

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.

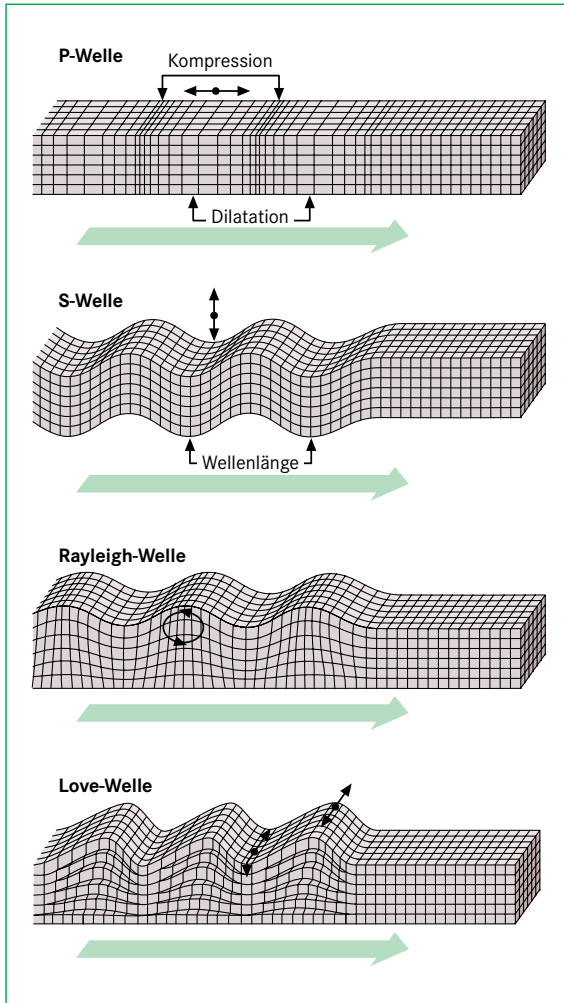


Abb. 2.1 Seismische Wellen (Fortpflanzungsrichtung von links nach rechts) (nach Lexikon der Geowissenschaften Band 4).

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 Archimedisches 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 starrer 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 ↑ bis zu ca. 100 km ↓	Sedimente, Granite, Gneise, saure Silikatgesteine	fest
8–10	10–20		Gabbro, basische Silikatgesteine	Conrad-Diskontinuität fest
	untere Erdkruste (Sima) 30–50		Peridotit	Moho-Diskontinuität fest
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		metallisch	Wiechert-Gutenberg-Diskontinuität flüssig
5 000				Übergangszone
5 160			metallisch	fest
	innerer Erdkern			

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-

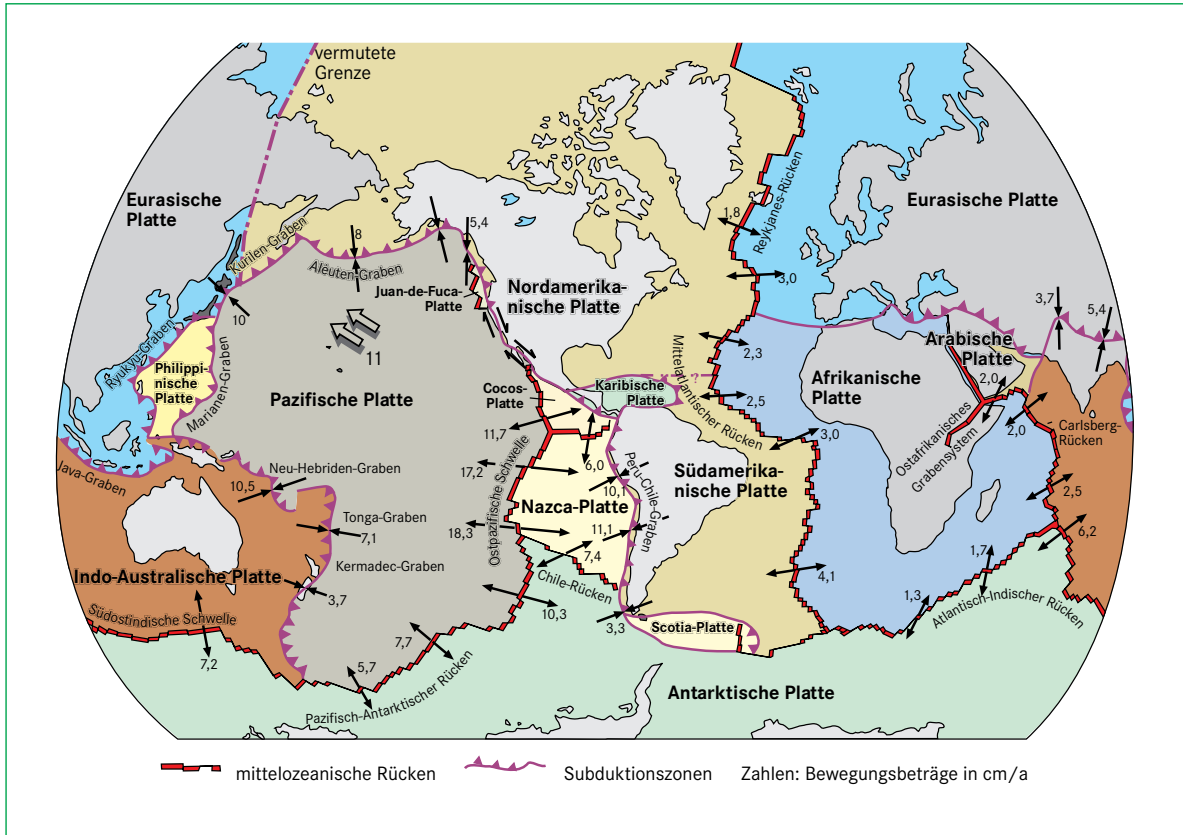


Abb. 2.3 Plattentektonische Gliederung der Erde (nach Bolt 1995, Bahlburg und Breitkreuz 2008 u. a.).

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

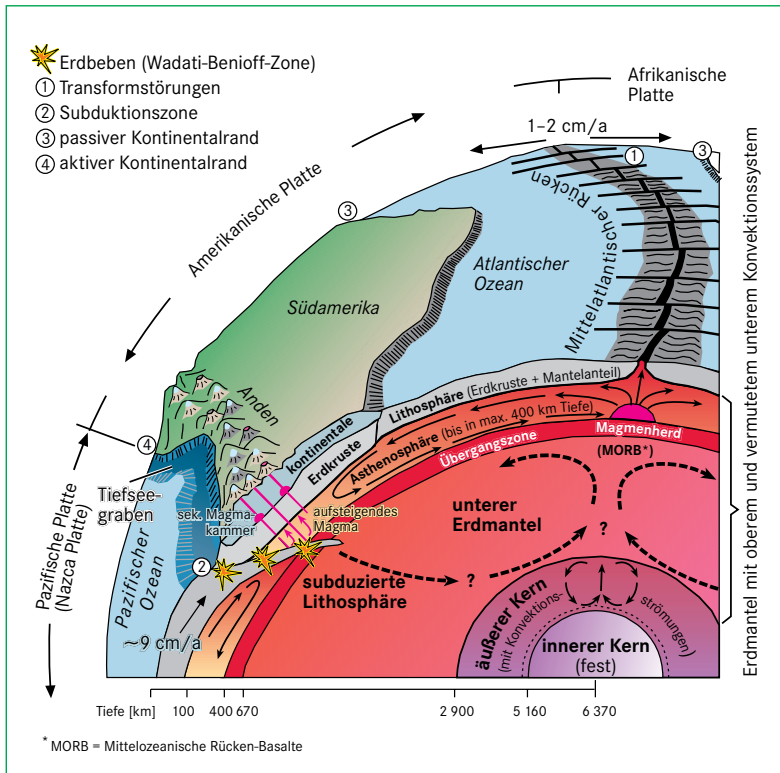


Abb. 2.4 Vorgänge an Plattengrenzen (nach Wyllie 1976).

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

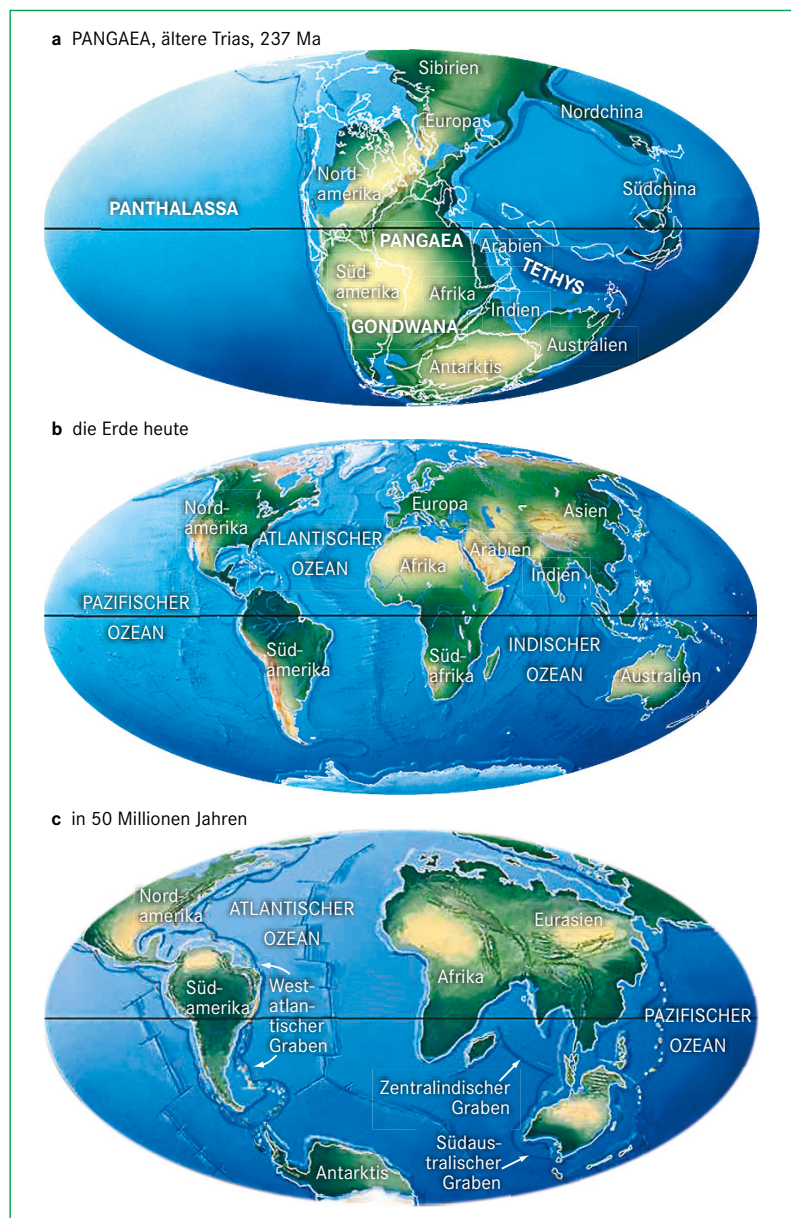


Abb. 2.6 a) Der Superkontinent Pangaea in der älteren Trias vor ca. 237 Mio. Jahren (nach <http://www.scotese.com/newpage8.htm>). b) Die Welt heute (nach <http://www.scotese.com/modern.htm>). c) Die Welt in 50 Mio. Jahren (nach <http://www.scotese.com/future.htm>).

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 „Mittelmeergebirge“ 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 Spannungskräfte den Reibungswiderstand 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.

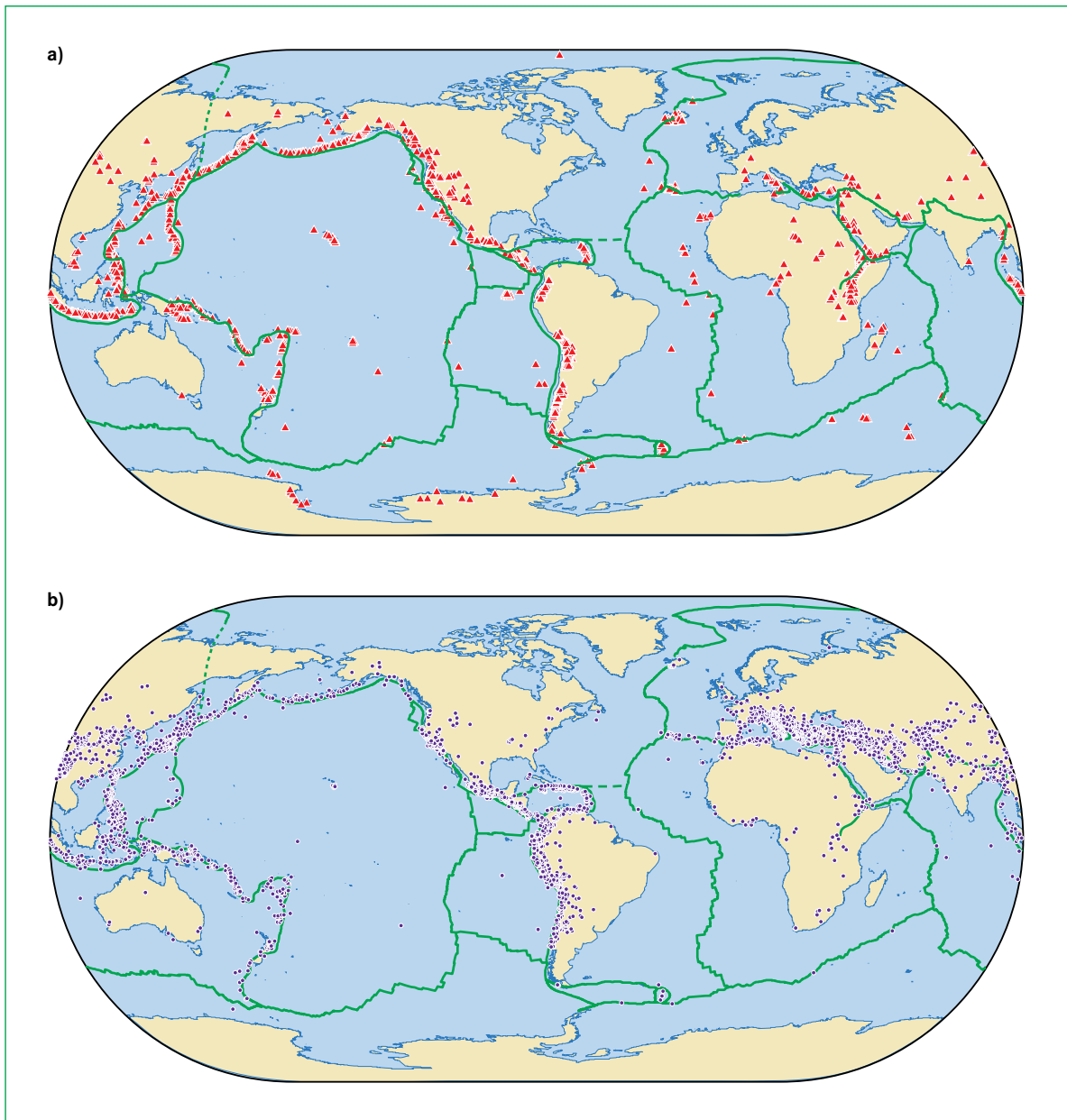


Abb. 2.7 a) Verbreitung von Vulkanismus und b) Erdbeben (verändert nach NOAA, National Geophysical Data Center 2004).



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

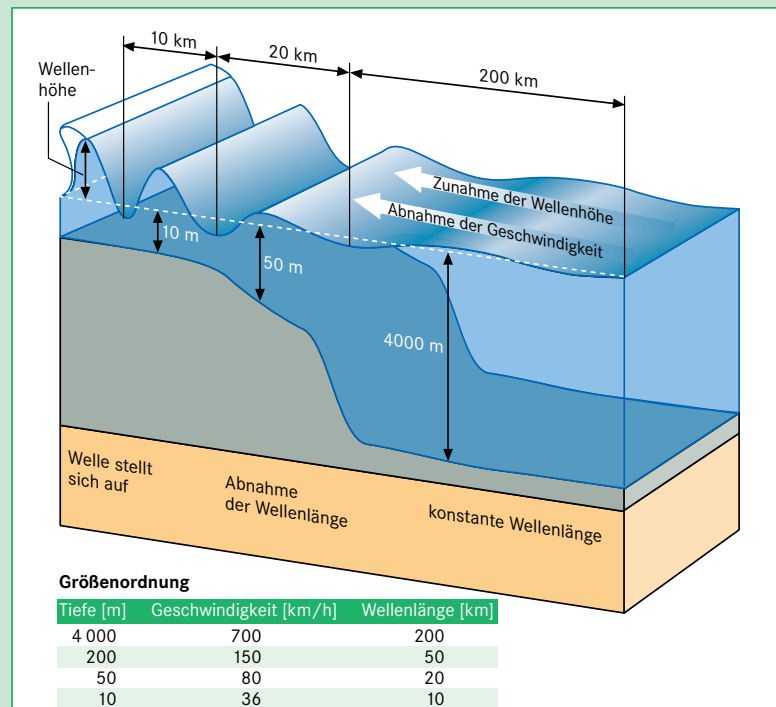
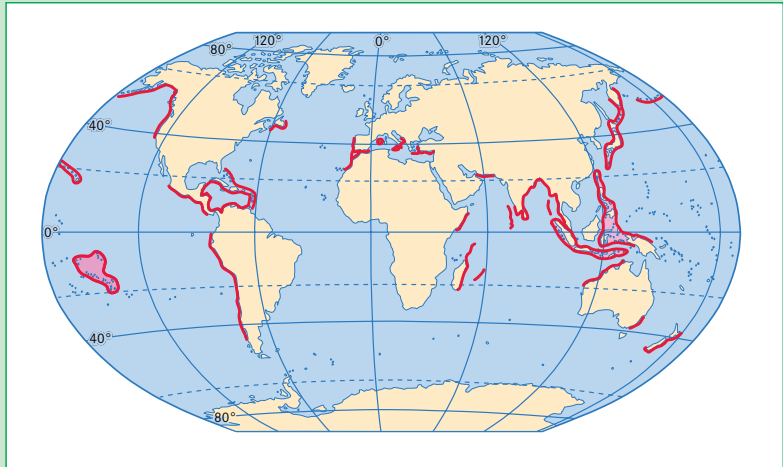


Abb. 2.9 Schematische Darstellung von Wellenparametern bei einem starken Tsunami (nach Whelan und Kelletat 2007).

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).

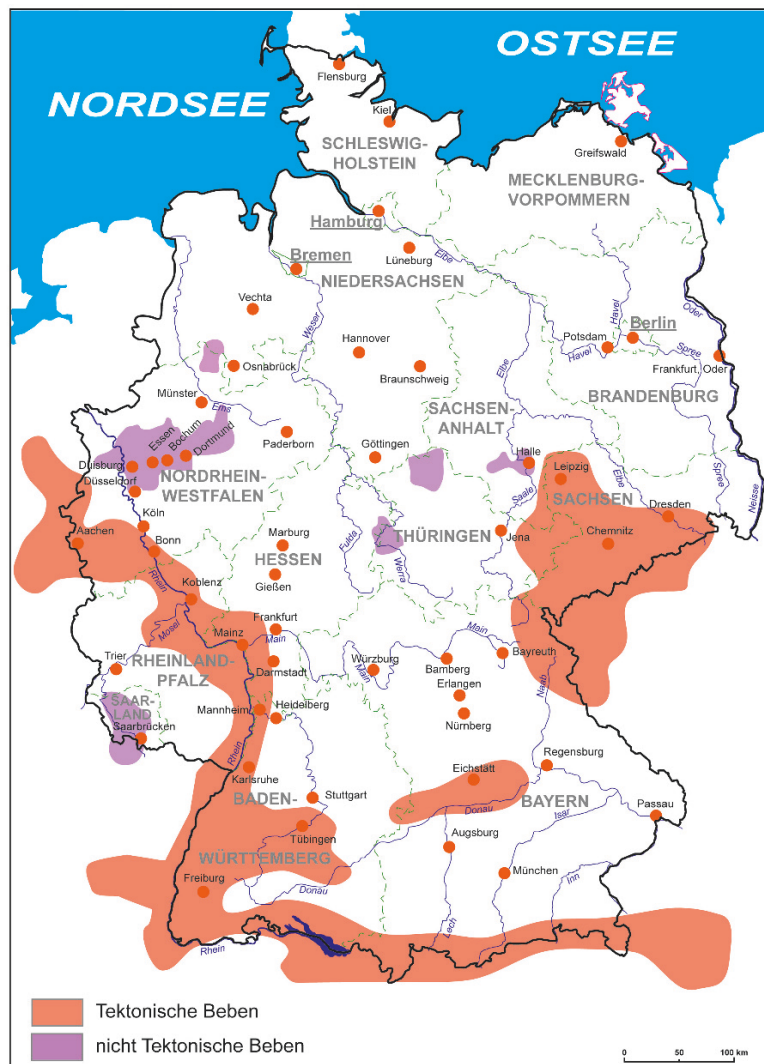


Exkurs

Erdbebengefährdung in Deutschland

Auch wenn Deutschland in globaler Perspektive nicht zu den Brennpunkten der Erdbebengefährdung zählt, kommen doch in bestimmter Regelmäßigkeit Menschen und Sachgüter zu Schaden. Schwerpunkte der Erdbebengefährdung liegen im Alpenvorland an der Alpenrandüberschiebung, im Hegau, im Oberrheingraben, in der niederrheinischen Bucht und im Vogtland. Vor allem historische Erdbeben, wie das von Basel 1356, zeigen, welche Schadwirkungen möglich sind. Für die Sicherheit von Kernkraftwerken, etwa dem von Fessenheim

im Elsass, spielt die Erdbebengefährdung eine große Rolle. In den gefährdeten Regionen bestehen entsprechende Bauvorschriften und es existieren Katastrophenschutzpläne. Für eine ganz eigene Art von Beben zeichnet der Mensch selbst verantwortlich: Bergschäden infolge des Bergbaus zählen in allen Montanregionen wie dem Ruhr- und Saargebiet zu den Ewigkeitslasten. So ereignete sich beispielsweise im Februar 2008 im Saarland ein solches Beben der Stärke 4,0, bei dem einige Gebäude zu Schaden kamen.



Kartographie: K.-D. Lickert, Institut für Physische Geographie, Freiburg (2009)

Abb. 2.12 Erdbebengefährdung in Deutschland. Die Karte zeigt die durchschnittlich einmal in 475 Jahren zu erwartende makroseismische Intensität. Die Wahrscheinlichkeit, dass dieser Wert innerhalb eines beliebigen 50-Jahreszeitraums überschritten wird, beträgt 10%. Als Brennpunkte der Erdbebengefährdung in Deutschland erkennt man Teile von Südwestdeutschland, den Hegau, den Raum Köln-Aachen, das südwestliche Sachsen (Vogtland) sowie den Alpenraum.

Der genaue Zeitpunkt und Ort von Erdbeben lässt sich kaum vorhersagen, was die Gefahrenverminderung enorm erschwert. Lediglich langfristige Vorhersagen über **Rekurrenzintervalle**, also erwartete Häufigkeiten des Auftretens sind möglich, lassen aber keine exakten Vorhersagen zu. Für Orte, die in einiger Entfernung von den häufigen Erdbebenherden liegen wie beispielsweise Mexiko-Stadt, wäre theoretisch eine **Echtzeit-Warnung**, Sekunden bevor das Beben auftritt, möglich. Ein direkt in der Erdbebenzone installiertes Netzwerk von Seismographen könnte innerhalb von Sekundenbruchteilen computergesteuert ein Erdbeben ermitteln und die Information über Satelliten in die gefährdeten Gebiete weitergeben. Da sich Radiowellen schneller ausbreiten als die zerstörerisch wirksamen S-Wellen, könnte eine Warnung so einige Sekunden vor deren Eintreffen weitergegeben werden. Dies wäre insbesondere für technische Maßnahmen wie beispielsweise das Abschalten von Atomkraftwerken interessant, aber auch Hilfsmaßnahmen ließen sich so schneller koordinieren. Ein Zeitintervall von wenigen Sekunden wäre aber zu kurz, um Gebäude zu evakuieren. Schutzvorkehrungen beziehen sich dementsprechend überwiegend auf die Verminderung von Gefahren. Dazu werden auf Grundlage von historischen Beschreibungen und von seismischen Messdaten Gefährdungskarten erstellt. An besonders gefährdeten Stellen gelten Bodennutzungsbeschränkungen. Da seismische Erschütterungen aber meist lokal nicht eng begrenzt auftreten, gelten oft Vorschriften zum erdbebensicheren Bauen. Durch spezielle Konstruktionen lassen sich Erdbebenschäden so gering halten (Press und Siever 2008, Schmincke und Hinzen 2008).



Zum Weiterdenken

1. Stellen Sie die Gründe zusammen, warum das Risikomanagement bei Erdbeben so schwierig ist.
2. Erdbeben der gleichen Stärke rufen in verschiedenen Gebieten der Erde unterschiedliche Opferzahlen und finanzielle Schäden hervor. Erklären Sie diesen Sachverhalt unter dem Aspekt der Vulnerabilität.

2.4 Vulkanismus – wenn die Erde Feuer, Magma und Wasser spuckt

Vulkanismus wird im Wesentlichen durch die hohen Temperaturen im Inneren der Erde angetrieben. Dabei steigt in der Asthenosphäre aufgeschmolzenes Gesteinsmaterial (**Magma**) angetrieben durch seine geringere

Dichte nach oben auf und bildet im Bereich der Lithosphäre Magmakammern aus. Nach Erreichen der Erdoberfläche tritt die dann als **Lava** bezeichnete Gesteinschmelze abhängig von ihren chemischen Eigenschaften entweder **explosiv**, d. h. in Form einer Vulkaneruption, an die Erdoberfläche, oder sie fließt ohne gewaltige Ausbrüche (**effusiv**) aus (Abb. 2.13). Bei zweiterer handelt es sich im Allgemeinen um **basaltische** Lava. Sie entsteht im Bereich des Erdmantels und besitzt infolgedessen einen geringeren Anteil an Silikaten, den Hauptbestandteilen der Erdkruste. Stattdessen enthält sie große Anteile an Metallen wie Magnesium, Eisen oder Mangan. Da diese im Gegensatz zu den Silikaten nicht durch eine feste Atombindung, sondern durch eine weniger feste Ionenbindung eingebaut werden und basaltische Lava außerdem bei hohen Temperaturen (1 000–1 200 °C) ausfließt, ist sie meist eher dünnflüssig. **Saure (rhyolitische)** Laven entstehen hingegen aus aufgeschmolzener Erdkruste und haben dementsprechend einen höheren Silikatannteil. Dies führt zusammen mit der geringeren Austrittstemperatur (600–800 °C) zu einer höheren Viskosität der Lava. Dadurch stauen sich Gase in der Lava an und es kommt zu explosiven Vulkanausbrüchen. **Andesitische (intermediäre)** Laven sind ebenfalls eher dickflüssig und haben im Allgemeinen explosive Vulkantätigkeit zur Folge.

Vulkanische Erscheinungen stehen in engem Zusammenhang zu plattentektonischen Prozessen. An mittelozeanischen Rücken dominieren aus dem Erdmantel stammende basaltische Laven, verbunden mit einem effusiven Vulkanismus. Die Magmen an Subduktionszonen sind hingegen wesentlich heterogener zusammengesetzt. Insbesondere bei Kontinent-Ozean-Kollisionen wird neben aus dem Mantel stammenden Basalten auch aufgeschmolzenes Krustenmaterial eingebunden, so dass oft – nach dem entsprechend entstandenen Gebirge benannte – andesitische Laven entstehen. Jedoch liegen nicht alle Vulkane an Plattengrenzen. Es gibt auch Inselketten vulkanischen Ursprungs, die innerhalb einer Lithosphärenplatte liegen (**Intraplattenvulkanismus**). Dabei liegt am Ende der Kette ein aktiver Vulkan (**Hot Spot**). Die heutige Forschung geht davon aus, dass ein Hot Spot die oberflächliche Erscheinungsform von plastischem Material darstellt, das schlauchförmig aus großen Tiefen des Erdmantels, unter Umständen sogar von der Kern-Mantel-Grenze, aufsteigt (**Manteldiapir**). Die Vulkankette entsteht demnach durch die Bewegung der Lithosphärenplatte über einen relativ ortsfesten oder sich nur langsam bewegenden Manteldiapir, wobei der Hot Spot die aktuelle Position des Manteldiapirs anzeigt. Die Inselkette von Hawaii ist beispielsweise auf einen solchen Hot Spot zurückzuführen, nach der Hypothese mancher Forscher gilt dies ebenso für den Eifelvulka-

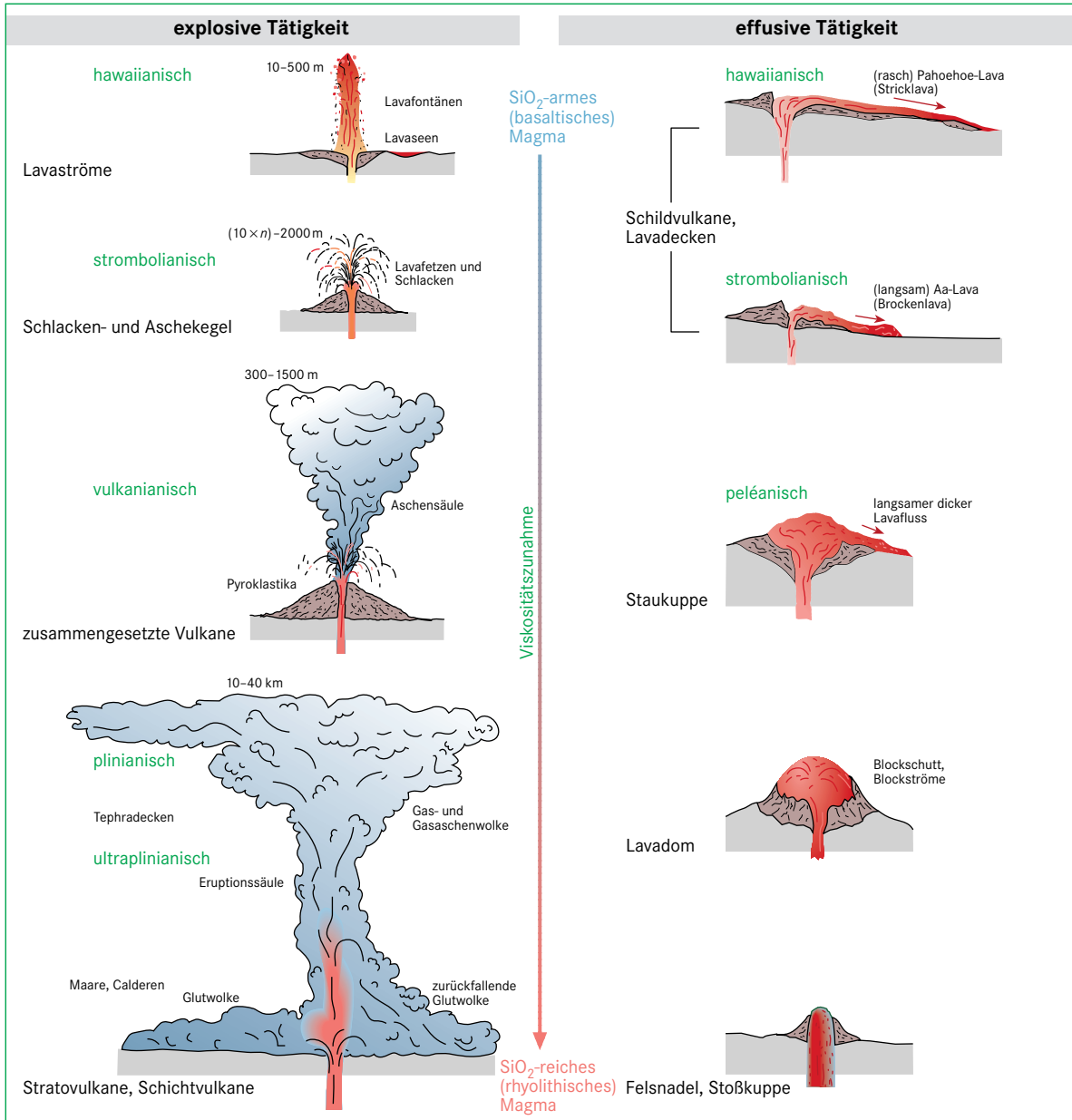


Abb. 2.13 Vulkanische Eruptionsarten, Vulkanformen und vulkanische Förderprodukte (nach Schmincke 2000, Schmincke et al. 1993).

nismus. Auch Island hat seine Entstehung einem Manteldiapir zu verdanken, der im Bereich des Mittelatlantischen Rückens liegt. Hot Spots stellen bis heute ein wichtiges Gebiet der geologischen Forschung dar. Es ist immer noch umstritten, wie ortsfest Hot Spots tatsächlich sind und wie schlauchförmig die Manteldiapire ausgeprägt sind (Press und Siever 2008, Bauer et al. 2004).

Bei vulkanischen Formen kann man nach Zepp (2008) zunächst zwischen Voll- und Hohlformen unter-

scheiden. Unter den Vollformen wiederum befinden sich **Linearvulkane**, bei denen das Magma aus einer Spalte austritt, wodurch sich **Flut-** oder **Plateaubasalte** bilden, sowie **Zentralvulkane**, bei denen die Magmakammer durch einen Schlot mit dem Krater verbunden ist. Darunter sind die **Stratovulkane** (auch Schichtvulkane) die bekanntesten. Sie bilden durch Wechsellagerung von Pyroklastika und Lavaergüssen eine Kegelform aus. Der Fudschijama, der Vesuv, der Ätna (Abb. 2.14) oder der

Abb. 2.14 Ausbruch des Ätnas am 30.10.2001. Der Ätna ist einer der aktivsten Vulkane Europas. Er liegt im Nordosten Siziliens an der Straße von Messina. Ursache für seine Aktivität ist die komplexe plattentektonische Situation im Mittelmeerraum. Es handelt sich um einen idealtypischen Schichtvulkan (aus Dech et al. 2008).



Mount Rainier sind Beispiele. **Schlackenvulkane** (auch Aschenvulkane, Aufschüttungskegel) werden dagegen nur aus Lockermaterialien von nur kurzzeitig aktiven Vulkanen gebildet, die keine Lava fördern. Aufgrund ihrer geringen Abtragungsresistenz stammen die heute erhaltenen Aschenvulkane aus dem Quartär, ältere sind bis auf die Tuff- und Lavafüllungen des Schlotens abgetragen (z. B. Hohe Acht). Erfolgt hingegen ein wiederholtes Ausfließen dünnflüssiger basischer Lava, so bilden die übereinander gestapelten Lavaergüsse einen eher flach gewölbten **Schildvulkan** wie beispielsweise den Mauna Loa auf Hawaii. Ist die Lavamasse dagegen zähflüssig und dringt zwar bis zur Oberfläche vor, erstarrt aber ohne sich auszubreiten, so spricht man von einer **Staukuppe** (z. B. Wolkenburg im Riesengebirge). Durch Explosionen oder Einsturz können vulkanische Hohlformen entstehen. Stürzt dabei ein Vulkangipfel infolge

der Entleerung der Magmakammer ein, bezeichnet man die entstandene Form als **Einsturzcaldera**. Eine **Explosionscaldera** entsteht dagegen durch Wegsprengen des Gipfels bei einer explosiven Vulkaneruption. Der Laacher See in der Eifel ist ein Beispiel für eine durch Kombination von Einsturz und Explosion entstandene Caldera. **Maare**, hierbei sind die Formen der Eifel namensgebend, sind wesentlich kleiner als Calderen. Sie entstehen bei durch Kontakt des Magmas mit Wasser (**phreatomagmatisch**) ausgelösten Explosionen, bei denen das darüber liegende Deckgestein weggesprengt, aber nur wenig Material gefördert wird. Der so geschaffene trichterförmige Sprengkrater ist oft mit einem See gefüllt und von einem Ringwall aus Lockermaterial umgeben. Im Gegensatz zum bisher besprochenen Oberflächenvulkanismus erstarrt bei **subvulkanischen Strukturen** die Lava kurz unter der Oberfläche. Dabei

Exkurs

Vulkanlandschaften in Deutschland

In Deutschland gibt es derzeit keine aktiven Vulkane, allerdings war dem nicht immer so, wie die imposanten Vulkanlandschaften des Hegau, des Vogelsbergs, der Rhön, des Kaiserstuhls oder der Eifel beweisen. Infolge der alpidischen Gebirgsbildung war Mitteleuropa im Tertiär eine Region vergleichsweise hoher vulkanischer Aktivität. Der letzte große Vulkanausbruch war die Laacher-See-Eruption um 11 000 bp. Die bei diesem Ausbruch verbreiteten Auswurfmaterialien sind in großen Teilen Europas zu finden und stellen einen

wichtigen Zeitmarker dar. Zudem wird der bei dieser Eruption ausgeworfene Bims als Baumaterial gewonnen. In der Eifel entsteht derzeit ein umfassender Themenpark, der für Besucher eindrucksvolle Programme anbietet. An sogenannten postvulkanischen Erscheinungen gibt es immerhin einen kalten Geysir, blubbernde Gasaushauchungen in einigen Maaren und heiße, mineralreiche Quellen, die beispielsweise entlang des Oberrheingrabens die Grundlage für die Heilbäder bilden.



Abb. 2.15 Mount St. Helens. Der Gipfel und die Nordflanke des Berges wurden beim letzten großen Ausbruch am 18. Mai 1980 weggesprengt. Die Druckwelle, das Schmelzen der Eiskappe und die Schlammströme veränderten die Umgebung völlig. Im unmittelbaren Umfeld sind selbst heute noch anstelle des ehemaligen Waldes „mondlandschaftartige“ Zustände zu sehen. Markant sind die Erosionsrinnen im Vordergrund und mittleren Bildteil (Foto: R. Glaser).

wird das über der aufsteigenden Lava liegende Deckgestein zu einer **Quellkuppe** aufgewölbt. Der Drachenfels im Siebengebirge bei Bonn ist ein Beispiel hierfür, wobei hier der Lavafropfen heute den Gipfel ausbildet, da die Deckschicht abgetragen ist. Tiefengesteinsmassen oder **Plutone** sind dagegen in größeren Tiefen erstarrt. Die entsprechenden Gesteine (Plutonite) bestehen aus größeren Kristallen als die **Vulkanite**, da die Kristallisation langsamer verläuft (Ahnert 2003, Zepp 2008).

Pro Jahr brechen etwa 60 der weltweit 550 aktiven Vulkane aus (Schmincke und Hinzen 2008), in den letzten 500 Jahren kamen mehr als 250 000 Menschen bei Vulkanausbrüchen ums Leben (Press und Siever 2008). Dabei ergeben sich die von Vulkanausbrüchen ausgehenden Gefahren weniger durch die Explosion und die dabei entstehende Eruptionswolke selbst (obwohl diese auch für Flugzeuge gefährlich werden kann), sondern vielmehr durch nachfolgend ausgelöste Phänomene. Insbesondere Massenbewegungen wie **pyroklastische Ströme** (Glutlawinen aus heißer Asche, Staub und Gasen, die sich mit bis zu 200 km/h ausbreiten) und **Lahare** (Schlamm- und Schuttströme aus wassergesättigten vulkanischem Material) stellen vor allem in den am Vulkan liegenden Tälern eine Bedrohung für den Menschen dar (Abb. 2.15). Aber auch der Kollaps ganzer Vulkanflanken kann Hangrutschungen und – falls er im Meer stattfindet – Tsunamis auslösen. Ein Einsturz einer Caldera hat sich zwar in historischer Zeit nicht ereignet, ein solches Ereignis hätte jedoch katastrophale Folgen. Vulkanausbrüche können außerdem auch längerfristig und großflächig das Klima verändern. Beispielsweise führte der Ausbruch des Tambora dazu, dass das Jahr

1816 ungewöhnlich kalt war und in weiten Teilen der Erde als „Jahr ohne Sommer“ bezeichnet wird (Glaser 2008).

Dennoch sind die Gebiete um aktive Vulkane oft dicht besiedelt, oft liegen auch größere Städte in der Nähe von Vulkanen wie beispielsweise Neapel am Vesuv. Vulkanismus hat demnach auch positive Auswirkungen für den Menschen (Schellmann 2007):

- Vulkanische Böden sind oft sehr fruchtbar, da „frisches“ nährstoffreiches Gesteinsmaterial gefördert wird.
- In der Nähe von Vulkanen ist die Erdwärme oft erhöht, es lässt sich geothermische Energie nutzen.
- An Vulkanen kommt es oft zur Bildung von Lagerstätten (Kapitel 4). Hierzu gehören insbesondere hydrothermale Erzlagerstätten, aber auch der Abbau von vulkanischen Baustoffen wie Bims.

Vulkanausbrüche sind wesentlich einfacher vorherzusagen als Erdbeben. Durch Analyse der historischen Entwicklung des Vulkans können statistische Schätzungen über Ausbruchsintervalle gemacht werden. Zusätzlich werden die Seismizität, die Ausdehnung der Erdkruste über der Magmakammer, austretende Gase sowie eine eventuelle Aufheizung mit verschiedensten Methoden, u. a. GPS-Messungen und Fernerkundung überwacht (**Monitoring**). Auf dieser Grundlage werden Gefährdungskarten erstellt und gewisse Bebauungsbestimmungen erlassen (**Hazard Assessment**). Zusätzlich können so im Rahmen eines **Katastrophenmanagements** Katastrophenpläne und Warnsysteme für den Ernstfall entwickelt werden. Eine Information der Bevölkerung

über eventuell drohende Gefahren ist ebenso wichtig (Schmincke und Hinzen 2008).

Zum Weiterdenken

1. Machen Sie sich eine Skizze der verschiedenen vulkanischen Voll- und Hohlformen.

2.5 Tektonik und Gebirgsbildung – *crash of continents*

Die Theorie der Plattentektonik hat nicht nur schlüssige Erklärungsansätze für die Phänomene Vulkanismus und Erdbeben geliefert, sondern auch die Modellvorstellungen von Gebirgsbildung und anderen tektonischen Bewegungsvorgängen verändert. Grundsätzlich werden durch Plattenbewegungen, insbesondere durch das Aufeinandertreffen von Platten, Dehnungs-, Kompressions- und Scherungskräfte auf das Gestein ausgeübt. Das Gestein reagiert auf solche Bewegungen entweder spröde (durch Bruch) oder plastisch (durch Faltung). Dabei ist es schwierig, die Reaktion des Gesteins genau vorherzusagen, da sie von vielfältigen Faktoren abhängt. Prinzipiell reagieren Sedimentgesteine eher plastisch auf Druck und tendieren dazu, sich zu verformen, während Magmatite und Metamorphite eher spröde reagieren. Allerdings ist das genaue Verhalten nicht nur vom Gesteinstyp, sondern auch von der Tiefenlage, der Geschwindigkeit der Bewegung und nicht zuletzt von der Art der ausgeübten Kräfte (Dehnung oder Druck) abhängig (Press und Siever 2008).

Reagieren Gesteine spröde auf Deformationsvorgänge (**Bruchtektonik**), so werden Gesteine in horizontaler und/oder vertikaler Richtung entlang von Brüchen (**Verwerfungen**) verschoben (Abb. 2.16). Die Sprunghöhe bezeichnet dabei den Grad des vertikalen Versatzes. Durch vielfältige Abtragungsvorgänge (Kapitel 3) ist sie in der Regel wesentlich größer als die heutige Differenz der Landeshöhen.

Reagiert das Gestein dagegen plastisch auf Kompression so bilden sich **Falten** mit Sätteln (Antiklinalen) und Mulden (Synklinalen). Oft kommt es dabei zu Überschiebungen und Bildung von Faltendecken (vgl. Entstehung der Alpen). In der Realität lassen sich Bruch- und Faltentektonik oft in kombinierter Form beobachten.

Setzen an tektonisch gebildeten Strukturen die Kräfte der Abtragung an, lassen sich am heutigen Relief nicht unbedingt Rückschlüsse auf die zugrunde liegenden tektonischen Vorgänge ziehen. Im Extremfall – falls in einer Mulde bzw. einem Graben widerstandsfähigere Gesteine vorliegen als in der Umgebung – können die umliegenden Gesteine stärker abgetragen werden und der geologische Graben bzw. die geologische Mulde im heutigen Relief als Erhöhung sichtbar werden (**Reliefumkehr**) (Zepp 2008, Press und Siever 2008, Schellmann 2007).

Zum Weiterdenken

1. Machen Sie sich klar, wo und wann bei der Entstehung Europas Falten- bzw. Bruchtektonik eine Rolle spielte.
2. Inwieweit kann der Mensch sein Wissen über den geotektonischen Aufbau Deutschlands für technische Anwendungen nutzen?

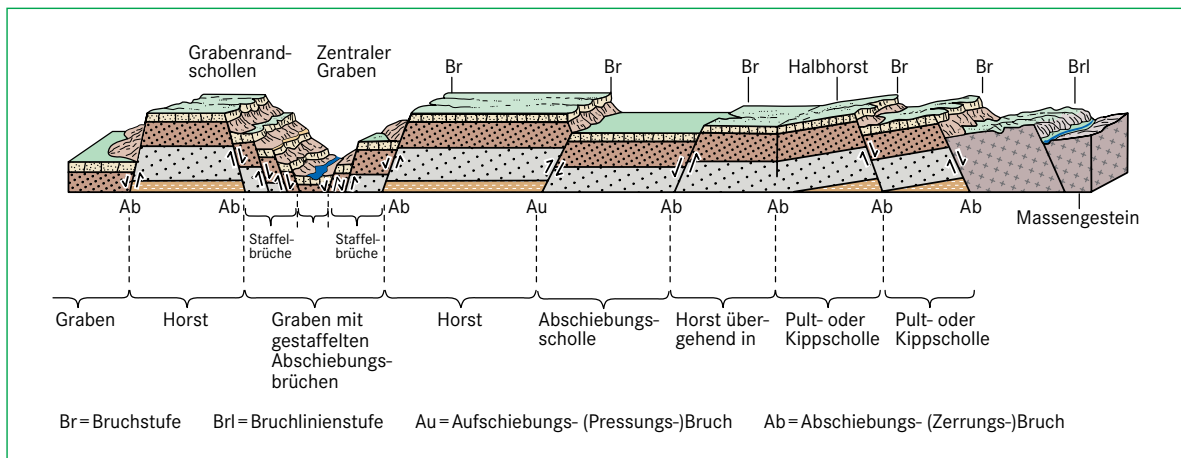


Abb. 2.16 Horst, Graben, Staffelbruch, Aufschiebung, Abschiebung Pultscholle (nach Leser 2003).

Exkurs

Gebirgsbildung in Europa

Die Entstehung von Europa ist im Wesentlichen auf drei große Gebirgsbildungsphasen zurückzuführen. Die früheste, die **kaledonische Gebirgsbildung**, fand vor 530–405 Millionen Jahren im frühen Paläozoikum durch Kollision der Ost-europäischen Plattform mit dem Laurentischen Schild statt. Sie führte zur Herausbildung von Irland, Schottland, Nord-England und Norwegen. Durch die **variskische Orogenese** (vor 400–250 Millionen Jahren), die durch die Kollision von Gondwana und Laurasia verursacht wurde, entstanden die Varisziden, die auch heute noch prägend für die geologisch-tektonische Struktur Mitteleuropas sind. Sie wurden nachfolgend im Perm abgetragen und somit eingerumpft. An ihren randlichen Senken bildeten sich im Karbon die für die industrielle Entwicklung im Ruhrgebiet und im Saarland so wichtigen Steinkohlenwälder.

Im Zuge der alpidischen Gebirgsbildung, in der neben den namensgebenden Alpen auch die Pyrenäen, die Karpa-

ten, der Kaukasus oder der Himalaja entstanden, kam es in Europa zu bruchtektonischen Bewegungen (**Saxonische Bruchtektonik**), die zur Heraushebung der Mittelgebirge und zu zahlreichen Grabenbrüchen führte. Dabei bilden Oberrheingraben, Hessische Senke und Leinegraben einen Teil der ganz Mitteleuropa durchziehenden **Mittelmeer-Mjösen-Zone**. Auf den herausgehobenen Schollen wurden in der Folge die mesozoischen Sedimente (**Deckgebirge**) abgetragen und das bei der variskischen Orogenese gebildete **Grundgebirge** freigelegt. Die mit der alpidischen Gebirgsbildung zusammenhängenden Hebungs- und Senkungsvorgänge sowie die bruchtektonischen Aktivitäten sind bis heute noch nicht abgeschlossen. Indikatoren sind neben leichten Erdbeben in den tektonischen Aktivitätszentren auch die Vorkommen von Mineral- und Thermalwässern in diesen Gebieten (Baumhauer 2007, Henningsen und Katzung 2006).

2.6 Let it rock – Gesteine

Gesteine eröffnen uns die Möglichkeit, die bisher beschriebenen Prozesse direkt in der Landschaft zu beobachten. Es gibt verschiedene Möglichkeiten, Gesteine zu klassifizieren.

Betrachtet man den Entstehungsprozess, so kann man zwischen magmatischen, sedimentären und metamorphen Gesteinen unterscheiden. Eine feinere Unterteilung erfolgt aufgrund der Mineralzusammensetzung. Magmatische Gesteine entstehen durch die Kristallisation von Gesteinsschmelzen (Magmen). Dabei kann das Magma tief in der Erdkruste langsam abkühlen, wobei **Plutonite** (auch Intrusivgesteine) mit großen Kristallen entstehen (z. B. Granit), oder es kann bei Vulkanausbrüchen als Lava gefördert werden. Dann kühlt es plötzlich ab und es steht wenig Zeit für die Kristallisation zur Verfügung. Die so entstehenden **Vulkanite** wie beispielsweise Basalt sind daher wesentlich feinkörniger. Durch Verwitterungs-, Umlagerungs- und biogene Prozesse entstehen an der Erdoberfläche Sedimente. Diese verfestigen sich durch Gesteinsbildung (**Diagenese**) zu **Sedimentgesteinen**. Bei diesem Prozess erfolgt ein Zusammenpressen der Gesteine durch das Gewicht darüberliegender Sedimente (**Kompaktion**) sowie eine Verkittung durch Ausfällung von neu gebildeten Mineralen in die Zwischenräume (**Zementation**). Aus umgelagerten Gesteinstrümmern entstehen klastische Sedimente. Je nach Korngröße und -form unterscheidet man

Tonsteine, Sandsteine, Konglomerate (abgerundete Komponenten) und Brekzien (eckige Komponenten). Diesen stellt man die nichtklastischen Sedimente gegenüber. Dazu gehören chemische Sedimente, die durch chemische Prozesse wie Verdunstung und Ausfällung entstehen wie beispielsweise Gips, Steinsalz und Dolomit. Kalksteine können ebenfalls durch chemische Prozesse entstehen, sie können aber auch durch Akkumulation von Skelettresten, Schalen oder anderen Bruchstücken von Organismen sowie durch riffbildende Lebewesen gebildet werden. Zusammen mit weiteren organisch gebildeten Sedimenten wie beispielsweise Kohle oder Ölschiefer werden sie als biogene Sedimente bezeichnet. Sedimentgesteine haben mit etwa 8% an der Masse der Erdkruste zwar nur einen geringen Anteil, sie bedecken aber etwa 75% der Erdoberfläche (Schellmann 2007). Unter dem Einfluss von hohen Temperaturen und Drücken entstehen aus Magmatiten und Sedimentgesteinen **metamorphe Gesteine**. Bei der Metamorphose werden die Gesteine nicht vollständig aufgeschmolzen (wie es bei Magmatiten der Fall ist), die Minerale werden durch hohe Drücke und Temperaturen jedoch umgebildet. Man unterscheidet dabei verschiedene Typen, wobei die **Regionalmetamorphose**, bei der durch Gebirgsbildung hohe Drücke dominieren, und die **Kontaktmetamorphose**, bei der in der Nähe von Magmenkammern hohe Temperaturen eine größere Rolle spielen, die wichtigsten sind. Durch hohen Druck werden die Minerale neu eingeregelt, es entsteht eine

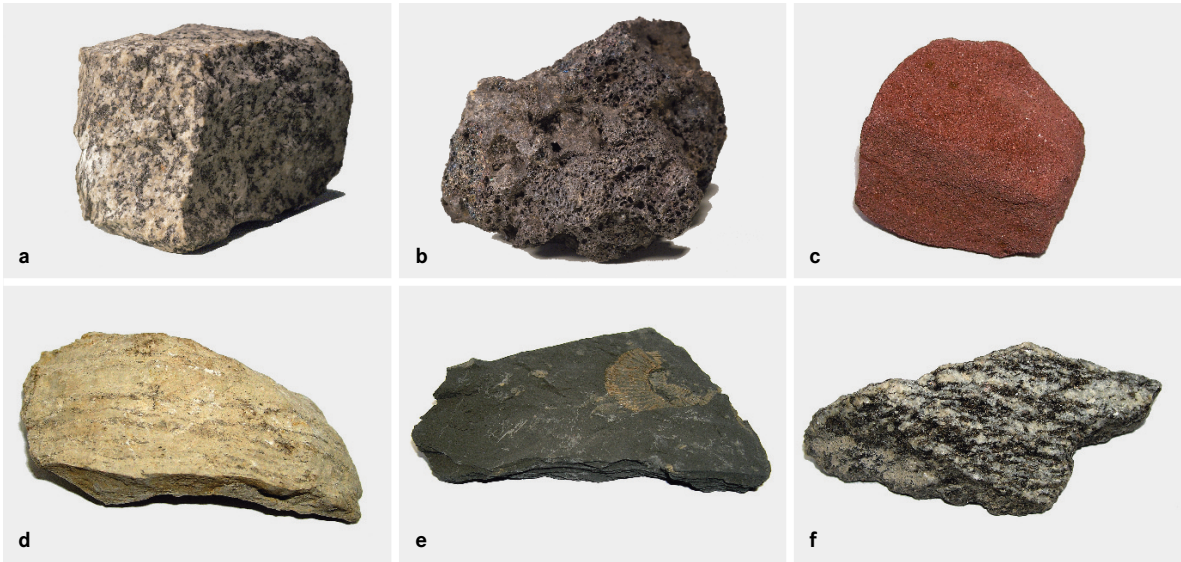


Abb. 2.17 a) Granit, grobkristallines Tiefengestein, das reich an Quarz, Feldspat und Glimmer ist (Foto: J. Schönbein). b) Bei diesem Basalt sind sehr viele Hohlräume zu erkennen, die durch eingeschlossene Gase entstanden. Die einzelnen Minerale sind hier wesentlich feinkörniger als beim Granit und daher mit bloßem Auge nicht sichtbar. Fundort: Snake River Plateau, USA (Foto: J. Schönbein). c) Buntsandstein, Fundort: Kaiserslautern, Betzenberg (Foto: C. Hauter). d) Wellenkalk, Fundort: Wutachschlucht bei Bachheim (Foto: C. Hauter). e) Tonstein aus dem Posidonienschiefer der Schwäbischen Alb. Die Bezeichnung „Schiefer“ ist hier irreführend, da es sich nicht um ein metamorphes Gestein, sondern um ein Sedimentgestein handelt. Die Schichtung ist sehr gut zu erkennen. In den Posidonienschiefern um Holzmaden sind Fossilien sehr gut erhalten, was sie zu einem wichtigen Fundort, beispielsweise von Meeressauriern macht (Foto: C. Hauter). f) Gneis. Die Schieferung ist hier insbesondere an den Glimmern sehr gut zu erkennen. Fundort: Rappenfelsen bei Kirnbach im Schwarzwald (Foto: C. Hauter).

Schieferung, die nicht mit der Schichtung von Sedimentgesteinen zu verwechseln ist. Beispiele für metamorphe Gesteine sind Gneis, Marmor, der aus Kalkstein entsteht, und der vom Sandstein abgeleitete Quarzit (Abb. 2.17).

Gesteine werden auf der Erde nicht neu gebildet, sondern entstehen immer aus anderen bereits vorhanden. Die verschiedenen Gesteinsarten sind also durch einen immerwährenden Kreislauf miteinander verbunden (Abb. 2.18). Durch Verwitterung, Erosion und Transport bilden sich Sedimente, die durch den Prozess der Diagenese zu Sedimentgesteinen umgewandelt werden. Falls diese weiter absinken, können metamorphe Gesteine und letztendlich durch Aufschmelzen magmatische Gesteine entstehen. An diesen setzen wiederum Verwitterungs-, Erosions- und Transportprozesse an.

In geologischen Karten wird die Verbreitung der verschiedenen Gesteine in einem Gebiet dargestellt, die sich anhand von Gesteinsausbildung, Farbe oder Zusammensetzung unterscheiden lassen. Neben dieser rein lithologischen Darstellung werden die Gesteine aufgrund ihres Entstehungszusammenhangs und ihres Alters zusammengefasst. Die Gesteine werden dann ent-

sprechend der erdgeschichtlichen Zeittafel (Kapitel 1) weiter klassifiziert (Zepp 2008, Press und Siever 2008, Markl 2008).

Zum Weiterdenken

1. Wo findet man in Deutschland jeweils Sedimentgesteine, magmatische Gesteine und metamorphe Gesteine?
2. Was sind die entscheidenden Antriebskräfte des Gesteinskreislaufs?

Literatur

- Ahnert F (2003) Einführung in die Geomorphologie. 3. Auflage. Stuttgart.
- Bahlburg H, Breitzkreuz C (2008) Grundlagen der Geologie. 3. Auflage. Heidelberg.
- Bauer J, Englert W, Meier U (2004) Physische Geographie kompakt. 4. Auflage. Heidelberg.
- Baumhauer R (2007) Die geologische und tektonische Entwicklung Deutschlands. In: Glaser R, Gebhardt H, Schenk W (Hrsg) Geographie Deutschlands. Darmstadt, S. 99–107.

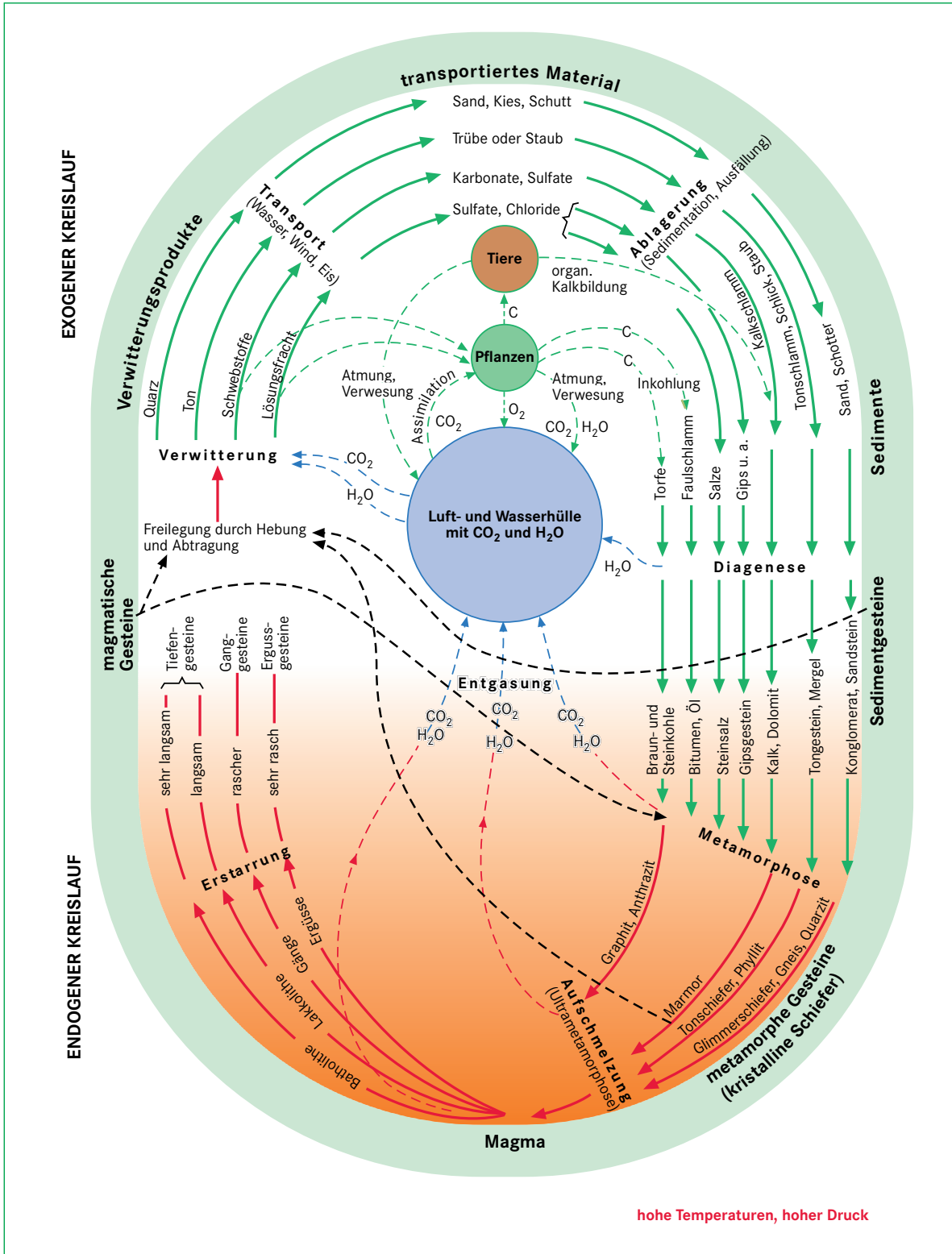


Abb. 2.18 Kreislauf der Gesteine (verändert nach Schwegler et al. 1969).

- Dech S, Glaser R, Meisner R (2008) Globaler Wandel – Die Erde aus dem All. München.
- Eberle J et al. (2007) Deutschlands Süden – vom Erdmittelalter zur Gegenwart. Heidelberg.
- Gebhardt H et al. (2007) Geographie – Physische Geographie und Humangeographie. Heidelberg.
- Glaser (2008) Klimageschichte Mitteleuropas. 1200 Jahre Wetter, Klima, Katastrophen. 2. Auflage. Darmstadt.
- Häckel H (2008) Meteorologie. 6. Auflage. Stuttgart.
- Henningsen D, Katzung G (2006) Einführung in die Geologie Deutschlands. 7. Auflage. Heidelberg.
- Leser H (Hrsg) (2001) Diercke Wörterbuch Allgemeine Geographie. 12. Auflage. Braunschweig u. München.
- Leser H (2003) Geomorphologie. 8. Auflage. Das geographische Seminar. Braunschweig.
- Markl G (2008) Minerale und Gesteine. Mineralogie – Petrologie – Geochemie. 2. Auflage. Heidelberg.
- Press F, Siever R (2008) Allgemeine Geologie. 5. Auflage. Heidelberg.
- Rothe P (2006) Die Geologie Deutschlands, 48 Landschaften im Portrait. Darmstadt.
- Rothe P (2008) Die Erde. Alles über Erdgeschichte, Plattentektonik, Vulkane, Erdbeben, Gesteine und Fossilien. Darmstadt.
- Schellmann G (2007) Geologische Grundlagen. In: Gebhardt H et al. (Hrsg.) Geographie – Physische Geographie und Humangeographie. Heidelberg, 264–277.
- Schmincke HU (2000) Vulkanismus. 2. Auflage. Darmstadt.
- Schmincke HU, Hinzen K (2008) Vulkanismus und Erdbeben. In: Felgentreff C, Glade T (Hrsg): Naturrisiken und Sozialkatastrophen. Heidelberg, S. 140–150.
- Whelan F, Kelletat D (2007) Tsunamis. In: Gebhardt H et al. (Hrsg.) Geographie – Physische Geographie und Humangeographie. Heidelberg, 1046–1047.
- Wilhelmy H (2004) Geomorphologie in Stichworten. Band 1: Endogene Kräfte, Vorgänge und Formen. 6. Auflage. Berlin, Stuttgart.
- Zepp H (2008) Geomorphologie: Eine Einführung. 4. Auflage. Paderborn.
- Kontinentales Tiefbohrprojekt im Rahmen des International Continental Scientific Drilling Program: http://www.icdp-online.org/contento/icdp/front_content.php?idcat=708
- Scotese C R (2008) Paleomap Website. <http://www.scotese.com>

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