

Allgemeine Geologie

Bearbeitet von
Prof. Dr. Frank Press, Prof. Dr. Raymond Siever, Prof. Dr. John Grotzinger, Prof. Dr. Thomas Jordan,
Volker Schweizer

7., neu bearbeitete und aktualisierte Auflage 2016. Buch. XXX, 781 S. Hardcover

ISBN 978 3 662 48341 1

Format (B x L): 21 x 27,9 cm

[Weitere Fachgebiete > Geologie, Geographie, Klima, Umwelt > Geologie > Geologie:
Allgemeines](#)

Zu [Inhaltsverzeichnis](#)

schnell und portofrei erhältlich bei


DIE FACHBUCHHANDLUNG

Die Online-Fachbuchhandlung beck-shop.de ist spezialisiert auf Fachbücher, insbesondere Recht, Steuern und Wirtschaft. Im Sortiment finden Sie alle Medien (Bücher, Zeitschriften, CDs, eBooks, etc.) aller Verlage. Ergänzt wird das Programm durch Services wie Neuerscheinungsdienst oder Zusammenstellungen von Büchern zu Sonderpreisen. Der Shop führt mehr als 8 Millionen Produkte.

Plattentektonik: Die alles erklärende Theorie

2



Blick vom Kala Pattar zum Mount Everest, Nepal, dem höchsten Berg der Erde (Foto: © Michael C. Klesius/National Geographic/Getty Images)

Die Entdeckung der Plattentektonik	24
Die Lithosphärenplatten und ihre Grenzen	28
Geschwindigkeit und Geschichte der Plattenbewegungen	35
Die große Rekonstruktion.	40
Mantelkonvektion: Der Antriebsmechanismus der Plattentektonik	43
Die Theorie der Plattentektonik und die wissenschaftliche Arbeitsmethode	47
Ergänzende Medien	49

Die Lithosphäre – die starre äußere Schale der Erde – ist in ungefähr ein Dutzend Platten zerbrochen, die, wenn sie über die weniger starre, sich duktil verhaltende Asthenosphäre driften, aneinander vorbeigleiten, miteinander kollidieren oder sich voneinander entfernen. Wo letzteres geschieht, entstehen neue Platten, die bei Kollisionen wieder vernichtet werden – in einem ständigen Prozess von Werden und Vergehen. Die in die Lithosphäre eingebetteten Kontinente driften zusammen mit den Platten.

Die Theorie der **Plattentektonik** beschreibt die Bewegungen der Platten und die zwischen ihnen wirkenden Kräfte. Sie erklärt auch die Verteilung vieler großräumiger geologischer Erscheinungen: Vulkane und Erdbeben, Gebirgsmassive, Gesteinsfamilien und die Strukturen des Meeresbodens, sie alle sind die Folge von Bewegungen an Plattengrenzen. Die Plattentektonik liefert den begrifflichen Rahmen für dieses Buch und letztendlich auch für die gesamte moderne Geologie.

Dieses Kapitel beschäftigt sich mit der Theorie der Plattentektonik und zeigt, wie sie erarbeitet wurde und inwieweit die Antriebskräfte der Plattenbewegungen mit dem System der Mantelkonvektionen in Zusammenhang stehen.

Die Entdeckung der Plattentektonik

In den sechziger Jahren erschütterte ein revolutionärer Denksatz die Welt der Geologie. Nahezu 200 Jahre lang hatten Geologen zahlreiche Theorien zur **Tektonik** (griech. *tektonikós* = die Baukunst betreffend) entwickelt, dem allgemeinen Begriff zur Beschreibung von Krustenbewegungen und all der anderen Prozesse, die an der Erdoberfläche geologische Strukturen entstehen lassen. Jedoch erst mit der Plattentektonik ließ sich die gesamte Bandbreite der geologischen Prozesse mit einer einzigen Theorie erklären.

In der Physik gab es zu Beginn des 20. Jahrhunderts eine vergleichbare Revolution, als die Relativitätstheorie die universellen Gesetze der Physik für Masse und Bewegung auf eine völlig neue Grundlage stellte. Eine ähnliche Umwälzung erlebte auch die Biologie, als mit der Entdeckung des genetischen Codes der Erbsubstanz DNA in den fünfziger Jahren erklärt werden konnte, wie bei den Organismen die Informationen über Wachstum, Entwicklung und Funktion von Generation zu Generation weitergegeben werden.

Die grundlegenden Vorstellungen der Plattentektonik als umfassende Theorie der Geologie wurden vor mehr als 50 Jahren formuliert. Die wissenschaftliche Synthese, die schließlich zur Plattentektonik führte, begann jedoch bereits früher im zwanzigsten Jahrhundert, als man Hinweise auf eine Drift der Kontinente fand.

Kontinentaldrift

„Solche Veränderungen in den äußeren Bereichen der Erde schienen mir unwahrscheinlich zu sein, wenn die Erde bis zum Mittelpunkt fest wäre. Ich stellte mir daher vor, dass die inneren Bereiche eine Flüssigkeit von weitaus höherer Dichte und höherem spezifischem Gewicht sein könnten als irgendeine der festen Substanzen, die wir kennen, und dass deshalb die äußeren Bereiche auf oder in der Flüssigkeit schwimmen. Damit wäre die Oberfläche der Erde eine Schale, die durch die heftigen Bewegungen der Flüssigkeit, auf der sie schwimmt, zerbrechen und in Unordnung geraten kann ...“ (Benjamin Franklin, 1782 in einem Brief an den französischen Geologen Abbe J. L. Giraud-Soulavie).

Die Vorstellung einer **Kontinentaldrift**, das heißt von großräumigen Bewegungen der Kontinente über den Erdball hinweg, hat eine lange Vorgeschichte. Bereits im späten 16. und frühen 17. Jahrhundert war einigen europäischen Naturforschern aufgefallen, dass die Küstenlinien der Kontinente auf beiden Seiten des Atlantiks wie ein Puzzle zusammenpassen – so, als ob Nord- und Südamerika mit Europa und Afrika einstmals verbunden gewesen und nachfolgend zerbrochen und auseinandergedriftet wären. Im ausgehenden 19. Jahrhundert setzte der österreichische Geologe Eduard Suess einige Steine dieses Puzzles zusammen und postulierte die ehemalige Existenz eines einzigen großen Kontinents: **Gondwana** oder Gondwanaland, in dem die heutigen Südkontinente vereinigt waren. Im Jahre 1915 veröffentlichte Alfred Wegener, ein deutscher Meteorologe, der sich von seinen im Ersten Weltkrieg erlittenen Verwundungen erholte, ein Buch mit dem Titel „*Die Entstehung der Kontinente und Ozeane*“. Darin wies er auf die bemerkenswerte Gleichartigkeit der Gesteine, geologischen Strukturen und Fossilien auf den sich gegenüberliegenden Seiten des Atlantiks hin (Abb. 2.1). In den folgenden Jahren postulierte Wegener einen Großkontinent **Pangaea** (griech. = Gesamterde), der in die Kontinente, wie wir sie heute kennen, auseinanderbrach.

Obwohl Wegener mit der Annahme recht hatte, dass die Kontinente auseinandergedriftet waren, erwies sich seine Hypothese – wie rasch sie sich bewegten und durch welche Kräfte sie sich an der Erdoberfläche verschoben – wie wir noch sehen werden, als falsch, und dieser Irrtum tat seiner Glaubwürdigkeit unter den Wissenschaftlern erheblichen Abbruch. Nach ungefähr einem Jahrzehnt heftiger Debatten überzeugten Physiker schließlich die Geologen, dass sich die äußerste Schale der Erde für eine Kontinentaldrift zu starr verhielt, und Wegeners Vorstellungen wurden von fast allen, außer einigen wenigen Geologen, wieder verworfen.

Wegener und die anderen Verfechter der Kontinentaldrift-Hypothese führten nicht nur das geographische Zusammenpassen der Kontinente an, sondern auch geologische Ähnlichkeiten wie etwa Gesteinsalter und geologische Strukturen, die sich auf beiden Seiten sowohl des Süd- als auch des Nordatlantiks fortsetzen (Abb. 2.1). Sie lieferten wichtige Argumente, die heute als eindeutige Belege anerkannt sind und vor allem auf Fossilien und Klimadaten beruhen. Identische Fossilien des 300 Ma alten Reptils *Mesosaurus* findet man beispielsweise nur in Afrika und

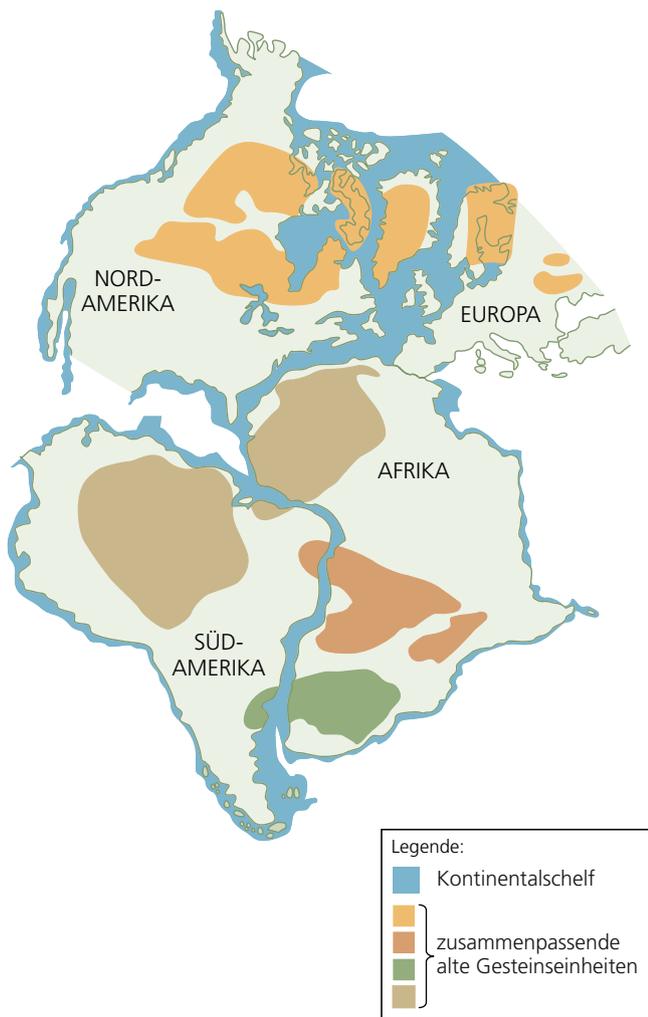


Abb. 2.1 Das puzzleartige Zusammenpassen der Kontinente, die den Atlantik umgeben, bildete die Grundlage von Alfred Wegeners Theorie der Kontinentaldrift. In seinem Buch „Die Entstehung der Kontinente und Ozeane“ führte Wegener als weiteren Beleg die Ähnlichkeit der geologischen Strukturen auf den Kontinenten beiderseits des Atlantiks an. In der Karte sind die einander entsprechenden Kristallingebiete von Südamerika und Afrika sowie von Nordamerika und Europa dargestellt (Geographische Anordnung nach Daten von E. C. Bullard; geologische Daten nach P. M. Hurley)

Südamerika, was dafür spricht, dass diese beiden Kontinente zu Lebzeiten von *Mesosaurus* miteinander verbunden waren (Abb. 2.2). Außerdem zeigt die Evolution der Wirbeltiere und Landpflanzen auf den unterschiedlichen Kontinenten bis zum vermuteten Zeitpunkt des Auseinanderbrechens von Pangaea in ihrem Ablauf auffällende Ähnlichkeiten. Später folgten diese Organismengruppen unterschiedlich verlaufenden Entwicklungslinien, vermutlich aufgrund der Isolation und der veränderten Umweltbedingungen auf den sich trennenden Kontinenten. Darüber hinaus sind Gesteine, die vor 300 Ma von Gletschern abgelagert wurden, heute in Südamerika, Afrika, Indien und Australien verbreitet. Wenn die südlich liegenden Kontinente einst Teile von Gondwanaland gewesen waren, würde eine einzige, im Gebiet des Südpols liegende Inlandeismasse all diese Gletscherablagerungen erklären.

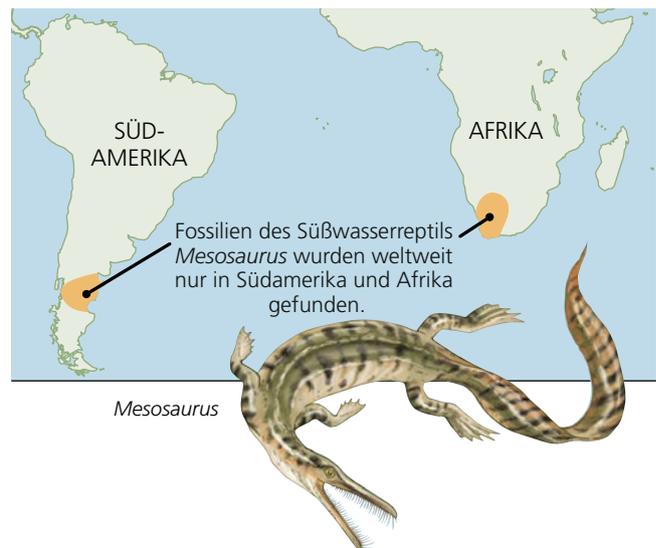


Abb. 2.2 Fossilien des 300 Mio. Jahre alten Süßwasserreptils *Mesosaurus* wurden weltweit nur in Südamerika und Afrika gefunden. Wenn der landlebende *Mesosaurus* über den Südatlantik hätte schwimmen können, dann hätte er auch andere Ozeane überqueren und sich auf anderen Kontinenten verbreiten können. Aus der Tatsache heraus, dass das Fossil nirgends sonst auf der Erde vorkommt, müssen Südamerika und Afrika vor 300 Mio. Jahren miteinander vereint gewesen sein (nach: A. Hallam (1972): Continental Drift and the Fossil Record. - *Scientific American* (November): 57–66)

Seafloor-Spreading

Für die Skeptiker, die stets behaupteten, dass eine Drift der Kontinente aus physikalischen Gründen unmöglich sei, waren die geologischen Belege wenig überzeugend. Noch hatte niemand eine plausible Antriebskraft gefunden, die Pangaea einst getrennt, Ozeane geöffnet und die Kontinente „auf die Reise“ geschickt hatte. Wegener ging beispielsweise davon aus, dass die Kontinente wie Flöße über die feste ozeanische Kruste drifteten, ausschließlich angetrieben von den Gezeitenkräften des Mondes und der Sonne. Seine Hypothese wurde rasch verworfen, als gezeigt werden konnte, dass die Gezeitenkräfte für die Bewegung ganzer Kontinente zu schwach sind.

Der Durchbruch kam erst, nachdem die Wissenschaftler erkannt hatten, dass Konvektionsbewegungen im Erdmantel (vgl. Kap. 1) die Kontinente passiv ziehen und schieben konnten und dass durch den Vorgang des **Seafloor-Spreading** neue ozeanische Kruste entsteht. Im Jahre 1928 hatte der britische Geologe Arthur Holms bereits vermutet, dass „... dort, wo die Strömungen aufsteigen, die beiden Hälften des ursprünglichen Kontinents unter Bildung von Ozeanboden auseinandergesogen werden, und dort, wo die Strömungen nach unten abtauchen – an den Rändern der Kontinente – Gebirgsbildung erfolgt.“ In Anbetracht der Argumente der Physiker, dass Erdkruste und Erdmantel starr und unbeweglich reagieren, räumte Holms ein, dass „... rein spekulativen Vorstellungen dieser Art, die ausschließlich deshalb entwickelt werden, um den Erfordernissen zu genügen, so lange kein wissenschaftlicher Wert zukommt, bis sie durch unabhängige Beweise gestützt werden“.

Diese Beweise ergaben sich schließlich nach dem Zweiten Weltkrieg als Folge einer ausgedehnten Erforschung des Meeresbodens. Der Meeresgeologe Maurice „Doc“ Ewing konnte zeigen, dass der Meeresboden des Atlantischen Ozeans aus jungen Basalten und nicht aus Granit besteht, wie einige Geologen zuvor angenommen hatten (Abb. 2.3). Darüber hinaus führte die Kartierung einer untermeerischen Gebirgskette, des sogenannten Mittelatlantischen Rückens, zur Entdeckung eines tiefen, spaltenartigen Zentralgrabens eines Rifts auf dem Kamm des Rückens (Abb. 2.4). Die beiden Geologen, die diese Kartierung durchführten, waren Bruce Heezen und Marie Tharp, Kollegen von Doc Ewing an der Columbia University (Abb. 2.5). „Ich dachte sofort, dies könnte eine tektonische Grabenstruktur sein“, sagte Marie Tharp einige Jahre später. Heezen tat dies anfänglich als „reines Gerede“ ab, doch schon bald zeigte sich, dass nahezu alle Erdbeben im Atlantischen Ozean in der Nähe dieser Riftstrukturen auftreten, was die von Tharp geäußerte Vermutung bestätigte. Da die meisten Erdbeben durch tektonische Bewegungen entstehen, sprachen die Resultate dafür, dass diese Riftstrukturen tektonisch aktive Zonen darstellen. Andere mittelozeanische Rücken mit vergleichbaren Zentralgräben und Erdbebenaktivität wurden im Pazifischen und im Indischen Ozean nachgewiesen.



Abb. 2.3 Dieses im Sommer 1947 aufgenommene Bild zeigt Maurice „Doc“ Ewing (Bildmitte); er blickt auf ein Handstück aus jungem Basalt, das von dem Forschungsschiff Atlantis 1 mit einem Schleppnetz aus den Tiefen entnommen wurde. Ganz links im Bild ist Frank Press zu sehen, der Initiator einer Reihe geologischer Lehrbücher, zu denen auch das vorliegende Buch gehört (Foto: © Lamont-Doherty Earth Observatory, Columbia University)

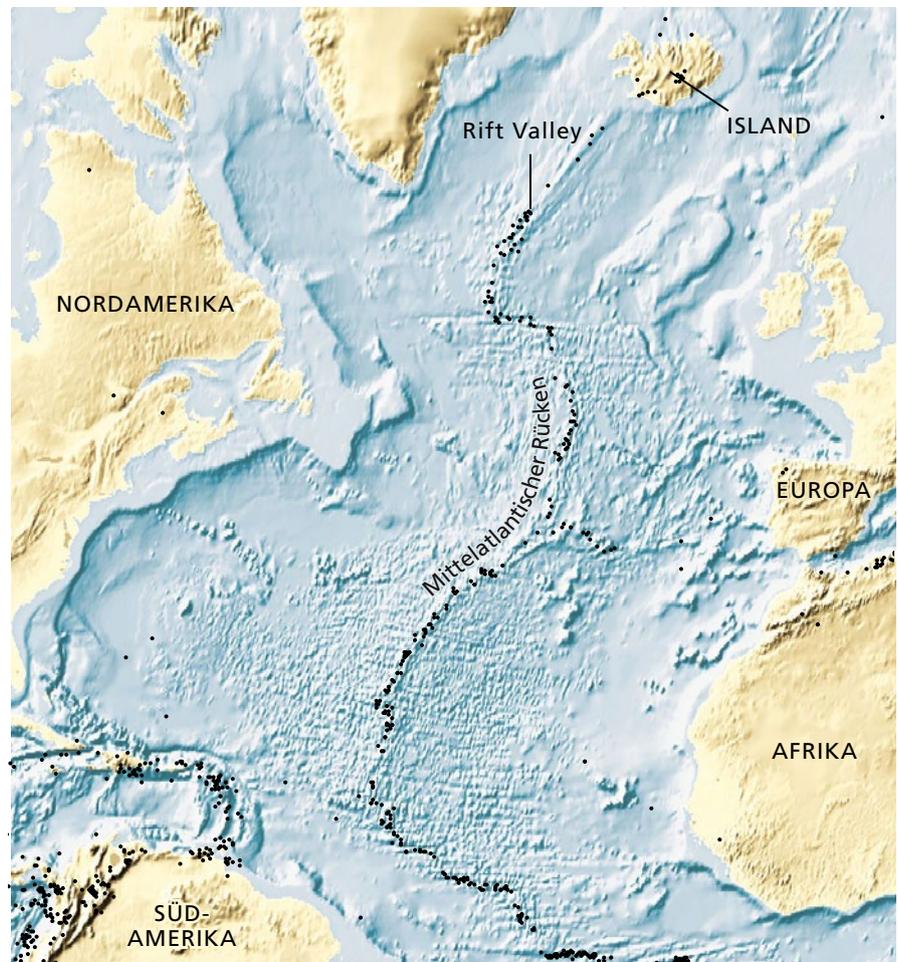


Abb. 2.4 Der Meeresboden des Nordatlantik; er zeigt die spaltenförmige Riftstruktur auf dem Kamm des Mittelatlantischen Rückens und die davon ausgehenden Erdbeben (schwarze Punkte)



Abb. 2.5 Marie Tharp und Bruce Heezen beim Betrachten einer Karte des Meeresbodens. Ihre Entdeckung der tektonisch aktiven Riftstrukturen an den mittelozeanischen Rücken waren wichtige Beweise für das Seafloor-Spreading (Foto: © Marie Tharp, www.marietharp.com)

Zu Beginn der sechziger Jahre äußerten Harry Hess (Princeton University) und Robert Dietz (Scripps Institution of Oceanography) die Vermutung, dass sich der Meeresboden entlang solcher Riftzonen auf den mittelozeanischen Rücken trennt und in diesen Spalten durch aufsteigendes heißes Mantelmaterial neuer Meeresboden entsteht. Dieser Meeresboden – in Wirklichkeit die Oberfläche der neu gebildeten Lithosphäre – bewegt sich seitlich vom Zentralgraben weg und wird in einem kontinuierlichen Prozess der Plattenbildung durch neue Kruste ersetzt.

Die große Synthese: 1963–1969

Die von H. Hess und R. Dietz im Jahre 1962 aufgestellte Hypothese des Seafloor-Spreading erklärte, wie an den mittelozeanischen Riftstrukturen die Kontinente unter Bildung von neuem Meeresboden auseinanderdriften konnten. Würde dann auch der Meeresboden und die ihn unterlagernde Lithosphäre durch das Wiedereintauchen in das Erdinnere wieder zerstört werden? Wenn nicht, müsste sich im Laufe der Zeit die Oberfläche der Erde vergrößern. Einige Physiker und Geologen – unter anderem auch B. Heezen – folgten zu Beginn der sechziger Jahre eine Zeit lang dieser Vorstellung einer expandierenden Erde. Andere erkannten jedoch, dass der Meeresboden in mehreren Regionen mit intensivem Vulkanismus und Erdbebenaktivität an den Rändern des Pazifischen Ozeans, im sogenannten „Zirkumpazifischen Feuerring“, in die Tiefe abtaucht (Abb. 2.6). Die Einzelheiten dieses Vorgangs blieben allerdings unklar.

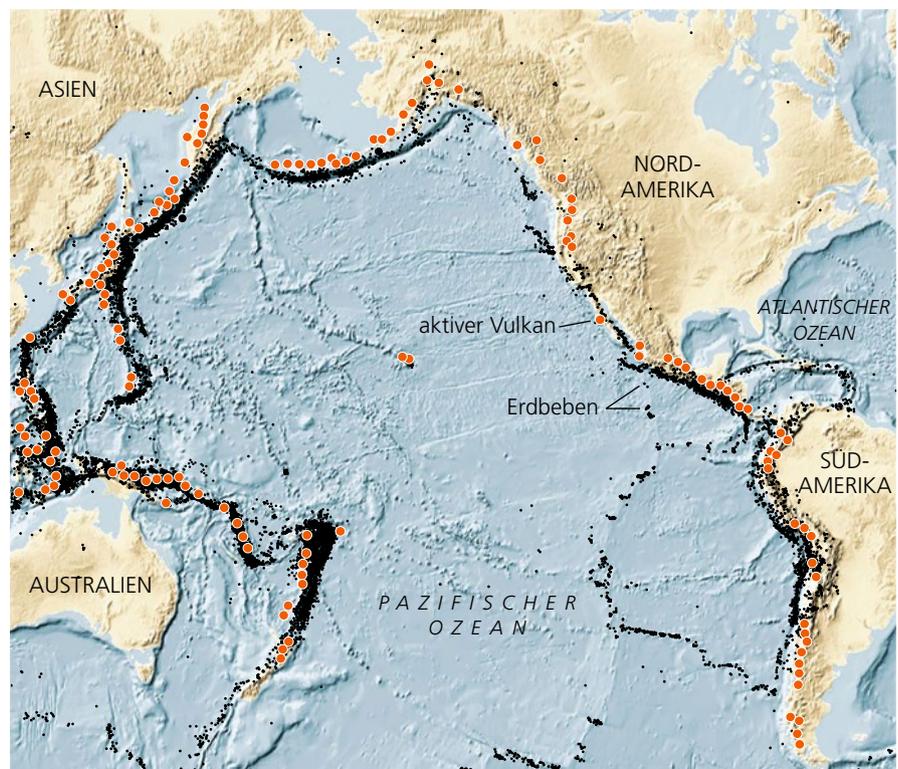


Abb. 2.6 Der „Zirkumpazifische Feuerring“ mit seinen aktiven Vulkanen (*große rote Punkte*) und häufigen Erdbeben (*schwarze Punkte*) kennzeichnet konvergente Plattengrenzen, an denen ozeanische Lithosphäre in den Erdmantel abtaucht und wieder aufgeschmolzen wird

Im Jahre 1965 beschrieb der kanadische Geologe J. Tuzo Wilson erstmals die globale Tektonik in Form von starren Platten, die sich über die Erdoberfläche bewegen, sowie auch die drei wesentlichen Arten von Plattengrenzen, an denen sich Platten auseinanderbewegen, miteinander kollidieren oder aneinander vorbeigleiten. Schon bald danach zeigten andere Geowissenschaftler, dass nahezu alle rezenten tektonischen Deformationen – Prozesse bei denen Gesteine durch Druck gefaltet, bruchtektonisch beansprucht, geschert oder eingeeengt werden – an diesen Grenzen konzentriert auftreten. Sie bestimmten Geschwindigkeit und Richtung der tektonischen Bewegungen und zeigten, dass diese Bewegungen mathematisch mit einem System starrer Platten übereinstimmen, die sich über die Oberfläche unseres Planeten bewegen. Gegen Ende des Jahres 1968 waren die wesentlichen Elemente der Theorie der Plattentektonik bekannt. Um das Jahr 1970 waren schließlich die Belege so überzeugend, dass sich die meisten Geowissenschaftler den Vorstellungen der neuen Theorie anschlossen. Lehrbücher wurden überarbeitet, und die Spezialisten begannen über die Konsequenzen nachzudenken, die diese neuen Entdeckungen für ihre eigenen Fachgebiete mit sich brachten.

Die Lithosphärenplatten und ihre Grenzen

Nach der Theorie der Plattentektonik ist die Lithosphäre keine geschlossene Schale, sondern setzt sich aus ungefähr einem Dutzend starrer Platten zusammen, die über die Erdoberfläche driften (Abb. 2.7). Jede Platte bewegt sich als selbständige Einheit auf der tendenziell plastischen Asthenosphäre, die ebenfalls in Bewegung ist. Die größte Lithosphärenplatte ist die Pazifische Platte, zu der fast alle Becken des Pazifischen Ozeans gehören. Einige Platten sind nach den Kontinenten benannt, die sie tragen, doch keine Platte ist mit einem Kontinent identisch. So erstreckt sich beispielsweise die Nordamerikanische Platte von der nordamerikanischen Pazifikküste bis zum Mittelatlantischen Rücken, wo sie an die Eurasische und die Afrikanische Platte grenzt.

Neben diesen 13 größeren Platten kennt man eine Anzahl kleinerer Einheiten. Ein Beispiel hierfür ist die Juan-de-Fuca-Platte, ein Bereich aus ozeanischer Kruste, der unmittelbar vor der Küste im Nordwesten der Vereinigten Staaten zwischen der Pazifischen und der Nordamerikanischen Platte eingeklemmt ist. Andere sind Bruchstücke aus kontinentaler Kruste wie etwa die Anatolische Platte, die einen Großteil der Türkei umfasst.

Plattengrenzen sind geologisch gesehen äußerst aktive Bereiche. In Abhängigkeit von der Art der Plattengrenze kommt es dort zu Erdbeben, Vulkanismus, zur Bildung ausgedehnter Riftstrukturen, zu Faltung und Bruchtektonik. Viele dieser Erscheinungen ergeben sich aus Interaktionen der Platten an diesen Grenzen.

Man kennt drei wichtigste Arten von Plattengrenzen (Abb. 2.8), die alle durch ihre Bewegung der Platten relativ zueinander definiert sind:

- **Divergente Plattengrenzen** sind Grenzen, an denen sich Platten trennen, voneinander wegbewegen und neue Lithosphäre entsteht. Daher spricht man auch von konstruktiven Plattengrenzen.
- **Konvergente Plattengrenzen** sind Grenzen, an denen Platten miteinander kollidieren und eine der Platten unter die andere abtaucht und in den Erdmantel zurückgeführt wird. Da hierbei Lithosphäre gewissermaßen vernichtet wird, bezeichnet man diesen Typ auch als destruktive Plattengrenze.
- **Transformstörungen** sind Plattengrenzen, an denen Platten aneinander vorbeigleiten. Da dort Lithosphäre weder neu gebildet noch zerstört wird, spricht man auch von einer konservativen Plattengrenze.

Wie viele Modelle der Natur sind diese drei Arten von Plattengrenzen idealisiert. Neben diesen Grundtypen gibt es auch Plattengrenzen, an denen sowohl Divergenz- als auch Konvergenzbewegungen mit einer gewissen Transformbewegung kombiniert auftreten. Was sich darüber hinaus an den Plattengrenzen abspielt, ist von der Art der daran beteiligten Lithosphäre abhängig, da sich kontinentale und ozeanische Lithosphäre unterschiedlich verhalten. Die kontinentale Lithosphäre besteht aus Gesteinen, die leichter und weniger fest sind als die der ozeanischen Kruste oder des darunterliegenden Mantels. Auf diese Unterschiede wird in den nachfolgenden Kapiteln noch gesondert eingegangen. Hier sollen vorab lediglich zwei wichtige Konsequenzen genannt werden:

1. Da die kontinentale Kruste eine geringere Dichte hat, kann sie nicht so einfach in den Erdmantel zurückgeführt werden wie die dichtere ozeanische Kruste.
2. Da sich die kontinentale Kruste weniger fest verhält, sind die Plattengrenzen, an denen kontinentale Kruste beteiligt ist, in der Regel weit ausgedehnter und deutlich komplizierter gebaut als ozeanische Plattengrenzen.

Divergente Plattengrenzen

An divergenten Plattengrenzen driften Lithosphärenplatten auseinander und es entsteht neue ozeanische Lithosphäre. Am Meeresboden sind divergente Plattengrenzen durch schmale Riftstrukturen gekennzeichnet, die der idealisierten Vorstellung der Plattentektonik nahekommen. Divergenzbewegungen auf den Kontinenten sind komplizierter und erstrecken sich über ein größeres Gebiet. Dieser Unterschied ist in den Abbildungen Abb. 2.8a und Abb. 2.8b dargestellt.

Ozeanische Spreading-Zentren Am Meeresboden ist die Grenze zwischen den sich trennenden Platten durch einen **mittelozeanischen Rücken**, eine untermeerische Gebirgskette mit aktivem Vulkanismus, Erdbeben und Riftvorgängen gekennzeichnet – Prozesse, die insgesamt durch Dehnungskräfte der Konvektionsbewegungen im Erdmantel verursacht werden. Wenn sich der Meeresboden trennt, steigt heißes geschmolzenes Gestein – also Magma – in die Riftstrukturen auf und bildet neue ozeanische Kruste. Abbildung Abb. 2.8a zeigt die an einem

Spreading-Zentrum ablaufenden Vorgänge am Beispiel des **Mittelatlantischen Rückens**, an dem sich die Nordamerikanische und die Eurasische Platte trennen und durch aufsteigendes Mantelmaterial neuer Meeresboden entsteht. (Eine detaillierte Darstellung des Mittelatlantischen Rückens zeigt Abb. 2.4.) Auf Island tritt ein Abschnitt des ansonsten unter Meeresbedeckung liegenden Mittelatlantischen Rückens zutage und bietet daher die seltene Möglichkeit, die Prozesse der Plattentrennung und des Seafloor-Spreading unmittelbar zu beobachten (Abb. 2.9). Der Mittelatlantische Rücken findet nördlich von Island im Nordpolarmeer seine Fortsetzung und verbindet sich dort mit einem nahezu erdumfassenden, etwa 600.000 km langen System mittelozeanischer Rücken, die den Indischen und Pazifischen Ozean durchziehen und schließlich an der Westküste Nordamerikas enden. Durch Seafloor-Spreading an den mittelozeanischen Rücken sind die vielen Millionen Quadratkilometer ozeanischer Kruste entstanden, die heute den Boden der Ozeane bilden.

Plattentrennung auf den Kontinenten Frühe Stadien der Plattentrennung findet man auf nahezu allen Kontinenten. Markantestes Beispiel sind die großen Grabenstrukturen in Ostafrika (Abb. 2.8b). Diese divergenten Plattengrenzen sind durch langgestreckte Grabensenken, sogenannte Rift-Valleys, durch vulkanische Tätigkeit und durch Erdbeben gekennzeichnet, die sich jedoch über einen größeren Bereich erstrecken als an den ozeanischen Spreading-Zentren. Das Rote Meer und der Golf von Kalifornien sind ebenfalls solche Riftstrukturen, die heute noch auseinanderdriften (Abb. 2.10). In beiden Fällen haben sich die Kontinente schon so weit entfernt, dass sich im Rift an der Spreading-Achse neuer Ozeanboden gebildet hat und die Grabensenken vom Meer überflutet worden sind.

Gelegentlich kann sich auf den Kontinenten die Grabenbildung oder das sogenannte **Rifting** verlangsamen oder zum Stillstand kommen, noch bevor ein Kontinent völlig auseinanderbricht und ein neuer Ozean sich öffnet. Solche Riftstrukturen, die gewissermaßen in einem Frühstadium stecken bleiben, werden als abgebrochene Riftstrukturen („aborted rifts“ oder „failed rifts“) bezeichnet. Der Oberrheingraben ist nur noch schwach aktiv und könnte ein Beispiel für eine zur Ruhe gekommene Riftstruktur sein. Werden sich die Ostafrikanischen Grabenstrukturen weiter öffnen, und wird dies dazu führen, dass sich die Somalische Platte vollständig abtrennt und ein neuer Ozean entsteht, wie dies zwischen Afrika und der Insel Madagaskar geschehen ist? Oder verlangsamt sich die Spreading-Bewegung und kommt schließlich zum Stillstand, wie dies offenbar im Westeuropa der Fall ist? Antworten darauf sind derzeit noch nicht möglich.

Konvergente Plattengrenzen

Die Erdoberfläche besteht aus einzelnen Lithosphärenplatten. Da sie sich an einer Stelle voneinander entfernen, müssen sie anderswo konvergieren, damit die Erdoberfläche gleich groß bleibt. (Soweit wir heute wissen, dehnt sich die Erde nicht aus.) Wo Platten miteinander kollidieren, spricht man von konvergenten Plattengrenzen. Die Fülle geologischer Vorgänge, die

sich aus Plattenkollisionen ergibt, machen die konvergenten Plattengrenzen zum komplexesten Typus unter den Plattengrenzen.

Konvergenz ozeanischer Platten Kollidieren zwei ozeanische Platten, taucht eine Platte unter die andere ab – ein Vorgang, der als **Subduktion** bezeichnet wird (Abb. 2.8c). Die Lithosphäre der subduzierten Platte wird dabei in die Asthenosphäre hinabgezogen und durch die Konvektionssysteme des Erdmantels aufgeschmolzen. Dieses Absinken führt zur Bildung langer, schmaler Tiefseerinnen. Im Marianengraben am Westrand des Pazifischen Ozeans erreicht dieser Ozean mit etwa 11.000 m seine größte Tiefe – was mehr als der Höhe des Mount Everest entspricht.

Wenn die kalte Lithosphäre in das Erdinnere abtaucht, nimmt der auf ihr lastende Druck zu. Das in den Gesteinen enthaltene Wasser und die anderen flüchtigen Komponenten werden freigesetzt und steigen in den Bereich der Asthenosphäre über der subduzierten Platte auf. Diese Fluide sind für das Aufschmelzen des darüber lagernden Mantelmaterials verantwortlich. Die Magmenintrusionen und Vulkaneruptionen führen am Meeresboden hinter der Tiefseerinne zur Bildung einer bogenförmig verlaufenden Kette von Vulkanen, einem sogenannten **Inselbogen**. Durch die Subduktion der Pazifischen Platte sind westlich vor Alaska die vulkanisch sehr aktive Inselkette der Aläuten und auch die zahlreichen Inselbögen im westlichen Pazifik entstanden. Die in den Mantel abtauchenden kalten Lithosphärenplatten verursachen unter diesen Inselbögen Erdbeben mit Herdtiefen bis zu 600 km.

Konvergenz ozeanischer und kontinentaler Platten Trägt eine Platte an ihrem Rand einen Kontinent, überfährt diese die ozeanische Lithosphäre der anderen Platte, da die kontinentale Kruste eine geringere Dichte aufweist und deshalb nicht so einfach subduziert werden kann wie ozeanische Kruste (Abb. 2.8d). Der Rand des Kontinents wird deformiert und zu einem Gebirge herausgehoben, das mehr oder weniger parallel zur Tiefseerinne verläuft. Die bei der Kollision und Subduktion herrschenden enormen Kräfte führen im Umfeld der Subduktionszone zu starken Erdbeben. Im Laufe der Zeit wird Material von der abtauchenden Platte abgeschürft und dem angrenzenden Gebirge angegliedert. Auf diese Weise entsteht ein Gesteinskomplex mit einer komplizierten und oftmals verwirrenden Abfolge als Abbild der Subduktionsvorgänge. Wie im Fall einer Ozean-Ozean-Kollision begünstigt auch hier das Wasser, das mit der subduzierten ozeanischen Lithosphäre in die Tiefe gelangt, das Aufschmelzen des Mantelmaterials, weil es den Schmelzpunkt des Gesteins erniedrigt. Das dabei entstehende Magma steigt nach oben und führt in der hinter der Tiefseerinne liegenden Gebirgskette zu Vulkanismus.

An der Westküste Südamerikas, wo die Südamerikanische und die Nazca-Platte kollidieren, befindet sich eine solche Subduktionszone. Auf der kontinentalen Seite der Kollisionszone steigt die hohe Gebirgskette der Anden auf und unmittelbar vor der Küste liegt eine Tiefseerinne. Die Vulkane dort sind höchst aktiv und äußerst gefährlich. Ein Ausbruch des Nevado del Ruiz in Kolumbien war im Jahre 1985 für den Tod von 25.000 Menschen verantwortlich. Entlang dieser Plattengrenze ereigneten sich einige der schwersten Erdbeben.

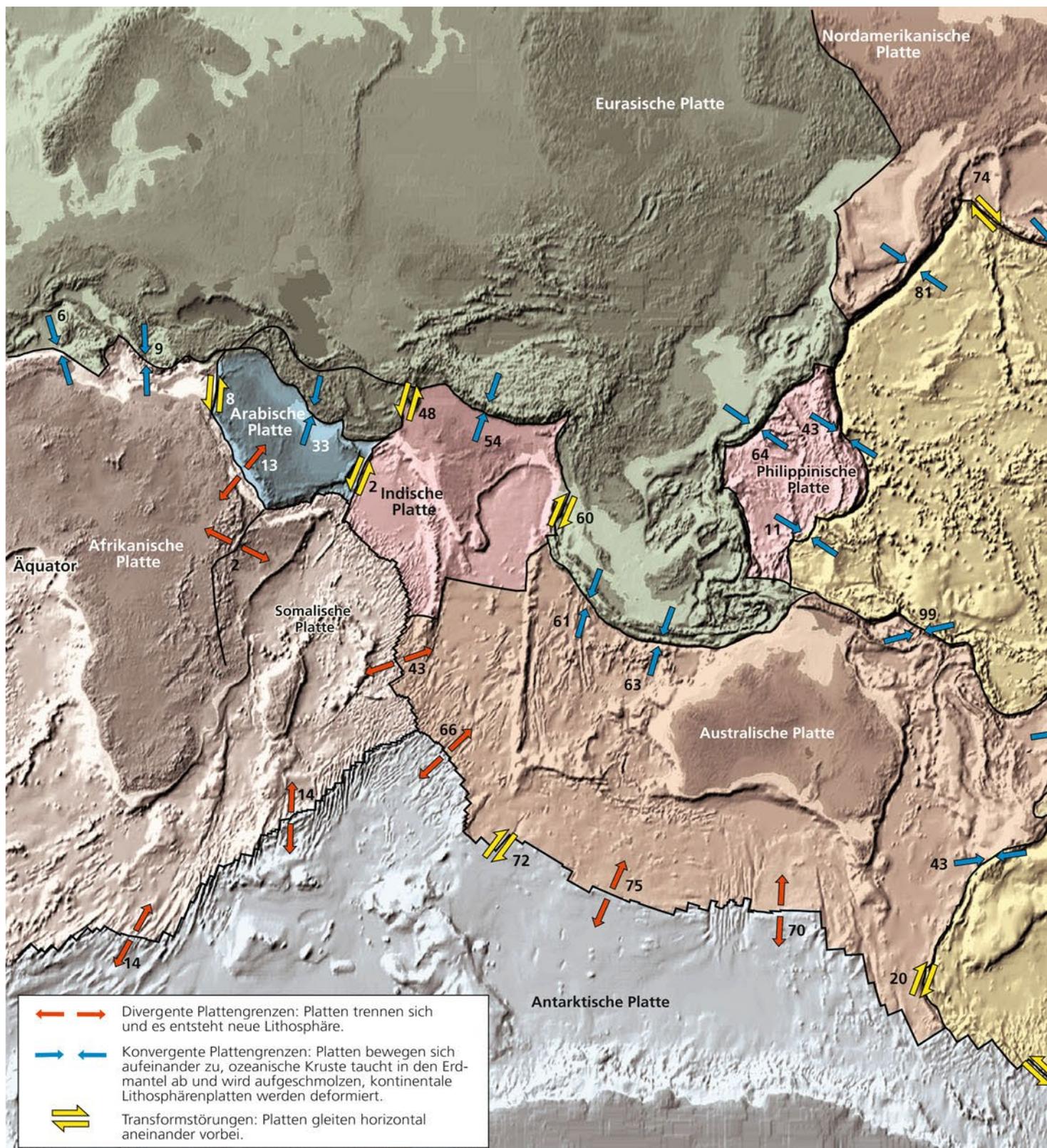


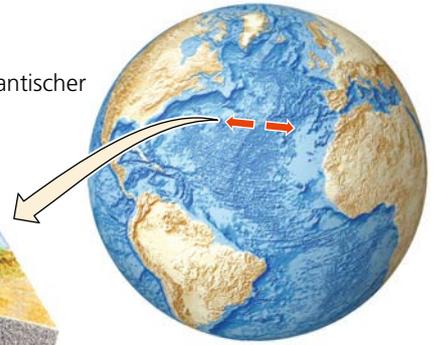
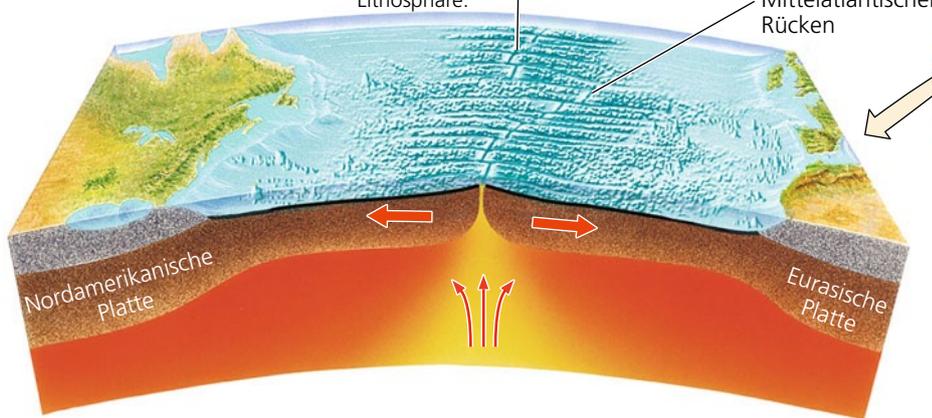
Abb. 2.7 Die Lithosphäre der Erde besteht aus einem Mosaik von 13 großen sowie einer Anzahl kleinerer starrer Lithosphärenplatten, die langsam über die sich plastisch verhaltende Asthenosphäre driften. Von den kleineren Platten ist nur die Juan-de-Fuca-Platte vor der Westküste Nordamerikas auf der Karte dargestellt. Die Pfeile kennzeichnen die relativen Bewegungen der beiden Platten an den jeweiligen Grenzen. Die Ziffern an den Pfeilen entsprechen der Geschwindigkeit dieser Relativbewegungen in Millimetern pro Jahr (Plattengrenzen nach Peter Bird, UCLA)



DIVERGENTE PLATTENGRENZEN

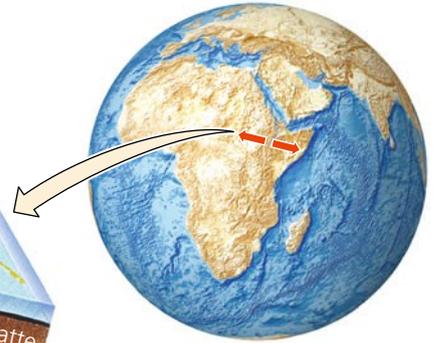
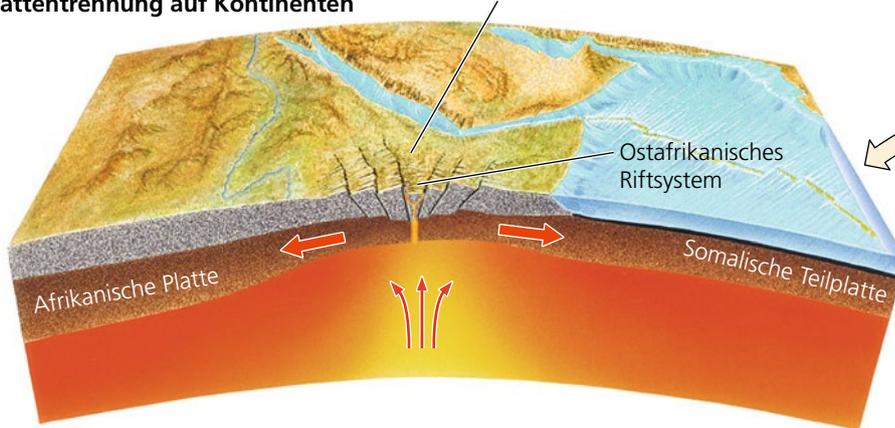
a Plattentrennung am Ozeanboden

Durch Riftvorgänge und Seafloor-Spreading an mittelozeanischen Rücken entsteht neue Lithosphäre.



b Plattentrennung auf Kontinenten

Riftvorgänge und Spreading-Zonen auf Kontinenten sind durch parallel verlaufende Grabensenken, Vulkanismus und Erdbeben gekennzeichnet.



KONVERGENTE PLATTENGRENZEN

c Konvergenz ozeanischer Platten

Konvergieren ozeanische Lithosphärenplatten, wird eine Platte unter der anderen subduziert; dies führt zur Bildung einer Tiefseerinne und eines vulkanischen Inselbogens.

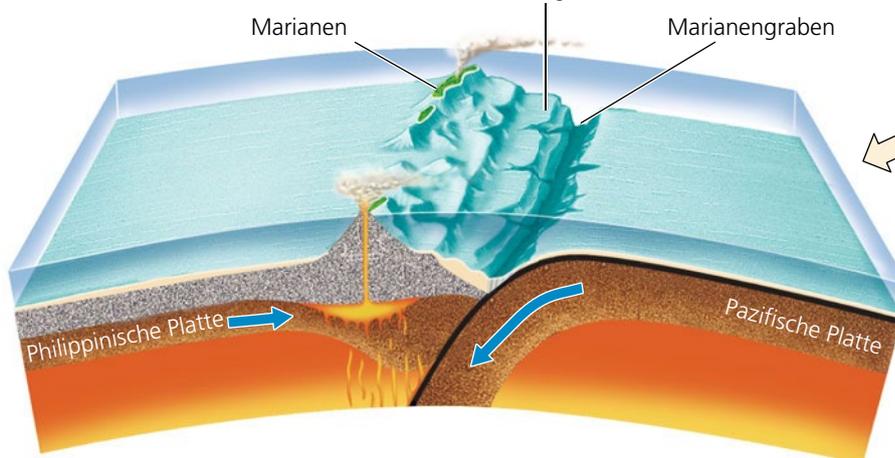


Abb. 2.8 Wechselwirkungen an den Grenzen der Lithosphärenplatten sind von der Richtung der relativen Plattenbewegungen und vom Krustentyp abhängig



<http://www.springer.com/978-3-662-48341-1>

Press/Siever Allgemeine Geologie

Grotzinger, J.; Jordan, Th.

2017, XXX, 769 S. 578 Abb. in Farbe., Hardcover

ISBN: 978-3-662-48341-1