern Rhinegraben area from seismic refraction investigations. *J. Geophy* 41:333–356
- Gaál G, Gorbatschev R (Hrsg., 1987) Precambrian geology and evolution of the Central Baltic Shield. *Precambr. Res.* 35:1–382
- Geyh MA, Schleicher H (1990) Absolute age determination – Physical and chemical dating methods and their application. Springer Verlag Berlin, Heidelberg, 503 S
- Glikson AY (2001) The astronomical connection of terrestrial evolution: crustal effects of post-3.8 Ga mega-impact clusters and evidence for major 3.2 ± 0.1 Ga bombardment of the Earth–Moon system. *J Geodyn* 32:205–229
- Kröner A (1991) Tectonic evolution in the Archaean and Proterozoic. *Tectonophys.* 187:393–410
- Nutman AP, McGregor VR, Friend CRL, Bennett VC, Kinny PD (1996) The Itsaq Gneiss Complex of southern West Greenland; the world's most extensive record of early crustal evolution (3900–3600 Ma). *Precamb. Res.* 78:1–39
- O'Nions K (1992) In: Brown GC, Hawkesworth CJ, Wilson RCL (Hrsg.) Understanding the Earth. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 551 S
- Taylor SR, McLennan SM (1985) The continental crust: Its composition and evolution. Blackwell, Oxford, 312 S
- Smith AG, Hurley AM, Beiden JC (1982) Paläokontinentale Weltkarten des Phanerozoikums. Enke Verlag, Stuttgart, 102 S
- Veevers JJ (1994) Pangea: Evolution of a supercontinent and its consequences for Earth's paleoclimate and sedimentary environments. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 288:13–24
- Veizer J (1989) Strontium isotopes in seawater through time. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 17:141–167

Weiterführende Literatur

- Condie KC (2015) Earth as an evolving planetary system, 3. Aufl. Academic Press, London, 418 S
- Rogers JJW, Santosh M (2004) Continents and supercontinents. Oxford University Press, Oxford, 289 S
- Torsvik TH, Cocks LRM (2017) Earth history and paleogeography. Cambridge University Press, Cambridge, 317 S

System Erde: zyklische Prozesse mit komplexen Ursachen

- 15.1 Meeresspiegelschwankungen – 372**
 - 15.1.1 Glazioeustasie – 372
 - 15.1.2 Eustasie und Plattentektonik – 372
 - 15.1.3 Eustasie und Sedimentation – 373
- 15.2 Globale Klimaentwicklung – 380**
- 15.3 Kohlenstoffkreislauf – 388**
 - 15.3.1 Der Teilkreislauf des anorganischen Kohlenstoffs – 389
 - 15.3.2 Der Teilkreislauf des organischen Kohlenstoffs – 390
 - 15.3.3 Der globale Kreislauf des Kohlenstoffs – 393
- 15.4 Der Kreislauf des Phosphors – 394**
- 15.5 Der biogene Faktor – Hat Gaia die Erde bewohnbar gemacht? – 394**
- Literatur – 395**

Die exogenen Sphären sind durch vielfältige interne Wechselwirkungen miteinander verknüpft, darüber hinaus sind sie an endogene und extraterrestrische Prozesse gekoppelt. Diese Kopplung ist bei den Meeresspiegelschwankungen und Klimaänderungen sowie im Kohlenstoffkreislauf besonders deutlich.

15.1 Meeresspiegelschwankungen

Die geologische Überlieferung enthält viele Zeugnisse für Transgressionen und Regressionen des Meeres, die in Schwankungen der Meeresspiegelhöhe begründet sind (vgl. ▶ Abschn. 6.4). Das Versinken einer erloschenen Vulkaninsel ist für einen Beobachter auf dieser Insel mit einem **relativen Anstieg** des Meeresspiegels verbunden (◀ Abb. 12.47). **Eustatische**, d. h. weltweite Meeresspiegelschwankungen hingegen können, neben einer temperaturbedingten Volumenveränderung, nur zwei Ursachen haben: Die Wassermenge oder die Größe des Weltmeerbeckens wird verändert.

15.1.1 Glazioeustasie

Außerhalb der Ozeane, Flüsse und Seen ist Wasser in der Atmosphäre, in der terrestrischen Biomasse, in den Poren der Sedimente sowie an bestimmte Minerale, i. W. Tonminerale (◀ Tab. 13.1), gebunden. Möglicherweise gelangen zu bestimmten Zeiten größere Wassermengen über die Subduktionszonen in den Mantel und werden zu anderer Zeit durch Hot-Spot-Vulkanismus den exogenen Sphären wieder zugeführt. Abgesehen von diesen Speichern kann dem Weltmeer Wasser nur durch Bildung von Landeismassen entzogen werden. Die Eismassen an Land und auf See werden bisweilen auch zur **Kryosphäre** zusammengefasst. Auf dem Höhepunkt der letzten Eiszeit vor ca. 20 ka (◀ Abb. 2.6) lag der Meeresspiegel 130 m tiefer als heute (siehe ▶ Kasten 15.1). Die Elbe und der Rhein mündeten damals bei den Doggerbänken, östlich der Britischen Inseln (◀ Abb. 6.32). Würden alle heutigen Gletscher abschmelzen, würde das Meer um 56 m ansteigen! Solche durch die Eiszeiten verursachten Meeresspiegelschwankungen nennt man glazioeustatisch. Sie können erhebliche Verlagerungen der Küstenlinien verursachen. Neben dem

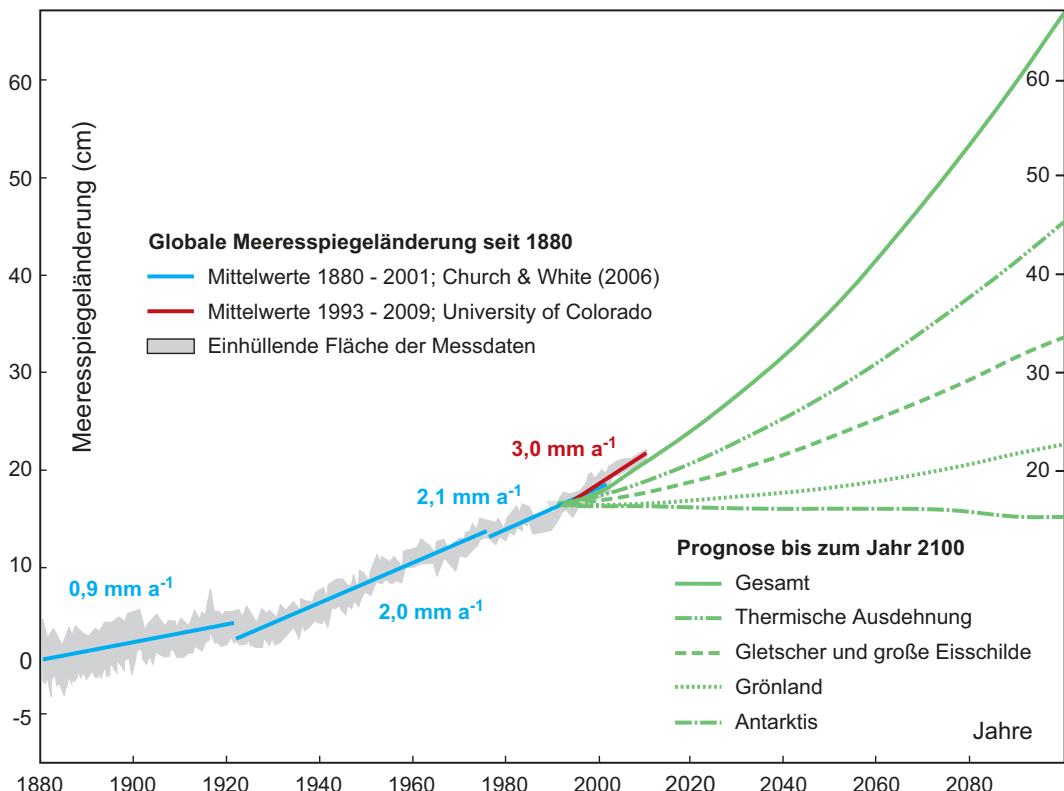
Eisvolumen trägt auch die Erwärmung bzw. Abkühlung der oberen Meeresschichten zur Meeresspiegel schwankung bei (◀ Abb. 15.1; mehr zu Vereisungen in ▶ Abschn. 15.2).

Die sedimentäre Überlieferung dokumentiert sieben große Vereisungen im Verlauf der Erdgeschichte (◀ Abb. 1.6). Die mit den Vereisungen verbundene ausgeprägte Variation der Landeismasse ist eine plausible Ursache für die beobachteten eustatischen Zyklen der 4. und 5. Ordnung in den jeweiligen Vereisungszeiten (◀ Abb. 15.2). Allerdings ist die Erklärung dieser Zyklen für die Zeiten, die zwischen den großen Vereisungen liegen, weiterhin problematisch.

15.1.2 Eustasie und Plattentektonik

Die Größe des Weltmeerbeckens wird vor allem durch die in ▶ Abschn. 14.2 beschriebenen orogenen Großzyklen beeinflusst. Hierbei spielen vier Prozesse eine wichtige Rolle:

1. Tektonisch bedingtes Abschnüren von Randmeeren: Zum Beispiel wurde vor ca. 6 Ma vorübergehend die Verbindung zwischen dem Atlantik und dem Mittelmeer unterbrochen. Dadurch verliefen die eustatischen Schwankungen des Weltmeeres aufgrund des fehlenden Mittelmeerbeckens etwas ausgeprägter. Außerdem führte die anschließende totale Evaporation des Mittelmeeres (Messinisches Ereignis, ▶ Abschn. 6.4) zu einem eustatischen Anstieg des Weltmeeres. Einen vergleichbaren Effekt, wenn auch von geringerer Wirkung, erzeugt die Entstehung eines großen Sees, in dem Wasser aus dem alluvialen System abgezweigt wird.
2. Superkontinente haben eine kleinere Schelffläche als die Summe der einzelnen Teilkontinente. Das Weltmeer kann also in Zeiten nach dem Zerfall bzw. vor dem Aufbau eines Superkontinents mehr flachmarine Gebiete fluten.
3. Die Mittelozeanischen Rücken liegen in ca. 2,5 km Meerestiefe (◀ Abb. 6.1). Ein schnell spreizender Rücken nimmt ein größeres Volumen ein als ein langsam spreizender und verdrängt somit mehr Wasser (◀ Abb. 15.3).



■ Abb. 15.1 Der eustatische Anstieg des Meeresspiegels: Der dreijährige Durchschnitt von 23 Gezeitenmessstationen (links) zeigt einen globalen Anstieg des Meeresspiegels um ca. 20 cm seit 1880 (Church & White 2006); rechts sind die Ergebnisse einer Modellrechnung angefügt, die die Anteile des prognostizierten Meeresspiegelanstiegs unter der Annahme einer fortschreitenden Temperaturerhöhung bis zum Jahr 2100 zeigen. Neben dem Abschmelzen der Landeismassen ist die mit der Erwärmung verbundene Volumenzunahme der oberen Meeresschichten bedeutend (Bildrechte: aus Warrick et al. 1996)

Der große unterkretazische Meeresspiegelanstieg hat seine Ursache in den hohen Spreadingraten der Mittelozeanischen Rücken, die mit der Hauptzerfallsphase von Pangäa verbunden waren (Abb. 10.9).

4. In der Zerfallsphase eines Superkontinents ist die Gesamtlänge der Mittelozeanischen Rücken größer, weil die Fragmente kontinentaler Lithosphäre entlang neu entstandener Rücken auseinanderdriften. Der resultierende Meeresspiegelanstieg läuft dem unter (2) genannten Effekt entgegen.

Bis auf die Abschnürung von Randmeeren, die in geologisch kurzen Zeiträumen erfolgen kann, sind die genannten lithosphärischen Prozesse und damit

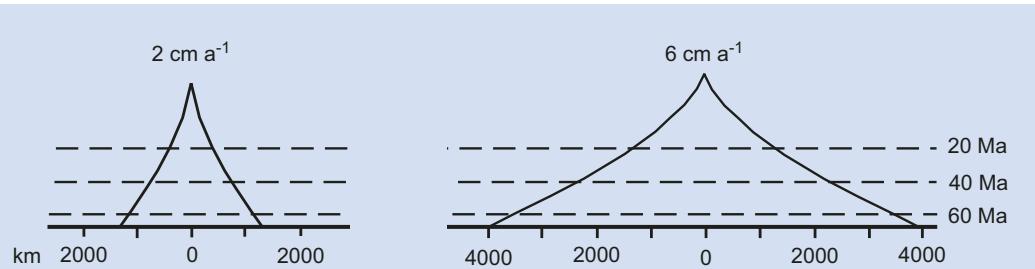
auch die eustatischen Signale langsam, aber u. U. stark ausgeprägt. Es sind Zyklen der ersten Ordnung, die typischerweise 40–50 Ma dauern (Abb. 15.2).

15.1.3 Eustasie und Sedimentation

Die eustatischen Meeresspiegelschwankungen verschiedener Ordnung verstärken bzw. schwächen sich gegenseitig und resultieren in einer komplexen eustatischen Kurve (Abb. 14.4). An der Küste überträgt sich das Signal in periodische Verlagerungen der Küstenlinie, also Transgressionen und Regressionen (Abschn. 6.4). In einem bestimmten Gebiet werden die eustatischen Signale u. U. durch regionale Effekte überlagert. Hierzu zählen z. B. Aufheizung

Ablagerungszyklus	Meerespiegel-schwankung	Zeitdauer	Mögliche Ursachen
1. Ordnung	200 – 400 m	40 – 50 Ma	
2. Ordnung	100 – 200 m	25 – 30 Ma	
3. Ordnung	10 – 100 m	1 – 3 Ma	
4. Ordnung	6 – 8 m	80 – 400 ka	
5. Ordnung	1 – 3 m	20 – 40 ka	Klimaveränderungen Sonnenstrahlungszyklen Milankowitch-Zyklen
6. Ordnung und höher	< 1 m	Zehner bis hunderte von Jahren	lokale tektonische Bewegungen Orogenesen und Rifting Zunahme und Abnahme von Eiskappen* Sea floor spreading Abkühlung ozeanischer Lithosphäre

■ Abb. 15.2 Zeitdauer, Größe und mögliche Ursachen von Meeresspiegelschwankungen. Jede einzelne Ursache kann die Effekte der anderen Ursachen verstärken oder abschwächen. Somit ist die resultierende eustatische Schwankung eine komplexe Summe verschiedener Mechanismen; * bezieht sich auf die Zeitdauer von ganzen Vereisungen, darin enthaltene Glazial-Interglazial-Zyklen können in 100.000 Jahren Meeresspiegelschwankungen von 120 m bewirken (Bildrechte: etwas verändert nach Ross & Ross 1995)



■ Abb. 15.3 Topografie von Mittelozeanischen Rücken in Abhängigkeit von der Spreadingrate: links ein Rücken, der seit 70 Ma eine Spreadingrate von 2 cm a^{-1} hat, rechts ein Rücken mit einer Spreadingrate von 6 cm a^{-1} (seit 70 Ma). Die gestrichelten Linien zeigen die Meerestiefe von Ozeanboden bestimmten Alters an (vgl. ■ Abb. 11.8). Ein schnell spreizender Rücken nimmt ein größeres Volumen ein, weil er in einer Zeiteinheit mehr heiße und damit leichte und ausgedehnte ozeanische Lithosphäre produziert. Er verdrängt mehr Meerwasser, was in einem eustatischen Meeresspiegelanstieg resultiert (Bildrechte: nach Pitman III 1978, mit freundl. Genehmigung der Geological Society of America, Copyright © 1978, GSA)

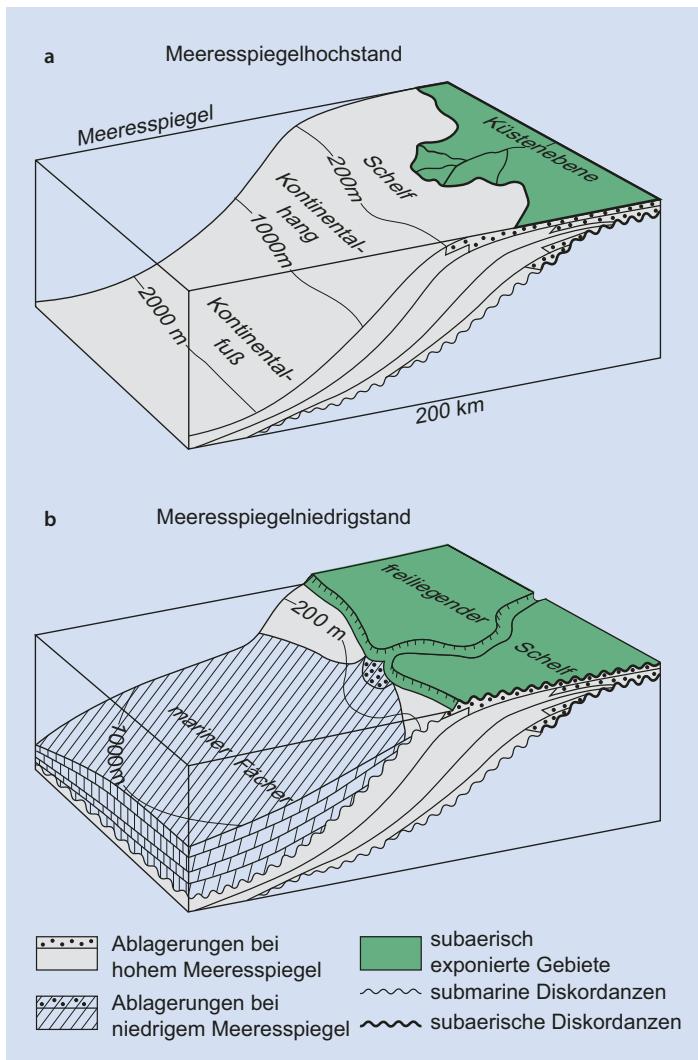
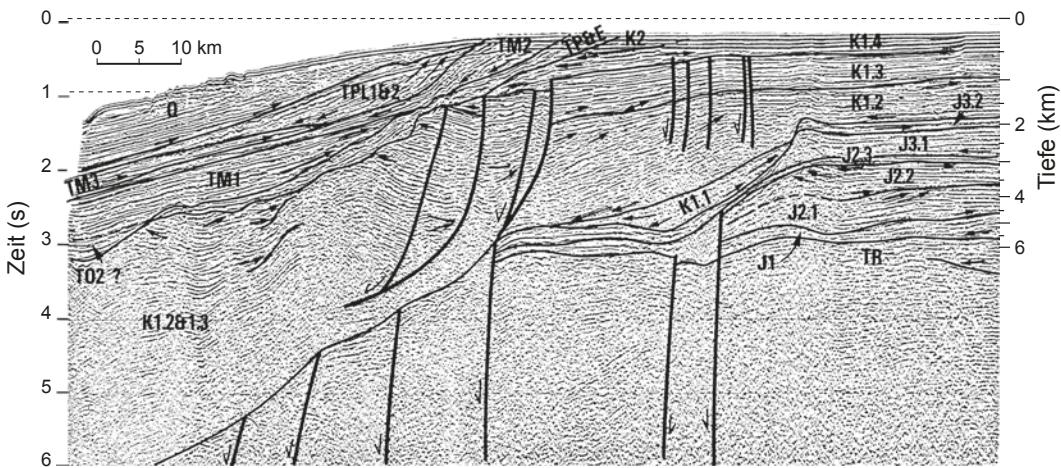
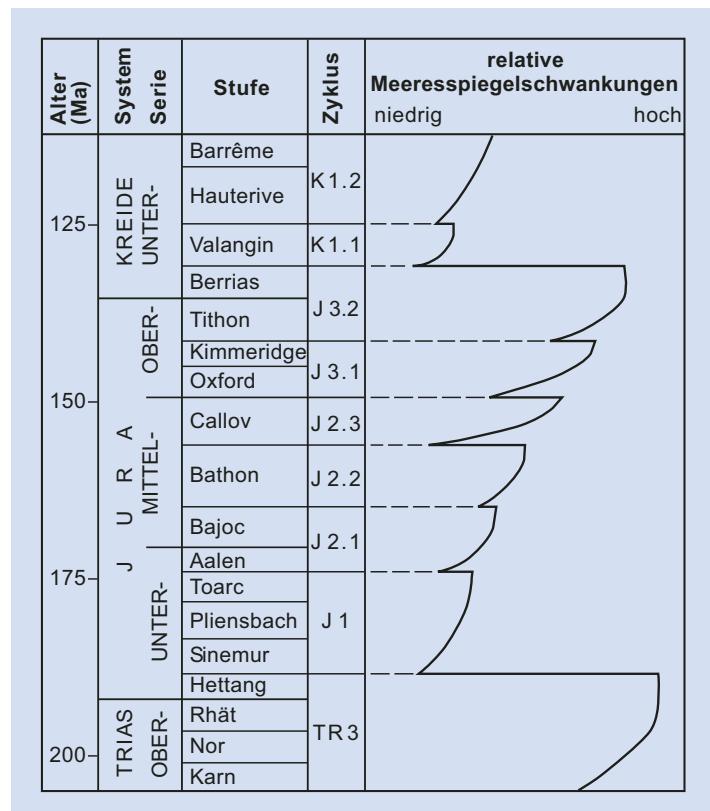


Abb. 15.4 Kontrolle der Ablagerungsprozesse an Kontinentalrändern durch die Meeresspiegelhöhe. (a) Während eines Meeresspiegelhochstandes findet die marine Sedimentation vor allem auf dem Schelf statt, wenig Sediment gelangt auf die Tiefseefächer. Ein hoher Meeresspiegel stellt ein erhöhtes Basisniveau für das alluviale System dar (Abb. 5.16). Die daraus resultierende Abnahme der fluviatilen Transportkraft führt zur Ablagerung der fluviatilen Fracht in der Küstenebene. Kennzeichen eines Meeresspiegelhochstandes sind also eine landwärts verschobene Küstenlinie sowie ein Sedimentationsschwerpunkt beiderseits der Küstenlinie, auf dem Schelf und in der Küstenebene. (b) Ein Meeresspiegeltiefstand hat eine meerwärtige Verlagerung der Küstenlinie und eine Absenkung des Basisniveaus zur Folge. Die Flüsse schneiden nun in die aufgetauchten Schelfablagerungen und rückenschreitend in die Küstenebenensedimente ein. Sie transportieren ihre Fracht weit nach vorne an die Schelfkante. Jenseits der Schelfkante sind jetzt die Tiefseefächer Sedimentationsschwerpunkt. Die marinen Sedimente, aber auch die terrestrischen Ablagerungen der Küstenebene, die während eines kompletten Zyklus von einem Meeresspiegeltiefstand zum nächsten entstehen, werden zu einer Sequenz zusammengefasst. Die Sequenzen sind durch Diskordanzen voneinander getrennt (Abb. 8.7). Diese sind allerdings z. T. so flachwinklig, dass sie nur in seismischen Profilen zu erkennen sind (Abb. 15.5) (Bildrechte: verändert nach Mitchum & Vail 1977, mit freundl. Genehmigung der American Association of Petroleum Geologists, AAPG © 1977)



■ Abb. 15.5 Stark überhöhtes reflexionsseismisches Profil durch mesozoisch-känozoische Sedimente vor der westafrikanischen Küste (vgl. ▶ Kasten 9.1). Links ist die Laufzeit der seismischen Wellen in Sekunden abgetragen, rechts das ungefähre Äquivalent in Tiefenkilometern. Die durchgezogenen Linien stellen eine geologische Interpretation der seismischen Strukturen dar. Dünne Linien begrenzen Ablagerungssequenzen (vgl. ■ Abb. 15.4 und 15.6), die Pfeile weisen auf Ablagerungsdiskordanzen (■ Abb. 8.7) hin. Die dicken Linien stellen Störungen dar, an denen während der Ablagerung Abschiebungen stattfanden (Halbpfeile). Sie sind während der Riftphase beim Auseinanderbrechen von Gondwana angelegt worden und wuchsen mit der Sedimentation nach oben („growth faults“, ■ Abb. 11.32) (Bildrechte: nach Todd & Mitchum Jr 1977, mit freundl. Genehmigung der American Association of Petroleum Geologists, AAPG © 1977)

■ Abb. 15.6 Kurve der Meeresspiegelschwankungen, die aus biostratigrafischen Daten und der sequenzstratigrafischen Interpretation des seismischen Profils vor der westafrikanischen Küste (■ Abb. 15.5) erstellt wurde. Obwohl die Ursache jedes einzelnen Zyklus (Zyklen der 2. und 3. Ordnung in diesem Beispiel) noch nicht geklärt ist, erbringt die Sequenzstratigrafie, in Kombination mit der Biostratigrafie, u. U. eine recht präzise Altersbestimmung der Ablagerungen. Vorausgesetzt, die Zyklen sind eustatischen Charakters, lassen sich darüber hinaus weit voneinander entfernt abgelagerte Kontinentalrandsedimente miteinander korrelieren (Bildrechte: nach Todd & Mitchum Jr 1977, mit freundl. Genehmigung der American Association of Petroleum Geologists, AAPG © 1977)



oder Abkühlung der Lithosphäre, Absenkung durch lithosphärische Auflast in vulkanischen und orogenen Zonen oder meerwärtiges Verschieben der Küstenlinie, verursacht durch starke fluviatile Sedimentzufuhr (vgl. ▶ Abschn. 11.2). Die eustatischen Meeresspiegeländerungen in Kombination mit den genannten regionalen Effekten ergeben die **relativen Meeresspiegelschwankungen**.

Die Meeresspiegelschwankungen spielen in der exogenen Geologie eine zentrale Rolle. Neben der Differenzierung der Ablagerungen in marin und terrestrisch (■ Abb. 15.4), haben sie entscheidenden Einfluss auf die Größe der flachmarinen

Lebensräume und damit auf die Evolution (vgl. ▶ Kap. 7). Darüber hinaus sind Meeresspiegelschwankungskurven in den letzten 25 Jahren zu einem schlagkräftigen stratigrafischen Hilfsmittel entwickelt worden. Vor allem in der Erdölexploration wird diese als **Sequenzstratigrafie** bezeichnete Methode erfolgreich zur zeitlichen Gliederung der Ablagerungsprozesse in vielen Becken eingesetzt (■ Abb. 15.4–15.6). ▶ Kasten 15.1 zeigt, dass sich auch die Verteilung unterschiedlich schwerer Massen im Erdinneren und auf der Erdoberfläche sowie auch großmaßstäbliche Windsysteme auf den lokalen Meeresspiegel auswirken.

Kasten 15.1 Dynamik des Meeresspiegels

In ▶ Abschn. 15.1 stellen wir die heute weithin gebräuchliche Theorie der Meeresspiegeländerung vor. Sie geht davon aus, dass die Höhe des globalen oder eustatischen Meeresspiegels zu einem gegebenen Zeitpunkt überall auf den Ozeanen gleich ist. Diese Position wurde früher mit Normalnull, kurz NN, bezeichnet. Über längere Zeiträume verursachen plattentektonische und klimatische Prozesse Änderungen der Meeresspiegelposition (▶ Abschn. 15.1). Allerdings wird auch hier gemeinhin vorausgesetzt, dass im Zuge dieser Änderungen zu jedem gegebenen Zeitpunkt die Meeresspiegelhöhe überall gleich sei. Diese Annahme mag stark von unserer eigenen Erfahrung in kleinen Seen oder in der Badewanne geprägt sein. Einstrom, Ausstrom, Volumenänderung durch Schwanken der Temperatur oder Verdunstung wirken sich überall gleich aus, der Pegel in See oder Wanne ist überall gleich. Diese Vorstellung wollen wir Badewannenmodell nennen. Aus der Betrachtung des Geoids der Erde (■ Abb. 9.17, ▶ Kasten 9.2) wird bereits deutlich, dass die Verteilung unterschiedlich schwerer Massen im Erdinnern den Meeresspiegel mit ihrer unterschiedlichen Anziehungskraft deformiert. Im Zentrum des Indischen Ozeans liegt er etwa 100 m tiefer als an den Ozeanrändern. Es zeigt sich, dass der Wert „Normalnull“ fiktiv ist. Das Badewannenmodell funktioniert also nicht wirklich. Weitere Beobachtungen bestätigen dies. Der Meeresspiegel am pazifischen Ende des Panamakanals ist 20 cm höher als am atlantischen. Ursache ist hier die geringfügig größere durchschnittliche Dichte des Atlantikwassers. Dominante Windsysteme wie der Passatwind treiben Wassermassen vor sich her und stauen sie an den windzugewandten Ostküsten der Amerikas und Asiens. Im Gebiet der Philippinen und Taiwans ist der Meeresspiegel 20 cm höher als an der Westküste Zentralamerikas, wo die ablandigen

Passatwinde das Wasser von der Küste weg bewegen. Die Erwartung ist also irreführend, dass Volumenänderungen der Ozeane z. B. durch klimatisch induzierte Änderungen des Eisvolumens oder der durchschnittlichen Wassertemperatur an allen Küsten eustatische Meeresspiegeländerungen mit gleichem Sinn und Betrag erzeugen. Das täten sie nur, wenn keine weiteren Einflüsse wirksam wären. Das Volumen und die Verteilung der Eismassen auf der Erde beeinflussen den globalen Meeresspiegel ebenfalls in signifikanter Weise. Eismassen üben eine Eismassenanziehung ('ice-sheet gravitational attraction') auf den Wasserkörper der Ozeane aus, die bei vorherrschender Eisakkumulation zunimmt und mit der Ablation schwindet. ■ Abb. 15.7 zeigt Ergebnisse numerischer Experimente, die die Meeresspiegelentwicklung für 3 theoretische Fälle analysieren, ein langsames Abschmelzen (a) des antarktischen oder (b) des grönländischen Inlandeises, sowie (c) ein solches der Gebirgsgletscher. Für jeden Fall zeigt sich im Fernfeld eine erhebliche Anstiegsrate des Meeresspiegels, während das Nahfeld allenfalls sehr schwache Änderungen erfährt, trotz der nahebei stattfindenden Ablation. Die abnehmende Eismassenanziehung erlaubt es den Wassermassen, sich von der schwindenden Eismasse weg zu bewegen. Die Ablation der Eismasse hat aber noch weitere Konsequenzen. Zunächst war der Festlandssockel unter der Last des mächtigen Inlandeises im Zuge einer isostatischen Anpassung abgesunken. Das Abschmelzen des Eisschildes entspricht nun einer Entlastung der elastischen Lithosphäre und führt zu einem langsamem Aufstieg des Festlandes durch eine glazio-isostatische Anpassung ('glacial isostatic adjustment', GIA) (■ Abb. 9.14 und 15.8a). Sie erzeugt eine Rückwölbung der flexuellen Aufwölbungen der benachbarten ozeanischen Lithosphäre (■ Abb. 15.8), die ursprünglich in Kompensation des

eislastinduzierten Absinkens des Festlandsockels entstanden waren. Die Rückwölbung vertieft den Meeresraum in der Umgebung der Eismasse, der nun gleichsam vom Meerwasser aufgefüllt wird. Im Fernfeld führt dieses bei gegebenem Wasservolumen zu einem Absinken des Meeresspiegels, der auf einer fiktiven Insel als Regression wahrgenommen würde (Abb. 15.8a). Darüber hinaus erhöhen die glazio-isostatische Anpassung und die Zunahme der Wassertiefe und damit

der Wasserlast auf der Lithosphäre die Subsidenzraten in den Nachbarregionen der schwindenden Eismasse, was dem Meerwasser weiteren Raum bereitstellt und an der Küste ggf. als schwacher Meeresspiegelanstieg registriert wird. Im Fernfeld trägt auch dieser Mechanismus zu einem Sinken des Meeresspiegels bei, der wiederum als Regression registriert würde (Abb. 15.8b). Mit dem Anwachsen und Schwinden großer Eisschilde ist somit eine zusätzliche Dynamik der Meeresspiegelposition

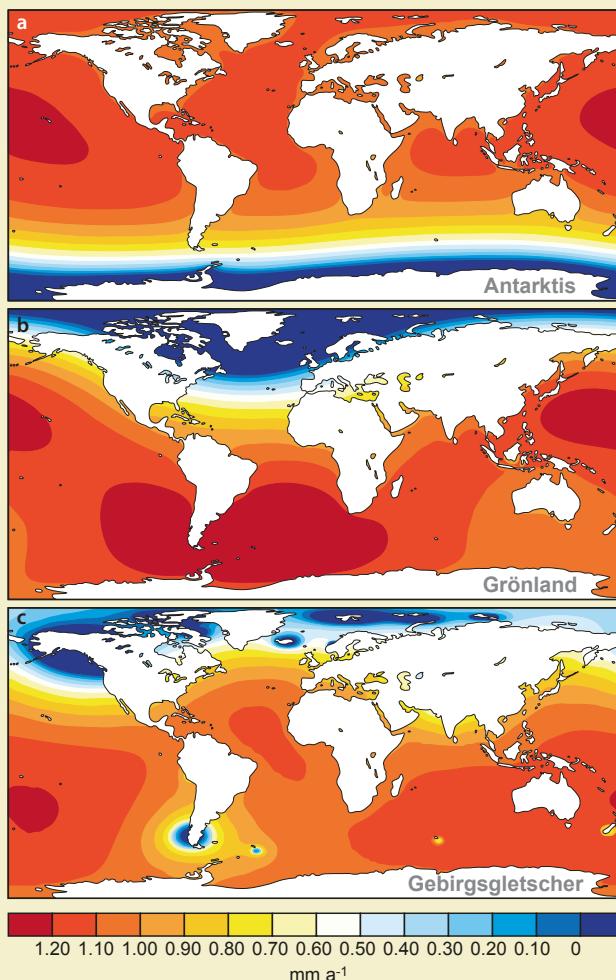
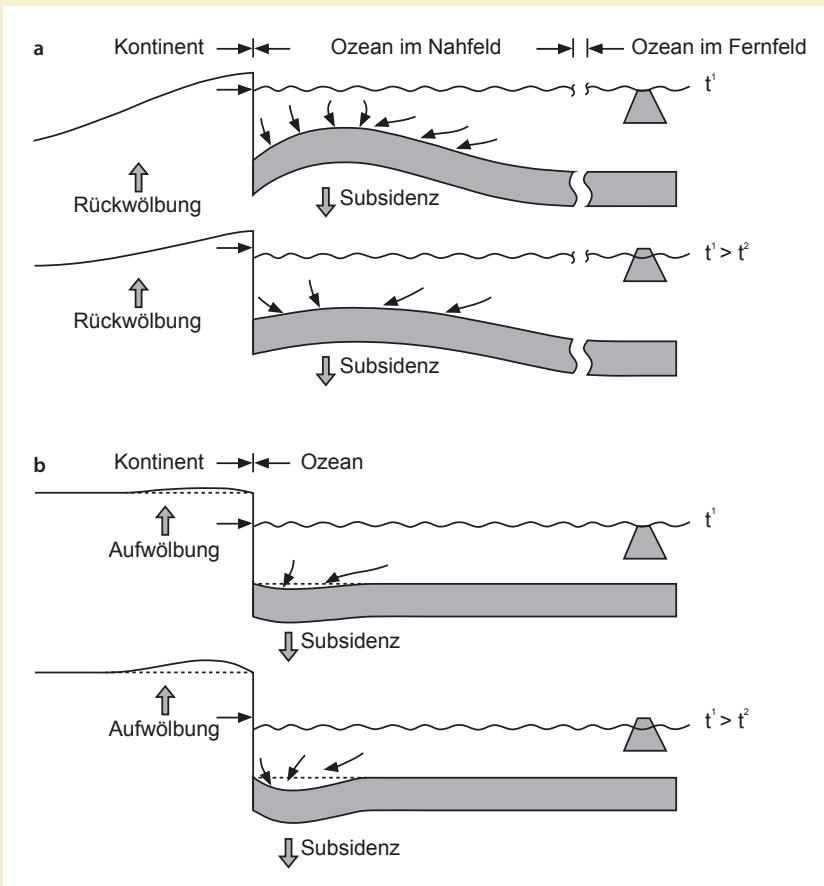


Abb. 15.7 Ergebnisse eines numerischen Modells zur Vorhersage der Meeresspiegeltwicklung bei Abnahme der Eismassenanziehung durch Abschmelzen der grossen Eisschilde. Die Paneele a, b und c zeigen die Meeresspiegeltrends für die theoretischen Fälle des ausschließlichen Abschmelzen der (a) antarktischen und (b) grönlandischen Inlandseise sowie der (c) Gebirgsgletscher. Dabei wird angenommen, dass die Ablation in allen drei Fällen gleichförmig über die jeweiligen Eismassen erfolgt (Bildrechte: nach Mitrovica et al. 2001)

15.1 · Meeresspiegelschwankungen

verbunden, die sich im Nah- und Fernfeld mit unterschiedlichen Beträgen und entgegengesetztem Sinn auswirkt. Das Badewannenmodell des Meeresspiegels berücksichtigt die verschiedenen wirkenden Faktoren nicht und ist nicht in der Lage, die beobachteten Prozesse zu erklären. Insgesamt ergibt sich die Frage, ob es derzeit überhaupt möglich ist, für die geologische Vergangenheit eine Aussage über die Position des globalen, eustatischen Meeresspiegels über mehrere Kontinentalränder hinweg zu treffen. Im Lichte der Dynamik des Meeresspiegels erscheint es möglich, dass solche Angaben allenfalls regionale Bedeutung haben können.

Davon unbenommen ist die Tatsache, dass die ozeanischen Wassermassen in der Erdgeschichte große Volumenschwankungen erfuhrten, die sich entsprechend in höheren oder niedrigeren Meeresspiegelpositionen ausdrückten. Dazu gehören der im Vergleich zu heute ca. 130 m tiefere globale Niedrigstand zur Zeit des letzten glazialen Maximums vor etwa 20 ka oder der Hochstand in der oberen Kreide mit etwa +200 m relativ zur gegenwärtigen Position. Dennoch gilt auch für diese Pegelstände, dass der Meeresspiegel zu jedem Zeitpunkt einer dynamischen Variabilität unterworfen war, die nicht den Gesetzen des Badewannenmodells folgte.



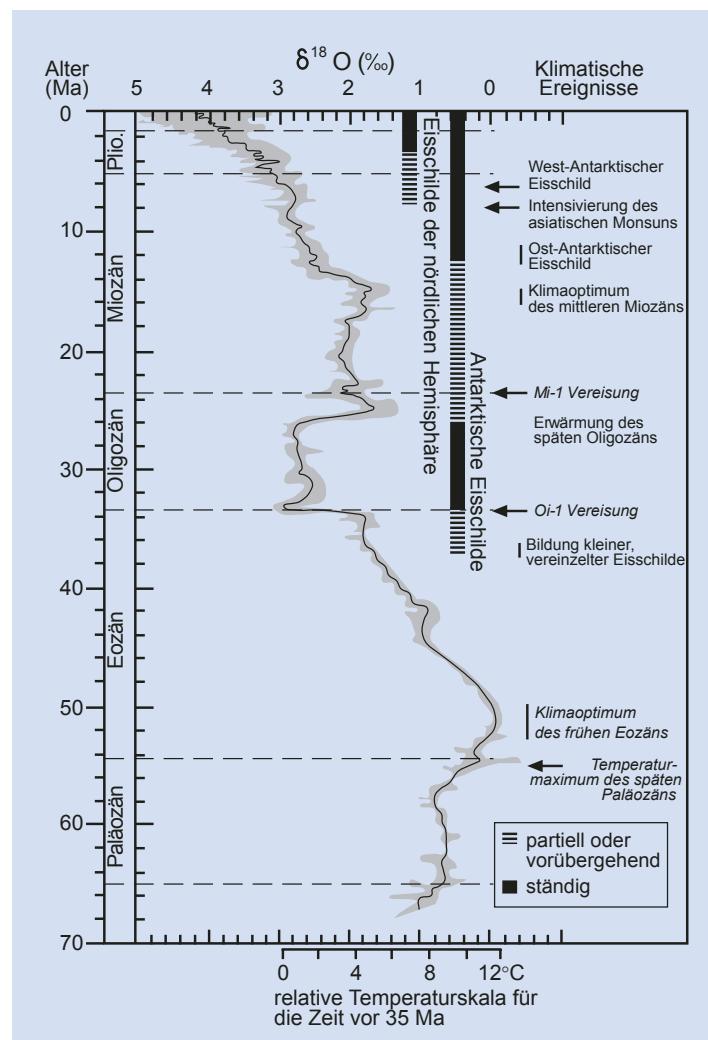
■ Abb. 15.8 Modell der glazio-isostatischen Anpassung des Meeresspiegelniveaus bei Ablation grosser Eismassen. (a) Der Aufstieg des eisentlasteten Kontinents führt zur Abnahme der flexurhaften Aufwölbung der elastischen Lithosphäre im benachbarten ozeanischen Raum, dem Nahfeld. Der somit freigegebene Raum wird vom Meerwasser gefüllt. Dies führt zu einem Sinken des Meeresspiegels im Fernfeld. (b) Die Zunahme der Wassertiefe, und damit der Wasserlast, auf der ozeanischen Lithosphäre des Nahfeldes erhöht die Subsidenzrate in diesem Bereich. Auch dieser zusätzliche Meeresraum wird vom Meerwasser aufgefüllt, was ebenfalls zum Sinken des Meeresspiegels im Fernfeld beiträgt (Mitrovica & Milne 2002)

15.2 Globale Klimaentwicklung

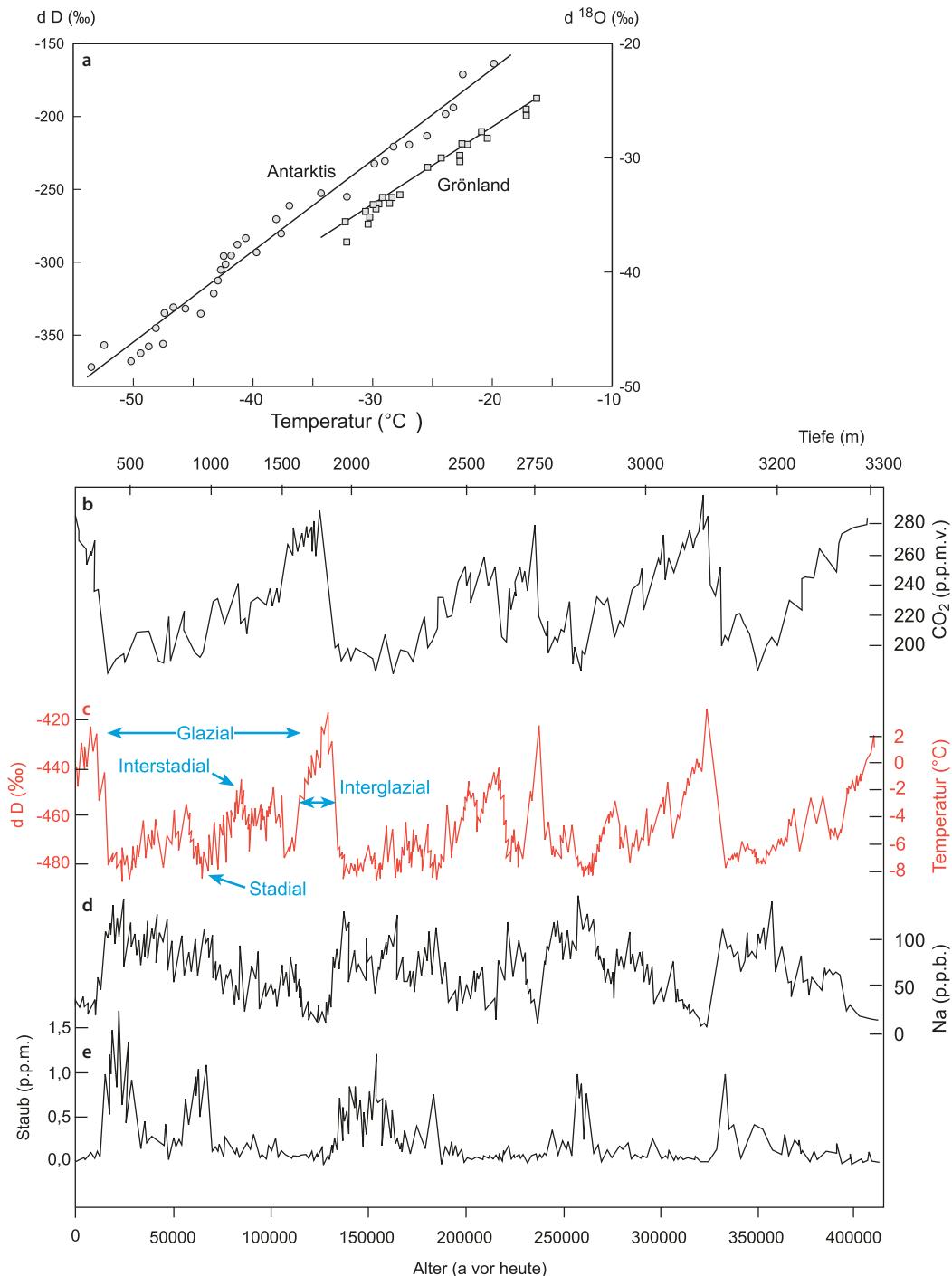
Das Klima hat also, neben anderen Kontrollfaktoren, Einfluss auf die Höhe des Meeresspiegels. Welche Faktoren bestimmen aber das Klima selbst? Die Forschung der letzten 20 Jahre hat aufgezeigt, dass die Klimavariation lang-, mittel- und kurzfristigen Schwankungen unterliegt, die ganz unterschiedliche Ursachen haben. Ein Aspekt der laufenden Diskussion über die Ursachen kurz- und langfristiger Klimaschwankungen wird in ▶ Kasten 15.2 wiedergegeben. Die Ursachen mittelfristiger Schwankungen werden im Folgenden anhand der jüngsten, heute noch andauernden Vereisung betrachtet.

■ **Abb. 15.9** Entwicklung des Sauerstoffisotopenverhältnisses in den letzten 70 Ma in zwei benthischen Foraminiferen-Gattungen, zusammengestellt aus über 40 marinen Sedimentbohrkernen (die graue Signatur gibt die Streuung der Daten wieder, die schwarze Linie stellt den Mittelwert der Messungen dar). Daneben ist die Vereisungsgeschichte der südlichen und nördlichen Polargebiete, basierend auf marinen glazigenen Sedimenten, dargestellt. Das $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis ist von der Wassertemperatur und -salinität im Lebensraum der Einzeller sowie wesentlich vom Volumen der Landeismassen abhängig. Bei der Verdunstung des Wassers gelangen bevorzugt ^{18}O -haltige Wassermoleküle in die Atmosphäre. Dieses Isotopenungleichgewicht wird durch den Niederschlag über dem Meer und durch die Flüsse kurzfristig wieder ausgeglichen. Wird das ^{18}O -reiche H_2O längerfristig in Landeis gespeichert, resultiert dies in einer ^{18}O -Anreicherung des Meerwassers. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Proxies im Eiskern (Abb. 15.10a) und in marinen Einzellern sind nicht direkt vergleichbar (Bildrechte: Zachos et al. 2001)

Die Voraussetzungen für die Bildung von Poleis- kappen wurden in ▶ Kap. 2 und ▶ Abschn. 4.3 erläutert. Entscheidende klimatische Voraussetzung für eine Eisakkumulation ist, dass der im Winter gefallene Schnee im Sommer nicht mehr völlig abschmilzt. Die jüngste Vereisung begann vor ca. 40 Ma mit der Bildung eines Eispanzers auf der Antarktis. Viele Forscher sehen die Ursache hierfür in der klimatischen Isolierung der Antarktis, als sich Südamerika und Australien von ihr weg bewegten (Abb. 14.5) und sich ein zirkumpolarer Meeresstrom ausbildete (Abb. 6.3). Auf der Nordhalbkugel sind erste Dropstones in 10 Ma alten Sedimenten entdeckt worden. Ein weiterer Schritt in Richtung der



15.2 · Globale Klimaentwicklung



Vereisung der Nordhalbkugel wird im Zusammenhang mit der Schließung des Panama-Isthmus vor ca. 4,3 Ma gesehen, wodurch der warme Golfstrom weit in den Nordatlantik gelenkt wurde und Feuchtigkeit, eine Voraussetzung zur Bildung von Polkappen, in die Polarregion gelangen konnte. Der Verlauf der globalen Abkühlung im Känozoikum ist in **Abb. 15.9** dokumentiert.

Sauerstoffisotopen-Messungen an marinen Sedimenten belegen für das Pleistozän (2,6 Ma bis 11,7 ka) starke Klimaschwankungen. Aber erst die letzten Kaltzeiten führten zu einer Vereisung großer Bereiche Nordamerikas, Sibiriens und Nord- und Mitteleuropas. Im Alpenraum sind sechs (Biber, Donau, Günz, Mindel, Riss, Würm) und in Norddeutschland drei (Elster, Saale, Weichsel) Eiszeiten (**Glaziale**) sicher nachgewiesen. Kälteperioden innerhalb eines Glazials heißen **Stadiale**, Wärmeperioden **Interstadiale** (**Abb. 15.10 c**).

Die Isotopenverhältnisse und andere Proxies zeigen, dass seit ca. 1 Ma die Glaziale ca. 100 ka andauern (**Abb. 15.10b–e**). Der typische Verlauf eines pleistozänen Glazials gliedert sich in eine langsame, durch Stadiale und Interstadiale akzentuierte Abkühlung bis zum glazialen Maximum, gefolgt von einer raschen Überleitung zum Interglazial. Die **Interglaziale** (in Nord-, West- und Mitteleuropa: Holstein zwischen Elster und Saale sowie Eem zwischen Saale und Weichsel) sind mit 10 bis 20 ka kürzer als die Glaziale (**Abb. 15.10 c**). Wir leben seit 11,7 ka im Holozän-Interglazial.

Die Sonnenstrahlung hat einen großen Einfluss auf das irdische Klima und damit auch auf mögliche

Vereisungen (**Abschn. 2.1**). Neben atmosphärischen Faktoren sind planetare Ursachen für Schwankungen der Intensität der Sonneneinstrahlung auf der Erde verantwortlich. Der Astronom Milutin Milanković hat in der ersten Hälfte des 20. Jh. in mehreren Veröffentlichungen den summarischen Einfluss der drei folgenden orbitalen Zyklen auf das irdische Klima berechnet (**Abb. 15.11**):

- **Exzentrizität** (Maß für die Abweichung der Erdumlaufbahn von einem Kreis, Periode ca. 100 ka),
- Veränderung des **Neigungswinkels** der Erdrotationsachse relativ zur Senkrechten auf der Orbitalebene, der Ebene, die von der Umlaufbahn der Erde um die Sonne aufgespannt wird (heute 23,5°, Veränderung um 1,5° im 41-ka-Zyklus),
- **Präzession** der Erdrotationsachse („trudelnder Kreisel“, es gibt Zyklen von 19 und 23 ka).

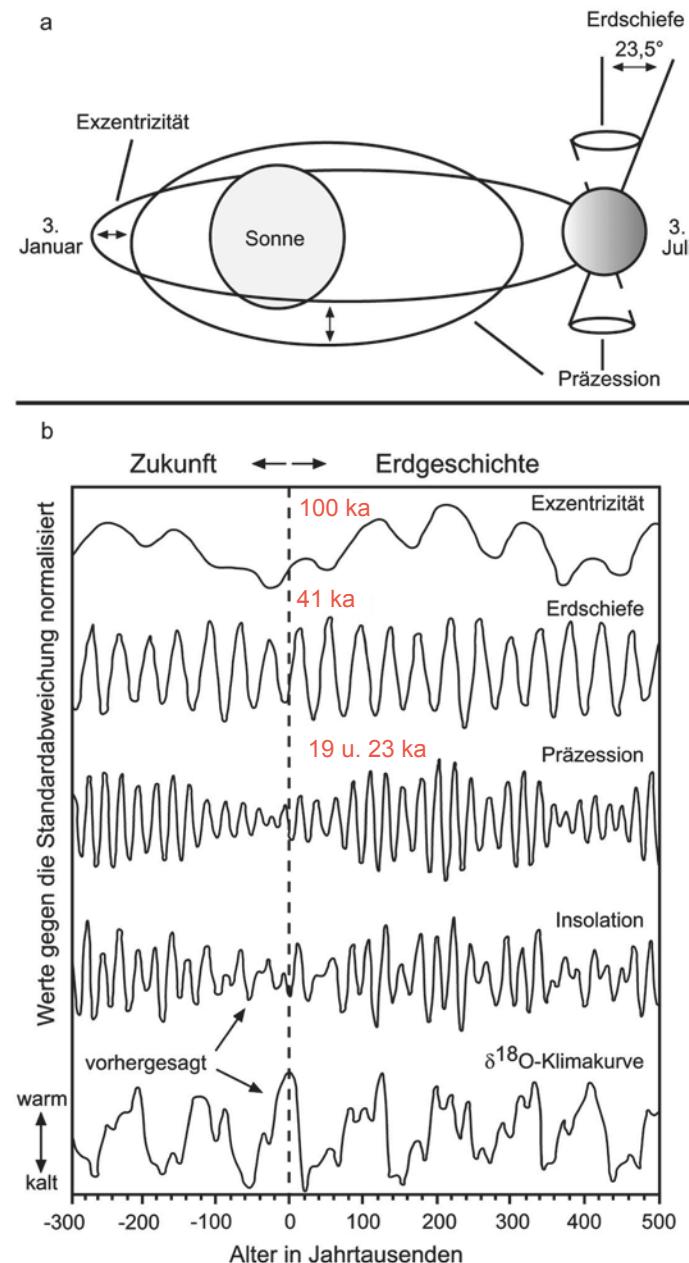
Diese **Milanković-Zyklen** (häufig auch „Milankovitch-Zyklen“ geschrieben) werden als ein wichtiger Anfachungsmechanismus für klimatische Veränderungen und damit auch für die zeitliche Gliederung von Vereisungen angesehen. Diese Anfachung setzt verschiedene positive und negative Rückkopplungen im System Erde in Gang, die zu den beobachteten Klimaschwankungen führen. Ein einfaches Beispiel für eine positive Rückkopplung ist die Zunahme der Albedo (also der Rückstrahlung der Sonnenstrahlung) im Zuge einer Abkühlung, da größere Land- und Meeresflächen von Schnee und Eis bedeckt werden.

Abb. 15.10 Paläoklimaproxies in Eiskernen. (a) Beim Einbau von Wasser in Schneekristalle sind das $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ - und das D/H-Verhältnis (D = Deuterium) wesentlich abhängig von der Umgebungstemperatur in der Wolke ($\delta = 1000 \times (R - R_o)/R_o$, wobei R das gemessene Isotopenverhältnis von O bzw. H ist; R_o ist ein Standardwert). Die Abbildung zeigt den linearen Zusammenhang der Isotopenverhältnisse mit der Atmosphärentemperatur in frischen Schneeproben aus der Antarktis und aus Grönland. b–e) Aus der Bohrung Vostok in der Antarktis konnte ein 3300 m langer Eiskern gewonnen werden, der an seiner Basis ca. 400 ka alt ist. Inzwischen erreichte eine Eiskernbohrung im Gebiet Dome C sogar über 700 ka altes Eis. Die Alterstiefen-Korrelation beruht auf einer Modellierung der Kompaktionszunahme des Eises mit der Tiefe; die x-Achse ist auf das Eisalter kalibriert, daher ist die Tiefenskala (oben) nicht linear. An dem Vostok-Eiskern wurde eine Reihe von Messungen im Eis sowie in seinen Lufteinschlüssen durchgeführt, von denen hier eine Auswahl gezeigt wird: (b) CO_2 -Konzentration in den Luftbläschen, (c) δD des Eises (rechts ist die Paläotemperatur aufgetragen, die aus der in gezeigten Korrelation abgeleitet wurde), (d) Na- und (e) Staubkonzentration im Eis; die letzten beiden Parameter werden als Proxies für die Stärke von Stürmen auf der Südhalbkugel gewertet, die Gischt bzw. kontinentalen Staub auf den antarktischen Eispanzer transportierten; die gezeigten Proxies sind repräsentativ für die Klimavariation in der Antarktis und aufgrund der Komplexität des Systems Erde nur bedingt auf andere Gebiete übertragbar (weitere Erläuterungen im Text; Bildrechte: nach Delmas 1992 und Petit et al. 1999)

Neben den von Milanković berechneten Orbitalzyklen unterliegt auch der Winkel zwischen der Erdorbitalfläche und der Ebene des gesamten Planetensystems einem Zyklus (100 ka). Ist diese orbitale Inklination

klein oder null, fängt die Erde verstärkt planetaren Staub ein, der auf der Planetenebene konzentriert vor kommt. Eine erhöhte Staubkonzentration in der Atmosphäre dürfte zu einer Abkühlung beitragen.

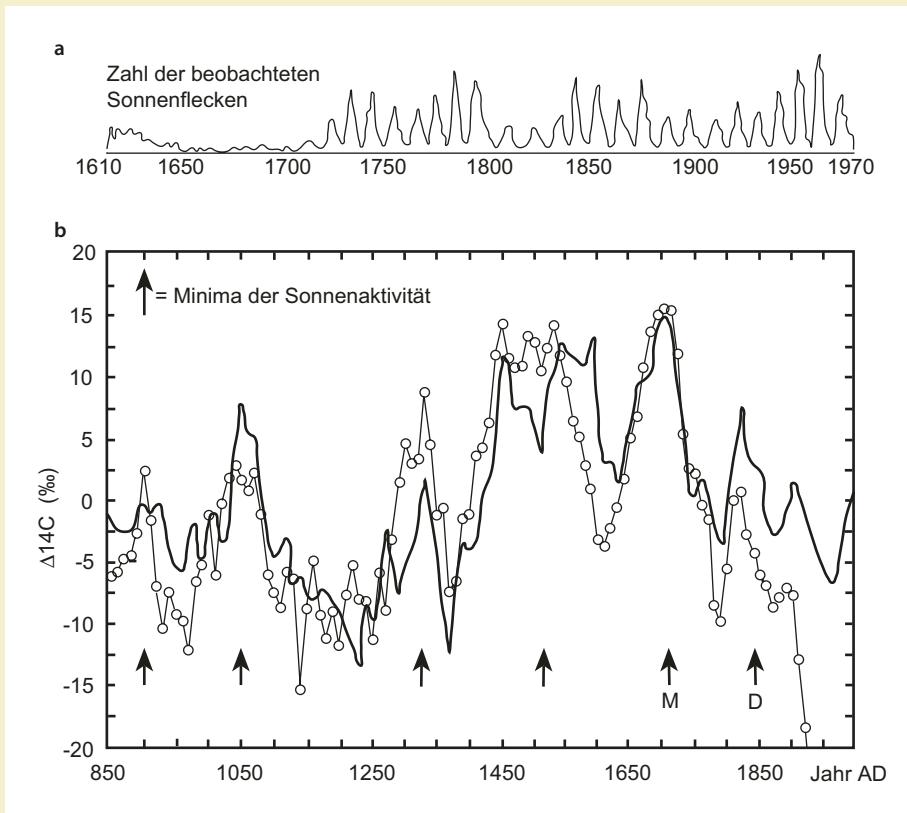
■ Abb. 15.11 Schematische Darstellung der drei Orbitalparameter Exzentrizität, Erdschiefe und Präzession, die eine zyklische Variation der Sonneneinstrahlung (Insolation) auf die Erdatmosphäre bewirken; die Exzentrizität ist ein Maß für die Abweichung der Erdumlaufbahn von einer Kreisbahn. Die Sonne steht in einem der beiden Elipsenbrennpunkte; b) Gegenüberstellung der Variation der Orbitalparameter Exzentrizität, Erdschiefe und Präzession (Milanković-Zyklen) sowie der aus deren Überlagerung resultierenden Variation der Insolation für den Monat Juli auf 60° nördlicher Breite; die untere Kurve zeigt die Variation des Klimaproxies $\delta^{18}\text{O}$ (Abb. 15.10), die an Foraminiferen aus einem marinen Sedimentbohrkern gemessen wurde; dargestellt ist das jüngere Quartär, sowie eine Modellrechnung für die kommenden 300 ka, weitere Erläuterung im Text (Bildrechte: aus Thiede & Tiedemann 1998)



Kasten 15.2 Einfluss von Sonnenfleckenaktivität und kosmischer Strahlung auf das Klima

Milutin Milanković ging bei der Berechnung der Orbitalzyklen (► Abb. 15.11) von einer konstanten Sonnenaktivität aus. 2500 Jahre zurückreichende Chroniken und neuzeitliche Sonnenbeobachtungen zeigen allerdings eine starke Variation der Sonnenfleckenaktivität. In der Neuzeit werden kurzzeitige Perioden von ca. 11 Jahren und mehrere Jahrhunderte andauernde Phasen verminderter oder gar ausbleibender Sonnenfleckenaktivität registriert (► Abb. 15.12a). In Phasen starker Sonnenfleckenaktivität ist auch der Sonnenwind stärker und kosmische Strahlung, die u. a.

durch Supernova-Prozesse entsteht, wird effektiver von der Erdatmosphäre abgeschirmt. In Zeiten verringelter Sonnenfleckenaktivität gelangt also mehr ionisierende kosmische Strahlung in die Atmosphäre und verursacht u. a. eine verstärkte Keimbildung für Wassertropfen. Es kommt zu einer stärkeren Wolkenbedeckung und einer damit verbundenen Erhöhung der Albedo, was eine Abkühlung bewirkt. Die radioaktiven Isotope ^{14}C und ^{10}Be entstehen in der Atmosphäre durch den kosmischen Beschuss von Stickstoff bzw. Sauerstoff (vgl. ► Kasten 14.1). Die Variation



► Abb. 15.12 Zusammenhang zwischen Sonnenfleckenaktivität und $\Delta^{14}\text{C}$. (a) Variation der Sonnenfleckenanzahl seit 1610; die Zeit geringer bis fehlender Sonnenfleckenaktivität von 1630 bis 1715 wird Maunder-Minimum genannt, ein weniger ausgeprägtes Minimum zwischen 1795 und 1825 wird als Dalton-Minimum bezeichnet; (b) die $\Delta^{14}\text{C}$ -Variation in Holz (dendrochronologisch altersbereinigt) seit 850 n. Chr. spiegelt den Einfluss der Sonnenfleckenaktivität auf den kosmischen Strahlenfluss in der oberen Atmosphäre wider. Einen ähnlichen Verlauf zeigt die Variation von ^{10}Be in Eiskernen (dicke, durchgezogene Kurve, umgerechnet in $\Delta^{14}\text{C}$). ^{14}C und ^{10}Be entstehen durch kosmische Strahlung in der oberen Atmosphäre, ihr Verhältnis ist dort nahezu konstant. Das Diagramm zeigt auch die Position der in Chroniken überlieferten Sonnenfleckenminima (Bildrechte: aus Pang & Yau 2002)

der auf die Atmosphäre auftreffenden kosmischen Strahlung lässt sich mit dem $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Verhältnis, das dendrochronologisch korrigiert wurde, in altem Holz sowie davon unabhängig durch die Variation der ^{10}Be -Konzentration in Eiskernen dokumentieren.

Abb. 15.12b zeigt eine relativ gute Übereinstimmung der Zeiten verringriger Sonnenfleckenaktivität und intensiverer kosmischer Bestrahlung der Erdatmosphäre in den letzten 1000 a. Ein bekanntes Beispiel ist die sogenannte Kleine Eiszeit (1645–1715) mit kalten Wintern, die zeitlich mit dem Maunder-Minimum der Sonnenfleckenaktivität übereinstimmt. Seitdem befinden wir uns in einer Phase verstärkter Sonnenfleckenaktivität, die zum Teil zur modernen globalen Erwärmung beiträgt.

Die kosmische Strahlung, die unser Planetensystem erreicht, ist ihrerseits nicht konstant. Sie ist stärker innerhalb der 4 Spiralarme unserer Milchstraße. Zwischen den Armen ist die Strahlung aufgrund der geringeren Sternenkonzentration schwächer. Die Spiralarme, die durch Dichtewellen entstehen, rotieren mit einer etwas geringeren Winkelgeschwindigkeit um das Galaxiezentrum als die Materie (Sterne, Planeten etc.). Unser Sonnensystem durchwandert diese Dichtestörungen langsam mit einer Periode von 143 ± 10 Ma (Abb. 15.13a). Es ist also eine langperiodische Beeinflussung des irdischen Klimas durch diese galaktischen Prozesse zu erwarten. Jan Veizer hat mit seiner Arbeitsgruppe einen

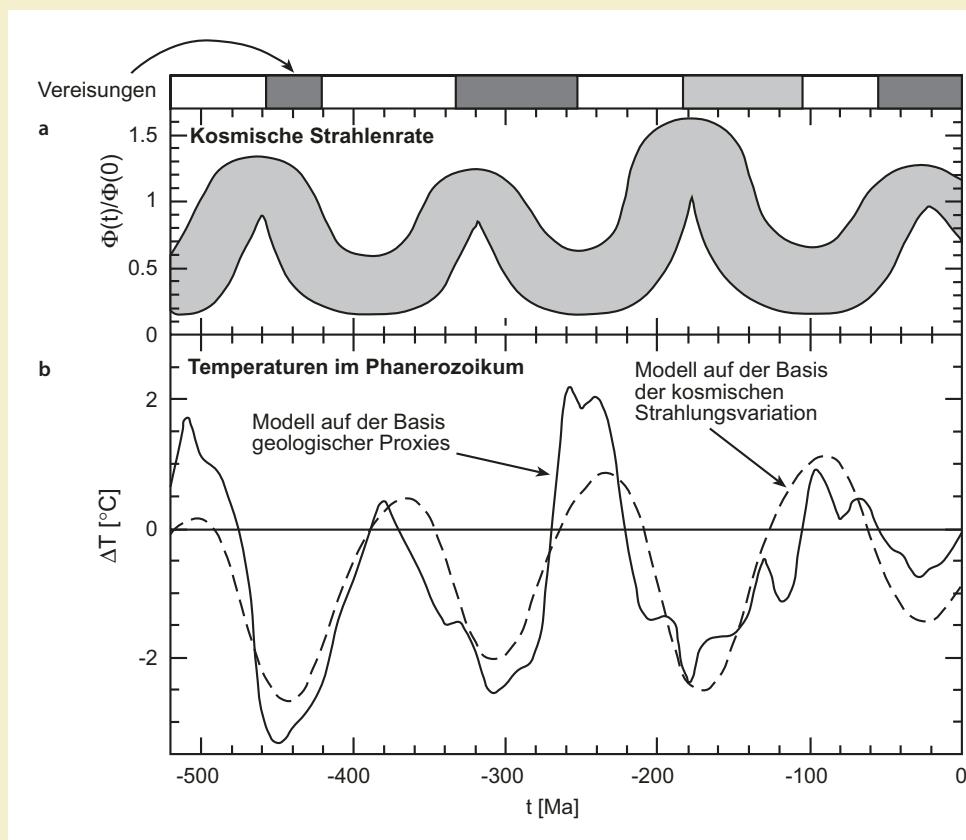


Abb. 15.13 (a) Modellierung der auf unser Sonnensystem eintreffenden kosmischen Strahlung im Verlauf des Phanerozoikums; (b) Vergleich mit dem Paläotemperaturmodell, das auf der Basis isotopischer Proxies und anderer Paläoklimaindikatoren berechnet wurde. Die grauen Balken am oberen Rand geben Kühlhauszeiten mit Tillit- und marinen Dropstone-Vorkommen ('ice rafted debris'; IRD), aus der Zeit Oberjura–Unterkreide (hellgrauer Balken) sind nur IRD bekannt (weitere Erläuterungen im Text; Bildrechte: nach Sha-viv & Veizer 2003)

großen Datensatz von Paläoklimaindikatoren (z. B. Verbreitung glazigener Sedimente) und Isotopen-Proxies für die Klimaentwicklung im Phanerozoikum zusammengetragen, die das Bild einer langperiodischen Variation der Paläotemperatur von 135 ± 9 Ma ergeben (► Abb. 15.13b). In ► Abb. 15.13b ist auch die aus der Variation der kosmischen Strahlenflussrate (► Abb. 15.13a) abgeleitete Temperatursteuerung eingezeichnet, die Nir J. Sha-viv modelliert hat. Der Vergleich der ► Abb. 15.13a und 15.13b eröffnet die

Möglichkeit, dass die langperiodische Klimavariation durch galaktische Prozesse beeinflusst wurde und wird. Es sind also nicht nur plötzlich einschlagende Meteoriten und Kometen, die die Entwicklung des Systems Erde von außen beeinflussen (vgl. ► Abschn. 9.1). Die Forschungsarbeit der letzten 20 Jahre zeigt, dass auch kurzperiodische Variationen der Sonnenaktivität und langperiodische Variationen der kosmischen Strahlung das irdische Klima, neben vielen anderen Kontrollfaktoren im System Erde, steuern.

Kurzfristige Klimaschwankungen sind möglicherweise auf die Variation der Sonnenfleckenaktivität zurückzuführen (► Kasten 15.2). Mittelfristige Klimaschwankungen können, wie oben dargestellt, u. a. mit Milanković-Zyklen erklärt werden, die eine Variation der Sonneneinstrahlung auf die Erde bewirken. Langfristig hat die Erdatmosphäre und mit ihr das Klima seit dem frühen Präkambrium eine abwechslungsreiche Entwicklung erfahren, die von langen Phasen mit konstanten Bedingungen, aber auch von abrupten und dramatischen Veränderungen geprägt war. Diese langperiodischen Schwankungen könnten, neben anderen Faktoren, im Zusammenhang mit galaktischen Prozessen stehen (► Kasten 15.2).

Insgesamt wird das globale Klima des jüngeren Känozoikums als **Kühlhausklima** bezeichnet. Es unterscheidet sich vom **Treibhausklima** durch folgende Eigenschaften:

- starke breitengradabhängige Klimazonierung (► Kap. 2),
- starke Meerwasserkonvektion (► Abschn. 6.3),
- sauerstoffreicher Ozean,
- polare Gletscher haben Kontakt zur Meeresoberfläche.

Das globale Klima ist ein komplexes System aus sich selbst verstärkenden Prozessen und Gleichgewichten, die stabilisierend wirken. Wir kennen erst einige der möglichen Mechanismen genauer. Die heutige globale Durchschnittstemperatur beträgt 15°C . Bei einer Verdopplung des heutigen CO_2 -Gehalts in der Atmosphäre wird vor einer globalen Erwärmung um ca. 4°C gewarnt. Bis zu einem bestimmten Sättigungsgrad bewirkt eine Erhöhung der sogenannten **Treibhausgase** (allen voran Kohlendioxid,

Wasserdampf und Methan) eine Erwärmung. In Abhängigkeit von der Albedo wirft die Erdoberfläche bzw. der Ozean den langwelligen Anteil der Sonnenstrahlung zurück. Dieser wird von den Treibhausgasen absorbiert, was zur Aufheizung der Atmosphäre führt (mehr dazu im nächsten Abschnitt).

Gashydrate (► Abschn. 8.2) spielen ebenfalls eine wichtige Rolle bei der globalen Klimaentwicklung. Im Zuge eines glazioeustatischen Meeresspiegelabfalls beispielsweise (► Abschn. 15.1) werden große Mengen an im Meeresboden vorhandenem Gashydrat durch die einhergehende Druckentlastung instabil und im Meerwasser gelöst. Das frei werdende Treibhausgas Methan wirkt somit einer globalen Abkühlung entgegen. Umgekehrt wird bei einem glazioeustatischen Meeresspiegelanstieg mehr Gashydrat im Meeresboden gebunden und es gelangt weniger Methan aus den Sedimenten in die Hydro- und Atmosphäre. Marine Gashydrate stellen also einen bremsenden bzw. abschwächenden Faktor in den mit Vereisungen einhergehenden Klimazyklen dar (negative Rückkopplung). Hingegen bewirken Methanansammlungen unter terrestrischen Permafrostgebieten eine positive Rückkopplung, da bei einer Erwärmung die Permafrostgebiete schrumpfen und Methan in die Atmosphäre freigesetzt wird.

Ist das Klima aber auch an lithosphärische Prozesse gekoppelt? Zum einen beeinflussen die Kontinente das Klima durch ihre Größe und Position:

- Größere Kontinente in Polnähe sind die Voraussetzung zur Entstehung großer Landeismassen, die ihrerseits als eine Voraussetzung für die Entstehung des Kühlhausklimas betrachtet werden.
- Große Kontinentalmassen in mittleren Breiten verursachen jährliche Monsunzyklen

(► Abb. 2.4). Monsungebiete zeichnen sich durch einen jahreszeitlichen Wechsel des Klimas, der Meeresströmungen, der Windrichtungen und -stärke aus.

- Kontinente beeinflussen durch ihre Position den Verlauf von kalten und warmen Meeresströmungen (► Abschn. 6.3).
- Hohe Gebirgsketten stellen orografische Barrieren für die troposphärische Luftzirkulation dar (► Abb. 2.2). Daher hat die Position und Orientierung der Gebirgsketten und damit der Kontinente einen erheblichen Einfluss auf das regionale Klima (► Abb. 15.14 und ► Kap. 2).
- Kontinente haben eine geringere Wärmekapazität als die Ozeane und sie reflektieren die Sonnenstrahlung stärker als das Meer (Albedo). Daher trägt die Existenz großer Kontinentalmassen zur globalen Abkühlung bei.

Zum Anderen beeinflussen lithosphärische Prozesse den CO₂-Haushalt der Hydro- und Atmosphäre. Die Mechanismen sind komplex und erst teilweise verstanden. Zum Beispiel kann CO₂ bzw. C durch Sedimentationsvorgänge in Form von Kohlenwasserstoffen und Karbonaten versenkt, also der Hydro- und Atmosphäre entzogen werden. Andererseits wird begrabenes CO₂ und C bei orogenen Prozessen wieder freigesetzt durch Abgabe von Volatilen bei prograder Metamorphose sowie durch Heraushebung und Lösungsverwitterung von C bzw. CO₂-haltigen Gesteinen (mehr dazu im nächsten Abschnitt).

Bei starkem globalem Magmatismus werden mehr Volatile, darunter das Treibhausgas CO₂, in die Atmosphäre geblasen bzw. in das Meerwasser abgegeben, was zu einer langfristigen Erwärmung beiträgt (► Tab. 12.4). In ► Abb. 14.4 ist ein zeitlicher Vergleich der lithosphärischen Großzyklen und der Treib-/Kühlhauszyklen dargestellt (vgl. dazu ► Abb. 15.13). Zur Zeit der Superkontinente war die Mantelkonvektion und damit die magmatische Aktivität und der CO₂-Ausstoß gering, was wahrscheinlich, zusammen mit der oben genannten Möglichkeit zur Ausbildung von Landeismassen, zur Entstehung eines Kühlhausklimas beitrug. Der Zerfall von Pangäa hingegen war mit einer Zunahme der Mantelkonvektion verbunden. Der einhergehende

erhöhte CO₂-Ausstoß trug, zusammen mit den oben genannten Faktoren, zum Treibhausklima bei. Sein Höhepunkt lag in der Kreide, der Zeit der stärksten Mantelkonvektion.

Das Klima kann kurzfristig auch durch Vulkanausbrüche verändert werden. Der große Ausbruch der Laki-Spalte auf Island 1783, bei dem ca. 15 km³ Lava gefördert wurde, setzte u. a. ca. 125 Mio. t an Sulfat-Aerosol frei. Die dadurch verursachte atmosphärische Trübung führte zu einer dreijährigen Wetterverschlechterung in der nördlichen Hemisphäre. Wie viel Schwefel und andere Aerosolbestandteile in die Troposphäre gelangen, hängt von der Höhe der Eruptionswolke ab (► Abschn. 12.3 und ► Kasten 2.1). Über einem aktiven Flutlavafeld dürfte zudem eine starke Thermik Aerosole und feine Asche hoch in die Atmosphäre transportieren. Aus der Erdgeschichte sind mindestens 12 subaerische Flutbasalterptionen sowie mehrere „dipping reflector sequences“ in ehemaligen Riftzonen bekannt, die weit mehr Lava gefördert haben als die Laki-Spalte (► Tab. 12.3 und 12.31).

Die Eruption der sibirischen Trappbasalte (mehr als 2×10^6 km³ Lava, ► Tab. 12.3) an der Perm-Trias-Grenze dürfte eine extreme, aber kurzfristige Klimaverschlechterung verursacht haben. Die Perm-Trias-Grenze ist von dem größten bekannten Aussterben mariner Tiergattungen gekennzeichnet (je nach Literaturquelle: 60–90 %, ► Abb. 14.4). Neben der direkten Beeinträchtigung der Lebensbedingungen durch diese Klimaverschlechterung trug eine starke Reduzierung des flachmarinen Lebensraums durch den eustatischen Tiefstand des Meeresspiegels im Zusammenhang mit der Existenz von Pangäa dazu bei (s. o.: Anwachsen der Poleiskappen, geringe MOR-Länge, kleine Spreadingrate). Man nimmt allerdings an, dass der mit der gigantischen Eruption einhergehende Ausstoß des Treibhausgases CO₂ den abrupten Übergang vom globalen Kühlahaus- zum Treibhausklima in der Trias eingeleitet hat (► Abb. 14.4).

In den letzten Jahren wurde die Beeinflussung der exogenen Prozesse durch Meteoriteinschläge stark diskutiert. Vielen wird die Überlegung bekannt sein, die Dinosaurier und mit ihnen viele andere Lebewesen seien an der Kreide-Paläogen-Grenze durch den Einschlag eines großen Boliden und die damit verbundene Verschlechterung der Umweltbedingungen ausgestorben. Ein riesiger Meteorit

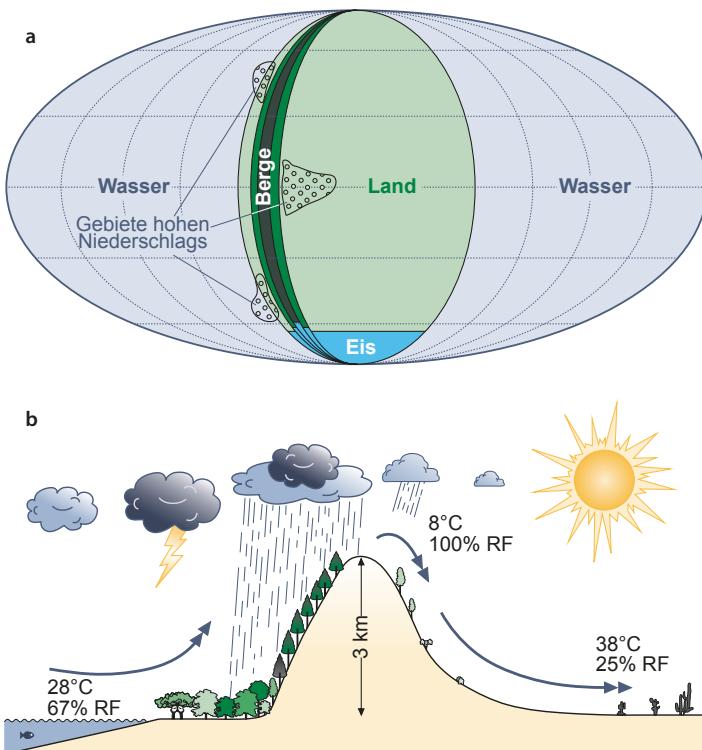


Abb. 15.14 Modell der Klimabeeinflussung durch eine N-S-streichende Gebirgskette am Westrand eines großen Kontinents (a) wie z. B. die Anden, vgl. Abb. 2.3; (b) Ein quer zum vorherrschenden Windsystem verlaufendes Gebirge wirkt als klimatische Barriere (RF: relative Feuchtigkeit). Die Niederschläge konzentrieren sich auf eine enge Zone auf der Luvseite des Gebirges. Der Leehang des Gebirges und das anschließende Flachland sind von (semi-)aridem Klima geprägt. Der starke Niederschlag auf der Luvseite bewirkt eine hohe Erosionsrate, die wiederum eine verstärkte Hebung (zur Wiedererlangung der Isostasie) verursacht (vgl. ▶ Kasten 11.2) (Bildrechte: verändert nach W.W. Hay 1996)

ist tatsächlich an der Wende Kreide-Paläogen in Yucatan (Mexiko) eingeschlagen (Abb. 9.1). Die Chicxulub-Impaktstruktur ist durch brekziertes Gestein und eine 300 km große ringförmige Schwerkreanomalie charakterisiert. Weiterhin hat man weltweit erhöhte Iridiumgehalte in Sedimenten gefunden, die an der Kreide-Paläogen-Grenze abgelagert wurden. Iridium tritt verstärkt in Meteoriten auf. Allerdings sind die Dinosaurier, und mit ihnen viele andere Land- und Meerestiere, nicht schlagartig, sondern über mehrere Millionen Jahre hinweg ausgestorben. Einige Forscher gehen davon aus, dass der zweitgrößte Exodus des Phanerozoikums eher durch die oben erläuterten klimatischen Auswirkungen verursacht wurde, die an die Eruption der indischen Trappbasalte und anderer gleich alter ‚large igneous provinces‘ gekoppelt sind (Abb. 12.31). Darüber

hinaus trug sicherlich die starke Regression an der Kreide-Paläogen-Grenze und der damit einhergehenden Verkleinerung der Schelfflächen zum Massensterben bei.

15.3 Kohlenstoffkreislauf

Die Erde besitzt zwei immense Kohlenstoffreservoirs, die kaum miteinander in Verbindung stehen. Auf der einen Seite steht der Erdmantel, auf der anderen das kombinierte ‚oberflächennahe‘ System aus Erdkruste, Atmosphäre, Biota und Hydrosphäre. Nur etwa $0,14$ bis $0,16 \cdot 10^{15} \text{ g a}^{-1}$ Kohlenstoff gelangen als Kohlendioxid oder -monoxid vor allem über das ‚seafloor spreading‘ aus dem Mantel in das oberflächennahe System. Durch Subduktion wird

Kohlenstoff zurück in den Mantel geführt. Im Vergleich zu den im oberflächennahen System bewegten Kohlenstoffmengen ist der entsprechende Flux gering und wird in den folgenden Betrachtungen vernachlässigt.

Der größte Teil des oberflächennahen Kohlenstoffs konzentriert sich in der Erdkruste in den Sedimentgesteinen einschließlich ihrer metamorphen Derivate. Es wird geschätzt, dass etwa 18 % des gesamten Kohlenstoffs als C_{org} in den siliziklastischen Sedimentgesteinen gebunden ist, während 82 % als Karbonat vorliegt (► Tab. 8.2, ► Kasten 7.1). Insgesamt beläuft sich die Menge an C_{org} sowie Graphit, der aus organischem Kohlenstoff als metamorphe Bildung hervorging, auf etwa $6,4 \times 10^{15}$ t. Für uns Menschen, die wir mit unserer pflanzlichen und tierischen Umwelt die Erde bevölkern, mag es überraschend sein, dass nur eine verschwindend geringe Menge des gesamten Corg auf die Lebewesen entfällt oder in gelöster Form vorliegt (► Tab. 8.2).

Innerhalb des oberflächennahen Systems bewegt sich der Kohlenstoff im **globalen Kohlenstoffkreislauf**. Dieser wird in zwei Teile gegliedert, den des organischen und den des anorganischen Kohlenstoffs. Beide Teilkreisläufe sind eng miteinander verbunden und werden hier zunächst aus Gründen der einfacheren Darstellung getrennt behandelt, bevor wir sie am Ende des Abschnitts zusammenführen.

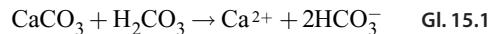
15.3.1 Der Teilkreislauf des anorganischen Kohlenstoffs

„Reines“ Regenwasser hat einen pH-Wert von 5–6, es ist demnach schwach sauer (► Abb. 3.9). Die Gesteine der Erdoberfläche sind somit in der chemischen Verwitterung beständig einem schwach sauren Angriff ausgesetzt. Die Kruste besteht im Wesentlichen aus Silikaten und Karbonaten. Für den anorganischen Kohlenstoffkreislauf sind insbesondere die Silikate interessant, die Ca^{2+} enthalten. Dazu gehören der Ca-reiche Plagioklas Anorthit sowie bestimmte Amphibole (ein Doppelkettensilikat, ► Tab. 3.3). Der Einfachheit halber stützt sich die folgende Diskussion bzgl. der Silikate auf das Mineral Wollastonit mit der simplen Zusammensetzung $CaSiO_3$.

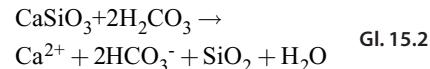
Unter der Verwitterung lösen sich Karbonate viel rascher als Silikate. Die chemische

Karbonatverwitterung neutralisiert die Azidität von Kohlensäure:

Karbonatverwitterung:



Silikatverwitterung am Beispiel von Wollastonit:



Beide Verwitterungsprozesse produzieren Ca^{2+} und HCO_3^- . Die Silikatverwitterung setzt zusätzlich Kieselsäure frei. Allerdings verbraucht die Silikatverwitterung zweimal soviel gelöstes CO_2 in Form von Kohlensäure wie die Karbonatverwitterung. Die Reaktionsprodukte werden von Flüssen abgeführt und können zeitweise in Seen oder kontinentalen Becken zwischengelagert werden, bis sie schließlich ins Meer gelangen.

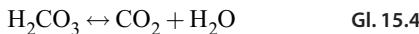
Wir haben gesehen, dass das Meerwasser durch eine Reihe von chemischen Wechselwirkungen den ionaren Eintrag aus den Flüssen bilanziert und somit im Prinzip im Gleichgewicht bleibt. Die Meerwasserzusammensetzung ist zumindest für die Hauptelemente homogen, da die Residenzzeiten der Ionen deutlich über der Umwälzrate der Ozeane liegen. Die aus der Verwitterung eingetragene Kieselsäure bauen Diatomeen, Radiolarien oder Schwämme in ihre Skelette ein. Andere Organismen, wie z. B. Foraminiferen, Coccolithophoriden, Korallen etc. konstruieren ihre Skelette aus $CaCO_3$. $CaCO_3$ kann auch anorganisch aus dem Meerwasser gefällt werden, meistens geschieht die Fällung jedoch biotisch.

Die (biotische) Karbonatfällung geschieht durch Entzug von Ca^{2+} und HCO_3^- aus dem Meerwasser:

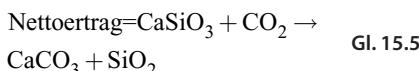
Karbonatfällung:



Die marinen Organismen verursachen durch die Fällung von Kalziumkarbonat eine Verschiebung des Meerwasser-pH-Wertes nach sauer. Durch die Fällung von Calcit nimmt der Kohlensäuregehalt und damit auch der Gehalt an gelöstem CO_2 zu. So produzieren die Organismen einen Gradienten der CO_2 -Konzentration, der nach GI. 15.4 zum Eintrag von CO_2 aus dem oberflächlichen Meerwasser in die Atmosphäre führen kann.



In der Bilanzierung von Karbonatverwitterung und Karbonatfällung ist das Nettoergebnis = 0, Ausgangsmaterial und Produkt sind chemisch identisch, ebenso ihre Mengen. Anders ist es bei der Silikatverwitterung, bei der von den Ausgangsmineralen unterschiedliche Minerale als Reaktionsprodukte entstehen und die in einen Nettoertrag mündet.



Insgesamt entspricht die Silikatverwitterung einer Nettoumwandlung von atmosphärischem CO_2 zu Calcit. Allerdings ist die Umwandlungsrate recht gering: Sie beträgt etwa 30 Mio. Tonnen C pro Jahr. Bliebe dieser Flux unbilanziert, würde allein dieser Prozess den bestehenden CO_2 -Gehalt der Atmosphäre binnen 20.000 Jahren aufzehren. Jedoch führt diese Kalkulation in die Irre, da es eine Reihe von Reservoiren gibt, die mehr als 50-mal soviel C enthalten wie die Atmosphäre. Zunächst würde also entsprechend dem entstehenden Gradienten Kohlendioxid z. B. aus den Meeren in die Atmosphäre nachgeliefert. So würde eine völlige Verarmung etwa 1 Mio. Jahre dauern.

Da diese Verarmung nicht eintritt, muss im Zuge des langfristigen anorganischen Kohlenstoffkreislaufs ein Rückfluss von CO_2 in die Atmosphäre stattfinden, der mit dem **Karbonat-Silikat-Zyklus** beschrieben werden kann. Dieser Zyklus führt CO_2 durch die plattentektonischen Prozesse der Metamorphose und des Vulkanismus in die Atmosphäre zurück. Eintrag findet z. B. an Mittelozeanischen Rücken statt. Die Subduktion von Karbonaten führt zu ihrer Metamorphose (Gl. 15.6) und damit zum CO_2 -Rückfluss über Vulkanismus und entlang von Wegsamkeiten in der kontinentalen Kruste der Oberplatte.

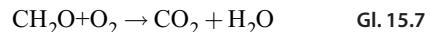


Die atmosphärische CO_2 -Konzentration erweist sich somit als langfristig reguliert durch das Verhältnis von Klima und Verwitterungsraten zueinander. Die Verwitterungsraten sind wiederum beeinflusst durch:

- Temperatur: Raten chemischer Reaktionen steigen mit zunehmender Temperatur,
- Niederschlagsraten: Verwitterungsraten steigen mit steigenden Niederschlägen. Im Sinne einer heute heftig diskutierten globalen Klimaerwärmung wird erwartet, dass eine wärmere Welt auch eine nassere, d. h. niederschlagsreichere Welt sein wird, da sich der hydrologische Kreislauf infolge der Erwärmung beschleunigt. Dies sollte über gleichfalls steigende Verwitterungsraten wegen der höheren Temperaturen und Niederschläge letztlich zu einer negativen **Rückkopplung** führen (Abb. 15.15). Diese Rückkopplung gilt als entscheidender Faktor bei der Regulierung der CO_2 -Konzentration in der Atmosphäre. Insgesamt stabilisiert sie das Klima der Erde und hat dies offenbar auch in der erdgeschichtlichen Vergangenheit getan.

15.3.2 Der Teilkreislauf des organischen Kohlenstoffs

Der kurzzeitige Teil des Kreislaufs organischen Kohlenstoffs ist gekennzeichnet durch die Photosynthese der Pflanzen (Gl. 7.2), Atmung und Fermentation. Bei der Photosynthese entstehen organische Materie und O_2 , während die Atmung den umgekehrten Prozess darstellt:



Durch die Photosynthese der Pflanzen, Algen und Bakterien, die als primäre Produzenten gelten, wird Sonnenenergie in chemische Energie verwandelt und in der organischen Substanz gespeichert. Tiere und Menschen, die sich hingegen von pflanzlicher Nahrung ernähren, machen sich die gespeicherte chemische Energie zunutze und sind primäre Konsumenten. Die Bindung von organischem Kohlenstoff in Pflanzen geschieht über verschiedene kurzzeitige Skalen. Im Frühjahr gebildete Blätter können bereits innerhalb eines Jahres mineralisiert werden. In Baumstämmen hingegen verweilt der organische Kohlenstoff über mehrere Jahrzehnte oder gar Jahrhunderte.

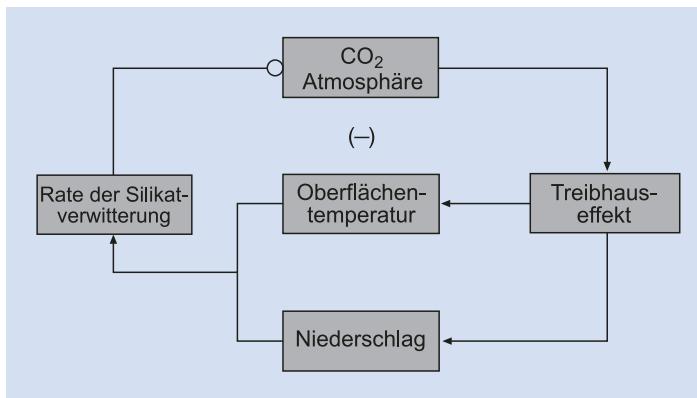
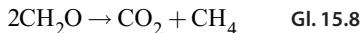


Abb. 15.15 Schematische Darstellung der insgesamt negativen Rückkopplung zwischen dem atmosphärischen Treibhauseffekt – und damit dem Klima – und der Verwitterungsrate silikatischer Minerale. Ein steigender CO₂-Partialdruck verstärkt den atmosphärischen Treibhauseffekt. Dieser bedingt einen Anstieg der Temperaturen an der Erdoberfläche und eine Zunahme der Niederschlagsraten. Die Kombination beider Faktoren wiederum beschleunigt die Verwitterung von Silikatmineralen, die nach Gl. 15.2 CO₂ der Atmosphäre verbraucht. Dieses entspricht im Endeffekt einer negativen Rückkopplung zwischen dem Klimaeffekt einerseits und der Verwitterung andererseits (Bildrechte: nach Kump et al. 1999)

In sauerstofffreien Milieus, z. B. tief in Sedimenten und Böden, zersetzen anaerob lebende Bakterien organische Materie durch Fermentation zu Kohlendioxid und Methan:



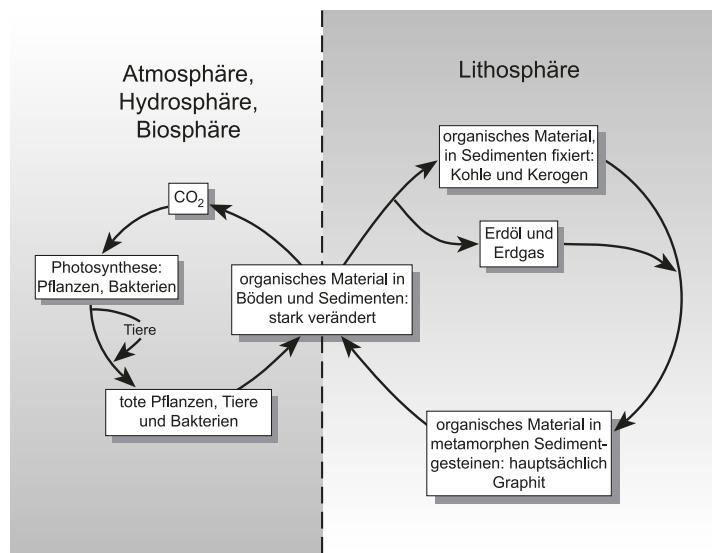
Das Kohlendioxid steht nach Austritt in die Atmosphäre wieder der Photosynthese zur Verfügung. Methan ist hingegen in unserer sauerstoffreichen Atmosphäre sehr instabil und hat eine Residenzzeit von nur ca. 10 Jahren. Beim Abbau rekombiniert Methan zu CO₂.

Es besteht ein ständiger Kohlenstoffaustausch zwischen Atmosphäre, Hydrosphäre und Lithosphäre, dem u. a. über die Messung der stabilen Kohlenstoffisotope und ihres $\delta^{13}\text{C}$ -Wertes in Sedimentgesteinen und Organismenschalen nachgespürt werden kann (► Kasten 7.1). In den Meeren, Flüssen und Seen scheiden viele Organismen bei der Bildung ihrer Schalen und Skelette CaCO₃ aus; diese werden schließlich als karbonatisches Sediment abgelagert. Durch Lösung der Karbonate kehrt ein Teil des Kohlenstoffs in die Hydrosphäre zurück, wo er von photosynthesetreibenden Organismen für ihren Stoffwechsel verwendet wird. Pflanzen bilden neue organische Materie aus dem CO₂ der Luft. Sterben die Organismen, wird

ihr C_{org} in Sedimenten und Böden abgelagert. Der überwiegende Teil wird jedoch wieder oxidiert und kehrt als CO₂ in die Atmosphäre oder Hydrosphäre zurück.

Je nach den Bedingungen bei und nach der Ablagerung verbleibt jedoch meist ein großer Teil des C_{org} in den Sedimenten und geht in den langzeitigen Kreislauf des organischen Kohlenstoffs ein. Ein Teil des sedimentierten C_{org} kehrt an terrestrischen und marinen Sickerquellen wieder in die Atmo- bzw. Hydrosphäre zurück. Der Rest kann im Zuge der Versenkung der Sedimente als Kohle oder Kerogen erhalten bleiben oder zu Erdöl und Erdgas umgewandelt werden. Werden organische Produkte in die Metamorphose einbezogen, so kann sich aus ihnen schließlich Graphit bilden. Die Exhumierung durch tektonische Ereignisse setzt diese kohlenstoffhaltigen Gesteine erneut der oberflächlichen Verwitterung aus und der bisher gebundene Kohlenstoff tritt wieder in den oberflächennahen Kohlenstoffkreislauf ein. Den unterschiedlichen Bedingungen an der Erdoberfläche und in der Erdkruste entsprechend wird der Teilkreislauf des organischen Kohlenstoffs in zwei Unterkreisläufe unterteilt (Abb. 15.16). Die Menge des Kohlenstoffs, die an der Schnittstelle von einem Unterkreislauf in den anderen wechselt, repräsentiert weniger als 0,1 % der primären organischen Produktivität.

■ Abb. 15.16 Schema des organischen Kohlenstoffkreislaufs
(Bildrechte: nach Tissot & Welte 1984)



Kohlenstoff wird im Kohlenstoffkreislauf über kürzere oder längere Zeiträume hinweg von **Kohlenstoffquellen** zu **Kohlenstoffsenken** transportiert (■ Abb. 15.16). Durch die Photosynthese oder den Einbau in Kalkskelette binden Organismen Kohlenstoff und entziehen ihn der Atmosphäre. Organismen wirken somit als Kohlenstoffsenke. Durch Verwesung und Verwitterung von organischem Kohlenstoff kann dieser in den Kreislauf zurückkehren (Kohlenstoffquelle). Seine Verweildauer in der Kohlenstoffsenke beträgt hier nur einige Jahre bis ca. 100 Jahre. Werden Kalkskelette und abgestorbene Organismen jedoch sedimentiert und mit den Ablagerungen versenkt, so werden die Schalen in Kalksteinen gebunden und aus den Organismenresten können sich Kohle, Erdöl oder Erdgas bilden. In diesem Fall verharrt der Kohlenstoff über geologische Zeiträume hinweg in der Senke. Erst durch erneute Verwitterung der genannten Produkte nach ihrer Exhumierung, sowie die durch Verbrennung der fossilen Kohlenwasserstoffe durch den Menschen, wird diese Senke wieder zu einer Quelle und der Kohlenstoff dem System Atmosphäre-Hydrosphäre wieder verfügbar.

Eine besondere Rolle im Kohlenstoffkreislauf spielt die Wechselwirkung zwischen der Atmosphäre und den Ozeanen. In einer etwa 50 m dicken Schicht enthält das oberflächennahe Meerwasser ca. 3,6 Billionen t CO₂ und damit etwa 30 % mehr CO₂ als die gesamte Atmosphäre (► Kasten 2.1). So wirkt

das Meerwasser als CO₂-Senke, insbesondere auch für den durch die Verbrennung fossiler Kohlenwasserstoffe steigenden CO₂-Gehalt der Atmosphäre. Die in ▶ Kap. 6 diskutierte ozeanische Klimapumpe (■ Abb. 6.9) transportiert bedeutende Mengen dieses CO₂ in die Tiefsee, ist aber nicht in der Lage, den anthropogenen Anstieg in der Atmosphäre kurzfristig abzupuffern. Immerhin ist das erdumspannende Zirkulationssystem allein für etwa 25 % des CO₂-Transfers aus der Atmosphäre in die Ozeane verantwortlich.

Ein weiterer sehr effektiver Mechanismus der CO₂-Umlagerung in die Ozeane geschieht mit Hilfe des Planktons. Unter bestimmten Bedingungen kommt es insbesondere in den gemäßigten und tropischen Meeresregionen zu sogenannten **Planktonblüten**. Nährstoffreichtum und Erwärmung des Oberflächenwassers erlauben während des Frühjahrs eine rasche Vermehrung der Planktonpopulationen, die Konzentrationen von mehreren zehn Millionen Organismen pro Liter Meerwasser erreichen können und das Wasser dann grün färben. Die starke photosynthetische Aktivität des Planktons bindet große Mengen an CO₂ in den Organismen. Einzelne könnte keiner der einzelligen Planktonorganismen nach seinem Absterben zum Meeresboden sinken, um so das CO₂ effektiv in eine Senke zu transportieren. Wegen der sehr langsam sinkenden planktischen Organismen bereits im Oberflächenwasser und geben das CO₂ an die Atmosphäre zurück.

Es hat sich jedoch vor einigen Jahren herausgestellt, dass das abgestorbene Plankton zu kleinen und damit schwereren Klümpchen verklebt, die als dicht rieselnder **Meeresschnee** („marine snow“) bereits nach wenigen Tagen Sinkzeit in einer Tiefe von mehreren 1000 m abgelagert werden. In der Tiefe kann der organische Kohlenstoff in die marinen Sedimente eingelagert werden und über lange Zeiträume in dieser Senke verharren.

15.3.3 Der globale Kreislauf des Kohlenstoffs

Die Teilkreisläufe des anorganischen und organischen Kohlenstoffs wirken zusammen im eigentlichen, globalen Kohlenstoffkreislauf. Er ist

gekennzeichnet durch vielfältige Wechselbeziehungen zwischen den unterschiedlichen Kohlenstoffreservoiren. Der Gesamtkreislauf lässt sich hinsichtlich der Zeitlichkeit der verschiedenen Prozesse und Wechselwirkungen in einen langzeitigen und einen kurzzeitigen gliedern (Abb. 15.17). Der langzeitige Zyklus beschreibt die Transferbeziehungen des Kohlenstoffs zwischen den Gesteinen und den oberflächlichen Reservoiren bestehend aus dem Ozean-Atmosphäre-System, den Böden sowie den Biota über eine Dauer von mehreren Millionen Jahren hinweg. Demgegenüber ist der kurzzeitige Kohlenstoffkreislauf gekennzeichnet von raschen Transfers innerhalb der exogenen Systeme.

Wenn auch die Grundzüge der Kohlenstoffteilkreisläufe und ihrer Wechselwirkungen bereits recht gut verstanden werden, so sind doch viele

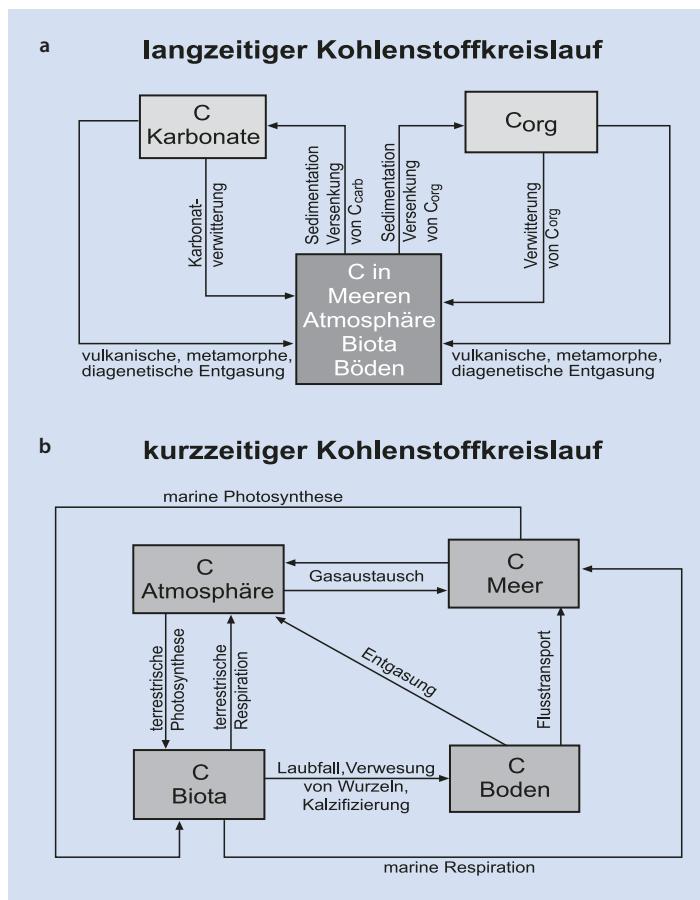


Abb. 15.17 Boxmodelldiagramm des Kohlenstoffzyklus (nach Berner 1999). Die Boxen repräsentieren die verschiedenen Kohlenstoffreservoiren, die Pfeile den Kohlenstoffflux zwischen ihnen. Anthropogene Einflüsse sind nicht berücksichtigt

wichtige Details noch ungeklärt. Auf der Grundlage von Bohrkernen aus den polaren Eisschichten einschließlich eines Kernes der Vostok-Bohrung in der Antarktis konnte die Klimaentwicklung der letzten 400 ka recht gut rekonstruiert werden (► Abb. 15.10). Es zeigt sich, dass die Variation des CO_2 -Gehaltes der antarktischen Atmosphäre den Temperaturschwankungen, die durch Temperaturproxies angezeigt werden, etwas hinterher eilt. Dies würde bedeuten, dass der CO_2 -Gehalt keinen direkt steuernden Einfluss auf die Temperaturentwicklung nimmt, sondern dem Trend „hinterherläuft“. Wahrscheinlich wird der CO_2 -Gehalt von den Temperaturvariationen der oberen Meerwasserschichten gesteuert, da kaltes Meerwasser größere Mengen gelöstes CO_2 aufnehmen kann als wärmeres. Die Bedeutung des atmosphärischen Kohlendioxids für die Klimaentwicklung ist also weiterhin in Diskussion.

15.4 Der Kreislauf des Phosphors

Phosphor hat nur ein stabiles Isotop. Es gibt also keine Fraktionierungen durch Metabolismus oder Phasenübergänge wie bei anderen stabilen Isotopen (z. B. bei O, C). P ist lebensnotwendiger Bestandteil jeglichen Lebens auf der Erde. Es spielt eine große Rolle beim Energiehaushalt der Zellen, es baut die Gene mit auf, und es findet sich auch in Knochen und Zähnen. Entsprechend begehrt ist Phosphor und die biologische Produktivität einer Land- oder Meeresregion wird stark vom Phosphorangebot kontrolliert. Auf diese Weise bestimmt P auch die Rate, mit der Organismen Kohlenstoff aus der Luft oder dem Meerwasser aufnehmen; P hat somit klimatische Relevanz (► Abschn. 15.3).

Gut durchlüftete Flachmeerregionen zeichnen sich dadurch aus, dass P praktisch zu 100 % im biologischen Phosphatkreislauf verbleibt. Daher sind flachmarine Sedimente typischerweise P-verarmt. Nur in Meeresregionen mit stark erhöhter Bioproduktion, z. B. in Upwelling-Gebieten (► Abschn. 6.3), in denen es zu massiver Ablagerung und Versenkung von organischem Material kommt, können P-reiche Sedimente entstehen. Auf diese Weise bildeten sich in der warmen äquatornahen Neothethys der Kreidezeit riesige Phosphatlagerstätten, die sogenannten ‚phosphorite giants‘. Bedeutende Vorkommen befinden sich in NW-Afrika und im Nahen Osten.

An Land stellen Seen mit ihren Sedimenten, die reich an organischem Material sind, bedeutenden P-Senken dar. Die primäre Quelle von Phosphor sind die magmatischen Gesteine (► Tab. 12.1). Durch biochemische Verwitterung gelangt P in die Flüsse und schließlich ins Meer.

Die große wirtschaftliche Bedeutung des Phosphors liegt in der Nutzung als Bestandteil von Dünger. Dies hat die negative Konsequenz, dass heute die Flüsse dem Ozean weltweit neben ca. 3 Mt a^{-1} P aus natürlichen Quellen zusätzlich 14 Mt a^{-1} aufgrund der exzessiven Anwendung als Dünger zuführen.

15.5 Der biogene Faktor – Hat Gaia die Erde bewohnbar gemacht?

Die Biosphäre ist in ihrer Verbreitung eng an die Hydro- und Atmosphäre gebunden. Allerdings gibt es Hinweise dafür, dass Bakterien im Porenwasser von Sedimenten bis in größere Tiefen an den diageneratischen Prozessen beteiligt sind. In den vorangegangenen Abschnitten wurde auf den Einfluss hingewiesen, den die Hydro- und Atmosphäre, aber indirekt auch die festen Erdphasen auf die Lebewelt haben. Für uns Menschen sind diese Einflüsse auf unseren Lebensraum in Form von Überflutungen, Unwettern, Dürren etc. vertraut. Nicht so verbreitet ist das Bewusstsein, dass die Biosphäre ihrerseits einen entscheidenden Faktor im System Erde darstellt. Im Folgenden sind die wichtigsten Prozesse aufgelistet (verändert nach Margulis & West 1993, vgl. auch ► Kap. 7 und ► Abschn. 15.3):

- O_2 -Entstehung durch Photosynthese,
- Bindung und Versenkung des Treibhausgases CO_2 ,
- Bildung von Methan (ein Treibhausgas, welches auch die Ozonschicht und damit die UV-Strahlungsintensität beeinflusst),
- Bindung des verfügbaren Phosphors in der Biomasse,
- Veränderung der kontinentalen Albedo durch die Pflanzendecke,
- Beschleunigung der Erosion durch biogene Verwitterung (► Kap. 3),
- Beeinflussung von Erosion und Oberflächenabfluss durch die Pflanzendecke,
- bakterielle Aktivität bei der Bildung sedimentärer Lagerstätten (z. B. BIF, ► Abschn. 14.3).

1965 formulierte James E. Lovelock die **Gaia-Hypothese**, die eine biogene Kontrolle der atmosphärischen Zusammensetzung und Temperatur beinhaltet. Angesichts der vielfältigen Einflussnahmen der Biosphäre auf das System Erde, von denen wir einige oben genannt haben, erscheint diese als eine sehr komplexe Lebensgemeinschaft, die die frühe Erde besiedelt hat und die Lebensbedingungen seitdem kontrolliert. Ohne den „Superorganismus“ Gaia würden die Oberflächenbedingungen der Erde denen ihrer Nachbarn Venus oder Mars – mit hohem CO₂-Gehalt, wenig Stickstoff und sehr trocken – ähneln. Der jüngste „Trick“ von Gaia ist das Auftreten des Menschen. Seine Bedürfnisse gegenüber dem System Erde und sein Einfluss auf das System Erde sind Gegenstand des folgenden Kapitels.

Literatur

- Berner RA (1999) A new look at the long-term carbon cycle. *GSA Today* 9(11):1–6
- Church JA, White NJ (2006) A 20th century acceleration in global sea-level rise. *Geophys. Res. Lett.* 33:L01602
- Delmas RJ (1992) Environmental information from ice cores. *Rev Geophys* 30(1):1–21
- Hay WW (1996) Tectonics and climate. *Geol Rundsch* 85(3):409–437
- Kump LR, Kasting JF, Crane RG (1999) The Earth system. Prentice Hall, New York 351 S
- Lozan JL, Grabl H, Hupfer P (Hrsg., 2007) Global change: enough water for all? 2. Aufl. Verlag Wissenschaftliche Auswertungen, Hamburg, 384 S
- Mitchum Jr. RM, Vail PR (1977) Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 7, Seismic stratigraphic interpretation procedure. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.* 26:135–143
- Mitrovica JX, Tamisiea ME, Davis JL, Milne GA (2001) Recent mass balance of polar ice sheets inferred from patterns of global sea-level change. *Nature* 409:1026–1029
- Mitrovica JX, Milne GA (2002) On the origin of late Holocene sea-level highstands within equatorial ocean basins. *Quat. Sci. Rev.* 21:2179–2190
- Pang KD, Yau KK (2002) Ancient observations link changes in Sun's brightness and Earth's climate. *EOS* 83(43):481 und 489–90
- Petit JR, Jouzel J, Raynaud D, Barkov NI, Barnola JM, Basile I, Delmotte M (1999) Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature* 399(6735):429–436
- Pitman III WC (1978) Relationship between eustacy and stratigraphic sequences of passive margins. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 89:1389–1403
- Ross CA, Ross JRP (1995) Permian sequence stratigraphy. In: Scholle PA et al. (Hrsg.) *The Permian of northern Pangea* 1. Springer, Berlin, Band, (pp. 98–123)
- Shaviv NJ, Veizer J (2003) Celestial driver of Phanerozoic climate?. *GSA Today* 13:4–10
- Thiede J, Tiedemann R (1998) Natürliche Klimaveränderungen – Umkippen zu einer neuen Kaltzeit? In: Lozán JL, Graßl H, Hupfer P (Hrsg.) *Warnsignal Klima - Wissenschaftliche Fakten. Wissenschaftliche Auswertungen*, Hamburg, (pp. 190–196 S)
- Tissot B, Welte H (1984) Petroleum formation and occurrence. 2. Aufl. Springer Verlag, Heidelberg, 536 S
- Todd RG, Mitchum Jr. RM (1977) Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 8, Identification of Upper Triassic, Jurassic, and Lower Cretaceous seismic sequences in Gulf of Mexico and offshore West Africa. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.* 26:145–163
- Warrick RA et al. (1996) Changes in sea level. In: Watson RT et al. (Hrsg.) *Climate Change 1995-Impacts, adaptions and mitigations of climate change*. Cambridge University Press, Cambridge, 359–405
- Zachos J, Pagani M, Sloan L, Thomas E, Billups K (2001) Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science* 292(5517):686–693

Weiterführende Literatur

- Berger A (Hrsg., 1989) *Understanding climate change*. American Geophysical Union, Washington, D.C., 187 S
- Condie KC (2011) *Earth as an Evolving Planetary System*. 2. Aufl. Academic Press, Amsterdam (pp. 578 S)
- Einsele G, Ricken W, Seilacher A (Hrsg.) (1991) *Cycles and events in stratigraphy*. Heidelberg, Springer Verlag, 955 S
- Eickli O, Breitkreuz C (2016) *Die Entwicklung des Systems Erde*. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg, 296 S
- Emery D, Bertram G (Hrsg., 2001) *Sequence stratigraphy*. Blackwell Science, Oxford, pp. 297 S
- Finkl CW, Fairbridge RW (Hrsg.) (1995) *Holocene cycles: climate, Fort Lauderdale, Fla., sea levels and sedimentation – Coastal Education & Research Foundation (CERF)*, 402 S
- Hüttl RFJ (Hrsg.) (2011) *Ein Pkplanet voller Überraschungen: Neue Einblicke in das System Erde*. Heidelberg, Spektrum Akademischer Verlag, 320 S
- Jacobson MC, Charlson RJ, Rohde H, Orians GH (2003) *Earth Systems Science. From biogeochemical cycles to global change*. Academic Press, Amsterdam, 527 S
- Klein GDV (Hrsg.) (1994) *Pangea: paleoclimate, tectonics, and sedimentation during accretion, zenith, and breakup of a supercontinent*. Boulder, Colo, Geological Soc. of America, 295 S
- Kump LR, Kasting JF, Crane RG (2009) *The earth system*, 3. Aufl. Pearson Education Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ, 432 S
- Mackenzie FT (2010) *Our changing planet: An introduction to Earth System Science and Global Environmental Change*. Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ, 579 S
- Oschmann W (2016) *Evolution der Erde*. UTB, Stuttgart, 383 S
- Williams RG, Follows MJ (2011) *Ocean Dynamics and the Carbon Cycle. Principles and Mechanisms*. Cambridge University Press, Cambridge, 404 S

Der Mensch im System Erde

16.1 Natürliche Gefahren – 398

16.1.1 Erdbeben – 398

16.1.2 Tsunami – 400

16.1.3 Vulkanische Gefahren – 403

16.1.4 Hurrikane – 406

16.2 Umwelt und Klima – 406

16.3 Rohstoffe – 409

16.4 Lagerstättenkunde – 411

16.4.1 Lagerstättenexploration – 416

Literatur – 416

Der Mensch nutzt die Erde als Lebensraum und zur Ernährung, er hat Bedarf an Rohstoffen, er greift in die Natur ein, gebraucht die Erde als Mülldeponie und will sich vor den natürlichen Gefahren schützen. Wir geben im Folgenden einen Überblick, der einerseits die Rolle des Faktors Mensch im System Erde aufzeigt und andererseits die von der Gesellschaft an die Geowissenschaften gestellten Anforderungen und Aufgaben skizziert.

16.1 Natürliche Gefahren

Die wichtigsten natürlichen Gefahren sind Erdbeben, Rutschungen, Felsstürze, Erosion, Überflutungen, Stürme, Vulkanausbrüche und Tsunami (► Tab. 16.1). Der Begriff **Gefahr** ist mit einer Eintreffenswahrscheinlichkeit verknüpft und beinhaltet nicht abwendbare Ereignisse. Das **Risiko** bezieht sich auf z. B. durch entsprechende Besiedlung oder Baumaßnahmen abwendbare Schäden. Für ein Gebiet ohne menschliche Güter im weitesten Sinne ist das Risiko = 0, trotz möglicher Gefahren.

Am Beispiel von Erdbeben, Tsunami, Vulkanausbrüchen und Hurrikanen werden im Folgenden die Methoden der Gefährdungsabschätzung und Schadensminderung erläutert.

16.1.1 Erdbeben

Die Erdbebenforschung umfasst eine große Zahl von Parametern, wie z. B. das Geschwindigkeitsverhältnis von P- und S-Wellen, welches die elastischen Eigenschaften des Untergrundes widerspiegelt. Weiterhin werden die elektrische Leitfähigkeit, Gasemissionen und Deformationen gemessen. Ein häufig verwandelter Parameter zur Erdbebenvorhersage ist die **Seismizität** (Erdbebentätigkeit), und hierbei vor allem die Mikrobebentätigkeit in einem Gebiet (► Kasten 9.1).

Die erdbebenreichen Gebiete und der Grund ihrer Position sind inzwischen gut bekannt (► Abb. 10.1 und 10.2). Satellitengestützte **Interferometrie** erlaubt eine Rekonstruktion des vertikalen Versatzes, den ein Erdbeben an der Erdoberfläche verursacht (► Abb. 16.1). Auch kennen wir inzwischen die Abhängigkeit zwischen Häufigkeit und Magnitude von Erdbeben (► Abb. 16.2a) und die möglichen Folgen in der Umgebung des Epizentrums

(► Abb. 12.2b). Langfristige Vorhersagen liegen im Zeitraum von einer bis mehreren Dekaden und sind heute recht verlässlich. Mittelfristige Vorhersagen beziehen sich auf einige Jahre (► Abb. 10.20). Das Problem einer gesicherten kurzfristigen Vorhersage, die den Zeitraum von Wochen, Tagen und Stunden betrifft, ist noch ungelöst. In den 1970er Jahren herrschte eine Euphorie über die Vorhersagbarkeit von Erdbeben mithilfe der Vorläuferphänomene, neuere Daten haben leider zu einer Ernüchterung geführt. Vielversprechend scheint die Identifikation von **seismischen Ruhephasen** zu sein, welche großen Beben vorausgehen. Diese „Ruhe vor dem Sturm“, also das deutliche Nachlassen von Mikrobeben (i. d. R. Magnitude ≤ 4), ist in einigen Fällen 1–2 Jahre vor einem großen Erdbeben festgestellt worden.

Die langfristigen Beobachtungen der Erdbebentätigkeit werden in Epizentrenkarten dargestellt (► Abb. 16.3). Diese bilden die Grundlage zur Einschätzung möglicher Erdbebenschäden. Neben der Beobachtung und Vorhersage ist **Schadensminderung** („mitigation“) in Erdbebengebieten wichtig. U. a. werden hierzu geologische Karten bei der Standortplanung von Bauvorhaben herangezogen. Wassergesättigter unkonsolidierter Untergrund z. B., wie Sande in Flussauen, büßt bei einem Erdbeben durch Liquifaktion seine Standfestigkeit völlig ein (vgl. ► Abschn. 5.2; ► Abb. 16.2b). Bei einem Erdbeben können Gebäude auf solchem Untergrund regelrecht versinken, leere Öltanks auftauchen.

► Tab. 16.1 Todesopfer durch Naturkatastrophen im 20. Jh. (Stand 1989)*

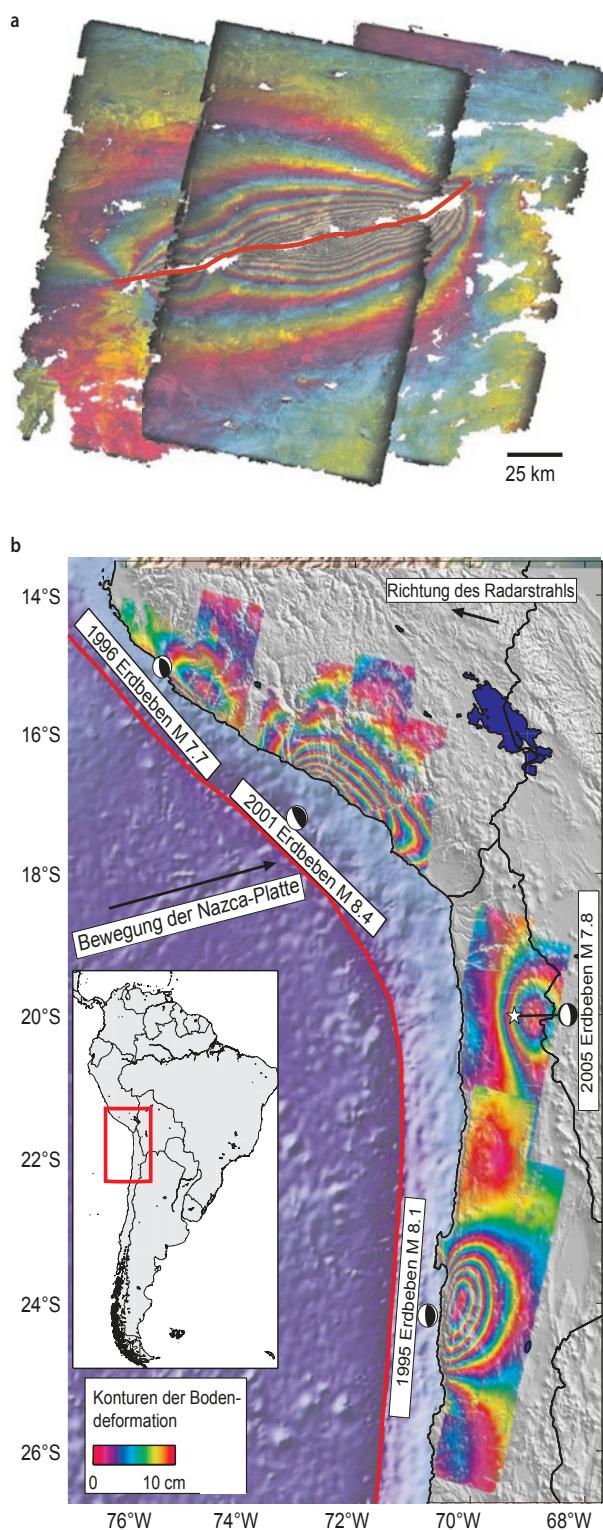
Katastrophe	Todesopfer in Millionen	Todesopfer in %
Erdbeben	2,08	50,9
Überschwemmungen	1,21	29,7
Stürme	0,69	16,9
Vulkanausbrüche	0,07	1,9
Tsunami	0,02	0,5
Erdrutsche	0,004	0,1
Gesamt: 4,074		

*Quelle: Daten des Science Council of Japan, 1989, aus Warnecke et al. (1991)

16.1 · Natürliche Gefahren

■ Abb. 16.1 Mithilfe der Interferometrie kann der vertikale Versatz der Erdoberfläche als Folge von Erdbeben dargestellt werden. Hierzu werden Satellitenaufnahmen (ERS-2) miteinander verglichen, die vor und nach dem Beben entstanden sind. (a) zeigt das Interferogramm des Mani-Erdbebens in Tibet (8.11.1997; Magnitude 7,6). Jeder Farbstreifen (also beispielsweise von rot zu rot) entspricht hier einem Betrag von ca. 2,8 cm Bodenversatz. Die eingezeichnete rote Linie zeigt den Verlauf der Störung, an der das Beben abgelaufen ist (aus Peltzer et al. 1999). (b) Interferogramme von großen Erdbeben in den zentralen Anden zwischen 1992 und 2005 (ERS-1, ERS-2 und Envisat-Radar-Satellitenaufnahmen der ESA), dargestellt auf einem digitalen Höhenmodell des südamerikanischen Kontinentalrandes. Hier repräsentiert ein Farbzyklus 10 cm Vertikalversatz; zum Verständnis der „beach balls“ siehe

■ Abb. 11.19 (Bildrechte: aus Pritchard et al. 2006, 2007)



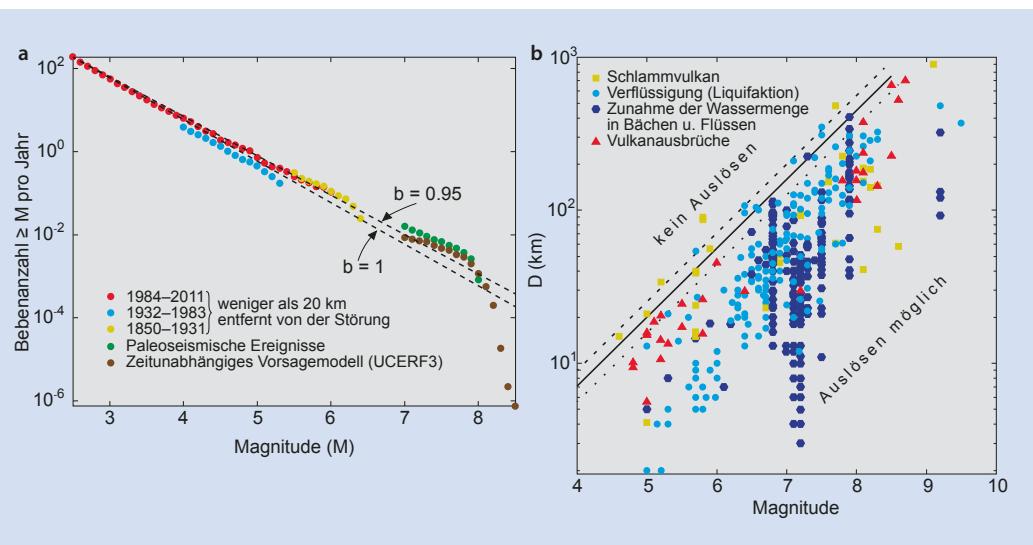


Abb. 16.2 (a) Erdbeben-Magnitude M aufgetragen gegen die Anzahl der pro Jahr im südlichen San-Andreas-Störungssystem (s. Abb. 11.29) auftretenden Beben, die oberhalb der jeweiligen Magnitude liegen: Große Erdbeben sind also systematisch seltener als kleine; der b-Wert gibt die Steigung der Ausgleichsgeraden an (Bildrechte: Page & Felzer 2015); (b) Diagramm Magnitude vs. maximaler Entfernung vom Epizentrum, bei der bestimmte Prozesse ausgelöst werden können (Bildrechte nach Manga et al. 2009)

Die Zahl der Todesopfer durch Erdbeben hat durch erdbebensicheres Bauen abgenommen. Der Schaden durch Erdbeben steigt hingegen stark an, da in einigen Erdbebenzonen von Jahr zu Jahr mehr Menschen leben und mehr Wirtschaft konzentriert wird (vgl. Abb. 16.5 mit Abb. 10.1). Während die Erdbebenschäden in den 70er Jahren des 20. Jh. weltweit unter 5 Mrd. US\$ blieben, hat alleine das Kobe-Erdbeben 1995 in Japan einen Schaden von 100 Mrd. US\$ verursacht. Versicherungsunternehmen haben für den Fall eines großen Erdbebens im Raum Tokyo, abgesehen vom menschlichen Leid, einen volkswirtschaftlichen Schaden in der unvorstellbaren Höhe von 3,3 Billionen Dollar kalkuliert. Die Auswirkung solch eines lokalen geologischen Ereignisses auf die Weltwirtschaft und damit auf die Weltbevölkerung wäre immens und unterstreicht die große Bedeutung der Erdbebenforschung.

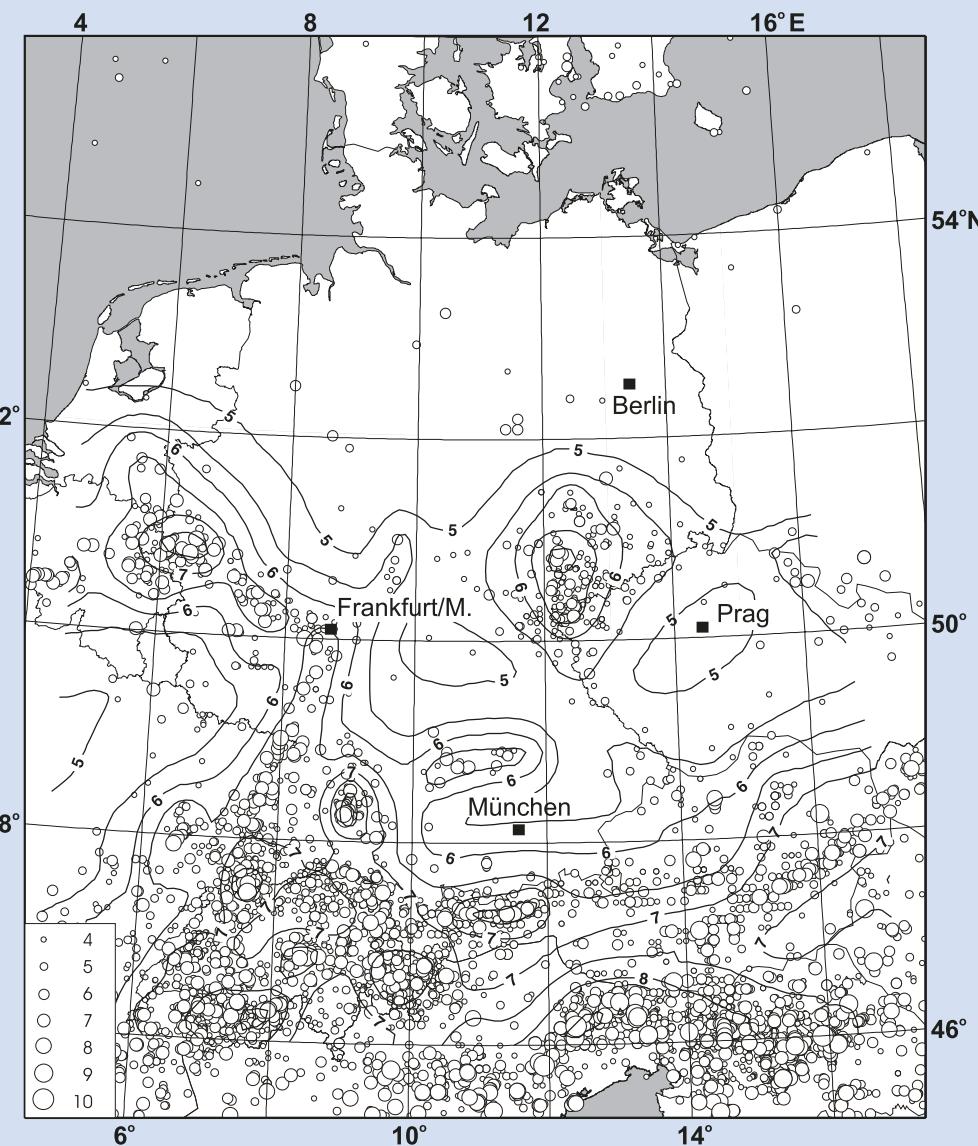
16

16.1.2 Tsunami

Nicht zuletzt die Tsunamieignisse am 26. Dezember 2004 im Indischen Ozean sowie am 11. März 2011 in Nordjapan haben der Menschheit vor Augen

geführt, welch zerstörerische Gefahr von Tsunami ausgeht (Abb. 16.4; ▶ Abschn. 6.3). Die Wirkung der dem Prozess ohnehin innewohnenden Gewalt wird noch dadurch sehr verstärkt, dass immer mehr Menschen in Küstennähe siedeln. Eine große Zahl von großen und sehr großen Städten, sog. Megacities (Abb. 16.5), befindet sich an tsunamigefährdeten Küsten. Dazu gehören beispielsweise Jakarta auf der Insel Java, Indonesien, und der Großraum Los Angeles, USA. Der Tsunami vom März 2011 in Japan hat gezeigt, dass die dem Tsunami eigene zerstörerische Wirkung einhergeht mit sekundären Gefährdungen durch ausgedehnte Brände oder die Zerstörung von Industrieanlagen und die erst daraus resultierende Kontamination der Umwelt.

Die Reaktorunfälle in Fukushima, Nordjapan, infolge des Bebens vom März 2011 sind ein geeignetes Beispiel für diese sekundären Effekte. Das Erdbeben mit der Stärke M 9,0 führte zu einer automatischen Abschaltung der Reaktoren. Der durch das Beben erzeugte Tsunami zerstörte wenige Minuten später die Stromversorgung, die für die Aufrechterhaltung der Kühlung der Brennstäbe notwendig ist. Lange Küstenabschnitte Japans – und auch



■ Abb. 16.3 Epizentrenkarte von Deutschland und angrenzenden Gebieten (vgl. ■ Abb. 11.17). Die Größe der Kreise bezieht sich auf die Epizentralintensität. Diese ist ein Maß für die Erdbebenwirkung an der Erdoberfläche und wird in 12 Grade unterteilt. Ab Grad 3 sind die Erdbeben von Personen spürbar, ab Grad 6 treten Schäden auf. In dieser Karte sind alle bekannten Beben ab Grad 4 eingetragen, wobei die Dokumentation von Beben höherer Intensität bis zu 1000 Jahre zurückreicht. In der Karte sind darüber hinaus Isoseisten eingetragen. Dies sind Linien gleicher Intensität bezogen auf ein Gefährdungsniveau von 10 % der Auftretens- oder Überschreitenswahrscheinlichkeit innerhalb von 50 Jahren (Bildrechte: umgezeichnet nach Bosse & Grünthal 1996)

**b**

Abb. 16.4 Im Falle eines Erdbebens ist es wichtig, Schutz zu suchen. Am besten verlässt man das Haus und begibt sich an einen sicheren Ort. Da man ein höheres Haus nicht so schnell verlassen kann, suche man Schutz unter einem kräftigen Tisch oder in einem Durchgang zwischen zwei Räumen. Befindet man sich an der Küste, sollte man im Falle eines starken Bebens sofort und so schnell wie möglich auf natürliche Höhen flüchten. Dort muss man einige Stunden verweilen, denn es können auch noch mit großer Verzögerung weitere Wellen kommen. An vielen tsunamigefährdeten Küsten gibt es inzwischen Hinweisschilder, die Tsunamifluchtrouten ausweisen. Direkt nach der Ankunft mache man sich unbedingt mit diesen vertraut (Bildrechte: verändert nach L. Dengler, Humboldt State University, Kalifornien, USA); (b) Hinweisschild auf eine Tsunamifluchtroute an der Pazifikküste der USA in Oregon

alle küstennahen Kernkraftwerke – sind wegen der gut bekannten Tsunamigefahr durch Schutzwälle, sog. Tsunamimauern, geschützt. Diese können die Tsunami nicht abhalten, sie können nur die zerstörerische Kraft beim Auflaufen mindern. Diese Mauern waren jedoch in Fukushima niedriger als bei anderen küstennahen Kernkraftwerken.

Eine Abschätzung der möglichen Dimensionen von Tsunami an gefährdeten Küsten ist abgesehen von ihrer wissenschaftlichen Bedeutung (► Abschn. 6.3) wichtig als Grundlage für Tsunamimeldungen und für die Planung und Einrichtung von Evakuierungsplänen und -routen. Darüber hinaus sollten sie in diesen Regionen ganz allgemein Eingang in Bebauungspläne und den Küstenschutz finden.

Tsunamifrühwarnsysteme wie das DART-2-System im Pazifik sowie das im Aufbau befindliche System für den Indischen Ozean registrieren Erdbeben und möglicherweise entstehende Tsunami mithilfe von Sensoren am Meeresboden, Messbojen und Satellitenbeobachtungen. Via Satellit werden die Daten an ein zentrales Rechenzentrum übertragen und fließen fast in Echtzeit in Computersimulationen der Tsunamiausbreitung und des Auflaufens ein. Auf der Grundlage der Simulationsergebnisse können dann Tsunamiwarnungen für bestimmte Küstensegmente ausgesprochen werden und zumindest Evakuierungsmaßnahmen (► Abb. 16.14) vorbereitet und durchgeführt werden.

Historische Aufzeichnungen liefern für betroffene Küsten nur ein Bild der letzten wenigen

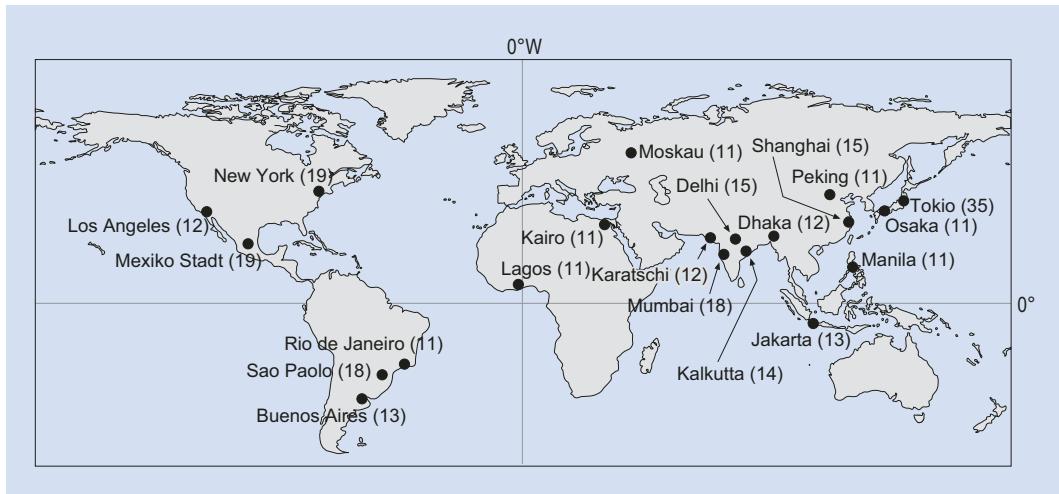


Abb. 16.5 Im Jahr 2005 gab es 20 Megacities auf der Erde. Die Zahlen in Klammern hinter den Städtenamen geben die Anzahl der Einwohner in Millionen an. Megacities sind Städte mit mehr als 10 Mio. Einwohnern. Derzeit leben etwa 10 % aller Stadtbewohner in Megacities, auf Städte mit 5–10 Millionen Einwohnern entfallen 7 %. Jedoch verfügt nur etwa die Hälfte aller Haushalte über eine dauerhaft gebaute Bleibe, die andere Hälfte lebt in provisorischen Unterkünften. Immerhin haben mehr als 90 % der städtischen Haushalte einen Zugang zu Trinkwasser. Große Städte stellen hohe Ansprüche an die Wasserversorgung aus dem Grundwasser, die sehr häufig nicht im Gleichgewicht mit der natürlichen Grundwasserneubildung stehen und damit langfristig nicht befriedigt werden können (vgl. ▶ Abschn. 4.1). Zudem kann von Ballungsräumen ein erhebliches Kontaminationsrisiko für das Grundwasser ausgehen. Das Flächenwachstum der Städte versiegelt häufig wertvolle Ackerfläche und behindert die Grundwasserneubildung durch Versickerung. Auch steht es in Konkurrenz mit den natürlichen Lebensräumen von Flora und Fauna. Neben den im Text erwähnten Tsunami, die einige Küstenstädte bedrohen können, stellt der im Zuge der globalen Erwärmung zwangsläufig eintretende Anstieg des Meeresspiegels eine weitere, langfristige, Bedrohung dar – in diesem Jahrhundert ist ein Anstieg um 30 bis 60 cm wahrscheinlich (Abb. 15.1) (Bildrechte: verändert nach Bundeszentrale für politische Bildung 2011)

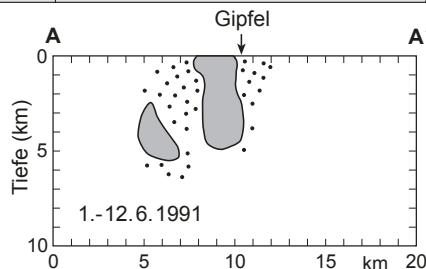
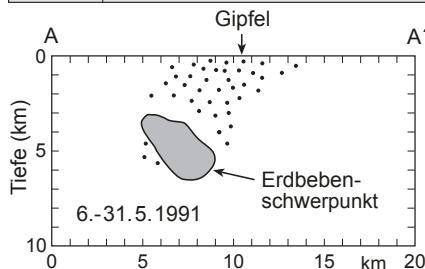
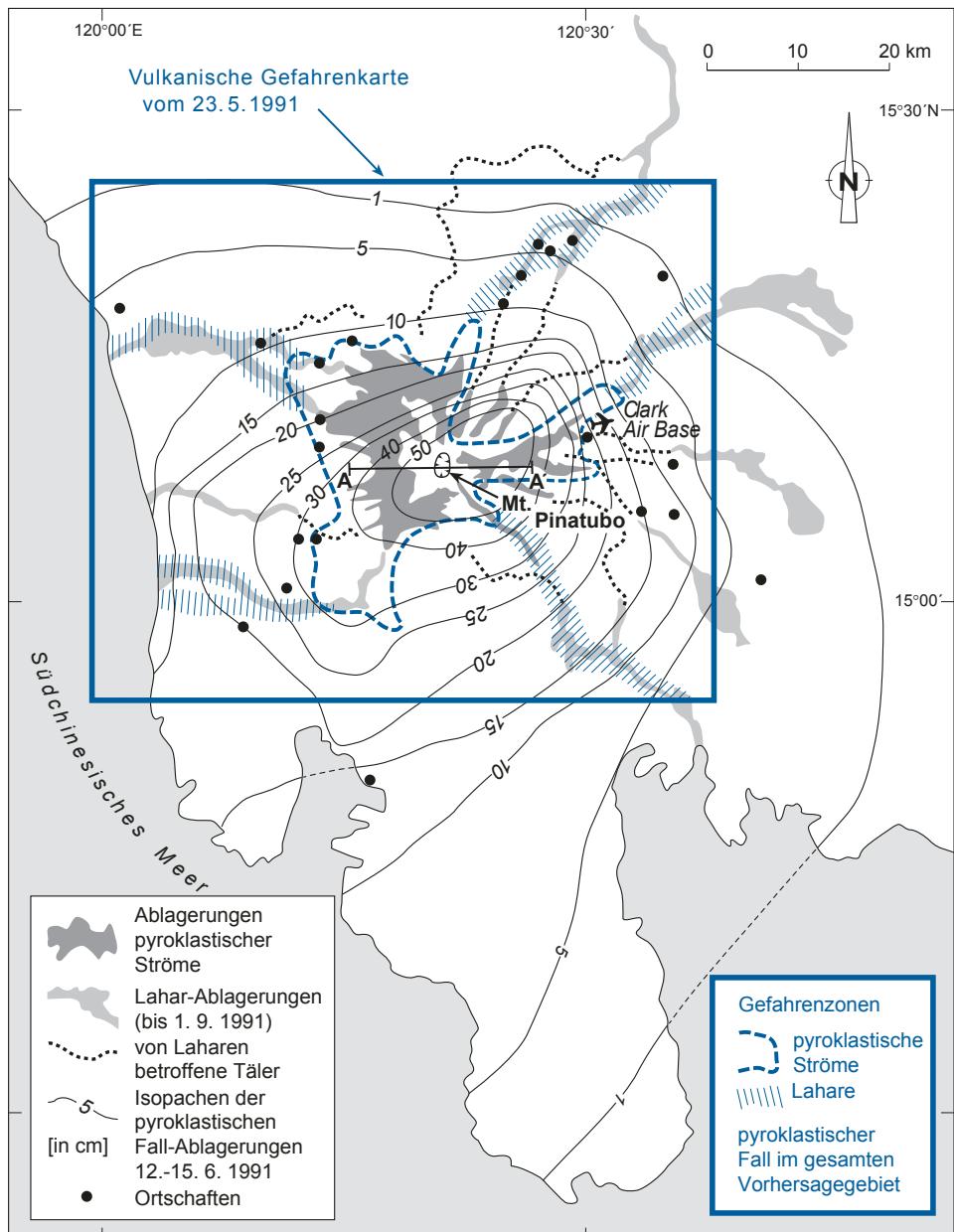
Jahrhunderte. Für die Abschätzung von Wiederholungsintervallen und Gefährdungspotenzialen ist eine gute Kenntnis der Paläotsunamigeschichte von großer Bedeutung. Sie ist aber für die meisten Küsten noch nicht gegeben.

16.1.3 Vulkanische Gefahren

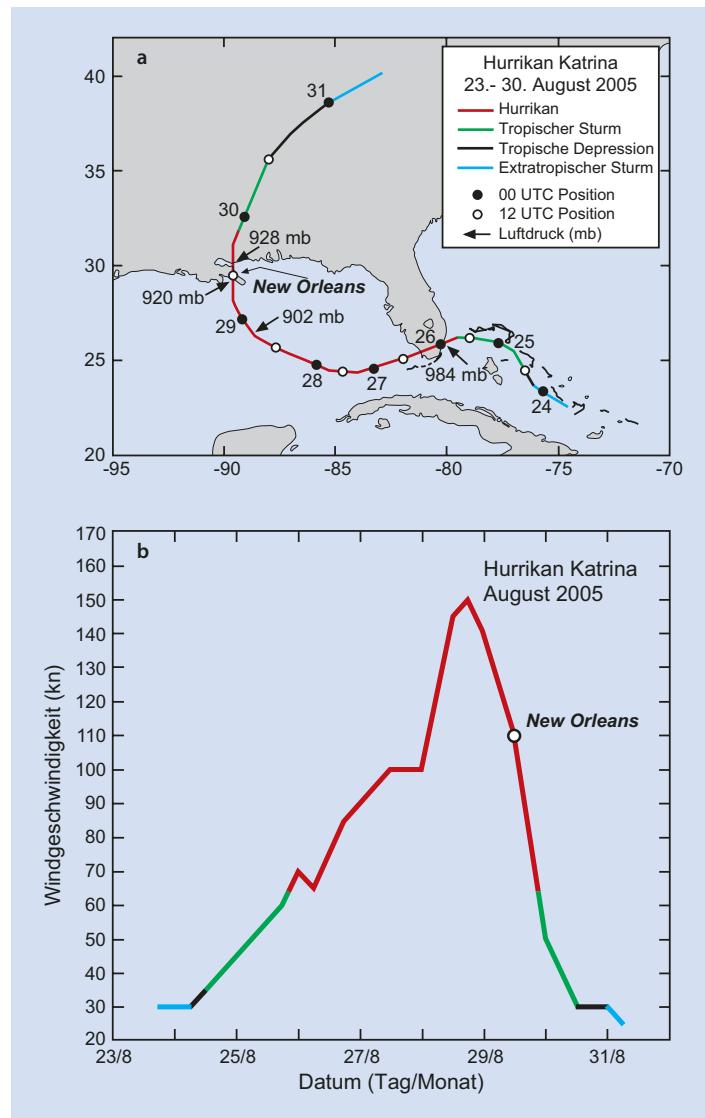
Die Gefährdungsabschätzung („hazard assessment“) und die Überwachung („monitoring“) ist in dicht besiedelten Zonen mit aktivem Vulkanismus eine bedeutende Aufgabe der Geowissenschaften. Megacities wie Mexiko-Stadt (Abb. 16.5) und andere große Städte, wie z. B. Quito in Ecuador, sind von aktiven Vulkanen geradezu umstellt. Aber auch in dünn besiedelten Gebieten ist die Überwachung vulkanischer Aktivität wichtig, z. B. für die Flugsicherheit. Zur Abschätzung des Gefahrenpotenzials eines

Vulkans ist eine Kartierung und Datierung der vulkanischen und sedimentären Ablagerungen notwendig, um Aussagen über die Ausbruchshäufigkeit, die typische Ausbruchsart und die Reichweite der vulkanischen und sedimentären Produkte treffen zu können. Bei der Überwachung eines aktiven oder zu neuem Leben erwachten Vulkans kommen verschiedene Methoden, wie Seismologie, Geodäsie, Fernerkundung (SO_2 -Emission, Infrarotstrahlung) und Messung vulkanischer Gase, zur Anwendung. Die größte Gefährdung geht von pyroklastischen Strömen und Laharen aus (Abb. 16.6, vgl. auch ▶ Abschn. 12.3).

Gerade bei Vulkanen mit langen Ruhephasen (mehr als 100 a) ist eine verlässliche Prognose des Ausbruchszeitpunktes und der Heftigkeit der Eruption problematisch. Auch die Vorhersage des Eruptionsendes bei tätigen Vulkanen ist nicht einfach. Bei einigen Ausbrüchen haben



■ Abb. 16.7 Weg und Intensität des Hurrikans Katrina (a) sowie der Verlauf seiner Geschwindigkeit (b) im nördlichen Golf von Mexiko vom 23. bis 31. August 2005. Entlang seines Weges nahm der Sturm beständig an Intensität zu und entwickelte sich in drei Stadien (extratropischer Sturm, tropische Depression, tropischer Sturm) zum Hurrikan. Nach dem Landfall bei New Orleans bewegte sich der Hurrikan ausschließlich über Festlandflächen hinweg und nahm daher rasch an Intensität ab; $kn = \text{Knoten}$, $1 kn = 1,85 \text{ km h}^{-1}$; UTC = Koordinierte Weltzeit („Coordinated Universal Time“). (Bildrechte: verändert nach Knapp et al. 2005)



◀ ■ Abb. 16.6 Nach 400 Jahren erwachte der philippinische Mt. Pinatubo am 2. April 1991 mit kleinen phreatischen Explosionen. Da von dem „schlafenden“ Vulkan keine Gefahrenkarte existierte, haben der philippinische und der US-amerikanische geologische Dienst in der kurzen Zeit zwischen dem Erwachen des Vulkans und dem großen Ausbruch (9.–15.6.1991) eine Gefährdungsabschätzung durchgeführt (Karte vom 23.5.1991, in blau). Der Vergleich der Gefährdungszonen vom 23.5.1991 mit der tatsächlichen Verbreitung von pyroklastischen Ablagerungen und Laharen bis 1.9.1991 zeigt trotz der gebotenen Eile eine gute Übereinstimmung; die parallel laufende, intensive Beobachtung („monitoring“) des Vulkans führte am 7.6.1991 zur Ausrufung der 4. Alarmstufe „Eruption innerhalb von 24 Stunden möglich“ sowie zur Evakuierung von 58.000 Menschen. Anhand der seismischen Aktivität konnte der Magmenaufstieg kurz vor dem Ausbruch verfolgt werden (unten). Die starke Laharaktivität wurde von schweren Unwettern mit viel Niederschlag verursacht. Während des Ausbruchshöhepunkts zog das Zentrum des Taifuns Yutu nur 50 km entfernt vorbei. Obwohl der Pinatubo-Ausbruch der zweitgrößte des 20. Jh. war, sind in dem dicht besiedelten Gebiet aufgrund der erfolgreichen Ausbruchsabschätzung und -vorhersage „nur“ 320 Menschen umgekommen. Die meisten von ihnen sind von Haudächern begraben worden, welche unter der Last der regennassen pyroklastischen Falldecke zusammenbrachen (Bildrechte: nach Pinatubo Volcano Observatory Team 1991)

Kommunikationsprobleme zwischen Wissenschaftlern, Presse und Administration sowie administrative Fehlentscheidungen zu den katastrophalen Folgen beigetragen.

16.1.4 Hurrikane

Tropische Stürme und Wirbelstürme erreichen sehr hohe Windgeschwindigkeiten und daraus resultieren entsprechende Wasserströmungsgeschwindigkeiten und Wellenhöhen. Hurrikane sind Wirbelstürme, die auch als Zyklone bezeichnet werden. Man unterscheidet außertropische und tropische Zyklone, die im Atlantik als Hurrikan (vom span. Wort „huracán“, Wirbelsturm) und im Pazifik als Taifun bezeichnet werden (vom chinesischen Begriff „taifung“ = großer Wind). Außertropische Wirbelstürme bilden sich entlang der Grenze zwischen kalten und wärmeren Luftmassen, insbesondere entlang der Front zwischen den Polar- und den Ferrel-Zellen (► Kap. 2, □ Abb. 2.2). Tropische Zyklone bilden sich hingegen innerhalb einer warmen Luftmasse. Für eine Klassifikation als Hurrikan oder Taifun werden laut Definition Windgeschwindigkeiten von mindestens 118 km h^{-1} verlangt.

Ein Hurrikan entsteht zumeist aus einer kleinen „tropischen Depression“, einem Niedrigdruckgebiet innerhalb einer wellenförmigen atmosphärischen Anomalie („easterly wave“) in den von Osten wehenden Passatwinden. Im Atlantik kommen die Passatwinde recht „trocken“, also arm an Luftfeuchtigkeit, vom afrikanischen Kontinent. Werden die Luftmassen, die diese Anomalie enthalten, über den bis zu 26°C warmen tropischen Wassermassen im zentralen Atlantik ausreichend erwärmt, entstehen zirkulare Winde in der Umgebung der Depression und warme, feuchtere Luft wird von der Meeresoberfläche in die Depression gleichsam hineingesogen. Beim Aufstieg kondensiert die relativ große Menge an Luftfeuchtigkeit, was wiederum latente Energie in erheblichem Umfang freisetzt (► Kasten 13.1). Diese treibt als kinetische Energie den Sturm an. In Zyklonen wird etwa 2–4 % der Kondensationsenergie in Luftbewegung umgesetzt und nicht in Wärme! Dieser embryonale Sturm kann unter idealen Bedingungen innerhalb von 3 Tagen zu einem Hurrikan anwachsen.

Aus der Kondensation der Luftfeuchtigkeit ergeben sich z. T. sintflutartige Regenfälle, bei

denen mehr als 2,5 cm Niederschlag pro Stunde fallen können. Bis zu 20 Mrd. t Wasser können so im Verlauf eines Tages abregnen! Ein Hurrikan kann an einem Tag 2.400 Billionen Kilowatt Energie erzeugen, eine Energiemenge, die in etwa dem Verbrauch der USA in einem Jahr entspricht. Es ist am Ende die Sonnenenergie, die diesen Sturmzyklus von Energieabsorption, Evaporation, Kondensation und Umwandlung in kinetische Energie antreibt.

Im August 2005 verursachte der Hurrikan Katrina große Zerstörungen in der amerikanischen Stadt New Orleans und ihrer Umgebung. Der Sturm näherte sich der Stadt von Süden und erreichte maximale Windgeschwindigkeiten von ca. 150 kn ($1 \text{ Knoten} = 1,85 \text{ km h}^{-1}$) wenige Stunden vor Landfall (► Abb. 16.7). Der Hurrikan Camille erzeugte 1969 im Golf von Mexiko oberflächliche Meeresströmungen von bis zu 160 cm s^{-1} ($5,76 \text{ km h}^{-1}$). Lokal wurde die Sedimentoberfläche des Meeresbodens durch Erosion um 2 m gesenkt, an anderen Stellen akkumulierte dieses Sediment und führte zu einer Abnahme der Wassertiefe von bis zu 10 m.

16.2 Umwelt und Klima

Seit den 1970er Jahren hat sich das Bewusstsein des Menschen für seine Umwelt und das Ausmaß der von ihm verursachten Schäden enorm erweitert. Der Mensch ist gleichermaßen Täter und Opfer seiner Eingriffe in natürliche Kreisläufe. Das Ausmaß dieser Eingriffe bewegt manche Wissenschaftler bereits dazu, die Epoche des Holozäns für beendet zu erklären und das **Anthropozän** auszurufen. Im Zusammenhang mit diesen Veränderungen ist in den Geowissenschaften mit der **Umweltgeologie** ein neues Betätigungsgebiet von großer gesellschaftlicher Relevanz entstanden.

Die Landoberfläche wird von den Menschen als Lebens- und Erholungsraum, für die Landwirtschaft, zur Rohstoffgewinnung und -sicherung sowie zur Trinkwassergewinnung und zum Trinkwasserschutz genutzt. Bei der **Nutzungsplanung** dieser i. W. nicht vergrößerbaren Fläche spielen geowissenschaftliche Kenntnisse eine zentrale Rolle. Hierbei werden computergestützte Geoinformationssysteme (GIS) zur Datenerfassung, -bearbeitung und -darstellung verwendet.

Die genannten Nutzungen stehen, zumal in dicht besiedelten Gebieten wie Deutschland, in Konkurrenz zueinander. Beispielsweise führt eine intensive Landwirtschaft durch Überdüngung zu einer Gefährdung von Grundwasservorräten. Der Schutz von Grundwasser und Oberflächengewässern hat auch Vorrang vor einer rohstofflichen Nutzung einer Fläche, z. B. als Sand- und Kiesgrube (vgl. ▶ **Kasten 4.1**). Dies betrifft auch die Auffindung, Erfassung und mögliche Sanierung von **Altlasten** (alte Deponien und Industriestandorte).

Geowissenschaftlicher Sachverstand ist ebenfalls gefragt bei der **Umweltverträglichkeitsprüfung** (UVP), die bei der Planung von neuen Industriestandorten, Deponien, Abwasserleitungen und -anlagen, von anderen Bauwerken, sowie von Grundwasser- und Rohstoffentnahme etc. gesetzlich vorgeschrieben ist. In das Feld der Geologie fällt weiterhin die Bewertung und Beobachtung von Tiefdeponien, z. B. für radioaktiven Sondermüll, in Bergwerken, Kavernen und Bohrlöchern. Ein weiteres geowissenschaftliches Aufgabengebiet ist die Abschätzung der Umweltgefährdung durch Lagerstätten sowie deren umweltschonende Gewinnung und Rekultivierung.

Die oben skizzierten Aufgaben der Geowissenschaften beziehen sich auf nationale, regionale und lokale Bereiche. Mehrere Staaten oder ganze Kontinente sind von Schadstoffen in der Luft (z. B. saurem Regen) oder in Gewässern (Flüssen, Seen und Randmeeren) betroffen (z. B. Schwermetallbelastung, Phosphatbelastung). Zu ihrer Erfassung führen Geowissenschaftler Wasser-, Boden- und Sedimentanalysen durch (◀ **Abb. 16.8**). Auf globaler Ebene lautet die z. Zt. vielleicht drängendste Frage an die Geowissenschaften: Wie wird sich das Klima entwickeln? Leben wir in einem Interglazial (◀ **Abb. 15.10**), befinden wir uns also auf dem Weg zu einem neuen Glazial mit allen seinen Konsequenzen (Trockenfallen von Meeresteilen, Verschlechterung der Ernten)? Oder beginnt eine neue Treibhausära, ausgelöst durch natürliche und/oder menschliche Faktoren, mit der Folge von mariner Transgression und Desertifikation der Landoberfläche (▶ **Abschn. 15.2**)? Wodurch werden Klimaveränderungen ausgelöst und gesteuert? Für eine Unterscheidung von natürlichen (nicht-menschlichen) und menschlichen Einflüssen auf die Prozesse im System Erde ist ein präzises Verständnis der jüngeren und älteren geologischen Vergangenheit Voraussetzung.

Viele natürliche Faktoren sind in ihrer Ursache außerhalb unserer Einflussmöglichkeiten, wie z. B. Variationen der Erdumlaufbahn, die zu Klimaveränderungen führen und eine Veränderung der Meerespiegelhöhe bewirken können. Andere Klimafaktoren, allen voran die Treibhausgase, werden zweifelsfrei durch menschliche Aktivität beeinflusst, wie der Internationale Klimarat (Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC) wiederholt festgestellt hat. Die Verbrennung von fossilen Kohlenwasserstoffen, Kohle und Holz hat den CO₂-Gehalt der Atmosphäre bereits stark angehoben (vorindustriell ca. 295 ppm, 1995 ca. 356 ppm; □ **Abb. 16.9**), in diesem Jahrhundert werden vielleicht 600 ppm erreicht.

Nach einer von Roger B. Hooke (1994) in GSA Today veröffentlichten Studie bewegen heute die Menschen pro Jahr rund 30 Gigatonnen an Erdreich für Haus- und Straßenbau sowie im Bereich der Rohstoffgewinnung. Im gleichen Zeitraum transportieren Flüsse, die einen bedeutenden natürlichen Faktor der exogenen Dynamik darstellen (▶ **Kap. 5**), nur circa 14 Gigatonnen an Sediment, wobei die menschlich verursachten Frachten von ca. 10 Gigatonnen (Erosionsfracht durch Landwirtschaft und Rodung) nicht eingerechnet sind. Die Massenumlagerungen, die im Zusammenhang mit dem mitteldeutschen Braunkohleabbau stattfanden (30–35 km³), liegen in der Größenordnung der glazigenen Massenbewegungen der ersten pleistozänen Vereisungsperiode in diesem Raum (Lothar Eissmann 1994). Auch wenn diese Zahlen nur grobe Abschätzungen darstellen, wird klar, dass der Mensch zu einem der wichtigsten exogenen Faktoren des Systems Erde geworden ist und dass das in der Einleitung vorgestellte Prinzip des Aktualismus daher nur eingeschränkt anwendbar ist.

Das Klima- und Umweltproblem darf allerdings nicht auf seine technisch-wissenschaftliche Lösung reduziert gesehen werden. Sicher gibt es bereits für viele Umweltprobleme eine wissenschaftliche Erklärung und auch Konzepte für ihre Eindämmung oder Beseitigung. Neue Techniken werden entwickelt werden. Jede Beseitigung von Umweltschäden ist jedoch nicht nur teuer, sondern auch wiederum mit einem erhöhten Energieaufwand verbunden: Recycling bedeutet daher eine Zunahme der Entropie des Systems (Jürgen Schneider in Warnecke et al. 1991). Der Motor dieser Unordnungszunahme

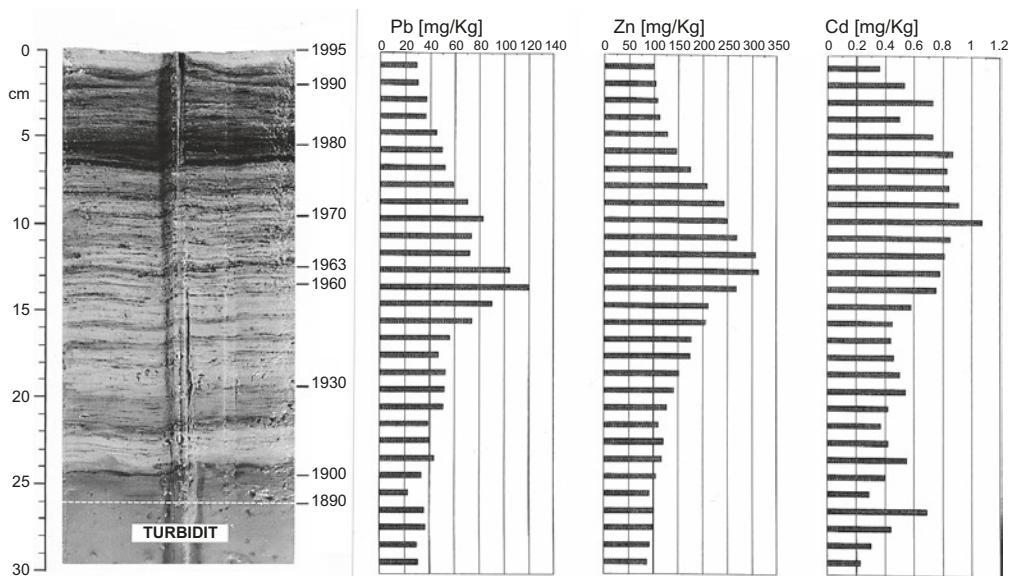


Abb. 16.8 Chemische Untersuchungen an einem Sedimentkern aus dem Zentrum des Bodensees zeigen die mit der Industrialisierung verbundene Umweltbelastung. Die Schwermetallgehalte sind von einem natürlichen Hintergrundwert 1890 auf das 3- bis 4-fache im Zeitraum 1960–1970 angestiegen. Als Folge der gemeinsamen umweltpolitischen Anstrengungen der Bodensee-Anrainerstaaten seit 1970 ist es gelungen, die Schadstoffgehalte wieder fast auf das natürliche Niveau zu senken (Bildrechte: aus G. Müller 1997)

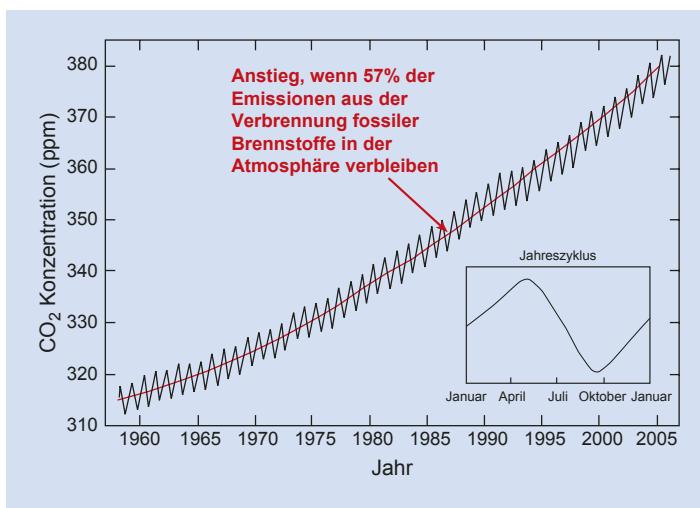


Abb. 16.9 Keeling-Kurve der CO₂-Konzentration der oberflächennahen Luft auf dem Vulkan Mauna Loa der Hawaii-Inselgruppe. Die Kurve zeigt im Durchschnitt einen kontinuierlichen Anstieg seit Beginn der Messungen im Jahr 1958. Die regelmäßigen Schwankungen des CO₂-Gehaltes ergeben sich aus der „Atmung“ der Waldgebiete, die in einer bevorzugten Aufnahme von CO₂ und Abgabe von O₂ in den Sommermonaten, und einer entsprechenden Umkehr in den Wintermonaten gekennzeichnet ist. Obwohl diese Vorgänge auf beiden Hemisphären der Erde spiegelbildlich ablaufen, ist das Signal von den Waldgebieten der nördlichen Halbkugel geprägt, da hier der Anteil der Festlandsfläche etwas mehr als doppelt so groß ist wie auf der Südhalbkugel. Mit dem Anstieg des CO₂ geht eine Zunahme der globalen Durchschnittstemperaturen („global warming“) um fast 1 °C einher! Die Keeling-Kurve ist benannt nach dem Forscher Charles D. Keeling, der mit seinen Messungen auf Hawaii seit 1958 den Anstieg der CO₂-Konzentration in der Atmosphäre als Erster nachwies (Bildrechte: verändert nach Scripps Institution of Oceanography)

ist letztendlich das Bevölkerungs- und Wirtschaftswachstum und somit ein gesellschaftliches Problem.

16.3 Rohstoffe

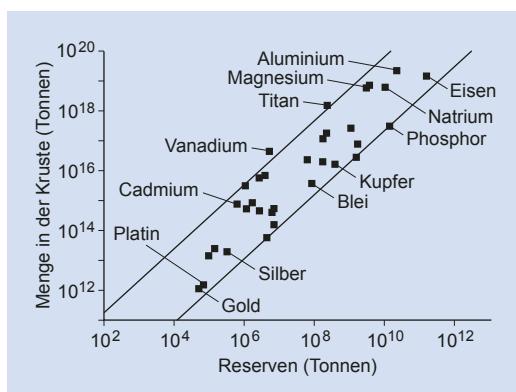
Der Mensch, zumal in der Industriegesellschaft, hat einen großen Bedarf an natürlichen Rohstoffen (► Tab. 16.2). Dem steht eine endliche **Rohstoffreserve** gegenüber (► Abb. 16.10). Wäre beispielsweise der Kupferverbrauch aller Menschen auf dem Niveau der Industriegesellschaft, wären die Reserven rasch zu Ende (vgl. ► Abb. 16.10 mit ► Tab. 16.2). Kupfer wird zwar in großem Umfang wiederverwendet (in Deutschland ca. 50 %), Recycling ist allerdings wiederum mit einem hohen Energieverbrauch verbunden. Einige Rohstoffe sind in großer Menge an oder nahe der Erdoberfläche vorhanden und quasi unerschöpflich: Dies gilt für die Hauptelemente im Meerwasser oder für gesteinsbildende Elemente wie z. B. Na, Mg, Ca, Al, Si. Die Reserven von anderen Rohstoffen wie z. B. Li, Rb und der Stahlveredler Cr, Ni und Co sind dagegen sehr begrenzt. Bei gleichbleibendem oder gar verstärktem Bedarf müssen Aufsuchung (**Exploration**) und Gewinnung (**Exploitation**) für diese Rohstoffe optimiert werden. Unter den heutigen technischen und ökonomischen Bedingungen ist die langfristige Versorgung über das nächste Jahrhundert hinaus mit Elementen wie Au, Ag, Hg, Cu, Zn, Mo, aber auch mit Öl und Gas (► Abschn. 8.2) nicht ohne Weiteres gesichert.

Energie aus fossilen Rohstoffen (Kohle, Öl, Gas, Uran) ist für die moderne Industriegesellschaft weiterhin von überragender Bedeutung, obwohl der Anteil an alternativer Energie stark zunimmt. Die Kohlereserven dürften noch für einige Jahrhunderte reichen. Steinkohle und Braunkohle werden überwiegend zur Stromerzeugung in Kraftwerken genutzt. Zurzeit werden große Anstrengungen unternommen, das Treibhausgas CO_2 aus den Abgasen der Kraftwerke abzutrennen und in unterirdischen Speichern zu lagern („carbon capture and storage“, CCS). Hier ist geologische Expertise vor allem zur Bewertung der geeigneten Reservoirs (Porosität, Permeabilität, mögliche Mineralreaktionen, Dichtigkeit des Speichers) gefragt. Die Standorte der Kraftwerke sind aus Kostengründen an die Kohlelagerstätten gebunden. Diese Reviere sind aber nicht immer die günstigsten

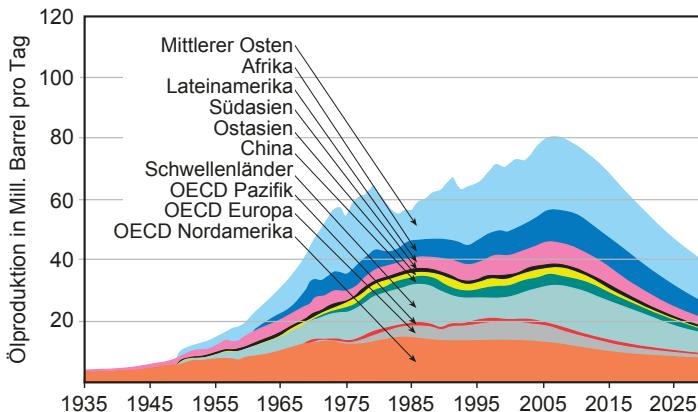
► Tab. 16.2 Die Menge der wichtigsten Rohstoffe, die ein Mensch der Industriegesellschaft in seinem Leben (80 Jahre) verbraucht (www.bgr.bund.de)

Rohstoff	Menge (t)	Rohstoff	Menge (t)
Erdöl	105	Braunkohle	170
Steinkohle	65	Erdgas	95000 m ³
Sand und Kies	245	Hartsteine	215
Kalkstein und Dolomitstein	70	Stahl	40
Tone	12	Industriesande	9
Steinsalz	14	Gipssteine	7
Aluminium	3	Kaolin	4
Kupfer	2	Torf	2
Schwefel	0,5	Kalisalz	0,6
Blei	0,4	Rohphosphate	0,1

CCS-Gebiete. Beim Öl wird seit Jahren kontrovers diskutiert, ob die globale Produktion bereits ihren Höhepunkt („peak oil“, ► Abb. 16.11) überschritten hat, oder ob durch die Erschließung neuer Ölfelder und der Anwendung neuer Verfahren das Ende des Ölzeitalters in die weitere Zukunft geschoben werden kann.



► Abb. 16.10 Die Reserven von mineralischen Rohstoffen korrelieren positiv mit der Menge des betreffenden Elements in der kontinentalen Kruste, vgl. ► Tab. 9.3; Reserven sind nach Menge und Qualität bekannte und als abbauwürdig eingestufte Ressourcen (Bildrechte: etwas vereinfacht nach Kesler 1994)



■ Abb. 16.11 Kummulative Darstellung der Erdöl-Tagesproduktion in den großen Förderregionen der Erde (1 barrel = 159 l); die Daten reichen bis 2006, ab diesem Zeitpunkt zeigt die Abbildung eine Prognose. Einige Regionen, wie z. B. die OECD-Staaten Europas, haben den ‚peak oil‘, also den Höhepunkt der Erdölproduktion, anscheinend schon hinter sich. Die OECD-Staaten des Pazifiks erlebten bereits zwei Förderhöhepunkte. Auch wenn diese Darstellung einen globalen ‚peak oil‘ um 2005 suggeriert, ist eine gesicherte Prognose problematisch. Es werden weiterhin neue Erdölfelder entdeckt und bekannte können durch neue Fördertechnologien besser ausgebeutet werden. Ölanger (oil depletion) tritt dann ein, wenn die Menge des Ölverbrauchs diejenige der verfügbaren Reserven übersteigt (Bildrechte: Schindler & Zittel 2008)

Auch im Bereich erneuerbarer Energien gibt es für die Geowissenschaften viel zu tun. Überschüssige Energie, die an sonnigen und windigen Tagen erzeugt wird, kann beispielsweise als Druckluft in unterirdischen Kavernen gespeichert werden.

Wachsende Bedeutung kommt der Nutzung geothermischer Energie für die Sicherung der Grundlast zu. Sie ist vor allem in Gebieten mit hohem geothermischem Gradienten, i. d. R. in aktiven Vulkangebieten, wirtschaftlich. In diesen **Hydrogeothermalfeldern** wird aus mehrere hundert Meter bis mehrere Kilometer tiefen Bohrlöchern bis zu 300 °C heißes und unter Druck stehendes Wasser gefördert. Durch die Druckentlastung wird es in Dampf umgewandelt, der für Fernwärme (Warmwasser, Heizung) und zum Antrieb von Dampfturbinen zur Stromerzeugung genutzt werden kann (■ Tab. 16.3 und ■ Abb. 16.12). In einigen Feldern gibt es Probleme mit den hohen Gehalten an z. T. umweltgefährdenden Stoffen und mit der chemischen Aggressivität der Wässer, die bei der Dampf-Wasser-Trennung anfallen.

Erdwärme lässt sich auch in Gebieten mit niedrigen geothermischen Gradienten nutzen. Hierzu eignen sich kleine, dezentrale Anlagen zur Erdwärmemutzung wie horizontale Erdwärmekollektoren, vertikale Erdwärmesonden und Grundwasserwärmepumpen,

sowie hydrothermale Heizzentralen. In diesen werden in Deutschland bis zu 108 °C heiße Thermalwässer aus Tiefen von bis zu 2700 m gefördert. Deren Wärme wird in lokalen Verteilernetzen zur Gebäudeheizung weitergeleitet oder zur Nutzung in Freizeit- bzw. medizinisch-therapeutischen Bädern verwendet. Die gesamte in Deutschland installierte thermische Leistung betrug im Jahr 2017 ca. 4.400 MW. Diese verteilt sich auf 33 größere Zentraleinrichtungen (Bohrlochhöhen > 400 m), und ca. 20.700 kleine dezentrale

■ Tab. 16.3 Leistung von Hydrogeothermalkraftwerken (aus Pipkin 1994)

Land	Geothermalfeld	Kapazität (MW)
Vereinigte Staaten	The Geysirs, Kalifornien	960
	Heber, Kalifornien	12
Philippinen	Makaling Bana-haw	220
Neuseeland	Wairaki	192
Italien	Larderello (seit 1905!)	169
Island	Krafla	3,5

■ Abb. 16.12 Das Geothermalfeld Nesjavellir auf Island. Seit 1990 liefert Nesjavellir ein Drittel der Fernwärme, die Reykjavik benötigt



Anlagen (Bundesverband Geothermie 2017). Noch im Entwicklungsstadium begriffen ist das im Prinzip von geothermischen Anomalien unabhängige **Hot-dry-rock-Verfahren** zur Stromerzeugung. Hierbei wird im heißen Gestein mithilfe von eingepresstem Wasser künstlich ein kommunizierendes Kluftsystem angelegt. Mithilfe mehrerer Bohrungen wird kühles Wasser durch dieses Kluftsystem im heißen Fels gepumpt, wo es sich erhitzt und bei der Förderung aufgrund der Druckentlastung verdampft. Die in diesem Heißdampf (180–250 °C) enthaltene Energie wird mithilfe konventioneller Dampfturbinen in elektrischen Strom gewandelt. Eine Hot-dry-rock-Pilotanlage in Soultz-sous-Forts im Nordelsass (elektrische Leistung 6 MW) wird seit 2016 kommerziell betrieben (Bundesverband Geothermie 2017).

16.4 Lagerstättenkunde

Die angewandte Geologie umfasst traditionell neben der Ingenieurgeologie (Straßenbau, Staudämme etc.), der Grundwassererschließung und -sicherung auch die Bereiche der Rohstoffsuche und -gewinnung. Eine **Lagerstätte** ist eine natürliche Anhäufung nützlicher Minerale und Gesteine, deren Gewinnung wirtschaftlich ist. Unwirtschaftliche Körper werden als **Vorkommen** bezeichnet. Lagerstätten werden sowohl beschreibend (vergesellschaftete Minerale, Wirtsgesteine etc.) als auch genetisch (Bildungsprozess, plattentektonische Position etc.) klassifiziert (für Erze vgl. ▶ Kasten 16.1).

Bestimmte Rohstoffe, wie z. B. Kalkstein oder Kies, kommen lokal oder regional in großen Mengen vor. Ihre Entstehung ist i. d. R. an einfache, in diesen Fällen exogene Prozesse gebunden. Andere Rohstoffe, darunter vor allem die Metalle, kommen in normaler Kruste nur in unwirtschaftlichen Konzentrationen vor. Der durchschnittliche Gehalt von Kupfer in der kontinentalen Kruste beispielsweise beträgt 0,0058 %. Es ist also eine 100-fache Anreicherung notwendig, um zu den wirtschaftlichen Gehalten einer Lagerstätte von rund 0,5 % zu gelangen (■ Abb. 16.14).

Wichtigste Formen der Anreicherung sind (vgl. ▶ Kasten 16.1):

- **liquidmagmatische Auskristallisation von** Erzmineralen in SiO_2 -armen Magmen (▶ Abschn. 12.1);
- Anreicherung von inkompatiblen Elementen in **Pegmatiten** (▶ Abschn. 12.2);
- Ausfällung aus **hydrothermalen Lösungen**, die im Zusammenhang mit magmatischen, diagenetischen oder metamorphen Prozessen entstehen (vgl. ▶ Kap. 8, ▶ Abschn. 12.2 und ▶ Kap. 13);
- **Sedimentäre Prozesse** können Rohstoffe mechanisch (z. B. Schwermineralseifen, ▶ Kasten 5.2) oder chemisch anreichern (z. B. Steinsalz, ▶ Abschn. 6.4; biochemisch: Bänder-eisenerz, ■ Abb. 14.16);
- Die **Verwitterung** im Boden führt leichtlösliche Stoffe von der Oberfläche weg. So kann in der ausgelaugten Zone eine **Rückstandslagerstätte**

entstehen (z. B. Al in Bauxit) und die in der Auslaugungszone (A-Horizont) gelösten Stoffe können im B-Horizont, in der **Zementationszone**, wieder ausgefällt werden (► Abb. 3.15 und 16.15).

Bei der Formung vieler Lagerstätten finden mehrere dieser Anreicherungsprozesse statt. Generell kann die Genese der meisten Lagerstättentypen in:

- Quelle,
- Transport,
- Senke

gegliedert werden. Im Falle der liquidmagmatischen Bildungen (z. B. Pt, Cr, ► Tab. 16.4) ist der Mantel die Quelle, der Magmeneaufstieg der Transport und die magmatische Kristallisation die Senke (vgl. ► Abschn. 12.1). Die Genese der meisten Öl- und Gaslagerstätten ist ebenfalls dreigegliedert in (1) Reifung im Muttergestein, (2) Aufstieg durch poröse Sedimente bzw. an Störungen und (3) Akkumulation in einem Speichergestein (vgl. ► Abschn. 8.2). Bei Rückstandslagerstätten wie Bauxit (► Tab. 16.4), aber auch bei der Kohle, sind Quelle und Senke am selben Ort und es findet nur untergeordnet Transport statt (vgl. ► Abschn. 8.2).

Kasten 16.1 Erzlagerstätten

Wir stellen in diesem Kasten wichtige Aspekte der Lagerstättentypen am Beispiel der Erzlagerstätten, speziell der Kupferlagerstätten (► Abb. 16.13), dar. Erzlagerstätten werden häufig mit Adjektiven genetischen Inhalts näher charakterisiert: Erze, die

gleichzeitig mit dem Wirtsgestein bzw. -sediment entstanden sind, werden als **syngenetisch** bezeichnet (z. B. Seifen, ► Tab. 16.4). Findet die Vererzung in schon vorhandenem Gestein statt, spricht man von einem **epigenetischen** Prozess (z. B. Mississippi-Valley-Typ,

► Tab. 16.4 Genetische Klassifikation von Erzlagerstätten (aus Pohl 1992, mit freundl. Genehmigung der Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung)

I. Magmatogene Erzlagerstätten	1. Liquidmagmatisch	Cr, Pt, Ni, Fe, Ti in SiO ₂ -armen Magmatiten
	2. Pegmatitisch	Sn, Nb, Ta, Li, Be etc.
	3. Hydrothermal	Sulfide in Ophioliten, Skarnerze (W, Sn, Cu etc.), Porphyrite (Cu, Mo, Sn etc.), Ganglagerstätten (Sn, W, U), epithermale Au-Ag-Lagerstätten, proximale Sulfiderze vom Kuroko- und Besshi-Typ, Bändereisenerze vom Algoma-Typ
II. Verwitterungsl.	1. Rückstandsl.	Residuale Seifen, Bauxit, lateritische Fe-L.
	2. L. aus Verwitterungslösungen	Laterit; Ni- und Au-L.; deszendente Anreicherung von Mn, Fe, Cu, Ag; Infiltrationsl. von U, Cu, Ag.
III. Sediment. L.	1. Allochthone L.	Alluviale bis marine Seifen
	2. Autochthone L.	Bändereisenerze (BIF) vom Superior-Typ; oolithische Fe- und Mn-Erze, Mn-Knollen und -krusten der Tiefsee; distale Sedex*-Erze (Cu, Pb, Zn)
IV. Diagenetisch-hydrothermale L.	1. Kupferschiefer	Europäisch (Cu, Pb, Zn); zentralafrikanisch (Cu, Co, Pb, Zn, U)
	2. Mississippi-Valley-Typ	Pb, Zn, Ba, F in marinen Karbonatgesteinen
	3. Salzdiapirgebundene L.	Pb, Zn, Ba, F, Fe (z. B. Nordafrika)
V. Metamorphhydrothermale L.		z. B. Goldquarzgänge in Schiefergebirgen oder archaischen Grünsteingürteln

* Sedex: Sedimentär-exhalativ

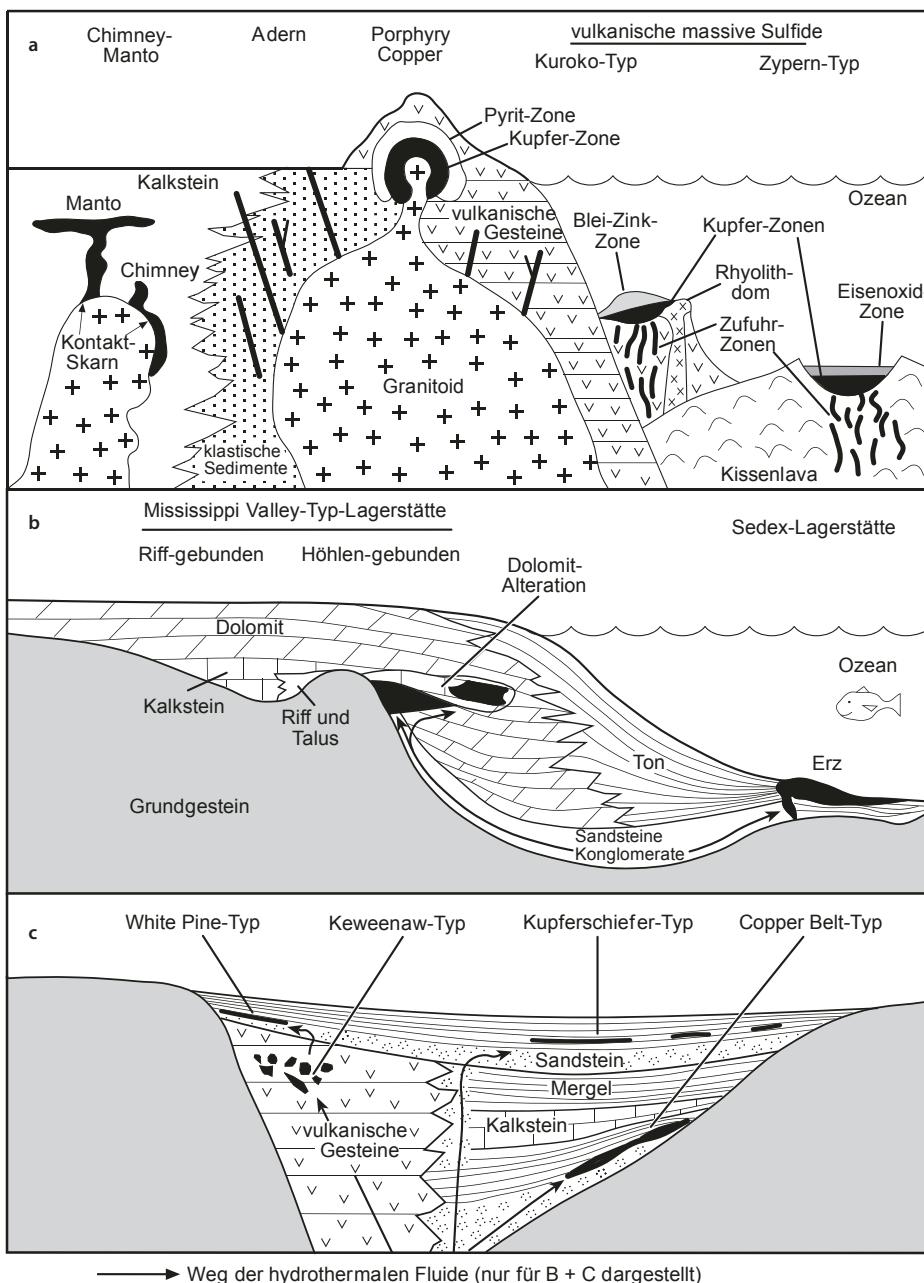


Abb. 16.13 Schematische Darstellung der geologischen Situationen, in denen Anreicherungen von Buntmetallen (Cu, Pb, Zn etc., schwarz dargestellt) stattfinden können. In (b) und (c) sind hydrothermale Lösungen das wichtigste Transportmedium (vgl. Tab. 16.4). Die räumliche Anordnung der Lagerstättentypen in den drei Abbildungen ist schematisch und entspricht nicht den geotektonischen Beziehungen (Bildrechte: nach Kesler 1994)

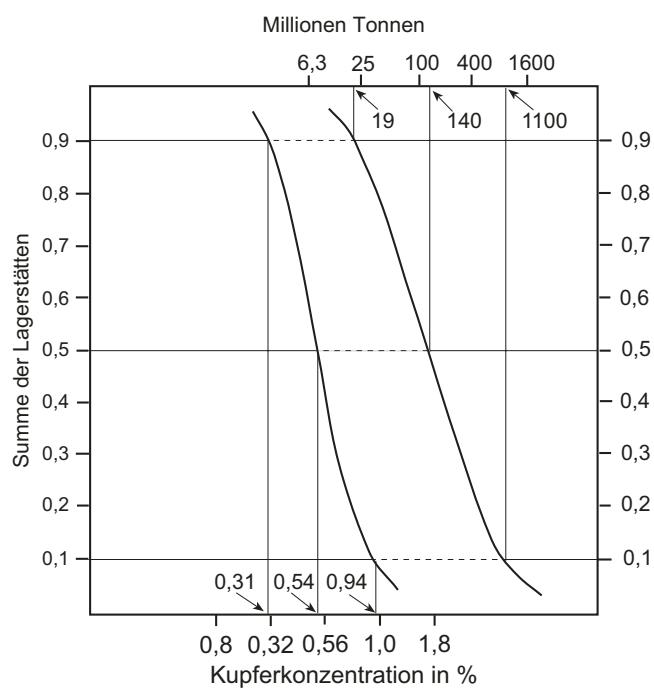
■ Abb. 16.13 und ■ Tab. 16.4, vgl. auch ■ Abb. 12.20).

Spielen aufsteigende Lösungen eine Rolle bei der Lagerstättenbildung, werden die Begriffe **aszendent** bzw. **hypogen** verwendet. Bei absteigenden Lösungen spricht man von **deszendenten** bzw. **supergen** Bildungen. **Stratiform** (schichtartig) bzw. **schichtgebunden** sind Begriffe, die sich nur auf die Lagerstättenform beziehen und keine genetische Bedeutung haben.

■ Abb. 16.13 und ■ Tab. 16.4 zeigen, dass ein bestimmtes Metall in unterschiedlichen Kombinationen mit anderen Metallen in verschiedenen Lagerstätten auftreten kann. In einem spezifischen Lagerstättentyp tritt das Metall in charakteristischen Gehalten (‘grade’) und Gesamttonnagen auf. Diese Beziehung wird durch die

grade-tonnage-Modelle beschrieben (■ Abb. 16.14).

Somit lässt sich bei bekanntem Lagerstättentyp und Gehalt die Gesamtmenge des betreffenden Erzes abschätzen. Die größten Kupfermengen beispielsweise werden aus den Porphyry-Lagerstätten gewonnen (■ Abb. 16.15 und 16.16; durchschnittliche Gesamttonnage und Gehalt: 140 Mio. t bzw. 0,54 %). Sie entstehen durch hydrothermale Konvektion in und um Intrusionen, welche in der oberen Kruste von Inselbögen und aktiven Kontinentalrändern Platz nehmen (■ Abb. 16.13). Die Gewinnung von Edelmetallen wie Gold ist bei wesentlich geringeren Konzentrationen und Gesamtmengen als im Beispiel des Kupfers möglich (z. B. Gold in sulfidarmen Quarzgängen: durchschnittliche Gesamttonnage und Gehalt: 30.000 t bzw. 16 ppm).



■ Abb. 16.14 Summenhäufigkeitskurven der Gehalte (links) und der Tonnagen (rechts) von 267 Porphyry-Kupferlagerstätten (Bildrechte: nach Cox & Singer 1986)

16.4 · Lagerstättenkunde

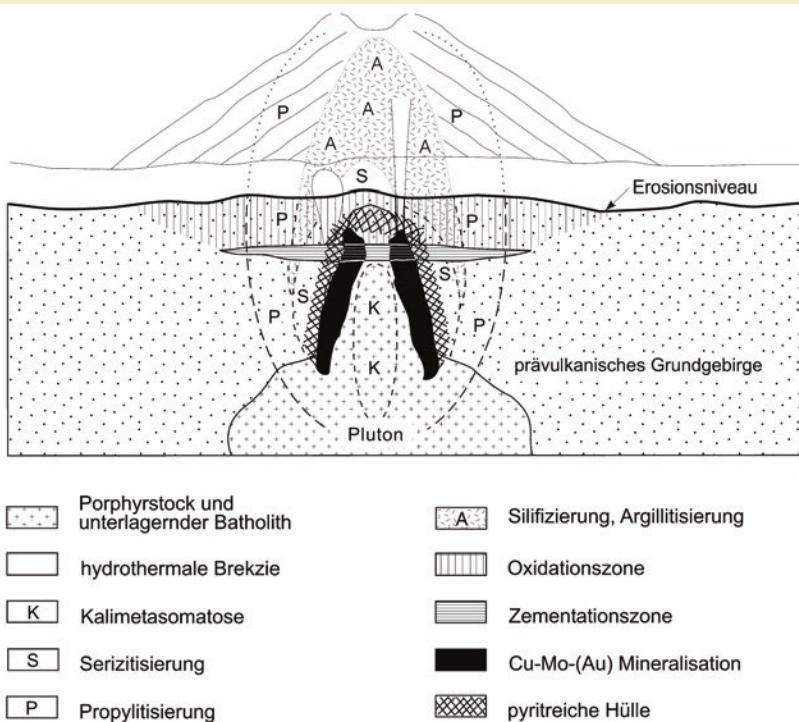


Abb. 16.15 Schema einer Porphyry-Lagerstätte (vgl. Abb. 16.13a). Während der Platznahme und Abkühlung eines Plutons und des u. U. darüber stehenden Vulkangebäudes erzeugt die hydrothermale Aktivität eine zonierte Alteration (K: Kalimetasomatose, s. ▶ Abschn. 13.1; S, A und P sind Tonmineralisierungen, ▶ Kasten 3.1) und Vererzung (Cu-Mo-(Au)-Mineralisation, Pyrit = FeS_2). Bei der Prospektion spielt die Kartierung der systematischen Abfolge der Alterationszonen eine zentrale Rolle. In vielen Fällen hat die Erosion das subvulkanische Stockwerk freigelegt. Die Verwitterung kann Stoffe aus dem Oberflächenbereich herauslösen (Oxidationszone) und in der Zementationszone anreichern (supergene Anreicherung durch Leaching). Die Erze kommen sowohl feinverteilt im Gestein (disseminated) als auch in Adern und Gängen konzentriert (Stockwerk) vor (Bildrechte: zusammengestellt von M. Wagner nach verschiedenen Quellen)



Abb. 16.16 Chuquicamata in Nordchile ist mit einer Jahresproduktion von 680.000 t Cu eine der größten Porphyry-Lagerstätten der Welt. Darüber hinaus werden jährlich rund 0,5 t Au, 125 t Ag und 10.000 t Mo gewonnen

16.4.1 Lagerstättenexploration

Eine wirtschaftliche Rohstoffgewinnung setzt voraus, dass alle Kosten, welche durch Aufsuchung, Entwicklung, Abbau, Aufbereitung, Transport, Kapitalbeschaffung, Steuern und Umweltschutz anfallen, durch die Erlöse abgedeckt werden, wobei natürlich auch noch ein Gewinnanteil verbleiben soll. Die wesentlichen Konzepte zum Auffinden von Lagerstätten sind (aus Pohl 1992):

- Größere Gebiete werden systematisch abgesucht, ohne Beschränkung auf bestimmte Rohstoffe („grass roots exploration“).
- Es werden Untersuchungen in Gebieten durchgeführt, die in ihrer geologischen Charakteristik bekannten metallogenetischen Provinzen ähneln.
- Bekannte Lagerstättenprovinzen werden auf der Grundlage neuerer geologischer Erkenntnisse neu bewertet, sodass neue Lagerstätten vermutet werden dürfen.

Der typische Verlauf einer im Durchschnitt 5–10 Jahre dauernden Rohstoffsuche umfasst die regionale Erkundung („reconnaissance exploration“), gefolgt von einer Detailuntersuchung von häufigen Lokalitäten („detailed follow-up exploration“) und der Untersuchung der Funde und endgültigen Bewertung (Evaluation). Je nach Lagerstättentyp werden unterschiedliche Erkundungsverfahren angewandt bzw. kombiniert. Die vielleicht wichtigste Grundlage aller Arbeiten bilden geologische Karten. Mithilfe von Fernerkundung, z. B. anhand von satellitengestützten Multispektral-Scan-Aufnahmen im sichtbaren und im Infrarotspektralbereich (vgl. □ Abb. 3.17), aber auch anhand von Radaraufnahmen und Luftbildern, lassen sich die Lithologie der anstehenden Gesteine und Lockersedimente, Verwitterungsprodukte und das verstärkte Vorkommen bestimmter Elemente (z. B. Eisen) erfassen.

Gesteins- und Lockersedimentproben werden auf petrografische und chemische Anomalien hin untersucht. Diese **primären Anomalien** können der gesuchte Rohstoff selbst oder auch ein indikativer Begleitstoff sein (vgl. z. B. Zonierung in □ Abb. 16.15). Unter Umständen werden die Stoffe der primären Anomalien durch Verwitterung und Erosion umgewandelt oder alluvial transportiert

und zu **sekundären Anomalien** angereichert. Eine häufige Explorationsmethode ist daher die Untersuchung der Böden, Gewässersedimente und Gewässer auf bestimmte Elemente und Isotope. Beispielsweise kann eine Kartierung der Schwermineralkonzentrationen in Bachseifen Hinweise auf die Existenz eines Erzvorkommens in einem Gebiet geben, welches von dem betreffenden alluvialen Netz entwässert wird. Da Pflanzen bestimmte Elemente anreichern, kann ihre Analyse zur Erfassung **biochemischer Anomalien** herangezogen werden. Anreicherungen bestimmter Stoffe in der **Bodenluft** oder bodennahen Luft können ebenfalls Hinweise auf eine verdeckte Lagerstätte geben. So ist z. B. die Bodenluft über Uranlagerstätten an dem Uranzerfallsprodukt Radon (^{222}Rn) angereichert.

Neben den petrografisch-chemischen Verfahren gibt es ein weites Spektrum von geophysikalischen Explorationsmethoden. Auch hier werden wiederum Anomalien gesucht, die sich vom regionalen Hintergrund abheben. Je nach Fragestellung kommen u. a. verschiedene geomagnetische und geoelektrische Verfahren zum Einsatz. Zur Exploration von radioaktiven Energierohstoffen werden Methoden zur Strahlungsmessung eingesetzt. Seismik und Gravimetrie werden vor allem in der Exploration von Kohlenwasserstoffen genutzt (► Kasten 9.1 und ► Kasten 9.2).

Schließlich können Bohrungen zur Rohstoffsuche durchgeführt werden. Hierbei kann das erbohrte Gestein direkt in Form von Spülproben und Bohrkernen petrografisch-chemisch untersucht werden. Daneben gibt es wiederum ein Spektrum von geophysikalischen Messverfahren, die im Bohrloch angewendet werden. Die wichtigsten sind Messungen der Gammastrahlung und der elektrischen Leitfähigkeit.

Literatur

- Bundesverband Geothermie (2017) <http://www.geothermie.de/wissenswelt/geothermie/in-deutschland.html>. Zugriffen 25 März 2017
- Bundeszentrale für politische Bildung (2011) Dossier Megastädte. <http://www.bpb.de/themen/TFUJPW,0,0,Megast%4dte.html>. Zugriffen 15.3.2011
- Bosse C, Grünthal G (1996) Probabilistische Karte der Erdbebengefährdung der Bundesrepublik Deutschland –

- Erdbebenzonierungskarte für das Nationale Anwendungsdokument zum Eurocode 8. Scientific Technical Report STR96/1 O, GeoForschungsZentrum, Potsdam, 24 S
- Cox DP, Singer DA (Hrsg., 1986) Mineral deposit models. USGS Bull 1693:379 S
- Eissmann L (1994) Aktuelle und historisch bedingte Umweltprobleme des Braunkohlenbergbaus unter besonderer Berücksichtigung des mitteldeutschen Raumes. *Altenb. Nat. wiss. Forsch.* 7:137–149
- Hooke RB (1994) On the efficacy of Humans as geomorphic agents. *GSA Today* 4(9):217, 224–225
- Kesler SE (1994) Mineral resources, economics and the environment. Macmillan College Publ., New York, 391 S
- Knapp RD, Rhome JR, Brown DP (2005) Tropical Cyclone Report, Hurricane Katrina, 23–30 August 2005. – National Hurricane Center, 20. December 2005
- Manga M, Brumm M, Rudolph ML (2009) Earthquake triggering of mud volcanoes. *Mar Petrol Geol* 26(9):1785–1798
- Müller G (1997) Nur noch geringer Eintrag anthropogener Schwermetalle in den Bodensee – neue Daten zur Entwicklung der Belastung der Sedimente. *Naturwissenschaften*, Springer-Verlag Berlin, Heidelberg 84, 37–38
- Page M, Felzer K (2015) Southern San Andreas fault seismicity is consistent with the Gutenberg–Richter magnitude–frequency distribution. *B Seismol Soc Am* 105(4):2070
- Peltzer G, Crampé F, King G (1999) Evidence of nonlinear elasticity of the crust from the Mw 7.6 Manyi (Tibet) earthquake. *Science* 286:272–276
- Pinatubo Volcano Observatory Team. (1991) Lessons from a major eruption: Mt. Pinatubo, Philippines. *EOS* 72(545):552–555.
- Pohl W (1992) Petraschek's Lagerstättenlehre. – 4. Aufl. Schweizerbart, Stuttgart, 504 S
- Pipkin BW (1994) Geology and the environment. West Publishing Co., Minneapolis/St. Paul, 476 S
- Pritchard ME, Ji C, Simons M (2006) Distribution of slip from 11 Mw > 6 earthquakes in the northern Chile subduction zone. *J. Geophys. Res.* 111, 1–18
- Pritchard ME, Norabuena EO, Ji C, Boroschek R, Comte D, Simons M, Dixon T, Rosen PA (2007) Geodetic, teleseismic, and strong motion constraints on slip from recent southern Peru subduction zone earthquakes. *J. Geophys. Res.* 112, 1–24
- Schindler J, Zittel W (2008) Crude oil – The supply outlook. – Energy Watch Group, Ludwig-Boelkow-Foundation. www.energywatchgroup.org/. Zugegriffen: 15.3.2011
- Scripps Institution of Oceanography http://scrippsc02.ucsd.edu/program_history/keeling_curve_lessons.html. Zugegriffen: 15.3.2011
- Warnecke G, Huch M, Germann K (Hrsg., 1991) Tatort „Erde“. Springer, Berlin, 292 S
- Weiterführende Literatur**
- Bender F (Hrsg., 1986) Angewandte Geowissenschaften – Bd. 1–4. Enke Verlag, Stuttgart
- Cox DP, Singer DA (1986) Mineral deposit models. U.S. Gov./Print. Off., Washington, D.C., 379 S
- Jacob K (1995) Entfesselte Gewalten: Stürme, Erdbeben und andere Naturkatastrophen. Birkhäuser Verlag, Berlin, 207 S
- Kausch P, Bertau M, Gutzmer J, Matschullat J (Hrsg., 2011) Energie und Rohstoffe. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg, 193 S
- Matschullat J, Töbschall HJ, Voigt H-J (1997) Geochemie und Umwelt – relevante Prozesse in Atmo-, Pedo- und Hydrosphäre. Springer Verlag, Heidelberg, 443 S
- Matschullat J, Müller G (1994) Geowissenschaften und Umwelt. Springer Verlag Heidelberg, Berlin, 364 S
- Moon CJ, Evans A (Hrsg., 2006) Introduction to mineral exploration: 2. Aufl. Blackwell Science, Oxford, 481 S
- Pipkin BW, Trent DD, Hazlett R (2004) Geology and the environment, 4. Aufl. Brooks/Cole, Belmont, CA, 473 S
- Pohl W (2005) Mineralische und Energie-Rohstoffe: eine Einführung zur Entstehung und nachhaltigen Nutzung von Lagerstätten, 5. Aufl. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 527 S
- Warnecke G, Huch M, Germann K (Hrsg., 1992) Tatort Erde: menschliche Eingriffe in Naturraum und Klima, 2. Aufl. Springer Verlag, Berlin, 299 S

Serviceteil

Stichwortverzeichnis – 420

Stichwortverzeichnis

A

A-C-Boden 43
 A-Horizont 43
 A-Subduktion 264
 Aa-Lava 320
 ABC-Profil 44
 Abdachung
 – tektonische 271
 Abflusssystem 60
 Abkühlungsklüftung 320, 322
 Ablagerungsdiskordanz 241
 Ablation 63
 aborted rift 223
 Abrasion
 – marine 329
 Abschiebung 251, 376
 – synsedimentäre 255
 Abtragung 70
 abyssale Ebene 110
 Acasta-Gneis 158
 Achondrit 196
 Adriatische Platte 345
 Adsorption 33
 Adsorptionswasser 55
 Advektion 203
 Aerosol 309, 387
 Akkommigrationsraum 254, 285
 Akkretion
 – gravitative 194
 – tektonische 362
 Akkretionsprisma 225, 227, 229, 231
 Akkretionswärme 202
 Akkumulation 63
 Aktinolith 341–342
 aktives Rifting 221
 Aktivierungsgenergie 36
 Aktualismus 2
 Albedo 16, 382, 384, 394
 Albit 5, 31, 335, 342
 Albitisierung 114
 Aleuten-Bogen 227
 Algen 161
 Alkalibasalt 299
 Alkalifeldspat 294
 Allende-Meteorit 197
 alluviale Fächer (Schwemmfächer) 74, 81, 97
 Alpen 141, 232, 268, 272, 287, 355, 382
 alpidische Orogenese 225, 354
 Alteration
 – hydrothermale 158
 – zonierte 415

Altiplano 268
 Altlasten 407
 Altwasserarm 92
 Aluminium 45, 409
 Amazonas 45, 183
 Ammonit 166
 Ammonoidea 164
 Amphibol 5, 31, 203, 297, 303, 359, 389
 Amphibolitfazies 341, 347
 Anatexit 300, 341
 Andalusit 336
 Anden 225, 267, 271, 275–276, 286, 296, 399
 Andesit 293, 299, 316, 321
 Anhydrit 38, 173
 Anorthit 31
 anoxisches 49
 Antarktis 64, 380
 Anthrazit 177
 anthropogene Böden 48
 anticline axis 244
 Antillen 301
 Apatit 360
 Appalachen 354
 Äquator
 – magnetischer 210
 Aquifere 55
 Aquifugen 56
 Aragonit 138, 172, 335
 Arc 227
 Archäikum 10, 158, 362, 364
 Arcritarchen 161
 Arenit 185
 Arkose 180
 artesische Quelle 56
 artesischer Brunnen 56
 Ascheboden 44
 Aschewolke 323
 aseismischer Rücken 352
 Ash-cloud-surge 324
 Askja 322
 Asthenosphäre 4, 204, 295
 Asthenosphärenkeil 229
 Ästuar 94
 Atacama-Wüste 147
 Atlantik 116, 146, 222, 235, 358
 Atmosphäre 19, 194
 – Aufbau 17
 – CO₂-Gehalt 407
 – frühe Zusammensetzung 159
 – im Präkambrium 367
 – Sauerstoff 159
 Ätna 311, 319

Atoll 139, 329
 Aue 93
 Auelehm 93
 Aufschiebung 250
 Aufschotterungsebene 81
 Aufschüttungsendmoräne 102
 Auftauboden 47
 Auftrieb 117, 292
 Aufwölbung
 – peripherie 284
 Ausflussgletscher 64
 Ausgleichsgefälle 83
 Ausgleichsküste 130–131
 Auskristallisation
 – liquidmagmatische 411
 Auslaufquelle 56
 Aussterbeereignis 164, 387
 Austauschreaktion 114
 Austroalpine Decke 345
 Autobrekziierung 320
 Avulsion 92
 Azoren 216

B

B-Horizont 43
 Back-arc 227–229
 backstripping 281
 Badewannenmodell 377, 379
 Bahamas-Bank 138
 Baikalsee 96
 Bakterien 159, 394
 – anaerobe 111, 151
 Baltica 344
 Baltischer Schild 367
 Banded Iron Formation 45, 160, 367, 411
 Bändereisenerz 45, 160, 367, 411
 Bändergneis 339
 Bänderton 102
 Barchane 105
 Barriere
 – orographische 266, 387
 Barrierefinsel 133
 Barriereriff 138, 283
 Basalt 38, 73, 197, 292, 298, 322, 333, 336, 341
 base level 83
 base surges 322
 Basin-and-Range-Provinz 222, 254
 Basisbrekzie 320
 Batholith 304, 306
 Bauxit 45, 412

Becken 74
 Beckenrandfazies 254
 Belemnit 162
 Bengal-Turbiditfächer 143
 Benioff-Wadati-Fläche 225
 benthische Fossilien 240
 Benthos 168
 Bergsturz 78
 Beryll 306
 Biber 382
 Biegefesteigkeit 284
 bimodale Korngrößenverteilung 180
 Bims 322, 324
 Bingham plastics 76
 Binnenmeer 110, 148
 Bioherme 139
 Bioklasten 187–188
 Biomikrit 188
 Biosparit 188
 Biosphäre 394
 Biostratigraphie 161, 164, 278, 376
 Biostrome 139
 Biotit 43, 294, 338, 342, 359
 black shale 152
 black smoker 326
 Blattverschiebung 251
 – en echelon 251
 Blattverschiebungsduplex 251
 Blaublattgefuge 67
 Blauschieferfazies 342, 347
 Blei 409
 Block 180
 Block-und-Asche-Strom 323
 Blumenstruktur 251
 Boden 367, 416
 – anthropogener 48
 – hydromorpher 48
 – periglazialer 47
 – semiterrestrischer 45, 48
 – terrestrischer 43
 Bodenbildung 28, 41
 Bodenfließen 47, 70
 Bodenfracht 85
 Bodenkriechen 10
 Bodenkunde 41
 Bodenluft 416
 Bodenmechanik 41
 Bodenprofil 41
 Bodensee 96, 408
 Bodenwasser 111
 – antarktisches 115
 Bogen
 – magmatischer 183, 227
 Bohrspülung 77
 Bolide 361
 Bombe
 – ballistische 322
 Boudinage 244

boundstones 188
 Brachiopoden 166
 Brackwasser 96
 Brackwassermeer 149
 Brahmaputra 143
 braided river 88
 Brandung 126
 Brandungshohlkehle 130
 Brandungsplattform 130
 Brandungszone 131
 Braunalgen 162
 Braunkohle 47, 177, 409
 Brekzien 180
 Brocken 308
 Bruchtektonik 249
 Bryozoen 139
 Buntmetall 413
 Buntsandstein 130
 burial 332
 Burma-Platte 127
 Bytownit 32

C

^{14}C -Methode 361
 $\delta^{13}\text{C}$ 160
 C-Horizont 43
 CaCO_3 -Kompensationstiefe 145
 cadomische Orogenese 354
 Calcit 5, 35, 172–173, 246, 335, 341
 calcite compensation depth 145
 Calcrete 45
 Caldera 317–319
 Caliche 45
 Canyon
 – submariner 110, 142
 carbon capture and storage 409
 Chert 178, 367
 chevron folds 245
 Chiastolith 333
 Chicxulub-Impaktstruktur 388
 Chile-Triple-junction 235
 Chlorit 33, 151, 338, 341
 Chloritoid 342
 Chondrit 299
 – kohliger 196
 Chromit 5
 Chrone
 – magnetische 213
 Clapeyron-Gleichung 338
 Coccolithophoride 143, 389
 Cocos-Platte 231
 Coesit 332, 343
 cold seeps 225
 Conodonten 166
 Cordierit 5, 31
 Coriolis-Effekt 18, 116

Coulées 230, 311
 crevasse splay deposits 93
 critical taper 269
 cross bedding 89
 Curie-Temperatur 210
 Cyanobakterien 159, 161
 Cyclosilikat 31

D

δD 382
 Dachfläche 178
 Dammbruchfächer 93
 Dammfluss 93
 Darcy-Gleichung 58
 Datierung
 – radiometrische 345, 359–360
 Dauerfrostboden 47
 Dazit 300, 302
 debris flow 79
 Decken 269, 284, 347
 Décollement 269
 Deflation 107
 Deflationsfläche 108
 Deflationsrückstand 108
 Deformation 240, 242, 332
 – diachrone 352
 – duktile 221, 243
 – elastische 243
 – kompressive 259
 – plastische 243
 – polyphase 339
 – spröde 243
 – synchrone 352
 Deformationsellipsoid 243
 Deformationsrate 242
 Dehnungsbecken 312
 Dehnungsfoliation 244
 Dehnungslineation 244
 Dehydratation 335, 341
 Deklination 210
 Dekompaktion 281
 Delamination 232, 362
 Delta 94, 177
 – flussdominiertes 95
 – gezeitengeprägtes 95
 – wellendominiertes 95
 Deltaebene 94
 Deltafront 94, 260
 Dendrochronologie 166, 384
 Denudation 10, 70, 267, 271, 286
 – chemische 86
 Deponie 33
 detachment 253
 detailed follow-up exploration 416
 Detritus 70, 74
 Diagenese 172, 335

- Diamant 342
 Diapire 255
 Diapirismus 256
 Diatomeen 134, 143, 389
 Dichte 203
 Dichteinversion 364
 Dicke
 – elastische 206
 Differentiation 303
 Dinosaurier 387
 Diorit 303
 dipping reflector sequences 223, 387
 Diskordanz 240, 375
 displaced terranes 232
 distale Flussfazies 180
 Disthen 5, 336
 Dolomit 5, 39, 172, 185, 367
 Dolomitisierung 172
 Dolomitstein 409
 Domäne
 – metamorphe 345
 Donau 83, 382
 Doppelkettensilikat 31
 Downlap 179
 Dropstones 103, 380
 Druck
 – geostatischer 174
 – hydrostatischer 174, 292
 – lithostatischer 174, 292
 Druck-Temperatur-Zeit-Pfade 347
 Drucklösung 174, 242
 Drucksiegel 56
 Düne 73, 105, 240
 Dunit 299
 Dünnschliff 307
 Dünung 125
 Durchbruchstal 92
 Durchflussee 96
 Durchlässigkeit 55
 Durchlässigkeitsbeiwert 58
 Dy (Törschlamm) 98
 Dynamik
 – exogene 16
- E**
 Ebbe 134
 Ediacara-Fauna 162
 Edukt 301, 332
 Eem 382
 Eh-Bedingung 35
 Eifel 312, 322
 einfache Scherung 221
 Einfallsrichtung 240
 Einfallswinkel 240
 Einschlagskrater 195
- Einsprengling 320
 Einsturzdoline 74
 Einzelkorntransport 76, 85
 Einzugsgebiet 57
 Eis 62, 99, 199, 359
 Eisberg 63, 103
 Eisen-Meteorit 196, 203
 Eiskappe 64
 Eiskern 380, 384
 Eismassenanziehung 377
 Eissurge 67
 Eiszeit
 – pleistozäne 25, 118
 Eklogit 342
 El Niño 117
 Element
 – chalkophiles 297
 – inkompatibles 298
 – kompatibles 297
 – lithophiles 297
 – siderophiles 297
 Elongation 243
 Eluvial-Horizont 41
 Eluviation 43
 Emersion 172
 Emperor-Hawaii-Kette 220, 326
 Endmoräne 102
 Endsee 96
 Enthalpie 337–338
 Entropie 337
 Epidot 341
 Epikontinentalbecken 279
 Epikontinentalmeer 110, 282
 Epilimnion 96
 Epizentralintensität 401
 Epizentrenkarte 398
 Epizentrum 200
 Erdbeben 202, 225, 247, 250, 398–399
 Erdbebenwelle 10, 202
 Erde 194
 – Aufbau 4, 197
 – chemische Zusammensetzung 207
 – Dichte 204
 – Druck 204
 – Entwicklung des Lebens 158
 – Schwere 204
 – seismologische Gliederung 200
 – Temperatur 204
 – Verteilung des Wassers 52
 – Wärmeproduktion 221
 Erdgas 175, 256, 278, 289, 391, 409, 412
 Erdgeschichte 10
 Erdmagnetfeld 203, 210
 Erdöl 175, 256, 278, 289, 391, 409, 412
 Erdöl-Fenster 176
 Erdölfalle 260
- Erdölmuttergestein 177
 Erdrutsch 10, 119
 Erdschiefe 383
 Erosion 21, 70, 77, 275, 398
 – rückschreitende 83
 Erosionsdiskordanz 179, 241
 Erosionsrate 10
 Eruption
 – hawaiianische 307
 – klimaktische 318
 – magmatische 307
 – phreatische 307
 – phreatomagmatische 307, 322
 – plinianische 309, 316
 – strombolianische 307
 – vulkanische 309
 Eruptionsform 307
 Eruptionswolke 310–311, 322
 Erz 278
 Erzlagerstätte
 – magmatogene 412
 Erzmineral 411
 Eugeosynklinale 219
 Eukaryoten 161
 Eulersche Geometrie 234
 Eulitoral 130
 Eurasische Platte 345
 Europa 28
 eustatisch 379
 Evaluation 416
 Evaporation 139
 Evaporite 139, 352
 Evolution 377
 Exaration 99
 Exhumierung 267, 332, 360, 391
 Exinit 178
 Exoskelett 162
 Exploitation 409
 Exploration 409
 Explorationsmethode
 – geophysikalische 416
 Explosion
 – phreatomagmatische 316
 Exzentrizität 382
- F**
 Fall
 – pyroklastischer 320
 Fallablagerung
 – pyroklastische 322
 Fallwinde 20
 Fallzeichen 247
 Falten 247
 Falten- und Überschiebungsgürtel 269
 Faltenachse 244

Farn 164
 Faulschlamm 111, 151
 fault scarps 253
 Fault Zones 235
 faults 249
 Faunenradiation
 – kambrische 162
 Fayalit 205
 Fazies
 – flachmarine 179
 – fluviatile 179
 – metamorphe 341
 Faziesverteilung 254
 Feldspat 5, 31, 85, 114, 143, 172, 180, 209, 359
 Feldspatvertreter 32, 294
 Felssturz 398
 Fenster
 – tektonisches 345
 Fernerkundung 209, 403, 416
 Ferrel-Zelle 18
 Ferricrete 45
 Festland 28, 164
 Feuchtgebiete 48
 Feuerstein 172
 Fiamme 324
 Fiederluft 250
 filter pressing 302
 Findling 102
 Fish-Canyon-Tuff 302
 Fixist 219
 Flachbahn 253
 Flächenpol 241
 Flachküste 131
 Flachland 53
 – norddeutsches 279
 Flachsee 130
 Flaserschichtung 134
 flexural rigidity 284
 flexure 284
 Fließgefüge 191, 320
 Fließgrenze 76
 flower structure 251
 Flöz 178
 Fluss 10, 52, 83
 – Kapazität 85
 – Kompetenz 85
 – mäandrierender 92
 – Sinuosität 92
 – verflochtener 88
 Flüssigkeitseinschluss 173
 Flussnetz 83
 Flussystem 60
 Flusstal
 – antezedentes 92
 – epigenetisches 92
 Flussterrasse 93

Flussufersandbank 92
 Flussuferwall 93
 Flut 134
 Flutbasalt 223, 313, 315, 326
 Flutbasalterption 387
 Flysch 287
 focal plane solutions 250
 Foid 32, 294
 Foliation 244
 Foliationsgefüge 339
 Foraminiferen 166, 383, 389
 fore land 227
 Fore-arc 147, 227, 282
 Forsterit 205
 fossiles Grundwasser 53
 Fossilien
 – älteste 160
 Frachtabfuhr 83
 Fragmentierung
 – pyroklastische 310
 Fraktionierung
 – gravitative 301
 Freiheitsgrad 338
 Frosthebung 48
 Frostmusterboden 48
 Frostspaltung 30
 Frühjahrsdurchmischung 97
 Fudschijama 313
 Fumarolen 317

G

Gabbro 207, 292
 Gaia 394
 Galan-Caldera 317
 Galapagos-Triple-junction 216
 Gang 191, 245, 304, 313
 Ganges 143, 286
 Gas
 – vulkanisches 159, 319
 Gashydrat 175, 386
 Gasriese 194
 Gastropoden 187
 Gebirge 53
 Gebirgsbildung 352
 Gebirgsgletscher 63
 Gefahr
 – natürliche 398
 – vulkanische 403
 Gefrierpunkt 54
 Gefüge
 – holokristallines 307
 – klastgestütztes 188
 – komponentengestütztes 188
 – metamorphes 338
 – porphyrisches 320

Gefühe
 – aphanitisches 320
 Geländestufe 253
 Gelberde 44
 Gelblatosol 44
 Geoid 208
 Geoinformationssystem 406
 Geomagnetik 219
 Geomorphologie 275
 Geophon 201
 geothermische Tiefenstufe 197
 geothermischer Gradient 197
 Geröll 180
 Gerüstsilikat 31
 Gesamtsubsidenz 280
 gesättigte Zone 55
 Geschiebe
 – gekritztes 100
 Geschiebemergel 102
 gespanntes Grundwasser 57
 Gesteine
 – magmatische 7
 – metamorphe 7
 – pyroklastische 180
 – sedimentäre 7
 Gesteinsbruchstück 180
 Gesteinsschmelze
 – physikalische Eigenschaften 295
 Gewässer 416
 Gewässersediment 416
 Geysir 317
 Gezeiten 373
 Gezeitenkurve 122
 Gezeitenströmung 120
 Gezeitenwechselschichtung 134
 Gibbsit 39
 Gibbssches Phasengesetz 338
 Gips 5, 39, 59, 97, 173, 178
 Gipshut 263
 Gipssteine 409
 glacial isostatic adjustment 377
 Glas
 – vulkanisches 172
 Glaukophan 342
 Glazial 382
 glazio-isostatische Anpassung 377
 Glazioeustasie 372
 Glazioisostasie 64
 Gleichgewichtsparagenese 338
 Gleithang 92
 Gleitung 78
 Gletscher 10, 24, 52, 63
 – polare 64
 – temperierte 65
 Gletscherschramme 99
 Gletschertore 102
 Gley 45

Glimmer 5, 33, 85, 143, 244, 305, 359
 globale Erwärmung 49
 Globigerine 143
 Globigerinenschlamm 180
 Globuïde 302
 Gneis 339
 Goethit 38, 43, 59
 Gold 414
 Golf von Mexiko 95
 Golfstrom 117, 382
 Gondwana 313, 346, 352
 Gondwana-Vereisung 152
 Gräben 253, 271
 Grade-tonnage-Modell 414
 graded bedding 81
 Gradient
 – geothermischer 332
 – hydraulischer 57
 grain flow 79
 Grainstone 187
 Granat 5, 203, 294, 298, 300, 339, 342, 359
 Granat-Glimmerschiefer 339
 Grand Canyon 242
 Granit 29, 180, 199, 202, 292, 299, 306
 Granodiorit 59, 307, 364
 Granulit 339, 341
 Granulitfazies 341
 Granulitgebirge 274
 Graphit 178, 391
 Graptolith 166
 grass roots exploration 416
 Grauwacken 181
 Gravimetrie 207
 Great Barrier Reef 138
 Grönland 64
 Großkreis 234, 241
 Großzyklus
 – orogener 361
 Ground-surge-Ablagerung 324
 growth faults 256, 376
 Grundmasse 320
 Grundmoräne 102
 Grundwasser 53, 55
 – fossiles 55
 – gespanntes 57
 – meteorisches 55
 – Temperatur 59
 Grundwasseranreicherung
 – künstliche 61
 Grundwasserbeschaffenheit 59
 Grundwasserchemie 60
 Grundwasserleiter 55
 Grundwassernichtleiter 56
 Grundwassernutzung 61
 Grundwasserspiegel 45, 55
 – freier 56

Grundwasserstockwerk 56
 Grundwasserstrom 57
 Grünschieferfazies 341, 347
 Grünsteingürtel 364
 Gruppengeschwindigkeit 126
 Gruppensilikat 31
 Günz 382
 Guyot 110, 138, 329
 Gyttja 98

H

H_2O 54
 Hadeum 158, 195, 364
 Hadley-Zelle 18, 104, 117
 Haff 131
 Halbgraben 253, 260
 Halbwertszeit 359
 Halit 97
 Halokinese 240, 256
 Hämatit 35, 38
 Hangendscholle 253, 255
 Hangwinkel
 – kritischer 76
 Harnisch 251
 Härte 59
 Härtlinge 73
 Hartsteine 409
 Harz 181, 207, 308
 Harzburgit 294
 Hauptelement 292
 Haupterosionsbasis 83
 Hauptgezeitenrinne 134
 Hauptspannung 242
 Hawaii 129, 216, 297, 311, 317
 hazard assessment 403
 Heinrich event 104
 Heinrich-Lagen 103
 Hellglimmer 306
 Herdflächenlösung 250
 HFS-Element (High-field-strength-Element) 298
 Hiatus 241, 352
 High-field-strength-Element 298
 Himalaya 143, 206–207, 232, 267–269, 277, 296, 352, 355
 Hjulström-Sundborg-Diagramm 86
 Hochlandgebiet 197
 Hochmoor 46
 Höhenmodell
 – digitales 276
 Höhle 38
 Holozän 382
 Holstein 382
 Hornblende 5, 43, 298, 300, 307, 341, 359
 Hornfels 344

Horste 253
 Hot Spot 216
 Hot-dry-rock-Verfahren 411
 Hudson Bay 110
 Humifizierung 46
 Huminit 178
 Hurrikan 405–406
 hybrides Magma 302
 Hydrogeologie 61
 Hydrogeothermalfeld 410
 Hydrogeothermalkraftwerk 410
 hydroklastisch entstandene Fragmente 324
 hydrologischer Kreislauf 390
 Hydrothermallagerstätte 308
 hydrothermale Erzlagerstätte 412
 Hydrothermalkreislauf 223
 Hydrozoen 136
 Hypolimnion 96
 Hypozentrum 202

I

Iapetus (Protoatlantik) 344
 ice rafted debris 385
 ice-sheet gravitational attraction 377
 Ichnofossilien 169
 Ignimbrit 230, 322
 Illuvial-Horizont 43
 Illuviation 43
 imbricated thrust sheets 269
 Impakt 195, 247, 332
 Impaktmetamorphose 333, 343
 Impaktor 195
 Indischer Ozean 127
 Industriesand 409
 Inertinit 178
 Inklination 210
 Inkohlung 177
 Inlandeis 64
 – skandinavisches 148
 Inosilikat 31
 Inselberg 73
 Inselbogen 227, 286, 301
 Inselsilikat 31
 Insolation 383
 – solare 16
 Interferometrie 398
 Interstadiale 382
 Intertidal 124, 130
 Intrusionskontakt 306
 Intrusivformen 305
 Inversion
 – thermische 347
 Inversionstektonik 252
 Iridium 388

Isanomalenkarte 208

Island 216

Isolierung

– kontinentale 361

Isopache 66

Isopyknen 116

Isoseisten 401

Isostasie 6, 204, 271, 286

Isotherme 206, 228, 284

Isotop 297

– radiogenes 298

– stabiles 298

Isotopengeochemie 362

Isua-Provinz 158–159

Itsaq-Gneis-Komplex 365

J

Jadeit 342

Japanische See 110

Jupiter 194

K

Kaiserstuhl 314

kaledonische Orogenese 354

Kalifeldspat 37, 305

Kalisalz 409

Kalk 35, 56, 59, 335

kalkalkalische Suite 302

Kalkalpen 138

Kalksinter 59

Kalkstein 172, 180, 185, 199, 409, 411

Kaolin 409

Kaolinit 5, 36, 151, 335

Kapillarsaum 55

Kapillarwasser 55

Kar 99

Karbonat 162, 359

– stromatolithes 367

Karbonat-Silikat-Zyklus 390

Karbonatfällung 389

Karbonatit 304

Karbonatplattform 135

Karbonatverwitterung 389

Kareliden 368

Karpaten 355

Karst 38, 73

Karstgrundwasser 56, 74

Karsthöhle 35

Karte

– geologische 416

katabatische Fallwinde 20

Katagenese 175

Kataklasit 246

Kathodolumineszenzmethode 174

Keramik 33

Kerbtal 65, 73

Kern 194, 202–203

Kern-Mantel-Grenze 203

Kern-Mantel-Kopplung 361

Kernkomplex

– metamorpher 254, 275

Kerogen 176, 391

Kettensilikat 31

Kies 56, 180, 409, 411

Kieselgur 98

Kilauea 319

Kilimandscharo 313

Kimberlite 342

kink folds 245

Kippschollen 254

Kissenlava 326

Klasten 180

Kleine Eiszeit 385

Kleinkreise 234

Kliffreihenküste 131

Klima 19, 275, 384

– arides 30, 53, 73

– gemäßigt humides 22, 43

– glaziales 20, 62, 74

– humides 41, 52, 71, 73

– kühl-feuchtes 43

– periglaziales 22, 47

– Temperatur 21

– trocken-kontinentales 22

– tropisch-arides 22

– tropisch-feucht-trockenes 22

– tropisch-humides 22, 36

– tropisch-semiarides 22

– tropisches 44

Klimaentwicklung 355

– globale 380

Klimapumpe

– ozeanische 392

Klima

– semiaride 43

Klimavariation 117

Klimazyklen 104

Klinopyroxen 38

Klippe

– tektonische 269

Kluft 249

Kluftgrundwasser 56

Knickfaltung 245

Kohle 177, 180, 278, 289, 352, 392, 412

Kohlendioxid 39, 118, 158

Kohlendioxid-Haushalt 387

Kohlenmonoxid 158

Kohlsäureverwitterung 38

Kohlenstoff

– anorganischer 389

– Kreislauf 389, 393

– organischer 153, 390

Kohlenstoff-Isotopie 162

Kollaps

– gravitativer 231, 271

Kollisionssutur 229

Komatiite 364

Komet 158, 194

Kometenschweif 195

Kompaktion 173, 335

Kompaktionsabschiebung 256

Kompass 209, 240

Komponente 188

– chemische 336

Kompressionstektonik 259

Konduktion 202

Konglomerate 180

Konkretion 172

Kontaktaureole 306

Kontakthof 332

Kontaktmetamorphose 308, 332, 344

Kontinent 333

– Morphologie 28

– Wachstum 362

Kontinent-Kontinent-Kollision 232, 259, 342, 345, 347

Kontinentalabhang 110, 140, 279

Kontinentaldrift 219

kontinentale Kruste 292, 299

– im Archaikum 364

– Wachstum 362

Kontinentalhang 231

Kontinentalrand

– aktiver 143, 185, 227, 279, 286

– passiver 185, 223, 282–283

Kontinentalsockel 110

Konvektion 203

Korallen 136, 162, 389

Körnerstrom 79

Korrasion 108

kosmische Strahlung 384

Krafla 317

Krakatau 317

Krater

– vorläufiger 195

Kratone 183

Kreide 147

Kristallisation

– fraktionierte 301

Kristallwasser 333

kritischer Punkt 54

Kruste 206

– duktile 305

– kontinentale Siehe kontinentale Kruste 364

– ozeanische 4, 206, 292

Krustenentwicklung

– präkambrische 362

Krustenkalk 45

Kryosphäre 372

Kryoturbation 48
 Kühlhaus 385
 Kühlhausklima 355, 386
 Kultosole 48
 Kupfer 409, 411
 Kupferlagerstätte 412
 Kupferschiefer 154, 414
 Kurve
 – hypsographische 6
 – hypsometrische 277
 Küste 105, 130
 Küstenebene 92, 279, 375
 Küstengebiet 46
 Küstenstrom 131

L

Laacher-See 324
 Laacher-See-Vulkans 304
 Labradorit 32
 Labradorstraße 358
 lag deposit 88
 Lagekugeldarstellung 241
 Lagerstätte 278, 411
 – aszendente 414
 – deszendente 414
 – diagenetisch hydrothermale 412
 – epigenetische 412
 – Evaluation 416
 – hydrothermale 307
 – hypogene 414
 – Kupfer 152
 – metamorph hydrothermale 412
 – schichtgebundene 414
 – sedimentäre 394
 – Sedimente 412
 – stratiforme 414
 – supogene 414
 – syngenetische 412
 – Verwitterung 412
 Lagerstättenexploration 416
 Lagerung
 – inverse 240
 – normale 240
 – saigere 240
 – söhlige 240
 Lahare 324, 403
 Laki-Spalte 387
 Lakkolith 304
 Landschaftsform 71
 Längsdünen 105
 Large-ion-lithophile-Element 297
 latente Wärme 337
 Laterit 45, 73
 Latosolen 44
 Laubwald 24

Laufzeitdiskontinuität 203
 Laumontit 335
 Laurentia 233, 344, 346
 Lava 316, 320
 – Dom 311, 314, 323
 – Fontäne 307
 – Strom 307
 – Temperatur 295
 Lawsonit 342
 Leitfossilien 164
 – stratigraphische 164
 Leucit 32
 Lherzolith 294, 343
 Liegendscholle 255
 LIL-Elemente (Large-ion-lithophile-Element) 297
 Lineation 244
 Linsenschichtung 134
 Liptinit 178
 liquidmagmatische Erzlagerstätte 412
 Liquidus 301–302
 Liquifikation 398
 liquified flow 80
 Lithifizierung 173
 Lithosphäre 4, 204, 220, 352
 – Abkühlung 377
 – Aufheizung 377
 – Auflast 377
 – Dicke 206
 – elastische Mächtigkeit 286
 – elastisches Verhalten 205
 – kontinentale 271, 361–362
 – ozeanische 204, 279, 282, 295, 329, 361
 – Scherfestigkeit 207
 – thermische 223
 – thermisches Verhalten 205
 lithospheric necking 221
 Lithostratigraphie 164
 Litoral 130
 Illit 359
 Llullaillaco 321
 Longitudinalwelle 202
 longshore current 131
 Löslichkeit
 – Minerale 36
 Löss 43, 105
 Lösung
 – hydrothermale 307, 411
 – inkongruente 35
 – kongruente 35
 Lösungs-Fällungs-Prozesse 242
 Lösungsdoline 74
 Lösungsfracht 71, 74
 Lösungstransport 85
 Lösungsverwitterung 38
 Lotabweichung 207

low velocity zone 204
 Luftbild 247
 Luminosität 158
 Lysokline 145

M

Mäander 92
 – vererbte 92
 Maar 311
 Macerale 177
 Mächtigkeit 178
 Mafite 305
 Magma 256, 292
 – Absorption von Scherwellen 295
 – anatektisches 298
 – Assimilation 297
 – chemische Zusammensetzung 294
 – Differentiation 301
 – elektrische Leitfähigkeit 295
 – Entmischung 302
 – Extraktion 302
 – hybrides 302
 – Klassifikation 293
 magmatic arc 227
 magmatic underplating 364
 Magmatismus 8, 292, 387
 Magmatite
 – Klassifikation 292
 – ultramafische 294
 Magmenaufstieg 292
 Magmenbildung 295
 Magmendifferentiation
 – kalkalkalische 303
 Magmeneruptionsrate 319
 Magmenkammer 302
 Magmenkonvektion 302
 Magmenproduktionsrate 296
 Magmensuite
 – alkaline 292
 – subalkaline 292
 Magnetfeld 210
 magnetic quiet zone 213, 361
 Magnetit 210
 Magnetohydrodynamik 210
 magnetostratigraphische Zeitskala 166
 Magnitude 202, 236, 254, 398, 400
 Manganknollen 147
 Mangrovensümpfe 48
 Mantel 194, 203–204, 299
 – Mineralogie 206
 Manteldipir 216, 296, 298, 326, 362
 Mantelkonvektion 204, 216
 mantle plumes 216
 Mare 197

marginal basins 225
 Marianen 225, 229, 296
 marine snow 393
 Marmor 243, 335, 339
 Mars 194, 196
 Marsch 45
 Marschen 48
 Masselexport 275
 Masseimport 275
 Massensterben 164
 Massenströme
 – sedimentäre 323
 Massentransport
 – gravitativer 76
 Massenverlagerung
 – gravitative 77
 Matrix 181
 – sekundäre 181
 Maunder-Minimum 384
 Mayon 324
 Meer 110
 Meereis 25, 64
 Meeresboden 225
 – magnetische Streifung 219
 – Morphologie 110
 Meeresschnee 393
 Meeresspiegel 373
 Meeresspiegelhochstand 375
 Meeresspiegelschwankung 135, 355, 372
 – eustatischer 372
 – relater 372
 Meeresspiegeltiefstand 375
 Meereströmung 387
 Meerwasser 94, 333, 358, 392
 – Zusammensetzung 110
 Megacities 400
 Megarippeln 89
 Meidob Hills 324
 Melilith 31
 Mergel 185
 Merkur 194
 Mesalaven 230, 311
 Mesosphäre 203
 Messinisches Ereignis 372
 Metagenese 175
 metamorpher Gürtel 347
 Metamorphite 332
 Metamorphose 172, 267, 332
 – diastathermale 332
 – hydrothermale 332
 – prograde 334
 – retrograde 346
 Metasomatose 333, 362
 Metazoa 162
 Meteorit 10, 127, 158, 194, 332, 361, 386

Meteoritenkrater 194
 Methan 49, 158, 175, 386
 Methanemission 49
 methanotrophe Bakterien 49
 Migmatite 341
 Mikrit 185
 Mikroben 398
 Mikrofossilien 166
 Mikroklin 36
 Milanković-Zyklus 382
 Milieu
 – euxinisches 151
 Mindel 382
 Mineral 5, 36
 – Ausdehnungskoeffizient 29
 – authigenes 172
 – Reaktivität 35
 Miogeosynklinale 219
 Mississippi 28, 95, 142
 mitigation 398
 Mittelatlantischer Rücken 327
 Mitteleuropa 198
 – Vulkanfelder 314
 Mittelgebirge 352
 Mittelmeer 110, 127, 139, 355, 372
 Mittelmeerraum 44
 Mittelozeanischer Rücken 110, 114, 216, 223, 295, 297, 326, 332, 372
 Modalbestand 294
 Mofetten 317
 Mohorovicic-Diskontinuität 206
 Mohrscher Spannungskreis 243
 Molasse 287
 Molassebecken 287
 Mond 120, 197
 Mondentstehung 197
 Mondgestein 197
 monitoring 403
 Monsun 23, 386
 Montagne Pelée 314
 Moor 46, 96, 177
 – ombrogenes 46
 MOR 216, 234
 Moränen 151
 Mount Shasta 316
 Mount St. Helens 311
 Mudd 149
 mudflow 79
 Mulde 244
 Mündungssandbank 94
 Muschel 134, 162, 187
 Muskovit 335, 338
 Mutterisotop 359
 Muttersediment 260
 Mylonit 246

N

Nadelwald 24
 Nährgebiet 63
 nappes 269
 Naturkatastrophen 398
 Nazca-Platte 227
 Nd-Isotop 300
 Nehrung 131
 nektisch 168
 Neosom 342
 Neotethys 345
 Nephelin 32
 Neptun 194
 Neptunist 219
 Nesosilikat 31
 Netto-Transfer-Reaktion 336
 Netzwerkbildner 295
 Netzwerkwandler 295
 Newtonsches Fluid 62, 76
 Niedermoor 46
 Niederschlag 21–22, 58, 267
 Niederschlagsrate 10
 Nigerdelta 255
 Nipptide 122
 Norddeutsches Becken 252
 Nördlinger Ries 195
 Nordpol
 – geographischer 197
 Nordsee 124, 134–137, 148, 256
 Nordseegraben 256
 normal faults 251
 Normalnull 377
 Normalspannung 232
 NOX 39
 Nutzungsplanung 406

O

Obduktion 225
 Oberboden 41
 Oberflächenströmung 23, 97, 116
 Oberflächenwasser 52, 111
 Obermoräne 99
 Oberrheingraben 278, 354
 Oberrheintal 257
 Oberströmung
 – hypopyknische 94
 Obsidian 320
 Odenwald 279
 Offlap 179
 Oktaederschicht 33
 Oligoklas 32
 Olivin 5, 31, 38, 43, 196, 203, 205, 228, 246, 294, 301, 364

- Onlap 179, 283
 Ooide 138, 187–188, 244, 271
 Oolith 138
 Oomikrit 188
 Oosparit 188
 Ophiolith 326
 Ophiolithkomplex 225, 229
 Orinoco 47, 177
 Orogen 184, 253, 259, 266, 352
 – alpidisches 355
 – variszisches 289
 orogener Keil 284
 Orogenese 70, 222, 228, 347, 352, 354
 – kaledonische 344
 – variszische 289
 Orthogneise 364
 Orthoklas 31
 Orthometamorphite 332
 Oser 102
 Ostafrika-Riftsystem 222
 Ostafrikanisches Grabenbruchsystem 297
 Ostsee 110, 131, 148, 206
 Oszillationsrippel 89
 Otong-Java-Plateau 326
 oxbow lake 92
 Oxidationsereignis 159
 Oxidationsverwitterung 38, 159
 Ozean
 – Temperatur 114
 – Zusammensetzung im Präkambrium 159
 ozeanisches Plateau 233, 326
- P**
- p-T-t-Pfad 345
 P-Welle 10, 201
 Packstone 187
 Pahoehoe-Lava 320
 paired metamorphic belts 347
 Paläoboden 159
 Paläoklimaproxies 382
 Paläosom 341
 Palökologie 136, 168
 Panama-Isthmus 382
 Pangäa 346, 352
 Panthalassa 361
 Parabedüne 105
 Parabraunerde 43
 Parametamorphite 332
 Paraná-Becken 313
 Passatwinde 18
 passives Rifting 221
 Pazifik 127, 145
 Pazifische Platte 216, 220
- peak oil 409
 Pegmatit 32, 306, 411
 pegmatitische Erzlagerstätte 412
 Pelmikrit 188
 Peloide 187–188
 Pelssparit 188
 Peridotit 199, 294
 Periglazialboden 47
 Periglazialgebiet 102
 Periklas 203
 periphere Aufwölbung 284
 Perkolation 57
 Permafrost 386
 Permafrostboden 47, 53
 Permafrostgebiet 197
 Permeabilität 55, 174
 Perovskit 203
 Perthit 32
 Peru-Chile-Tiefseerinne 147
 Pfälzerwald 279
 Pflanzen 164, 166
 pH-Bedingung 35
 Phasengrenze 344
 Phengit 342
 Phlogopit 342
 Phonolith 293
 Phosphor 394
 phosphorite giants 394
 Photosynthese 159, 391
 Phyllosilikat 31
 Piedmont 81
 Pilbara-Block 364
 Pinatubo 405
 Plagioklas 38, 203, 294, 298–299, 301–302, 305, 307, 321, 333, 341, 359, 389
 Planet
 – terrestrischer 194
 Planetesimal 194
 Planetoid 194
 planktische Organismen 168
 Plankton 111, 175, 392
 Planktonblüten 392
 Plateau 231
 – orogenes 268
 – ozeanisches 110
 – topographisches 264
 Plateaubasalte 313
 Plattenbewegung 10
 Plattenrand
 – divergenter 216, 221
 – konvergenter 184, 225, 342
 – Transformstörung 234
 Plattentektonik 7, 25, 240, 346, 352, 364
 – Antriebskräfte 219
 – Eustasie 372
 – globale 216
- Magmenbildung 295
 Playa 97, 140
 Pluton 294, 306
 Plutonismus 303
 Plutonist 219
 Podsol 44
 Podsolierung 44
 Pol
 – geographischer 210
 – magnetischer 210
 Polar-Zelle 18, 104
 Pollen 166
 Polumkehr 210
 Polwanderung
 – wahre 197
 Polwanderungskurve
 – scheinbare 211
 Porengrundwasserleiter 56
 Porenraum 55
 Porenwasser
 – konnates 173
 – meteorisches 173
 Porosität 55, 174, 281
 Porphyroblasten 246, 339
 Porphyroklasten 246
 Porphyry-Lagerstätte 415
 Präkambrium
 – Atmosphäre 158
 – Ozean 158
 Prallhang 92
 Präzession 382
 Prehnit 342
 present atmospheric level 159
 pressure compensation level 329
 Priele 134
 Primärproduktion 49
 Prodelta 94, 240
 Produktionszone 83
 Prokaryoten 161
 Prokeil 266–267
 Proterozoikum 11, 367
 Protolith 332
 proximale Flussfazies 180
 Proxy 358
 Pseudogley 45
 – sekundärer 45
 Pseudotachylit 247
 Pteropoden 143
 Pull-apart-Becken 287
 Pumpellyit 342
 Pumpellyit-Prehnit-Fazies 341
 pure shear 244
 Pyrenäen 355
 Pyrit 35, 151, 159
 pyroklastische Ströme 10, 403
 Pyrophyllit 336, 342
 Pyroxen 5, 31, 196, 203, 244, 294, 301, 303, 341–342

Q

- Qualle 162
- Quartär 166
 - Stratigraphie 166
- Quarz 5, 35–36, 143, 173, 203, 209, 246, 294, 305, 307, 334, 339, 343
- Quarzit 85, 367
- Quelle 56
- Quellkuppe 315
- Quicksand 80

R

- Rabaul 317
- Radiation 202
- radioaktiver Zerfall 202
- Radiolarien 143, 147, 389
- Radiolarit 146
- Rampe 253
- Randmeer 110
- Raucher
 - schwarze 114, 326, 328
 - weiße 114, 326
- Rauchgasverwitterung 39
- Rb-Sr-Isotopensystem 300
- Rb-Sr-Methode 359
- Reaktion
 - endotherme 36, 337
 - exotherme 36, 337
- Reaktionsrand 341
- Reaktorunfall 400
- rebound 286
- reconnaissance exploration 416
- Reflektionsseismik 201, 253, 357
- Refraktionsseismik 201
- Regenwald
 - tropischer 24
- Regenwasser 389
- Regenwassermoor 46
- Regionalmetamorphose 332
- Regolith 28
- Regression 135, 372
- Reife
 - kompositionelle 180
 - strukturelle 180
- Reifung
 - Kohlenwasserstoffe 176
- Rekristallisation 246
- Relief 70
- Remanenz
 - magnetische 210
- Restmeer 355
- resurgent dome 318

Retrokeil 266–267, 275

- reverse faults 251
- Reykjaness-Rücken 212
- Rhein 94
- Rheinisches Schiefergebirge 146, 181, 241
- Rhyolith 292–293
- Richter-Skala 202
- ridge push 220
- Riff 136, 142, 173, 188
- Riffkalk 256
- Rift 96
- rift-drift transition 283
- Rift-Drift-Übergang 283
- Riftbecken 223, 282
- Rifting 282
 - kontinentales 221
- Riftmagmatismus 297
- Riftzone 221, 253
- Ringkomplex 306
- Ringsilikat 31
- rip currents 133
- Rippen 89
 - 2-D-Rippen 89
 - 3-D-Rippen 89
 - äolische 105
- Ripströmung 133
- Riss 382
- Rocky Mountains 289
- Rodinia 162, 358
- Rohboden 43
- Rohphosphate 409
- Rohstoff 409
 - mineralischer 409
- Rohstoffreserve 409
- roll over 255
- Rotalgen 136
- Rotation 240, 255
- Roter Tiefseeton 147
- Roterde 44
- Rotes Meer 222, 282
- Rotlatosol 44
- Rotsedimente 367
- Rückkopplung 390
- Rückkrift 136
- Rückstandslagerstätte 45, 411, 414
- Rückwölbung 286
- Rudit 185
- Ruhephase
 - seismische 398
- Ruhrkarbon 289
- Rumpffläche 73
- Rundhöcker 99
- Rutschfalte 142
 - synsedimentäre 79
- Rutschung 77, 79, 127, 398

S

- $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 300, 358
- S-Welle 10
- säkulare Variation 210
- Salar 97, 140
- Salinarzyklus 139
- Salinität 110
- Salz 253, 256–257
- Salzbewegung 240
- Salzgletscher 256
- Salzmarschen 48
- Salzspiegel 38
- Salzstock 38, 60, 208
- Salzverwitterung 30
- Salzwälle 256
- Salzwassersee 62, 96
- San-Andreas-Transformstörungssystem 258
- Sand 56, 58, 180, 409
- Sandstein 56, 58, 174, 180, 199, 335
- Sandsturm 104
- Sandur 102
- Sandwelle 89
- Sanidin 31
- Sapropel 98, 151
- Sattelachse 244
- Sättigungsschelf 140
- Saturn 194
- Sauerstoff 367
 - $\delta^{18}\text{O}$ 380, 383
 - Ostsee 151
 - Schwarzes Meer 151
- Sauerstoffisotop 298
- Säugetiere 164
- Saumriff 138
- Savanne 22
- saxonische Tektonik 263
- Schadensminderung 398
- Schelf 110, 130, 255, 279, 375
 - äußerer 135
 - karbonatischer 135
 - siliziklastischer 135
- Schelffeis 64
- Schelfkante 110
- Scherbeanspruchung 76
- Scherspannung 232
- Scherung
 - einfache 221, 244
 - reine 244
- Scherwelle 200, 295
- Scherzone 245
- Schichtfläche 240
- Schichtflut 70, 80
- Schichtgrenze 178

- Schichtquelle 56
- Schichtsilikat 31, 339
- Schichtstufe 74
- Schichtstufenlandschaft 73
- Schichtung 339
 - thermohaline 149
- Schiefer 244–245, 339
- Schieferung 339
- Schildvulkan 311
- Schlacke 322
- Schlackenkegel 191, 311–312
- Schlamm
 - Diatomeen 147
 - Radiolarien 147
- Schlammstrom 79
- Schluff 180
- Schmelze
 - basaltische 203
 - Fe-Oxid 292
 - Fe-Sulfid 292
 - granitische 203
 - karbonatische 292
 - silikatische 292
- Schmidtsches Netz 241
- Schneegrenze 62
 - orographische 62
- Schotter 58
- Schrägschichtung 88–89, 322
- Schrattenkalk 38
- Schuttfächer
 - alluviale 254
- Schuttkegel 74, 240
- Schuttstrom 322
- Schuttstromablagerung 323
- Schwallzone 131
- Schwämme 389
- Schwarzerde 43
- Schwarzes Meer 111, 153, 159
- Schwarzschiefer 152
- Schwarzwald 279, 346
- schwebende Grundwasserleiter 57
- Schwebfracht 85
- Schwefel 409
- Schwefelbakterien 159
- Schwefelwasserstoff 151
- Schwemmdelta 97
- Schwemmfächer 74
- Schwereanomalie 208
- Schwerewelle 127
- Schwermineralanalyse 185
- Schwermineralseifen 411
- sea floor spreading 223
- Seamounts 110, 231
- sector collapse 317
- Sediment 240
 - biogenes 180
 - chemisches 180, 367
- euxinisches 152, 159
- fluviatiles 88
- klastisches 180
- klimaindikatives 352
- Th-Sc-Verhältnis 366
- Sediment-Ertrag 70
- Sedimentation 275, 323
 - hemipelagische 143
 - pelagische 143
- Sedimentauflast-Subsidenz 280
- Sedimentbecken 254, 278
- Sedimentgestein 178
 - Klassifikation 180
 - klastisches 159
 - Korngröße 180
- See 52, 92, 96, 287
 - dystropher 98
 - ephemerer 98
 - eutropher 98
 - mesotropher 98
 - oligotropher 98
 - Verlandung 46
- See-Erz 98
- Seebeben 127
- Seegang 125
- Seekreide 98
- Seife 183
- Seifs 105
- Seillava 320
- Seismik 199
 - 3-D-Seismik 201
- Seismizität 398
- Seismogramm 199
- Seismologie 199, 219
- Seitenverschiebung 231, 251
 - dextrale 251
 - sinsitrale 251
- Seltene Erden 299
- Septarien 172
- Sequenz 375
- Sequenzstratigraphie 377
- Serpentin 342
- sessile Organismen 168
- shear stress 76
- sheeted dykes 326
- Sicheldüne 105
- Sickerquelle 225, 391
- Sickerwasser 55
- Sideromelan 320
- Siedepunkt 54
- Silcrete 45
- Silikatverwitterung 389
- Sill 304, 313
- Sillimanit 335
- Silt 180
- Siltstein 180
- simple shear 244
- Sintern 317
- Sinuosität 92
- SiO₄-Tetraeder 31
- slab pull 220
- slumpings 79, 142
- slumpo folds 79
- Sm-Isotop 300
- Sm-Nd-Isotopensystem 300
- Smektit 33
- SO₂ 39
- Sohlabschiebung 253
- Sohlfäche 178
- Sohlüberschiebung 269
- Solarkonstante 16
- Solarnebel 194
- Sole 54, 97
- Solfataren 317
- Solidus 302
- Solifluktion 47
- Sonarscans 231
- Sonne 120, 158
- Sonnenfleckenaktivität 384, 386
- Sonnensystem 194
- Sonnenwind 195, 210
- Sorosilikat 31
- Sortierung 180
- Soufriere Hills 309
- Spaltenvulkan 326
- Spaltspurenmethode 360
- Spannung 242
- Spannungsellipse 243
- Spannungsellipsoid 242
- Spannungsfeld 249
- Spannungstensor 242
- Sparit 188
- Speichergestein 177
- Speicherzone 83
- Spinell 5, 203, 228, 294
- spinifex texture 364
- Sporen 166
- Spreadingrate 361, 374
- Springtiden 123
- spröd-duktiler Übergang 209, 221, 241
- Spurenelemente 297
- Spurenfossilien 135, 169
- Sr-Isotop 300
- Sr-Isotopenkurve 358
- Stadiale 382
- Stahl 409
- Stalagmit 39, 74
- Stalaktit 39, 74
- Staub
 - äolischer 105
- Stauchendmoräne 102
- Staukuppe 311, 315
- Stauolith 342
- Stauwasser 135

- Stauwasserboden 45
 Steilküste 130
 Stein-Eisen-Meteorit 196
 Steine 180
 Steinkern 162
 Steinkohle 47, 177, 409
 Steinmeteorit 196
 Steinsalz 5, 39, 180, 199, 208, 409, 411
 Steinschlag 77
 Steppe 22
 Steppenboden 43
 Sterndüne 105
 Sternschnuppe 194
 Stöcke 304
 Stockwerk 415
 Störung 10, 249
 - antithetische 253
 - konjugierte 253
 - listrische 253
 Störungssystem
 - extensionales 253
 - konjugiertes 253
 Strahlung
 - kosmische 211
 strain 243
 Strandgeröll 130
 Strandsee 131
 Strandversetzung 131
 Strandwall 131
 Stratigraphie 164
 Stratosphäre
 - ozeanische 114
 Stratovulkan 230, 313
 Streckeisen-Doppeldreieck 294
 Streichen 240
 - umlaufendes 245
 stress 242
 stretching lineation 244
 Striae 99
 Stricklava 320
 strike-slip fault 251
 Strom
 - pyroklastischer 311, 322
 Stromatolith 161
 Strombänke 88
 Stromboli 311
 Stromstrich 92
 Strömung
 - homopyknische 94
 Strömungsrippel 88–89, 135
 Strukturboden 48
 Strukturgeologie 240
 Stürme 398
 Sturmwelle 126
 Sturmwellenbasis 125
 Subduktion 368
 - andinotype 263
 Subduktionserosion 227
 Subduktionszone 147, 216, 225, 253, 259, 296, 342
 - fossile 342, 347
 Sublitoral 130
 Subrosion 73
 Subsidenz 254, 279
 - Sedimentauflast 280
 - tektonisch-thermische 279
 Subsidenzkurve 282
 Subtidal 124, 130
 Südamerika 183
 Südamerikanische Platte 216
 Südliche Oszillation 117
 Südpol
 - geographischer 197
 Suite
 - kalkalkalische 292
 Sukzessor-Becken 287
 Sumatra 227
 Sumatra-Tsunami 127
 Superchrone 361
 supergene Anreicherung 415
 Superkontinent 352, 367, 372
 Superkontinentzyklen 358
 Supratidal 124, 130
 Surge
 - pyroklastische 322
 Surtsey 319
 Suspensionsfracht 85, 94
 Suspensionsstrom 79, 81
 Süßwasser 203
 Süßwassерseen 62
 Suszeptibilität 211
 Sutur 229, 355
 Svecofenniden 368
 syncline Falten 244
 System Erde 350
- T**
- Tachylit 320
 Taifun 406
 Talgletscher 63
 Talk 342
 Tambora 309
 Tauernfenster 345
 Taupo 317
 tectonic escape 254, 273
 tectonic indenter 273
 tectonic underplating 227, 263, 275
 tectonic unroofing 272
 Tektit 332
 Tektonik 240
 Tektosilikat 31
 Temperaturinversion 225
 Temperatursprungsschicht 149
 Temperaturverwitterung 29
 Tephra 309
 Tephrochronologie 322
 Terra rossa 44
 Terrane 232, 355
 - exotische 232
 Tethys 355
 Tetraederschicht 33
 thermal boundary layer 203
 Thermalwasser 114, 326, 335
 thermische Inversion 228
 Thermodynamik 336
 Thermodynamometamorphose 332
 Thermokline 96
 Thermolumineszenz 361
 Tholeiit 292, 299
 tholeiitische Magmen 326
 thrust faults 251
 Tibet 268
 Tide
 - gemischte 122
 Tidenhub 124
 Tiefbeben 225
 Tiefenströmung 89
 - ozeanische 22
 Tiefenstufe
 - geothermische 197
 Tiefenwasser
 - atlantisches 118
 Tiefsee 140, 279
 Tiefseeebene 110, 143
 Tiefseefächer 142, 287, 375
 Tiefseefazies 179
 Tiefseerinne 110, 147, 227, 287
 Tillite 102, 352
 Tochterisotop 359
 Tomographie
 - seismische 204
 Ton 56, 175, 180, 253, 256, 336, 409
 Tonalit 364
 Tonga-Kermadec-Subduktionszone 259
 Tonmineral 5, 32, 43, 56, 79, 143, 172–173, 323
 - detritisches 172
 Tonstein 180
 Topbrekzie 320
 Toplap 179
 Torf 46, 177, 180, 409
 Torfschlamm 98
 Totalintensität 211
 - magnetische 354
 Toteis 102
 Totes Meeres 96
 Trachyt 293
 Transferzone 83

Transformstörung 223, 234, 327

Transformzone 259

Transgression 135, 372

Translation 240

Transport

– alluvialer 74

– sedimentärer 70

– vulkanischer 317

Transpression 251

Transtension 251

Transversaldüne 106

Transversalwelle 202

Trappbasalt 313

Treibhaus 355, 367

Treibhauseffekt 118

Treibhausgas 49, 159, 387

Treibhausklima 386

Treibhauswirkung 49

Tremolit 342

Trench 227

Tridymit 337

Trilobiten 164

Tripelpunkt 54

triple junction 216

Tristan-da-Cunha-Manteldiapir 220

Trockenriss 98

Trotal 73

Troilit 196

Trondjhemit 364

Tropfsteinhöhle 74

tropische Depression 405

Troposphäre 17–18

– ozeanische 114

trough cross bedding 89

Trübestrom 81

Trümmerstrom 10, 79

Tschernosem 43

Tsunami 127, 317, 398

Tsunamifrühwarnsysteme 402

Tsunamimauern 402

TTG-Suite 364

Tuffkegel 311

Tuffring 311, 313

Tundra 22

Turbidit 81, 97, 142, 147, 181, 245, 287

Turbiditstrom 81

Turmalin 306

U

U-Pb-Datierung 359

Überflutung 398

Überflutungsebene 93

Überflutungssedimente 93

Überlaufquelle 56

Überschiebung 251

Uferfiltrat 61

Umpolung 211, 213

Umsatzwasser 55

Umweltgeologie 406

Umweltverträglichkeitsprüfung 407

ungesättigte Zone 55

Unterboden 43

Unterströmung 97

Unterwasserboden 43

Upwelling 117, 120, 151, 394

Ural 354, 357

Uraninit 159

Uranus 194

Urstromtal 61

V

vagile Organismen 168

Valles Caldera 324

Varisziden 352, 354

variszische Orogenese 354

Vegetationsdecke 70

Venus 194

Verbiegung 284

Verbraunung 43

Verdunstung 22

Vereisung 24, 367, 380

Vererzung

– disseminierte 415

Verfirnung 63

verflüssigter Sedimentstrom 80

Verformung

– bruchhafte 242

– kristallplastische 242

Verlandung 46

Verlehmung 43

Versenkungsmetamorphose 332

Verteilungskoeffizient 297

Vertorfung 177

Verweilzeit 49

Verwitterung 21, 28, 411

– chemisch-biologische 40

– chemische 20, 31, 85, 389

– hydrolytische 37

– im Archaikum 364

– physikalisch.biologische 31

– physikalische 20, 29, 47

Vesuv 310

Viskosität 76, 295, 307

Vitrinit 178

Vogelfußdelta 96

Vogelsberg 311, 314

Vogesen 279, 346

Volatile 194, 292, 296, 306

Vorfluter 55

Vorkommen 411

Vorland 227

– Falten- und Überschiebungsgürtel 284

Vorlandbecken 269, 284, 288

– peripheres 286

– Retro-arc 286

Vorlandgletscher 63

Vorratswasser 55

Vorriiff 136, 240

Vulcano 309

Vulkan 70

– komplexer 309

– monogenetischer 311

– ozeanischer 329

Vulkanausbruch 39, 127, 387, 398

Vulkaninsel 110, 138, 329

vulkanische Krise 317

Vulkanismus 143, 307

– mariner 326

Vulkanite 240

Vulkantypen 309

W

Wackestone 187

Waldbrand 118

Wärme

– latente 337

Wärmeflussdichte 199, 206

Wärmeleitfähigkeit 199

Wärmestrahlung 347

Wärmetransport 202

– advektiver 347

Warvenchronologie 166

Warvite 102

Wasser 199, 278, 301, 336

– Dichte 115

– meteorisches 55

– Verteilung auf der Erde 52

Wasserdampf 159

Wasserhärte 59

Wassermeniskus 55

Wasserscheide 57, 81

Wasserstoff 158

Watt 90, 134

Welle

– freie 125

– sinusförmige 125

– trochoide 125

– unfreie 125

wetlands 48

Wellenbasis 125, 287

Wellenrippel 89

Widmannstättensche Figuren 194

Wiechert-Gutenberg-Diskontinuität 203

Wilson-Zyklus 233
Wind 104, 125
Windkanter 108
Windsystem 19, 114
Winkeldiskordanz 241–242, 352
Wirbelsturm
– außertropischer 406
– tropischer 406
Wirbeltier 164, 166
Wollastonit 342, 389
Wollsackverwitterung 29
Wulffsches Netz 241
Wurm 134
Würm 382
Wüstenlack 45

X

Xenolithen 304

Y

Yellowstone 317, 320
yield strength 76

Z

Zehrgebiet 63
Zeitskala
– magnetostratigraphische 213, 361
Zeittafel 9
Zementation 172
Zementationszone 412
Zentralgraben 326
Zeolith 173, 323, 341
Zeolithfazies 341
Zerfall
– radioaktiver 221, 298
Zerfallskonstante 359
Zerfallsreihe 359
Zeugenberg 73
Zirkon 303, 359, 364
Zirkulation
– ästuарine 149
– atmosphärische 18
– ozeanische 114
– thermohaline 114
Zwischenschicht 149
Zwischenströmung 97
Zyklon 406



Willkommen zu den Springer Alerts

Jetzt
anmelden!

- Unser Neuerscheinungs-Service für Sie:
aktuell *** kostenlos *** passgenau *** flexibel

Springer veröffentlicht mehr als 5.500 wissenschaftliche Bücher jährlich in gedruckter Form. Mehr als 2.200 englischsprachige Zeitschriften und mehr als 120.000 eBooks und Referenzwerke sind auf unserer Online Plattform SpringerLink verfügbar. Seit seiner Gründung 1842 arbeitet Springer weltweit mit den hervorragendsten und anerkanntesten Wissenschaftlern zusammen, eine Partnerschaft, die auf Offenheit und gegenseitigem Vertrauen beruht.

Die SpringerAlerts sind der beste Weg, um über Neuentwicklungen im eigenen Fachgebiet auf dem Laufenden zu sein. Sie sind der/die Erste, der/die über neu erschienene Bücher informiert ist oder das Inhaltsverzeichnis des neuesten Zeitschriftenheftes erhält. Unser Service ist kostenlos, schnell und vor allem flexibel. Passen Sie die SpringerAlerts genau an Ihre Interessen und Ihren Bedarf an, um nur diejenigen Informationen zu erhalten, die Sie wirklich benötigen.

Mehr Infos unter: springer.com/alert