

Die Wirkung endogener Kräfte

2

2.1 Reise zum Mittelpunkt der Erde – oder wie kommt man zum Schalenbau der Erde?

Lange war es für Wissenschaftler schwierig, das Erdinnere zu erforschen. Bei einem Erdradius von ca. 6 300 km konnte selbst die bis heute tiefste Bohrung auf der russischen Halbinsel Kola, die 1994 eine Tiefe von 12 262 m erreichte, nur einen geringen Teil des Erdinneren aufschließen. Doch schon früh entwickelten die Menschen – mutmaßlich geprägt durch die Beobachtung von Vulkanausbrüchen und heißen Quellen – die Vorstellung, dass die Temperaturen im Erdinneren höher sind als an ihrer Oberfläche. Dies kommt sowohl in der mythologischen Vorstellung von der Unterwelt, die vom flammenden Fluss Pyriphlegeton umgeben ist, als auch in der christlichen Vorstellung von der Hölle zum Ausdruck.

Erkenntnisse über den Aufbau der Erde stammen also vor allem aus indirekten Quellen. Schon im 18. Jahrhundert war bekannt, dass die gesamte Erde eine Dichte von $5,5 \text{ g/cm}^3$ hat, während ihre Oberflächengesteine wie beispielsweise Granit nur eine Dichte von

$2,7 \text{ g/cm}^3$ aufweisen. Dieses scheinbare Paradoxon lässt sich nur dann erklären, wenn im Inneren der Erde wesentlich dichtere Materie vorliegt. Meteoriten, die vornehmlich aus Eisen und Nickel bestehen, weisen eine Dichte von bis zu 8 g/cm^3 auf. Die Schlussfolgerung, dass auch der Kern der Erde eine ähnliche Zusammensetzung aufweisen könnte, liegt nahe.

Das heute gültige Modell einer aus hinsichtlich physikalischen und chemischen Eigenschaften unterschiedlichen Schalen aufgebauten Erde wurde vor allem durch **seismologische Untersuchungen** gewonnen. Dabei werden **seismische Wellen**, also Verformungen im Gestein, die sich entweder als **Raumwellen** im Erdinneren oder als **Oberflächenwellen** entlang der Erdoberfläche ausbreiten, mithilfe von geeigneten Geräten (Seismographen) aufgezeichnet. Diese können auf natürliche Weise, insbesondere bei Erdbeben, entstehen, aber auch z. B. durch Sprengungen erzeugt werden. Ihre Ausbreitungsgeschwindigkeit und -richtung ist von den Eigenschaften des durchquerten Gesteins abhängig.

Für die Erforschung des Erdinneren sind insbesondere die Raumwellen von Bedeutung. Man unterscheidet dabei zwischen **Longitudinalwellen** (Kompressionswellen, **P-Wellen**), bei denen die Bodenteilchen in der Fortpflanzungsrichtung schwingen, und **Transversalwellen** (Schwerwellen, **S-Wellen**), bei denen die

Exkurs

Das Kontinentale Tiefbohrprogramm KTB in Deutschland

Mit dem zwischen 1990 und 1994 im oberpfälzischen Windischeschenbach durchgeführten Kontinentalen Tiefbohrprogramm sollten grundlegende Fragen zum Aufbau der Erdkruste Mitteleuropas, insbesondere zur Entstehung des variskischen Gebirges und damit zur Erdbebenforschung und zur Entstehung von Rohstoffen, geklärt werden. Mit der rund 10 km tiefen Bohrung wurde ein Temperaturbereich von ca. 300°C und Gebirgsdrücke von fast 3 000 bar aufgeschlossen. In diesem Bereich ändern sich die Eigenschaften

der Gesteine. Bei Beanspruchung brechen sie nicht mehr spröde, sondern verhalten sich zunehmend plastisch.

Das Bohrloch steht heute im Rahmen des ICDP (International Continental Scientific Drilling Program) als „geowissenschaftliches Tiefenlabor“ für Messungen und Untersuchungen zur Verfügung.

Weitere Bohrungen wurden vor allem im nordöstlichen Deutschland durchgeführt. Dort stand die Suche nach Erdgasvorräten im Vordergrund.

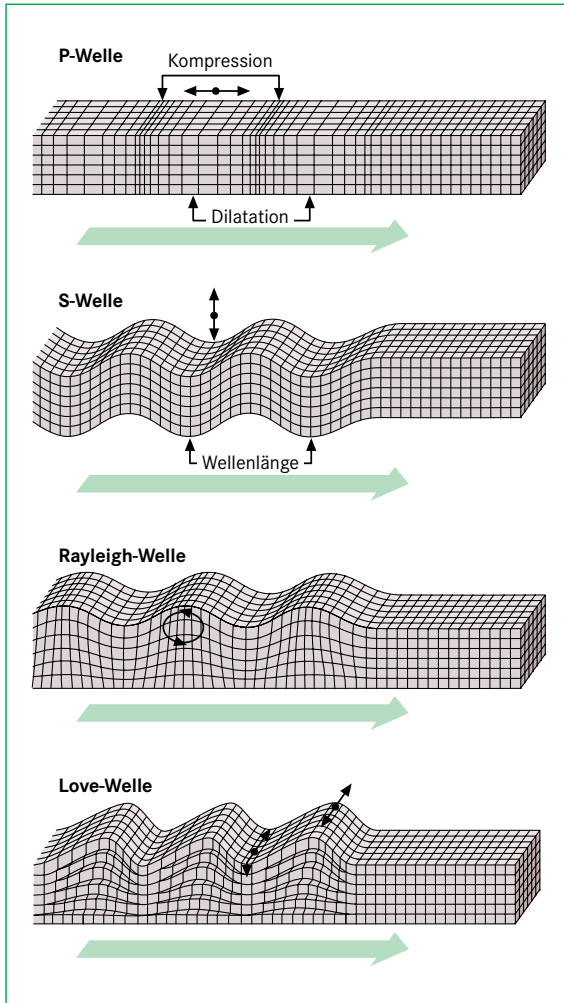


Abb. 2.1 Seismische Wellen (Fortpflanzungsrichtung von links nach rechts) (nach Lexikon der Geowissenschaften Band 4).

Schwingungsrichtung senkrecht auf die Ausbreitungsrichtung steht (Abb. 2.1). Während sich S-Wellen nur in Festkörpern ausbreiten können, sind P-Wellen in der Lage, sich sowohl in fester als auch in flüssiger oder gasförmiger Materie auszubreiten.

Seismologische Untersuchungen ergaben, dass sich Longitudinalwellen durch den Erdkern hindurch ausbreiten können, während Transversalwellen nicht in der Lage sind, diesen zu durchqueren. Dies deutet darauf hin, dass zumindest der äußere Bereich des Erdkerns flüssig sein muss.

Außerdem wurden **Diskontinuitätszonen** registriert, in denen es bei beiden Wellentypen zu abrupten Geschwindigkeitsänderungen kommt. Dies kann mit einem plötzlichen Wechsel des Materials oder des Aggregatzustandes erklärt werden.

Hieraus leitete man das Modell vom Schalenbau der Erde ab. Grob wird zwischen Kruste, Mantel und Kern unterschieden. Die Erdkruste ist mit einer Dicke von ca. 7–40 km im Vergleich zur Erde dünner als eine Eierschale in Relation zu einem Ei. Unter den Ozeanen ist die Kruste nur ungefähr 7 km dick und mit ca. $3,1 \text{ g/cm}^3$ dichter als unter den Kontinenten, wo sie bei einer Dichte von ca. $2,7 \text{ g/cm}^3$ eine Dicke von bis zu 40 km erreicht. Nach dem Archimedischen Prinzip taucht die kontinentale Kruste dadurch weiter aus dem Erdmantel auf und treibt auf diesem ähnlich wie ein Eisberg auf dem Ozean (Prinzip der **Isostasie**). Wird die kontinentale Kruste durch eine zusätzliche Masse belastet – wie beispielsweise durch die nordische Inlandsvereisung während der letzten Eiszeit –, taucht sie durch den Druck dieses Gewichtes weiter in den Erdmantel ein. Verliert sie an Masse – man könnte hier analog an die Gletscherschmelze am Ende des Pleistozäns denken –, hebt sie sich wieder aus dem Erdmantel heraus. Durch diese **glazialisostatische Ausgleichsbewegung** haben sich Teile Skandinaviens seit dem Ende der letzten Eiszeit um bis zu 275 m gehoben und weisen noch heute Hebungsraten von knapp 1 cm/Jahr auf (Ahnert 2003).

Die Erdkruste wird durch die **Mohorovičić-Diskontinuität** (kurz Moho) vom **Erdmantel** getrennt, der eine höhere Dichte (ca. $3,3 \text{ g/cm}^3$) aufweist. Innerhalb des Erdmantels erreichen sowohl P- als auch S-Wellen in ca. 100–400 km Tiefe ein ausgeprägtes Geschwindigkeitsminimum. Dies deutet auf eine höhere Plastizität der dort liegenden Gesteine hin. Man bezeichnet diesen Teilbereich des oberen Erdmantels als **Asthenosphäre**. Die darüber liegenden starreren Schichten der Kruste und des oberen Erdmantels werden dagegen als **Lithosphäre** bezeichnet. Der untere Erdmantel wird in 2 900 km Tiefe durch die **Wiechert-Gutenberg-Diskontinuität** vom flüssigen äußeren Erdkern getrennt, der zu hohen Anteilen aus Eisen und Nickel besteht. In ihm finden permanent relativ schnelle Konvektionsbewegungen statt, die durch die Beteiligung von Ladungsträgern elektrische Ströme erzeugen und so als „Geodynamo“ das Magnetfeld der Erde bedingen. Dies sorgt dafür, dass wir uns mithilfe eines Kompasses orientieren können, da sich die metallische Kompassnadel immer entlang des Erdmagnetfeldes ausrichtet. Ab einer Tiefe von ca. 5 100 km ist der Druck so hoch, dass das Material in den festen Aggregatzustand „zusammengepresst“ wird. Bei diesem Phasenübergang wird – ähnlich wie bei der Kondensation von Wasser – Energie frei, die die Konvektionsströme im Erdinneren antreibt (Press und Siever 2008, Bauer et al. 2004, Schellmann 2007).

mittlere Tiefe [km]	Gliederung des Erdinneren, Erdschalen	Gliederung von Erdkruste und Erdmantel	stoffliche Zusammensetzung	Zustand der Materie
Ozeane	Kontinente			
basaltische Ozeankruste	obere Erdkruste (Sial)	Lithosphäre	Sedimente, Granite, Gneise, saure Silikatgesteine	fest
8–10	10–20	bis zu ca. 100 km	Gabbro, basische Silikatgesteine	<i>Conrad-Diskontinuität</i> fest
	untere Erdkruste (Sima)		Peridotit	<i>Moho-Diskontinuität</i> fest
	30–50			
100	oberer Erdmantel	Asthenosphäre (Konvektionszone)	ultrabasische Gesteine	fließfähig (plastisch, 1–10 cm/a)
400		Übergangszone	Druckoxide	fest
~670				
	unterer Erdmantel (evtl. 2. Konvektionszone)		Hochdruckoxide	fest (oder plastisch)
2 900	äußerer Erdkern			<i>Wiechert-Gutenberg-Diskontinuität</i>
			metallisch	flüssig
5 000				Übergangszone
5 160	innerer Erdkern			
			metallisch	fest

Abb. 2.2 Schalenbau der Erde (nach Schellmann 2007).



Zum Weiterdenken

1. Schlagen Sie in einem geeigneten Lehrwerk die Bedeutung des Begriffs „geothermischer Gradient“ nach.
2. Welche Arten von Ausgleichsbewegung außer der glazialisostatischen Hebung bzw. Senkung wären noch denkbar?

2.2 Vom globalen Puzzle zur Plattentektonik

Schon seit dem 16. und 17. Jahrhundert war Naturwissenschaftlern aufgefallen, dass die Umrissse der Kontinente auf beiden Seiten des Atlantiks wie Puzzleteile ineinander passen. Daraus und aus der Beobachtung, dass auch geologische Strukturen, Fossilien und glaziale Ablagerungen auf den gegenüberliegenden Kontinenten sich am besten erklären lassen, wenn man einen zusammenhängenden Großkontinent (Pangaea) annimmt, entwickelte Alfred Wegener 1912 die Theorie der **Konti-**

nentalverschiebung. Danach drifteten die spezifisch leichteren Kontinente (**Sial**, benannt nach der Zusammensetzung überwiegend aus Silikaten und Aluminium) über das schwerere **Sima** (von Silikaten und Magnesium), das am Ozeanboden an die Oberfläche tritt. Diese Theorie wurde von Geologen u. a. wegen der unzureichenden Erklärung der Antriebsmechanismen zunächst abgelehnt, dann aber in den 1960er Jahren aufgrund von neueren Erkenntnissen bei der Erforschung der Geologie der Ozeane in modifizierter Form als Theorie der **Plattentektonik** neu „aufgelegt“. Danach besteht die Lithosphäre aus sechs Großplatten und mehreren kleinen Platten (Abb. 2.3), die – im Gegensatz zum Postulat Wegeners – sowohl kontinentale als auch ozeanische Kruste umfassen können. Diese starren Platten bewegen sich auf der darunter liegenden plastischen Asthenosphäre mit Geschwindigkeiten von ca. 1–10 cm pro Jahr (Wilhelmy 2004, Schellmann 2007).

An den Plattengrenzen kann es zu verschiedenen Prozessen kommen (Abb. 2.4):

1. An **divergierenden** oder **konstruktiven** Plattenrändern entfernen sich die Platten voneinander. Durch aufsteigendes Mantelmaterial bildet sich neuer Oze-

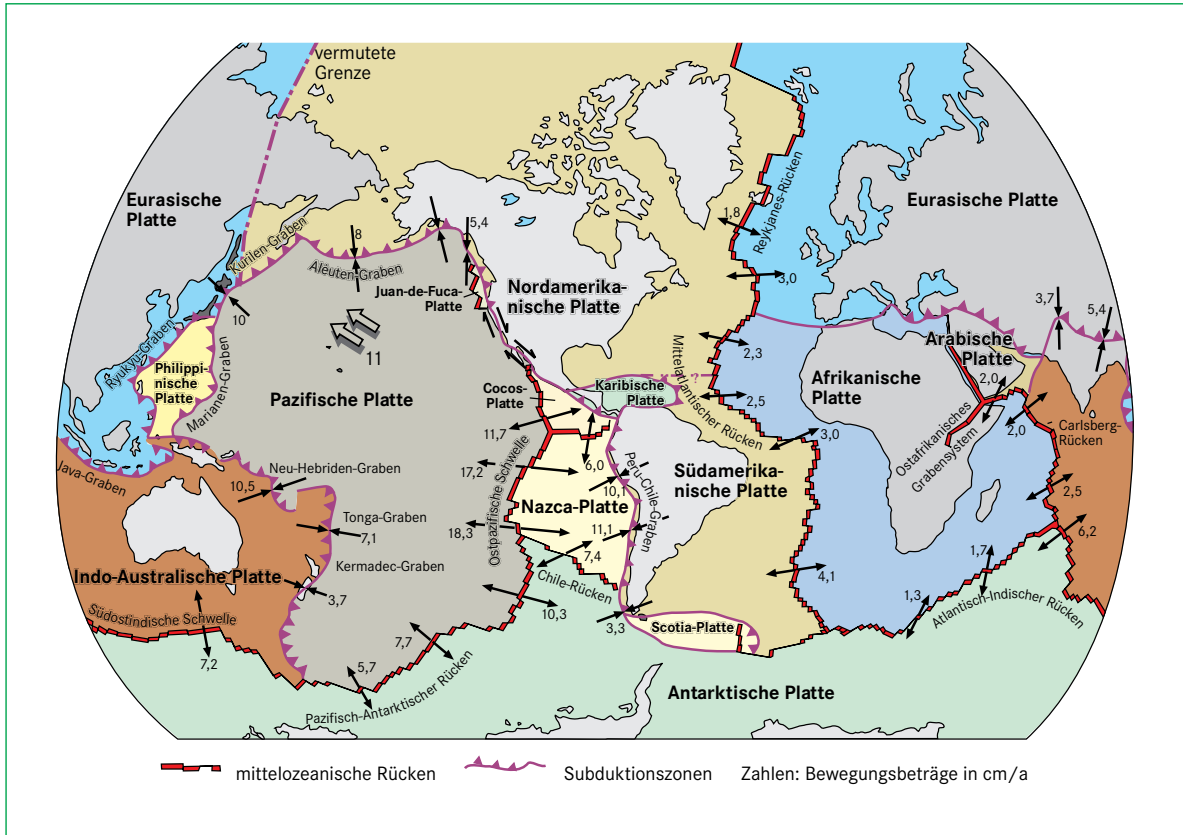


Abb. 2.3 Plattentektonische Gliederung der Erde (nach Bolt 1995, Bahlburg und Breitkreuz 2008 u. a.).

anboden (*sea-floor-spreading*), es entsteht ein **mittel-ozeanischer Rücken**. Island ist beispielsweise ein Teil des Mittelatlantischen Rückens, der sich durch das Aufsteigen von heißem Mantelmaterial (Hot Spot, Abschnitt 2.4) über den Meeresspiegel erhebt. Grabenstrukturen auf den Kontinenten (*Rift-Valleys*) wie beispielsweise der Ostafrikanische Graben stellen die Anfangsstadien solcher divergierender Plattengrenzen dar.

2. Wenn sich Lithosphärenplatten an einem Kontinentalrand aufeinander zu bewegen (**konvergierende** oder **destruktive** Plattengrenze) taucht entlang von Tiefseerinnen die schwerere ozeanische Platte unter die leichtere kontinentale ab (**Subduktion**). Der Ozeanboden inklusive seiner Sedimente und der Rand des Kontinentes werden zu einem Gebirge zusammengestaucht. Die Anden sind beispielsweise auf diese Weise entstanden. Auch bei der Konvergenz von zwei ozeanischen Platten findet Subduktion statt, auch hier entstehen Tiefseegräben wie z. B. der Marianen-Graben am Westrand des Pazifiks, der mit 11 000 m Tiefe die Höhe des Mt. Everest übertrifft. Durch Auf-

schmelzen der Lithosphäre unter größerem Druck kommt es zu Vulkanismus, es entsteht ein **Inselbogen** wie etwa die Aleuten. Bei einer Kontinent-Kontinent-Kollision findet keine Subduktion statt, hier kommt es zu einer Verdopplung der Erdkruste. Auf diese Weise, nämlich durch die Kollision der Indischen mit der Eurasischen Platte ist das höchste Gebirge der Welt, der Himalaja, entstanden und aus der Kollision der Afrikanischen mit der Eurasischen Platte die Alpen.

3. An **Transformstörungen** gleiten Platten aneinander vorbei, ohne dass dabei Lithosphäre vernichtet oder neu gebildet wird. Dabei können schwere Erdbeben auftreten. Die San-Andreas-Störung, an der die Pazifische an der Nordamerikanischen Platte entlang gleitet, verläuft in der Nähe der Millionenstädte San Francisco und Los Angeles (Abb. 2.5).

Im Gegensatz zur Theorie der Kontinentalverschiebung stellen nach der Plattentektonik nicht die Kontinentalränder, sondern die Plattengrenzen die tektonischen Aktivzonen der Erde dar. Man unterscheidet deswegen

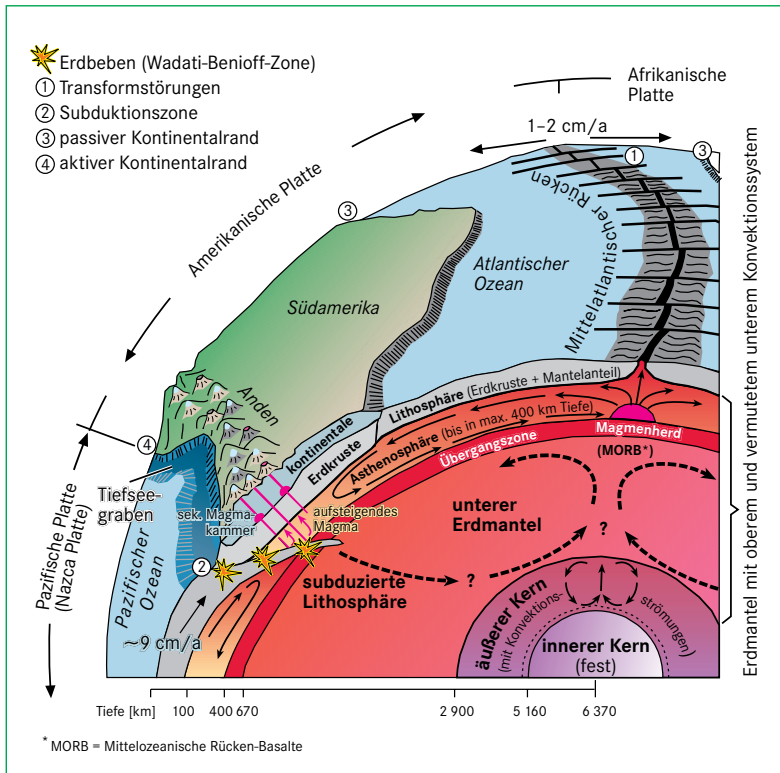


Abb. 2.4 Vorgänge an Plattengrenzen (nach Wyllie 1976).

aktive Kontinentalränder, die mit Plattengrenzen zusammenfallen, und **passive Kontinentalränder**, die innerhalb von Lithosphärenplatten liegen.

Die Antriebskräfte der Plattenbewegungen sind bis heute nicht im Detail geklärt. Lange ging man davon aus, dass die Platten durch die Bewegung des zäh-plastischen Magmas im Bereich des Erdmantels (**Konvektionsströmungen**) angetrieben werden. Diese Strö-

mungen beziehen ihre Energie aus dem Erdinneren und umfassen nach neueren Erkenntnissen den gesamten Bereich des Erdmantels. Heute hingegen scheint es wahrscheinlich, dass die Platten nicht passiv durch Konvektionsströmungen bewegt werden, sondern insbesondere durch den Zug, den das Abtauchen der ältesten und dichtesten Bereiche von Lithosphärenplatten ausübt (**slab pull**). Der Druck durch aufdringendes Magma an



Abb. 2.5 Versatz eines Gartenzauns an der San-Andreas-Störung. Der Versatz ist das Ergebnis des Erdbebens von 1906, das u. a. San Francisco zerstörte (Foto: R. Glaser).

mittelozeanischen Rücken (*ridge push*) ist demnach weniger bedeutend. Die Platten werden also durch ihr eigenes Gewicht in die Tiefe gezogen, während das *sea-floor-spreading* auf einem passiven Aufstieg von Mantelmaterial an denjenigen Stellen beruht, an denen die Platten auseinandergezogen werden.

Die Theorie der Plattentektonik wird durch zahlreiche Indizien belegt. Bei der Entwicklung der Theorie waren insbesondere Untersuchungen zur Magnetisierung des Ozeanbodens bedeutend. Wenn Lava nach einem Vulkanausbruch auskristallisiert, richten sich die in ihr enthaltenen eisenhaltigen Minerale entsprechend

des Erdmagnetfeldes aus. Da es in diesem im Laufe der Erdgeschichte immer wieder zu Umpolungen gekommen ist, finden sich in über längere Zeit aktiven Vulkanen übereinander liegende Schichten unterschiedlicher Magnetisierung. Bei der Erforschung des Ozeanbodens wurden ausgehend von mittelozeanischen Rücken symmetrisch angeordnete Streifen mit inverser Polarisierung entdeckt. Dies deutet ebenso wie die mit größerem Abstand vom mittelozeanischen Rücken abnehmende organische Sedimentschicht, die aus abgestorbenen Meereslebewesen besteht, auf ein mit der Entfernung zum mittelozeanischen Rücken zunehmendes Alter des

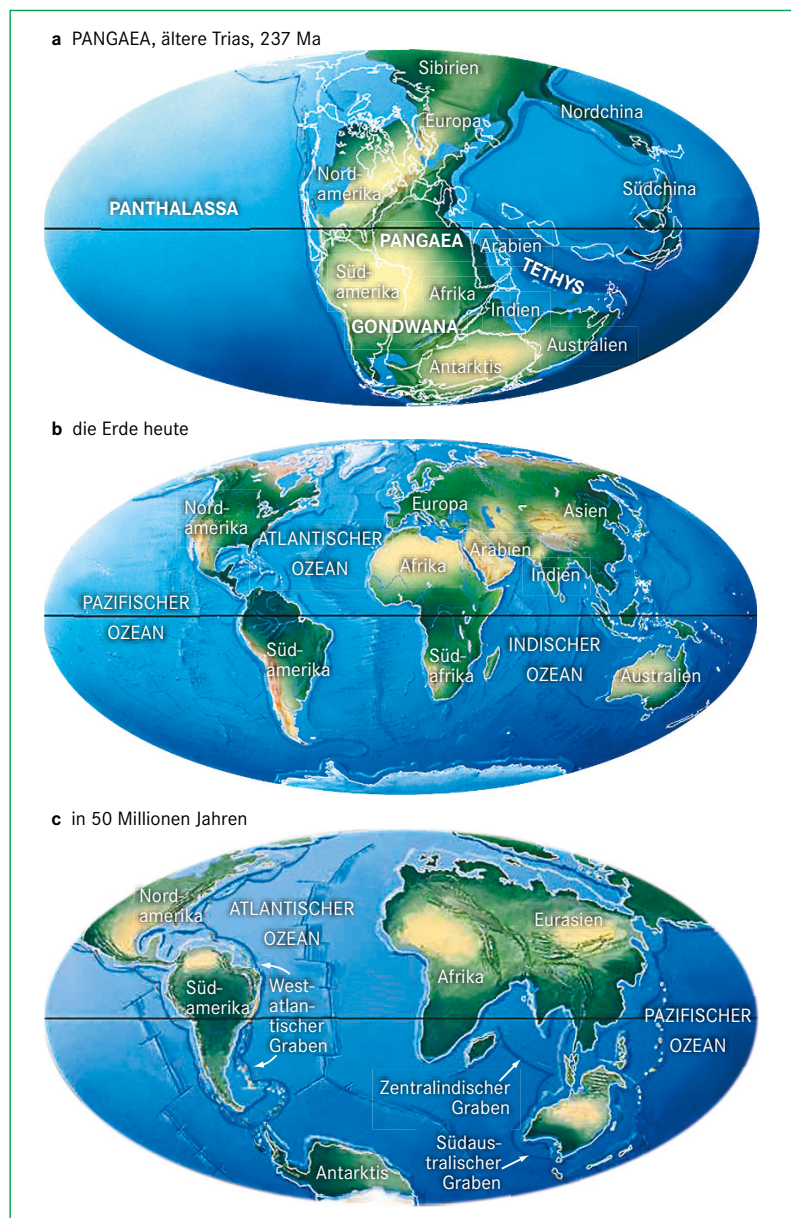


Abb. 2.6 a) Der Superkontinent Pangaea in der älteren Trias vor ca. 237 Mio. Jahren (nach <http://www.scotese.com/newpage8.htm>). b) Die Welt heute (nach <http://www.scotese.com/modern.htm>). c) Die Welt in 50 Mio. Jahren (nach <http://www.scotese.com/future.htm>).

Ozeanbodens hin. Diese Befunde werden auch durch Bohrkerne bestätigt, die ein zunehmendes Alter der unter dieser Sedimentschicht liegenden vulkanischen Gesteine ergaben (Press und Siever 2008, Bauer et al. 2004).

Mithilfe der genannten sowie weiteren Indizien lassen sich die Plattenbewegungen der Vergangenheit rekonstruieren. So konnte beispielsweise bestätigt werden, dass – wie schon Wegener ansatzweise postuliert hatte – am Beginn des Mesozoikums alle Kontinente zum Großkontinent Pangaea vereinigt waren. Zu Beginn des Jura ist dieser „Superkontinent“ auseinandergebrochen und die Welt, wie wir sie heute kennen, ist entstanden. Wenn man davon ausgeht, dass die Lithosphärenplatten ihre derzeitigen Bewegungen fortsetzen, wird in der Zukunft Europa mit Afrika kollidieren, wobei das „Mittelveergebirge“ entsteht und auch Australien und Südostasien werden zusammenrücken. Kalifornien könnte dann nordwärts an Nordamerika vorbeigleiten und in ca. 50 Millionen Jahren ungefähr vor der Küste Alaskas liegen (Abb. 2.6) (Scotese 2008).

Die Entwicklung der Theorie der Plattentektonik hatte für die Geologie eine ähnliche Wirkung wie die Relativitätstheorie für die Physik oder die Entdeckung der DNA für die Biologie. Sie stellt eine Synthese dar, die schlüssige Erklärungsansätze für zahlreiche Phänomene wie das räumliche Auftreten von Vulkanismus und Erdbeben, aber auch Erklärungsansätze für Prozesse wie die Gebirgsbildung gibt. Dementsprechend ist sie für unterschiedliche Wissenschaften anwendungsrelevant. Als Beispiel sei hier die Wirtschaftsgeologie genannt, wo man sich durch Vergleich von Rohstoff führenden Schichten auf Kontinenten, die vor dem Aufbrechen des Großkontinents Pangaea zusammenhingen, Hinweise auf weitere Rohstoffvorkommen erhofft (Press und Siever 2008).



Zum Weiterdenken

1. Listen Sie die Unterschiede zwischen der Kontinentalverschiebungstheorie von Alfred Wegener und der Theorie der Plattentektonik auf.
2. Informieren Sie sich über weitere regionale Beispiele für konvergierende Plattengrenzen, divergierende Plattengrenzen und Transformstörungen.
3. Wieso sind die verschiedenen mit der Theorie der Plattentektonik zusammenhängenden Hypothesen immer noch so umstritten?
4. Welche Parameter muss man kennen, um eine Karte wie in Abb. 2.6c zu erstellen?

2.3 Bewegende Fakten – Erdbeben und ihre Wirkungen

In den Bereichen, in denen verschiedene Lithosphärenplatten aufeinander treffen, kommt es vermehrt zu geologischen Phänomenen wie Vulkanismus und Erdbeben (Abb. 2.7).

Erdbeben gehören wegen ihres plötzlichen Auftretens und der fehlenden Vorhersagbarkeit zu den verheerendsten Bedrohungen für den Menschen. Nach der **Scherbruchhypothese** entstehen Erdbeben an Grenzflächen von Gesteinsblöcken, die einen unterschiedlichen Bewegungsimpuls aufweisen. Wenn die Gesteinsblöcke – beispielsweise durch überlagernde Gesteine – an der Bewegung gehindert werden, entsteht ein Reibungswiderstand, der die Gesteine „zusammenhält“. Die Bewegungsenergie führt aber dazu, dass sich im Gestein Spannungen aufbauen. Wenn nach einer gewissen Zeitspanne durch andauernde entgegengesetzte Bewegung die Spannungen die Reibungswiderstände überwinden, kommt es zu einem Bruch, seismische Wellen entstehen (Abschnitt 2.1) und es kommt zu einem Erdbeben. Dabei wird der in der Tiefe liegende Erdbebenherd als **Hypozentrum** bezeichnet. Am senkrecht darüber gelegenen Punkt der Erdoberfläche, dem **Epizentrum**, hat das Erdbeben die größten Auswirkungen.

Will man die Stärke eines Erdbebens bestimmen, so kann man sich an verschiedenen Parametern orientieren. Die allgemein bekannte **Richter-Magnitude** wird durch physikalische Messergebnisse bestimmt. Dabei wird anhand der Amplitude der Erdbebenwellen auf dem Seismographen sowie der Entfernung zum Erdbebenherd, die aus dem Zeitintervall zwischen dem Eintreffen der verschiedenen Typen von seismischen Wellen ermittelt wird, ein Wert auf einer logarithmischen Skala bestimmt. Dieser ist dann unabhängig vom Abstand zum Zentrum des Bebens an allen seismischen Stationen weitgehend gleich. Ein solcher Wert lässt aber nicht unbedingt Rückschlüsse auf die tatsächliche Zerstörungswirkung eines Bebens zu, da beispielsweise starke Beben, die weit entfernt von besiedeltem Gebiet stattfinden, weniger verheerend wirken. Daher wurden außerdem sogenannte **Intensitätsskalen** geschaffen, die auf der subjektiven Wahrnehmung der Zerstörung beruhen. Die älteste hiervon, die **Mercalli-Skala**, wurde entsprechend der Bedingungen in verschiedenen Ländern modifiziert. In Europa ist beispielsweise die 1998 erarbeitete **Europäische Makroseismische Skala** in Gebrauch.

Im 20. Jahrhundert starben weltweit pro Jahr durchschnittlich 13 000 Menschen bei Erdbeben (Abb. 2.8). Dabei ist die Energie des Bebens nicht unbedingt der

entscheidende Faktor für das Ausmaß der Auswirkungen. Neben der Beschaffenheit des Untergrunds und der schon erwähnten Besiedlungsdichte im Erdbebengebiet spielt auch die Verwundbarkeit (Vulnerabilität) der Bevölkerung eine starke Rolle (Kapitel 13). Neben den **primären Gefahren**, die von Erdbeben ausgehen wie Bruchbildung und Bodenbewegungen, werden durch Erdbeben auch **sekundäre Gefahren** ausgelöst. Hierzu gehören insbesondere die verschiedenen Formen von

gravitativen Massenbewegungen, z. B. Rutschung und Bodenverflüssigung. Auch von Seebeben ausgelöste Tsunamis sind hier zu nennen (Exkurs „Tsunamis“). In Städten kommt es durch beschädigte Gas- und Elektroleitungen häufig zu Bränden, die durch die gestörte Wasserversorgung nur schwer gelöscht werden können. Die meisten der ca. 3 000 Opfer des bekannten Erdbebens von San Francisco im Jahr 1906 kamen durch Brände ums Leben.

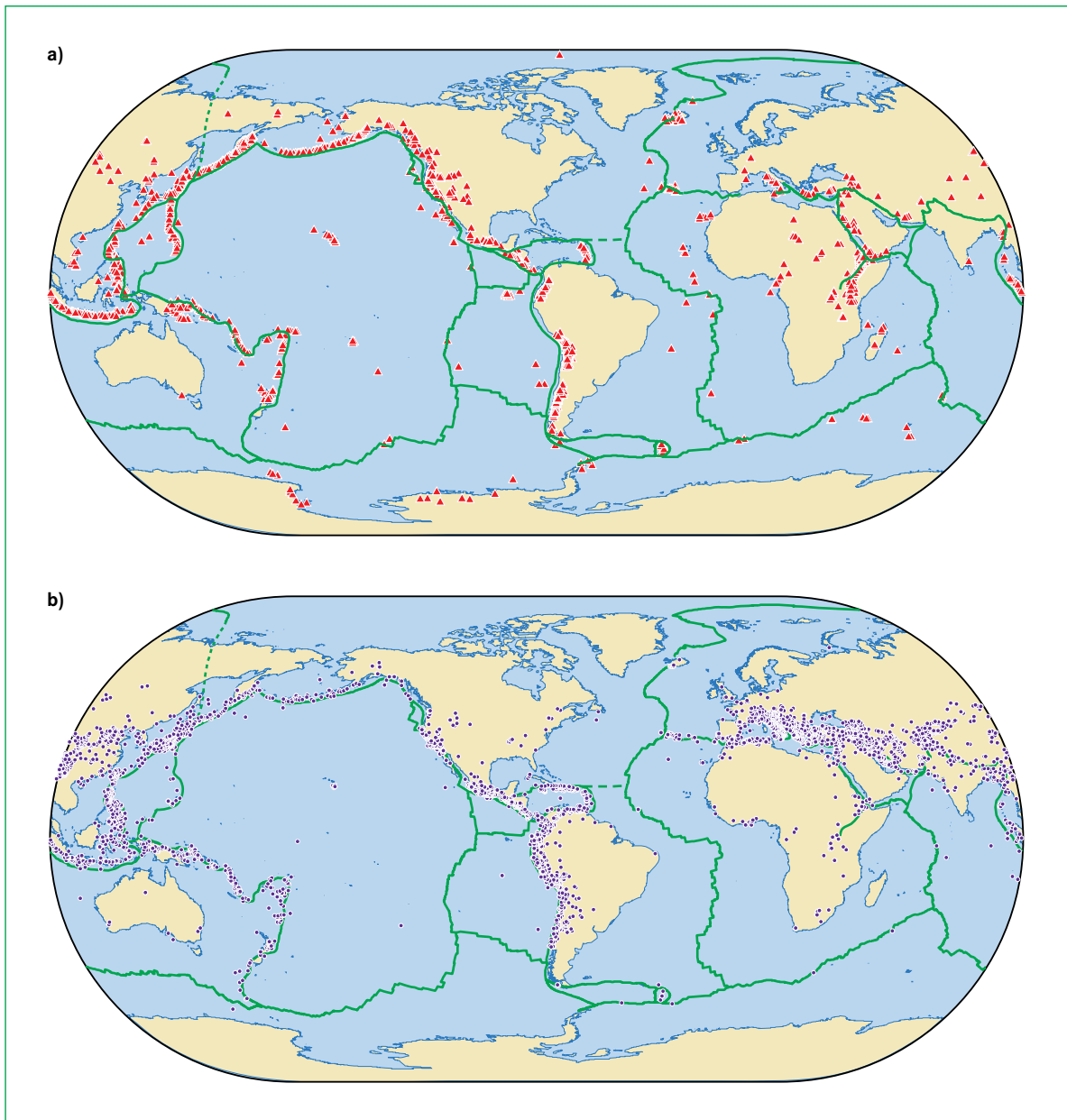


Abb. 2.7 a) Verbreitung von Vulkanismus und b) Erdbeben (verändert nach NOAA, National Geophysical Data Center 2004).



Abb. 2.8 Erdbeben-Memorial in Kobe. Das Erdbeben von Kobe 1995, das rund 6 500 Tote forderte und als eines der teuersten Schadensereignisse gilt, wird in Kobe an exponierter Stelle in einem Memorial gewürdigt. Im Vordergrund sieht man Teile der damaligen Uferstraße, die durch das Erdbeben zerstört wurde und abgesunken ist. Im Hintergrund stehen Gedenk- und Informationstafeln (Foto: R. Glaser).

Exkurs

Tsunamis

Durch starke Erdbeben unter den Ozeanen (Seebeben) kann es zu ruckartigen Vertikalverschiebungen auf dem Meeresboden kommen. Dadurch werden große Massen des da-

rüberliegenden Meerwassers verdrängt. Die so entstehenden Meereswellen können auf dem offenen Ozean kaum wahrgenommen werden. Sie breiten sich mit hohen

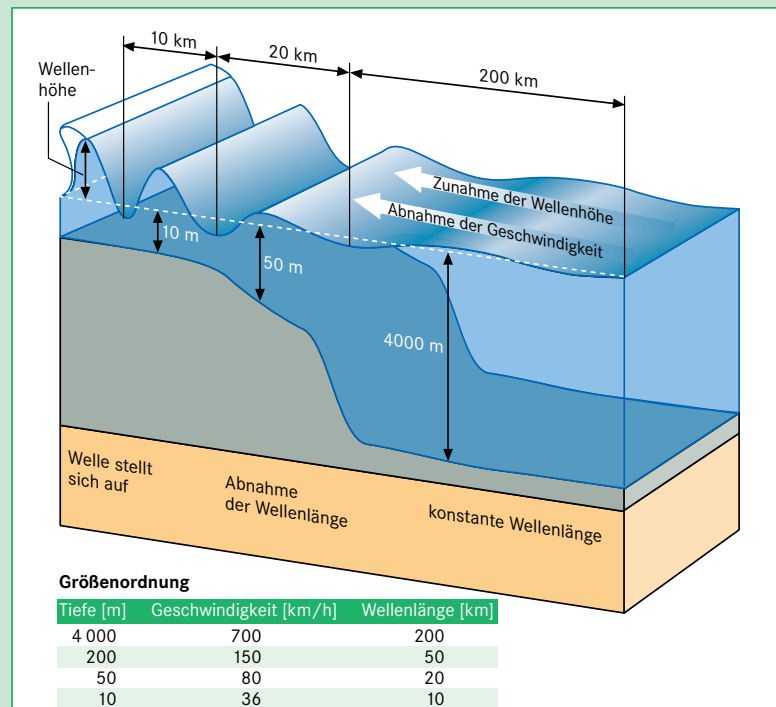


Abb. 2.9 Schematische Darstellung von Wellenparametern bei einem starken Tsunami (nach Whelan und Kelletat 2007).

Fortsetzung

Fortsetzung

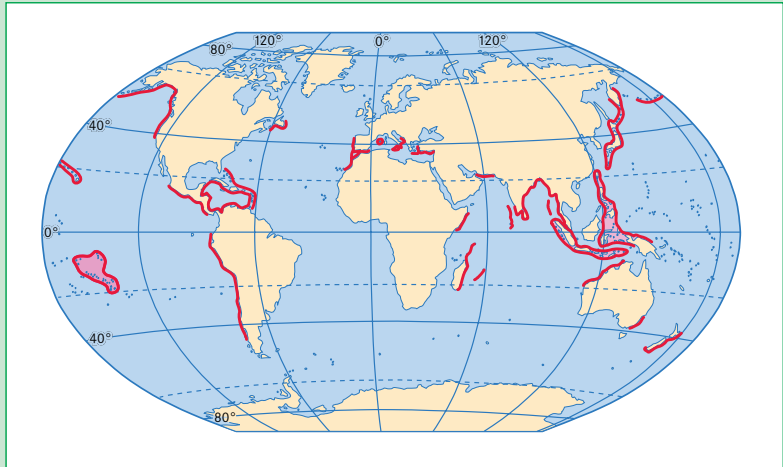


Abb. 2.10 Küstenregionen der Erde, die in den letzten 500 Jahren von zerstörerischen Tsunamis betroffen wurden (nach Whelan und Kelletat 2007).

Geschwindigkeiten aus. In flachen Küstengewässern werden sie abgebremst, wobei gleichzeitig eine gewaltige Wassermasse mit hoher Geschwindigkeit Wasser nachschiebt. Daher wird die Welle steiler und kann so ihre zerstörerische Kraft entfalten. Am 26. Dezember 2004 ereignete sich, ausgelöst durch ein Seebeben der Magnitude 9,2, im Indischen Ozean ein Tsunami, bei dem an den Küste Sumatras, Thailands, Sri Lankas und Indiens insgesamt mehr als 270 000 Menschen ums Leben kamen. Die maximalen Wellenhöhen

beim Auflaufen auf das Festland erreichten hier 25–35 m. Bis 2 km ins Landesinnere wurden Gebäude und Vegetation vernichtet. Da Tsunamis in den Ozeanen in einiger Entfernung zu den Küsten entstehen, hat man eine gewisse Vorwarnzeit. Daher besteht im Gegensatz zu Erdbeben die Möglichkeit, Frühwarnsysteme zu installieren. Bei der Katastrophe im Indischen Ozean war ein solches Warnsystem allerdings nicht vorhanden. Seit 2008 ist ein solches im Betrieb.



Abb. 2.11 Durch den Tsunami von 2004 zerstörte Fischersiedlung in Chennai, Indien. Die Siedlung wurde weitgehend aufgegeben, den Betroffenen bot man neuen Wohnraum mehrere Kilometer vom Strand entfernt an (Foto: R. Glaser).

Physische Geographie kompakt

Glaser, R.; Hauter, C.; Faust, D.; Glawion, R.; Saurer, H.;
Schulte, A.; Sudhaus, D.

2010, XI, 217 S. 162 Abb. in Farbe., Softcover

ISBN: 978-3-662-50460-4