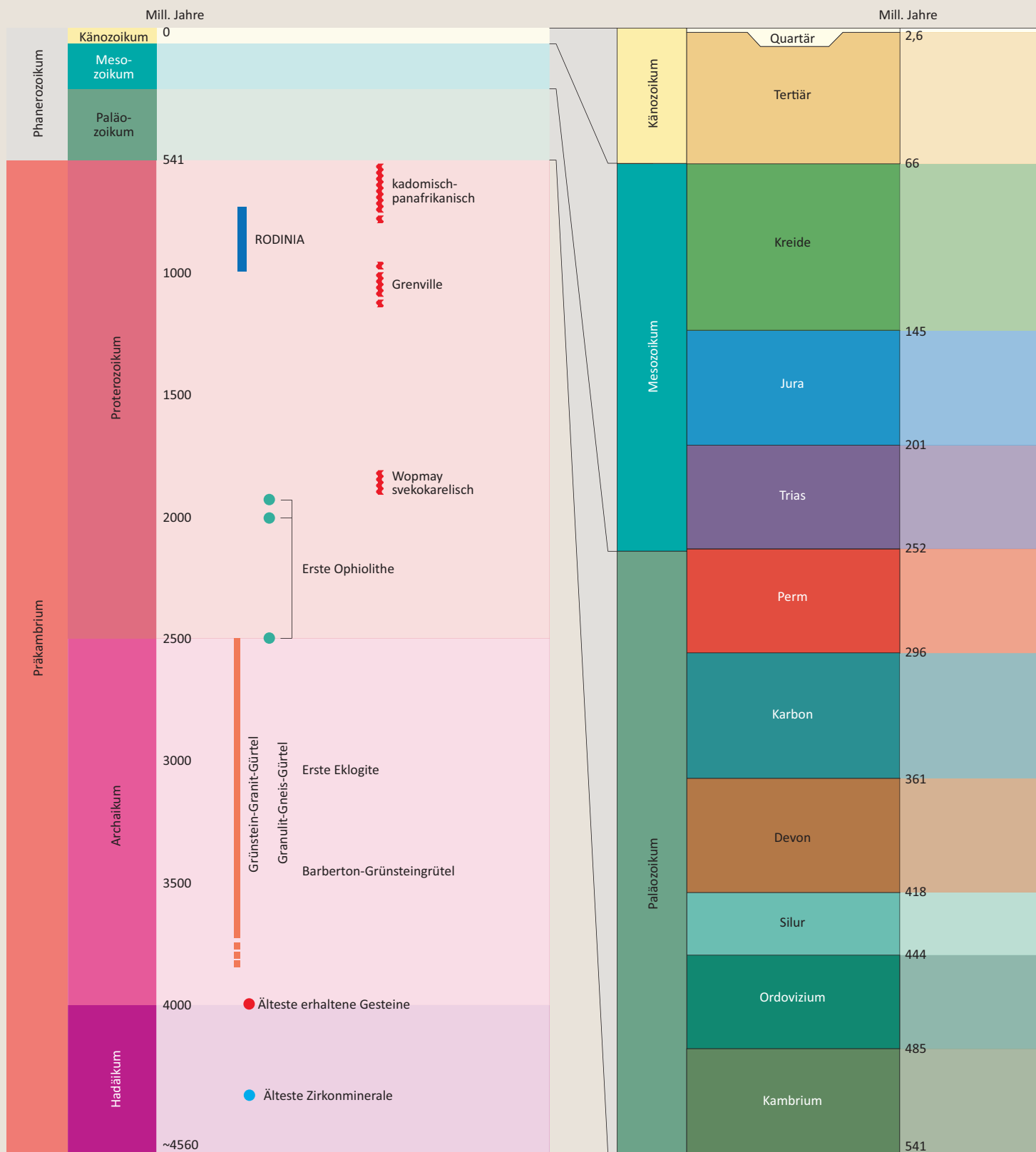


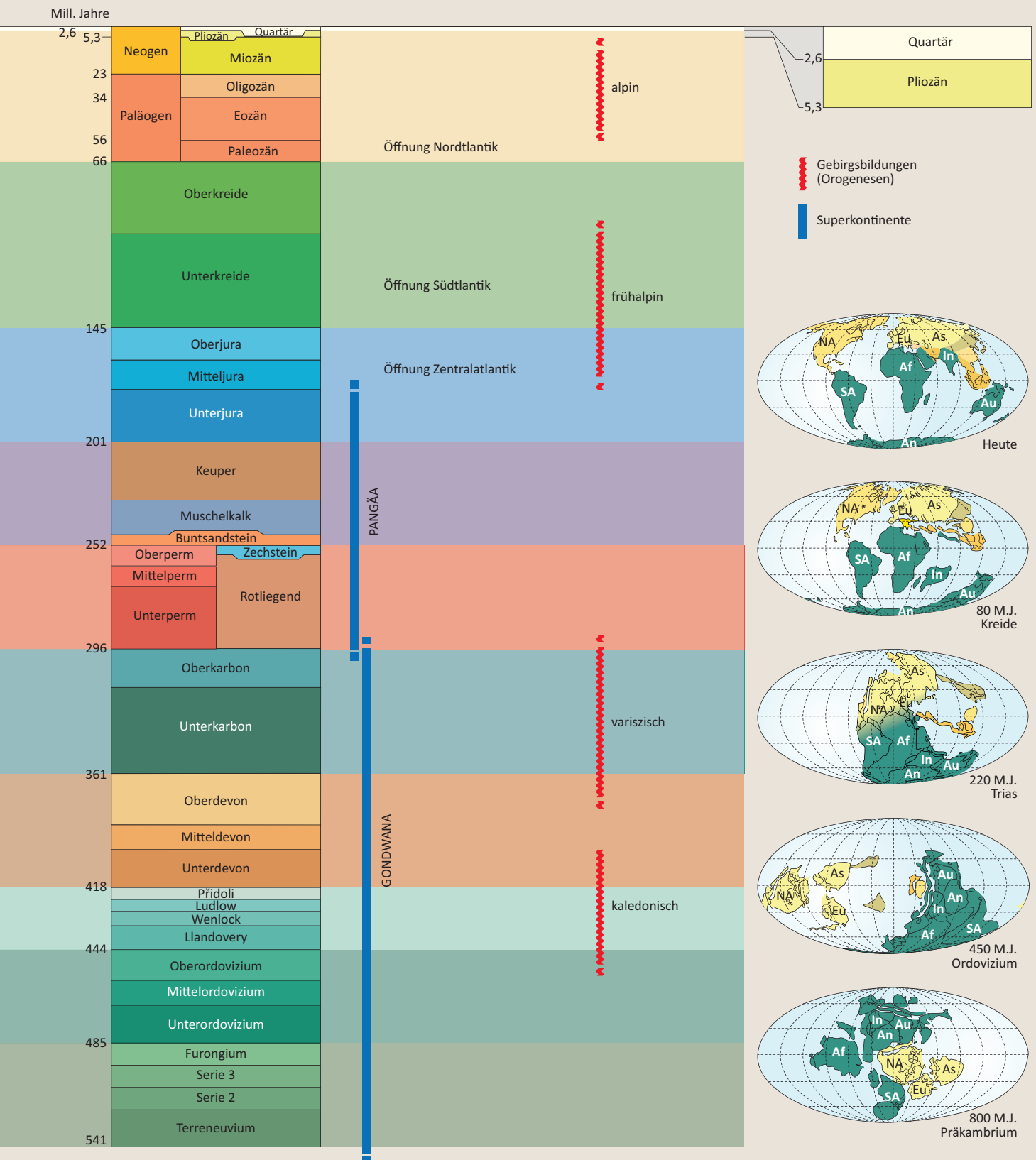


Wolfgang Frisch
Martin Meschede

Plattentektonik

Kontinentverschiebung
und Gebirgsbildung





Wolfgang Frisch / Martin Meschede
Plattentektonik

Wolfgang Frisch / Martin Meschede

Plattentektonik

**Kontinentverschiebung
und Gebirgsbildung**

6. Auflage

Wolfgang Frisch, geb. 1943, ist Professor emeritus für Geologie an der Universität Tübingen. Seit 1986 erscheint bei der wbg sein Standardwerk zur Plattentektonik.

Martin Meschede, geb. 1957, ist Professor für Geologie an der Universität Greifswald.

Die Deutsche Nationalbibliothek verzeichnet diese Publikation in der Deutschen Nationalbibliografie; detaillierte bibliografische Daten sind im Internet über www.dnb.de abrufbar.

Das Werk ist in allen seinen Teilen urheberrechtlich geschützt. Jede Verwertung ist ohne Zustimmung des Verlages unzulässig. Das gilt insbesondere für Vervielfältigungen, Übersetzungen, Mikroverfilmungen und die Einspeicherung in und Verarbeitung durch elektronische Systeme.

wbg Academic ist ein Imprint der wbg. Die Herausgabe des Werkes wurde durch die Vereinsmitglieder der wbg ermöglicht.

6., aktualisierte Auflage 2021

© 2021 by wbg (Wissenschaftliche Buchgesellschaft), Darmstadt

1. Auflage 2005

Einbandgestaltung: Jutta Schneider, Frankfurt a. M.

Einbandabbildungen: Vorne: San-Andreas-Verwerfung, Kalifornien, USA. Hier driftet die Pazifische Platte (rechte Hälfte) an der Nordamerikanischen (linke Hälfte) vorbei (N 35°15'33" W 119°48'53"). © aerial-photos.com / Alamy Stock Foto | Hinten: San-Andreas-Verwerfung, westlich von Bakersfield, Kalifornien, USA (N 35°06' W 119°38'). © Avalon/Photoshot License / Alamy Stock Foto

Layout und Prepress: schreiberVIS, Seeheim

Gedruckt auf säurefreiem und alterungsbeständigem Papier
Printed in Europe

Besuchen Sie uns im Internet: www.wbg-wissenverbindet.de

ISBN 978-3-534-27250-1

Elektronisch sind folgende Ausgaben erhältlich:

eBook (PDF): 978-3-534-74634-7

eBook (epub): 978-3-534-74635-4

Inhalt

Vorwort	8	Symmetrische und asymmetrische Krustendehnung	36
1. Kontraktionstheorie, Kontinent- verschiebung und Plattentektonik		Sedimente und Lagerstätten in Gräben	37
Plattentektonik – Paradigmenwechsel in den Geowissenschaften	9	Vulkanismus in Gräben	38
Geodynamische Konzepte vor Wegeners Kontinentverschiebungstheorie – die Antike der Geodynamik	9	Der Oberrheingraben – klassisches Beispiel vor der Haustüre	39
Von der Kontinentverschiebung zur Platten- tektonik oder von der Klassik zur Moderne ..	10	Die Geschichte des Oberrheingrabens	40
Das plattentektonische Konzept	12	<i>Exkurs: Der Oberrheingraben im mitteleuropäischen Spannungsfeld</i>	42
Die magnetischen Streifenmuster	15	Magmatismus und Wärme im Oberrheingraben	43
Plattenbewegung und Erdbebenzonen	17	Das große Ostafrikanische Grabenbruchsystem	43
Zwei Arten von Kontinenträndern	19	<i>Exkurs: Die Afar-Senke</i>	46
Magmatismus und Plattendynamik	19	Das Rote Meer – vom Rift zur Drift	45
Was treibt die Platten an, was bremst sie?	20	Das Dehnungsfeld der Basin-and-Range-Provinz	48
Kollision und Gebirgsbildung	20	Die Entstehung Metamorpher Dome	49
2. Plattenbewegungen und ihre geometrischen Beziehungen		4. Passive Kontinentränder und Tiefseebecken	
Nützliche Transformstörungen	23	Stetige Absenkung der Kontinentränder	51
Relativbewegungen und Tripelpunkte	24	Die Sedimentfalle am Passiven Kontinentrand	52
<i>Exkurs: Zwei RTF-Tripelpunkte vor Nordamerika</i>	26	<i>Exkurs: Die Trakte in der Sequenzstratigraphie</i>	53
Relative Plattengeschwindigkeiten – früher und heute	28	Erdöllagerstätten – die wirtschaftliche Bedeutung Passiver Kontinentränder	55
Direkte Messung von Plattenbewegungen ...	29	Der Atlantik – ein Ozean öffnet sich auf umständliche Weise	56
<i>Exkurs: Herdflächenlösungen von Erdbeben</i>	31	<i>Exkurs: Pangäa und Panthalassa</i>	57
Scheinbare Widersprüche im Plattenbewegungs-Muster	30	Die großen Tiefseebecken	59
<i>Exkurs: Seismische Tomographie</i>	33	Sedimente der Tiefsee	60
3. Kontinentale Grabenbrüche		<i>Exkurs: Manganknollen in der Tiefsee</i> ..	62
<i>Exkurs: Aktive und passive Grabenbrüche</i>	36	<i>Exkurs: Der Bengalische Tiefseefächer</i> ..	64
		Faziesänderung auf dem ozeanischen Förderband	63
		5. Mittelozeanische Rücken	
		Die Topographie der Rücken	67
		Ozeanische Lithosphäre entsteht	68

Die Gesteine der ozeanischen Kruste	69	7. Subduktionszonen, Inselbögen und Aktive Kontinentränder	
<i>Exkurs: Kissenlaven</i>	70	Gliederung von Plattenrandsystemen mit Subduktionszonen	99
<i>Exkurs: Seismischer Lagenbau</i>	72	<i>Exkurs: Woher kommt die Bogenform?</i>	102
Basalte Mittelozeanischer Rücken	73	Freie und erzwungene Subduktion: Marianen- und Chile-Typ	101
Schnell und langsam spreizende Rücken und die Gesteine des lithosphärischen Mantels	74	Tiefseerinnen als Sedimentfallen	104
Rückensegmentierung durch Störungen	75	Akkretionskeil und Äußere Schwelle	105
<i>Exkurs: Ein ozeanisches Krustenprofil im Atlantischen Ozean</i> ...	76	<i>Exkurs: Der Akkretionskeil im Sundabogen</i>	106
Grabenbildung im Atlantik	76	<i>Exkurs: Schlammvulkane</i>	108
Schwarze und Weiße Raucher	77	Subduktions-Erosion statt Akkretion	108
Ozeanbodenmetamorphose	78	Das Forearc-Becken	110
Chromitlagerstätten	79	<i>Exkurs: Der Xigaze-Flysch in Tibet</i>	111
Ophiolithe	80	Erdbeben und Benioff-Zonen	112
Der Ophiolith der Semail-Decke in Oman	80	Das Geheimnis der tiefen Beben	114
<i>Exkurs: Metamorphe Sohlen</i>	82	Subduktions- oder Hochdruck-Metamorphose	115
Alpin-mediterrane Ophiolithe	82	<i>Exkurs: Ultrahochdruck-Metamorphite</i>	118
6. Heiße Flecken		<i>Exkurs: Rasche Versenkung, rascher Aufstieg</i>	119
Heiße Flecken und Mittelozeanische Rücken	85	Der subduktionsgebundene Magmatismus – ein Paradoxon?	119
Die geheimnisvolle D"-Schicht und die verbeulte Erde	85	Die Gesteine der Magmatischen Zone	121
<i>Exkurs: Pangäa und die Heißen Flecken</i>	86	Zonierung der Magmatite in Raum und Zeit .	123
Spuren von Heißen Flecken im Ozean	88	<i>Exkurs: Isotopensignaturen und der Einfluss kontinentaler Kruste</i>	124
<i>Exkurs: Ein Guyot entsteht</i>	90	Explosive Schichtvulkane als Kennzeichen von Subduktionsmagmatismus	125
Spuren von Heißen Flecken auf dem Kontinent	90	Metamorphose im Magmatischen Gürtel	126
Decken- oder Trappbasalte	91	<i>Exkurs: Gepaarte Metamorphe Gürtel</i>	126
Die Azoren – Heißer, Kalter oder Nasser Fleck?	93	Erzlagerstätten im Magmatischen Gürtel	127
Hawaii – ein typischer ozeanischer Heißer Fleck	94	Das Randbecken	127
Island	95	<i>Exkurs: Aufspaltung von intra-ozeanischen Inselbögen</i>	129
Yellowstone	95	Schwere und Wärmefluss	129
Das Superdiapir-Ereignis in der Kreidezeit	96	Subduktion und Kollision	129

8. Transformstörungen

Ozeanische Transformstörungen	131
Die Bruchzonen in den Ozeanböden	132
Kontinentale Transformstörungen	133
San Andreas – die gefürchtete Transformstörung Kaliforniens	135
Die Nordanatolische Störung Kleinasiens und die Alpine Störung Neuseelands	137

9. Terrane

Nachweis von Terranen	140
Terrane in der Küstenkordillere Nordamerikas	141
Vermutete Terrane in Mexiko und Mittelamerika	143

10. Plattentektonik im frühen Präkambrium

<i>Exkurs: Die ältesten Gesteine und Minerale</i>	146
Grünstein-Granit-Gürtel	147
<i>Exkurs: Komatiite</i>	149
Granulit-Gneis-Gürtel	149
Ein plattentektonisches Modell für das Archaikum	150
Das Wachsen der Kontinente	151
<i>Exkurs: Der Große Gang von Zimbabwe</i>	152
Mögliche junge Äquivalente von Grünstein-Granit-Gürteln	152

11. Plattentektonik und Gebirgsbildung

Drei Gebirgsbildungs-Arten	153
Kontinent-Kontinent-Kollision	154
Platten-Abriss und Gebirgsaufstieg	156

Krustendicke und Gebirgshöhe	157
Hochplateau und Hochgebirge	158
Kollaps und Ausweichen von Krustenschollen	159

12. Alte Gebirge

2500–2000 Millionen Jahre alte Ophiolithe ..	161
Das Wopmay-Orogen in Kanada	162
Die Grenville-Orogenese und die Bildung des Superkontinents Rodinia	162
Die panafrikanische Orogenese und die Bildung von Gondwana	163
Die Kaledoniden – Wilson-Zyklus um den Iapetus-Ozean	164
<i>Exkurs: Die Bedeutung Schottlands und der griechischen Mythologie</i>	164
Die Varisziden – ein breiter Gebirgsgürtel in Mitteleuropa	165
<i>Exkurs: Eine variszische Suture im Südschwarzwald</i>	166
Das variszische Gebirge in den Alpen	167

13. Junge Gebirge – Alpen und Himalaya

Der Himalaya – Gebirge mit Superlativen ...	170
Bau und Entstehung des Himalayas	170
<i>Exkurs: Nanga-Parbat- und Namtsche-Barwa-Syntaxis</i>	172
Die Alpen – der untypische Klassiker unter den Gebirgen	172
Kurze Entwicklungsgeschichte der Alpen	173
<i>Exkurs: Seitliche Extrusion im Miozän</i>	175

Glossar	177
---------------	-----

Literaturverzeichnis	185
----------------------------	-----

Stichwortverzeichnis	191
----------------------------	-----

Vorwort

In den späten 1960er-Jahren entwickelte sich aus der Wegener'schen Kontinentverschiebungstheorie heraus die Theorie der Plattentektonik, die inzwischen seit vielen Jahren eine allgemeine Akzeptanz erfahren hat. Es ist ihr gelungen, erstmals alle geowissenschaftlichen Phänomene unter einen Hut zu bringen und in einer gemeinsamen Synthese zu vereinigen. Ihre Grundzüge haben sich seit ihrer Formulierung in den 1960er-Jahren nicht geändert, wenn es auch in der Zwischenzeit viele Verfeinerungen und Korrekturen im Detail gab.

Die Erde unterliegt einem ständigen Wandel, was sich uns am eindrucksvollsten in vulkanischen Ereignissen und Erdbeben rund um den Pazifik oder in den großen Gebirgen zeigt. Während an den Mittelozeanischen Rücken neue Plattenteile entstehen, verschwinden ältere Plattenteile in den Subduktionszonen, und Gebirge werden durch Plattenkollisionen herausgehoben. Diese dynamischen Umwälzungen werden getrieben von der Wärme, die vom Inneren der Erde nach außen abgeführt wird und den Motor Erde am Laufen hält. Kontinentdrift, Gebirgsbildung, Vulkanismus, Erdbeben – und in deren Folge auch Flutwellen wie der verheerende Tsunami vom 26. Dezember 2004 im Indischen Ozean –: All das ist Ausdruck dieser Dynamik.

Das vorliegende Buch will eine Einführung in die Plattentektonik sein, die für einen breiten, naturwissenschaftlich interessierten Leserkreis und Studierende gedacht ist. Es wird daher kein geologisches Spezialwissen vorausgesetzt, vielmehr werden Begriffe und Vorgänge ausreichend erklärt. Der Verständlichkeit dient auch ein Glossar am Ende des Buchs, das Stichwortverzeichnis ermög-

licht das rasche Auffinden von Schlüsselstellen für bestimmte Themen und Begriffe.

Der Inhalt führt von einer geschichtlichen Einführung über die Geometrie von Plattenbewegungen zu den einzelnen plattentektonisch relevanten Zonen wie Grabenbrüchen, Passiven Kontinenträndern, Ozeanbecken, Mittelozeanischen Rücken und Subduktionszonen zu Transformstörungen. Im letzten Drittel beschreiben wir gebirgsbildende Vorgänge als Folge von Kollisionen von kleineren Terranen oder großen Kontinentschollen. Wir versuchen die Plattentektonik in der frühen Erdgeschichte zu rekonstruieren und stellen Gebirge vor, die nach „modernem“ Muster in den letzten zwei Milliarden Jahren entstanden sind. Dabei gehen wir auch auf das variszische Gebirge Mitteleuropas und abschließend auf den Himalaya und die Alpen ein.

Erstmals wurde das Buch „Plattentektonik“ im selben Verlag 1986 unter den Autoren W. Frisch und J. Loeschke herausgebracht. Die dritte Auflage (1993) erfuhr textliche Veränderungen. Das vorliegende Buch übernahm in weiten Teilen das Konzept dieses Buches, ist aber fast zur Gänze neu geschrieben, wesentlich erweitert und neu gestaltet worden. In den Text, für den Wolfgang Frisch verantwortlich ist, haben wir zahlreiche neue Forschungsergebnisse aus der Fachliteratur und aus eigener Forschung einbezogen. Ausgewählte Literaturhinweise sollen dem fachlich ambitionierten Leser einen Einstieg in die Fachliteratur erleichtern. Neu erstellt wurden die über 180 durchwegs farbigen Abbildungen, für die Martin Meschede verantwortlich zeichnet. Dem Verlag möchten wir danken, dass er die großzügige Ausstattung des Bandes ermöglichte.

Wolfgang Frisch und Martin Meschede
Tübingen und Greifswald, im Januar 2005

Kontraktionstheorie, Kontinentverschiebung und Plattentektonik

Plattentektonik – Paradigmenwechsel in den Geowissenschaften

Gebirgsbildung, in der altgriechischen Übersetzung als Orogenese bezeichnet, Kontinentverschiebung, Plattentektonik – diese grundlegenden geotektonischen Prozesse kann man unter dem Begriff Geodynamik zusammenfassen. Sie betreffen globale dynamische Prozesse auf der Erde und sind damit einem ständigen Wandel unterworfen. Während plattentektonische Prozesse, und sei es nur die Drift der Platten als solche, erdumspannend ablaufen, sind Gebirgsbildungsprozesse jeweils auf bestimmte, meist lang gestreckte Bereiche der Erdkruste konzentriert. Die kontinentale Erdkruste, auf der wir uns bewegen, besteht aber zumindest in der Tiefe überall aus Gesteinen, die irgendwann im Lauf der Erdgeschichte eine Gebirgsbildung durchgemacht haben, weshalb auch Gebirgsbildung als ein globales Phänomen zu betrachten ist.

Über das Entstehen von Gebirgen haben sich Geologen schon frühzeitig Gedanken gemacht. Die Erkenntnisse daraus wurden in die Theorie der Plattentektonik mit eingebaut. Alfred Wegeners Kontinentverschiebungstheorie, die als direkter Vorläufer der Plattentektonik gelten kann, hat allerdings erstaunlich wenig zum Verständnis von Gebirgsbildungsvorgängen beigetragen. Erst die Plattentektonik war imstande, alle dynamischen Erscheinungen unserer Erde zu einer einheitlichen Theorie zu vereinen und Erklärungen zuzuführen. Dieser in den 1960er-Jahren formulierte Paradigmenwechsel hat die Geowissenschaften revolutioniert und einer prozessorientierten und auf ursächliche Zusammenhänge abzielenden Betrachtungsweise der geodynamischen Vorgänge endgültig den Weg bereitet.

Geodynamische Konzepte vor Wegeners Kontinentverschiebungstheorie – die „Antike“ der Geodynamik

Als einer der Ersten befasste sich der französische Philosoph und Naturforscher René Descartes (1596–1650) mit dem Aufbau des Erdinneren und schlug in seinen „Principia philosophiae“ 1644 vor, dass die Erde einen Kern mit sonnenähnlicher Flüssigkeit enthalte, den Schalen von Gestein, Metall, Wasser und Luft umhüllten [Bonatti 1994]. Wenig später erkannte der dänische Naturforscher Niels Stensen alias Nicolaus Steno (1638–1686),

dass Gesteine verformbar sind und die Ausgangslage deformierter Gesteine rekonstruiert werden kann [Steno 1669]. Peter Simon Pallas [1777], James Hutton [1795] und Leopold von Buch [1824], der als der Begründer der Tektonik als eines eigenständigen Wissenschaftszweigs gelten kann, sahen die Kräfte von aufsteigenden magmatischen Gesteinen als Hauptursache von Gebirgshebungen an. Diese Theorie fand im 19. Jh. viele Anhänger, was darauf beruhte, dass man vielfach granitische Gesteine entlang der Zentralachse von Gebirgen fand. Dem stand jene Lehre entgegen, der zufolge horizontale Kräfte zur Stauchung der Kruste führten und Aufaltungen verursachten [de Saussure 1796, Hall 1815]. Die Existenz starker horizontaler Einengung wurde später durch die Entdeckung großer Deckenüberschiebungen in den Alpen belegt.

Die Horizontalkräfte wurden im Allgemeinen als Folge der Kontraktion der Erde gesehen, die ein Zusammenstauchen der Erdkruste bewirkte [Élie de Beaumont 1852]. Die *Kontraktionshypothese* beruhte auf der Annahme einer ursprünglich glutflüssigen Erde, die einer stetigen Abkühlung und Schrumpfung unterlag. Nach heutiger Kenntnis wurde die durch kalte Zusammenballung kosmischer Materie entstandene Erde in ihrer Frühzeit vor allem durch Meteoriteneinschläge, aber auch durch den Zerfall kurzlebiger radioaktiver Isotope und freiwerdende kinetische Energie bei der Bildung des schweren Erdkerns aufgeheizt. Dennoch herrschten schon wenige hundert Millionen Jahre nach der Entstehung der Erde Temperaturen an ihrer Oberfläche, die die Existenz von flüssigem Wasser erlaubte. Eine Schrumpfung der Erde ist daher nicht wahrscheinlich, vielmehr geht man heute von einer allmählichen Vergrößerung des Durchmessers der Erde aus, weil sich aufgrund der Gezeitenreibung ihre Rotationsgeschwindigkeit verlangsamt – derzeit um 16 Millionstel Sekunden im Jahr. Zu Beginn des Kambriums vor gut einer halben Milliarde Jahre war der Tag um etwa zweieinviertel Stunden kürzer, das Jahr hatte 400 Tage.

Die Kontraktionstheorie, die bis weit in das 20. Jh. ihre Anhänger hatte, gilt heute als widerlegt. Der wissenschaftliche Disput, ob primär vertikale oder horizontale Kräfte zur Gebirgsbildung führen, ist eindeutig zugunsten der horizontalen Kräfte entschieden, die aber in der plattentektonischen Dynamik zu suchen sind, nicht in einem Schrump-

fungsprozess. Der Aufstieg zum Gebirge ist ein sekundärer Prozess, der durch die Horizontalbewegung von Krustenschollen ausgelöst wird.

Zwei weitere Konzepte des 19. Jh. dominierten die Vorstellungen von Gebirgsbildung, bis sie von der Synthese der Plattentektonik verdrängt wurden. Die *Geosynklinaltheorie* von James Dwight Dana geht davon aus, dass die in einem Gebirge aufgefalteten Sedimentgesteine in großen, lang gestreckten, sich absenkenden marinen Trögen, den Geosynklinalen, abgelagert wurden, weil man beobachtete, dass die Sedimentstapel primär oft viele Kilometer dick waren [Dana 1873]. Die Einsenkung der Tröge so wie die spätere Auffaltung der Gesteine sah Dana ebenfalls als Folge einer Schrumpfung der Erde. Die Geosynklinaltheorie wurde später vor allem von Hans Stille [z. B. 1913] stark ausgebaut, es wurde eine Vielzahl verschiedener Arten von Geosynklinalen definiert. Es wird hier nicht näher darauf eingegangen, weil alle diese Vorstellungen als historisch zu gelten haben.

Das zweite Konzept ist jenes der weltweit gleichzeitig erfolgenden *Gebirgsbildungsphasen*, wie es schon existierte, bevor es Jean-Baptiste Élie de Beaumont [1852] formulierte, denn bereits Charles Lyell [1833] nahm entschieden dagegen Stellung. Diese Theorie geht davon aus, dass tektonische Ereignisse, die Gesteine deformieren und zu Auffaltungen in Gebirgen führen, in zeitlich eng begrenzten Phasen weltweit auftreten. Sie wurde von Stille in zahlreichen Arbeiten nachdrücklich verfochten und verfeinert, so wie Stille überhaupt stark dazu neigte, alle geotektonischen Prozesse zu kategorisieren und in feste Schemata einzubauen. Das Konzept der tektonischen Phasen wird heute in dieser starren Form nicht mehr angewandt. Es hat aber auch einen gewissen realen Hintergrund, weil Kollisionen großer Kontinente eine Neuorientierung des globalen Plattendriftmusters auslösen und dadurch tektonische Fernwirkungen entstehen können.

Ein bedeutender Fortschritt in der Geschichte der Erforschung von Gebirgen war die Erkenntnis, dass große Gesteinsmassen bei Gebirgsbildungen über viele Kilometer und Zehnerkilometer übereinander geschoben werden. Diese überschobenen Einheiten werden als Decken bezeichnet und sind ein Charakteristikum aller Gebirge. Die *Deckenlehre* wurde in ihrer Allgemeingültigkeit aufgrund der Lagerungsverhältnisse in den Alpen zu Beginn des 20. Jh. begründet [Lugeon 1902, Termier 1904], nachdem schon zuvor die Existenz von Decken erkannt worden war [Bertrand 1884]. Damit war bewiesen, dass Gebirge Zonen extremer Einengung und Krustenverkürzung sind. Dies korrelierte mit Befunden aus der Geophysik, denen zufolge die kontinentale Kruste unter Gebirgen wesentlich ver-

dickt ist. Da dieser verdickte kontinentale Krustenstapel spezifisch leichter ist als das verdrängte Mantelgestein darunter, entsteht nach dem Prinzip des Schwimmgleichgewichts oder der Isostasie ein Auftrieb, der zur topographischen Erhebung führt. Wir werden später sehen, dass die Zusammenhänge zwischen Krustenstapelung und Gebirgsaufstieg nicht unmittelbar, sondern komplex sind, aber ein wichtiges Prinzip bei der Gebirgsbildung darstellen.

Von der Kontinentverschiebung zur Plattentektonik oder von der Klassik zur Moderne

Schon seit dem ausgehenden 16. Jahrhundert gab es Naturforscher, die die Ähnlichkeit der Küstenlinien beiderseits des Atlantiks erkannt hatten und daraus auf eine ursprüngliche Zusammengehörigkeit und spätere Wanderung der Kontinente schlossen. Der Erste, von dem dies überliefert ist, ist der englische Philosoph Francis Bacon (1561 – 1626) – zu einer Zeit, als die Landkarten erstmals verlässliche Umrisse der Kontinente zeigten. 200 Jahre später wies auch Alexander von Humboldt (1769 – 1859) auf die Passform der Küstenlinien hin. Man suchte schon damals nach Erklärungen. Der flämische Kartograph Abraham Ortelius (1527 – 1598) stellte 1596 fest, dass Amerika von Europa und Afrika durch „Erdbeben und Fluten“ weggerissen wurde [Braun & Marquardt 2001] – eine Interpretation, der man auch heute nichts hinzuzufügen braucht. Der deutsche Theologe Theodor Lilienthal fand 1756 hingegen die biblische Bestätigung dieser Beobachtung: „Eber wurden zwei Söhne geboren. Einer hieß Peleg, weil zu dieser Zeit die Erde zerteilt wurde“ (1. Buch Mose 10,25).

Der Meteorologe Alfred Wegener (1880 – 1930) war es, der in den Jahren von 1910 bis zu seinem frühzeitigen Tod 1930 – nachdem er die gute Passform und darüber hinaus enge geologische Beziehungen zwischen den Kontinenten zu beiden Seiten des Atlantiks festgestellt hatte – die Theorie der Kontinentverschiebung konsequent zu beweisen suchte und dabei aus den verschiedensten Sparten der Naturwissenschaften Belegmaterial zusammentrug (Abb. 1.1; [Wegener 1912, 1915, 1929]). Statt Wegeners nicht ganz korrektem Begriff „Kontinentalverschiebung“ verwenden wir die Bezeichnung „Kontinentverschiebung“.

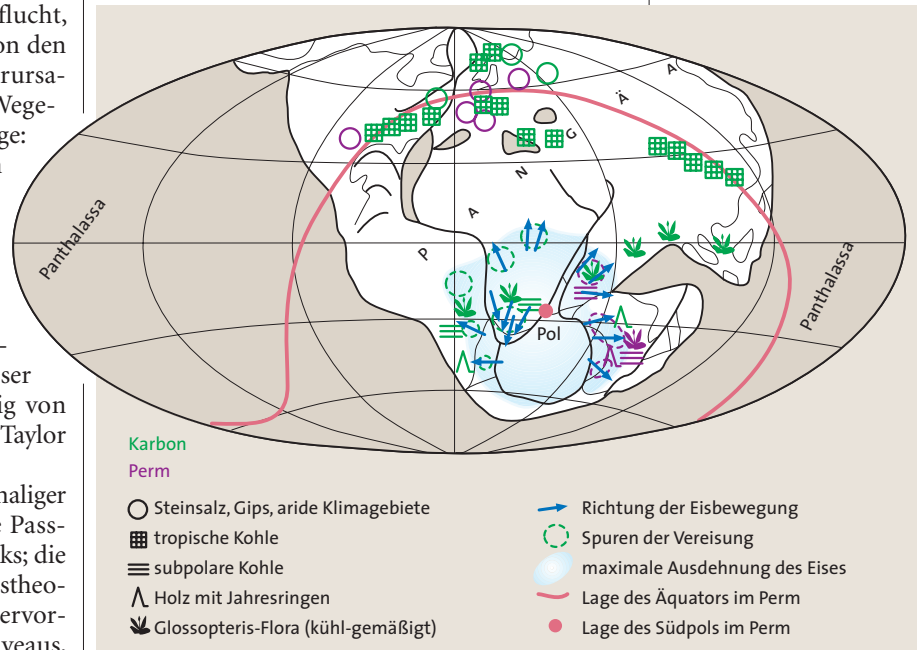
In Wegeners Theorie treiben die aus spezifisch leichterem Material zusammengesetzten Kontinente („Sial“ – Kunstwort aus den vorherrschenden Elementen Silizium und Aluminium) auf dichtem Material des Erdmantels und der Ozeanböden („Sima“ – Silizium und Magnesium) und durchpflügen dieses. Für den Antrieb der Wanderung der Kontinente zog Wegener vor allem Kräfte wie die Erdrotation, die Präzession (eine kegelförmige Drehbewegung) der Erdachse oder Gezeitenreibung

in Betracht. Die Erdrotation würde die Polflucht, ein langsames Wegdriften der Kontinente von den Polen, und die Westdrift der Kontinente verursachen. Diese Bewegungen erzeugten nach Wegeners Auffassung die Auffaltungen der Gebirge: die Polflucht den Gebirgsgürtel, der sich vom alpin-mediterranen Raum über den Iran und den Himalaya bis nach Südostasien erstreckt, indem sich die Südkontinente Afrika und Indien an Eurasien annäheren; die Westdrift die Hochgebirge an der Westküste der beiden amerikanischen Kontinente durch frontale Stauchung. Einige dieser Ideen wurden gleichzeitig und unabhängig von Frank Bursley Taylor in Amerika entwickelt [Taylor 1910].

Wegeners Theorie konnte einige aus damaliger Sicht bestehende Probleme lösen: die gute Passform der Küstenlinien beiderseits des Atlantiks; die lineare Form von Gebirgen (die Kontraktionstheorie müsste in der Tat viel breitere Gebirge hervorbringen); die Dominanz von zwei Höhenniveaus, nämlich der Tiefsee-Ebenen und der kontinentalen Flachländer, die die zwei Krustentypen – ozeanisch und kontinental – widerspiegeln (Abb. 1.2). Das unerklärliche Auftauchen und Verschwinden von Landbrücken entfiel, das man brauchte, um Faunenaustausch über große ozeanische Räume zu ermöglichen. Wegener konnte mit der Wanderung der Kontinente auch erklären, warum man Anzeiger von warmen Klimaten, z. B. in karbonischen Kohlen, heute nahe der Pole findet. Er erkannte, dass alle großen Kontinentschollen am Ende des Paläozoikums und am Beginn des Mesozoikums (siehe Zeittafel auf der vorderen Umschlaginnenseite) zu einem Riesenkontinent vereint waren, den er Pangäa (*griech.* die ganze Erde) nannte (Abb. 1.1). Ähnliche Darstellungen von Pangäa wurden bereits von Antonio Snider [1859] und Howard B. Baker [1911] veröffentlicht.

Nach Ansicht namhafter Physiker reichten allerdings die von Wegener vorgeschlagenen Kräfte bei weitem nicht aus, um die Wanderung der Kontinente zu erklären. Die Kritiker seiner Theorie waren deshalb zahlreich, und dies war der Grund, weshalb nach Wegeners Tod niemand die systematische Forschung auf dem Gebiet der Kontinentverschiebung weiterführte. Vor allem in Amerika wurde Wegener stark angefeindet, während in Europa einige wichtige Arbeiten entstanden, die es letztlich ermöglicht hätten, die Theorie der Plattentektonik vorwegzunehmen.

Die Alpengeologen Otto Ampferer und Robert Schwiner machten sich Gedanken über die gebirgsbildenden Kräfte und suchten diese im Erdinneren. Aus der Unterströmungstheorie Ampferers [1906], die Einengung und Deckentransport durch



abwärts gerichtete Massenströme unter den Gebirgen postulierte, entwickelte Schwiner [1920] eine weitergehende Theorie. In ihr werden die Strömungen im Erdinneren durch konvektiven Wärmetransport erzeugt. Eduard Suess sah in seinem großartigen und wegweisenden, mehrbändigen Werk „Das Antlitz der Erde“ in den Tiefseerinnen am Rande des Pazifiks bereits Zonen, in denen der Ozeanboden unter die Kontinente abtaucht [Suess 1885 – 1909]. Der von Ampferer verwendete Ausdruck „Verschluckung“ musste später der globalisierten Bezeichnung „Subduktion“ weichen. Dieser Begriff wurde von André Amstutz [1951] für die Bildung des tektonischen Deckenbaus in den Schweizer Alpen eingeführt und später in die Plattentektonik übernommen.

Die Konvektionsströme im Erdmantel machte der britische Geologe Arthur Holmes [1931, 1944] zum Motor seines mobilistischen Modells. Die Vorstellungen von Ampferer, Schwiner und Holmes mit aufsteigenden Strömen unter kontinentalen Zerrstrukturen und ozeanischen Rücken, Gebirgsbildung über absteigenden Strömungsästen und Kontinentdrift am Rücken der horizontalen Strömungsbereiche ähneln jenen der modernen Plattentektonik weitgehend. Hätten sich Schwiner und Wegener, beide Ende der 1920er-Jahre Professoren an der Universität Graz, verständigt, hätten sie die Drifttheorie mit der korrekten Antriebtheorie vereinen und somit die Plattentektonik vorwegnehmen können, zumal durch deutsche Forschungsschiffe zu dieser Zeit die riesigen lang gestreckten untermeerischen Gebirge entdeckt wurden, die heute als Mittelozeanische Rücken be-

▲ Abb. 1.1: Rekonstruktion des Superkontinents Pangäa nach Wegener [1915]. Eingetragen sind übereinstimmende geologische und klimatische Befunde aus verschiedenen Kontinenten, welche sich in der Rekonstruktion zwanglos aneinanderfügen. Panthalassa: Riesenozean, der Pangäa gegenübersteht.

kannt sind und eine Schlüsselstellung in der Plattentektonik einnehmen. So hielt die allgemeine Skepsis und Ablehnung von Wegeners Theorie bis weit in die 1960er-Jahre hinein an. Ein Geologe formulierte zu dieser Zeit noch: „Ich glaube die Kontinentverschiebungstheorie erst, wenn von einem Fossil der Kopf in Afrika und der Schwanz in Südamerika gefunden wird.“

In den 1960er-Jahren wurde der Durchbruch zur allgemeinen Anerkennung der Kontinentverschiebungstheorie mit der Entstehung der Theorie der *Plattentektonik* erzielt. Moderne Untersuchungen des schwer zugänglichen Ozeanbodens, vor allem aber die Entdeckung der magnetischen Streifenmuster (siehe unten) zu beiden Seiten der Mittelozeanischen Rücken führten zum Konzept des „sea floor spreading“, der Ausbreitung des Ozeanbodens oder Ozeanboden-Spreizung, und brachten damit die feste Grundlage für die Theorie der Plattentektonik. Das Modell der Plattentektonik, das sich in den Folgejahren entwickelte, konnte mit einem Schlag alle grundlegenden geologischen und geophysikalischen Phänomene einer Erklärung zuführen, wenn auch noch viele Details ausgefeilt werden mussten und dieser Prozess bis heute anhält. Sie ist die erste globale geodynamische Theorie, die die verschiedenen tektonischen Erscheinungen (Erdbebenzonen, Gebirgsbildung, Grabenbildung etc.), Anordnung und Charakteristika der Ablagerungsräume von Sedimentgesteinen, Magmatismus, Metamorphose und Lagerstättenbildung auf elegante Weise in einer Synthese vereinigt und miteinander verflcht.

Die Fakten, die zum plattentektonischen Konzept führten, wurden dem heutigen Erscheinungsbild der Erde entnommen. Somit ist die Plattentektonik ein aktualistisches Modell. Die Geologie versucht, dieses Konzept auf ältere Gebirge anzuwenden. Dies gelingt in zahlreichen Fällen sehr gut, stößt aber in der fernen erdgeschichtlichen Vergangenheit (frühes Präkambrium vor mehr als ca. 2,5 Milliarden Jahren) auf Schwierigkeiten. Auf diese Periode kann das plattentektonische Konzept nicht unkritisch übertragen werden (Kap. 10). Viele der ursprünglichen Informationen sind in späteren Gebirgsbildungsprozessen zudem zerstört oder verwischt worden, und heute messbare geophysikalische Anomalien sind in älteren Gebirgen nicht mehr fassbar. Es muss daher häufig aus wenigen Überresten auf regionale oder globale Zusammenhänge rückgeschlossen werden.

Das plattentektonische Konzept

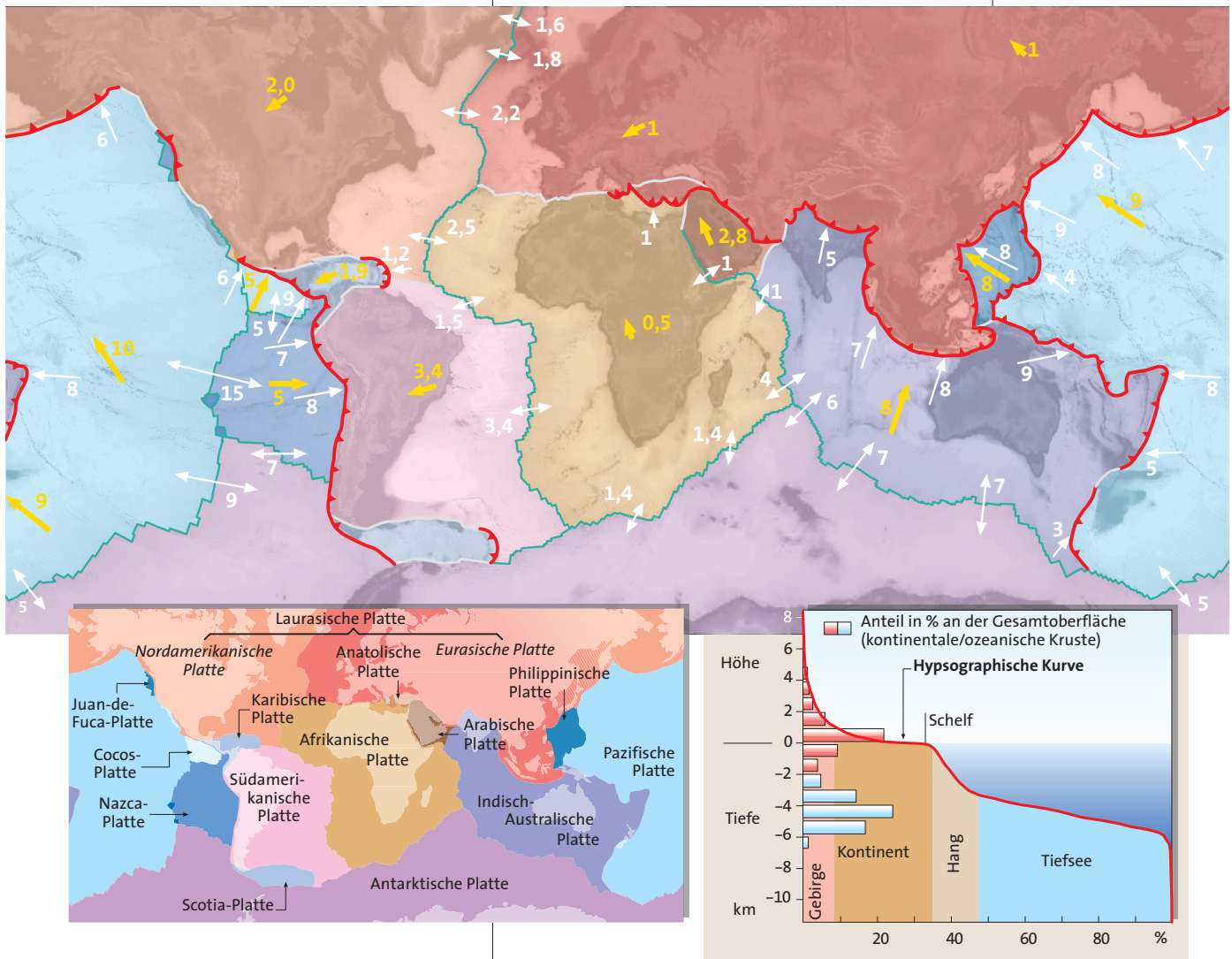
Die Plattentektonik hat von den weitgehend starren *Lithosphärenplatten*, die erdumspannend die äußere Schale der Erde ausmachen, ihren Namen. Die Platten besitzen sehr unterschiedliche Größen

(Abb. 1.2). Die Lithosphäre (*griech.* Gesteinsschale) ist in der Regel zwischen 70 und 150 km dick, unter den Kontinenten dicker als unter den Ozeanen. Unter Gebirgen kann sie bis über 200 km mächtig sein. Sie besteht aus der Erdkruste und dem darunter liegenden lithosphärischen Anteil des Mantels (Abb. 1.3). Dieser ist der oberste Teil des Erdmantels und besitzt eine größere Starre als die darunter liegende, in geringen Teilen geschmolzene Schicht der Asthenosphäre (*griech.* schwache Schale). Ein wesentlicher Unterschied der Plattentektonik zu Wegeners Konzept besteht darin, dass die Kontinente nicht als isolierte Schollen wandern, sondern Teile von Platten sind, die auch ozeanische Kruste und einen Anteil des Erdmantels umfassen.

Die Erdkruste kann in Form kontinentaler Kruste mit einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 30 – 40 km – unter Gebirgen und Hochplateaus wie den Anden oder dem Tibetplateau bis ca. 70 km – vorliegen: Aus ihr sind die Kontinente mit samt ihren Schelfgebieten und dem Kontinenthang, der in die Tiefsee führt, aufgebaut. Die ozeanische Kruste hingegen bildet mit einer Mächtigkeit von typischerweise 5 – 8 km die Ozeanböden. Ihre Oberfläche liegt im Durchschnitt 4 – 5 km tiefer als die der kontinentalen Kruste (Abb. 1.2).

Kontinentale Kruste besteht aus relativ leichtem Material: In der oberen Kruste überwiegen saure (kieselsäurereiche, mehr als 65 Gewichtsprozent SiO_2 enthaltende), granitische und metamorphe Gesteine (Granite, Granodiorite, Gneise, Schiefer etc.; Hauptmineralbestand: Feldspat, Quarz, Glimmer), während in größeren Tiefen zunehmend basische (SiO_2 -ärmere), dioritische und gabbroide Gesteine hinzukommen. Die durchschnittliche Dichte der kontinentalen Kruste beträgt 2,7 – 2,8 g/cm³, die durchschnittliche chemische Zusammensetzung ist die eines Andesits oder Diorits, eines magmatischen Gesteins mit intermediärem SiO_2 -Gehalt (um 60 % SiO_2). Die *ozeanische Kruste* besteht aus basischen Gesteinen (ca. 50 % SiO_2): Basalten und deren Tiefengesteinsäquivalenten, Gabbros mit einer Dichte um 3,0 g/cm³ und Feldspat und Pyroxen als wichtigste Gemengeteile. Der obere Mantel wird schließlich aus den ultrabasischen Peridotiten (ca. 42 – 45 % SiO_2) gebildet, die eine Dichte von 3,2 – 3,3 g/cm³ aufweisen und hauptsächlich aus Olivin und Pyroxen bestehen. (Für die Einteilung magmatischer Gesteine siehe Diagramme auf der hinteren Umschlaginnenseite.)

Die Lithosphärenplatten bewegen sich mit unterschiedlichen Geschwindigkeiten und in unterschiedliche Richtungen (Abb. 1.2). Damit erhebt sich die Frage, wie dies bei einem geschlossenen Plattenmuster möglich ist. Nach dem Eulerschen Satz von 1770 erfolgt die Bewegung eines Körpers auf einer Kugeloberfläche durch Rotation

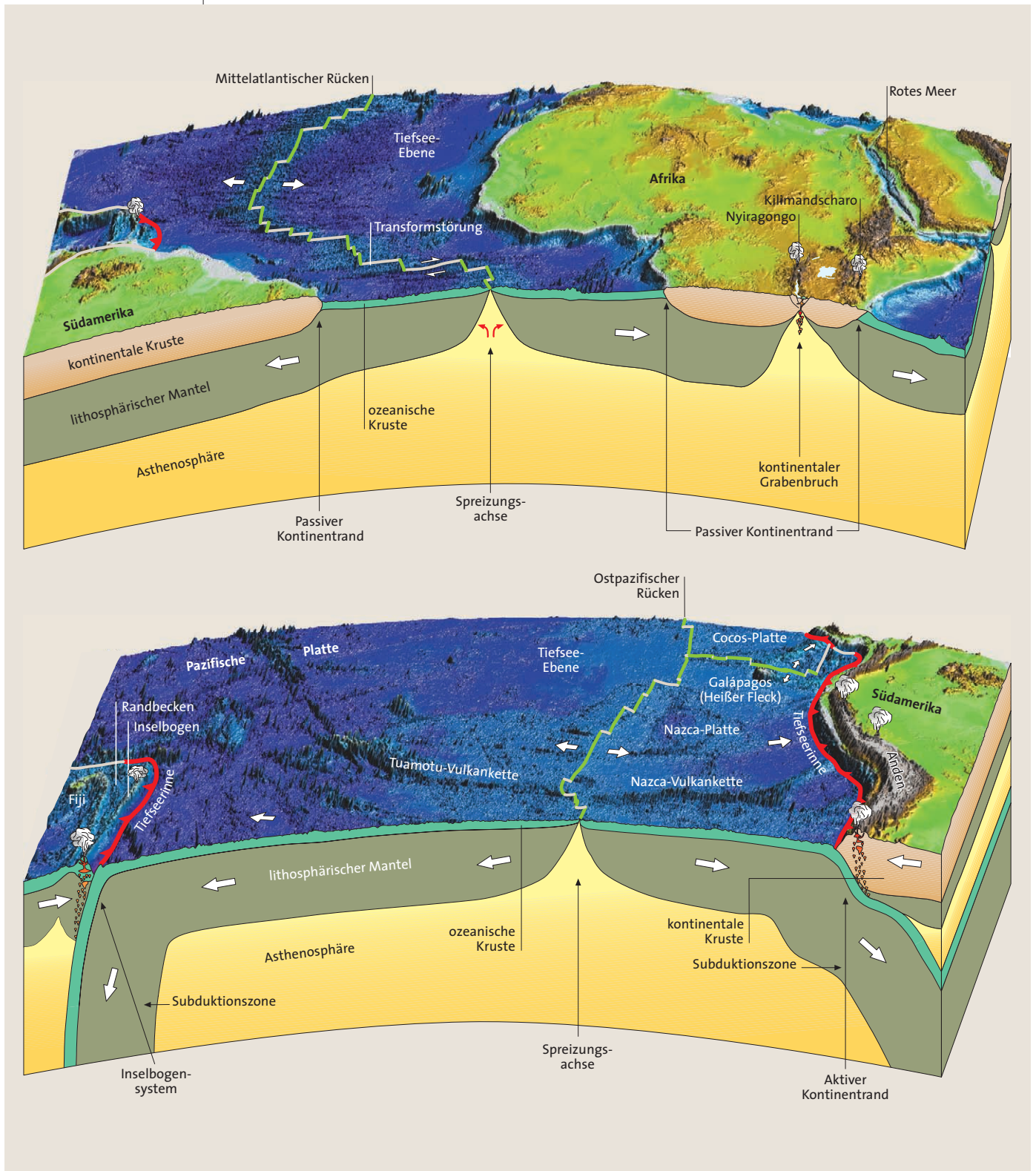


um eine Achse, die durch den Kugelmittelpunkt geht. Alle Plattenbewegungen werden daher durch Rotation um eine solche Achse und eine Winkelgeschwindigkeit definiert (Kap. 2). Durch die Plattendrift ergeben sich drei Arten von Plattengrenzen: konstruktive, destruktive und konservative (Abb. 1.4).

Die *konstruktiven Plattengrenzen* sind dadurch gekennzeichnet, dass die Bewegung der beiden Platten auseinander geht, weshalb sie sprachlich nicht ganz einwandfrei oft als *divergierende Plattengrenzen* bezeichnet werden. Die entstehende Lücke wird durch neu gebildetes Lithosphärenmaterial mit ozeanischer Kruste geschlossen, daher die Bezeichnung „konstruktiv“. Konstruktive Plattenränder stellen die *Mittelozeanischen Rücken* dar, an denen durch aufdringendes Mantelmaterial basaltische Schmelze entsteht und zu ozeanischer Kruste erstarrt (Spreizungsachse in Abb. 1.3; Abb. 1.5). Der Ozeanboden breitet sich von diesen Plattengrenzen aus („Ozeanboden-Spreizung“).

▲ Abb. 1.2: Das Plattenmuster der Erde und die Bewegung der Platten (Zahlen: cm/Jahr). Die weißen Pfeile zeigen die relativen Plattenbewegungen an Plattengrenzen (s. Kap. 2), die gelben Pfeile die absoluten Plattenbewegungen bezogen auf ein Referenzsystem, das auf den weitgehend ortsfesten Heißen Flecken (s. Kap. 6) basiert [DeMets et al. 1994]. Konstruktive Plattengrenzen (Mittelozeanische Rückensysteme) sind mit grünen Linien markiert, destruktive Plattengrenzen (Subduktionszonen) mit roten Linien (Zähnen zeigen in Richtung Oberplatte) und konservative Plattengrenzen (Transformstörungen) mit grauen Linien. Die hypsographische Kurve (Kästchen rechts unten) zeigt die prozentualen Anteile verschiedener Höhenlagen auf den Kontinenten und unter dem Meer. Kontinentale und ozeanische Kruste zeichnen sich dabei durch unterschiedliche Höhen-niveaus aus.

An *destruktiven Plattengrenzen* wird eine Platte unter die andere hinabgebogen und in den *Subduktionszonen* in den tieferen, sub-lithosphärischen Mantel gezogen. Die subduzierten Plattenteile werden dabei verändert und letztlich wieder in den Mantel eingegliedert und auf diese Weise zerstört. Die Platten werden also an destruktiven Grenzen gegeneinander geführt, weshalb diese – als Pendant zu den divergierenden – auch als konvergierende



▲ Abb. 1.3: Stark überhöhte Blockbilder durch die äußere feste Erde. Gezeigt werden die drei Arten von Plattengrenzen, Passive und Aktive Kontinentränder, ein Inselbogen, Vulkanketten, die von Heißen Flecken verursacht werden, und ein Grabenbruch. Die Platten bestehen aus Kruste und lithosphärischem Mantel. Die Relieffdaten stammen aus den Datensätzen etopo30 (Landoberfläche) und gtopo2 (Meeresboden) [Smith & Sandwell 1997].

Plattenränder bezeichnet werden. In größerem Maßstab kann nur ozeanische Lithosphäre aufgrund ihrer hohen Dichte in den sub-lithosphärischen Erdmantel abgeführt werden. An der Erdoberfläche drücken sich die Subduktionszonen durch tiefe Rinnen, die Tiefseerinnen, wie sie vor allem rund um den Pazifik bestehen, aus (Abb. 1.3, 1.5).

An konservativen Plattenrändern wird Kruste bzw. Lithosphäre weder neu gebildet noch abgeführt, die Platten gleiten vielmehr aneinander vorbei. Diese Grenzen werden auch als *Transformstörungen* bezeichnet – weshalb, wird in Kapitel 8 erläutert. Im kontinentalen Bereich sind Transformstörungen selten. Die Mittelozeanischen Rücken werden hingegen von zahlreichen, meist relativ kurzen Transformstörungen durchschnitten (Abb. 1.3, 1.5). Die Störungen verbinden zwei (nur scheinbar gegeneinander verschobene) Rückenabschnitte. In der Verlängerung der ozeanischen Transformstörungen finden sich wenig aktive *Bruchzonen*, die oft weite Strecken ins Innere der angrenzenden Platten zu verfolgen sind (Kap. 8).

Mit Hilfe der drei Arten von Grenzen ist die individuelle Bewegung der Lithosphärenplatten erklärbar. Dabei ergeben sich aber geometrische Zwänge, da sich die Platten nicht völlig beliebig bewegen können und die Addition aller Bewegungen die Summe Null ergeben muss (Kap. 2). Global gesehen wird die Auseinanderdrift der Platten an den konstruktiven Rändern von der Aufeinanderzubewegung an den destruktiven Rändern kompensiert.

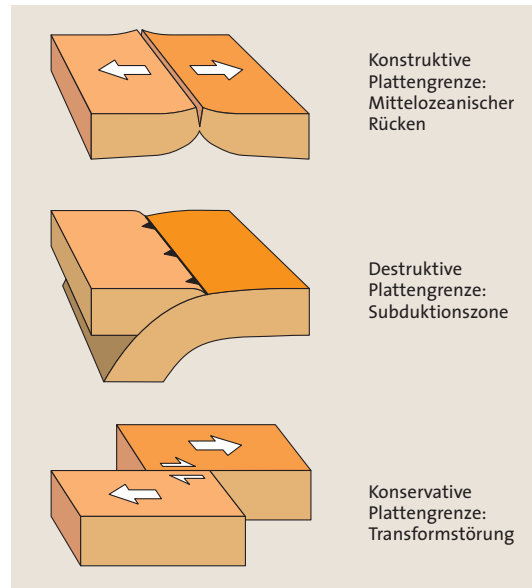
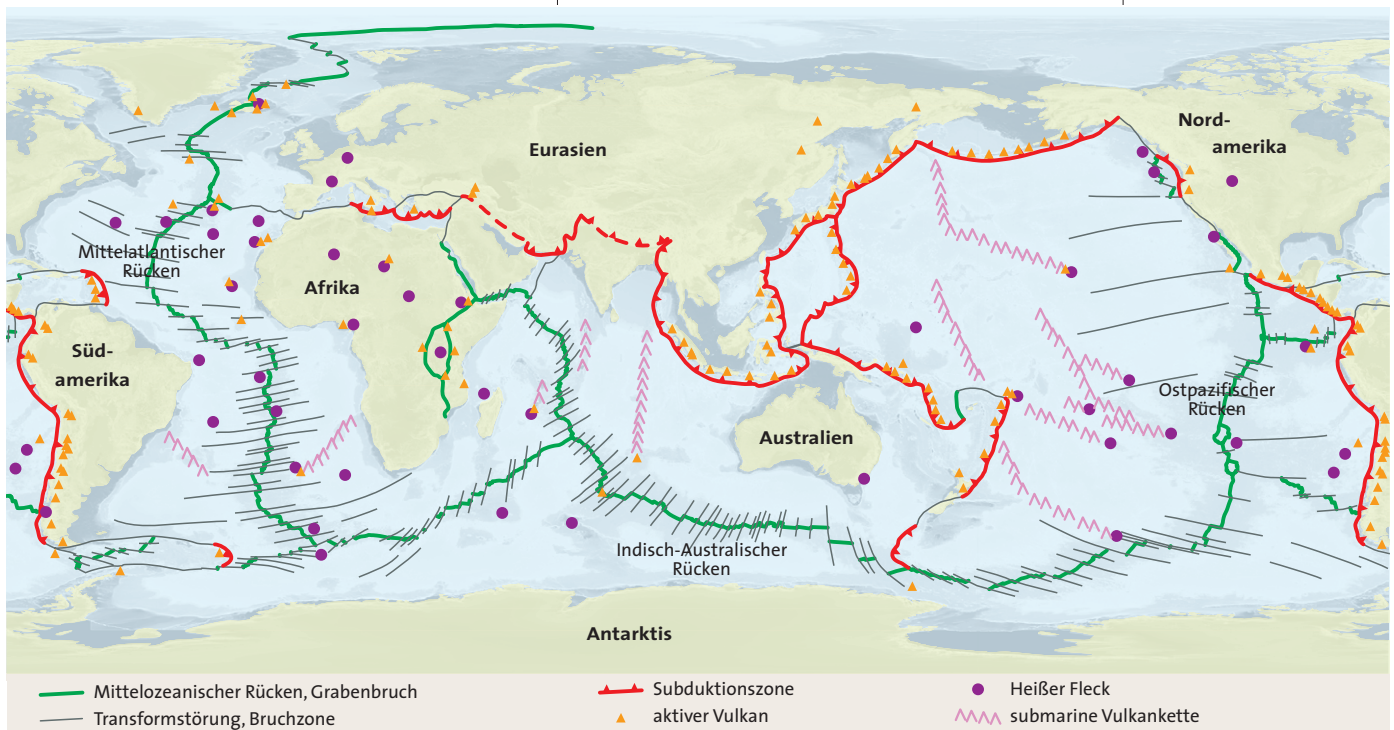


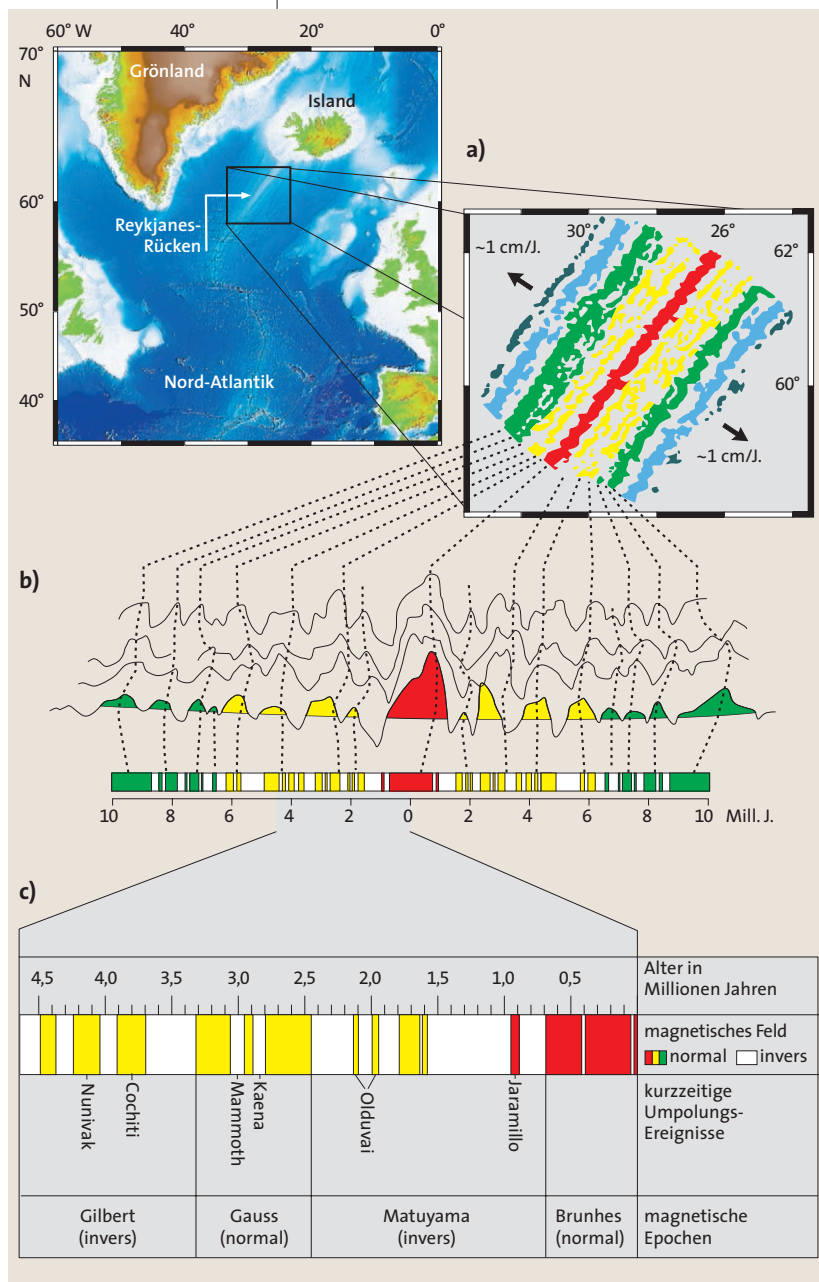
Abb. 1.4: Schematische Darstellung der drei Arten von Plattengrenzen.

Die magnetischen Streifenmuster

Die Entdeckung der magnetischen Streifenmuster (Abb. 1.6, 1.7) führte zum Konzept der Ozeanbodenspreizung, also der Neubildung und Ausbreitung von Ozeanboden entlang der Mittelozeanischen Rücken, das allgemein Frederick Vine und Drummond Matthews [1963] zugeschrieben wird. L. W. Morley wollte diese Idee schon vor Vine und Matthews veröffentlichen. Das heute übliche Begutachtungssystem von eingereichten Manuskript-

Abb. 1.5: Karte der Erde mit den wichtigsten plattentektonischen Merkmalen.





ten verhinderte aber die Publikation in Fachzeitschriften, weil die Gutachter die Idee für abwegig hielten.

In den meisten Gesteinen sind Eisenoxid-Mineralen wie Magnetit, Titano-Magnetit oder Hämatit oder das Eisensulfid Magnetkies enthalten. Bei der Erstarrung der basischen Magmatite der ozeanischen Kruste bilden sich vor allem Magnetit und Titano-Magnetit. Bei hohen Temperaturen sind diese Minerale unmagnetisch. Kühlen sie unter eine gewisse Temperatur, die Curie-Temperatur, ab, werden sie nach der Orientierung des herrschenden Magnetfeldes magnetisiert. Die Curie-Temperatur,

Abb. 1.6: a) Magnetisches Streifenmuster des Ozeanbodens, dargestellt am Beispiel des Reykjanes-Rückens, eines Teils des Mittelatlantischen Rückens vor Island [Heirtzler et al. 1966]. b) Kurven der magnetischen Feldstärke entlang der Fahrtrouten von Schiffen, die quer über den Rücken fahren. Aus den Kurven können normale Magnetisierungen (farbig dargestellt) und inverse Magnetisierungen abgelesen werden. c) Durch den Vergleich des magnetischen Streifenmusters mit einem magnetischen Standardprofil erfolgt die Datierung des Ozeanbodens, der mit zunehmender Entfernung vom Mittelozeanischen Rücken älter wird.

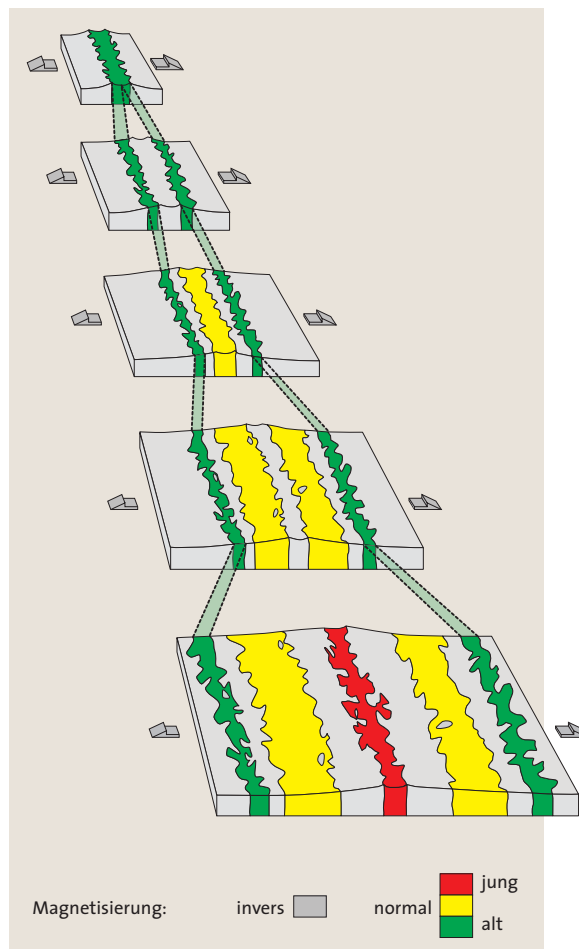


Abb. 1.7: Entstehung des magnetischen Streifenmusters entlang einer Spreizungsachse infolge wiederholter Umkehrung des erdmagnetischen Feldes. Die Unregelmäßigkeit der einzelnen Streifen entsteht durch das untermeerische Austreten von Basaltlaven, die sich der oft rauen Topographie anpassen.

benannt nach Pierre Curie, liegt für Hämatit bei 680 °C, für Magnetit und Titano-Magnetit bei 580 °C und darunter. Damit weist das Gestein eine Magnetisierung auf, die auch noch nach Millionen von Jahren gemessen werden kann. Die Proben müssen dabei „gereinigt“ werden, d. h., etwaige spä-

tere Überprägungen, die z. B. durch Verwitterungseinflüsse entstehen können, müssen eliminiert werden. Der störende Effekt des heutigen Magnetfeldes muss bei der Messung der Probe kompensiert werden.

Der magnetische Pol führt um den geographischen Pol (den Rotationspol der Erde) eine langsame, unregelmäßig schlenkernde Bewegung aus, die Säkularvariation genannt wird. Über einen Zeitraum von mehreren tausend Jahren gemittelt fallen die beiden Pole aber zusammen. Aus diesem Grund kann man in der Paläomagnetik die Lage der früheren geographischen Pole bestimmen, wenn genügend Proben gemittelt werden. Der heutige magnetische Südpol liegt nahe dem geographischen Nordpol. Das war nicht immer so. In sehr unterschiedlich langen Zeiträumen, die weniger als 10 000 oder mehrere Millionen Jahre dauern können, erfolgen Umpolungen: Das magnetische Dipolfeld springt um, der frühere magnetische Südpol wird zum Nordpol und umgekehrt.

Mit Hilfe datierter Basalte und anderer Gesteine an Land hat man eine magnetische Zeitskala erstellt, die die Perioden und Epochen mit normaler (wie heute) und inverser Magnetisierung wiedergibt. Diese Magnetisierungsmuster findet man parallel und symmetrisch zu den ozeanischen Rücken nebeneinander angeordnet wieder (Abb. 1.6). Aufgrund der charakteristischen Muster normaler und inverser Magnetisierungen kann man die Streifen datieren, indem man sie mit bekannten Abfolgen vergleicht. Damit konnte nachgewiesen werden, dass sich die Streifen ozeanischer Kruste vom Mittelozeanischen Rücken weg und parallel zu diesem bilden und mit zunehmender Entfernung vom Rücken älter werden (Abb. 1.7). Es war die Auffindung dieser zu den ozeanischen Rücken symmetrischen Streifenmuster, die Anfang der 1960er-Jahre den Beweis für die Bildung und das Auseinanderdriften ozeanischer Kruste brachte und damit den Grundstein für das Konzept der Plattentektonik legte. Die magnetische Zeitskala ist nur bis zurück in den Jura genau bekannt, da ozeanische Kruste, die die Magnetisierung lückenlos speichert, nicht älter als Jura ist (Abb. 2.12). Ozeanische Kruste wird nämlich nach einem Alterungsprozess spätestens knapp 200 Millionen Jahre nach ihrer Bildung subduziert, weil sie dann so weit abgekühlt und spezifisch schwerer ist, dass sie in den tieferen Mantel absinkt (Kap. 4).

Plattenbewegung und Erdbebenzonen

Mit der Plattenbewegung stehen *Konvektionsströme* im sub-lithosphärischen Erdmantel in Wechselbeziehung. Wie man aus dem Ausbreitungsverhalten von Erdbebenwellen weiß, liegt der Erdmantel im Wesentlichen in festem Zustand vor. Dennoch ist

er zu Fließbewegungen in der Größenordnung von mehreren Zentimetern pro Jahr – dies sind jedenfalls die Geschwindigkeiten, mit denen sich die Platten bewegen – fähig. Die Fließbewegung wird durch Gleitvorgänge an Mineralkorngrenzen ermöglicht, die unter den hohen Temperaturen des Erdmantels ablaufen. Teile des Erdmantels besitzen zudem geringe Schmelzanteile, die sich unter dem herrschenden hohen Druck als dünner Film um die festen Mineralkörner legen und sie trennen. Für die unmittelbar unter der Lithosphäre folgende Asthenosphäre, eine Schicht innerhalb des Oberen Mantels mit relativ hoher Beweglichkeit, wird ein Schmelzanteil von wenigen Prozent angenommen.

Das Muster der Konvektionszellen im Erdmantel ist sehr komplex, wie aus detaillierten Untersuchungen mit Hilfe der Methode der seismischen Tomographie hervorgeht (Kap. 2). Vermutlich ist ein System von Konvektionszellen im Oberen Erdmantel (bis knapp 700 km Tiefe) von einem zweiten System im Unteren Mantel getrennt, doch stehen beide Systeme in Wechselwirkung und induzieren sich gegenseitig. Aus diesem Grund fallen auf- und absteigende Ströme in beiden Teilen des Mantels oft räumlich zusammen. Der Einfluss des Erdkerns, der vor allem aus Eisen und Nickel besteht und dessen äußere Schale in flüssigem Zustand vorliegt, auf das Geschehen im Erdmantel wird noch diskutiert. Von thermischen, möglicherweise auch stofflichen Wechselwirkungen ist aber auszugehen (Kap. 6).

Durch die Relativbewegungen der Platten werden an den Plattengrenzen *Erdbeben* ausgelöst. Der Gleitvorgang zwischen den Platten verläuft nicht spannungsfrei und kontinuierlich: In den bis zu einem gewissen Grad elastisch verformbaren Gesteinskörpern bauen sich Spannungen auf, die sich, wenn ein Grenzwert erreicht ist, in einem Bruch ruckartig entladen. Ein Blick auf eine Karte mit der Verteilung der Erdbeben-Epizentren (Punkte auf der Erdoberfläche direkt über den Erdbebenherden) zeigt eindrucksvoll, dass die Erdbeben auf schmale, erdumspannende Zonen konzentriert sind (Abb. 1.8). Sie zeichnen die heutigen Plattengrenzen nach. Die Verteilung der Erdbebenzentren ist bei den verschiedenen Arten von Plattengrenzen aber unterschiedlich. Tief liegende Erdbebenherde treten nur entlang der Subduktionszonen auf, flach liegende hingegen an allen Plattengrenzen. Darüber hinaus finden sich verstreute Zentren innerhalb der Platten: Sie zeigen, dass die Platten auch in ihrem Inneren nicht frei von Deformationen sind und von großen Störungszonen durchzogen werden können. Die Bewegungsbeträge an Störungszonen innerhalb der Platten sind aber, über geologische Zeiträume gemittelt, meist eine Größenordnung kleiner und liegen im Bereich von nicht mehr