

1. Die Entstehung eines Planeten

1.1 Die Entstehung des Sonnensystems

Vor etwa 15 bis 20 Milliarden Jahren entstand unser Universum mit einer kosmischen Explosion (Urknall). Vor diesem Zeitpunkt war die gesamte Masse des Universums in einem einzigen Punkt unvorstellbar hoher Dichte konzentriert. Vor etwa 4.6 Milliarden Jahren entstand unser Sonnensystem.

Die Wolke, aus der unser Sonnensystem entstand, wird als *solarer Urnebel* bezeichnet.

Durch die Gravitationskraft zwischen den einzelnen Materieteilchen kontrahierte die Wolke. Eine solche Kontraktion einer rotierenden Wolke führt zu einer immer schnelleren Rotation. Durch die raschere Rotation wiederum flachte die Gas- und Staubwolke zu einer Scheibe ab. Das Gas besteht überwiegend aus Wasserstoff und Helium. Unter der Wirkung der Massenanziehung, strömte dabei ständig Materie zum Zentrum der Scheibe und konzentrierte sich dort in Form der sogenannten Protosonne. Die Materie der Protosonne wurde weiter verdichtet und aufgeheizt, bis Kernfusion einsetzen konnte (Wasserstoffkerne verschmelzen unter hohen Drücken und Temperaturen zu Heliumkernen \Rightarrow Masse wird in Energie (Sonnenlicht) umgewandelt. Als die Scheibe abkühlte, kondensierten viele dieser Gase in ihren flüssigen oder festen Aggregatzustand.

Die vier sonnennächsten inneren Planeten (Merkur, Venus, Erde und Mars)

Die inneren Planeten (Merkur, Venus, Erde und Mars) entstanden dort, wo es so heiss war, dass leichte Gase und Flüssigkeiten wie Wasserstoff, Helium und Wasser nicht kondensieren konnten und damit zurückgehalten werden konnten. Sie bestehen deshalb aus schweren Metallen wie etwa Eisen und anderen Verbindungen höherer Dichte, die im wesentlichen die Gesteine bilden. Die inneren Planeten entwickelten sich zu dichten Gesteinsplaneten.

Der grösste Teil flüchtiger Gase entwich in die kälteren äusseren Regionen des Sonnensystems und kondensierten dort zu den äusseren Planeten (Jupiter, Saturn, Uranus, Neptun und Pluto).

Eine diffuse annähernd kugelförmige, langsam rotierende Wolke aus Gas und Staub beginnt zu kontrahieren. Als Folge der Kontraktion und Rotation bildet sich eine flache, rasch rotierende Scheibe, deren Materie sich zunehmend im Mittelpunkt konzentriert. Die Kontraktion schreitet fort, und es bildet sich eine Protosonne, und als Rest der Scheibe bleiben Ringe zurück. Die Materie der Ringe verdichtet sich zu Planeten, die in den ehemaligen Ringbereichen um die Sonne laufen (Abb. 1.4).

1.2 Aufbau der Erde

Man schätzt heute das Alter der Erde auf 4.6 Milliarden Jahre. In ihrem Anfangsstadium begann sich die Erde aufzuheizen. Nach heutigem Verständnis trugen drei Prozesse dazu bei (Abb. 1.6): Einschläge von Planetesimals (Bewegungsenergie wurde in Wärmeenergie umgewandelt), zunehmende Eigengravitation des

wachsenden Planeten (durch Akkretion immer neuer Materie wuchs der Druck im Innern \Rightarrow Anstieg der Temperatur) und die Radioaktivität im Innern (freigesetzte Teilchen werden von umgebenden Gesteinen absorbiert (Bewegungsenergie in Wärmeenergie)).

1.2.1 Differentiation: die Entstehung des inneren Aufbaus

Nachdem sich die Erde ungefähr auf den Schmelzpunkt des Eisens erwärmt hatte, sammelte sich das flüssige Metall in Tropfen. Da Eisen schwerer, d.h. dichter ist als die anderen häufigen Bestandteile der Erde, sank ungefähr ein Drittel der Erdmaterie zum Zentrum und bildete dort den Eisenkern, während leichteres Material aus dem Kernbereich verdrängt wurde. Dabei könnte sogar ein früher mehr als 100 Kilometer tiefer Ozean aus geschmolzenem Gestein – ein **Magmaozean** – entstanden sein. Diese Schmelze stieg zur Oberfläche auf, wobei es sich abkühlte und eine primitive Kruste bildete. Die Entstehung eines Erdkerns war das erste Stadium der Differentiation, bei der sich die Erde von einem homogenen Körper in einen geschichteten Planeten umwandelte. Im Zentrum befindet sich ein dichter **Kern** aus Eisen, aussen eine **Kruste** aus leichterem Material an der Oberfläche und

dazwischen der **Mantel** aus Gesteinen mit einer mittleren Dichte (Abb. 1.7).

Ungefähr 90% der Erde bestehen aus vier Elementen: Eisen, Sauerstoff, Silicium, Magnesium (Abb. 1.8). Die sehr ungleiche Verteilung der Elemente - die leichten in der Kruste, die schweren im Kern - ist ein Ergebnis der Differentiation, das man als chemische Zonierung bezeichnet.

Alle erdähnlichen Planeten unterlagen einer Differentiation, allerdings folgten sie unterschiedlichen Entwicklungspfaden. Der Merkur hat einen noch grösseren Eisenkern als die Erde, besitzt jedoch keine Atmosphäre. Die Venus ist im Hinblick auf Masse und Grösse die Zwillingsschwester der Erde, aber sie unterscheidet sich in der Atmosphäre grundlegend von der Erde. Ihre Atmosphäre ist schwer, giftig und unglaublich heiss. Der Mars weist mit einem Kern und einer Kruste eine ähnliche Zusammensetzung wie die der Erde auf und

durchlief offenbar dieselben Prozesse. Auf dem Mars sind Vulkanismus und Gebirgsbildung noch im Gange,

doch heute ist auf der Oberfläche kein Wasser mehr nachweisbar.

1.2.2 Die Entstehung von Kontinenten, Ozeanen und der Atmosphäre

Kontinente: Man glaubt heute, dass geschmolzenes Gesteinsmaterial (Magma) aus dem teilweise flüssigen Erdinnern aufstieg, dabei abkühlte und erstarrte, so dass eine Gesteinskruste entstand. Diese primitive Kruste wurde mehrfach aufgeschmolzen und erstarrte zwischendurch immer wieder. Die leichteren Materialien, die sich trennten und nach oben stiegen, bildeten die primitiven Kerne der Kontinente. Erosion, Verwitterung, Sedimentation, Diagenese, etc. führten dazu, dass Kontinente allmählich grösser wurden. Dieses Wachstum begann schon bald nach der Differentiation und setzte sich während der gesamten Erdgeschichte fort.

Ozeane und Atmosphäre: Beide sind Produkte der Erwärmung und Differentiation des Erdinnern. Einige vermuten allerdings, dass die Ozeane und die Atmosphäre gleichsam als Hülle der Erde ausserhalb entstanden sind. Wasser, Kohlendioxid und andere Gase sind nämlich auch in Form von Eis in Kometen enthalten. Die Argumentation der Geologen, die an eine Entstehung aus dem Erdinnern glauben, sieht dagegen wie folgt aus: Ursprünglich war das Wasser in be-

stimmten Mineralien eingeschlossen, d.h. es war in Form seiner Bestandteile Sauerstoff und Wasserstoff chemisch gebunden. Die Wassermenge, die heute von Vulkanen freigesetzt wird, zeigt, dass vulkanische Tätigkeit über mehrere Milliarden Jahre die Meere problemlos gefüllt haben könnte. Die frühe Atmosphäre bestand möglicherweise aus denselben Gasen, die auch heute von Vulkanen freigesetzt werden: Wasserdampf, Wasserstoff, Kohlendioxid, Stickstoff und einige andere Gase (Abb. 1.10). Erst durch die später aufkommenen Pflanzen und somit Photosynthese wurde sie in die heutige Atmosphäre umgewandelt.

Vor etwa vier Milliarden Jahren war die Erde bereits ein differenzierter Planet. Der Kern und der grösste Teil des geschmolzenen Materials waren zwar noch heiss, doch der Mantel war bereits weitgehend abgekühlt und erstarrt, und darüber hatte sich eine primitive Kruste mit Kontinenten gebildet. Die Ozeane und die Atmosphäre waren, wahrscheinlich durch Gase aus dem Erdinnern, entstanden, und die grundlegenden inneren und äusseren Prozesse, die wir heute beobachten, waren bereits in Gang gekommen.

1.2.3 Aktualismus

Ein Grossteil dessen, was wir inzwischen über die geologische Vergangenheit wissen, beruht auf den Beobachtungen der derzeit ablaufenden Vorgänge auf unserem Planeten. **“Die Gegenwart ist der Schlüssel zur**

Vergangenheit”. Das Aktualitätsprinzip bildet zusammen mit den Gesetzen der Physik und Chemie die Grundlage für die Geologie, und zwar in Theorie und Praxis.

1.3 Die Plattentektonik

Die Vorgänge der Plattentektonik spielen sich in der äussersten Schale unseres Planeten ab. Die **Lithosphäre**, zu der die Kruste und der obere Bereich des Mantels gehören, ist eine starre, feste äusserste Schale mit einer Dicke von 50 bis 100 km. Die Kontinente sind wie eine Art Flösse in die Lithosphäre eingebettet, wobei die Lithosphäre auf einer plastischen, teilweise geschmolzenen Schicht schwimmt, die man **Asthenosphäre** bezeichnet. Die Lithosphäre ist starr, da sie wegen ihrer Nähe zur Oberfläche relativ kühl ist. Die Asthenosphäre ist plastisch, weil sie heiss ist und unter hohem Druck steht.

Nach der **Theorie der Plattentektonik** ist die Lithosphäre keine durchgehende Platte, sondern sie ist in Teile auseinandergelassen: in ungefähr ein Dutzend grosse, starre Platten.

Weil der Erdmantel unterhalb der Lithosphäre heiss und verformbar ist, und deshalb im Mantelmaterial **Konvektion** einsetzt, können sich die Platten wenige Zentimeter pro Jahr bewegen (Abb. 1.13). Konvektionsbewegungen treten in fließfähigem Material, also in Flüssigkeiten oder verformbaren Festkörpern auf,

wenn sie an der Unterseite erhitzt werden und auf der Oberseite abkühlen. Dann steigt heisses Material, das weniger dicht ist als das Material darüber, vom Boden auf, und kühleres und damit dichteres Material sinkt von der Oberfläche nach unten.

Plattengrenzen: Es gibt drei Typen von Plattengrenzen. An **divergierenden Grenzen** trennen sich die Platten und bewegen sich von einander weg; an **konvergierenden Grenzen** kollidieren Platten, und an **Transformstörungen** gleiten sie aneinander vorbei (Abb. 1.14 und 1.15). Eine divergierende oder konstruktive Plattengrenze ist durch eine zentrale Grabenstruktur gekennzeichnet, durch ein sog. Rift, eine Art Bruchlinie, die typischerweise auf dem Kamm von Gebirgsketten im Meer - sog. Rücken - auftritt. Da hierbei immer neuer Ozeanboden entsteht, wird dieser Vorgang **Seafloor-Spreading** genannt. Die schwerere ozeanische Lithosphäre taucht unter die leichtere kontinentale Lithosphäre in den Erdmantel ab, ein Vorgang, der als **Subduktion** bezeichnet wird. Dort, wo die ozeanische Platte abtaucht, bildet sich eine Tiefseerinne. Der Rand der überfahrenden kontinentalen Platte

wird deformiert, d.h. gefaltet und herausgehoben. So entsteht parallel zur Tiefseerinne schliesslich eine Gebirgskette. Die ungeheuren Kräfte bei einer solchen Kollision führen zu starken Erdbeben. Beim Abtauchen der ozeanischen Platte wird diese zum Teil aufgeschmolzen. Diese Gesteinsschmelze, das Magma, steigt schliesslich auf und erstarrt innerhalb der Erdkruste als

Tiefengestein oder erreicht die Erdoberfläche und bildet dort langgestreckte Vulkanreihen. Einige Platten kollidieren nicht miteinander, sie gleiten an sog. Transformstörungen aneinander vorbei. Die Gleitbewegungen erfolgen nicht kontinuierlich, sondern eher ruckartig.

2. Mineralien - Baustoffe der Gesteine

Der wesentliche Unterschied zwischen einem Mineral und einem Gestein ist seine Homogenität: Ein Mineral kann durch mechanische Verfahren nicht in seine Einzelbestandteile zerkleinert werden, dagegen lassen sich Gesteine in die sie aufbauenden Mineralien weiterzerlegen.

Ein **Mineral** ist ein homogener, natürlich vorkommender kristalliner, im allgemeinen anorganischer Festkörper mit einer ganz bestimmten chemischen Zusammensetzung (Abb. 2.1). Ein Mineral ist kristallin, d.h. die Atome bilden eine geordnete, sich in allen drei Raumdimensionen wiederholende Struktur. Feste Materialien, die keine solche geordnete Struktur der Atome

aufweisen, werden als glasig oder amorph (gestaltlos) (z.B. Fensterglas) bezeichnet. Das Besondere an einem Mineral ist die Kombination seiner chemischen Zusammensetzung und die Anordnung der Atome in einer Kristallstruktur. Die chem. Zusammensetzung kann konstant sein oder innerhalb eines definierten Bereiches schwanken (Olivin weist z.B. ein konstantes Verhältnis zwischen der Gesamtanzahl der Eisen- und Magnesiumatome und der Anzahl der Siliciumatome auf, wobei das Verhältnis von Eisen zu Magnesium variieren kann).

2.1 Die Atomaren Materiebausteine

Atome sind kleine Materieteilchen, aus denen sich unterschiedliche Stoffe aufbauen. Im Zentrum befindet sich der **Atomkern**, der aus **Protonen** und **Neutronen** besteht. Darum herum bewegen sich die Elektronen. Jedes chemische Element besitzt eine ganz spezifische Anzahl von Protonen und damit auch von Elementarla-

dungen. Diese Zahl wird als **Kernladungszahl** oder **Ordnungszahl** bezeichnet. Die Atommasse ist die Summe der Massen aller Protonen und Neutronen des Elementes. Atome, die sich in ihrer Neutronenzahl unterscheiden, werden als **Isotope** bezeichnet (Abb. 2.2 und 2.3).

2.2 Chemische Reaktionen

Abgabe und Aufnahme von Elektronen (Atome werden zu Ionen; Positive Ionen heissen Kationen, negativ ge-

ladene Anionen), Gemeinsame Elektronen (kovalente Bindungen) (Abb. 2.4 bis 2.7).

2.3 Chemische Bindungen

2.3.1 Ionenbindung

Die einfachste Form der chemischen Bindung; ~90% aller Mineralien weisen im wesentlichen Ionenbindungen auf; elektrostatische Kräfte zwischen

Ionen unterschiedlicher Ladung; Kräfte zwischen den Ionen sind um so stärker, je grösser die Ladung und je kleiner die Ionenradien sind (Abb. 2.4)

2.3.2 Kovalente Bindung

Atome teilen sich gemeinsame Atome (z.B. Dia-

mant, sehr starke Bindung \Rightarrow sehr hart) (Abb. 2.8)

2.4 Der atomare Aufbau der Mineralien

2.4.1 Kristalle und Kristallbildung

Mineralien entstehen durch den Prozess der **Kristallisation**, bei dem ein Festkörper heranwächst, wenn seine atomaren Bestandteile in der Umgebung vorliegen und im richtigen chemischen Verhältnis in die Kristallstruktur eingebaut werden können. Die Kristallisation beginnt mit der Bildung mikroskopisch kleiner Kristallisationskeime, kleinster, kristallin geordneter Körper,

deren Begrenzung aus natürlichen, ebenen Flächen besteht. Diese Oberflächen, die Kristallflächen, sind die kennzeichnenden äusseren Merkmale eines Kristalls. Im Verlauf der weiteren Kristallisation wachsen die ursprünglich mikroskopisch kleinen Kristalle unter Beibehaltung ihrer Kristallflächen, solange sie das frei und ungehindert tun können. Grosse Kristalle mit gut

ausgebildeten Flächen entstehen dann durch langsames und stetiges Wachstum, wenn sie den nötigen Platz haben und nicht durch andere Kristalle in ihrer Umgebung behindert werden. Deshalb bilden sich die meisten grossen Mineralien in offenen Räumen im Gestein, etwa in offenen Klüften oder in Drusen. Sind die Räume zwischen den wachsenden Kristallen ausgefüllt, oder läuft die Kristallbildung zu rasch ab, so werden die Kristallflächen schliesslich überwachsen. Die ursprünglichen Kristalle vereinigen sich dann zu einer festen (derben) Masse kristalliner Teilchen, die wir als **Kristallaggregate** bezeichnen.

Wann kristallisieren Mineralien? Dieser Prozess kann beispielsweise dadurch ausgelöst werden, dass die Temperatur einer Flüssigkeit unter deren Schmelz-

punkt sinkt. So kristallisieren aus einem Magma, der heissen, flüssigen Gesteinsschmelze, Mineralien aus, wenn diese sich unter die jeweiligen Schmelzpunkte abkühlt. Kristallisation kann ausserdem auch durch Verdampfen einer Lösung einsetzen. Eine Lösung entsteht, wenn eine chemische Substanz sich in einer anderen homogen verteilt, so dass auf molekularem Niveau die Mischverhältnisse der Lösungskomponenten überall gleich sind. Kristalle bilden sich darüber hinaus bei hohen Temperaturen auch durch Umordnung von festem Material - bei den meisten Mineralien müssen dazu mindestens 250°C erreicht sein. Mit steigenden Temperaturen werden die Ionen und Atome beweglicher, ordnen sich neu und werden so zu neuen Mineralien mit anderen Kristallstrukturen (Abb. 2.9 bis 2.13).

2.4.2 Grösse der Ionen

Die Anordnung der Atome und Ionen in einer Kristallstruktur wird vor allem von zwei Faktoren bestimmt: von der Zahl der Nachbaratome und -Ionen (Koordinationszahl) und von deren Grösse (Ionenradius). Die Ionengrösse hängt mit dem atomaren Aufbau zusammen. Mit steigender Anzahl der Elektronen und Elektronenschalen nimmt der Ionenradius zu. Je mehr Elektronen ein Element abgibt, um in eine Kation überzugehen, desto grösser ist seine positive Ladung und desto stärker zieht der Kern die verbleibenden Elektronen elektrostatisch an. Deshalb ist der Radius eines solchen Ka-

tions kleiner als der des ursprünglichen Atoms. Dagegen ist der Radius eines Anions grösser als der des Atoms, aus dem es entstanden ist. Viele Kationen in häufigen Mineralien sind deshalb vergleichsweise klein, während die meisten Anionen grösser sind. Innerhalb eines Kristalles nehmen gewöhnlich die grösseren Anionen den meisten Raum ein, während die kleineren Kationen in den Zwischenräumen liegen. Deshalb wird die Kristallstruktur weitgehend dadurch bestimmt, wie die Kationen dazwischen passen (Abb. 2.14 bis 2.15).

2.4.3 Diadochie

Kationen mit ähnlichen chemischen Eigenschaften und ähnlichen Grössen können sich in einer Kristallstruktur gegenseitig ersetzen und damit Mineralien mit wechselnden Zusammensetzungen bilden. Als Folge eines Kationenersatzes verändert sich zwar die chemische Zusammensetzung des Minerals, aber die Struktur bleibt dieselbe. Kationenersatz ist bei den Silicaten

sehr verbreitet. Der reine Eisenolivin (Fayalit) hat die Formel Fe_2SiO_4 , der reine Magnesiumolivin (Forsterit) die Formel Mg_2SiO_4 . Die Zusammensetzung des natürlich vorkommenden Olivins wird durch die Formel $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$ angegeben, was ganz einfach bedeutet, dass zwei Mg^{2+} - oder Fe^{2+} -Ionen pro SiO_4 -Ion vorhanden sind, in welcher Kombination auch immer.

2.4.4 Polymorphie

Einige Substanzen mit exakt derselben chemischen Zusammensetzung können unterschiedliche Kristallstrukturen aufweisen und dann verschiedene Mineralien bilden. Wenn ein Element oder eine Verbindung in zwei oder mehr kristallinen Phasen oder Modifikationen auftritt, spricht man von **Polymorphie**. Welche Struktur sich bildet, hängt stark von Druck und Temperatur -

und damit von der Tiefe innerhalb der Erde - ab; deshalb spiegeln solche polymorphen Mineralien die geologischen Bedingungen wider, die zur Zeit und am Ort ihrer Entstehung herrschten. Kohlenstoff bildet z.B. Diamant und Graphit (Abb. 2.16).

Normalerweise begünstigen niedrige Temperaturen dichtere Kristallstrukturen.

2.5 Gesteinsbildende Mineralien

Es sind zwar viele tausend Mineralien bekannt, aber die Geologen haben es normalerweise nur mit relativ wenigen - ungefähr 30 - zu tun. Diese wenigen bauen die meisten Gesteine der Kruste auf und werden deshalb auch als gesteinsbildende Mineralien bezeichnet. Die gängigsten unter den gesteinsbildenden Mineralien

sind die **Silicate**, die sich aus den beiden häufigsten Elementen der Erdkruste, Sauerstoff und Silicium, zusammensetzen. Weitere in grösserer Masse gesteinsbildende Mineralien sind die **Oxide**, Verbindungen von Sauerstoff und gewöhnlich einem Metall. Daneben gibt es **Karbonate** aus Calcium und Magnesium in Verbindungen

ung mit Kohlenstoff und Sauerstoff, sowie **Sulfate und Sulfate**, die auf dem Element Schwefel basieren

(Tab 2.1).

2.5.1 Silicate

Aufbau der Silicate: Grundbaustein der Silicate ist ein Tertiärer, bei dem das kleine Siliciumion zwischen vier Sauerstoffionen an den Ecken des Tetraeders sitzt, wobei die Sauerstoffionen und das Siliciumion gemeinsame Elektronen haben. Silicattetraeder: $(\text{SiO}_4)^{4-}$. Um die negative Ladung auszugleichen, gibt es zwei Möglichkeiten: Bindung an Kationen oder das Teilen der Sauerstoffionen mit anderen Silicattetraedern. Die Benennung und Einteilung der Silicate richtet sich danach, ob und wie die Verbindung der SiO_4 -Tetraeder erfolgt. Die wichtigsten Silicatstrukturen sind **Inselsilicate**, **Gruppensilicate**, **Ringsilicate**, **Kettensilicate**, **Bandsilicate**, **Schichtsilicate** und **Gerüstsilicate**.

Chemische Zusammensetzung der Silicate: Silicium hat eine so starke Neigung, sich mit Sauerstoff zu verbinden, dass es in der Natur nicht in elementarer Form (gediegen) vorkommt. Wenn die Silicattetraeder im Quarz so verknüpft sind, dass an jedem Siliciumion zwei Sauerstoffionen gebunden sind, ergibt sich die Summenformel SiO_2 (in dieser Bindungsform sind die Tertiärer im Prinzip vollständig abgesättigt). In anderen Silicatmineralien sind die Grundeinheiten an Kationen gebunden. Wie bereits beim Kationenersatz (Diadochie) erwähnt, ist in zahlreichen Mineralien das Silicium durch Aluminium ersetzt (Abb. 2.17 bis 2.19 und Tab 2.2).

2.5.2 Karbonate

Das Mineral **Calcit**, Calciumcarbonat (CaCO_3), ist einer der häufigsten Mineralien der Erdkruste und Hauptbestandteil einer ganzen Gesteinsgruppe, den Kalksteinen. Sein Grundbaustein, das Carbonation CO_3^{2-} besteht aus einem Kohlenstoffatom, an das drei

Sauerstoffatome gebunden sind, die ein ebenes Dreieck bilden. Die Gruppen der Carbonationen sind ähnlich wie bei den Schichtsilicaten in Ebenen angeordnet und über Kationenschichten miteinander verbunden (Abb. 2.21).

2.5.3 Oxide

Die Mineralklasse der Oxide ist definiert als Verbindungen, in denen Sauerstoff an Atome oder Kationen anderer Elemente gebunden ist, gewöhnlich an Metalle wie z.B. Eisen. Die Oxide sind von grosser wirtschaftlicher Bedeutung, weil zu dieser Klasse auch die Erze der meisten Metalle gehören, die für industrielle und technische Zwecke benötigt werden. Die meisten Oxide besitzen eine Ionenbindung. Weitere häufige Mineralien in dieser Klasse sind die Mineralien der Spi-

nellgruppe. Es handelt sich dabei um Doppeloxyde aus zweiwertigen und dreiwertigen Elementen. Der eigentliche Spinell ist ein Oxid aus den beiden Metallen Magnesium und Aluminium. Spinelle besitzen ein dicht gepacktes kubisches Kristallgitter und eine sehr hohe Dichte, was auf eine Bildung bei hohen Drücken und Temperaturen hinweist.

Hämatit ist eines der häufigsten Eisenoxidmineralien (Fe_2O_3) und zugleich das wichtigste Eisenerz.

2.5.4 Sulfate

Die Mineralklasse der Sulfate enthält Verbindungen von Metallen mit Schwefel. Ihren Namen verdanken sie dem Sulfidion S^{2-} . Die Mineralien dieser Klasse weisen unterschiedliche Strukturen auf. Die meisten Sulfidmineralien sehen metallisch aus, und fast alle

sind undurchsichtig (opak). Zu den Sulfidmineralien gehören die wichtigsten Erze vieler wertvoller Metalle wie Kupfer, Zink und Nickel. Das häufigste Mineral in dieser Gruppe ist **Pyrit** (FeS_2).

2.5.5 Sulfate

Bei Sulfaten liegt der Schwefel in Form des Sulfations vor: Ein Schwefelatom, das sechs Elektronen abgegeben hat, bildet mit vier Sauerstoffatomen, die jeweils ein Elektron aufnehmen, ein Tertiärer, woraus sich die Formel SO_4^{2-} ergibt. Das Sulfation ist die Grundeinheit für viele Strukturen.

Gips ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) entsteht, wenn Ca^{2+} und SO_4^{2-} zwei im Meerwasser häufige Ionen, sich verbinden und als Sediment ausgefällt werden, wenn das Meerwasser verdunstet. **Anhydrit** (CaSO_4) unterscheidet sich von Gips dadurch, dass es kein Wasser enthält.

2.6 Physikalische Eigenschaften der Mineralien

Eigenschaft	Beziehung zu Chemismus und Kristallbau
Härte	Starke chemische Bindung bedingt hohe Härte. Mineralien mit kovalenter Bindung besitzen im allgemeinen eine höhere Härte als Mineralien mit Ionenbindung. Die meisten Silicate weisen Härten zwischen 5 und 7 auf. (Mohssche Härteskala)
Spaltbarkeit	Die Spaltbarkeit ist schlecht, wenn die Bindungsstärke innerhalb der Kristallstruktur gross ist, und gut, wenn die Bindungsstärke gering ist. Mineralien mit kovalenter Bindung zeigen nur eine undeutliche Spaltbarkeit, oder diese kann auch fehlen; die Ionenbindung ist schwach und bedingt gute Spaltbarkeit.
Bruch	Die Form des Bruches ist abhängig von der Verteilung der Bindungsstärke auf anderen Flächen als den Spaltflächen. Ein Bruch kann z.B. muschelig oder faserig sein.
Glanz	Kristalle mit Ionenbindung zeigen Glasglanz; Kristalle mit kovalenter Bindung zeigen eine reichhaltige Glanzausprägung.
Farbe	Wird bewirkt durch bestimmte Atome oder in geringen Mengen vorhandene Verunreinigungen. Viele Kristalle mit Ionenbindung sind farblos. Eisen färbt gewöhnlich intensiv.
Strich	Die Farbe des fein zerriebenen Pulvers ist wegen der einheitlich geringen Korngrösse charakteristischer als die Farbe des Kristalls.
Dichte	Ist abhängig von der relativen Atommasse und der Packungsdichte in der Kristallstruktur. Eisenmineralien und alle Metalle besitzen eine hohe Dichte. Mineralien mit kovalenter Bindung sind lockerer gepackt und haben daher eine geringere Dichte

2.7 Chemische Eigenschaften von Mineralien

Die Chemische Zusammensetzung bildet die Grundlage für die Haupteinteilung der Mineralien in Klassen. Die meisten Mineralien werden hierbei nach ihren Anionen klassifiziert. Elemente, die weniger als 0,1 Prozent eines Minerals ausmachen, werden als **Spurenelemente** bezeichnet. Insgesamt zeigen Mineralien eine Vielzahl physikalischer und chemischer Eigen-

schaften, die sich aus ihrer chemischen Eigenschaften, die sich aus ihrer chemischen Zusammensetzung und ihrem Atombau ergeben. Viele dieser Eigenschaften werden von den Mineralogen zur Identifizierung herangezogen

Klasse	Kennzeichnende Anionen	Beispiel
Elemente	keine Ionen	Kupfer (Cu)
Sulfate, Arsenide und komplexe Sulfate	Sulfidion (S^{2-}) Arsen- und Arsen-Schwefel-Verbindungen mit Metallen	Bleiglanz (PbS) Safflorit ($CoAs_2$) Enargit (Cu_3AsS_4)
Oxide und Hydroxide	Sauerstoffion (O^{2-}) Hydroxidion (OH^-)	Hämatit (Fe_2O_3) Brucit ($Mg(OH)_2$)
Halogenide	Cl^- , F^- , Br^- , I^-	Halit (Steinsalz) (NaCl)
Karbonate	Carbonation (CO_3^{2-})	Calcit ($CaCO_3$)
Sulfate und Wolframverbindungen	Sulfation (SO_4^{2-}) Wolframation (WO_4^{2-})	Anhydrit ($CaSO_4$) Scheelit ($CaWO_4$)
Phosphate	Phosphation (PO_4^{3-})	Apatit ($Ca_5[F, Cl, OH/(PO_4)_3]$)
Silicate	Silication (SiO_4^{4-})	Olivin (Forsterit) (Mg_2SiO_4)

3. Gesteine und ihr Kreislauf

Das Erscheinungsbild der Gesteine wird einerseits durch ihre **Mineralogie** bestimmt, d.h. durch die relativen Anteile ihrer wichtigsten Mineralien, andererseits durch ihr **Gefüge**, d.h. durch Grösse, Form und räumliche Anordnung der einzelnen Komponenten. Nach diesen Körnern oder Kristallen, die in den meisten Gesteinen wenige Millimeter Durchmesser erreichen, werden die Gesteine entweder in grobkörnig (wenn man die Komponenten mit blossen Auge erkennen kann) oder in feinkörnig (wenn dieses nicht mehr der Fall ist) unterteilt. Die Mineralkörner oder Kristalle können nadelig, tafelig, blättrig oder gleichkörnig vorliegen. (Gleichkörnig oder isometrisch bedeutet, dass die Ausdehnung in allen Raumrichtungen ungefähr gleich ist, wie bei einer Kugel oder einem Würfel.) Ein wichtiger Faktor, der die Mineralogie und das Gefüge eines Gesteins bestimmt, sind seine geologischen Entstehungs-

bedingungen; d.h. wo und wie das Gestein entstanden ist. Alle Gesteine aus dem Erdinnern, die durch die Erstarrung einer Gesteinschmelze entstanden sind, werden als **magmatische Gesteine** oder **Magmatite** bezeichnet. Alle Gesteine, die an der Erdoberfläche als Sand, Tonschlamm oder etwa in Form von Schalenresten gehäusetragender Organismen abgelagert wurden, werden als **Sedimentgesteine** oder **Sedimentite** bezeichnet. Liegen sie unverfestigt vor, bezeichnen wir sie als Lockergesteine, sind sie verkittet, bezeichnen wir sie als Festgesteine. Alle Gesteine, die durch Umwandlung bereits vorhandener Gesteine in mehr oder weniger festem Zustand unter erhöhten Drücken und Temperaturen entstanden sind, werden als **metamorphe Gesteine** oder **Metamorphite** bezeichnet (Abb. 3.1).

3.1 Magmatische Gesteine

Magmatische Gesteine entstehen durch die Kristallisation einer Schmelze, eines Magmas, einer Masse von geschmolzenem Gesteinsmaterial. Eine solche Schmelze entsteht in grossen Tiefen der Erdkruste oder im Oberen Mantel, wo die Temperaturen Werte von 700 °C und mehr erreichen. Bei Abkühlung des Magmas unter den Schmelzpunkt beginnen sich mikroskopisch kleine Kristalle zu bilden. Sofern dieser Vorgang im Erdinnern langsam genug erfolgt, haben einige Kristalle ausreichend Zeit, um mehrere Millimeter Grösse und mehr zu erreichen, ehe die gesamte Masse als grobkörniges magmatisches Gestein auskristallisiert ist. Wenn dagegen eine Gesteinsschmelze an der Oberfläche aus einem Vulkan ausfliesst oder ausbricht, das heisst explosiv gefördert wird, kühlt sie entsprechend rasch ab und erstarrt so schnell, dass die einzelnen Kristalle nicht mehr allmählich wachsen können. Statt dessen bilden sich gleichzeitig viele winzig kleine Kristalle. Das Ergebnis ist ein feinkörniges magmatisches Gestein. Bei plötzlicher Abkühlung reicht es nicht einmal für kleine Kristalle, und die Gesteinsmasse wird zu einem Glas abgeschreckt. Gesteine wie der *Granit* entstehen aus langsam abkühlenden Schmelzen im Erdinnern, sie werden daher als Tiefengesteine, **Intrusiv-**

gesteine oder **Plutonite** bezeichnet. Sie sind an den sich verzahnenden, grossen Kristallen erkennbar, die als Folge der allmählichen Abkühlung der Schmelze sehr langsam gewachsen sind (Abb. 3.2). Ein Magma kühlt im Erdinnern deshalb langsam ab, weil die umgebenden Gesteinsmassen die Wärme nur schlecht leiten. Zudem liegt deren Temperatur häufig nur unwesentlich unter denen der Magmen. Gesteine aus den an der Erdoberfläche rasch abkühlenden Schmelzen, etwa der Basalt, werden als Ergussgestein, **Effusivgesteine** oder **Vulkanite** bezeichnet. Sie sind an ihrer feinkörnigen oder sogar glasigen Grundmasse zu erkennen. Das Spektrum der vulkanischen Gesteine reicht von fast sofort erstarrten Aschenteilchen, die hoch in die Atmosphäre hinausgeschleudert werden, bis zu Laven, die weniger schnell auskristallisieren und bis zur Erstarrung noch über eine gewisse Entfernung an der Oberfläche fließen. Die meisten Mineralien der magmatischen Gesteine sind Silicate, teils, weil Silicium in der Erde so häufig ist, teils, weil Silicatmineralien bei sehr hohen Drücken und Temperaturen schmelzen, die erst in Bereichen der tieferen Erdkruste und des Erdmantels erreicht werden (Tab 3.1).

3.2 Sedimentgesteine

Sedimente bilden sich an der Erdoberfläche in Form von Schichten aus locker gelagerten Teilchen. Die Sedimentbestandteile entstehen ebenfalls an der Erdoberfläche, da Gesteine der **Verwitterung** unterliegen. Mechanisch abgelagerte Sedimentpartikel wie Quarz- und Feldspatkörner, die z.B. von einem verwitterten Granit stammen, aber auch Silt- und Tonpartikel werden als **klastische Sedimente** bezeichnet. Klastische Sedimen-

te werden durch fliessendes Wasser, durch Wind oder Eis als Schichten aus Sand, Silt, Ton und Kies abgelagert. Bei der Verwitterung der Gesteine können einige ihrer Bestandteile in Lösung gehen und mit dem Flusswasser in das Meer verfrachtet werden, wo dann neue chemische Verbindungen ausgefällt werden. Zu diesen **chemischen** und **biogenen Sedimenten**, wie sie auch genannt werden, gehören Schichten aus Minera-

lien wie Steinsalz und Calcit, aber auch noch andere chemische Verbindungen. Sedimentgesteine unterliegen den Prozessen der **Diagenese** - und werden dadurch zu einem harten, festen Gestein. Sedimente werden zum einen durch Kompaktion, d.h. durch Zusammenpressen der Körner auf ein kleineres Volumen, verfestigt. Zum anderen werden als Zement in den Räumen zwischen den Körnern neue Mineralien ausgefällt und die Partikel damit verkittet. Sedimentgesteine sind gekennzeichnet durch ihre **Schichtung**; parallele Schichten bilden sich dabei durch die Ablagerung von Partikeln am Boden, entweder im Meer, in Seen und Flüssen oder auf dem Land. Die häufigsten Mineralien

in klastischen Sedimenten sind Silicate. Das häufigste in den Ozeanen biogen gefällte Mineral ist der Calcit, überwiegend in Form von Organismenschalen. Ihre Reste bilden den Hauptbestandteil der Kalksteine. Die meisten an der Erdoberfläche auftretenden Gesteine sind Sedimente, obwohl diese insgesamt nur einen geringen Anteil an den Gesteinen der Erdoberfläche ausmachen. Da die Sedimente im wesentlichen durch Prozesse an der Erdoberfläche entstehen, bilden sie in weiten gebieten der Erde eine dünne Deckschicht über den magmatischen und metamorphen Gesteinen, der Hauptbestandteile der Erdkruste (Abb. 3.3 und 3.4).

3.3 Metamorphe Gesteine

Metamorphe Gesteine bilden sich durch die Veränderung des Mineralbestandes und des Gefüges aus allen Gesteinsarten unter dem Einfluss von hohen Temperaturen und Drücken tief im Erdinneren. Gesteine werden bereits bei Temperaturen unterhalb ihres Schmelzpunktes ($< \sim 700^{\circ}\text{C}$) metamorphisiert, die Temperaturen müssen aber so hoch sein ($> 250^{\circ}\text{C}$), dass sich die Gesteine durch Rekristallisation und chemische Reaktionen in festem Zustand umwandeln. Metamorphe Gesteine können sich sowohl in ihrer Mineralogie, ihrem Gefüge als auch ihrer chemischen Zusammensetzung ändern. Wo hohe Drücke und Temperaturen grossräumig einwirken, unterliegen die Gesteine der **Regio-**

nalmetamorphose. Sie begleitet die Kollision von Lithosphärenplatten, die mit der Gebirgsbildung und tektonischer Deformation einhergehen. An den Rändern von Magmenintrusionen werden bei hohen Temperaturunterschieden die Gesteine unmittelbar am Kontakt und in einer angrenzenden Zone **kontakmetamorph** verändert (Abb. 3.5). Zahlreiche regionalmetamorphe Gesteine sind an ihrer Schieferung oder anderen orientierten Gefügen erkennbar. Für die meisten kontaktmetamorphen Gesteine sind eher richtungslos körnige Gefüge typisch. Silicate sind die häufigsten Mineralien der Metamorphite, weil diese letztlich die Umwandlungsprodukte anderer silicatreicher Gesteine sind.

3.4 Die chemische Zusammensetzung der Gesteine

Geologen machen häufig chemische Analysen von Gesteinen und achten auf Ähnlichkeiten und Unterschiede in den Mengenverhältnissen der chemischen Elemente, aus denen sie wiederum Hinweise auf die geologischen Entstehungsbedingungen ableiten können. Chemische Analysen ergänzen die mineralogischen Untersuchungen, weil diese allein keine Auskunft über Verteilung der chemischen Elemente in den Mineralien geben. Besonders wichtig sind chemische Analysen bei sehr feinkörnigen oder gar glasigen Gesteinen wie vulkanischen Laven, in denen selbst unter dem Mikroskop nur einige wenige Einzelkristalle zu erkennen sind. Die chemische Analyse eines Gesteins ergibt den relativen Anteil der

darin enthaltenen chemischen Elemente. Unterschiede im Chemismus der Magmatite liefern den Schlüssel für die Genese der Magmen, aus denen die Gesteine hervorgingen, aber auch dafür, wo und wie sie kristallisierten. Die chemische Zusammensetzung der Sedimentgesteine gibt dagegen Hinweise auf das Ausgangsgestein, das durch die Verwitterung das Sedimentmaterial geliefert hat, und auf die chemischen Bedingungen, unter denen die ausgefallenen Mineralien gebildet wurden. Chemische Analysen metamorpher Gesteine geben Aufschluss über die Ausgangsgesteine, die durch Druck und Temperatur umgewandelt wurden (Tab 3.2).

3.5 Wo wir Gesteine finden

Gesteine treten in der Natur nicht einfach bereits unterteilt in verschiedene Gesteinskörper auf. Statt dessen treten sie wahllos vermischt in einer ganz bestimmten Verteilung auf, die durch die geologische Entwicklung des Gebiets bestimmt wird. Der Geologe kartiert jene Verteilung und versucht, aus der heute vorliegenden Art und Verbreitung der Gesteine zu rekonstruieren, was in dem betreffenden Gebiet während der verschiedenen Epochen der geologischen Vergangenheit geschah. In den

obersten paar Kilometern der meisten Gebiete würden wir wahrscheinlich Sedimentgesteine antreffen. In einer Tiefe von sechs bis zehn Kilometern würden wir schliesslich auf ältere magmatische oder metamorphe Gesteine stossen. Die Geologen verlassen sich in erster Linie noch immer auf die Gesteine, die in sogenannten **Tagesaufschlüssen** freigelegt sind, dort, wo das Gestein ohne Überdeckung durch Boden oder Lockermaterial der Beobachtung frei zugänglich ist.

3.6 Der Kreislauf der Gesteine

Die drei grossen Gesteinsgruppen stehen über den **Kreislauf der Gesteine** miteinander in Beziehung. In diesem Kreisprozess geht jedes Gestein immer wieder durch fortwährende Veränderung aus dem anderen hervor (Abb. 3.6). Beginnen wir die Betrachtung dieses Kreislaufs mit den Magmatiten, die aus der Kristallisation einer Gesteinsschmelze im tiefen Erdinneren hervorgehen. Das Magma wiederum entsteht durch das Aufschmelzen bereits vorhandener Gesteine aller Arten: anderen Magmatiten, Metamorphiten oder Sedimentgesteinen, was als **plutonische Episode** bezeichnet wird. Das Schmelzen zerstört sämtliche Mineralien der vorhandenen Gesteine und homogenisiert ihre chemischen Elemente in dem dabei entstehenden heissen Magma. Kühlt das Magma ab, bilden sich durch Kristallisation der Schmelze neue Mineralien, und ein neues magmatisches Gestein entsteht. Der grösste Teil der Gesteinsschmelzen und damit auch der magmatischen Gesteine wird an den Grenzen kollidierender Lithosphärenplatten erzeugt. Die magmatischen Gesteine, die während einer solchen Plattenkollision entstehen, werden nachfolgend als hohe Gebirgskette herausgehoben. Hebungsvorgänge an Plattengrenzen, begleitet von Faltungs- und Deformationsvorgängen in der Erdkruste, sind Teile der von den Geologen als **Orogenese** bezeichneten Deformations- und Gebirgsbildungsprozesse. Nach der Heraushebung verwittern die überlagernden Gesteine und werden erodiert, bis allmählich auch die Magmatite an der Erdoberfläche freigelegt sind. Nun in kühler, feuchter Umgebung, weit von ihrem Entstehungsort im heissen Innern entfernt, verwittern auch die Magmatite. Einige ihrer Mineralien wandeln sich dabei in andere um: Eisenhaltige Mineralien können "rosten", d.h. sie gehen in Eisenoxide über, und

Feldspäte werden zu Tonmineralien. Der aus unveränderten und umgewandelten Mineralien bestehende Gesteinsschutt sowie die bei der Verwitterung entstandenen gelösten Substanzen werden in durch Flüsse in das Meer verfrachtet und dort wieder abgelagert, entweder als Schichten aus Sand, Silt, Ton oder anderen Sedimenten wie Carbonaten, die aus Schalenresten abgestorbener Organismen hervorgehen. Wie die im Meer gebildeten Sedimente werden auch die von Flüssen und dem Wind auf dem Festland abgesetzten Lockersedimente im Laufe der Zeit von weiteren Sedimentschichten überdeckt. Die tieferen Schichten werden dadurch allmählich diagenetisch verfestigt. Die zunehmende Überdeckung ist von einer **Absenkung (Subsidenz)** begleitet, d.h. einem Absinken der Erdkruste, das zum Teil durch das Eigengewicht der abgelagerten Sedimente verursacht wird. Dauert die Subsidenz fort, legen sich weitere Sedimente darüber. Da das verfestigte Sedimentgestein in immer tiefere Bereiche gelangt, wird es zunehmend aufgeheizt. Steigen die Temperaturen über 300°C, gehen die unter den Bedingungen an der Erdoberfläche stabilen Mineralien allmählich in neue Mineralphasen über, die in den tieferen Bereichen der Kruste unter den dort herrschenden höheren Drücken und Temperaturen stabil sind. Dieses ist der Vorgang der Metamorphose, durch den die hier betrachteten Sedimente in metamorphe Gesteine umgewandelt werden. Mit weiterer Erwärmung können die Gesteine schmelzen. Es entsteht ein neues Magma, aus dem wiederum Magmatite auskristallisieren und damit den Kreislauf schliessen. Der Kreislauf der Gesteine wird durch die endogenen Kräfte der Plattentektonik angetrieben (Abb. 3.7).

4. Magmatische Gesteine

4.1 Wichtige Typen magmatischer Gesteine

Die erste Unterteilung der magmatischen Gesteine erfolgte nach ihrem Korngefüge: entweder grob- oder feinkörnig (Abb. 4.1).

4.1.1 Die Bedeutung des Gefüges

Laven kühlen rasch zu feinkristallinen Gesteinen oder zu einem Gesteinsglas ab, in dem keine Kristalle mehr erkennbar sind. Doch in den mittleren Bereichen eines mächtigen, mehrere Meter dicken Lavastroms, wo die Schmelze etwas langsamer abkühlt, bilden sich einige etwas grössere Kristalle. Damit aus einem Magma gro-

grosse Kristalle entstehen können, müssen sie langsam wachsen. Das Gefüge ist abhängig von der Geschwindigkeit und folglich vom Ort der Abkühlung: langsame Abkühlung im Inneren, rasche Abkühlung an der Erdoberfläche der Erdkruste. Langsame Abkühlung erfolgt bei Intrusivgesteinen, rasche bei Effusivgesteinen.

4.1.3 Klassifikation der magmatischen Gesteine

Chemische und mineralogische Zusammensetzung: Über die grossen Gruppen der Effusiv- und Intrusivgesteine hinaus werden die Magmatite auf der Grundlage ihrer chemischen und mineralogischen Zusammensetzung weiter unterteilt. Ein einfaches chemisches Unterscheidungsmerkmal: der Gehalt der an Kieselsäure (SiO_2) im Gestein. Kieselsäure ist in den meisten magmatischen Gesteinen häufig und erreicht Anteile zwischen 40 und 70 Gewichtsprozenten.

Die moderne Klassifikation beruht in erster Linie auf dem Mineralbestand. Alle für die Einteilung der häufigsten Magmatite herangezogenen Mineralien sind Silicate: Quarz, Feldspat (sowohl Kaliumfeldspat als auch Plagioklas), Pyroxen, Olivin, Biotit und Muskovit sowie Amphibol (Tab 4.1). Die Unterschiede in der mineralogischen Zusammensetzung stimmen mit der systematischen Verschiebung des Kieselsäuregehaltes überein (Abb. 4.3). Die kieselsäurereichereren Gesteine bestehen aus Mineralien, die häufig unter dem Begriff

felsisch und **salisch** zusammengefasst werden, und die kieselsäurereichereren Gesteine bestehen aus den **mafischen** Mineralien. Die kieselsäurereichereren Gesteine werden im allgemeinen als **sauer**, die kieselsäurereichereren als **basisch** bezeichnet. Peridotite, Gesteine, die fast ausschliesslich aus Olivin und Pyroxen bestehen, gehören zur Gruppe der **ultrabasischen** Gesteine. Saure Gesteine sind in der Regel hell gefärbt, basische und ultrabasische Gesteine normalerweise dunkel. Mafische Mineralien kristallisieren bei höheren Temperaturen aus als die felsischen. Als die mineralogische und chemische Zusammensetzung der magmatischen Gesteine bekannt wurde, entdeckte man sehr bald, dass sowohl Vulkanite als auch Plutonite dieselbe chemische Zusammensetzung aufweisen konnten, der einzige Unterschied war ihr Gefüge. Für die meisten chemischen Zusammensetzungen sind sowohl Vertreter der Effusiv- als auch der Intrusivgesteine zu finden (Abb. 4.4).

Effusivgesteine mit speziellen Gefügemerkmalen: Vulkanische Gesteine entwickeln in Abhängigkeit vom Fördermechanismus besondere Gefügeeigenschaften. Heftigere Eruptionen zertrümmern (fragmentieren) die Schmelze und bereits erstarrte vulkanische Gesteine zu **vulkaniklastischen Gesteinen** (Abb. 4.5). Diese bestehen aus Lava- und Glasbruchstücken, die mitunter hoch in die Luft geschleudert werden. Die feinsten Bruchstücke dieser "Gesteinstrümmer" bilden die **vulkanische Asche**. Alle verfestigten (lithifizierten) vulkaniklastischen Gesteine werden unter dem Begriff **Tuff** zusammengefasst. Für umgelagertes vulkaniklastisches Material ist die Bezeichnung **Tuffit** gebräuchlich. Vulkanisches Glas kann als Bestandteil sowohl von Laven als auch von Vulkaniklastiten ge-

steinsbildend in verschiedenen Formen auftreten. Weit verbreitet ist der **Bimsstein**, eine schaumige Masse mit zahlreichen Blasenhöhlräumen, die beim Entgasen der Schmelze entstanden sind. Ein weiteres völlig glasiges vulkanisches Gestein ist der **Obsidian**, der im Gegensatz zum Bimsstein keine Hohlräume besitzt, daher fest und dicht ist. Wie können wir nun ein vulkanisches Gestein erklären, in dem eine Anzahl grosser Kristalle in der feinkörnigen Matrix schwimmt? Dieses Gefüge, das als **porphyrisch** bezeichnet wird, entsteht, wenn eine Schmelze langsam im Inneren abzukühlen beginnt und dann plötzlich durch eine Vulkaneruption an die Oberfläche gefördert wird (Abb. 4.6). Die als *Einsprenglinge* bezeichneten grossen Kristalle bildeten sich bereits, als das Magma sich noch in der Erdkruste befand.

4.2 Die Entstehung von Magmen

Der Schmelzvorgang steht am Beginn des gesamten Ablaufs von Intrusion und Effusion magmatischer Gesteine. Magmakammern sind grosse, flüssigkeitsgefüllte Hohlräume im festen Gestein, die sich ausdehnen, je mehr umgebendes Gestein schmilzt oder je

mehr geschmolzenes Gesteinsmaterial entlang von Spalten und anderen kleineren Hohlräumen zwischen den Kristallen zuströmt. Die Magmakammern schrumpfen wieder, wenn das Magma durch Eruption an die Oberfläche befördert wird.

4.2.1 Wo schmelzen die Gesteine?

Nur dort, wo die Temperaturen im Verhältnis zum Druck sehr hoch sind, setzt der Schmelzvorgang ein. Folglich bestimmen sowohl die tektonische Position als auch die Gesteinszusammensetzung, ob und wo die verschiedenen Gesteinsarten schmelzen. Die Magmenbildung ist an zwei Typen von Plattengrenzen gebunden: die mittelozeanischen Rücken, wo die Divergenzbewegung zweier Platten zur Neubildung von ozeanischer Kruste führt, und die Subduktionszonen, wo eine Platte unter die andere abtaucht. Im Mantel aufsteigende Konvektionsströmungen führen unter den mittelozeanischen Rücken zur Bildung einer ganz bestimmten Art von Magma - von Basalt (Geologen bezeichnen den Magmentyp entsprechend dem Namen ihrer Effusiv- oder Intrusivgesteine; für den Magmentyp der basischen Gesteine Basalt und Andesit ist es üblicher, die Namen der Effusivgesteine zu verwenden). Andere Arten von Magmen stecken im Untergrund von Vulkangürteln. Beide Arten von Vulkangürteln sind die Folge der Subduktion einer Lithosphärenplatte unter die andere. Die Magmen der Subduktionszonen entstehen durch das Aufschmelzen eines Gemischs aus Sedimen-

ten des Meeresbodens und basaltischer Kruste, wenn die subduzierte Platte in tiefe Bereiche hinab transportiert wird, wo die Temperaturen entsprechend hoch genug sind. Die Effusivgesteine an diesen Subduktionszonen sind kieselsäurereicher als die Basalte der mittelozeanischen Rücken. In der tieferen Kruste unter den Vulkanen entstehen gleichzeitig Intrusivgesteine mit dioritischer bis granitischer Zusammensetzung. Ähnliche Basalte wie an den mittelozeanischen Rücken treten gelegentlich in Form mächtiger Deckenergüsse auch auf den Kontinenten weit entfernt von Plattengrenzen auf. Grosse Mengen Basalt werden ausserdem auf isolierten Vulkaninseln weit entfernt von Plattengrenzen gefördert. In beiden sehr unterschiedlichen Situationen wird Mantelmaterial zu basaltischen Magmen aufgeschmolzen, wenn heisse Gesteine als schmale, bleistiftförmige Diapire aus grossen Tiefen des Mantels, vielleicht sogar von der Kern-Mantel-Grenze aufsteigen. Solche **Manteldiapire**, sog. **Hot Spots**, von denen die meisten weit von Plattengrenzen entfernt auftreten, sind für das Ausfliessen ungeheurer Basaltmengen verantwortlich (Abb. 4.7).

4.2.2 Wie schmelzen Gesteine?

Experimente zeigen, dass sich bei jeder Temperatur innerhalb des Schmelzintervalles eines Gesteins eine bestimmte partielle Schmelze bildet. Eine **partielle Schmelze** ist der Anteil des Gesteins, der in geschmolzenem Zustand vorliegt. Im unteren Bereich des Schmelzintervalls ist der grösste Teil des heissen Gesteins noch fest, aber es gibt darin bereits nennenswerte Flüssigkeitsmengen in Form kleiner Tröpfchen in den

winzigen Zwischenräumen zwischen den Kristallen. Das Verhältnis von flüssiger zu fester Phase in einer partiellen Schmelze hängt von der Zusammensetzung und der Schmelztemperatur des ursprünglichen Gesteins ab, ausserdem von der Temperatur in der Tiefe der Kruste oder des Mantels, wo der Schmelzvorgang stattfindet.

4.2.3 Die Entstehung von Magmakammern

Wie die meisten Substanzen hat flüssiges Gestein eine geringere Dichte als festes Gestein. Wenn daher die leichtere Schmelze eine Möglichkeit zum Abwandern erhalte, würde sie nach oben steigen. Als Flüssigkeit kann sich die partielle Schmelze durch Poren und entlang von Kristallgrenzen der überlagernden Gesteine

langsam nach oben bewegen. In der Masse, wie die heissen Tropfen nach oben steigen, vereinigen sie sich und bilden allmählich grössere Magmanester. Schliesslich wird das sie umgebende feste Gestein aufgeschmolzen oder beiseite gedrängt, und auf diese Weise kommt es zur Bildung von Magmakammern.

4.2.4 Der Einfluss des Wassers auf den Schmelzvorgang

Aus Analysen natürlicher Laven wussten die Geologen, dass die Schmelzen meist etwas Wasser enthiel-

ten. Das in Sedimenten eingeschlossene Wasser ist ein wichtiger Faktor zur Verringerung der Schmelztempe-

ratur in Gesteinsbereichen, wo Sedimentgesteine beteiligt sind. Sedimente enthalten in ihren Porenräumen weitaus mehr Wasser als Magmatite oder Metamorphite. Darüber hinaus haben Tonmineralien, die in Schie-

fer-tonen - den häufigsten Sedimentgesteinen überhaupt - in grossen Mengen vorhanden sind, erhebliche Anteile Wasser in ihren Kristallstrukturen chemisch gebunden.

4.3 Magmatische Differentiation

Dies ist ein Prozess, bei dem eine Anzahl von Mineralien unterschiedlicher Zusammensetzung bei unterschiedlichen Temperaturen aus einem einzigen homogenen Magma auskristallisiert. Mit dem Fortschreiten des Kristallisationsvorganges verändert sich beständig die Zusammensetzung der Schmelze, da sie an den chemischen Elementen verarmt, die ihr bei der Bildung

der Mineralien entzogen werden. Kristallisationsexperimente zeigten, dass sich das Kristallisationsverhalten genau umgekehrt zum partiellen Schmelzen verhielt. Beim Abkühlen des Magmas wurden in Experimenten als erstes jene Kristalle gebildet, die bei den Untersuchungen zum partiellen Schmelzen als letzte geschmolzen waren.

4.3.1 Die kontinuierliche Reaktionsreihe

Bei den aufeinanderfolgenden Stadien der Kristallisation eines geschmolzenen Plagioklases werden Schmelze und Kristalle generell natriumreicher, doch die entstehenden Kristalle sind stets calciumreicher als die Schmelze. Die bereits gebildeten Kristalle reagieren weiterhin mit der Schmelze, so dass zu jeder Zeit alle

vorhandenen Kristalle, ob zuvor oder neu gebildet, dieselbe Zusammensetzung aufweisen. Wenn die Schmelze völlig erstarrt ist, haben alle Kristalle reagiert und so dieselbe Zusammensetzung wie die ursprüngliche Schmelze erreicht (Abb. 4.8).

4.3.2 Die diskontinuierliche Reaktionsreihe

Etwas anders verläuft der Kristallisationsprozess bei den mafischen Mineralien wie Olivin, Pyroxen, Amphibol und Biotit. Bei der **diskontinuierlichen Reihe** erfolgen die Reaktionen zwischen Schmelze und den beiden Mineralien bestimmter Zusammensetzungen nur bei ganz spezifischen Temperaturen. Die Kristallstrukturen der Mineralien beider Reaktionsreihen spiegeln Unterschiede im Kristallisationsablauf wider. Innerhalb der gesamten kontinuierlichen Reaktionsreihe ändert sich die Kristallstruktur der Feldspäte nicht, aber die Anteile von Calcium und Natrium verschieben

sich. Bei der diskontinuierlichen Reaktionsreihe ändern sich die Kristallstrukturen, wenn ein Mineral in ein anderes übergeht. Bei Absinken der Temperatur verändern sich folglich die Gitterstrukturen diskontinuierlich zu verschiedenen Anordnungen der SiO_4 -Tetraeder. Bei der Abkühlung eines natürlichen Magmas, das normalerweise sowohl die Bestandteile für Plagioklase als auch für mafische Mineralien enthält, laufen beide Kristallisationsvorgänge gleichzeitig ab (Abb. 4.9).

4.3.3 Fraktionierte Kristallisation

Zur Theorie der magmatischen Differentiation fehlte eine Erklärung für die Erhaltung von Mineralien, die gebildet wurden, bevor die Schmelze ihre Zusammensetzung änderte. Dies konnte z.B. der Fall sein, wenn eine Schmelze besonders rasch abkühlte. In einem solchen Magma hatten die Kristalle zwar Zeit zum Wachstum, aber nur für die äusseren Schichten der zuvor gebildeten Kristalle reichte die Zeit zur Reaktion mit der sich chemisch verändernden Schmelze.

Das Endprodukt der unvollkommenen Reaktion zwischen Schmelze und Kristall sind **zonar gebaute Kristalle**. Wenn die calciumreichen Zentren der wachsenden Kristalle nicht mit der Schmelze reagieren können, bleibt diese natriumreicher als normalerweise bei einer langsamen kontinuierlichen Reaktion, weil das Calcium aus dem Innern des Kristalls das Natrium in der Schmelze nicht ersetzen kann.

Bowen stellte sich vor, dass die in einer Magmakammer früh gebildeten Kristalle nach unten auf den Boden

der Kammer absinken dürften und damit folglich den weiteren Reaktionen mit der verbliebenen Schmelze entzogen werden.

Als weitere Möglichkeit könnte durch tektonische De-

formation während des Kristallisationsprozesses die flüssige Schmelze aus dem bereits entstandenen "Kristallbrei" ausgequetscht werden (Abb. 4.11). Bei jedem dieser Vorgänge würden die früh gebildeten Kristalle von der verbleibenden Schmelze getrennt, die sich dann so verhalten sollte, als ob die Kristallisation gerade begonnen hätte.

Wie auch immer, die fraktionierte Kristallisation einer Schmelze - d.h. Trennung und Entfernung nacheinander sich bildender Kristalle aus einem abkühlenden Magma - könnte die Erhaltung früh gewachsener calciumreicher Feldspäte und die Kristallisation natriumreicher Plagioklase aus einem ursprünglich calciumreichen Magma erklären. Eine solche fraktionierte Kris-

tallisation könnte ebenso in der diskontinuierlichen Reaktionsreihe der mafischen Mineralien ablaufen. Genauso wie die ersten auskristallisierten Plagioklase der Schmelze entzogen werden können, könnten sich in einer diskontinuierlichen Reaktionsreihe auch die früh

gebildeten Olivinkristalle gravitativ absetzen und dadurch weitere Reaktionen mit der Schmelze verhindern. Diese mafischen Mineralien könnten dann zusammen mit den entsprechenden Plagioklasen auftreten.

4.3.4 Bowens Reaktionsreihen

Die **Bowensche Reaktionsreihe** beginnt mit der Abkühlung einer hochtemperierten basaltischen Schmelze, die durch fraktionierte Kristallisation in zwei gleichzeitig ablaufenden Kristallisationsreihen allmählich differenziert (Abb. 4.13). Eine davon ist die kontinuierliche Kristallisationsreihe der Plagioklase, die bei hohen Temperaturen mit einem calciumreichen Feld-

spat beginnt und allmählich zu den tiefer temperierten natriumreichen Feldspäten überleitet. Die andere ist die diskontinuierliche Reaktionsreihe der mafischen Mineralien, die im Bereich der hohen Temperaturen mit Olivin anfängt und sich dann bei abkühlender Schmelze mit der Bildung von Pyroxen, Amphibol und Biotit fortsetzt.

4.3.5 Moderne Theorien nach Bowen

Die Geologen wissen heute, dass es die Differentiation gibt, aber die Vorgänge sind weitaus komplizierter, als Bowen glaubte. Partielle Aufschmelzung ist für die Entstehung von Magmen unterschiedlicher Zusammensetzung von grosser Bedeutung. Magmen kühlen nicht gleichmässig ab, da innerhalb einer Magmakammer grosse Temperaturunterschiede auftreten können. Diese Temperaturunterschiede könnten die Ursache sein, dass sich die chemische Zusammensetzung eines

Magmas von einem Bereich zum anderen ändert (Abb. 4.14). Einige Schmelzzusammensetzungen sind untereinander nicht mischbar. Solche Magmen können in einer Magmakammer nebeneinander bestehen, wobei jedes seine eigenen Kristallisationsprodukte bildet. Einige Mischungen können zu einer eigenständigen Kristallisationsabfolge führen die sich von denjenigen der Ausgangsmagmen deutlich unterscheidet.

4.3.6 Plutone

Grosse Magmenkörper in der tieferen Erdkruste werden **Plutone** genannt. Ihre Grösse liegt zwischen einem und mehreren hundert Kubikkilometern. Die Plutone unterscheiden sich nicht nur in ihrer Grösse, sondern auch in ihrer Form und ihrer Beziehung zum Nebengestein – das heisst zum intrudierten, umgebenden Gestein. Nicht zu den Plutonen gehören dagegen Gänge und Lager, die im allgemeinen kleinere Intrusivkörper darstellen.

Magma, das durch die Kruste aufsteigt, schafft sich selbst auf unterschiedliche Weise Raum: durch Aufbrechen der überlagernden Gesteinsschichten, durch Losbrechen der Gesteinsblöcke und durch aufschmelzen des Nebengesteins entlang seines Aufstiegsweges (Abb. 4.15).

Batholithe, die grössten Plutone, sind gewaltige Intrusivkörper mit einer Ausdehnung von definitionsgemäss mindestens 100 km² (Abb. 4.16). Sie

mindestens 100 km² (Abb. 4.16). Sie treten bevorzugt in den Kernen tektonisch deformierter Gebirgsgürtel auf. Das heisst, wo immer sie zu finden sind, kann man darauf schliessen, dass dort die ehemals tieferen Stockwerke alter Gebirge aufgeschlossen sind. Ähnliche, aber kleinere Plutone werden als **Stöcke** bezeichnet. Sowohl Batholithe als auch Stöcke sind **diskordante Intrusiva**, d.h. sie durchschlagen die Schichten des jeweils intrudierten Nebengesteins.

Batholithe sind generell grobkörnig – infolge der langsamen Abkühlung des in grosser Tiefe steckenden Intrusivgesteins. Sie treten bevorzugt in den Kernen tektonisch deformierter Gebirgsgürtel auf. Das heisst, wo immer sie zu finden sind, kann man darauf schliessen, dass dort die ehemals tieferen Stockwerke alter Gebirge aufgeschlossen sind.

4.3.7 Lager und Gänge

Ein **Lagergang** oder **Sill** ist ein tafelförmiger Gesteinskörper, der durch das Eindringen von Magma zwischen die Schichten und Lagen des umgebenden Gesteins entstanden ist. Es handelt sich hierbei um eine **konkordante Intrusion**; d.h. ihre Grenzen verlaufen parallel zur Schichtung, gleichgültig, ob diese horizontal verläuft. Die Mächtigkeit solcher Lagergänge schwankt vom Zentimeterbereich bis zu mehreren hundert Metern, und ihre Ausdehnung kann sich über be-

trächtliche Gebiete erstrecken. Lagergänge können Lavaergüssen und Vulkaniklastiten bei oberflächlicher Betrachtung gleichen. Aber in den Lagergängen fehlen die blockigen, strickartigen und blasig-zelligen Strukturen, die bei vulkanischen Gesteinen so häufig sind. Gesteinsgänge sind meist auch grobkörniger als Vulkanite, weil sie etwas langsamer abkühlten.

Gesteinsgänge oder **Dikes** sind wie Lagergänge tafelige Intrusivkörper. Im Gegensatz zu Lagergängen ver-

laufen sie **diskordant** zum Nebengestein. Dikes können früher entstandene Spalten gewaltsam öffnen, doch weitaus häufiger folgen die Gänge neuen Rissen, die durch Druck der Magmenintrusion geschaffen werden. Einzelne Gänge können im Gelände über Dutzende von Kilometern verfolgt werden. Ihre Mächtigkeit schwankt vom Millimeterbereich bis zu mehreren Metern. Gesteinsgänge kommen selten isoliert vor (es gibt meist hunderte). Viele Gesteinsgänge und Lagergänge

sind grobkörnig und zeigen damit ein für Intrusivgesteine typisches Erscheinungsbild. Andere sind jedoch feinkörnig und gleichen weit mehr den Effusivgesteinen. Dieser Gefügegegensatz ist durch unterschiedliche Abkühlungsgeschwindigkeiten bedingt – die feinkörnigen Gesteine drängen näher an die Erdoberfläche, während die grobkörnigen in Tiefen von einigen Kilometern intrudierten (Abb. 4.17 und 4.18).

4.3.8 Hydrothermale Gänge

Von vielen Intrusivkörpern zweigen oben oder seitlich zahlreiche Gänge oder Adern ab, unregelmässige, bleistift- oder schichtförmige Intrusionen, die nicht mehr aus der Schmelze kristallisierten. Diese Gänge können zwischen wenigen Millimetern und mehreren Metern mächtig sein und erstrecken sich gewöhnlich über Dut-

zende von Metern bis zu etlichen Kilometern Länge. Gänge können nicht nur mit Erzen gefüllt sein, sondern auch mit Mineralien, die grosse Mengen chemisch gebundenes Wasser enthalten. Diese **hydrothermalen Gänge** zeigen, dass bei der Entstehung dieser Gänge reichlich Wasser vorhanden war.

4.4 Plutonismus und Plattentektonik

Subduktionszonen sind die wichtigsten Bereiche, in denen Gesteine aufschmelzen. Die Oberseite einer subduzierten Lithosphärenplatte schliesst ozeanische Kruste ein, die ursprünglich an einem mittelozeanischen Rücken entstanden ist. Die Lithosphärenplatte transportiert ausserdem Wasser und noch unverfestigtes ozeanisches Sedimentmaterial, das während der langen Drift einer Platte von einem mittelozeanischen Rücken zur Subduktionszone auf ihr abgelagert wurde. Wenn die ozeanische Platte nach unten abtaucht, führt die Zunahme der Temperatur und des Druckes zu einer Lithifizierung der Sedimente und dann in grösseren Tiefen zu einer Umwandlung in metamorphe Gesteine. Dieses subduzierte Material hat wegen des reichlich darin enthaltenen Wassers einen niedrigeren Schmelzpunkt als trockenes Krusten- oder Mantelgestein. Wenn die Lithosphäre weiter nach unten absinkt, kommt sie in den Bereich der Schmelztemperaturen der Sedimentgesteine oder Metamorphite. In noch grösserer Tiefe erreicht sie schliesslich Temperaturen, bei denen die oberen Teile des Basalts schmelzen. Folglich kommt es durch Subduktion zu Bildung von

Magma oder möglicherweise auch von Magmen unterschiedlicher Zusammensetzung.

Wenn sich die Magmen ihren Weg von der schmelzenden subduzierten Platte nach oben bahnen, können sie zusätzlich Teile der überfahrenden Platte aufschmelzen und so ihre Zusammensetzung verändern. Gleichzeitig können sich die Magmen durch fraktionierte Kristallisation differenzieren. Das Ergebnis ist eine Reihe unterschiedlicher magmatischer Gesteine, sowohl Intrusiv- als auch Effusivgesteine. Vulkane über den tieferen Bereichen der Subduktionszone und ihre Effusivgesteine bilden die Inselketten der ozeanischen Vulkanbögen wie die Aläuten vor Alaska. Wo die Subduktion unter einem Kontinent erfolgt, verbinden sich die vielen Vulkane und ihre Effusivgesteine zu einem Gebirgsbogen auf dem Festland (Nordkalifornien). Während oben Gebirge entstehen, kristallisieren tief im Untergrund Intrusivgesteine.

In all diesen Fällen spiegeln die magmatischen Gesteine die wichtigsten Kräfte wider, die unsere Erde formen. Jede plattentektonische Position erzeugt ihr eigenes charakteristisches Muster von magmatischen Gesteinen.

5. Vulkanismus

Ungefähr 80 Prozent der Erdoberfläche, Meeresboden und Festland sind aus geschmolzenem Gestein entstanden, das aus den Tiefen des Erdinnern aufstieg. Wenn eine Schmelze die Oberfläche erreicht, kühlt sie ab und erhärtet zu vulkanischen Gestein. Dieser Vorgang wird als **Vulkanismus** bezeichnet, eine Erscheinung, die in erster Linie an Plattengrenzen gebunden ist.

Ehe ein Magma an der Erdoberfläche ausfließt, steigt es aus der Asthenosphäre nach oben und füllt eine in

geringer Tiefe liegende Magmakammer innerhalb des Vulkangebäudes. Mit der Zeit, wenn die Kammer gefüllt ist, wird die Schmelze durch den sich aufbauenden Druck gezwungen, in den Vulkan aufzusteigen. Sie kann an der Oberfläche als flüssige Lava relativ ruhig ausfließen, oder sie kann explosionsartig als Fontäne aus erstarrten Auswürflingen in die Luft hinausgeschleudert werden, die man insgesamt als Vulkaniklastite bezeichnet (Abb. 5.1).

5.1 Vulkanische Gesteine

Die wichtigsten Lavatypen gehören in die Kategorie der Magmatite. Die drei wichtigsten Gruppen der magmatischen Gesteine und ihre Laven sind: sauer, intermediär und basisch. Die wichtigsten Intrusivgesteine sind Granit (sauer), Diorit (intermediär) und

Gabbro (basisch). Die wichtigsten vulkanischen Gesteine sind Rhyolith (sauer) und der häufiger auftretende Andesit (intermediär) sowie der Basalt (basisch).

5.1.1 Lavaergüsse

Die verschiedenen Lavatypen hinterlassen unterschiedliche Oberflächenformen - vulkanische Berge, die in der Morphologie variieren, und erstarrte Lavaergüsse, die in ihren Merkmalen abweichen. Die wesentlichen Unterschiede sind die Folge ihrer chemischen Zusammensetzung, ihres Gasgehaltes und ihrer Temperatur. Je höher der Kieselsäuregehalt und je niedriger die Temperatur, desto zähflüssiger (viskoser) ist die Lava und desto langsamer fließt sie. Je gasreicher die Lava ist, desto heftiger wird mit grosser Wahrscheinlichkeit der Ausbruch ablaufen. Basaltische Lava wird mit Temperaturen zwischen 1000 und 1200°C gefördert, Werte, die nahe an der Temperatur des Oberen Mantels liegen. Wegen der hohen Temperatur und dem geringen Kieselsäuregehalt ist basaltische Lava ausgesprochen dünnflüssig, so dass sie sich schnell und über weite Strecken ausbreiten kann. Dünnflüssige basaltische Lava, die auf ebenem Gelände ausfließt, stapelt sich zu mächtigen Tafeln von Plateau- oder Flutbasalten auf (Abb. 5.2).

Rhyolithe, die extrem sauren Laven, haben einen niedrigeren Schmelzpunkt als Basalt und fließen bei Temperaturen von 800 bis 1000°C aus. Sie sind wegen ihrer niedrigeren Temperatur und des höheren Kieselsäuregehalts weitaus zäher. Sie widersetzen sich dem Fließvorgang, bewegen sich gegenüber Basalt mit einer um den Faktor 10 oder noch geringeren Geschwindigkeit und stapeln sich gewöhnlich zu mächtigen, eher knollig-rundlichen Lagen übereinander.

Basaltische Lavaergüsse: Basaltische Lavaergüsse werden entsprechend ihrer Oberflächenausbildung in zwei Gruppen unterteilt: **Pahoehoe** (pa-ho-e-ho-e) und **Aa** (a-a)-Lava.

Pahoehoe-Lava entsteht, wenn sich eine dünnflüssige Schmelze schichtförmig ausbreitet und beim Abkühlen

ihre Oberfläche zu einer dünnen, elastischen, glasigen Haut erstarrt. Wenn die dünnflüssige Schmelze unter der Oberfläche weiterfließt, wird die erstarrte Haut zu strickförmigen Fließwülsten zusammengeschoben. Aa ist eine Lava, die ihren Gasgehalt weitgehend verloren hat, dadurch zäher geworden ist als Pahoehoe-Lava und sich auch langsamer bewegt, wobei eine dicke Kruste entsteht. Bewegt sich die Lava weiter fort, zerbricht die Oberfläche in rauhe, scharfkantige Blöcke und Schollen. Die Schollen schwimmen auf einem zähen, massiven Inneren und schieben sich als steile Front aus eckigen Blöcken wie die Lauffläche eines Traktorreifens vor. Ein einzelner Lavaerguss hat gewöhnlich in der Nähe des Ausbruchsortes, wo die Lava noch heiss und flüssig ist, die Form von Pahoehoe. Weiter vom Ausbruchsort entfernt, wo die Oberfläche des Lavastroms bereits eine gewisse Zeit der kalten Luft ausgesetzt war und die feste Kruste dicker geworden ist, darunter aber noch immer heisse, viskose Lava fließt, nimmt sie die Form von Aa-Lava an (Abb. 5.3).

Kissenlava (Pillow-Lava): Ein Geologe, der auf Kissenlava stösst - Stapel von rundlichen oder ovalen, elliptischen, sackförmigen, aber vor allem schlauchförmigen Körpern von häufig einem Meter Durchmesser und mehr - weiss, dass sie durch einen untermeerischen Vulkanausbruch entstanden ist, auch wenn sie heute auf trockenem Festland liegt (Abb. 5.4). Das Auftreten von Pillow-Laven ist tatsächlich ein wichtiger Hinweis darauf, dass das betreffende Gebiet einstmals unter Wasser lag. Zungen von geschmolzener Lava entwickeln im Kontakt mit dem Meerwasser wegen der rasch abgekühlten Oberfläche eine zähe, plastische Kruste. Die Lava unterhalb der Kruste kühlt langsamer ab, und das Innere des Kissens erstarrt deshalb zu einer kristallinen Masse, während die Kruste zu einem Ge-

steinsglas abgeschreckt ist. Laven können glasig oder feinkörnig ausgebildet sein, wenn sie rasch abkühlen, oder grobkristallin, wenn sie unter der Oberfläche langsam erstarren. Sie können kleine Blasen enthalten,

wenn sich beim Abkühlen der Lava plötzlich der Druck verringert und die Schmelze dadurch entgast. Eine extrem blasenreiche, im allgemeinen rhyolithische Lava ist Bimsstein.

5.1.2 Pyroklastische Ablagerungen

Wasser und die im Magma gelösten Gase können noch weitaus dramatischere Auswirkungen auf den Ausbruchsstil haben. Vor der Eruption verhindert der Druck des überlagernden Gesteins das Entweichen der flüchtigen Bestandteile. Wenn das Magma bis nahe an die Oberfläche aufsteigt und der Druck plötzlich durch äussere Umstände abnimmt, können die flüchtigen Bestandteile explosionsartig freigesetzt werden. Dabei wird die Lava zu **Pyroklasten** zerrissen. Das gesamte überlagernde und bereits verfestigte Gestein wurde durch die Wasserdampfexplosion in Bruchstücke unterschiedlicher Grösse, Form und Gefüge zu **Lithoklasten** zertrümmert. Pyroklasten entstehen bevorzugt aus gasreichen, viskosen rhyolithischen und andesitischen Laven. Das gesamte fragmentierte vulkanische Gesteinsmaterial wird als Vulkaniklasten oder Tephra bezeichnet. Dieses vulkanische Lockermaterial, Gesteine, Mineralien oder Gläser, wird entsprechend seiner Korngrösse unterteilt. Die feinen Partikel mit einem Korndurchmesser unter 2 mm werden als **Asche** bezeichnet; **Lapilli** von 2 bis 64

mm; **Bomben** > 64 mm, wenn sie als flüssige Lava durch die Luft geflogen sind; **Blöcke**. Früher oder später fällt alles vulkaniklastische Material auf den Erdboden zurück. In der Umgebung des Ausbruchsortes bildet es normalerweise eigenständige Ablagerungen. Verfestigtes (lithifiziertes) vulkanisches Lockermaterial wird als **vulkanischer Tuff** bezeichnet. Dabei kommt es zur Verfestigung, wenn Pyroklasten abkühlen und die heissen, klebrigen Bruchstücke miteinander verschweissen. Die aus den grösseren Fragmenten entstandenen Gesteine werden **vulkanische Breccien** genannt.

Zu einer besonders spektakulären und oftmals verheerenden Eruptionsform kommt es, wenn heisse Asche, Staubfragmente und Gase in Form einer Glutwolke ausgestossen werden, die sich mit Geschwindigkeiten bis zu 200 km/h hangabwärts bewegen. Die festen Partikel werden durch die heissen Gase und eingesaugte Luft in Schwebelage gehalten, so dass dieser weissglühende **pyroklastische Strom** nur einen geringen Reibungswiderstand besitzt.

5.2 Eruptionsformen

5.2.1 Zentraleruptionen

Bei dieser Eruptionsform wird Lava oder vulkaniklastisches Material aus einem **zentralen Schlot** freigesetzt.

Lavaeruptionen: Ein Vulkankegel bildet sich durch wiederholt aufeinander folgende Lavaergüsse aus einem Zentralkrater. Ist die Lava basaltisch, fliesst sie ruhig aus und verbreitet sich weiträumig. Wenn grosse Mengen ausfliessen, bilden die Lavaergüsse einen ausgedehnten **Schildvulkan** (z.B. Mauna Loa) mit etlichen Zehner Kilometern Umfang und einer Höhe von mehr als 2000 m. In Wirklichkeit besteht die Insel Hawaii aus den Gipfeln einer ganzen Reihe sich überlappenden Schildvulkane, die sich über den Meeresspiegel erheben (Abb. 5.10).

Im Gegensatz zu basaltischen Laven sind die sauren Schmelzen so zähflüssig, dass sie kaum seitlich wegfließen. Sie bilden normalerweise sogenannte **Staukuppen** oder vulkanische Dome in Form von rundlichen, steilwandigen Gesteinsmassen (Abb. 5.11). Solche Staukuppen sehen aus, als würde die Lava wie Zahnpasta aus dem Förderschlot herausgequetscht; und sie breitet sich nur wenig seitlich aus. Dieses Material plombiert häufig die Förderschloten und schliesst auch die Gase ein. Der Druck der eingeschlossenen Gase steigt, bis sie mit einer Explosion die Staukuppe zerstören.

Pyroklastische Eruptionen: Wenn aus Vulkanschloten Lockermaterial gefördert wird, häufen sich die groben Fragmente in einem Wall um den Schlot an und bauen so einen **Schlackenkegel** auf (Abb. 5.12 bis 5.14). Das Profil eines solchen Kegels ist durch den maximalen Böschungswinkel bestimmt, bei dem die Schuttmassen noch stabil sind, ohne hangabwärts zu rutschen. Die grösseren Bruchstücke, die nahe am Gipfel herabfallen, können sehr steile, standfeste Hänge bilden. Die feineren Teilchen werden weiter vom Schlot weggetragen und führen an der Basis des Kegels zu sanfteren Hängen. Das Ganze bildet einen konkaven Vulkankegel. Schlackenkegel sind die häufigsten Vulkane auf den Kontinenten.

Zusammengesetzte Eruptionen: Fördert ein Vulkan sowohl Lava als auch pyroklastisches Material, so entsteht ein konkaver **Schicht-** oder **Stratovulkan** aus einer Wechselfolge von Lavaergüssen und pyroklastischen Lagen. Dieses ist die häufigste Form der grossen Vulkane (Fujiyama, Vesuv, Ätna, Mount St. Helens) (Abb. 5.15 und 5.16).

Andere Erscheinungsformen bei Zentraleruptionen: Die Gipfel der meisten Vulkane weisen meist eine schüsselförmige Einsenkung unmittelbar über dem Förderschlot auf. Während der Förderphase eines La-

vavulkanisches überfließt die aufsteigende Lava die Kraterwände, und wenn die Eruption allmählich zum Stillstand kommt, sinkt die im Krater verbliebene Lava oftmals in den Förderschlot zurück.

Nach einer heftigen Eruption, bei der grosse Magma-mengen aus einer einige Kilometer unterhalb des Förderschlotes liegenden Magmakammer ausgeflossen sind, ist die leere Kammer nicht mehr länger in der Lage, ihr Dach zu tragen. In solchen Fällen kann das darüberliegende Vulkangebäude katastrophenartig zusammenbrechen. Es entsteht eine grosse, steilwandige, beckenförmige Einsenkung, die wesentlich grösser als der Krater ist und als **Caldera** bezeichnet wird. Nach einigen Hunderten oder Tausenden von Jahren kann in die zusammengestürzte Magmakammer erneut frisches Magma eindringen und dabei den Boden der Caldera wieder aufwölben, wodurch sich möglicherweise der Eruptionszyklus mit Einsturz, Wiederaufstieg, Eruption usw. wiederholt (Abb. 5.17 und 5.18). Solche Calderen werden **resurgente Calderen** genannt.

Ein ähnlicher Fall wie beim Absprengen einer sauren Staukuppe tritt ein, wenn heisses, gasreiches Magma mit Grundwasser oder Meerwasser in Kontakt kommt. Die grossen Mengen von überhitztem Wasserdampf, die dabei entstehen, führen zu einer **phreatomagmati-**

schen oder **Dampferuption**. Auf phreatomagmatische Eruptionen geht die Bildung von **Maaren** zurück, in die Erdoberfläche eingetieften Sprengtrichtern; sie sind die zweithäufigste Vulkanform auf den Kontinenten, zum Beispiel in der Eifel.

Manchmal, wenn heisses Material aus dem tiefen Inneren explosiv entweicht, wird der Schlot anschliessend mit einer Breccie verfüllt. Solche mit pyroklastischen Breccien oder Tuffen verfüllte Durchschlagsröhren werden als **Diatreme** bezeichnet (Abb. 5.20). Die vorgefundenen Mineralien und Gesteine konnten sich nur in grossen Tiefen – ungefähr 100 km – gebildet haben, das heisst innerhalb des Oberen Mantels. Diese Beobachtung deutet darauf hin, dass Diatreme dann entstehen, wenn gasreiche Magmen sich ihren Weg nach oben bahnen und schliesslich ihre Gase, zusammen mit Lava, Bruchstücken aus den Schlotwänden sowie Fragmenten aus der tiefen Kruste und dem Mantel, mit explosionsartiger Energie freisetzen. Diatreme finden sich auch als Fortsetzung von Maaren zur Tiefe hin; ihre Entstehung zusammen mit der phreatomagmatischen Maarbildung liegt nahe, vor allem, wenn ein Gasreichtum der Schmelze nicht belegt werden kann.

5.2.2 Spalteneruptionen

Man stelle sich eine basaltische Lava vor, die aus einer über Dutzende von Kilometern langen Spalte an der Erdoberfläche ausfliesst und grosse Gebiete überdeckt. Solche Spalteneruptionen gab es auf der Erde in den vergangenen 4 Mia. Jahren unzählige Male. Wenn solche **Plateau-** oder **Flutbasalte** aus Spalten ausfliessen, bilden sie eher eine Ebene oder bauen eher ein Plateau als ein Vulkankegel auf, wie es der Fall ist, wenn Laven aus einem Krater ausfliessen (Abb. 5.21).

Spalteneruptionen von pyroklastischem Material sind weitaus wahrscheinlicher, wenn das Ausgangsmagma

kieselsäurereicher ist. Solche Eruptionen haben ausgedehnte Decken harter Tuffe hervorgebracht, die als **Aschenstromablagerungen** bezeichnet werden und eine spezielle Ablagerungsform der weiter vorn erwähnten pyroklastischen Ströme darstellen, wobei für die Ablagerungen auch der Begriff **Ignimbrit** in Gebrauch ist. Ihre Partikel können miteinander verschweissen, nachdem der Strom zur Ruhe gekommen ist, so dass der Tuff zu einem Festgestein wird. Zu den geologisch wichtigsten Spalteneruptionen gehören diejenigen entlang der mittelozeanischen Rücken.

5.2.3 Weitere vulkanische Erscheinungen

Lahare: Zu den gefährlichsten vulkanischen Ereignissen gehören die reissenden Schlamm- und Schuttströme aus wassergesättigtem vulkanischem Material, die Lahare genannt werden. Sie bilden sich, wenn beispielsweise ein pyroklastischer Ausbruch auf einen Fluss oder ein Schneefeld trifft. Ausserdem können Lahare entstehen, die Wand eines Kratersees bricht und plötzlich Wasser ausfliesst oder wenn durch einen Lavastrom Gletschereis schmilzt oder auch, wenn heftige Regenfälle frische Aschenablagerungen in Schlammströme verwandeln. Von Laharen ist bekannt, dass sie riesige Blöcke über viele Kilometer transportieren können.

Vulkanische Gase: Stoffbestand und Herkunft der vulkanischen Gase sind von erheblichem Interesse und Wichtigkeit. Man ist der Ansicht, dass diese Gase im Laufe der geologischen Vergangenheit die Meere und die Atmosphäre hervorbrachten und sogar heute noch unser Klima beeinflussen. Hauptbestandteil der vulka-

nischen Gase ist Wasserdampf (70-95%), gefolgt von Kohlendioxid, Schwefeldioxid und Spuren von Stickstoff, Wasserstoff, Kohlenmonoxid, Schwefel und Chlor.

Vulkanische Exhalationen: Auch in den zwischen den Vulkanausbrüchen liegenden Ruhephasen sowie beim allmählichen Abklingen der vulkanischen Tätigkeit, das sich über extrem lange Zeiträume vollziehen kann, spielt die Freisetzung von Gasen und Wasserdampf eine wichtige Rolle.

Fumarolen sind alle Gasexhalationen, deren wesentlicher Bestandteil Wasserdampf ist, die aber auch andere gasförmige Stoffe enthalten können, die sich bei den hohen Temperaturen zwischen 800 und 200 °C an den Gasaustritten abscheiden. Diese durch Eisenverbindungen oft sehr bunt gefärbten Substanzen sind für Fumarolen typisch und an nahezu allen Austrittsstellen zu beobachten.

Solfataren sind mit Temperaturen zwischen 250 und etwa 100 °C etwas niedriger temperierte Exhalationen, die neben Wasserdampf einen höheren Anteil an Schwefelverbindungen enthalten. Durch Oxidation des Schwefelwasserstoffs entsteht als Zwischenprodukt elementarer Schwefel, der sich als gelber Belag an der Austrittsstelle abscheidet. Diese Schwefelkrusten werden oftmals so mächtig, dass auf diese Weise wirtschaftlich gewinnbare Schwefellagerstätten entstehen.

Mofetten sind Exhalationen von Kohlendioxid mit Temperaturen von unter 100 °C. Sie treten sowohl in vulkanisch aktiven als auch in Gebieten mit erloschenen Vulkanen auf. Löst sich die Kohlensäure in aufsteigendem Grundwasser, so bilden sich sogenannte Säuerlinge.

Heisse Quellen und Geysire: Die späten Stadien einer vulkanischen Tätigkeit sind oftmals gekennzeichnet durch die Emission von Gasen und Dampf ohne Zusammenhang einer Förderung von Lava oder pyroklastischem Material. Zirkulierendes Grundwasser, das im Untergrund das Magma erreichte und dort aufgeheizt wurde, führt zu heissen Quellen und Geysiren. Ein Geysir ist eine heisse Springquelle, die intermittierend mit grosser Kraft Wasser ausstösst, was häufig von einem unterirdischen Grollen begleitet wird. Noch viele Jahrzehnte oder Jahrhunderte nach einer grösseren Eruption tritt in Vulkangebieten heisses Wasser aus. Auch dieses enthält gelöste Stoffe, die sich bei Verdunstung und Abkühlung des Wassers unter Bildung verschiedener inkrustierender Ablagerungen (wie Travertin) absetzen. Einige von ihnen enthalten überdies wertvolle Mineralien.

5.3 Die Weltweite Verteilung der Vulkane

Die 500 bis 600 aktiven Vulkane der Erde (die auf dem Ozeanboden sind nicht mitgezählt) sind nicht wahllos verteilt, sondern zeigen ein bestimmtes Verteilungsmuster. Ungefähr 80 Prozent treten an konvergierenden

Plattengrenzen auf, 15 Prozent an divergierenden Plattenrändern und der Rest innerhalb der Platten (Abb. 5.27).

5.3.1 Vulkanismus an mittelozeanischen Rücken

Die Spalte zwischen den sich trennenden Platten erstreckt sich nach unten bis in die Asthenosphäre. Basaltische Magmen steigen in die Lücke zwischen den auseinanderdriftenden Platten auf, fliessen über die Spalten hinaus und bilden so die ozeanischen Rücken, weiterhin Vulkane, die basaltische ozeanische Kruste und aus Basalt bestehende Inseln wie beispielsweise Island. Ein grosser Teil der vulkanischen Wärme wird dem Meeresboden entzogen, wenn kaltes Meerwasser in den Spalten der vulkanischen ozeanischen Rücken-

systeme zirkuliert. Erwärmtes Meerwasser, das nach dem Kontakt mit Magma aufgeheizt und reich an gelösten Mineralien ist, tritt entlang der Spalten in Form extrem heisser (350 °C) Quellen und Schlote, sog. "Black Smoker", aus und ist eine wichtige Quelle für mineralische Rohstoffe. Island, ein über dem Meeresspiegel aufgeschlossener Abschnitt des mittelatlantischen Rückens, bietet die einmalige Gelegenheit, die Vorgänge einer Spalteneruption und des Seafloor-Spreading zu beobachten (Abb. 5.28).

5.3.2 Vulkanismus an konvergierenden Plattengrenzen

Eines der auffallendsten Merkmale sind die Vulkanketten, die parallel zu den Grenzen zweier kollidierender Platten verlaufen. Dabei ist es gleichgültig, ob es sich um zwei ozeanische oder eine ozeanische und eine kontinentale Platte handelt (Abb. 5.29).

Ozean-Ozean-Kollision: Wo zwei ozeanische Platten konvergieren, wird durch den Vulkanismus am Meeresboden - typischerweise durch Extrusion von Basalten und Andesiten - ein vulkanischer Inselbogen gebildet. Die Basalte stammen wahrscheinlich aus der Asthenosphäre über der abtauchenden Platte und die Andesite aus der partiellen Aufschmelzung von basaltischer Kruste und den an er abtauchenden Platte anhaftenden Ozeanbodensedimenten.

Ozean-Kontinent-Kollision: Wenn eine ozeanische Platte von einer Platte mit einem Kontinent an ihrem Vorderrand überfahren wird, bildet sich an der Kollisionszone in der Nähe des Kontinentalrandes eine bogenförmige vulkanische Bergkette. Während eines typischen Vulkanausbruches werden grosse Mengen von Asche sowie andesitische und basaltische Laven gefördert. Die Lava hat dann eine basaltische Zusammensetzung, wenn Magma von der Asthenosphäre die Oberfläche erreicht, ohne durch Sedimente oder die saure Kruste auf dem Weg nach oben unreinigt zu werden. Die stärker sauren Eruptiva scheinen auf ein Aufschmelzen der subduzierten Platte, auf Kontamination durch Sedimente oder tatsächliches Schmelzen von kontinentaler Kruste hinzudeuten.

5.3.3 Intraplattenvulkanismus

Grosse Erdbeben entlang der Hawaii-Kette sind selten - d.h. sie ist im wesentlichen aseismisch (ohne Erdbeben). Daher wird die Inselkette als **aseismischer Rücken** bezeichnet.

Aseismische Rücken vulkanischer Herkunft, die auch anderswo im Pazifik und in den anderen grossen Ozeanen auftreten, waren nur schwer in die Theorie der Plattentektonik einzufügen, bis die Vorstellung der **Hot Spots** aufkam. Entsprechend dieser Hypothese sind Hot Spots die vulkanischen Erscheinungsformen von sogenannten Manterdiapiren, heissem Material, das wie ein eng begrenzter Strahl aus dem Inneren des Mantels (vielleicht sogar von der Grenze Kern/Mantel) aufsteigt, die Lithosphäre durchdringt und an der Ober-

fläche ausfliesst. Diese säulenförmigen Strömungen sind vermutlich im Mantel ortsfest und bewegen sich nicht mit den Lithosphärenplatten. Wenn sich eine Platte über einen Hot Spot hinwegbewegt, hinterlässt er als Folge eine Reihe erloschener, zunehmend älterer Vulkane, je weiter sie entfernt sind. Ein Knick in einer solchen Kette von Vulkanen lässt einen Richtungswechsel der Platte erkennen.

Wenn Hot Spots wirklich im Mantel ortsfest sind, dann ergibt sich aus der Spur der Vulkane, die sich vom Hot Spot entfernt haben, eine aussagekräftige Methode zur Bestimmung sowohl der Geschwindigkeit als auch der Richtung der Plattenbewegung.

5.4 Vulkanismus und menschliches Dasein

Sind Vulkanausbrüche vorhersagbar? Bis zu einem gewissen Grad ist es möglich - zum Glück für uns alle, weil es auf der Erde ungefähr 100 hochgefährliche Vulkane gibt und jedes Jahr 50 davon ausbrechen. Kann eine Vulkaneruption unter Kontrolle gebracht werden? Wohl kaum, obwohl sich unter gewissen Umständen und im kleinen Massstab die Schäden reduzieren lassen. Der vielleicht erfolgreichste Versuch, vulkanische Tätigkeit unter Kontrolle zu halten, wurde im Januar 1973 auf der isländischen Insel Heimaey unternommen. Durch Besprühen der vorrückenden Lava mit Meerwasser kühlten und verlangsamten die Isländer den Lavastrom und verhinderten, dass dieser den Hafeneingang blockierte. Wir haben etwas über die Schönheit und auch etwas über die Zerstörungskraft der Vulkane kennengelernt. Vulkane tragen aber auch

in mancherlei Hinsicht zu unserem Wohlergehen bei. Die Atmosphäre und die Weltmeere dürften in der fernen Vergangenheit durch vulkanische Ereignisse entstanden sein. Böden auf vulkanischem Untergrund sind durch die darin enthaltenen mineralischen Nährstoffe aussergewöhnlich fruchtbar. Die gefördert vulkanischen Gesteine, Gase und Dämpfe sind ausserdem Quellen wichtiger Industriemineralien und Chemierohstoffe, etwa von Bimsstein, Borsäure, Ammoniak, Kohlendioxid und einigen Metallen. Das in den Vulkansystemen der mittelozeanischen Rücken zirkulierende Meerwasser ist ein wichtiger Faktor bei der Bildung von Erzen. Die thermische Energie des Vulkanismus wird an immer mehr Orten der Erde nutzbar gemacht.

6. Verwitterung und Erosion

Die Allgemeinen Vorgänge, durch die Gesteine unter den Bedingungen an der Erdoberfläche einer ständig fortschreitenden Zerstörung unterliegen, werden als **Verwitterung** bezeichnet. Hierbei lassen sich zwei verschiedene Mechanismen erkennen: Durch die **chemische Verwitterung** wird festes Gestein chemisch verändert oder vollständig aufgelöst. Bei der **physikalischen Verwitterung** wird festes Gestein durch mechanische Prozesse aufgelockert und zerkleinert, ohne dass sich die chemische Zusammensetzung ändert. Die ständige Beobachtung von Gesteinen, die unter verschiedenen Bedingungen verwittern, deutet darauf hin, dass im wesentlichen vier Faktoren den Zerfall der Gesteine und Mineralien bestimmen: Gesteinsart, Klima, Bodenbedeckung und Zeit.

Granite verwittern in einem mässig feuchten Klima rasch, Granite sind beständiger. Mineralien und Gesteine unterschiedlicher chemischer Zusammensetzung verwittern mit unterschiedlichen Geschwindigkeiten. Das Klima, das sowohl Niederschläge als auch Temperaturen einschliesst, beeinflusst die chemische Verwitterung in starkem Masse: Hohe Temperaturen und hohe Niederschläge verstärken die chemische Verwitterung, Kälte und Trockenheit verzögern sie. Die physi-

kalische Verwitterung, die ebenfalls vom Wasser unterstützt wird, kann im kalten oder ariden Klima nennenswerte Ausmasse erreichen, wenn auch die chemische Verwitterung dort sehr langsam abläuft. Im kälteren Klima ist die durch Feuchtigkeit verursachte chemische Verwitterung unbedeutend, da das Wasser meist gefroren und daher chemisch inaktiv ist. Doch wenn Wasser in Spalten gefriert, kann es auf mechanischem Weg Gesteine zerbrechen. Eine Bodendecke, ihrerseits ein Produkt der Verwitterung, fördert die Verwitterung durch ihr feuchtes und saures Milieu, das die Mineralien verändert oder sogar völlig löst. An einem Felshang kann sich kein Boden bilden, weil jedes Teilchen, das durch die Verwitterung entsteht, vom Regen rasch abgespült wird. Die Vegetation, Mikroorganismen und Tiere auf und im Boden sind zu einem grossen Teil für dieses saure Milieu verantwortlich, während die Wurzeln der Pflanzen die physikalische Verwitterung fördern. Bodenbildung bewirkt einen gewissen *positiven Rückkoppelungseffekt*, d.h., das Endprodukt des Vorgangs begünstigt und unterstützt den Prozess. Je länger ein Gestein an der Erdoberfläche aufgeschlossen ist, desto stärker verwittert es.

6.1 Chemische Verwitterung

Die chemische Verwitterung beruht auf chemischen Reaktionen zwischen den in den Gesteinen vorhandenen Mineralien und der Luft bzw. dem Wasser. Einige Mineralien gehen hierbei in Lösung, andere verbinden

sich mit Wasser und Bestandteilen der Atmosphäre, wie etwa Sauerstoff und Kohlendioxid, um damit neue Verbindungen einzugehen, so dass Verwitterung zu Mineralneubildungen führt.

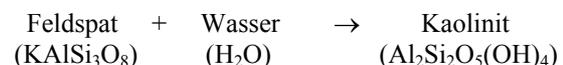
6.1.1 Die chemische Verwitterung der Feldspäte

Feldspat ist Hauptbestandteil einer grossen Anzahl magmatischer, sedimentärer und metamorpher Gesteine.

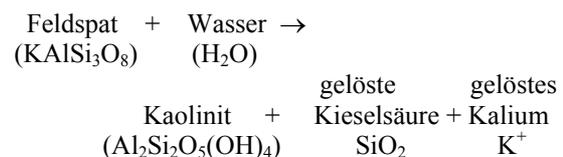
Ein extremes Beispiel der Feldspatverwitterung finden wir an Granitblöcken in den Böden der feuchten Tropen. Dort sind all verwitterungsfördernden Faktoren in hohem Masse vorhanden: heftige Regenfälle, hohe Temperaturen, eine Bodendecke und eine hohe biologische Aktivität. Die meisten Feldspäte in diesen Blöcken sind in Tonmineralien übergegangen.

Durch die Verwitterung von Feldspat entsteht ein weisser bis cremefarbener Ton, der **Kaolinit**. Dabei handelt es sich um ein Aluminiumsilicat, das in seiner Struktur Wasser enthält. Nur im extrem ariden Klima einiger Wüsten und Polargebiete ist der Feldspat relativ verwitterungsbeständig. Diese Beobachtung deutet darauf hin, dass Wasser eine wesentliche Komponente der chemischen Umwandlung von Feldspat in Kaolinit ist. Die Reaktion besteht in der Aufnahme von Wasser und der Abgabe mehrerer chemischer Bestandteile aus dem Feldspat. Wir können nun die Verwitterung des Orthoklas (KAlSi_3O_8), eines üblichen Feldspats im Gra-

nit, in Form folgender, allerdings nicht im Gleichgewicht stehender Reaktionsgleichung beschreiben:



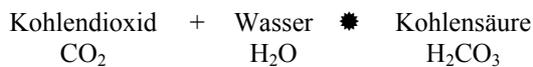
Die Lösung von Feldspat im Labor. Wir können nun ein qualitativ vollständiges, aber ebenfalls noch nicht im Gleichgewicht befindliches chemisches Reaktionsschema formulieren:



Zwei wichtige Punkte in dieser Reaktion geben uns Informationen über die Aufnahme und Abgabe von Stoffen, die bei der Verwitterung von Feldspat erfolgt: 1) *Das aus dem Feldspat herausgelöste Kalium und die Kieselsäure erscheinen in der wässrigen Lösung in gelöster Form.* 2) *Bei dieser Reaktion wird Wasser ver-*

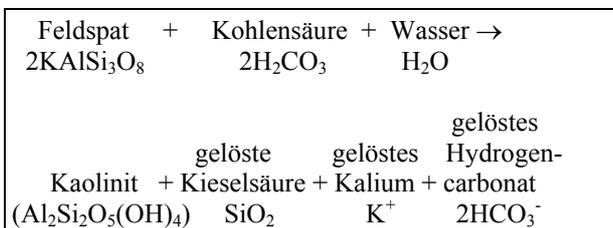
braucht; es wird in die Kristallstruktur des Kaolinit eingebaut. Die Aufnahme von Wasser durch Anlagerung von Wassermolekülen, die sog. **Hydratation**, ist einer der wichtigsten Vorgänge bei der Verwitterung.

Kohlendioxid beschleunigt die Verwitterung von Feldspat. Eine Säure setzt in einer Lösung Wasserstoffionen (H^+) frei - eine starke Säure mehr als eine schwache. Da Wasserstoffionen eine starke Tendenz haben, sich mit anderen Substanzen chemisch zu verbinden, sind Säuren ausgezeichnete Lösungsmittel. An der Erdoberfläche ist Kohlensäure (H_2CO_3) die häufigste, natürlich vorkommende Säure und auch diejenige Säure, die für die Zunahme der Verwitterungsgeschwindigkeit verantwortlich ist. Diese schwache Säure entsteht durch Lösung einer geringen Menge von gasförmigem Kohlendioxid (CO_2) aus der Atmosphäre im Regenwasser.



Im Wasser ist um so weniger Kohlendioxid gelöst, je geringer die Konzentration des gasförmigen Kohlendioxids in der Luft ist, die mit dem Wasser in Kontakt ist. Im Regenwasser ist deshalb nur sehr wenig Kohlendioxid gelöst.

Setzen wir Kohlendioxid in Form von Kohlensäure zu unserer Gleichung hinzu, können wir nun die stöchiometrisch vollständige Formel der Verwitterungsreaktion wie folgt angeben:



6.1.2 Die chemische Verwitterung der anderen Silicate

So wie der Feldspat verwittert und in Kaolinit übergeht, können auch andere Silicatminerale wie Amphibol, Pyroxen und Olivin zu Tonmineralien verwittern. Die Verwitterungsreaktionen dieser Silicate folgen dem generellen Ablauf der Feldspatverwitterung. Wenn das Mineral verwittert, wird Wasser aufgenommen, und in die Lösung werden Kieselsäure und Kationen wie Natrium, Kalium, Calcium und Magnesium abgegeben. Normalerweise entstehen durch diese Reaktionen Tonmineralien. Tonmineralien sind wasserhaltige Aluminiumsilicate, die bei der Verwitterung anderer Silicate entstehen. Weil die gesteinsbildenden Silicate einen so grossen Anteil in der Erdkruste haben und die Verwitterung an der Oberfläche so weit verbreitet ist, bilden die Tonmineralien überall den Hauptbestandteil der Böden und Sedimente. Nicht alle Silicate verwittern unter Bildung von Tonmineralien. Einige

Das gelöste Kalium sowie die Kieselsäure werden vom Regen und vom Flusswasser abtransportiert und gelangen schliesslich in die Ozeane. Die festen Verwitterungsprodukte, die Tonmineralien, werden zu Bestandteilen des Bodens oder als Sediment weggeführt.

Wie Feldspat unter natürlichen Bedingungen verwittert. Zunächst erfordert die Reaktion Wasser. Die Feldspäte auf kahlem Fels verwittert nur, solange dieser vom Regenwasser feucht gehalten wird. Im feuchten Boden jedoch ist der Feldspat fortwährend im Kontakt mit den geringen Wassermengen in den Poren. Folglich verwittert der Feldspat in einem feuchten Boden kontinuierlich. Ausserdem ist die Säurekonzentration im Porenwasser des Bodens höher als im Regenwasser. Wenn Regenwasser im Boden versickert, kommt zu der mitgeführten Kohlensäure noch zusätzlich Kohlensäure hinzu, die von den Wurzeln der Pflanzen, von zahlreichen Insekten und anderen Tieren im Boden sowie von Bakterien abgegeben wird, die pflanzliche und tierische Rückstände abbauen. Gesteine verwittern in den Tropen rascher als im gemässigten oder kalten Klima, weil die Verwitterungsgeschwindigkeit mit steigender Temperatur zunimmt. Der wesentliche Grund hierfür liegt darin, dass Pflanzen und Bakterien in warmem, humiden Klima rasch wachsen und damit die notwendigen Säuren liefern, die die Verwitterung fördern. Darüber hinaus laufen die meisten chemischen Reaktionen, einschliesslich die der Verwitterung, mit zunehmenden Temperaturen schneller ab (Abb. 6.2 bis 6.6).

rasch verwitternde Silicate, wie einige Pyroxene und Olivine, können in humidem Klima vollständig in Lösung gehen und hinterlassen keinen Rückstand. Quarz, eines der am langsamsten verwitternden Mineralien unter den gesteinsbildenden Silicaten, geht ebenfalls ohne Bildung von Tonmineralien in Lösung. Bei der Verwitterung von Silicaten können sich ausser Tonmineralien auch noch andere Substanzen bilden. **Bauxit** beispielsweise, ein tonähnliches Material aus Aluminiumhydroxiden, ist das wichtigste Ausgangsmaterial für die Herstellung des Metalls Aluminium. Er entsteht, wenn Tonmineralien, die aus verwitterten Silicaten stammen, weiter verwittern und dabei ihr gesamtes Silicium und sämtliche andere Ionen mit Ausnahme von Aluminium abgeben. Bauxit bildet sich in tropischen Gebieten mit ausgiebigen Niederschlägen, wo die Verwitterung entsprechend intensiv ist.

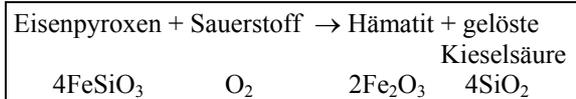
6.1.3 Die chemische Verwitterung der Eisensilicate

Die Verwitterung ist ausserdem für die Bildung von einigen unserer wertvollsten Erzlagerstätten verantwortlich, den Eisenerzen. Die meisten Eisenerze, die für die Herstellung von Eisen und Stahl verwendet werden, bestehen aus Eisenoxidmineralien, die ursprünglich als Verwitterungsprodukte eisenreicher Silicatmineralien wie Pyroxen und Olivin entstanden sind. Das durch Lösung dieser Mineralien freigesetzte Eisen verbindet sich durch eine chemische Reaktion, die als **Oxidation** bezeichnet wird, mit dem Sauerstoff der Atmosphäre unter Bildung von Eisenoxidmineralien. Folglich ist die Oxidation die chemische Verbindung eines Elementes mit Sauerstoff. Eine Oxidation ist, etwas allgemeiner formuliert, eine chemische Reaktion, bei der Eisen oder grundsätzlich ein Element Elektronen abgibt. Wie die Hydratation ist auch die Oxidation einer der wichtigsten chemischen Verwitterungsprozesse.

In Silicatmineralien wie dem Pyroxen liegt das Eisen in **zweiwertiger** Form als Fe^{2+} vor. Das Eisen im häufigsten Eisenoxid an der Erdoberfläche, dem **Hämatit**, Fe_2O_3 , ist **dreiwertig** (Fe^{3+}). All die verschiedenen Eisenoxide, die sich an der Oberfläche der Erde gebildet haben, sind Oxide des dreiwertigen Eisens. Folglich

oxidieren die Sauerstoffatome der Atmosphäre des zweiwertigen zum dreiwertigen Eisens.

Wenn sich ein eisenreiches Mineral, wie etwa Pyroxen, in Wasser löst, löst sich die Silicatstruktur auf, und ihre zweiwertigen Eisenionen werden durch Sauerstoff zu dreiwertigen oxidiert. Aufgrund der Stärke der chemischen Bindung zwischen dem dreiwertigen Eisen und dem Sauerstoff ist das dreiwertige Eisen in den meisten natürlichen Oberflächengewässern weitgehend unlöslich und fällt in Form dreiwertiger Eisenoxide bzw. Oxidhydrate aus. Wir können die gesamte Verwitterungsreaktion durch die folgende Reaktionsgleichung beschreiben:

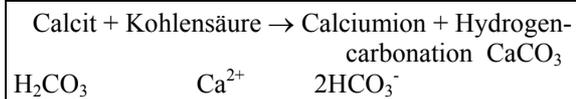


Obwohl die Gleichung das nicht klar erkennen lässt, ist für den Ablauf dieser Reaktion Wasser erforderlich. Eisenmineralien, die weit verbreitet sind, verwittern zu den charakteristischen roten und braunen Farben des oxidierten Eisens (Abb. 6.7).

6.1.4 Die chemische Verwitterung von Carbonaten

Selbst Olivin, das am schnellsten verwitternde Silicatmineral, löst sich im Vergleich mit einigen anderen gesteinsbildenden Mineralien relativ langsam. Carbonatgesteine, die aus den Calcium- und Magnesiumcarbonatmineralien Calcit und Dolomit bestehen, gehören zu denjenigen Gesteinen, die in humiden Gebieten am schnellsten verwittern. In den Kalksteinformationen bilden sich Höhlen, da das Wasser im Untergrund grosse Mengen der Carbonatmineralien weglöst. So geben z.B. Landwirte und Gärtner den Böden gemahlene Kalkstein zu, der während der Wachstumsphase rasch gelöst wird und so einer Versauerung des Bodens entgegenwirkt. Wenn Kalkstein aufgelöst wird, bilden sich keine Tonmineralien. Das Gestein löst sich vollständig, und seine Bestandteile werden in wässriger Lösung weggeführt. Kohlensäure fördert die Lösung von Kalksteinen in gleicher Weise wie die Verwitterung der Silicate. Die gesamte Reaktion für die Lösung

von Calcit, dem Hauptmineral der Kalksteine, im Regen oder anderem kohlendioxidhaltigem Wasser lautet:



Diese Reaktion läuft nur in Anwesenheit von Wasser ab, das die Kohlensäure und gelöste Ionen enthält. Wenn Calcit in Lösung geht, werden das Calcium und die Hydrogencarbonationen in der Lösung weggeführt. Da die Carbonatmineralien schneller und in grösseren Mengen in Lösung gehen als alle Silicate, trägt die Verwitterung von Kalksteinen pro Jahr weitaus mehr zu gesamten chemischen Verwitterung auf dem Festland bei als die aller anderen Gesteine, obwohl Silicatgesteine wesentlich grössere Gebiete einnehmen (Abb. 6.8).

6.1.5 Chemische Stabilität und relative Verwitterungsgeschwindigkeit

Wir können die Verwitterungsraten vieler Mineralien miteinander vergleichen und erkennen dabei einen breiten Schwankungsbereich zwischen der raschen Verwitterung der Karbonate und der langsamen des Quarzes. Die Unterschiede in der Verwitterungsgeschwindigkeit sind für die Vielfalt der Sedimente und die Reichhaltigkeit der morphologischen Formen der Landschaften verantwortlich. Der Zeitraum, in dem die Mineralien verwittern, spiegelt die chemische Stabilität

der Mineralien unter den Bedingungen der Verwitterung wider.

So ist metallisches Eisen in einem Meteoriten im Weltall, wo es weder Sauerstoff noch Wasser ausgesetzt ist, chemisch stabil und hält sich über Milliarden von Jahren hinweg in gediegener Form. Fällt dieser Meteorit auf die Erde und kommt mit Sauerstoff und Wasser in Berührung, so wird er chemisch instabil und reagiert spontan unter Bildung von Eisenoxid.

Einige Substanzen sind in der einen Umgebung stabiler als in der anderen.

Je schneller ein Mineral in Lösung geht, desto weniger stabil ist es. So löst sich Quarz mit einer wesentlich geringeren Geschwindigkeit als Feldspat und ist in erster Linie deshalb gegenüber Verwitterung stabiler als Feldspat.

Wenn wir die Stabilität der häufigen gesteinsbildenden Mineralien vergleichen, bekommen wir eine Reihe, die

von Steinsalz und den Carbonatmineralien am instabilen Ende zu den Eisenoxiden als den stabilsten Endgliedern führt (Tabelle 6.2). In gewisser Weise entspricht die Position der Silicatmineralien in dieser Verwitterungsreihe nach chemischer Stabilität ungefähr der umgekehrten Reihenfolge, die für die Kristallisation der Silicatmineralien aus einem basaltischen Magma in der Bowen'sche Kristallisationsreihe vorgegeben ist (Tab 6.2).

6.2 Physikalische Verwitterung

Die physikalische Verwitterung überwiegt im allgemeinen, auch wenn Hinweise auf chemische Verwitterung vorhanden sind, wie in Form von Tonen und angewitterten Feldspäten. Wie bereits früher festgestellt, bildet die chemische Verwitterung eine Vorstufe zur physikalischen Verwitterung. Selbst eine noch so geringe Veränderung der Feldspäte und anderer Mineralien eines Gesteins schwächen die Kohäsionskräfte, die die Kristalle zusammenhalten. Während die chemische Verwitterung die physikalische Verwitterung unterstützt, fördert umgekehrt der rein mechanische Gesteinszerfall die chemische Verwitterung durch Öffnung von Bewegungsbahnen, auf denen Wasser und Luft eindringen und mit den Mineralien im Innern des

Gesteins reagieren können. Sowohl die chemische als auch die physikalische Verwitterung werden durch die Tätigkeit der Organismen beeinflusst, die alle zur Zerstörung der Gesteine beitragen. Die physikalische Verwitterung ist nicht immer in so starkem Masse von der chemischen Verwitterung abhängig. Es gibt auch Prozesse, durch die unverwitterte Gesteinsmassen zerkleinert werden; dazu gehört das Gefrieren von Wasser in Spalten und Klüften. Andere Gesteine sind besonders durch ihre Klüftigkeit anfällig gegen physikalische Verwitterung - Klüftigkeit entsteht durch tektonische Kräfte, wenn Gesteine während einer Gebirgsbildung gefaltet und zerbrochen wurden.

6.2.1 Gesteinszertrümmerung

Gesteine weisen natürliche Schwächezonen auf, an denen sie normalerweise zerbrechen. Sedimentgesteine wie Sandsteine und Schiefertone, die ursprünglich durch die Ablagerung von übereinanderfolgenden Schichten entstanden sind, brechen gewöhnlich an diesen Schichtgrenzen auseinander. Granite und andere massige Gesteine - d.h. grosse Gesteinsmassen, die keinerlei Änderung des Gesteinstyps oder des Gefüges erkennen lassen - zerbrechen gewöhnlich entlang von Flächen, die in sehr gleichmässigen Abständen von einem bis zu mehreren Metern den Gesteinsverband durchziehen und die als Klüfte bezeichnet werden. Wie schon zuvor besprochen, ist das Gefrieren von Wasser einer der wirksamsten Mechanismen für die Erweiterung von Rissen und Spalten. Wasser dehnt sich beim Gefrieren aus, und die nach aussen gerichtete Kraft ist stark genug, die Spalten zu erweitern und damit das Gestein auseinanderzubrechen. Auch Mineralien, die in

Spalten aus Lösungen auskristallisieren, können so starke Dehnungskräfte ausüben, dass die Gesteine zerbrechen. Dieses Phänomen tritt in ariden Gebieten am häufigsten auf, wo die aus der chemischen Verwitterung stammenden, gelösten Substanzen auskristallisieren, wenn das Lösungsmittel verdunstet. Eine Form der Gesteinszerstörung, die nicht unmittelbar mit zuvor angelegten Klüften oder Spalten in Verbindung steht, folgt oftmals grossen, gebogenen, aber auch ebenen Flächen. Als Exfoliation (Abblätterung) bezeichnet man das Abschälen grosser, ebener oder gebogener Gesteinsplatten. Aufschlüsse, in denen es zur Exfoliation kam, können aussehen wie die Schalen einer grossen Zwiebel. Als konzentrischale Verwitterung finden sich solche Zwiebelchalenformen bei einzelnen Blöcken grobkörniger Gesteine wie Granite, aber auch grobkörnige Sandsteine (Abb. 6.9 bis 6.13).

6.2.2 Physikalische Verwitterung und Erosion

Wie bereits früher festgestellt, sind Verwitterung und Erosion eng miteinander verbunden: Die beiden Prozesse unterstützen sich gegenseitig. Die Erosion ist besonders eng an die physikalische Verwitterung geknüpft. Wenn ein Gestein in kleinere Teile auseinanderbricht, werden diese leichter transportiert und deshalb auch leichter erodiert. Die ersten Stufen dieses Vorgangs sind eine Abwärtsbewegung der verwitterten

Gesteinsmassen, etwa bei Bergstürzen, sowie der Abtransport einzelner Teilchen durch abfliessendes Regenwasser. Der Wind kann die feineren Teilchen fortblasen, und Gletschereis kann grössere, vom anstehenden Gestein losgerissene Blöcke fortbewegen. Folglich steht die Grösse des Materials, das durch die physikalische Verwitterung entstanden ist, zu den Erosionsprozessen in enger Beziehung.

6.3 Boden: Der Rückstand der Verwitterung

Nicht alle Verwitterungsprodukte werden erodiert und sofort durch Flüsse oder andere Transportmittel weggeführt. Auf mässig steilen und sanften Hängen, Ebenen und Tiefebenen verbleibt eine Schicht von lockerem, sehr heterogenem, verwittertem Material, das das anstehende Gestein überdeckt. Es kann Bruchstücke von verwittertem und unverwittertem Ausgangsgestein, Tonmineralien, Eisen- und andere Metalloxide sowie weitere Produkte der Verwitterung enthalten. Ingenieure und Bauarbeiter bezeichnen diese gesamte Schicht als "Boden". Geologen bevorzugen jedoch den Aus-

druck Deckschichten oder Verwitterungsmaterial und verstehen unter dem einem "Boden" lediglich die obersten Schichten, die organisches Material enthalten und ein Pflanzenwachstum ermöglichen. Das organische Material im Boden, der Humus, stammt von den Rückständen und Abbauprodukten der zahlreichen Pflanzen, Tiere und Mikroorganismen, die im oder auf dem Boden leben. Die Böden unterscheiden sich in ihrer Farbe von leuchtenden Rot- und Brauntönen eisenreicher Boden- substrate bis zum Schwarz der Böden, die reich an organischem Material sind.

6.3.1 Bodenprofile

In einem Strassen- oder Grabeneinschnitt zeigt ein Boden einen deutlich vertikalen Aufbau, das Bodenprofil. Die oberste Schicht, gewöhnlich nicht mehr als einen oder zwei Dezimeter mächtig, ist die dunkelste, da sie den höchsten Gehalt an organischer Substanz aufweist. Diese Schicht wird als **A-Horizont** bezeichnet (ein bestimmtes Niveau in einer Schichtenfolge wird gewöhnlich als "Horizont" bezeichnet). In einem mächtigen Boden, der sich im Laufe eines langen Zeitraumes gebildet hat, bestehen die anorganischen Bestandteile dieser obersten Schicht überwiegend aus Tonmineralien und unlöslichen Mineralien wie Quarz. Lösliche Mineralien wurden ausgewaschen. Unter diesem obersten Horizont folgt der **B-Horizont**, in dem organisches Material selten ist. In dieser Schicht reichern sich die löslichen Mineralien an. Die unterste Schicht, der **C-Horizont**, ist das zwar aufgelockerte und angewitterte, aber sonst nur geringfügig veränderte Ausgangsgestein,

vermischt mit Tonsubstanz aus der chemischen Verwitterung. Die meisten Böden sind Rückstandsbildungen, d.h. sie entwickeln sich an Ort und Stelle vom anstehenden Gestein zur Verwitterungsdecke und schliesslich zu einem Boden mit deutlich ausgebildeten Bodenhorizonten. Böden bilden sich um so rascher und werden um so mächtiger, je intensiver die Verwitterung ist. Wo Boden zwischen den Regenfällen völlig austrocknet, hört die chemische Verwitterung fast vollständig auf. Böden können aber auch dadurch entstehen, dass von den umgebenden Hängen Bodensubstrat erodiert, hangabwärts transportiert und in tieferen Gebieten abgelagert wird. Diese sogenannten **kolluvialen oder umgelagerten Böden** sind vor allem am Fuss von Hängen und in Senken oder Tälern sehr häufig, wo sie wertvolle Ackerflächen darstellen. Sie verdanken ihre Mächtigkeit vor allem der Ablagerung, weniger der Verwitterung an Ort und Stelle (Abb. 6.14).

6.3.2 Der Einfluss von Klima und Zeit auf die Bodenbildung

Weil Klima und Verwitterung sehr eng zusammenhängen, hat das Klima auch einen erheblichen Einfluss auf den Bodentyp. Im warmen humiden Klima ist die Verwitterung rasch und intensiv, die Böden werden daher sehr mächtig. Je höher Temperatur und Feuchtigkeit sind, desto üppiger ist die Vegetation. Rückstand einer so extrem raschen Verwitterung ist ein Boden, der im wesentlichen aus Tonmineralien und rötlichen Eisenoxiden besteht. Mangel an Wasser und das Fehlen von Vegetation verlangsamen die Verwitterung,

daher sind die Böden in ariden Gebieten normalerweise geringmächtig. Die Eigenschaften der Böden in Gebieten mit mässigen Niederschlägen und Temperaturen sind abhängig vom Klima, von der Art des Ausgangsgesteins und der Zeitdauer, in der sich der Boden entwickeln und mächtiger werden konnte. Je länger dieser Zeitraum ist, desto weniger wird der Boden noch den Einfluss seines Ausgangsgesteins widerspiegeln. Intensive Verwitterung vermindert ebenfalls den Einfluss des Ausgangsgesteins.

6.3.3 Wichtige Bodentypen

Auf der Basis ihrer mineralogischen und chemischen Zusammensetzung können wir drei grössere Bodenkategorien unterscheiden, die alle weitgehend mit dem in diesen Zonen herrschenden Klima korrelieren (Abb. 6.15). Böden der **siallitischen** Verwitterung sind **Böden** mit einem hohen Gehalt an Aluminium- und Eisenoxiden bzw. -hydroxiden. Sie sind charakteristisch für einen Grossteil der Gebiete mit mittleren bis hohen Niederschlagsmengen, wie den östlichen Vereinigten Staaten, dem grössten Teil Kanadas und grossen Teilen Europas. Die oberen und mittleren Horizonte dieser Böden enthalten überwiegend unlösliche Mineralien wie Quarz, Tonmineralien und Umwandlungsprodukte eisenführender Mineralien. Karbonate und andere leichter lösliche Mineralien fehlen. Die siallitischen Böden stellen für die Landwirtschaft überwiegend gute Böden dar.

Die **Prärieböden** (Pedocals), die vor allem in Nordamerika eine grosse Rolle spielen, in Mitteleuropa aber weitgehend fehlen, sind aufgrund des darin auftretenden Calciumcarbonats und der anderen löslichen Mineralien ausgesprochen calciumreiche Böden. Normalerweise sind diese Böden arm an organischer Substanz. Diese Böden sind charakteristisch für warme, trockene Gebiete. In diesen Klimazonen steigt zwischen den Niederschlagsperioden ein Grossteil des Bodenwassers kapillar bis nahe an die Oberfläche auf, verdunstet dort und hinterlässt vor allem in den mittleren Bodenschichten Knollen und kleinere Kügelchen aus Calciumcarbonat. **Laterite** sind als anderer Extremfall intensiv rote Böden der feuchten Tropen, in denen alle Silicatminerale, sogar Quarz, vollständig verwittert und in Lösung gegangen sind. Zurückgeblieben sind überwiegend Aluminium- und Eisenoxide bzw. -hydroxide. Siliciumdioxid und auch Calciumcarbonat wurden aus den oberen Bodenbereichen ausgewaschen. In den äquatorialen Regenwäldern entwickelt sich auf den Lateriten zwar eine üppige Vegetation, aber sie sind für Feldfrüchte keine sehr ertragreichen Böden. Der grösste Teil der organischen Substanz wird an der Oberfläche sehr rasch zersetzt und wieder von der Vegetation aufgenommen, so dass im Oberboden nur eine geringmächtige Humusaufgabe entwickelt ist. Das Roden des Waldes und die Bodenbearbeitung führen dazu, dass der im Oberboden vorhandene geringe Humusgehalt rasch oxidiert wird und damit verschwindet und lediglich die darunterliegende, unfruchtbare Schicht zurückbleibt.

6.4 Verwitterung und Sedimentbildung

Ein Boden ist nur eines der zahlreichen Produkte der Verwitterung. Alle Vorgänge, die zur Verwitterung und zum Zerfall der Gesteine führen, erzeugen letztlich Gesteinsbruchstücke, die in ihrer Grösse und Form stark schwanken. Sie reichen von riesigen Blöcken mit oft mehr als fünf Metern Durchmesser bis zu kleinen Geröllen, Sandkörnchen und Tonteilchen, die so klein sind, dass sie ohne Mikroskop nicht zu erkennen sind. Bruchstücke, die grösser als ein Sandkorn (zwei Millimeter im Durchmesser) sind, enthalten

meter im Durchmesser) sind, enthalten gewöhnlich die Mineralkörner des Ausgangsgesteins. Sandkörner und Siltteilchen bestehen dagegen normalerweise aus einzelnen Kristallen der jeweils unterschiedlichen Mineralien des Ausgangsgesteins. Die kleinsten Teilchen des Verwitterungsmaterials sind die Tonminerale, Produkte der chemischen Umwandlung von Silicatmineralien.

7. Sedimentgesteine

Sedimentgesteine sind ein wichtiges Bindeglied innerhalb des in Kapitel 3 beschriebenen Kreislaufs der Gesteine. In diesem Kreislauf nehmen sie eine Mittelstellung ein zwischen den Gesteinen, die durch tektonische Vorgänge aus dem Erdinneren herausgehoben werden, und den Gesteinen, die durch Versenkung wieder in die Tiefe hinabgeführt werden. Die Bildung der Sedimentgesteine wird durch Prozesse im oberflächennahen Teil des Gesteinskreislaufs gesteuert: Verwitterung, Erosion, Transport, Ablagerung, Sedimentbildung, Versenkung und Diagenese (Veränderung der Sedimente nach ihrer Ablagerung). Sedimentgesteine dokumentieren

die an der Erdoberfläche zur Zeit ihrer Sedimentation herrschenden Verhältnisse (z.B. eingeschlossene Fossilien). Von den über weite Gebiete erschlossenen Sedimentgesteinen eines bestimmten Zeitabschnitts ausgehend, leiten die Geologen die ehemaligen Liefergebiete der Sedimente und deren oftmals sehr verschiedenartige ehemalige Ablagerungsräume ab.

Die Untersuchung der Sedimentgesteine hat enorme praktische Bedeutung: Rohstoffe wie Öl, Gas, Kohle, ein grosser Teil des Urans, phosphathaltige Gesteine als Düngemittel in der Landwirtschaft und der grösste Teil der Eisenerze treten darin auf (Abb. 7.1).

7.1 Die Ausgangsstoffe der Sedimente: Gesteinsbruchstücke und gelöstes Material

Die bei der Verwitterung entstehenden, festen Gesteinsbruchstücke, deren Grösse von Blöcken über Kies und Sand bis hin zu Silt und Ton reicht, werden als **klastische** oder **detritische Komponenten** bzw. **klastische** oder **detritische Gesteine** bezeichnet. Die gelösten Substanzen werden durch chemische und biochemische Reaktionen wieder aus dem Wasser ausgefällt und bilden so die **chemischen** bzw. **biogenen Sedimente**. Klastische Sedimente können ein buntes Gemisch aus Mineralien des verwitterten Ausgangsgesteins sein. Ist die Verwitterung sehr intensiv, so ent-

hält das Sediment ausschliesslich Komponenten, die aus chemisch stabilen Mineralien bestehen, vermischt mit Tonmineralien. Bei geringerer Verwitterung bleiben zahlreiche Mineralien als klastische Sedimentbestandteile erhalten. Klastische Sedimente schwanken enorm in ihrer Form und Grösse. Die Schichten chemischer und biogener Sedimente bestehen normalerweise aus gefällten Sedimentpartikeln und damit nur aus ein oder zwei Mineralarten oder aus einigen wenigen genetisch verwandten Arten.

7.2 Sedimenttransport

7.2.1 Transport durch Strömungen

Ein grosser Teil des Sedimenttransports erfolgt durch Strömungen, den Bewegungen fluider Phasen wie etwa Luft und Wasser. Je stärker die Strömung, d.h. je höher die Geschwindigkeit ist, desto grössere Sedimentpartikel werden transportiert. Ein Einfluss, der dem Strömungstransport entgegenwirkt, ist die Neigung der Partikel, aufgrund der Schwerkraft auf die Sohle des Stromes abzusinken. Die Sinkgeschwindigkeit ist proportional zur Dichte und Grösse der Teilchen. Nun haben die häufigsten Mineralien in den Sedimenten annähernd dieselbe Dichte (~ 2.6 bis 2.9 g/cm^3), so dass wir auch die Korngrösse als Mass für die Ablagerungsgeschwindigkeit verwenden können - diese Grösse lässt sich einfacher bestimmen als die Dichte. Wenn eine Strömung, die Teilchen verschiedener Korngrössen mit sich führt, allmählich langsamer wird, kann sie die grössten Teilchen nicht mehr im Schwebezustand

halten, und die Teilchen sinken ab. Wird die Geschwindigkeit der Strömung noch geringer, verliert sie auch kleinere Partikel. Kommt die Strömung schliesslich zum Stillstand, sinken selbst die feinsten Teilchen zu Boden. Folglich werden die Teilchen beim Transport durch Strömungen in Abhängigkeit von ihrer Korngrösse getrennt, Gerölle werden bereits von sehr starken Strömungen abgelagert, während Sand, Silt und Tone noch in Suspension verbleiben und sich nur dann absetzen, wenn die Strömung schwächer wird. Diese Tendenz, dass durch Geschwindigkeitsänderungen in einer Strömung die Sedimente entsprechend ihrer Korngrösse getrennt werden, bezeichnet man als **Sortierung**. Ein gut sortiertes Sediment besteht zum überwiegenden Teil aus Partikeln einheitlicher Korngrösse, ein schlecht sortiertes Sediment enthält dagegen Teilchen sehr unterschiedlicher Grössenordnung.

7.2.2 Transport des gelösten Materials

Chemische Substanzen, die bei der Verwitterung im Wasser gelöst wurden, werden mit dem Wasser als homogene Lösung transportiert. Als Bestandteile der wässrigen Lösung können sich Stoffe wie die gelösten Calciumionen nicht gravitativ absetzen. Sie erscheinen nur dann als feste Partikel, wenn eine chemische Reak-

tion stattfindet und die gelösten Stoffe ausfallen. Das meiste Material, das auf den Kontinenten durch Verwitterung in Lösung geht, erreicht schliesslich den Ozean, der das grösste Sammelbecken für diese Stoffe darstellt.

7.2.3 Transport durch Gletscher

Wenn sich Gletscher als Folge der Schwerkraft hangabwärts bewegen, nehmen sie grosse Mengen fester Partikel vom Boden und vom anstehenden Gestein in sich auf und transportieren dieses klastische Material mit sich. Da sich das aufgenommene Material nicht durch das feste Eis hindurch absetzen kann, zeigt es auch keine Tendenz zur Sortierung. Das Eis transpor-

tiert somit ein heterogenes Gemisch verschiedenster Korngrössen. Wo das Eis am Ende der Gletscherzunge abschmilzt, wird das mitgeführte Material abgesetzt und nachfolgend von den Schmelzwasserflüssen weiter verfrachtet, die es dann entsprechend der Korngrösse sortieren.

7.2.4 Transport und Verwitterung

Verwitterungsprozesse dauern auch während des Transports fort, denn das klastische Material steht noch immer im Kontakt mit den Hauptursachen der chemischen Verwitterung: mit dem Wasser sowie dem Sauerstoff und Kohlenstoff der Atmosphäre. Der grösste

Teil der Verwitterungsvorgänge vollzieht sich während der langen Zwischenperioden, in denen das Sediment zeitweise abgelagert wird, ehe es wieder von Strömung aufgenommen wird. Auf diese Weise wechseln Episoden des Transports mit Episoden der Verwitterung.

7.2.5 Der Einfluss des Transports auf die klastischen Bestandteile

Da die Sedimentation zeitweise unterbrochen sein kann, kann die gesamte Zeitspanne zwischen der Bildung des klastischen Materials und der endgültigen Ablagerung viele hundert oder tausend Jahre betragen, je nach der Entfernung zum endgültigen Ablagerungsgebiet und der Zahl der Ruhepausen auf dem Weg dorthin. Der Transport durch Wasser- und Luftströmungen beeinträchtigt die Sedimentkomponenten in zweifacher Weise. Er führt zu einer Verringerung der Korngrösse und zur Rundung der ursprünglich eckigen Gesteinsbruchstücke. Beim Transport rollen die Gesteinsbrocken und stossen gegeneinander oder scheuern am Anstehenden entlang. Gerölle oder gröbere Körner, die mit grosser Kraft gegeneinander stossen, können in mehrere kleinere Stücke zerbrechen. Schwä-

chere Stösse können kleinere Stückchen von den Ecken und Kanten losschlagen. Das Abschleifen durch anstehendes Gestein, zusammen mit dem Aufeinanderprallen der Körner, rundet ebenfalls die Partikel, führt zu einer Verringerung der Korngrösse und glättet Ecken und Kanten. Je kleiner die Korngrösse, desto länger ist der für eine Zurundung erforderliche Transport. Durch den Transport werden die Körner also gerundet und etwas kleiner, wobei sich die allgemeine Form des Kornes nicht wesentlich ändern dürfte. Der Eistransport beeinflusst das transportierte Gesteinsmaterial durch das langsame Gegeneinanderpressen, wobei dieses zerbricht und auch anstehendes Gestein losreisst. Die Partikel werden dadurch zwar ebenfalls kleiner, bleiben aber ungerundet (Abb. 7.3c).

7.3 Sedimentation - die Endstation

Bei der Sedimentation wird zwischen **klastischer Sedimentation** und **chemischer und biogener Sedimentation** unterschieden.

Die abgelagerten klastischen Sedimenttypen hängen von der Art der transportierenden Strömung und der Menge und Art der Sedimente ab, die von der Verwitterung und Erosion bereitgestellt werden. Im Meer werden Silt und Ton im allgemeinen in etwas grösserer Entfernung von der Küste abgelagert, wo Wellen und Strömungen zu schwach sind, um das feine Material in Suspension zu halten. Ein grosser Teil des Bodens der

offenen Ozeane wird daher von Silt- und Tonteilchen bedeckt.

Welche Mechanismen bei der chemischen Sedimentation wirksam sind lässt sich am Beispiel des Calciums - für einige dieser Prozesse - verdeutlichen. Calcium ist ein wesentlicher Bestandteil des häufigsten in den Ozeanen gebildeten biogenen Sediments: des Calciumcarbonats (CaCO_3). Calcium geht in Lösung und gelangt in ionischer Form als Ca^{2+} in das Meer, wenn Kalksteine und calciumhaltige Silicate, wie beispielsweise einige Feldspäte sowie Pyroxene verwittern. Es

gibt eine Vielzahl mariner Organismen, die auf biochemischem Weg die Calciumionen an die ebenfalls im Meerwasser vorhandenen Hydrogencarbonationen (HCO_3^-) binden, um daraus ihre aus Calciumcarbonat bestehenden Gehäuse aufzubauen. Calcium verlässt als festes Sediment das Meerwasser, wenn die Organismen absterben, ihre Schalen absinken und sich auf dem Meeresboden als Calciumcarbonat anreichern, um schliesslich durch Diagenese in Kalkstein überzugehen. Es finden jedoch auch nichtbiologische Mechanismen statt. Natriumionen (Na^+), die in das Meer gelangen, verbinden sich zum Beispiel durch eine chemische Reaktion mit dem Chloridion (Cl^-) und fallen in Form

von NaCl aus, wenn durch Verdunstung die Konzentration der Natrium- und Chloridionen bis zum Punkt der Übersättigung ansteigt. Eine für die Fällung von Steinsalz hinreichend starke Verdunstung tritt in warmen, flachen Meeresbuchten auf.

Insgesamt betrachtet gleicht diese Ausfällung die Zufuhr der gelösten Stoffe aus der festländischen Verwitterung und der hydrothermalen Tätigkeit an den mittelozeanischen Rücken in den Weltmeeren aus.

Die unmittlere Ausscheidung von organischem Material ist eine weitere Form der biogenen Sedimentation (Torf → Kohle, Erdöl, Erdgas).

7.3.1 Sedimentationsräume

Ein **Ablagerungsraum** ist ein bestimmter geographischer Bereich, der durch eine besondere Kombination von umweltbedingten Faktoren und geologischen Prozessen gekennzeichnet ist (Abb. 7.1). Die Umweltbedingungen umfassen die Art und Menge des beteiligten Wassers (Meer, Seen, Flüsse, aride Räume), die Topographie (Tiefen, Gebirge, Küstenebenen, Flachmeere, Tiefsee) und die biologische Aktivität. Zu den geologischen Prozessen gehören unter anderem die Art der Strömungen, die das Sedimentmaterial transportieren und ablagern (Wasser, Wind, Eis). Sedimentbildungsräume sind an bestimmte plattentektonische Positionen geknüpft. Die Tiefseerinnen der Ozeane treten beispielsweise an Subduktionszonen auf, während mächtige fluviatile Ablagerungen typischerweise an Gebirgsränder gebunden sind, die durch die Kollision von Kontinenten entstanden (Abb. 7.5). Sedimentationsräume werden nach den jeweils auftretenden Sedimenttypen untergliedert. Alle Sedimente in einem fluviatilen Ablagerungsraum sind beispielsweise klastische Sedimente, dagegen werden in einem Korallenriff ausschliesslich chemische und biogene Sedimente gebildet.

Klastische Ablagerungsräume: Klastische Sedimentationsräume sind Gebiete, in denen die klastischen Sedimente überwiegen (Tab 7.2). Dazu gehören auf dem Festland Flusstäler, Wüsten, Binnenseen und glaziale Gebiete und ebenso die Küstenbereiche am Übergang zwischen terrestrischem und marinem Bereich: Deltas, Strände und Wattgebiete. Im Meer gehören hierzu der Kontinentalschelf, der Kontinentalrand und die Tiefsee. Die Sedimente dieser Ablagerungsräume werden häufig auch als **terrigen** Sedimente bezeichnet, um ihre Herkunft von den Festländern anzudeuten.

Chemische und biogene Sedimentationsräume: Chemische und biogene Sedimentationsräume sind durch überwiegend chemische und biogene Sedimentbildung gekennzeichnet. Meistens enthalten sie noch geringe Anteile an klastischem Material, die das che-

mische Sediment - je nach Menge - mehr oder weniger "verdünnen" oder die chemischen Sedimentationsvorgänge modifizieren können (Tab 7.3). Unter den chemischen Sedimentationsräumen sind die **Carbonatbildungsräume** am häufigsten: marine Bereiche mit Calciumcarbonat aus hauptsächlich biogener Produktion als beherrschendem Sediment. Carbonatisches Schalenmaterial wird von buchstäblich Hunderten von Mollusken- und anderen Invertebratengattungen abgeschieden, aber auch von Kalkalgen. Wenn die Organismen absterben, reichern sich ihre Schalen am Meeresboden an und bilden das Sediment. Carbonatbildungsräume sind, abgesehen von denen der Tiefsee, auf die wärmeren tropischen oder subtropischen Ozeane beschränkt, wo die chemischen Bedingungen für die Fällung von Calciumcarbonat weitaus günstiger sind. Diese Carbonatbildungsräume schliessen biogene Riffe, kalkige Sandstrände, Wattgebiete sowie flache Carbonatbänke und -plattformen mit ein. Die biogenen Riffe werden von Korallen und anderen Organismen aufgebaut, die im warmen, flachen Meerwasser leben und Calciumcarbonat abscheiden.

Marine Evaporitbildungsräume sind durch Salze gekennzeichnet, die beim Eindunsten des Meerwassers auskristallisieren. Das Ausmass der Verdunstung und die Länge der zur Verfügung stehenden Zeit steuern die Bildung der verschiedenen Salze. Im allgemeinen ist Calciumcarbonat das erste Mineral, das in marinen Evaporiten zur Ablagerung gelangt. Wenn die Verdunstung fortschreitet, fällt Gips (wasserhaltiges Calciumsulfat, $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) aus, und danach erfolgt die Kristallisation von Steinsalz (NaCl). Dies sind die häufigsten sedimentären Evaporitminerale.

Kieselige Sedimentationsräume sind Bereiche der Tiefsee, in denen Reste aus Kieselsäure bestehenden Gehäusen abgelagert werden. Organismen, die Kieselsäure abscheiden, leben ebenfalls in den oberflächennahen Wasserschichten, wo reichlich Nährstoffe vorhanden sind. Nach ihrem Absterben sinken die Gehäuse auf den Meeresboden ab und reichern sich dort als Lagen von kieseligen Sedimenten an.

7.4 Diagenese und Lithifikation

Nach der Ab- und Überlagerung sind die Sedimente zahlreichen physikalischen und chemischen Veränderungen unterworfen. Der hierfür verwendete Begriff **Diagenese** umfasst alle nach der Sedimentation auftretenden Veränderungen der Eigenschaften der Sedimente, beispielsweise Veränderungen ihrer Mineralzusammensetzung oder des Porenraumes zwischen den Partikeln. Die Diagenese beginnt bereits unmittelbar nach der Ablagerung und dauert so lange fort, bis das Sediment entweder erneut der Verwitterung ausgesetzt oder durch Druck und Temperatur metamorph umgewandelt wird. Die bei der Diagenese ablaufenden geologischen Vorgänge werden als *diagenetische* Prozesse bezeichnet.

Eine wesentliche **chemische** Veränderung bei der Diagenese ist die Zufuhr von mineralischen Zementen, die die klastischen Sedimente verkitten. Das Ergebnis der **Zementation** ist eine Verringerung der **Porosität**. Die Zementation äussert sich in einer Verfestigung des Sediments. Diese **Lithifizierung** ist derjenige diagenetische Prozess, durch den ein lockeres, weiches Sediment in ein hartes Gestein übergeht. In einigen Sanden beispielsweise dient ausgefälltes Calciumcarbonat als Zement, der die einzelnen Körner miteinander verkittet und zu Sandstein verfestigt (Abb. 7.6 und 7.7).

Eine weitere auf chemischen Vorgängen beruhende diagenetische Veränderung in klastischen Sedimenten ist die Umwandlung der Tonmineralien, die ursprünglich als klastische Sedimentpartikel abgelagert wurden. Die wichtigste *physikalische* Veränderung bei der Diagenese ist die **Kompaktion**, bei der die Körner

durch das Gewicht des überlagernden Sediments stärker zusammengepresst werden, so dass sich die Porosität verringert. Kompaktion geht häufig, aber nicht immer mit der Fällung zementierender Materials einher. Carbonatsedimente neigen in starkem Masse zu chemischen und strukturellen Veränderungen. Aragonit zum Beispiel, die instabile Modifikation des Calciumcarbonats, ist der Hauptbestandteil vieler Organismenschalen, aus denen die Carbonatsedimente bestehen. Im Verlauf der Diagenese, meist schon bald nach der Einbettung, kristallisiert der Aragonit normalerweise in Calcit um, die stabilere Modifikation des Calciumcarbonats; Calcit ist deshalb das häufigste Mineral der Kalksteine. Carbonatsedimente sind gewöhnlich schon kurz nach ihrer Ablagerung und Einbettung diagenetisch in Kalkstein übergegangen. Die chemischen und physikalischen diagenetischen Veränderungen werden durch Überdeckung und Versenkung in grössere Tiefe begünstigt. Gelangt ein Sediment in immer grössere Tiefen, wird es zunehmend den höheren Temperaturen des Erdinneren ausgesetzt. In der Erdkruste beträgt die Zunahme der Temperatur normalerweise ungefähr ein Grad pro 30 Meter. Zahlreiche chemische Reaktionen zwischen Mineralien und Porenwasser im Sedimentgestein laufen ausschliesslich unter diesen relativ hohen Temperaturen ab. Ein weiterer Faktor, der zur Diagenese beiträgt, ist der Anstieg des lithostatischen Drucks mit zunehmender Überdeckung. Im Mittel nimmt der Druck jeweils pro 4.4 Meter Tiefe um 1 Hektopascal zu.

7.5 Klassifikation der Sedimente

7.5.1 Klastische Sedimente

Klastische Sedimente werden nach ihrem Gefüge klassifiziert, in erster Linie nach ihren Korngrössen. Es wird unterschieden zwischen Kies → Konglomerate, Sande → Sandsteine, Silt → Siltsteine, Tone → Tonsteine, Schiefertone. Innerhalb der einzelnen Gefügeeinheiten werden die Klastika nach ihrer mineralogischen Zusammensetzung weiter unterteilt, die letztlich das Ausgangsgestein widerspiegeln. Folglich gibt es beispielsweise quarzreiche oder feldspatreiche Sandsteine sowie kalkige, kieselige oder bituminöse Schiefertone (Tab 7.4 und 7.5).

Klastische Sedimente - Tone und Tonsteine, Silt und Siltsteine, Sande und Sandsteine, Gerölle und Konglomerate - bilden mehr als drei Viertel der Gesamtmenge aller Sedimenttypen der Erdkruste. Unter den verschiedenen Typen der klastischen Sedimente sind Silt, Siltstein, Ton und Tonstein die weitem häufigsten. Die Häufigkeit des feinklastischen Materials, das grosse Mengen an Tonmineralien enthält, ist das Ergebnis der Verwitterung jener grossen Mengen von Feldspat und anderer Silicatmineralien in der Erdkruste zu Tonmineralien.

7.5.2 Chemische und biogene Sedimente

Chemische und biogene Sedimente werden nach ihrer chemischen Zusammensetzung unterteilt [Tabelle 7.6 (S.152)], die im Falle der marinen Sedimente widerspiegelt, welche chemischen Elemente im Meerwasser in ionischer Form gelöst waren. Die häufigsten dieser Elemente sind Chlor (als Chlorid Cl^-), Natrium (Na^+), Kalium (K^+), Calcium (Ca^{2+}), Magnesium (Mg^{2+}),

Schwefel (als Sulfat SO_4^{2-}) und Carbonat (CO_3^{2-}). Kieselsäure (SiO_2) und Phosphor, die Hauptbestandteile einiger Sedimentgesteine, sind im Meerwasser nur in geringer Menge enthalten.

Am häufigsten sind die **Carbonatsedimente**, die entweder aus Calcium- oder Calcium-Magnesium-Carbonat bestehen. Der grösste Teil wurde ursprüng-

lich auf biogenem Wege von Organismen in Form von Schalen gebildet.

Evaporite werden aus eindunstendem Meerwasser anorganisch ausgefällt und enthalten Mineralien, die durch Kristallisation von Natriumchlorid (Steinsalz, Halit), Calciumsulfat (Gips und Anhydrit) und weiteren Kombinationen der im Meerwasser normalerweise

auf tretenden Ionen entstehen. Weitere chemische Sedimente, die ebenfalls ursprünglich anorganisch ausgefällt wurden, sind die **Phosphorite**, Sedimente mit einem hohen Phosphorgehalt.

Kohle gehört mit ihrem hohen Gehalt an organischem Kohlenstoff ebenfalls zu den **biogenen Sedimenten**.

7.6 Schichtung und Sedimentstruktur

Sedimente lassen mehrere Schichtungs- oder Lagerungsformen erkennen. Die Schichtung verläuft überwiegend horizontal, doch gibt es auch Ausnahmen. Eine Form der nichthorizontalen Lagerung, die als **Schrägschichtung** oder **Kreuzschichtung** bezeichnet wird, weist einzelne Schichtpakete mit Neigungswinkeln bis zu 35 Grad gegen die Horizontale auf (Abb. 7.8 bis 7.12). Schrägschichtungskörper entstehen durch Ablagerung von Sedimentpartikeln an steilen Hängen von Sanddünen auf dem Festland oder von Sandbänken und Wellenrippeln in Flüssen, aber auch am Meeresboden. Schrägschichtung ist vor allem in Sandsteinen weit verbreitet, tritt aber auch in Konglomeraten und einigen Carbonatgesteinen auf.

Gradierte Schichtung (Vertikalsortierung) ist eine weitere Form der Schichtung, bei der die Korngröße in den Schichten allmählich von den grobkörnigen Lagen an der Basis bis zu feinkörnigen an der Obergrenze abnimmt. Eine gradierte Schicht, eine Abfolge von grob zu fein, erreicht normalerweise Mächtigkeiten zwischen wenigen Zentimetern und mehreren Metern. Die Gradierung ergibt sich aus einer Abnahme der Strömungsgeschwindigkeit. Ganze Abfolgen aus zahlreichen gradierten Schichten, deren Gesamtmächtigkeit oft viele hundert Meter erreicht, werden in tieferen Meeresbereichen durch besondere Strömungen am Meeresboden abgelagert.

Alle Schichtungsformen und noch eine Vielzahl anderer Erscheinungen, die bei der Sedimentation entstehen, werden insgesamt unter dem Begriff **Sediment-**

strukturen zusammengefasst. **Rippelmarken** sind ausgesprochen charakteristische Sedimentstrukturen, die sowohl in rezenten Sanden als auch in älteren Sandsteinen weit verbreitet sind. Rippelmarken bestehen aus niedrigen, meist nur etwa ein bis zwei Zentimeter hohen, schmalen Rücken oder Wällen, die durch breitere Tröge getrennt sind. Rippelmarken findet man auf den Oberflächen von windgefedten Dünen (Windrippeln), auf Sandbänken unter Wasser in seichten Flussläufen (Strömungsrippeln) und im Strandbereich unter der Wasserbedeckung (Abb. 7.11).

Die Schichtung ist in zahlreichen Sedimenten unterbrochen oder gestört. Manchmal durchqueren annähernd runde, zylindrische Röhren mit Durchmessern von einigen Zentimetern vertikal mehrere Schichten. Solche Sedimentstrukturen sind Überreste von Wohnbauten und Frassspuren, die von Muscheln, Würmern und anderen marinen Organismen stammen, die auf dem Meeresboden oder im Meeresboden lebten. Bei einem Vorgang, den man als **Bioturbation** bezeichnet, durchwühlen diese Organismen den Schlamm und Sand, wobei sie das Sediment auf der Suche nach Resten von organischem Material aufnehmen und das aufgearbeitete Sediment hinterlassen.

Eine weitere wichtige Erscheinungsform bei Sedimentgesteinen sind **Sedimentationszyklen**, die aus bestimmten Ablagerungsmustern von Sandsteinen, Schiefer-tonen und anderen Sedimenttypen bestehen. In Flüssen entstehen häufig wiederholt übereinanderfolgende Zyklen, in denen die Sedimente von grob an der Basis zu fein an der Obergrenze abnehmen (Abb. 7.13).

7.7 Klastische Sedimente

Klastische Sedimente - Tone und Tonsteine, Silt und Siltsteine, Sande und Sandsteine, Gerölle und Konglomerate - bilden mehr als drei Viertel der Gesamtmenge aller Sedimenttypen der Erdkruste. Unter den verschiedenen Typen der klastischen Sedimente sind Silt, Siltstein, Ton und Tonstein die bei weitem häufigsten -

ungefähr dreimal häufiger als die gröberen Klastika. Die Häufigkeit des feinklastischen Materials, das grosse Mengen an Tonmineralien enthält, ist das Ergebnis der Verwitterung jener grossen Mengen von Feldspat und anderer Silicatmineralien in der Erdkruste zu Tonmineralien.

7.7.1 Sand und Sandstein

Sandkörner sind gross genug, um sie mit dem blossen Auge betrachten zu können, und viele ihrer charakteristischen Merkmale sind mit einem einfachen Vergrösserungsglas mühelos zu erkennen.

Korngrößen der Sande: Sand kann fein-, mittel- oder grobkörnig sein. Wenn alle Sandkörner nahe am Be-

reich der mittleren Korngröße liegen, ist der Sand gut sortiert (z.B. Strandsande); wenn ein Grossteil wesentlich grösser oder kleiner ist als der mittlere Durchmesser, dann weist der Sand dagegen eine schlechte Sortierung auf (z.B. von Gletschern abgelagert).

Formen der Sandkörner: Gerundete Formen entstehen durch den Abrieb (Abrasion), wenn die Körner beim Transport gegeneinanderstossen. Angulare, d.h. wenig bis nicht gerundete Körner, deuten auf kurze Transportwege hin, während gut gerundete für langen Transport in einem grossen Flusssystem sprechen.

Mineralogische Zusammensetzung: Geologen können aus der mineralogischen Zusammensetzung des Sandes oder Sandsteins den geologischen Bau des Liefergebietes ableiten, in dem die Sandkörner einst durch Erosion entstanden. Die mineralogische Zusammensetzung eines Sandes oder Sandsteins muss jedoch mit der Mineralogie des Ausgangsgesteins nicht völlig übereinstimmen. Folglich können wir aus einer Analyse der mineralogischen Zusammensetzung nicht nur sein Ausgangsgestein ableiten, sondern auch etwas über andere Faktoren - wie etwa das Klima - erfahren, die die Verwitterung im Liefergebiet beeinflussten.

Die wichtigsten Sandsteintypen: Sandsteine können aufgrund ihrer mineralogischen Zusammensetzung und ihres Gefüges in mehrere grössere Gruppen unterteilt werden (Abb. 7.16). Die sogenannten **Quarzarenite (Quarzsandstein)** bestehen fast ausschliesslich aus

7.7.2 Schotter und Konglomerate

Die Hauptbestandteile der grobkörnigsten Sedimente, der Schotter und ihrer verfestigten Äquivalente, der Konglomerate, sind Gerölle aller Grössen und auch Felsblöcke. Wegen ihrer erheblichen Grösse sind diese Gerölle sehr einfach zu untersuchen und zu identifizieren. Es gibt relativ wenige natürliche Gegebenheiten, wo die Strömungen stark genug sind, um Gerölle zu verfrachten: Gebirgsflüsse, Küsten mit starkem Wellengang und die Schmelzwässer der Gletscher. Starke Strömungen transportieren ausserdem Sand. Fast im-

mer finden wir zwischen den Geröllen Sand, ein Teil wurde zusammen mit dem Kies abgelagert, ein Teil wurde auch nach der Ablagerung der grösseren Gesteinstrümmer zwischen die Gerölle eingeschwemmt. Im Gegensatz zu den Konglomeraten enthalten einige grobkörnige klastische Gesteine scharfkantige, eckige Bruchstücke ohne oder mit nur geringen Anzeichen einer Abrasion. Das sind **sedimentäre Breccien**, gekennzeichnet durch die ungerundeten Gesteinsbruchstücke, aus denen sie bestehen (Abb. 7.15).

Quarzkörnern, die normalerweise gut sortiert und gerundet sind. Diese reinen Quarzsande resultieren aus der intensiven Verwitterung vor und während des Transports, bei dem alle Mineralien mit Ausnahme des Quarzes zerstört wurden. Eine weitere Gruppe von Sandsteinen, die sogenannten **Arkosen**, enthalten mehr als 25% Feldspäte. Die Körner sind hier gewöhnlich schlecht gerundet und weniger gut sortiert als in den reinen Quarzsandsteinen. Diese feldspatreichen Sandsteine stammen von rasch erodierten granitischen und metamorphen Gebieten, wo die chemische Verwitterung gegenüber der physikalischen eine untergeordnete Rolle spielte.

Litharenite sind Sandsteine, die mengenmässig mehr Gesteinstrümmer enthalten als Feldspäte.

Grauwacken, eine weitere Art von Sandsteinen, bestehen aus einem heterogenen Gemisch von Gesteinsbruchstücken und angularen Körnern aus Quarz und Feldspäten, wobei die Körner in eine feinkörnige Tonmatrix eingebettet sind. Ein Grossteil dieser Matrix entstand nach einer tiefen Versenkung der Sandsteinserien durch chemische Umwandlung und mechanische Kompaktion sowie durch Deformation von relativ weichen Gesteinsbruchstücken, etwa Bruchstücken von Schiefertonen und einigen vulkanischen Gesteinen.

mer finden wir zwischen den Geröllen Sand, ein Teil wurde zusammen mit dem Kies abgelagert, ein Teil wurde auch nach der Ablagerung der grösseren Gesteinstrümmer zwischen die Gerölle eingeschwemmt. Im Gegensatz zu den Konglomeraten enthalten einige grobkörnige klastische Gesteine scharfkantige, eckige Bruchstücke ohne oder mit nur geringen Anzeichen einer Abrasion. Das sind **sedimentäre Breccien**, gekennzeichnet durch die ungerundeten Gesteinsbruchstücke, aus denen sie bestehen (Abb. 7.15).

7.7.3 Silt, Ton, Siltstein, Tonstein und Schiefertone

Die feinkörnigsten klastischen Sedimente - die Tone, Tonsteine und Schiefertone, die Silte und Siltsteine - umfassen einen weiteren Bereich der Korngrössen und Mineralzusammensetzungen. Als Schlamm wird jedes klastische Sediment bezeichnet, wenn der überwiegende Teil der Komponenten einen Durchmesser unter 0.06 mm aufweist und das demzufolge aus Silt und Ton besteht, wobei der Ton meist überwiegt. Silt, auch als Schluff bezeichnet, ist ein klastisches Sediment, in dem die meisten Bestandteile einen Durchmesser zwischen 0.002 und 0.06 mm besitzen. Partikel in der Grössenordnung der Tonfraktion haben Durchmesser unter 0.002 mm. Die entsprechenden Gesteine sind, wenn sie etwas stärker verfestigt sind, Schiefertone, die

leicht an Schichtflächen zerbrechen. Verfestigter Schlamm dagegen stellt, ähnlich wie der Tonstein, ein eher massiges Gestein dar, das bevorzugt in kleinere Brocken zerbricht und keine oder nur eine schlechte Schichtung zeigt. Gesteine, die hauptsächlich aus Partikeln im Grössenbereich der Tone bestehen, werden als Tonsteine bezeichnet. Analog dazu heisst ein Gestein überwiegend in Siltfraktion Siltstein, wobei der Siltstein normalerweise einem Tonstein ähnelt, aber auch wie ein sehr feinkörniger Sandstein erscheinen kann. Ein grosser Teil des tieferen Meeresbodens, wo die Strömungsgeschwindigkeit gering ist oder Strömungen völlig fehlen, wird von Schlamm bedeckt.

7.8 Chemische und biogene Sedimente

Während uns klastische Sedimente Hinweise auf Ausgangsgesteine und deren Verwitterung auf den Kontinenten geben, liefern die chemischen und biogenen Se-

dimente Anhaltspunkte für die chemischen Bedingungen in den Ablagerungsgebieten, vorwiegend den Ozeanen.

7.8.1 Kalkstein und Dolomit

Das vorherrschende biogene Sediment ist der **Kalkstein**, der überwiegend aus Calciumcarbonat (CaCO_3) in Form des Minerals Calcit besteht. Kalksteine sind diagenetisch verfestigte Carbonatsedimente. Sie werden aus Schalenmaterial gebildet, das grössenmässig von mehreren cm bis zu mikroskopisch kleinen Partikeln reicht, ausserdem aus einigen feinkörnigen Carbonatschlämmen unterschiedlicher Entstehung. Ein weiteres häufiges Carbonatgestein ist der **Dolomit**, der aus dem Mineral Dolomit besteht, einem Doppelsalz aus Calcium- und Magnesiumcarbonat ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$). Die Ozeane sind der Ort, an dem der grösste Teil der Carbonatsedimentation erfolgt, von den Korallenriffen des Pazifiks, des Roten Meeres und der Karibik bis hin zu den flachen Bänken der Bahamas. Weniger zugänglich für Untersuchungen als diese beeindruckenden Feriengebiete ist der Tiefseeboden, der Bereich, auf dem heute das meiste Carbonatmaterial abgelagert wird. Die Kalkschalen der winzigen **Foraminiferen** (schalenbildende Einzellern) und anderen einzelligen Organismen, die im oberflächennahen Wasser leben, sinken nach dem Absterben zum Meeresboden ab und reichern sich dort als Sedimente an. Der feste Kalkstein des Rifffes wird unmittelbar durch die Organismen aufgebaut - es gibt kein Zwischenstadium eines weichen Sedimentes. Riffbildungen treten in den wärmeren Gebieten der Ozeane an passiven Kontinentalrändern auf und säumen vulkanische Inselbögen, insgesamt Gebiete, wo sie nicht von klastischem Sediment überdeckt werden. Calciumcarbonat kann jedoch auch anorganisch ausgefällt werden. Dies geschieht in Lagunen und auf flachen Carbonatplattformen nach der genau umgekehrten Reaktion wie bei der Verwitterung von Kalkstein. Eine besondere Form von Carbonatsanden sind die **Kalkoolithe**, die sich auf den Bahamas vor allem dort bilden, wo die Untiefen von starken Gezeitenströmungen beeinflusst werden. Diese Oolithe bestehen aus mehr oder weniger runden Körnern, den Ooiden, die von konzentrischschaligen Aragonitlamellen aufgebaut werden, die sich um einen Kern im Zentrum des Ooids abgeschieden haben. Bei den Kernen handelt es sich entweder um Schalenbruchstücke oder Quarzkörner. Um diese Kerne lagern sich tangential kleine Aragonitnadeln an, da das mit den Gezeitenströmungen ankommende kalte Meerwasser durch Erwärmung im Flachwasser an Calciumcarbonat übersättigt ist. Die Strömungen sind ausserdem stark genug, damit die

Ooide mehr oder weniger beständig in Bewegung bleiben und aufgewirbelt werden, damit sich Aragonit allseitig abscheiden kann. Das Grössenwachstum endet, wenn die Ooide von den herrschenden Strömungen nicht mehr gerollt werden können. Dolomite sind diagenetisch umgewandelte Carbonatsedimente. Im tieferen Wasser oder in geschützten Lagunen und Buchten, wo Wellen und Strömungen die feinen Partikel und Organismenreste nicht wegführen können, werden Carbonatschlämme abgelagert. Diese Schlämme bilden nach der Diagenese dichte, feinkörnige Kalksteine.

Das Mineral Dolomit bildet sich nicht als primäres Fällungsprodukt aus normalem Meerwasser, auch scheiden keine Organismen Schalen aus Dolomit ab. Statt dessen wird der ursprüngliche Calcit oder Aragonit schon bald nach der Ablagerung durch Zufuhr von Magnesiumionen aus dem Meerwasser, das langsam durch die Poren des Sedimentes strömt, in Dolomit umgewandelt. Auf diese Weise entstehen zahlreiche Dolomite in flachen Meeresbuchten und Wattgebieten, wo die Konzentration des Meerwassers durch Verdunstung erhöht ist. Nimmt die Konzentration im Meerwasser zu und wird zugleich Calcium entzogen, so steigt der Anteil der Magnesiumionen im Verhältnis zu den Calciumionen. Dieses wiederum führt zu einer Reaktion zwischen Wasser und Sediment, bei der ein Teil der Calciumionen im Calcit oder Aragonit gegen Magnesiumionen ausgetauscht wird, wobei diese Calciumcarbonatminerale in Dolomit ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) übergehen (frühdiaogenetischer Dolomit). Andere Dolomite bilden sich erst nach geringer oder auch tieferer Versenkung von Kalksteinen durch Reaktion mit Grundwasser, das einen hohen Anteil an Magnesiumionen aufweist (spätdiaogenetischer Dolomit).

Nicht alle Carbonatsedimente entstehen im marinen Bereich. Man findet Calciumcarbonat ausserdem in Form dünner Krusten und Lagen in heissen Quellen, wo das Carbonat entweder durch Algen (Entzug von CO_2 durch Assimilation) oder aber rein chemisch ausgefällt wird. Solche Carbonatablagerungen werden als **Travertin** bezeichnet. Schliesslich kommt es auch in Bächen (Sinterkalk) und in Süsswasserseen (Seekreide) zur Kalkbildung. Letztendlich bestehen auch die Stalaktiten und Stalagmiten, die in Kalksteinabfolgen in den dort häufig vorhandenen Höhlen auftreten, aus Kalk (Abb. 7.19 und 7.20).

7.8.2 Evaporite

Eines der häufigsten chemischen Sedimente, das sich aus eindunstendem Meerwasser bildet, ist das **Steinsalz** (NaCl), das Mineral Halit. Ein weiteres Mineral, das durch Eindampfen von Meerwasser entsteht, ist das wasserhaltige Calciumsulfat **Gips** ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), das den Hauptbestandteil des Putzgipses bildet. Steinsalz und Gips sind die wichtigsten Bestandteile der **marinen Evaporite**, chemischen Sedimenten, die bei der

Eindunstung von Meerwasser ausgefällt werden. Wenn Meerwasser zu verdunsten beginnt, sind die ersten Fällungsprodukte Karbonate. Zuerst bildet sich ausschliesslich Calcit, nachfolgend dann durch diagenetische Reaktion mit dem Magnesiumüberschuss der Lösung der Dolomit. Weitere Eindunstung führt zur Ausfällung von Gips. Zu diesem Zeitpunkt sind nahezu keine Carbonationen mehr im Meerwasser vorhanden.

Nach weiterer Eindunstung beginnt die Bildung von Steinsalz. Im Endstadium der Evaporation, nachdem das Natriumchlorid gefällt ist, werden Magnesium- und Kaliumchloride bzw. -sulfate gefällt. Die meisten Evaporitserien der Erde bestehen aus mächtigen Abfolgen von Dolomit, Gips und Steinsalz; sie enthalten jedoch nicht die Endglieder der Fällung. Viele reichen sogar nicht einmal bis zum Steinsalz. Das Fehlen der letzten Stadien spricht dafür, dass das Wasser nicht völlig verdunstete, sondern bei Fortdauer der Evaporation wieder durch normales Meerwasser ergänzt, d.h. verdünnt wurde. Wo in Buchten oder Meeresarmen die Süßwasserzufuhr aus Flüssen gering, die Verbindungen zum offenen Ozean eingeschränkt und das Klima arid ist, verdunstet beständig Wasser. In solchen Buchten bil-

7.8.3 Hornstein

Eines der Sedimentgesteine, das von unseren prähistorischen Vorfahren für praktische Zwecke verwendet wurde, war Hornstein, ein feinkörniges, kieseliges Gestein, das aus chemisch oder biochemisch gefällter Kieselsäure (SiO_2) besteht. Eine gebräuchliche Bezeichnung für solche kieseligen Gesteine ist Feuerstein, beide Begriffe sind praktisch austauschbar, sowie bei älteren Ablagerungen **Kieselschiefer**. Die Kieselsäure liegt in den meisten kieseligen Sedimenten in Form von feinkristallinem Quarz vor, einige geologisch jün-

7.8.4 Weitere chemische und biogene Sedimente

Im Meer und in Binnenseen werden noch zahlreiche weitere chemische und biogene Sedimente abgelagert. **Phosphorite**, die gelegentlich auch als Phosphatgesteine bezeichnet werden, bestehen aus Calciumphosphat, das aus phosphatreichem Meerwasser ausgefällt wurde. In sogenannten Auftriebsgebieten am Kontinentalschelf steigen Strömungen mit kaltem Tiefenwasser auf, die Phosphate und andere Nährstoffe enthalten. Der eigentliche Phosphorit entsteht auf diagenetischem Wege durch Wechselwirkung zwischen tonig-siltigen oder carbonatischen Sedimenten und dem phosphatreichen Meerwasser.

Bändereisenerze bestehen aus Eisenoxiden und verschiedenen Eisensilicaten. Die meisten dieser Vorkommen entstanden bereits sehr früh in der Erdgeschichte, als in der Atmosphäre noch wenig Sauerstoff

den sich meist mächtige Evaporite. Der Zugang zum Ozean ermöglicht den Zufluss von Meerwasser, der das verdunstende Wasser ergänzt. Somit wird ein konstantes Wasservolumen aufrechterhalten, das jedoch eine höhere Salinität aufweist als der offene Ozean. Das in der Bucht verdunstende Wasser bleibt mehr oder weniger konstant mit Steinsalz, Gips oder den anderen Mineralien übersättigt, und am Boden des Evaporitbeckens setzen sich ständig Evaporitminerale ab (Abb. 7.21).

Evaporitsedimente entstehen ausserdem in Binnenseen, die keinen oder nur einen geringen Abfluss haben, so dass die Verdunstung der Wasserstand des Sees steuert und sich Salze anreichern, die als Produkte aus chemischen Verwitterung angeliefert werden.

gere Hornsteine bestehen aus einer amorphen Form der Kieselsäure, dem Opal. Wie Calciumcarbonat wird ein grosser Teil der kieseligen Sedimente biogen als Schalenmaterial von planktonischen Organismen abgeschieden. Nach ihrer Überlagerung durch nachfolgende Schichten werden diese kieseligen Sedimente diagenetisch verfestigt und gehen in Hornstein über. Schwach verfestigte Kiesel-sedimente werden als Diatomeenerde (Kieselgur) bzw. Radiolarienerde bezeichnet.

vorhanden und das Eisen folglich leichter löslich war. Das Eisen wurden in gelöster Form dem Meer zugeführt und dort durch den Sauerstoff gefällt, der bei der Photosynthese von Cyanobakterien freigesetzt wurde.

Kohle ist ein biogenes, das heisst durch Organismen gebildetes Sedimentgestein, das nahezu ausschliesslich aus organischem Kohlenstoff besteht und das durch diagenetische Umwandlung von Sumpfvvegetation entstanden ist. **Erdöl** und **Erdgas** treten ebenfalls in Sedimentgesteinen auf, überwiegend in Sandsteinen und Kalksteinen. Durch tiefe Versenkung wird das ursprünglich zusammen mit den anorganischen Sedimenten abgelagerte organische Material zu einer fluiden Phase umgewandelt, die dann in andere poröse Schichtenfolgen abwanderte und dort eingeschlossen wurde.

8. Metamorphe Gesteine

Tief in der Erdkruste, zehn und mehr Kilometer unter der Erdoberfläche, sind Temperatur und Druck zwar hoch, aber nicht hoch genug, um die Gesteine zu schmelzen. Dieses ist der Hauptbereich der Metamorphose. Die Zunahme von Temperatur und Druck sowie Veränderungen der chemischen Bedingungen führen hier zu einer Änderung der Mineralzusammensetzung und Kristallstruktur in Sedimenten und Magmatiten, *die dabei stets in festem Zustand verbleiben*. Als Ergebnis dieser Vorgänge entsteht die dritte grosse Gesteinsgruppe, die **metamorphen** oder "umgewandelten" **Gesteine**. Die meisten heute an der Oberfläche aufgeschlossenen metamorphen Gesteine sind durch Prozesse entstanden, die in Tiefen zwischen der oberen und unteren Kruste auf die Gesteine einwirken. Der grösste Teil dieser Gesteine ist in Tiefen zwischen 10 und 30 Kilometern entstanden, den unteren zwei Dritteln der Kruste. Grosse Teile des Mantels dürften ebenfalls metamorph sein. In seltenen Fällen kann die

Metamorphose auch an der Erdoberfläche erfolgen. So sind metamorphe Veränderungen auf den gefritteten Oberflächen von Böden und Sedimenten unmittelbar unter einem vulkanischen Lavastrom zu beobachten. Wir bezeichnen metamorphe Gesteine, die sich bei niedrigen Temperaturen und Drücken in seichteren Stockwerken der Kruste gebildet werden, als **niedrigmetamorphe Gesteine**; Gesteine, die in tieferen Zonen mit höheren Temperaturen und Drücken entstanden, sind dementsprechend **hochmetamorphe Gesteine**. Einige metamorphe Gesteine können in ihrer früheren Entstehungsgeschichte hohen Druck- und Temperaturbedingungen ausgesetzt und zunächst hochmetamorph gewesen sein, sich dann aber viel später unter niedrigeren Temperaturen und Drücken weiter verändert haben. In diesem Fall bildet sich unter den neuen Bedingungen ein niedrigmetamorphes Gestein. Dieser Vorgang wird als **retrograde Metamorphose** bezeichnet (Abb. 8.1).

8.1 Die physikalischen und chemischen Einflussfaktoren

8.1.1 Temperatur

Wärme hat eine tiefgreifende Auswirkung auf den Mineralbestand und das Gefüge eines Gesteins. Da sich das Gestein seiner neuen Temperatur anpasst, ordnen sich seine Atome und Ionen neu, sie rekristallisieren

unter Bildung eines neuen Mineralbestands. Wärme verringert die Festigkeit der Gesteine. Deshalb sind die metamorphen Gesteine in den Orongürteln in der Regel stark gefaltet und deformiert.

8.1.2 Druck

Druck verändert sowohl das Gefüge als auch den Mineralbestand eines Gesteins. Festes Gestein ist zwei grundlegenden Arten von Druck ausgesetzt, auch **Stress** oder **Spannung** genannt. Die eine Form ist ein allseitig wirkender Druck, vergleichbar dem Atmosphärendruck an der Erdoberfläche. Hohe Werte dieser Art von Druck, dem sog. *allseitigen hydrostatischen* oder *lithostatischen Druck*, verändern den Mineralbestand durch das Zusammendrücken der Atome in den Kristallen unter Bildung neuer Mineralien mit dichteren Kristallstrukturen. Die andere Art von Druck, ein

sog. *gerichteter Druck*, wird in einer bestimmten Richtung ausgeübt, etwa so, wie wenn eine Tonkugel zwischen Daumen und Zeigefinger zerdrückt wird. Die zusammenpressende Wirkung konvergierender Platten ist eine solche Form von gerichtetem Druck, der mit der Deformation des Gesteins endet. Folglich steuert ein gerichteter Druck die Form und Orientierung neugebildeter metamorpher Mineralien, die während der Rekristallisation unter dem Einfluss von Temperatur und Druck entstanden sind.

8.1.3 Chemische metamorphe Veränderungen

Die chemische Zusammensetzung eines Gesteins kann während der Metamorphose durch Zufuhr oder Abfuhr chemischer Bestandteile erheblich verändert werden. Zu chemischen Veränderungen in den umgebenden Gesteinen kommt es gewöhnlich nach Magmenintrusionen. Aus dem Magma steigen hydrothermale Lösungen auf und führen gelöstes Natrium, Kalium, Kieselsäure, Kupfer, Zink und andere chemische Elemente mit sich, die unter höherem Druck in heissem Wasser

löslich sind. Diese Elemente können sowohl aus dem Magma selbst als auch dem Nebengestein stammen, in das die Schmelze eingedrungen ist. Da hydrothermale Lösungen bis in die oberflächennahen Bereiche der Kruste aufsteigen, reagieren sie mit dem Nebengestein und verändern dabei dessen chemische und mineralogische Zusammensetzung; und gelegentlich ersetzen sie ein Mineral durch ein anderes, ohne das Gefüge des Gesteins zu verändern. Solche Änderungen der Ge-

samtzusammensetzung eines Gesteins werden als **Metasomatose** bezeichnet. Viele wertvolle Lagerstätten von Kupfer, Zink, Blei und anderen Metallen sind

durch diese Form der chemischen Verdrängung oder Substitution entstanden.

8.1.4 Die Rolle der Fluide bei der Metamorphose

Ein grosser Teil der chemischen und mineralogischen Veränderungen erfolgt bei der Metamorphose durch Lösungen, die das feste Gestein durchdringen. Metamorphe Gesteine scheinen im Aufschluss zwar völlig trocken zu sein und nur eine geringe Porosität aufzuweisen, sie enthalten meist aber in ihren winzigen, engen Poren (den Räumen zwischen den Mineralkörnern) Flüssigkeiten. Da eine Änderung der Druck- und Temperaturverhältnisse zum Aufbrechen der Kristallstrukturen führt, kommt es zwischen dem Gestein und der Lösung zu einem gegenseitigen Austausch von Atomen und Ionen. Bei fortschreitender Metamorphose reagiert

das Wasser seinerseits direkt mit dem Gestein, indem sich chemische Bindungen zwischen Mineralien und Wassermolekülen bilden oder aber aufbrechen. Die Mineralien basischer Vulkanite beispielsweise, die in ihren Kristallstrukturen nahezu kein Wasser enthalten, nehmen während der frühen Stadien der Metamorphose aus der Porenflüssigkeit Wassermoleküle auf und gehen in Glimmer, Chlorite und andere wasserhaltige Mineralien über. Mit zunehmendem Metamorphosegrad wird sowohl das meiste chemisch gebundene Wasser als auch das Porenwasser abgegeben.

8.2 Formen der Metamorphose

Metamorphe Gesteine werden auf der Grundlage ihrer geologischen Bildungsbedingungen in mehrere Gruppen

eingeteilt (Abb. 8.2).

8.2.1 Regionalmetamorphose

Der am weitesten verbreitete Typus der Metamorphose tritt dort auf, wo in grossen Bereichen der Kruste sowohl hohe Temperaturen als auch hohe Drücke herrschen. Wir bezeichnen diese Form als **Regionalmetamorphose**, um sie gegenüber den eher lokalen Gesteinsveränderungen in der Nähe von Magmenintrusionen oder Störungen abzugrenzen. Im Zuge der Regionalmetamorphose werden die ursprünglichen magmatischen oder sedimentären Gefüge entweder teilweise oder aber völlig zerstört, da hierbei neue Mineralien entstehen. einige regionalmetamorphe Gürtel sind Folge von hohen Temperaturen und mässigen bis höheren

Druckverhältnissen, beispielsweise in der Nähe vulkanischer Inselbögen. Sie entstehen dort, wo die subduzierten Platten tief in den Erdmantel eintauchen. Andere Zonen bilden sich durch hohen Druck, aber bei niedrigeren Temperaturen in der Nähe von Tiefseerinnen, wo durch die Subduktion relativ kalte ozeanische Kruste nach unten gelangt. Regionalmetamorphose unter sowohl sehr hohen Druck- als auch Temperaturbedingungen tritt in den tieferen Krustenstockwerken an den Grenzen konvergierender kontinentaler Platten auf, wo das Gestein deformiert wird, und hohe Gebirgsketten aufsteigen.

8.2.2 Kontaktmetamorphose

Magmenintrusionen führen bei den Gesteinen in der unmittelbaren Umgebung zur Metamorphose. Durch ihre Temperatur und ihren Druck setzen sie die Mineralien des Nebengesteins neuen Bedingungen aus. Diese Art der lokalen Gesteinsumwandlung, die als **Kontaktmetamorphose** bezeichnet wird, beeinflusst normalerweise nur einen vergleichsweise geringmächtigen Bereich des intrudierten Gesteins unmittelbar entlang

der Kontaktzone. Die Mineralumwandlung umliegender Gesteine erfolgt in erster Linie durch die hohen Temperaturen des Magmas. Erst mit grösserer Tiefe gewinnt der Druck an Bedeutung. Kontaktmetamorphose tritt, wie die sie hervorrufende Magmentätigkeit, an Zonen der Plattenkonvergenz sowie bei ozeanischen und kontinentalen Hot Spots oder anderen Bereichen mit Intraplattenvulkanismus auf.

8.2.3 Dynamometamorphose

Metamorphe Gesteinsumwandlungen können an Störungen auftreten, wo tektonische Bewegungen die Kruste zerbrechen und Gesteinsschollen aneinander vorbeigleiten. Da sich die Gesteine entlang der Stö-

rungsfläche gegeneinander bewegen, werden die festen Gesteine mechanisch zertrümmert und zu einer teigigen Masse zermahlen. Das Ergebnis dieser **Dislokations-** oder **Dynamometamorphose** ist ein intensiv zer-

kleinertes, pulverisiertes (kataklastisches) Gefüge, das in stark deformierten Gebirgszonen mit intensiver Bruchtektonik auftritt. Folglich kommen solche ka-

taklastischen Gesteine häufig zusammen mit regional-metamorphen Gesteinen vor.

8.2.4 Hydro- oder Ozeanmetamorphose

Eine weitere Form der Metamorphose, die sog. **Hydrometamorphose**, ist häufig mit mittelozeanischen Rücken vergesellschaftet, wo Platten auseinanderdriften und sich neue ozeanische Kruste bildet. Durch die heißen, zerbrochenen Basalte der Rückenflanken sickert Meerwasser ein und wird dabei erwärmt. Die Zu-

nahme der Temperatur fördert chemische Reaktionen zwischen Meerwasser und Gestein und führt zu Veränderungen in den Basalten, deren chemische Zusammensetzung sich deutlich von der des ursprünglichen Basalts unterscheidet.

8.2.5 Versenkungsmetamorphose

Die Diagenese geht allmählich in die **Versenkungsmetamorphose** über, einen niedrigen Metamorphosegrad, der durch die Wärme und den Druck der auflagernden Sedimente zustande kommt. Obwohl die Temperaturen und Drücke nicht so hoch sind wie bei der Regional-

metamorphose, sind sie doch hoch genug, um eine partielle Veränderung des Mineralbestandes und des Gefüges der Sedimentgesteine zu bewirken. Die Schichtung und auch die anderen Sedimentstrukturen bleiben erhalten.

8.3 Metamorphe Gefüge

All die verschiedenen Arten der Metamorphose prägen dem Gestein, das sie verändern, ein neues metamorphes Gefüge auf. Das Gefüge eines metamorphen

Gestein wird durch die Grösse, Form und Anordnung der beteiligten Kristalle bestimmt (Tab 8.1).

8.3.1 Schieferung

Viele der bekanntesten metamorphen Gesteine zeigen ein System paralleler Flächen, die im allgemeinen das Gestein in einem Winkel zur ursprünglichen sedimentären Schichtung durchschneiden, obwohl sie an einigen Stellen auch mit der Schichtung zusammenfallen können (Abb. 8.3). Diese Textur, die als **Schieferung (Foliation)** bezeichnet wird, ist die auffälligste Textur bei regionalmetamorph veränderten Gesteinen (Abb. 8.4). Wesentliche Ursache der Schieferung ist das Vorhandensein tafeliger Mineralien, hauptsächlich Glimmer und Chlorit. Tafelige Mineralien kristallisieren normalerweise in Form dünner, plättchenförmiger oder schuppiger Kristalle. Die Flächen aller tafeligen Kristalle sind parallel zur Schieferung angeordnet. Die parallelen Ebenen werden als *bevorzugte Einregelung* der Mineralien bezeichnet. Wenn tafelige Mineralien kris-

tallisieren, nehmen ihre Ebenen eine bevorzugte Orientierung ein, und diese Orientierung verläuft normalerweise senkrecht zur Haupttrichtung der Kräfte, die während der die Metamorphose begleitenden Deformationen das Gestein pressen. Bereits vorhandene Mineralien können eine bevorzugte Richtung annehmen und folglich durch Drehen der Kristalle eine Schieferung erzeugen, bis sie parallel zu der sich entwickelnden Schieferungsebene liegen.

Mineralien mit länglichen, prismatischen oder säulenförmigen Kristallformen wie die Amphibole nehmen normalerweise ebenfalls eine bevorzugte Einregelung an (Abb. 8.6). Gesteine, die zahlreiche Amphibole enthalten, das sind typischerweise metamorphe basische Vulkanite, zeigen diese Art von Gefüge.

8.3.2 Geschieferte Gesteine

Geschieferte Gesteine werden entsprechend der ihrer Schieferung, ihrer Kristallgrösse, dem Mass der Segregation ihrer Mineralien in hellere und dunklere Bänder und ihres Metamorphosegrades unterteilt.

Tonschiefer. Tonschiefer kennzeichnen den niedrigsten Metamorphosegrad der Gesteine mit Schieferung. Diese Gesteine mit ihrer ausgezeichneten, ebenflächigen Teilbarkeit sind so feinkörnig, dass ihre einzelnen

Mineralien ohne Mikroskop nur schwer erkennbar sind. Sie entstehen normalerweise durch Metamorphose von Schiefertönen oder seltener aus vulkanischen Aschenlager. Tonschiefer sind gewöhnlich durch geringe Mengen von organischem Material und feinverteiltem Pyrit dunkelgrau oder schwarz gefärbt, Material, das ursprünglich bereits im Ausgangsgestein vorhanden war. Schiefer, die schwach rot oder violett gefärbt sind, erhalten ihre Farbe von Eisenoxidminera-

lien; grünliche Schiefer werden durch Chlorit, einem schichtig gebauten Eisensilicatmineral gefärbt, das mit den Glimmern eng verwandt ist. Während Schiefertone entlang ihrer Schichtflächen brechen, spalten die Tonschiefer entlang der Schieferung normalerweise unter einem Winkel zur Schichtung, ein gutes Beispiel dafür, dass die Schieferung keinerlei Beziehung zum Gefüge des Ausgangsgesteins hat.

Phyllit. Ein geringfügig höherer Metamorphosegrad als Tonschiefer, aber mit ähnlicher Charakteristik und Entstehung kennzeichnet die **Phyllite**. Sie zeigen gewöhnlich einen mehr oder weniger glänzenden Schimmer von Glimmer- und Chloritkristallen, die etwas grösser sind als bei den Tonschiefern.

Glimmerschiefer. Bei niedrigen Metamorphosegraden sind die plättchenförmigen Mineralien im allgemeinen noch zu klein, als dass sie ohne Lupe erkennbar wären; die Schieferung ist engständig, und die Lagen sind sehr dünn. Wenn diese Gesteine stärker metamorphosiert werden und in einen höheren Metamorphosegrad übergehen, wird die Schieferung deutlicher und beherrscht das gesamte Gestein. Zur gleichen Zeit wachsen die tafeligen Kristalle zu Grössen, die für das blosser Auge sichtbar sind. Ausserdem tendieren die Mineralien zur Absonderung in hellere und dunklere Bänder. Das Ergebnis ist eine Textur, die als *kristalline Schieferung (Schiefrigkeit)* bezeichnet wird, die grobe, wellenförmige, alles beherrschende Schieferung, die für die **Glimmerschiefer** typisch ist. Glimmerschiefer gehören zu den häufigsten metamorphen Gesteinstypen. In Abhängigkeit vom Quarzgehalt des ursprünglichen

Tonschiefers können die Glimmerschiefer dünne Bänder aus Quarz, Feldspat oder beides zusammen zeigen (Abb. 8.9).

Gneis. Eine noch gröbere Schieferung ist bei den hochmetamorphen **Gneisen** erkennbar, hell gefärbten Gesteinen mit groben Lagen von scharf getrennten, hellen und dunklen Gemengeteilchen im gesamten Gestein. Gneise spalten normalerweise nicht entlang den Schieferungsflächen, und auf den Schieferungsflächen gibt es nur wenige tafelige Mineralien. Gneise sind grobkristallin, und das Verhältnis von granularen zu plattigen Mineralien ist höher als bei Glimmer- und Tonschiefern. Das Ergebnis ist eine schwache Schieferung und folglich auch eine geringe Tendenz zum schieferartigen Bruch. Der relativ geringe Anteil an Glimmern, die den Charakter der Schieferung verändern, ist die Folge einer Metamorphose bei hohen Temperatur- und Druckverhältnissen. Unter diesen Bedingungen verändert sich die Mineralzusammensetzung der niedrigmetamorphen Gesteine, die Glimmer und Chlorit enthalten, zu neuen Paragenesen, die von Quarz und Feldspat mit geringen Mengen von Glimmern und Amphibolen beherrscht werden.

Die Bänderung der Gneise mit hellen und dunklen Lagen ist das Ergebnis einer Trennung der hell gefärbten Mineralien Quarz und Feldspat von den dunkleren Amphibolen und den andern mafischen Mineralien. In einigen Vorkommen bilden die Gneise die hochmetamorphen Äquivalente der Glimmerschiefer (Paragneise), in anderen sind sie die metamorphen Äquivalente der Granite (Orthogneise).

8.3.3 Ungeschieferte Gesteine

Nicht alle metamorphen Gesteine sind geschiefert. Einige lassen nur eine sehr schwach bevorzugte Orientierung der Kristalle erkennen, die sich in einer geringen oder fehlenden Schieferung äussert. Andere Gesteine zeigen überhaupt keine bevorzugte Orientierung und demzufolge auch keine Schieferung. Zu diesen **ungeschieferten Gesteinen** gehören zwei Gruppen: 1) kontaktmetamorphe Gesteine und 2) Gesteine der Regional-, Hydro- und Versenkungsmetamorphose, die im wesentlichen aus Kristallen in eher isometrischen Formen wie Würfeln und Kugeln bestehen - und weniger aus schuppigen oder länglichen Kristallformen.

Ungeschieferte kontaktmetamorphe Gesteine: Viele kontaktmetamorphe Gesteine erfuhren nur eine geringe oder überhaupt keine Deformation. Ihre tafeligen oder prismatischen bis säulenförmigen Kristalle sind richtungslos orientiert, und eine Schieferung fehlt. Kontaktmetamorphe Gesteine dieser Art werden als **Hornfelse** bezeichnet. Sie zeigen durchweg eine körnige Textur, obwohl sie häufig Pyroxene, die längliche Kristalle bilden, und auch Glimmer enthalten.

Ungeschieferte Gesteine der Regionalmetamorphose und anderer Metamorphosearten: Zu den regionalmetamorphen Gesteinen ohne Schieferung gehören Quarzite, Marmore, Argillite, Grünsteine und Granuli-

te. **Quarzite** sind aus quarzreichen Sandsteinen hervorgegangen. Sie können massig ausgebildet sein, d.h. sie zeigen keine Schichtung oder Schieferung. Andere Quarzite enthalten oftmals auch dünne Lagen von Tonschiefern oder Glimmerschiefern, Reste ehemaliger Zwischenschichten aus Ton oder Schiefertone.

Marmore sind die metamorphen Umwandlungsprodukte von Kalksteinen und Dolomiten. Sie können sich durch Kontakt- oder Regionalmetamorphose aller Metamorphosegrade ergeben. Einige weisse, reine Marmore wie der berühmte, von Bildhauern geschätzte italienische Carrara-Marmor weisen ein sehr gleichmässiges, richtungsloses Gefüge von ineinander verwachsenen Calcitkristallen gleicher Grösse auf. Andere Marmore zeigen eine unregelmässige Bänderung oder Marmorierung durch Silicate und weiteren, im ursprünglichen Kalkstein enthaltenen Mineralverunreinigungen.

Argillite sind niedrigmetamorphe Gesteine, die sich aus tonigen Sedimentgesteinen gebildet haben. Vereinzelt können undeutliche Reste einer Schichtung noch erkennbar sein. Im Gegensatz zu den gut geschieferten Tonschiefern, Phylliten und Glimmerschiefern, die aus dem gleichen Ausgangsgestein hervorgegangen sind, brechen die Argillite mit unregelmässigen oder muscheligen Bruchflächen. Das Fehlen einer Schieferung ist zum Teil auf den geringen Grad der Deformation

zurückzuführen, zum Teil aber auch auf einen grossen Anteil von Quarz oder anderen Mineralien ohne tafelige oder längliche Kristallform in der Siltfraction des Ausgangsgesteins.

Grünsteine sind metamorph umgewandelte basische Vulkanite. Viele dieser niedrigmetamorphen Gesteine entstanden durch chemische Reaktion von basischen Laven und Tuffablagerungen mit dem sie durchströmenden Meerwasser oder anderer Lösungen. Grosse Gebiete des Meeresbodens sind an den mittelozeanischen Rücken von Basalten überdeckt, die auf diese Weise geringfügig oder erheblich verändert wurden. Auf den Kontinenten reagieren tief versenkte basische Vulkanite und Plutonite bei Temperaturen zwischen 150 und 300 Grad Celsius mit dem Grundwasser und

gehen in ähnliche Grünsteine über. Die grossen Mengen an Chlorit geben diesen Gesteinen ihre grünliche Farbe. Ultrabasische Gesteine gehen in Serpentinite über. Dabei werden Olivin und Pyroxen in Mineralien der Serpentinittgruppe umgewandelt, daneben treten kleine Mengen Talk und Brucit auf.

Granulite sind hochmetamorphe, mittel- bis grobkörnige Gesteine, bei denen die Kristalle annähernd gleich gross sind und die nur eine schwache oder keine Schieferung erkennen lassen. An Mineralien enthalten sie hauptsächlich Feldspat, Pyroxen und Granat. Sie entstehen durch Metamorphose aus Tonschiefern, unreinen Sandsteinen und zahlreichen magmatischen Gesteinen (Abb. 8.8).

8.3.4 Grosse Kristallgefüge

Mineralneubildungen bei der Metamorphose können zu grossen Kristallen heranwachsen, die von einer feinerkörnigen Matrix aus anderen Mineralien umgeben sind. Diese grossen Kristalle, sog. **Porphyroblasten**, treten sowohl in kontakt- als auch in regionalmetamorph veränderten Gesteinen auf. Das Wachstum der Kristalle erfolgt in festem Zustand durch Umordnung der chemischen Bestandteile der Matrix, sie ersetzen folglich Teile der Matrix. Porphyroblasten bilden sich, wo ein

starker Gegensatz zwischen den chemischen und kristallographischen Eigenschaften der Matrix und Porphyroblasten besteht. Das veranlasst diese Kristalle dazu, auf Kosten der Matrix rascher zu wachsen als die langsam wachsenden Kristalle der Matrix. Porphyroblasten variieren in ihrer Grösse zwischen wenigen Millimetern und mehreren Zentimetern Durchmesser. Ihre Zusammensetzung schwankt ebenfalls. Die häufigsten Porphyroblasten sind Granat und Staurolith.

8.3.5 Deformationsstrukturen

Wir haben bereits gesehen, dass die mechanische Deformation an Störungen zu einer Dynamometamorphose führt. Die Scherung und Mahlvorgänge verursachen eine körnige Struktur, in der die ehemals vorhandenen Kristalle zerkleinert und in Bänder oder Schlieren auseinandergezogen worden sind. Grobkörnige Gesteine dieser Art werden als **Reibungsbreccie**, die feinerkörnigen als **Mylonite** bezeichnet. Diese feinkörnigen Gesteine können geschiefert sein, wenn sie sehr tief innerhalb der Kruste entstanden sind, wo die Gesteine

unter hohen Drücken plastisch deformiert wurden. Tektonische Deformation ist meist eine Begleiterscheinung der Metamorphose. Die Metamorphose kann der Deformation vorausgehen (prätektonisch), aber auch gleichzeitig mit ihr (syntektonisch), oder nach ihr (posttektonisch) erfolgen. Sedimentgesteine können als Ergebnis einer tiefen Versenkung ohne nennenswerte Deformation in niedrigmetamorphe Grünschiefer übergehen.

8.4 Regionalmetamorphose und Metamorphosegrad

Weil sich metamorphe Gesteine unter sehr unterschiedlichen Voraussetzungen bilden, geben ihre Mineralien und Gefüge Hinweise auf die Druck- und Temperaturbedingungen innerhalb der Kruste und darauf, wo und wann sie entstanden sind. Um feinere Unterscheidungen als niedrig- und hochmetamorph

gen als niedrig- und hochmetamorph machen zu können, werden als Druckanzeiger und Thermometer entsprechende Mineralien verwendet. Diese Technik und ihre Anwendung wird am besten am Beispiel der Regionalmetamorphose deutlich.

8.4.1 Mineralisograden

In den Schiefertönen sind die abgelagerten Mineralien unverändert geblieben, doch in den Tonschiefern erscheint mit Chlorit ein neues Mineral. Weiter in Richtung der zunehmenden Metamorphose werden die Geologen dann in den Gesteinen zunehmend Biotit, dann Granat und schliesslich Staurolith vorfinden, und die Glimmerschiefer zeigen dabei eine immer stärkere Schieferung. Diese Mineralien, die als *Leitmineralien*

bezeichnet werden, definieren einen ganz bestimmten Metamorphosegrad, da sie jeweils nur unter ganz bestimmten Druck- und Temperaturbereichen entstehen. Orte, wo die entsprechenden Leitmineralien erstmals auftreten, können auf einer geologischen Karte durch Linien, sogenannte *Mineralisograden* oder kurz *Isograden*, miteinander verbunden werden, sie kenn-

zeichnen den Bereich, wo ein bestimmter Metamorphosegrad in einen anderen übergeht (Abb. 8.10). Die Abfolge der Isograden in einem metamorphen Gebiet kann sich von der in einem anderen Gebiet unter-

scheiden, weil Druck und Temperatur nicht in allen geologischen Bereichen im gleichen Masse zunehmen (Abb. 8.11 und 8.12).

8.4.2 Metamorphe Fazies

Das einem bestimmten Metamorphosegrad zugehörige metamorphe Gestein hängt zum Teil von der mineralogischen Zusammensetzung des Ausgangsgesteins ab. Die jeweiligen Gruppierungen von Gesteinen unterschiedlicher Zusammensetzung, die sich bei den verschiedenen Graden der Metamorphose gebildet haben, werden als **metamorphe Fazies** bezeichnet. Das Wesentliche an diesem Begriff der metamorphen Fazies besteht darin, dass 1) bei ein und demselben Metamorphosegrad bei Ausgangsgesteinen unterschiedlicher Zusammensetzung

sammensetzung auch sehr unterschiedliche metamorphe Gesteine entstehen und 2) bei Ausgangsgesteinen derselben Zusammensetzung bei unterschiedlichen Metamorphosegraden sich auch unterschiedliche Arten von metamorphen Gesteinen bilden.

Am Übergang zwischen Metamorphiten und Magmatiten entstehen sogenannte **Migmatite**, eine Bezeichnung für Gesteine aus makroskopisch unterscheidbaren Anteilen geregelter Metamorphit- und regelloser Magmatitgefüge (Abb. 8.13 und Tab 8.2).

8.5 Kontaktmetamorphe Zonen

Die Zonen der Kontaktmetamorphose sind ähnlich wie die Zonen der Regionalmetamorphose durch Leitminerale charakterisiert, die unterschiedliche Metamorphosegrade erkennen lassen.

Die Mächtigkeit und Ausbildung einer Randzone metamorph veränderter Gesteine in der Umgebung einer Magmenintrusion, der sogenannte *Kontaktthof*, ist abhängig von der Temperatur, dem Volumen des Magmenkörpers und der Tiefe innerhalb der Kruste, in der

die Platznahme der Intrusion erfolgte. Erwartungsgemäss ist der Kontaktthof in der Nähe der Erdoberfläche am auffälligsten, da hier die Temperaturunterschiede am Kontakt sehr hoch sind. In der tieferen Regionen, wo die Temperaturen ohnehin schon sehr hoch sind, werden die umliegenden Gesteine weniger stark erwärmt und die kontaktmetamorphen Veränderungen bleiben gering (Abb. 8.14 und 8.15).

8.6 Plattentektonik und Metamorphose

Oftmals kann die plattentektonische Position des Gesteins zum Zeitpunkt der Metamorphose auf der Basis des Metamorphosegrades und der mineralogischen Zusammensetzung des Gesteins abgeleitet werden.

Grünsteine – metamorphe Basalte – sind eindeutig mit der Metamorphose an mittelozeanischen Rücken vergesellschaftet, wo der Meeresboden auseinanderdriftet und aus dem Mantel heisses basaltisches Magma aufsteigt. Die Hitze dieser Schmelze verändert die bereits ausgeflossenen Basalte zu niedrigmetamorphen Gesteinen der Grünschieferfazies.

Beide Arten der Metamorphose, Hochdruck-Niedrigtemperatur sowie umgekehrt Niedrigdruck-Hochtemperatur, treten stets zusammen an konvergie-

renden Plattengrenzen auf (sogenanntes Metamorphosegürtelpaar). Die ozeanische Seite in der Nähe der Tiefseerinne, wo das Krustenstück noch kalt ist, ist der Bereich der Hochdruck-Niedrigtemperatur-Metamorphose. Auf der landwärtigen Seite oder der Seite des Vulkanbogens finden wir die Gesteine der Hochtemperatur-Niedrigdruck-Paragenese.

Die Zonen der Regionalmetamorphose sind an kontinentale Kollisionen gebunden, die zu Gebirgsbildungen führen. In den Kernen der grösseren Gebirgsgürtel der Erde, von den Appalachen bis zu den Alpen, finden wir langgestreckte Zonen regionalmetamorph beeinflusster und deformierter Sedimente und Vulkanite (Abb. 8.16).

9. Historische Geologie

9.1 Zeitmessung

Die Geologen des 19. Jahrhunderts verwendeten die Grundlagen der Stratigraphie und ihre Kenntnisse der Fossilien, um das **relative Alter** von sedimentären Schichtenfolgen zu ermitteln, d.h. zu bestimmen, wie alt eine Folge im Verhältnis zu einer anderen ist. Auf diese Weise liessen sich die geologischen Ereignisse, die zur Bildung dieser Gesteine führten, in eine chro-

nologische Reihenfolge einordnen. Heute verwenden die Geologen die physikalischen Vorgänge des radioaktiven Zerfalls, um das **absolute Alter** eines Gesteins vergleichsweise genau festzustellen, das angibt, vor wievielen Jahren dieses Gestein entstanden ist (Abb. 9.1).

9.1.1 Relative Datierung und die stratigraphische Abfolge

Die Schichtung - das Kennzeichen der Sedimentgesteine - bildet die Grundlage für zwei einfache Prinzipien, die zur Deutung geologischer Ereignisse anhand der sedimentären Abfolgen angewendet werden. Das erste wird als **Prinzip der ursprünglich horizontalen Ablagerung** bezeichnet und besagt, dass die Sedimente im wesentlichen in horizontalen Schichten abgelagert werden. Wenn wir eine gefaltete oder schräggestellte Folge von Sedimenten finden, wissen wir, dass die Gesteine erst nach der Ablagerung durch tektonische Beanspruchung deformiert wurden.

Das zweite Prinzip, das **Prinzip der Lagerungsfolge** (die sog. Lageregel) besagt, dass in einer tektonisch ungestörten Abfolge jede Sedimentschicht jünger ist als die darunterlagernde und älter als die darüberfolgende (Abb. 9.3).

Die beiden Prinzipien für die Untersuchung der Schichten, d.h. für die **Stratigraphie**, erlauben es, eine

vertikale Serie von Gesteinsschichten, eine sog. **stratigraphische Abfolge** als chronologische Aufzeichnung der geologischen Geschichte eines Gebietes zu betrachten. Der entsprechende Zeitabschnitt, der sich auf die Abfolge gründet, wird als die **geologische Zeit** bezeichnet, die diese Abfolge umfasst.

Am wichtigsten ist für Geologen beim Vergleich der geologischen Geschichte von verschiedenen Teilen der Erde die Tatsache, dass die Stratigraphie allein nicht zur Bestimmung der relativen Alter von zwei weit auseinander liegenden Schichten verwendet werden kann. Den Schlüssel, um fehlende Zeiträume und die entsprechenden Alter von Gesteinen in unterschiedlichen geographischen Räumen zu erkennen, lieferte die Entdeckung der Fossilien. Sie wurde zum einzigen und wichtigsten Instrument, um eine hinreichend genaue geologische Zeitskala für den gesamten Planeten aufzustellen.

9.1.2 Fossilien als Zeitmarken

Fossilien sind Überreste ehemaliger Organismen. Bei Fossilien kann es sich um Schalen, Zähne, Knochen, Pflanzenabdrücke oder auch Lebensspuren von Tieren handeln. Die **Paläontologie**, die Erforschung der Geschichte des Lebens anhand der Fossilüberlieferung, bekam ihren Platz neben der Geologie, der Erforschung der Erdgeschichte anhand der Gesteinsabfolge. Bereits vor Darwin hatte 1793 ein Vermessungsingenieur in Südengland erkannt, dass sich anhand der Fossilien das relative Alter von Sedimentgesteinen bestimmen lässt. Smith bemerkte, dass die verschiedenen Schichten sehr unterschiedliche Arten von Fossilien enthielten, und er konnte anhand der in jeder Schicht enthaltenen charakteristischen Fossilien verschiedene Schichten voneinander unterscheiden. Er führte eine allgemeine Ordnung für die Abfolge der Fossilien und Schichten von den untersten (ältesten) zu den obersten (jüngsten) Gesteinsschichten auf. Ungeachtet der geographischen

Lage jedes neuen Aufschlusses, an dem er vorbeikam, konnte er aus der darin enthaltenen Fossilvergesellschaftung die stratigraphische Position jeder einzelnen Schicht angeben. Diese stratigraphische Anordnung der Fossilien bezeichnet man als *Faunenabfolge*. In jedem Aufschluss erkannte er eigenständige, deutlich gegeneinander abgegrenzte **Formationen**. Als Formation bezeichnet man eine Abfolge von Gesteinsschichten, die überall ungefähr dieselben physikalischen Eigenschaften (Lithologie) aufweist und dieselbe charakteristische Fossilvergesellschaftung enthält. Mit derselben Methode, die Faunenabfolgen mit stratigraphischen Abfolgen kombiniert, haben die Geologen in den letzten zwei Jahrhunderten sorgfältig alle Formationen auf der ganzen Welt miteinander korreliert. Das Ergebnis ist, wie wir noch sehen werden, eine für die gesamte Erde anwendbare geologische Zeitskala (Abb. 9.4 und 9.5).

9.1.3 Hinweise auf zeitliche Lücken

Beim Zusammenstellen der Schichtfolgen stossen die Geologen oftmals auf Gebiete, in denen eine Formation fehlt. Die Grenze, an der die beiden vorhandenen Formationen sich berühren, wird als **Schichtlücke** bezeichnet (Abb. 9.6). In vielen Abfolgen tritt eine solche Schichtlücke auf, wenn die darunterliegenden Schichten durch tektonische Vorgänge gefaltet und danach zu

einer mehr oder weniger ebenen Fläche abgetragen wurden. Die nächste Serie wird dann wieder in Form horizontal lagernder Schichten sedimentiert. Die sich dadurch ergebende **Winkeldiskordanz** ist eine Erosionsfläche, die zwei Schichtenfolgen voneinander trennt, deren Schichtflächen nicht parallel zueinander verlaufen (Abb. 9.7 und 9.8).

9.1.4 Verbandsverhältnisse

Ein Schichtverband kann nicht nur gefaltet oder anderweitig deformiert, sondern auch von diskordant durchschlagenden Gesteinsgängen oder anderen magmatischen Intrusionen unterbrochen werden. Ausserdem können Verwerfungen (oder Störungen) Schichtflächen gegeneinander versetzen, da an ihnen die Ge-

steinsblöcke auseinanderbrechen. Solche Störungen der Lagerungsverhältnisse liefern Anhaltspunkte für eine zeitliche Einstufung der Vorgänge, weil sie sich in die stratigraphische Abfolge zeitlich einordnen lassen (Abb. 9.9).

9.1.5 Ordnung der geologischen Abfolge

Erstens können wir das relative Alter von Sedimentgesteinen sowohl anhand der einfachen Lageregel als auch mit Hilfe der lokalen und globalen Fossilüberlieferung ermitteln. Zweitens können wir die Deformation von Schichtenfolgen sowie Winkeldiskordanzen dazu verwenden, um tektonische Ereignisse im Verhältnis zur stratigraphischen Abfolge zu datieren. Und drittens

können wir die Verbandsverhältnisse heranziehen, um das relative von magmatischen Gesteinskörpern oder von Störungen zu bestimmen, die sedimentäre Gesteine durchschlagen. Mit einer Kombination dieser drei Ansätze lässt sich die Entstehungsgeschichte selbst in geologisch kompliziert gebauten Gebieten rekonstruieren (Abb. 9.10).

9.2 Die geologische Zeitskala

Unter Verwendung der relativen Datierungsmethoden und durch Kombination von Informationen aus Aufschlüssen aus der ganzen Welt arbeiteten die Geologen im 19. und 20. Jahrhundert eine vollständige **geologische Zeitskala** aus, eine auf relativen Altern beruhende Zeitrechnung der Erdgeschichte. Jeder Abschnitt auf dieser Zeitskala steht in Beziehung zu einer entsprechenden Abfolge von Gesteinen und Fossilien. Als die Geologen ihre radiometrischen Altersbestimmungen mit früheren Untersuchungen verknüpfen konnten, fügten sie in die geologische Zeittafel absolute Altersdaten ein. Anhand dieser drei Informationsquellen lässt sich nun das ungefähre Alter von Gesteinsformationen ableiten, selbst wenn darin für eine radiometrische Datierung kein verwendbares Material enthalten ist. Die geologische Zeitskala ist in vier weitere Einheiten unterteilt: Äonen, Ären, Perioden und Epochen, wobei die Zeitdauer eines Äons am grössten und die einer Epoche am kleinsten ist (Abb. 9.11). Das älteste Äon ist das Archaikum. Es umfasst Gesteine mit einem Alter zwischen ungefähr vier Milliarden Jahren - die ältesten bekannten Gesteine überhaupt - und 2.5 Milliarden Jahren. Im Archaikum war die Erde in ihrem grundlegen-

den Aufbau und den dynamischen Vorgängen im Bereich von Kern, Mantel und Kruste bis zur Oberfläche noch im Entstehen begriffen. In einigen Sedimentserien dieses Alters treten bereits Fossilien primitiver einzelliger Lebensformen auf. Als nächstes folgt das Proterozoikum (2.5 Milliarden bis 570 Millionen Jahre). Während des Proterozoikums erreichten die Oberfläche und das Erdinnere bereits weitgehend den Zustand, den sie in späteren geologischen Zeitabschnitten beibehielten - bis auf einige bedeutsame Ausnahmen. Eine solche Ausnahme betrifft den Sauerstoffgehalt der Atmosphäre, der sich erst im höheren Proterozoikum dem heutigen Wert annäherte. Die Lebensformen des Proterozoikums waren noch weitgehend Einzeller, doch gegen Ende begannen sich höher entwickelte Formen zu bilden, die als Fossilien überliefert sind. Das jüngste und am besten bekannte Äon ist das Phanerozoikum, das die letzten 570 Millionen Jahre umfasst. Viele Gesteinsserien dieses Alters enthalten eine Fülle von Organismenschalen neben anderen Fossilien. Zu Beginn des Paläozoikums traten die ersten vielzelligen Organismen auf.

9.3 Absolute Zeitbestimmung

Aus den Untersuchungen der Stratigraphie und der Fossilien ergibt sich eine relative Zeitskala, mit der Geologen angeben können, ob eine Formation älter als eine andere ist. Aber wann genau ein Gestein entstanden ist, können sie damit nicht festlegen. Für die abso-

lute Zeitmessung hatten Fortschritte der modernen Physik den Weg geebnet. Das war der Beginn der **radiometrischen Datierung**, mit der sich anhand natürlich vorkommender radioaktiver Elemente das Alter von Gesteinen bestimmen lässt.

9.3.1 Radioaktive Atome: die Uhren im Gestein

Der Grund, warum der radioaktive Zerfall eine zuverlässige Möglichkeit zur Zeitbestimmung bietet, liegt darin, dass die mittlere Zerfallsdauer bei jedem Element absolut konstant ist. Die Zerfallsrate hängt weder von der Temperatur noch von der chemischen Zusammensetzung oder vom Druck ab, schwankt also nicht mit den Änderungen, die typischerweise mit geologischen Prozessen in der Erde und in anderen Planeten einhergehen. Das bedeutet, dass radioaktive Elemente, nachdem sie irgendwo im Universum einmal entstanden sind, sich wie eine Uhr verhalten und mit einer festen Zerfallsrate in ein anderes Element übergehen. Wenn wir diese Zerfallsrate kennen und wissen, in welchem anteiligen Verhältnis die neuen Tochterisotope und die ursprünglichen Mutteratome in einem Gestein vorliegen, dann können wir daraus die Zeit berechnen, die seit dem ersten "Ticken" der radioaktiven Uhr vergangen ist. Das heisst, wir können den Zeitpunkt berechnen, an dem noch keine Tochterisotope, sondern ausschliesslich Atome des unzerfallenen Mutterisotops vorhanden waren.

Geologen bestimmen das Verhältnis der Mutter- und Tochterisotope mit einem Massenspektrometer, einem sehr präzisen und empfindlichen Instrument, das selbst winzige Isotopenmengen nachweisen kann. Angenommen, wir messen bei einem Gestein, dass auf 750 Rubidium-87-Atome 250 Strontium-87-Atome kommen. Aufgrund der bekannten Rubidium-Strontium-Zerfallsrate könnten wir dann ausrechnen, dass das Rubidium vor zwei Milliarden Jahren zu zerfallen begann.

Das ist für die Geologen das Alter eines Gesteins oder genauer gesagt der Zeitpunkt, an dem das Rubidium erstmals in neugebildete Mineralien eingebaut wurde. Rubidium wird, wie andere Elemente, in Mineralien eingeschlossen, wenn diese aus einem Magma auskristallisieren oder in einem metamorphen Gestein umkristallisieren. Bei diesen Prozessen wird das Rubidium chemisch von allen Tochterisotopen getrennt, die vor der Erstarrung des Magmas oder vor der Metamorphose des Ausgangsgesteins entstanden, da Rubidium und Strontium in verschiedenen Mineralien auskristallisieren beziehungsweise eingebaut werden. Durch diese Prozesse wird die radioaktive Uhr sozusagen wieder auf Null zurückgestellt. Im Innern des neugebildeten Minerals läuft der radioaktive Zerfall von Rubidium-87 weiterhin ab und lässt neue Strontiumatome entstehen, die aus dem Gestein nicht entweichen können und sich allmählich darin anreichern. Auf diese Weise bieten Rubidium-87 und andere radioaktive Isotope in magmatischen Gesteinen eine Möglichkeit zur Datierung,

wann eine Gesteinsschmelze aufgestiegen ist und abkühlte. In metamorphen Gesteinen lässt sich anhand dieser Isotope die Zeit bestimmen, die seit der Metamorphose vergangen ist. Dagegen wird der Zerfall von Rubidium nicht zur Datierung von Sedimenten herangezogen, weil die in klastischen Sedimenten auftretenden Mineralien im allgemeinen älter als das Sediment sind.

Ausser Rubidium verwenden Geologen zur Altersbestimmung von Gesteinen einige andere natürlich vorkommende radioaktive Elemente (Abb. 9.1). Jedes radioaktive Element besitzt dabei eine andere Zerfallsrate. Elemente, die wie Rubidium-87 langsam über Milliarden von Jahren hinweg zerfallen, werden zur Altersbestimmung sehr alter Gesteine verwendet. Rasch zerfallende Elemente, bei denen der grösste Teil der radioaktiven Mutterisotope im Verlauf von nur wenigen Jahrzehnten bis Jahrtausenden verschwindet, sind für die Altersbestimmung sehr junger Gesteine brauchbar (z.B. C-14). C-14 ist ein besonders wichtiges Isotop zur Datierung von Fossilmaterial wie Knochen, Schalen, Holz und anderer organischer Substanzen in sehr jungen Sedimenten, weil alle diese Fossilien relativ viel Kohlenstoff enthalten. Wenn Pflanzen wachsen, bauen sie kontinuierlich aus dem Kohlendioxid der Atmosphäre Kohlenstoff in ihr Gewebe ein, wobei zusammen mit anderen (stabilen) Kohlenstoffisotopen auch eine kleine Menge C-14 aufgenommen wird. Stirbt eine Pflanze ab, so endet die Aufnahme von Kohlendioxid, und von nun an kommt auch kein neuer Kohlenstoff mehr hinzu. Zu diesem Zeitpunkt entspricht der Anteil des C-14 im Verhältnis zu den stabilen Kohlenstoffisotopen dem natürlichen Isotopenverhältnis in der Atmosphäre. Aber der Anteil von C-14 im toten Pflanzengewebe nimmt stetig ab, weil die radioaktiven Atome dieses Isotops zerfallen. Da die N-14-Tochterisotope des C-14 gasförmig sind und aus dem Sediment entweichen, lässt sich die Menge des Tochterisotops nicht exakt bestimmen. Statt dessen können wir jedoch die seit dem Absterben der Pflanze vergangene Zeit berechnen, indem wir den C-14-anteil im Pflanzenmaterial mit dem ursprünglichen Isotopenverhältnis in der Atmosphäre vergleichen, wobei allerdings vorausgesetzt werden muss, dass der C-14-Anteil in der Atmosphäre über die Perioden der betreffenden Zeit ungefähr konstant war.

Radiometrische Datierungen sind nicht bei allen Gesteinen durchführbar, von denen ein Geologe Proben entnimmt. Wenn ein uranhaltiges Gestein beispielsweise durch Verwitterung einen Teil des Tochterelements Blei verloren hat, würde sich ein verfälsch-

tes, zu junges Alter ergeben; oder wenn ein magmatisches Gestein metamorphosiert wird, können die Tochterisotope, die sich seit der Kristallisation des Magmas

angereichert haben, verlorengehen, so dass die Uhr eher die Zeit der Metamorphose als die Zeit der ursprünglichen Entstehung anzeigt.

9.3.2 Weitere geologische Datierungsmethoden

Ergänzend zur radiometrischen Datierung wird beispielsweise die Magnetostratigraphie ständig weiterentwickelt. Diese Datierung beruht darauf, dass sich das Erdmagnetfeld ungefähr alle 500'000 Jahre umpolt

und diese Umpolungen in der Orientierung magnetischer Mineralien in den Gesteinen dokumentiert sind, besonders in den Gesteinen des Meeresbodens.

10. Falten, Störungen und andere Dokumente der Gesteinsdeformation

Faltung und **Bruchtektonik** sind die häufigsten Formen der Deformation in den die Erdkruste aufbauenden Gesteinen. Tektonische Kräfte können ebenso eine Schichtenfolge zerbrechen, deren Teilschollen dabei an

der Bruchfläche vorbeigleiten. Das ist eine Störung oder Verwerfung. Falten und Störungen reichen in der Größenordnung von Millimetern bis zu zig Kilometern (Abb. 10.1 und 10.2).

10.1 Die Auswertung der Geländebefunde

Um zu ermitteln, in welcher Form die Gesteinsserien deformiert sind, benötigen die Geologen genaue Kenntnisse über die Geometrie der im Gelände zu beobachtenden Schichten. Eine entscheidende Informationsquelle sind hier die Aufschlüsse, in denen das im Untergrund anstehende Gestein freiliegt und nicht vom Bodenmaterial oder Schutt überdeckt ist. Die räumliche Orientierung der Schichten ist wichtig, um ein vollständiges Bild der gesamten Deformationsstruktur zu gewinnen.

Es bedarf lediglich zweier Messungen, um an einem bestimmten Ort die Raumlage einer Gesteinsschicht zu beschreiben: das Streichen und das Fallen. Das **Streichen** ist die Richtung der Schnittlinie einer Gesteinsschicht mit einer horizontalen Fläche. Das **Fallen**, gemessen im rechten Winkel zum Streichen, ist ganz einfach der Betrag der Verkippung, d.h. der Winkel, um den die Schicht gegen die Horizontale geneigt ist (Abb. 10.4 und 10.5).

10.2 Wie werden Gesteine deformiert

Über viele Jahre standen die Geologen vor dem Problem zu erklären, wie fest und starr erscheinende Gesteine durch tektonische Kräfte zu Falten verformt werden oder an Störungen zerbrechen. Diese Kräfte lassen sich auf drei Erscheinungsformen zurückführen: **Kompressionskräfte**, die einen Körper zusammendrücken und verkürzen, **Dehnungskräfte**, die einen Körper strecken und gewöhnlich auseinanderreißen, und **Scherkräfte**, die einen Körper so deformieren, dass zwei horizontal aneinander vorbeigleitende Teilkörper entstehen (Abb. 10.7). Kompressionskräfte überwiegen an konvergierenden Grenzen, wo Platten kollidieren; Dehnungskräfte herrschen an divergierenden Grenzen vor, wo Platten auseinander driften; und Scherkräfte dominieren an Transformstörungen, wo die Lithosphärenplatten horizontal aneinander vorbeigleiten. Anhand ihres Deformationsverhaltens können Gesteine - genau

wie die meisten Festkörper - als **spröde** oder **duktil** klassifiziert werden. Wenn die Kräfte zunehmen, zeigt ein sprödes Material kaum eine Veränderung, bis es plötzlich bricht; duktile Materialien dagegen reagieren mit einer fließenden und kontinuierlichen plastischen Deformation. Aufgrund von Laborexperimenten wissen wir auch, dass die meisten magmatischen Gesteine weniger deformierbar sind als die Mehrzahl der Sedimentgesteine und dass sich die **Gesteine des Grundgebirges** (alte magmatische oder metamorphe Gesteine im tieferen Untergrund) spröder verhalten als die duktilen, jungen Sedimente, die über ihnen lagern. Falten und Störungen sind die Erkennungszeichen der Deformation, die Geologen im Gelände kartieren. Sie liefern den Schlüssel zu den verschiedenen Kräften, die sich aus der Plattentektonik ergeben.

10.3 Falten

Der Begriff **Falte** besagt, dass eine ursprünglich ebene Struktur, wie beispielsweise eine Sedimentschicht, verbogen worden ist. Die Deformation kann entweder auf horizontal oder vertikal wirkenden Kräften innerhalb der Kruste beruhen. Faltung ist eine in geschichteten Gesteinen häufige Form der Deformation, die besonders typisch in Gebirgszonen auftritt. Geschichtete Gesteinsserien können auf sehr unterschiedliche Art und Weise durch Kompressionskräfte verfaltet werden, je nach den Eigenschaften der Gesteine und den jeweils wirkenden Kräften. Eine Aufwölbung geschichteter

Gesteine wird als **Sattel** (oder **Antikline**) bezeichnet; eine Einwölbung heisst **Mulde** (oder **Synkline**). Die beiden Seiten einer Falte werden **Flanken** genannt. Die **Achsenfläche** ist eine gedachte Fläche, die eine Falte so symmetrisch wie möglich teilt, mit jeweils einer Flanke auf jeder Seite der Achsenfläche. Die Schnittlinie, die die Achsenfläche mit den Schichten bildet, ist die **Faltenachse**. Entsprechend unterscheidet man Sattelachse und Muldenachse (Abb. 10.9 und 10.10). Liegt die Achse einer Falte nicht horizontal, wird die Falte als **abtauchende Falte** bezeichnet. Das Abtau-

chen wird durch den Winkel beschrieben, den die Faltenachse mit der Horizontalen bildet. Mit zunehmendem horizontalem Schub können die Falten in eine **asymmetrische** Form übergehen, wobei eine Flanke steiler als die andere einfällt. Wenn die Deformation intensiv ist und eine Flanke über die Vertikale hinaus verkippt wurde, handelt es sich um eine **überkippte** Falte. Bei überkippten Falten fallen beide Flanken in dieselbe Richtung ein, aber die Abfolge der Schichten im Liegendschenkel ist genau umgekehrt wie die ursprüngliche Folge, d.h. die älteren Gesteine liegen über den jüngeren. Das Mittelstück zwischen einer aufrechten und einer überkippten Falte bildet eine **vergente Falte**. Bei dieser Art fallen die Schichten auf der einen Flanke steiler ein als auf der anderen, sind aber nicht überkippt (Abb. 10.12). Folgt man der Achse irgendeiner Falte im Gelände, so taucht die Falte früher oder später in den Untergrund ab. Man spricht von **abtauchenden Sätteln** und **Mulden** (Abb. 10.14 und 10.15). Ein **Dom** ist eine Antiklinalstruktur, eine ausgedehnte, runde oder ovale Aufwölbung der Gesteinsschichten. Die flankierenden Schichten verlaufen um einen Mittelpunkt und fallen von dort in radialer Richtung ein (Abb. 10.16 und 10.17). Ein **Becken** ist eine Synklinalstruktur, eine schüsselförmige Einsenkung der Ge-

steinsschichten, bei der die Gesteinsschichten radial zu einem Mittelpunkt hin einfallen (Abb. 10.18). Domstrukturen sind in der Erdölgeologie äusserst wichtig, weil Öl leichter ist als Wasser und normalerweise durch permeable Gesteine hindurch nach oben wandert. Wenn das Gestein an dem höchsten Punkt der Aufwölbung schwer durchlässig ist, wird das Öl dort gefangen. Warum sich solche Antiklinal- und Synklinalstrukturen bilden, ist nicht restlos geklärt. Einige Aufwölbungen lassen sich auf magmatische Gesteine zurückführen, die in die Kruste intrudierten und dabei die darüberliegenden Schichten nach oben wölbten. Einige Becken bildeten sich dadurch, dass aufgeheizte Bereiche der Kruste sich abkühlten und dabei kontrahierten, was zur Folge hatte, dass die überlagernden Schichten nach unten einsanken. Andere Becken entstanden, als die Kruste durch tektonische Kräfte gedehnt wurde. Das Gewicht der in einem Flachmeer abgelagerten Gesteine kann die Kruste ebenfalls nach unten drücken und dabei ein Becken bilden. Falten treten typischerweise als langgestreckte Strukturen in Erscheinung. Ein grösseres Gebiet, in dem die Schichten gefaltet sind, d.h. ein **Faltengürtel**, deutet einem Geologen an, dass dieses Gebiet einstmals durch horizontal wirkende tektonische Kräfte zusammengepresst wurde.

10.4 Wie ein Gestein zerbricht: Klüfte und Störungen

Es gibt zwei Arten von Brucherscheinungen: Klüfte und Störungen. Eine **Kluft** ist eine Trennfläche ohne nennenswerte Bewegung. Eine **Störung** oder **Verwerfung** ist dagegen eine Bruchfläche, an der auf beiden Seiten eine relative Bewegung des Gesteins parallel zur

Bruchfläche stattgefunden hat. Ähnlich wie die Falten geben auch Klüfte und Störungen den Geologen Hinweise auf die Kräfte, denen ein Gebiet in der Vergangenheit ausgesetzt war.

10.4.1 Klüfte

Klüfte, die durch tektonische Kräfte verursacht wurden, sind in fast jedem Aufschluss zu beobachten. Wie jedes andere spröde Material brechen auch spröde Gesteine an fehlerhaften Stellen oder Schwachstellen etwas leichter, wenn sie einem Druck ausgesetzt sind. Solche Schwachstellen können winzige Sprünge, Bruchstücke von anderem Gesteinsmaterial oder selbst Fossilien sein. Regional wirksame Kräfte - Kompression, Dehnung oder Scherung - können ihre Spuren in Form ganzer Kluftscharen hinterlassen. Klüfte können aber auch dann entstehen, wenn durch Erosion die Deckschichten entfernt werden. Die Entfernung dieser Schichten beseitigt den auf den Gesteinen im Unter-

grund lastenden Umschliessungsdruck und bewirkt, dass die freigelegten oder entlasteten Gesteine sich an Schwächezonen trennen. In Laven können sich bei der Abkühlung durch Kontraktion Klüfte bilden. Wenn eine Gesteinsabfolge an vielen Orten zerbricht und Klüfte entstehen, ist dies gewöhnlich nur der Beginn einer ganzen Reihe weiterer typischer Veränderungen des Gesteins. Zum Beispiel schaffen Klüfte Kanäle, durch die Wasser und Luft tief in das Gebirge eindringen kann, so dass die Verwitterung beschleunigt und die Struktur des Gesteinsverbands von innen her geschwächt wird (Abb. 10.20).

10.4.2 Störungen

Im Gegensatz zu Falten, die gewöhnlich auf Kompressionskräfte hinweisen, können Störungen gleichermaßen durch alle drei Formen von Kräften verursacht werden: von Kompressions-, Dehnungs- und Scherkräften. Diese Kräfte sind an den Plattengrenzen besonders stark. Störungen sind eine häufige Erscheinung in Gebirgsgürteln, die mit Plattenkollisionen vergesellschaftet sind, aber auch in Rift-Valleys, wo Platten

auseinandergezerrt werden. Die Krustenkräfte können auch innerhalb der Platten ausgesprochen stark sein und selbst in grosser Entfernung von den Plattengrenzen zu Bruchtektonik in den Gesteinen führen. Die Fläche, an der das Gestein zerbrochen ist und gegeneinander bewegt wurde, ist die **Störungsfläche**. Zwei Begriffe, die bereits zuvor definiert wurden, das *Fallen* und das *Streichen*, werden hier ebenfalls verwendet,

um die räumliche Orientierung der Störungsfläche zu beschreiben. Bei **Aufschiebungen** und **Abschiebungen** erfolgt eine vertikale Relativbewegung des Gesteins im Fallen der Störungsfläche. Eine **Horizontal- oder Blattverschiebung** ist eine Störung, bei der die Bewegung horizontal, d.h. parallel zum Streichen der Störungsfläche, erfolgt. Eine Bewegung im Streichen bei gleichzeitiger Vertikalbewegung auf der Störungsfläche wird als **Schrägabschiebung** bzw. **Schrägaufschiebung** bezeichnet (Abb. 10.22). Für Störungen ist eine weitere Charakterisierung nötig, weil die Bewegung nach oben oder unten bzw. nach links oder rechts erfolgen kann. Bei einer Abschiebung bewegen sich die Gesteine auf der Oberseite der Störung (Hangendblock) infolge einer Krustendehnung auf der Störungsfläche nach unten. Bei einer Aufschiebung bewegt sich der Gesteinsblock oberhalb der Störung als Folge einer Einengung auf der Störungsfläche nach oben. Aufschiebungen sind deutliche Zeichen einer Kompression. Wenn wir auf eine Horizontalverschiebung blicken und der Gesteinsblock auf der gegenüberliegenden Seite ist nach rechts versetzt, handelt es sich um **eine rechtssinnige (dextrale) Blattverschiebung**, ansonsten um **eine linkssinnige (sinistrale) Blattverschiebung**. Diese Bewegungen sind auf Scherkräfte zurückzuführen. Schliesslich wird eine Aufschiebung, bei der

die vertikale Bewegung geringer ist als die horizontale, als **Überschiebung** bezeichnet (Abb. 10.24). Solche Überschiebungen sind ebenfalls eine Reaktion auf Kompressionskräfte. Dehnungskräfte, die zum Zerreißen einer Platte führen, hinterlassen Abschiebungen. Dieses Auseinanderreißen kann zur Entwicklung eines **Grabens** oder **Rift-Valleys** führen, einer tektonischen Struktur, bei der ein Krustenblock zwischen zwei auseinandergezogenen, seitlichen Blöcken abgesunken ist. Die Dehnungskräfte lassen eine langgestreckten Senkungsbereich entstehen, der von einer oder mehreren, parallel zur Trogachse verlaufenden Abschiebungen begrenzt wird (Abb. 10.27).

Geologen können Störungen im Gelände auf unterschiedliche Weise erkennen. Wenn die Relativbewegung, wie bei vielen Horizontalverschiebungen, gross ist, unterscheiden sich die getrennten Gesteinsabfolgen auf beiden Seiten der Störung möglicherweise in ihrer Ausbildung und ihrem Alter; und häufig hat sich die versetzte Schicht so weit entfernt, dass sie nicht mehr aufgefunden werden kann. Um den Zeitpunkt der Störungsbewegung abzuschätzen, verwenden die Geologen eine einfache Regel: Eine Störung muss jünger sein als das jüngste Gestein, das an ihr versetzt ist, und älter als das älteste Gestein, das sie ungestört überlagert.

10.5 Das Entschlüsseln der geologischen Entwicklung

Geologen sehen stets nur das Endresultat einer ganzen Abfolge von Ereignissen: Ablagerung, Deformation, Erosion, Vulkanismus etc. Sie rekonstruieren die Deformationsgeschichte eines Gebietes, indem sie die Gesteinsschichten identifizieren und ihre Altersabfolge bestimmen und indem sie die räumliche Lage der Schichten auf geologischen Karten darstellen und hier-

bei insbesondere Falten und Störungen kartieren, und schliesslich, indem sie Vertikalschnitte durch den Untergrund ableiten, die auf Beobachtungen an der Erdoberfläche beruhen. Geologen können das relative Alter einer Deformation ermitteln, wenn sie eine jüngere, nicht deformierte Abfolge finden, die diskordant über den älteren deformierten Schichten liegt (Abb. 10.28).

11. Massenbewegungen

Hangabwärts gerichtete Bewegungen von Boden-, Gesteins- und Schlammmassen oder anderem lockeren, unverfestigten Gesteinsmaterial werden als **Massenbewegung** bezeichnet. Die Massen bewegen sich dabei stets allein unter dem Einfluss der Schwerkraft nach unten - also nicht durch die Wirkung irgendeines anderen Abtragungsfaktors, wie etwa fließendem Wasser, Wind oder Gletschereis. Die Bewegung selbst erfolgt durch verschiedene Kombinationen von Fallen, Gleiten und Fließen. Die Dimensionen der Massenbewegungen reichen von kleinen, fast unmerklichen, hangab-

wärts gerichteten Bodenverschiebungen auf einem sanften Hang bis zu riesigen Bergstürzen, bei denen Tonnen von Erde und Gesteinsmaterial auf die Talböden unter steilen Berghängen niederstürzen.

Wir verwenden die Bezeichnung **Bodenverlagerung** allgemein für Prozesse, durch die Massenbewegungen entstehen und die Landoberfläche abtragen. Bodenverlagerung ist eine Folge von Verwitterung und Gesteinszerstörung. Sie ist ein wichtiger Bestandteil der normalen Abtragungsvorgänge auf dem Festland, besonders in hügeligen und bergigen Gebieten.

11.1 Ursachen von Massenbewegungen

Durch Geländebeobachtungen verschiedener Arten von Massenbewegungen konnten die Geologen drei wesentliche Faktoren herausstellen, die Massenbewegungen steuern: 1) die Steilheit und Instabilität der Hänge, 2) Die Beschaffenheit und Eigenschaften des Hangmaterials und 3) der Wassergehalt des Materials (Tab 11.1). Die Steilheit und Instabilität der Hänge trägt dazu bei, dass das Material je nach den herrschenden Bedingungen entweder zum Stürzen, Gleiten oder Fließen neigt. Das Hangmaterial kann aus festen anstehenden Gesteinsmassen, aus Schuttmaterial oder am Hang

abgelagertem Sedimentmaterial bestehen. Dieses Hangmaterial kann **unkonsolidiert**, d.h. locker und unverfestigt, oder **konsolidiert** und damit verfestigt oder verkittet sein. Der Wassergehalt des Materials hängt davon ab, wie porös es ist und welchen Niederschlagsmengen oder anderen Wasserzutritten es ausgesetzt war. All diese Faktoren sind in der Natur wirksam, aber am weitesten stärksten werden Hangstabilität und Wassergehalt durch Eingriffe des Menschen, etwa durch Erdaushub für Gebäude und Strassenbau beeinflusst.

11.1.1 Unkonsolidiertes Material

Die Rolle, die Hangneigung und -instabilität bei Massenbewegungen spielen, ist am einfachsten im Verhalten von lockerem Sand erkennbar. Der Böschungswinkel ist stets derselbe, gleichgültig ob der Haufen nur wenige Zentimeter oder mehrere Meter hoch ist. Der ursprüngliche und sich immer wieder einstellende Winkel des Sandhanges ist der natürliche **Böschungswinkel** oder **Schüttungswinkel**, d.h. der maximale Winkel, bei dem ein Hang aus lockerem Material noch stabil und damit standfest ist. Der natürliche Böschungswinkel schwankt auch charakteristisch mit einer ganzen Anzahl von Faktoren, einschliesslich der Grösse und Form der Teilchen und der zwischen ihnen vorhandenen Feuchtigkeitsmenge. Feuchter Sand weist einen grösseren Böschungswinkel auf als trockener Sand, weil die Feuchtigkeit zu einem festerem Zusam-

menhalt führt. Dabei spielt insbesondere die Anziehungskraft der Wassermoleküle eine Rolle, die die Oberflächenspannung des Wassers hervorruft. Wenn die Räume zwischen den Sandkörnern teilweise mit Wasser gefüllt sind, zieht die Oberflächenspannung an den Grenzflächen zwischen Wasser und Luft die Körner zueinander hin. Zuviel Wasser in den Porenräumen hat den gegenteiligen Effekt. Wenn der Sand mit Wasser gesättigt ist, d.h. wenn der gesamte Porenraum zwischen der Körnern mit Wasser gefüllt ist, wird der Sand zu einem flachen, fladenähnlichen Gebilde auseinanderfließen. Er verhält sich nun wie eine Flüssigkeit, weil das Wasser die einzelnen Kornoberflächen voneinander trennt und die Kornreibung erniedrigt, so dass sich die Körner frei gegeneinander verschieben können (Abb. 11.1 und 11.2).

11.1.2 Konsolidiertes Material

Konsolidiertes, trockenes Material wie beispielsweise verfestigte und verkittete Sedimente und Böden mit Vegetation besitzen nicht den einfachen natürlichen Böschungswinkel, der für lockeres Material typisch ist. In konsolidiertem Material können die Böschungen weit steiler und unregelmässiger sein. Die Teilchen verfestigter Sedimente haften durch Kräfte zusammen, die bei einer dichten Packung an den Berührungsflä-

chen der Teilchen auftreten, und einige Sedimente sind ausserdem durch die im Porenraum ausgefallenen Mineralien schwach verkittet. Zusätzlich kann das komplizierte, verzweigte Wurzelwerk von Pflanzen den Boden zusammenhalten. In einem Material mit hoher innerer Reibung sind die Teilchen nicht so frei beweglich wie lockere Partikel, beispielsweise im Sand. Wenn

sich dieses Material bewegt, dann geschieht das gewöhnlich im gesamten.

Massenbewegungen konsolidierten Materials lassen sich gewöhnlich auf den Einfluss des Wassergehaltes zurückführen, wobei oftmals andere Faktoren wie ein Rückgang der Vegetation oder eine Übersteilung des Hanges (z.B. durch Fluss) hinzukommen. Wenn der Untergrund mit Wasser gesättigt ist, wird das Material gewissermassen "geschmiert", die innere Reibung wird herabgesetzt, und die Teilchen oder grösseren Aggregate können sich leichter gegeneinander verschieben. Beispielsweise kann auf Schichtflächen von tonig-

siltigen oder sandigen Sedimenten Wasser einsickern und so das Gleiten der Schichten gegeneinander unterstützen. Wenn grosse Mengen Wasser aufgenommen werden, kann der Druck des Porenwassers im Material gross genug sein, um die Teilchen voneinander zu trennen, so dass die Masse ihr Volumen ausdehnt. Das Material beginnt dann, wie eine Flüssigkeit zu fließen. Wenn durch Brand oder Rodung die Vegetation verschwindet, wird der Boden schon bald anfälliger für Massenbewegungen, weil er nicht mehr durch ein intaktes Wurzelsystem zusammengehalten wird.

11.1.3 Felsgänge

Felsgänge variieren von relativ sanften Hängen in leicht verwitterbaren Schiefer-tonen und vulkanischen Aschenlagen bis hin zu senkrechten Felswänden in harten Gesteinen wie etwa Granit. Die Stabilität dieser Hänge ist abhängig von der Verwitterung und der Gesteinsauflockerung. Da sich der Verwitterungsschutt allmählich zu einem instabilen Hang aufbaut, wird ein Teil des lockeren Materials schliesslich abrutschen.

Die Lagerungsform der Schichten beeinflusst ihre Standfestigkeit, besonders wenn die Schichten parallel zur Hangneigung einfallen. Bei dieser Lagerungsform können die Schichtflächen, die wegen der Unterschiede in der Gesteinsbeschaffenheit oder in der Fähigkeit, Wasser aufzunehmen, ohnehin potentielle Schwäche-zonen darstellen, instabil werden, so dass die Gesteinsmassen auf diesen Schwäche-zonen abrutschen.

11.1.4 Auslösung von Massenbewegungen

Wenn die richtige Kombination von Material, Feuchtigkeit und übersteiltem Böschungswinkel einen Berg-hang instabil werden lässt, ist ein Hangrutsch oder Schuttstrom unvermeidlich. Es bedarf nur noch eines auslösenden Faktors. Oftmals wird ein Hangrutsch oder ein Schlammstrom durch ein heftiges Unwetter ausgelöst. Zahlreiche Rutschungen entstehen auch durch Bodenerschütterungen, etwa im Zusammenhang

mit Erdbeben. Andere können ohne ein bestimmtes er-kennbares Ereignis niedergegangen sein, einfach nur durch eine zunehmende Versteilung, bis der Hang plötzlich nachgibt. Während eines Erdbebens können die Bodenerschütterungen so heftig sein, dass der was-sergesättigte Boden in den flüssigen Zustand übergeht, man spricht von *Bodenverflüssigung* (Abb. 11.4).

11.2 Klassifikation von Massenbewegungen

Die meisten Leute bezeichnen jede Massenbewegung als Erd-rutsch. Doch es gibt viele verschiedenen Arten von Massenbewegungen, von denen jede charakteristische Merkmale aufweist, auch wenn wir den Begriff *Erd-rutsch* für Massenbewegungen im allgemeinen verwenden wollen. Geologen unterteilen Massenbewe-gungen anhand mehrerer Merkmale: 1) nach Art des Materials (Festgestein oder lockerer Schutt), 2) nach der Geschwindigkeit der Bewegung (cm/Jahr bis

km/h), 3) nach der Art der Bewegung, die rutschend sein kann oder fliessend (Tab 11.2). Einige Bewegun-gen weisen sowohl Merkmale des Rutschens als auch des Fliessens auf; der überwiegende Teil der Masse kann beispielsweise rutschen, während andere Bereiche an der Basis sich wie eine Flüssigkeit verhalten. Mas-senbewegungen in diesem Übergangsbereich werden nach den dominierenden Mechanismen klassifiziert.

11.2.1 Massenbewegungen in Festgesteinen

Massenbewegungen in Festgesteinen umfassen mehre-re Formen, die von raschen Hangabwärtsbewegungen kleiner Blöcke bis zu grösseren Massen von anstehen-dem Gesteinsmaterial reichen. Entsprechend unter-scheidet man Bergstürze und Felsstürze sowie Bergrut-sche und Steinlawinen (Abb. 11.5). Während eines **Berg-** oder **Felssturzes** fallen einzelne Blöcke frei von der Felswand oder einem steilen Berghang herab. Ge-legentlich stürzen auch grosse Platten in die Tiefe und zerbrechen in grössere Blöcke, wenn sie am Boden

aufschlagen. Diese eckigen Platten lösen sich durch chemische und physikalische Verwitterung aus dem anstehenden Gesteinsverband. Die Verwitterung schwächt das anstehende Gestein entlang von Klüften, bis der geringste Druck, oftmals verursacht durch die Ausdehnung des Wassers beim Gefrieren in einer Spal-te, zum Herauslösen der Felsmasse aus dem Verband ausreicht. Die Ansammlung von Gesteinsblöcken am Hangfuss wird als **Schutthalde** bezeichnet. Die Schutthalde wächst sehr langsam und bildet über einen

langen Zeitraum hinweg am Fusse einer Felswand steinige Hänge. An vielen Stellen stürzen die Gesteine nicht im freien Fall aus der Wand, sondern gleiten die Hänge hinab. Diese Form der Massenbewegung an Hängen wird als **Berggrutsch** bezeichnet, da hierbei die Gleitprozesse vorherrschen. Diese grösseren Gesteinsmassen gleiten mehr oder weniger im Verband, als geschlossene Einheit, auf hangabwärts gerichteten Schicht- oder Kluftflächen in rascher Bewegung nach unten. **Steinlawinen** sind wie die häufigeren Schneelawinen eher Ströme als Gleitmassen. Sie bestehen aus grossen Mengen von Gesteinsmaterial, das durch Fal-

len und Rutschen in kleinere Stücke zerbrochen ist und sich dann mit hoher Geschwindigkeit von mehreren Kilometern pro Stunde weiter hangab bewegt.

Die meisten Massenbewegungen in Festgesteinen sind auf die höheren Regionen der Gebirge beschränkt, im tieferliegenden, eher hügeligen Gelände sind sie selten. Diese Bewegungen treten gewöhnlich dort auf, wo die Verwitterung und Gesteinszerstörung Gesteine erfasst hat, die durch tektonische Deformation oder relativ lockeren Schichtverband oder bei Metamorphose entstandenen Schieferungsflächen bereits für das Auseinanderbrechen anfällig wurden.

11.2.2 Massenbewegungen in unkonsolidiertem Gesteinsmaterial

Die meisten Massenbewegungen laufen in unkonsolidierten Gesteinsmassen langsamer ab als in Festgesteinen. Während einige unverfestigte Materialien sich als zusammenhängende Einheiten bewegen, fliessen viele andere wie sehr zähe Flüssigkeiten. Die geringere Geschwindigkeit ergibt sich überwiegend aus den geringeren Hangneigungswinkeln, bei welchen diese Materialien bereits in Bewegung geraten.

Die langsamste Massenbewegung von Lockermaterial ist das **Bodenkriechen**: Dabei bewegen sich der Boden oder andere Erosionsprodukte mit einer Geschwindigkeit von ungefähr einem bis zu zehn Millimetern pro Jahr hangabwärts - in Abhängigkeit von der Art des Bodens, dem Klima, der Steilheit des Hanges und der Vegetationsdichte. Die Bewegung besteht in einer sehr langsamen Deformation der Schuttdecke, wobei die oberen Schichten des Schuttmaterials schneller hangabwärts gleiten als die unteren Lagen.

Bodenfliessen und **Schuttströme** sind Massenbewegungen in mehr oder weniger flüssigem Zustand, die mit Geschwindigkeiten bis zu mehreren Kilometern pro Stunde etwas rascher ablaufen als das Bodenkriechen. Bodenfliessen ist eine Bewegung von relativ feinkörnigem Material wie etwa von Böden, verwitterten Schiefertonen und Tonsteinen. Schuttströme enthalten dagegen grössere Mengen von Material, das gröber als Sand ist, und sie bewegen sich normalerweise auch rascher.

Schlammströme sind fliessende Massen aus einem Gemisch von Schlamm, Bodensubstrat, Gesteinsmaterial und Wasser. Da viele Schlammströme grosse Mengen Wasser aufgenommen haben, bieten sie gegen ein Fliessen weniger Widerstand und sind deshalb schneller als das Bodenfliessen oder die Schuttströme. Viele Schlammströme bewegen sich mit Geschwindigkeiten von mehreren Kilometern pro Stunde. Sie treten sehr häufig in hügeligen Gebieten auf, selbst in semiariden Bereichen, und entstehen dann nach seltenen, manchmal aber anhaltenden Regenfällen. Das zuvor trockene, von Rissen durchzogene Lockermaterial nimmt bei anhaltenden Niederschlägen immer mehr Wasser auf. Dadurch verändern sich seine physikalischen Eigenschaften, die innere Reibung nimmt ab, und die Masse setzt den Bewegungen immer weniger Widerstand entgegen. Als Folge werden die während der Trockenheit stabilen Hänge instabil, und irgendein geringer Anlass löst die Bewegung der wassergesättigten Lockermassen aus. Die Schlammströme fliessen die oberen Hänge

hinab und breiten sich auf den Talböden aus. Wo Schlammströme aus engen Tälern auf weitere niedrigere Talhänge und Ebenen hinaustreten, fliessen sie auseinander und überdecken grosse Gebiete mit ihrem nassen Schuttmaterial. Sie können auf ihrem Weg grosse Blöcke, Bäume und sogar Häuser mitnehmen.

Die schnellsten Massenbewegungen von unkonsolidiertem Material sind **Schuttlawinen** oder **Muren**, die normalerweise in feuchten Gebirgsgegenden auftreten. Ihre Geschwindigkeit beruht auf einem Zusammenwirken von hohem Wassergehalt und steiler Hangneigung. Wassergesättigter Schutt kann sich mit Geschwindigkeiten bis zu 70 Kilometern pro Stunde und mehr bewegen, vergleichbar der Geschwindigkeit von Wasser, das einen mässig steilen Hang hinunterfliesst. Solche Schuttlawinen reissen alles mit sich, was sich auf ihrem Weg befindet. Schlammströme und Schuttlawinen werden sehr leicht an Hängen vulkanischer Aschenkegeln ausgelöst, vor allem, wenn die Ablagerungen aus lockerer Asche und anderem gefördertem Material mit Regenwasser gesättigt sind. Einige Ströme aus vulkaniklastischem Material werden durch Ereignisse ausgelöst, die unmittelbar mit der Vulkaneruption selbst verbunden sind: Erdbeben, Regengüsse und Aschenniederschläge aus der Eruptionswolke und plötzlichen Erhitzungen von vulkaniklastischem Material.

Erhitzung ist vulkaniklastisches Material von unverfestigtem Material, das sich als Ganzes in Bewegung setzt. In den meisten Fällen gleitet die Rutschmasse auf einer Sohlfläche, die wie ein Löffel konkav nach oben offen ist. Schneller als normale Rutschungen sind **Schutttrutschungen**, bei denen der Schutt überwiegend in einer oder mehreren Einheiten auf Schwächezonen entweder innerhalb der Schuttmassen oder an der Basis des Schuttes abgleitet. Ein solches Rutschen kann weitgehend in ein Fliessen übergehen, wenn sich das Material rasch hangabwärts bewegt und dabei zum grössten Teil durchmischt wird, als ob es eine Flüssigkeit wäre.

Solifluktion ist eine weitere Form der Handbewegung, die nur in kalten Regionen auftritt, wenn das Wasser in den oberen Teilen des Bodens wechselweise friert und wieder taut. Wenn der oberflächennahe Bereich taut, ist der Boden dort mit Wasser gesättigt. Das Wasser kann nicht in die tieferen Bodenschichten einsickern, wie das in den gemässigten Klimazonen der Fall ist, da die unteren Schichten noch gefroren sind. Deshalb sammelt sich immer mehr Wasser an und sättigt die

Oberste Schicht so vollständig, dass diese sich langsam hangabwärts bewegt und dabei zerkleinertes Gesteins-

material und anderen Schutt mit sich führt (Abb. 11.7 und 11.11).

11.3 Katastrophale Massenbewegungen

Untersuchungen von Massenbewegungen, die durch natürliche Ursachen oder durch menschliche Eingriffe in die Landschaft ausgelöst wurden, haben gezeigt, dass einer der wichtigsten auslösenden Faktoren eine Übersteilung der Hänge ist, die entweder durch natürliche Abtragungsprozesse oder durch menschliche Baumassnahmen, beispielsweise durch Erdaushub, entsteht. Die Wasseraufnahme bei lang anhaltenden oder wolkenbruchartigen Niederschlägen ist oftmals ein wichtiger Faktor, weil der Wassergehalt eine so starke Auswirkung auf die Stabilität der Hänge hat. Die tektonischen Lagerungsverhältnisse der Schichten, vor allem, wenn die Schichtung parallel zum Hang verläuft, kann Massenbewegungen begünstigen. Verluste an Menschenleben und die Zerstörung von Eigentum durch katastrophale Massenbewegungen lassen sich

durch Vermeiden einer Übersteilung oder Unterschneidung der Hänge verhindern oder auf ein Minimum reduzieren. Sorgfältig geplante Vorbeugemassnahmen können darüber hinaus verhindern, dass eindringendes Wasser zu einer Instabilität des Materials führt. In einigen Gebieten, die extrem zu Massenbewegungen neigen, muss die bauliche Erschliessung eingeschränkt oder ganz unterlassen werden.

Die Dammbildung in einem Flusstal und das Aufstauen eines Sees, sind häufige Folgen eines Erdbebens (Abb. 11.14 und 11.15). Ein solcher Damm wird wenig später durchbrochen, wenn der See einen entsprechend hohen Wasserstand erreicht hat oder ihn gar überflutet, weil der grösste Teil der Rutschmasse durchlässig und weich ist. Der See entleert sich dann plötzlich – und bildet eine katastrophale Sturzflut.

12. Das Grundwasser

12.1 Strömungen und Speicher

Wir können sehen, wie sich in den Flüssen Wasser an der Erdoberfläche von einem Ort zum anderen bewegt, und wir können auch das an der Oberfläche in Seen und Ozeanen gespeicherte Wasser beobachten. Schwieriger zu erkennen sind die enormen, in der Atmosphäre und im Untergrund gespeicherten Wassermengen sowie der Zustrom und Abfluss dieser Wasserspeicher. Die gesamte Wassermenge in Flüssen und Seen ist zwar relativ gering, aber diese Speicher sind als Süswasserlieferanten äusserst wichtig für uns. Die Ge-

samtvorräte an Grundwasser sind mehr als 40 mal grösser als die Wassermenge in Flüssen und Seen, ein grosser Teil davon ist jedoch unbrauchbar, weil das Grundwasser oftmals erhebliche Mengen an gelösten Stoffen und in vielen Fällen antropogene Verunreinigungen enthält. Der gesamte Wasservorrat der Erde ist enorm und beträgt 1.36 Milliarden Kubikkilometer, verteilt auf die verschiedenen Speicher. Diese Gesamtmenge ist konstant (Abb. 12.1).

12.1.1 Der hydrologische Kreislauf

Das Wasser auf oder unter der Erdoberfläche befindet sich in einem ständigen Kreislauf zwischen den wichtigsten Speichern: dem Meer, der Atmosphäre und dem Festland. Der **hydrologische Kreislauf** ist eine vereinfachende Beschreibung dieser unendlichen Zirkulation und der dabei ständig in Bewegung gehaltenen Wassermengen. Wasser kann durch Änderung seines physikalischen Zustandes von einem Speicher in den anderen übergehen. Es kann unter den Temperaturbedingungen an der Erdoberfläche seinen Aggregatzustand zwischen drei Phasen ändern: flüssig, gasförmig, fest. Diese Übergänge in eine andere Phase führen zu einigen der wichtigsten Vorgänge innerhalb des hydrologischen Kreislaufs. Die externe Energiezufuhr durch die Sonne erzeugt die Wärmekraftmaschine der Erde, die den hydrologischen Kreislauf antreibt. Unter den entsprechenden Bedingungen von Temperatur und Luftfeuchtigkeit kondensiert der Wasserdampf zu winzigen Wassertröpfchen, die Wolken bilden und schliesslich als Regen oder Schnee auf die Kontinente und Ozeane fallen. Ein Teil dieses Wassers, das auf das Festland fällt, gelangt durch **Versickerung (Infiltration)** in den

Untergrund. Ein Teil dieses Grundwassers kann an eine unbewachsene Oberfläche gelangen und verdunsten (**Evaporation**). Ein weiterer Teil wird von Pflanzenwurzeln aufgenommen, in die Blätter befördert und von dort durch **Transpiration** in die Atmosphäre zurückgeführt. Grundwasser kann schliesslich auch über Quellen und Bäche, die in Flüsse und Seen münden, wieder an die Oberfläche zurückgelangen. Die Gesamtmenge der Niederschläge, die an der Oberfläche oder mit dem Grundwasser abfließt, wird als **Abfluss** bezeichnet. Ein Teil des oberirdischen Abflusses kann später in den Untergrund versickern oder aus den Flüssen und Seen verdunsten, doch der grösste Teil fliesst ins Meer zurück. Schnee kann in Gletschereis umgewandelt werden, das später durch Abschmelzen und Abfluss entweder in die Ozeane zurückgelangt, oder er kann durch **Sublimation**, dem direkten Übergang von der festen Phase in die Gasphase übergehen. Der grösste Teil des Wassers, das aus den Ozeanen verdunstet, kehrt als Regen und Schnee - beides wird unter der Bezeichnung **Niederschläge** zusammengefasst - wieder dorthin zurück (Abb. 12.2).

12.1.2 Wieviel Wasser können wir verbrauchen?

Regen, Flüsse und Seen sowie ein Teil des Grundwassers bestehen aus Süswasser. Dasselbe gilt für Wasser, das auf dem Festland durch Abtauen von Eis und Schnee entsteht. Da all dieses Süswasser letzten Endes durch Niederschläge geliefert wird, liegt die oberste vorstellbare Grenze bei der Gesamtmenge der Niederschläge auf den Kontinenten. Gleichzeitig bedeutet der ständige Nachschub aber auch, dass Süswasser ein erneuerbarer Rohstoff ist. Auch wenn wir zeitweise an unseren Wasservorräten Raubbau treiben können, werden sie durch Niederschläge letztendlich auf globaler Ebene immer wieder ergänzt - wobei dieser Vorgang unter Umständen Tausende von Jahren dauern kann.

Unsere gesamten Wasservorräte werden durch die Trennung der Niederschläge in Abfluss, Verdunstung und Infiltration erheblich modifiziert. Den Anteil der Niederschläge, der verdunstet, können wir nicht nutzen. Der Anteil der Niederschläge, der versickert und in das Grundwasser übergeht, kann zwar verwendet werden, aber nur, wenn wir es durch das Bohren von Brunnen erschliessen können. Der oberirdische Abfluss ist der am leichtesten zugängliche Anteil. Die gesuchtesten Vorkommen sind jedoch Wasservorräte, die durch Abfluss und Infiltration rasch und kontinuierlich ergänzt werden.

12.2 Hydrologie und Klima

Den stärksten Einfluss auf örtliche hydrologische Verhältnisse übt das Klima aus, insbesondere die Temperaturverhältnisse und die Niederschläge. In warmen, ariden oder semiariden Klimazonen, wo es selten regnet,

ist Wasser dagegen ein kostbarer Rohstoff. In kalten Klimazonen ist die Wasserversorgung normalerweise durch das Schmelzwasser von Schnee und Eis gesichert.

12.2.1 Luftfeuchtigkeit und Niederschläge

Die **relative Luftfeuchtigkeit** entspricht der in der Luft tatsächlich enthaltenen Menge Wasserdampf, dividiert durch die maximal mögliche Menge, die Luft bei derselben Temperatur aufnehmen kann. Dieser maximale Wert heisst *Sättigungswert*. Warme Luft enthält stets mehr Wasserdampf als kalte Luft bei gleicher relativer Luftfeuchtigkeit. Wenn warme Luft in der Atmosphäre abkühlt, bilden die kondensierten Wassertropfen Wolken, weil der Sättigungswert überschritten wird. Wenn genügend Feuchtigkeit zu Wolken kondensiert ist und die Tropfen gross und damit so schwer werden, dass die Luftströmungen sie nicht mehr im Schwebezustand halten können, fallen sie als Regen auf die Erde. Weltweit fallen die meisten Niederschläge in den warmen humiden Gebieten am Äquator. In diesen tropischen Gebieten ist sowohl das Oberflächenwasser der Ozeane als auch die Luft so warm, dass ein grosser Teil des Wassers verdunstet und die relative Luftfeuchtigkeit daher sehr hoch ist. Wenn die weitgehend wassergesättigten Luftmassen über den tropischen Ozeanen mit dem Wind auf einen angrenzenden Kontinent gelangen und nach oben steigen, kühlen sie ab, und die Luft übersättigt. Die Folge sind starke Regenfälle auf dem Festland, selbst noch in

grossen Entfernungen von der Küste. Das polare Klima ist dagegen normalerweise sehr trocken. In den polaren Gebieten sind Meer und Luft so kalt, dass die Verdunstung aus dem Meer gering ist und die kalte Luft nur wenig Luftfeuchtigkeit aufnehmen kann. Zwischen den tropischen und polaren Extremen liegen die gemässigten Klimazonen, in denen die Niederschläge und die Temperaturen sich um mittlere Werte zwischen den beiden genannten Extremen bewegen. Die Oberflächenformen beeinflussen die Niederschlagsverteilung. Gebirgsketten verursachen "Regenschatten", d.h. auf den von der Hauptwindrichtung abgewandten, leeseitigen Hängen entstehen niederschlagsarme Gebiete: Feuchtigkeitsgesättigte Luft steigt auf der windzugewandten Seite der Bergkette auf, kühlt sich ab und regnet auf den Hängen dieser "Wetterseite" grosse Mengen ab. Im Laufe der Zeit erreicht die Luft den entgegengesetzten leewärtigen Hang, hat dort aber bereits einen Grossteil ihrer Feuchtigkeit verloren. Wenn sie auf die tiefergelegenen Hänge hinabweht, erwärmt sie sich, und die relative Luftfeuchtigkeit nimmt ab, und damit geht auch die für Regen zur Verfügung stehende Luftfeuchtigkeit weiter zurück (Abb. 12.3).

12.2.2 Trockenzeiten

In allen Klimazonen kann es zu Trockenzeiten mit deutlich reduzierten Niederschlägen kommen, wobei sich diese Perioden über Monate bis Jahre erstrecken können, aber trockenere Klimabereiche sind natürlich besonders anfällig, was den Rückgang der Wasservorräte betrifft. Während anhaltender Trockenperioden geht die Wasserführung der Flüsse zurück, und sie trocknen in vielen Gebieten schliesslich völlig aus.

Ähnliches gilt für Wasserspeicher, deren Wasser verdunstet. Böden trocknen aus und bekommen Risse. Die Vegetation stirbt ab. Wenn überdies die Bevölkerung in solchen Gebieten ständig zunimmt und dadurch der Wasserbedarf steigt, kann eine Trockenheit zur Erschöpfung der ohnehin bereits knappen Wasservorräte führen.

12.3 Die Hydrologie des Abflusses

Innerhalb weniger Tage kann ein schweres Unwetter den Abfluss der örtlichen Flüsse und Bäche abrupt verändern. Die Beziehungen zwischen Niederschlag und Abfluss sind bei einem grossen Fluss, der über eine lange Strecke fliesst, weniger deutlich. Ein solcher Fluss kann aus einem Gebiet mit hohen Niederschlagsraten grosse Wassermengen in Gebiete mit geringen Niederschlägen transportieren. In Gebieten mit geringen Niederschlägen gelangt nur ein kleiner Teil der Niederschläge zum Abfluss. In solch trockenen Gebieten geht ein grosser Teil des Niederschlags durch Ver-

dunstung und Versickerung verloren. In humiden Gebieten fliesst dagegen ein weit höherer Anteil der Niederschläge oberirdisch in Flüssen ab. Der grösste Teil des Oberflächenabflusses erfolgt - global betrachtet - über die grossen Flüsse. Die vielen Millionen von kleinen und mittelgrossen Flüssen transportieren etwa die Hälfte des gesamten Abflusses der Erde. Die andere Hälfte wird durch ungefähr 70 grosse Flüsse abgeführt. Das oberirdische Wasser sammelt sich und wird in natürlichen Seen und durch das Aufstauen von Flüssen in künstlichen Stauseen gespeichert. Sumpf- und Marsch-

gebiete, die sog. Feuchtgebiete, wirken beim oberirdischen Abfluss ebenfalls als Speicherräume. All diese Wasserspeicher können, wenn ihr Volumen gross genug ist, kurzfristige Zuflüsse starker Regenfälle aufnehmen, ohne dass es zu Überschwemmungen kommt. Während der trockenen Jahreszeiten oder in Trockenperioden speisen die Speicher kontinuierlich Wasser

entweder in die Flüsse oder in Versorgungsnetze für den menschlichen Gebrauch ein. Auf diese Weise gleichen die Speicher jahreszeitliche oder jährliche Schwankungen des Abflusses aus und geben an die flussabwärts liegenden Gebiete eine gleichmässige Wassermenge ab (Tab 12.1, Abb. 12.4 und 12.5).

12.4 Grundwasser

Das Grundwasser bildet einen enormen unterirdischen Wasservorrat. Die unter der Erdoberfläche vorhandene Wassermenge entspricht ungefähr 22 Prozent des in Seen und Flüssen, Gletschern und Polareis sowie der Atmosphäre gespeicherten Süswassers. Quellen sind direkte Hinweise auf das unter der Oberfläche fliessende Grundwasser. Grundwasser entsteht, wenn Regen in die Böden und andere lockere Oberflächensedimente

sickert oder auch in Risse und Spalten des Gesteins in den Untergrund eindringt. In gemässigten Klimazonen stösst man am ehesten auf ergiebige Wasservorräte, wenn man nicht zu weit unter der Oberfläche lagernde poröse Sand- oder Sandsteinschichten anbohrt. Schichten, die Grundwasser enthalten und es auch weiterleiten, werden als **Grundwasserleiter** oder **Grundwasserspeicher** bezeichnet.

12.4.1 Wie fliesst Wasser durch Boden und Gestein?

Als Speicherraum für Wasser stehen nur der Porenraum zwischen Sandkörnern und anderen Teilchen, aus denen der Boden und das anstehende Gestein bestehen, sowie Klüfte und Spalten zur Verfügung. Einige Poren findet man in jeder Art von Gestein und Boden, aber es sind meist wenige und kleine Poren; ein grosses Porenvolumen ist am häufigsten in Sand- und Kalksteinen zu finden.

Ein Mass für den in Gesteinen, Böden oder Sedimenten insgesamt vorhandenen Porenraum ist die **Porosität**: Sie entspricht dem Anteil, den das von den Poren eingenommene Volumen im Verhältnis zum Gesamtvolumen ausmacht. Die Porosität hängt von der Grösse und Form der Teilchen und der Art ihrer Packung ab. Der Porenraum zwischen den Teilchen wird sich um so stärker verringern, je dichter die Teilchen gepackt sind. Je kleiner die Teilchen sind und je mehr sie sich von ihren Formen her unterscheiden, desto enger passen sie zusammen. Sedimente haben deshalb eine höhere Porosität als Magmatite und Metamorphite (Abb. 12.7). Die Porosität ist in oberflächennahen, lockeren Sand- und Kiesschichten mit Werten von über 40 Prozent am

höchsten (Tab 12.2). Die Porosität gibt an, wieviel Wasser ein Gestein aufnehmen kann, wenn alle Poren gefüllt sind, aber sie liefert uns keinerlei Auskunft darüber, wie rasch das Wasser durch die Poren fliessen kann. Wasser durchdringt ein poröses Material zwischen den Körnern und auf den Klüften. Je enger die Porenräume und je mühsamer der Weg, desto langsamer bewegt sich das Wasser. Wie schnell das Wasser ein Gestein durchdringt, hängt von der **Durchlässigkeit** oder **Permeabilität** ab. Es besteht ein allgemeiner Zusammenhang zwischen Porosität und Permeabilität: Je grösser die Porosität ist, desto höher ist meist auch die Permeabilität. Sowohl die Porosität als auch die Permeabilität sind wichtige Faktoren bei der Suche nach Grundwasservorräten. Grundsätzlich wird ein guter Grundwasserspeicher ein Fest- oder Lockergesteinskörper sein, der sowohl eine hohe Porosität besitzt, so dass er grosse Wassermengen aufnehmen kann, als auch eine hohe Permeabilität, so dass das Wasser auf einfache Weise daraus entnommen werden kann.

12.4.2 Grundwasserspiegel und Grundwasseroberfläche

In geringerer Tiefe ist das Probenmaterial mit Wasser untersättigt, d.h. die Poren sind nicht vollständig mit Wasser gefüllt, sondern enthalten auch etwas Luft. Dieser Bereich wird als die **wasserungesättigte Zone** bezeichnet. Darunter, in der **wassergesättigten Zone**, sind die Poren des Bodens oder des Gesteins vollständig mit Wasser (dem Grundwasser) gefüllt. Die Grenze zwischen den beiden Zonen ist die **Grundwasseroberfläche**, die gewöhnlich auch, jedoch nicht ganz zutreffend, als Grundwasserspiegel bezeichnet wird (Abb. 12.8). Wenn ein Brunnen bis unter die Grundwasser-

oberfläche gebohrt wird, fliesst das Wasser aus der gesättigten Zone in das Bohrloch, und es stellt sich darin ein bestimmter Wasserstand ein. Dieses Niveau entspricht dem *Grundwasserspiegel*. Meist liegt aufgrund des Kapillarsaumes die Grundwasseroberfläche höher als der Grundwasserspiegel. Grundwasser bewegt sich ausschliesslich unter dem Einfluss der Schwerkraft, und ein Teil des Wassers in der ungesättigten Zone dürfte sich deshalb auf dem Weg nach unten zur Grundwasseroberfläche befinden. Ein gewisser Bruchteil des Wassers verbleibt jedoch in der ungesättigten

Zone, weil es in kleinen Porenräumen durch Kapillarkräfte zurückgehalten wird. Die Grundwasseroberfläche folgt der jeweiligen Form der Erdoberfläche, doch die Neigung der Grundwasseroberfläche ist in der Regel geringer (Abb. 12.9). Der Wasserspiegel in Flüssen und Seen und der Austrittspunkt der Quellen entspricht dem Grundwasserspiegel. Wasser gelangt von der Oberfläche her durch Infiltration, das Versickern von Regen und Schmelzwasser in die gesättigte Zone und verlässt diese über Quellen, Seen und Flussläufe sowie Brunnen, aus denen Wasser gefördert wird. Die Infiltration von Wasser in den Untergrund wird als **Grundwasserneubildung** bezeichnet, und sein Austritt an der Oberfläche wird **Abfluss** genannt. Zusätzlich zur Infil-

tration von Wasser kann eine Grundwasserneubildung über den Untergrund eines Flussbettes erfolgen, wenn das Strombett über dem Grundwasserspiegel liegt. Das auf diese Weise infiltrierende Wasser wird als Uferfiltrat oder Seihwasser bezeichnet. Solche Abflussverhältnisse werden als *influent* bezeichnet. Diese Form der Grundwasserneubildung ist charakteristisch für aride Gebiete, wo der Grundwasserspiegel meist sehr tief liegt. Im umgekehrten Falle, wenn die Fließrinne den Grundwasserspiegel anschnidet, fließt Wasser aus dem Grundwasser in den Fluss ab. Solche *effluent* Verhältnisse sind dagegen für humide Klimazonen typisch (Abb. 12.10).

12.4.3 Gespanntes (artesisches) Grundwasser

Viele durchlässige Grundwasserleiter, typischerweise Sandsteine, sind oben und unten von tonigen Schichten mit geringer Durchlässigkeit begrenzt. Das Grundwasser kann somit durch diese relativ undurchlässigen Schichten oder **Grundwassernichtleiter (Aquitard)** entweder nicht oder nur sehr langsam hindurchfließen. Wenn Grundwassernichtleiter sowohl über als auch unter einem Grundwasserleiter (Aquifer) lagern, beschränken sie die Bewegung des Grundwassers auf diesen Grundwasserleiter. Unter diesen Bedingungen spricht man von einem **gespannten** oder **artesischen Grundwasser** bzw. Grundwasserleiter (Abb. 12.11). Der häufigere Fall in der Nähe der Oberfläche ist ein ungespanntes, sog. **freies Grundwasser**. Hier fließt das Wasser sowohl in den Gebieten der Grundwasserneubildung als auch in den Abflussgebieten durch Schichten mit einer mehr oder weniger gleichen Permeabilität, die bis an die Oberfläche reichen. In einem freien Grundwasserleiter ist die Obergrenze des Grundwasserspeichers durch die Höhenlage der Grundwasseroberfläche gegeben. Die undurchlässigen Schichten über einem gespannten Grundwasserleiter verhindern, dass Niederschläge unmittelbar in den Grundwasserleiter einsickern. Statt dessen wird der gespannte Grundwasserleiter durch Niederschlagswasser ergänzt, das dort in den Untergrund einsickert, wo die Gesteine zutage treten. Über dem Ausstrichsgebiet gelangen die Niederschläge in den Untergrund und fließen dem Gefälle des Grundwasserleiters folgend ab-

wärts. Das Wasser steht in einem gespannten Grundwasserleiter unter hydrostatischem Druck, d.h. an jedem Punkt innerhalb des Grundwasserleiters entspricht der Druck dem Gewicht der Wassersäule, die im Grundwasserleiter oberhalb dieses Punktes vorhanden ist. Wird bei einem gespannten Grundwasserleiter an einer Stelle ein Brunnen gebohrt, wo die Erdoberfläche niedriger liegt als der Grundwasserspiegel im Grundwasserleiter eines höhergelegenen Einsickerungsgebietes, so fließt das Wasser aus dem Brunnen frei über die Erdoberfläche aus. Jeder Brunnen, der auf diese Weise selbsttätig an die Oberfläche ausfließt, wird als **artesischer Brunnen** bezeichnet. Artesische Brunnen sind sehr erwünscht, weil die Wassergewinnung keine Energie erfordert, um das Wasser an die Oberfläche zu pumpen - es wird durch seinen eigenen hydrostatischen Druck nach oben gepresst. Oberhalb einer tieferliegenden Grundwasseroberfläche, also innerhalb der ungesättigten Bodenzone, kann in einem seichten Niveau ein schlecht durchlässiger Horizont vorhanden sein, auf dem sich vor allem nach stärkeren Niederschlägen ein eigener Grundwasserkörper herausbildet. Dieser Grundwasserkörper in dem oberflächennahen Grundwasserleiter wird als **schwebender Grundwasserleiter** oder **schwebendes Grundwasserstockwerk** bezeichnet, weil er über dem tieferen Hauptgrundwasserleiter liegt. An den Rändern fließt das Wasser des schwebenden Grundwasserleiters über und speist das tieferliegende Hauptgrundwasserstockwerk (Abb. 12.12).

12.4.4 Gleichgewicht von Grundwasserneubildung und Abfluss

Wenn unter natürlichen Bedingungen Grundwasserneubildung und -abfluss im Gleichgewicht stehen, bleibt der Grundwasservorrat und damit auch die Lage der Grundwasseroberfläche konstant, obwohl durch den Grundwasserleiter ständig Wasser fließt. Es handelt sich dabei um ein dynamisches oder Fließgleichgewicht. Wegen der jahreszeitlichen bedingten Schwankungen der Niederschlagsmengen werden sich Grundwasserneubildung und Abfluss nicht zu jedem Zeitpunkt völlig ausgleichen. Typischerweise sinkt der Grundwasserspiegel in den trockeneren Jahreszeiten ab und steigt in den feuchteren Perioden an. Wenn aus einem Grundwasserleiter über einen Brunnen das Wasser

rascher entnommen wird, als es durch den Zufluss wieder ergänzt werden kann, sinkt der Wasserspiegel in einem trichterförmigen Bereich um den Brunnen ab - es entsteht ein sog. Entnahmetrichter (Abb. 12.13). Der Grundwasserleiter kann sich nur dann regenerieren, wenn die Entnahmemenge ausreichend reduziert wird, so dass für den Grundwasserzufluss und damit für die Erneuerung des Grundwassers genügend Zeit zur Verfügung steht. Eine übermäßige Entnahme und die Absenkung der Grundwasseroberfläche kann weiterhin zu einer Schädigung der Vegetation führen. Andererseits kommt es oftmals dadurch auch zu einer Verbesserung sehr feuchter Standorte und deren Um-

wandlung in Ackerland. Weitaus schwerwiegender sind jedoch grossräumige Bodensenkungen als Folge der Entnahme grosser Mengen von Grundwasser. Sie treten dann auf, wenn im Absenkungsbereich kompaktierbare Sedimente vorhanden sind, Sedimente, in denen eine Entwässerung zu einer Abnahme des Volumens führt.

Menschen, die auf Inseln oder in der Nähe der Meeresküste leben, sehen sich einem anderen Problem gegenübergestellt, wenn die Entnahmemengen im Verhältnis zum Zufluss zu hoch sind: dem Einbruch von Salzwasser in den Brunnen. In der Nähe der Küstenlinien oder ein wenig seewärts davon entfernt liegt im Untergrund die sogenannte Süss-/Salzwassergrenze. Diese Grenze fällt innerhalb des Grundwasserleiters mehr oder weniger steil von der Küstenlinie landeinwärts, und zwar so, dass das Salzwasser das Süsswasser des Grundwasser-

leiters unterlagert. Im Untergrund vieler vom Meerwasser umgebener Inseln schwimmt auf einem Unterlager aus Meerwasser eine Süsswasserlinse. Solange sich im Grundwasserleiter die Wasserentnahme und die Erneuerung des Süsswassers durch Niederschläge ausgleichen, kann kontinuierlich Süsswasser gefördert werden. Wird aber das Süsswasser rascher entnommen, als es zuströmen kann, so entwickelt sich an der Oberfläche des Grundwasserleiters ein Entnahmetrichter. Spiegelbildlich zu diesem Entnahmetrichter bildet sich darunter ein umgekehrter Trichter, der von der Grenze Süsswasser-Meerwasser nach oben gerichtet ist. Der Entnahmetrichter im oberen Teil des Grundwasserleiters erschwert die Süsswassergewinnung, und der umgekehrte Trichter darunter führt an der Brunnensohle zu einem Zustrom von Salzwasser (Abb. 12.15).

12.4.5 Die Geschwindigkeit der Grundwasserbewegung (Gesetz von Darcy)

Das Gleichgewicht zwischen Abfluss und Zufluss ist ein Gleichgewicht der *Geschwindigkeiten*, mit denen sich das Wasser im Untergrund bewegt. Der grösste Teil des Grundwassers fliesst sehr langsam, eine natürliche Erscheinung, die letztlich auch für unsere Grundwasservorräte verantwortlich ist. Würde sich das Grundwasser so schnell wie das Wasser in Flüssen bewegen, würden die Grundwasserleiter nach einer niederschlagsfreien Periode austrocknen, wie das bei vielen kleinen Flüssen und Bächen erfolgt. Obwohl das gesamte Grundwasser generell langsam durch die Grundwasserleiter fliesst, herrschen doch in den einzelnen Grundwasserleitern unterschiedliche Fließgeschwindigkeiten. Das Verhältnis von Höhendifferenz zur horizontalen Entfernung ergibt das Gefälle des Grundwasserspiegels; es ist in derselben Weise defi-

niert wie das Gefälle der Erdoberfläche. Genau so wie ein Ball einen steileren Hang schneller hinunterrollt, fliesst auch das Grundwasser bei einem steileren Gefälle der Grundwasseroberfläche rascher. Das Gesetz von Darcy lautet nun (Abb. 12.16):

Das Volumen des in einer bestimmten Zeiteinheit fliessenden Wassers, der sog. Grundwasserdurchfluss, ist proportional zu dem vertikalen Höhenunterschied, geteilt durch die horizontale Entfernung

Je grösser die Permeabilität und je leichter das Fliesen erfolgt, desto höher ist auch die Fließgeschwindigkeit. In den meisten Grundwasserleitern fliesst das Grundwasser mit einer Geschwindigkeit bis zu 15 cm/h.

12.5 Absinken des Grundwassers und Massnahmen dagegen

Stadtentwicklung und Landschaftsversiegelung können die Grundwasserneubildung verringern, indem sie die Infiltration erheblich beeinträchtigen. Die Versiegelung der Oberfläche durch undurchlässige Materialien vergrössert die Menge des oberirdisch abfliessenden Niederschlagswassers und vermindert die natürliche Infiltration in den Untergrund so stark, dass den Grundwasserleitern ein Grossteil ihres Zuflusses entzogen wird. Einige Grundwasserleiter können durch künstliche Erhöhung ihres Zuflusses wieder aufgefüllt werden. In Long Island beispielsweise bohrten die Wasserbehörden ein ausgedehntes System von Schluckbrunnen, Brunnen, die ausschliesslich dazu dienen, Wasser von

der Oberfläche her in den Grundwasserleiter einzuspeisen. Das hierfür verwendete Wasser wurde zuerst aufbereitet und gereinigt und dann in den Untergrund zurückgepumpt. Darüber hinaus wurden über den natürlichen Einsickerungsgebieten grosse flache Becken angelegt, um den oberirdischen Abfluss einschliesslich der Niederschläge von Unwettern und der Industrieabwässer aufzufangen und so umzuleiten, dass die Infiltration von Oberflächenwässern erhöht wird. Auf diese Weise wurde der Grundwasserleiter von Long Island wieder angereichert, wenn auch nicht ganz bis zu seinem ursprünglichen Niveau.

12.6 Erosion durch Grundwasser

Höhlen im Untergrund sind durch die Auflösung von Kalkstein, seltener von anderen löslichen Gesteinen wie etwa Evaporiten, durch das Grundwasser entstanden. Höhlen bilden sich nur dort, wo diese relativ lösli-

chen Gesteine unmittelbar an oder in der Nähe der Oberfläche liegen, also in einem Bereich, durch den genügend Wasser versickert, um grosse Mengen von Kalkstein lösen zu können.

Die Auflösung von Kalkstein wird durch das im Regenwasser gelöste Kohlendioxid aus der Atmosphäre verstärkt. Wasser, das durch den Boden sickert, kann dabei zusätzlich Kohlendioxid aufnehmen, das von Pflanzenwurzeln, Bakterien und anderen bodenbewohnenden Organismen abgegeben wird. Es dürfte sogar einen weitaus höheren Kohlendioxidanteil enthalten als Regenwasser. Da sich dieses kohlendioxidreiche Wasser nach unten zur Grundwasseroberfläche hin bewegt, also von der ungesättigten zur gesättigten Zone, löst es die Carbonatminerale. Da die Lösung der Kalksteine bevorzugt entlang der Klüfte und Spalten erfolgt, werden diese Hohlräume erweitert, und es entsteht ein Netzwerk von Hohlräumen und engen Verbindungswegen. Ein grosser Teil der Lösungsvorgänge findet in der gesättigten Zone statt. Weil die Höhlen mit Wasser gefüllt sind, erfolgt die Lösung an der gesamten Oberfläche der Hohlräume.

In heute mit Luft gefüllten Höhlen tropft das mit Calciumcarbonat gesättigte Wasser von der Decke. Beim

Heruntertropfen wird ein Teil des gelösten Kohlendioxids wieder in die Atmosphäre der Höhle entweichen. Die Abgabe von Kohlendioxid aus dem Grundwasser verringert die Löslichkeit des Calciumcarbonats, und daher fällt jeder Wassertropfen an der Decke eine kleine Menge Calciumcarbonat aus. Jeder Tropfen fügt ein klein wenig mehr hinzu, und ähnlich wie ein Eiszapfen wächst eine lange dünne Nadel aus Calciumcarbonat, ein sogenannter **Stalaktit**, von der Decke nach unten. Wenn der Tropfen auf den Boden auftrifft, entweicht weiteres Kohlendioxid, und am Boden wird wieder eine geringe Menge von Calciumcarbonat abgeschieden. Es bildet sich ein **Stalagmit**.

Stellenweise kann in Kalksteinen durch die Kalklösung das Dach einer Höhle so dünn werden, dass es einbricht und an der darüberliegenden Erdoberfläche eine **Doline** entsteht. Es kann so eine **Karstlandschaft** entstehen.

12.7 Wasser in der tiefen Erdkruste

Alle Gesteine unterhalb der Grundwasseroberfläche sind mit Wasser gesättigt. Selbst in den tiefsten, auf Öl niedergebrachten Bohrungen, die acht oder neun Kilometer tief sind, finden Geologen in durchlässigen Gesteinsserien noch Wasser. In diesen Tiefen bewegt sich das Wasser extrem langsam, möglicherweise mit Geschwindigkeiten von weniger als einem Zentimeter pro Jahr, so dass es viel Zeit hat, selbst weitgehend unlösliche Mineralien aus den Gesteinen herauszulösen, durch die es hindurchfliesst. Folglich weist die gelöste Substanz in diesen Tiefenwässern eine höhere Konzentration auf als im oberflächennahen Grundwasser. Grundwasser, das durch Salzlager fließt, die rasch in Lösung gehen, ist normalerweise in hohem Masse mit Natriumchlorid angereichert. In Tiefen über 12 bis 15 Kilometern zeigen die Magmatite und Metamorphite

des Grundgebirges, die überall die sedimentären Serien der oberen Krustenbereiche unterlagern, extrem geringe Porositäten und Permeabilitäten. Selbst diese Gesteine sind jedoch mit Wasser gesättigt, obwohl die Gesamtmenge des darin enthaltenen Wassers äusserst gering ist und sich im wesentlichen auf dünne Risse und die Kristallgrenzen beschränkt (Abb. 12.22). In einigen tieferen Bereichen der Erdkruste, die - etwa an Subduktionszonen - einer aktiven Metamorphose unterliegen, spielen heisse, höher konzentrierte Wässer eine wichtige Rolle bei den chemischen Reaktionen, durch die metamorphe Gesteine erst entstehen; denn bei diesen Reaktionen ist Wasser an der Lösung einiger Mineralien und der Fällung anderer beteiligt. Vermutlich enthalten sogar einige Gesteine des Erdmantels noch geringste Mengen an Wasser.

12.7.1 Hydrothermale Wässer

An vielen Orten der Erde treten natürliche, heisse Quellen aus. Solche in der Kruste vorkommenden heissen Wässer werden als hydrothermale Wässer bezeichnet. Diese Wässer sind mit chemischen Substanzen beladen, die bei hohen Temperaturen aus dem Gestein herausgelöst werden. Solange das Wasser heiss bleibt, bleiben auch die gelösten Stoffe in Lösung. Da aber hydrothermale Wässer sehr rasch abkühlen, wenn sie an die Oberfläche gelangen, können sich aus ihnen verschiedene Mineralien abscheiden, wie beispielsweise Opal (eine Form der Kieselsäure), Calcit oder Aragonit (beides Modifikationen von Calciumcarbonat). Krusten aus Calciumcarbonat, die sich an einigen heissen Quellen absetzen, bilden das Gestein Travertin (Abb. 12.23). Noch innerhalb der Kruste verbliebene hydrothermale Wässer sind ausserdem, wenn sie nach dem Aufstieg abkühlen, für die Ablagerung einiger der reichsten Erzlagerstätten der Erde verantwortlich.

Die meisten hydrothermalen Wässer der Kontinente sind auf Oberflächenwasser zurückzuführen, die nach unten in tiefere Bereiche der Kruste einsickern. Solche Wässer, die ursprünglich von Regen oder Schnee stammen, werden als **meteorische Wässer** bezeichnet. Meteorische Wässer können sehr alt sein; man hat ermittelt, dass die Wässer bei Hot Springs, Arkansas, von Regen und Schnee stammen, der vor mehr als 4000 Jahren fiel und langsam durch den Untergrund ~~fließt~~ **Fliesst** andere Quelle für hydrothermale Wasser ist das aus Magmen freigesetzte sog. "juvenile" Wasser. In Gebieten magmatischer Tätigkeit trifft das versickernde meteorische Wasser auf heisse Gesteinsmassen, wird dabei erwärmt und mischt sich dann mit dem aus dem benachbarten Magma freigesetzten juvenilen Wasser. Die Mischung von hydrothermale Wasser steigt dann wieder in Form heisser Quellen oder Geysire an die Oberfläche auf (Abb. 12.24).

Auf der Suche nach neuen und sauberen Energiequellen haben sich die Geologen auch mit den hydrothermalen Wässern beschäftigt. Der heisse Dampf, der in Gebieten mit heissen Quellen und Geysiren durch hydrothermale Tätigkeit entsteht, kann zum Antrieb von Turbinen für die Erzeugung von elektrischer Energie verwendet werden. Hydrothermale Wässer liefern keinen Beitrag zu den Wasservorräten der Erdoberfläche,

auch wenn sie für die Energieerzeugung, Lagerstättenbildung und wegen ihrer möglichen Heilqualitäten noch so wichtig sein mögen. Das liegt in erster Linie daran, dass sie so grosse Mengen gelöster Stoffe enthalten und damit nicht den Anforderungen an Trinkwasser entsprechen oder nicht als gesundheitlich unbedenklich gelten.

12.7.2 Die nutzbare Wassermenge der Erde

Diese Übersicht über das Wasser in und auf der Erde führt uns zu einer unvermeidlichen Schlussfolgerung: Das zugängliche und für den Menschen nutzbare Wasser der Erde ist auf die Oberfläche und die oberflächennahen Bereiche der Kruste beschränkt. Der grösste Teil davon befindet sich in den Oberflächenspeichern: in den Meeren, Flüssen, Seen und im Gletschereis. Der Rest ist im Gestein gespeichert, überwiegend in Tiefen von weniger als 10 bis 15 Kilometern. Obwohl im Gletschereis enorme Mengen von Süswasser gebun-

den sind, hat es sich bisher als praktisch nicht durchführbar erwiesen, das Gletschereis zu schmelzen und zu transportieren (von Eiswürfeln für den Whisky einmal abgesehen). Folglich lagert die überwältigende Mehrheit des *nutzbaren* Süswassers eher im Untergrund als an der Oberfläche. Langfristig sind wir auf die gesamten Niederschläge angewiesen, die auf die Kontinente niedergehen, um das Wasser in allen Speichern zu ergänzen. Die Niederschlagsmenge setzt unserem Wasserverbrauch eine Obergrenze.

12.8 Grundwasserkontamination und -schutz

Blei, eine aus industriellen Prozessen stammende bekannte Verunreinigung, wird üblicherweise in einer öffentlichen Wasserversorgung durch chemische Aufbereitungsverfahren entfernt, ehe das Wasser in das Versorgungsnetz eingespeist wird. Doch in zahlreichen schon länger besiedelten Gegenden, wo Bleirohre noch immer häufig sind, kommt es zu einer gewissen Bleikontamination, entweder aus der Zuleitung selbst oder aus den Bleirohren innerhalb der alten Häuser. Selbst das in neuen Bauwerken verwendete Weichlot zur Verbindung von Kupferleitungen ist eine, wenn auch sehr untergeordnete Quelle der Verunreinigung. Der Ersatz alter Bleileitungen durch beständige Kunststoffrohre kann die Bleikontamination deutlich verringern. Einige der sog. Verunreinigungen, die in das Grundwasser gelangen, sind in Wirklichkeit natürliche, d.h. geogener Herkunft, wie etwa die aus den

verwitternden Mineralien an der Oberfläche gelösten Ionen und auch die geringen Mengen aus pflanzlichem und tierischem Material gelösten organischen Verbindungen. Aus dieser Fracht von gelösten Substanzen ergibt sich die chemische Zusammensetzung und folglich auch der Geschmack des Grundwassers. Wasser, das durch nur langsam verwitterndes Gestein hindurchsickert, wie beispielsweise überwiegend aus Quarz bestehende Sandsteine, nimmt nur geringe Mengen an gelösten Substanzen auf und schmeckt folglich frisch. Wasser, das durch wassergesättigte Böden hindurchfliesst, die aromatische, organische Kohlenwasserstoffverbindungen und Schwefelwasserstoff enthalten, kann im Gegensatz dazu ausreichende Mengen von diesen Verbindungen lösen und dadurch einen unangenehmen Geschmack annehmen. In grösseren Mengen sind einige dieser gelösten Substanzen sogar toxisch.

12.8.1 Ist das Wasser trinkbar?

Wasser, das für den menschlichen Genuss geeignet ist, wird als **Trinkwasser** bezeichnet. Grundwasser ist fast immer frei von festen Bestandteilen, vor allem wenn es aus einem Sand- oder Sandsteingrundwasserleiter in einen Brunnen einsickert. Der vielfach gewundene Durchgangsweg um die Sandkörner wirkt als feiner Filter, der kleine Tonteilchen und alle anderen Festsubstanzen zurückhält. Selbst Bakterien und grössere Viren werden darin zurückgehalten. Grundwasserleiter

aus Kalkstein können grösserer Poren aufweisen und sind daher weniger wirksame Filter. In den Untergrund eingeleitetes Abwasser ist, nachdem es durch einige hundert Meter Sand hindurchgesickert ist, frei von suspendierten festen Stoffen. Die im Grundwasser vorhandenen gelösten Substanzen sind nicht so einfach zu beseitigen, da sie nicht mechanisch durch Filtration aus dem Wasser entfernt werden können.

12.8.2 Verunreinigung der Wasservorräte

Grundwasser, das von Natur aus sauber ist, kann durch den Menschen verunreinigt werden. Das Freihalten des Grundwassers von diesen Verunreinigungen wird stän-

dig wichtiger, da der Wasserbedarf steigt. Die weit verbreitete Verwendung von Klärgruben in rasch wachsenden Städten und Vororten ohne Kanalisations-

systeme hat die Ursachen der Kontamination vervielfacht. Klärgruben sind in geringen Tiefen eingegrabene Absetzbecken, in denen die festen Abfallstoffe der häuslichen Abwässer durch Bakterien zersetzt werden. Bei einem sorgfältig geplanten System werden, wenn das Abwasser in den Boden abfließt, alle schädlichen Bakterien und festen Abfallbestandteile sowie der Schlamm ausgefiltert. Um eine Kontamination des Wassers zu vermeiden, ist die richtige Anordnung und Entwässerung der Klärgruben in ausreichender Entfernung von Trinkwasserbrunnen notwendig, die in flachliegenden Grundwasserleitern stehen. Je schneller ein Grundwasserleiter sich ergänzt, desto einfacher ist er zu reinigen. Wenn die Grundwassererneuerung rasch

erfolgt und wenn wir erst einmal die Quelle der Verunreinigung beseitigt haben, gelangt wieder sauberes Wasser in den Grundwasserleiter, und in verhältnismässig kurzer Zeit gewinnt das Wasser wieder seine Qualität zurück. Selbst eine relativ rasche Sanierung kann jedoch einige Jahre in Anspruch nehmen. Die Verunreinigung von langsam sich erneuernden Speichern bringt grössere Probleme mit sich, da die Geschwindigkeit der Grundwasserbewegung so gering sein kann, dass es lange Zeit dauert, bis eine aus grosser Entfernung stammende Verunreinigung überhaupt erkennbar ist. Nach dieser Zeit ist es für eine rasche Sanierung meist zu spät.

13. Flüsse

Flüsse sind die wichtigsten geologischen Kräfte, die auf dem Festland wirken. Flüsse erodieren Gebirge, verfrachten die Verwitterungsprodukte hinab in die Ozeane und lagern auf ihrem Weg in Flussbänken und in den Überflutungsbereichen Milliarden Tonnen von

Sediment ab. An ihren Mündungen, an den Küsten der Kontinente, setzen sie noch weit grössere Sedimentmengen ab und schütten ein neues Festland in den See auf.

13.1 Wie Flusswasser fliesst

Im einfachsten Fall, der **laminaren Strömung**, verlaufen die Stromlinien parallel zueinander, ohne dass sich die Schichten durchmischen oder Wirbel entstehen. Eine etwas kompliziertere Form ist die **turbulente Strömung**, die ein verwirbeltes Muster von Stromlinien zeigt - wobei sich die Stromlinien vermischen, überkreuzen und gegenseitig beeinflussen und Wirbel bzw. Strudel bilden. Schnell strömendes Flusswasser zeigt typischerweise diese Art der Bewegung (Abb. 13.1). Ob ein Fließen laminar oder turbulent ist, hängt von der Fließgeschwindigkeit, der Geometrie des strömenden Mediums (in erster Linie seiner Schichtdicke) und den physikalischen Eigenschaften der betreffenden Flüssigkeit ab. Je langsamer und dünner das strömende Medium ist, desto eher erfolgt das Fließen laminar. Die physikalische Eigenschaft einer jeglichen Flüssigkeit, die das laminare Fließen fördert, ist die Viskosität. Die **Viskosität** ist die innere Reibung einer Flüssigkeit, die dem Fließen Widerstand entgegengesetzt. Je viskoser oder zäher eine Flüssigkeit ist, desto langsamer fliesst sie. Die Viskosität ist auf Anziehungskräfte zwischen den Molekülen einer Flüssigkeit

zurückzuführen; diese Kräfte erschweren das Aneinandervorbeigleiten der benachbarten Moleküle beziehungsweise Molekülschichten und führen zur inneren Reibung. Je grösser die Anziehungskräfte sind, desto grösser ist die innere Reibung zwischen benachbarten Molekülen und damit die Viskosität - und desto stärker ist die Tendenz zum laminaren Fließen. Die Viskosität der meisten Flüssigkeiten, einschliesslich des Wassers, nimmt mit steigender Temperatur ab. Eine Flüssigkeit kann von laminarer zu turbulenter Strömung übergehen, wenn die Geschwindigkeit oder die Schichtdicke zunehmen, und wieder laminar werden, wenn einer der Faktoren sich ändert. Durch Erwärmung der Flüssigkeit kann sich die Viskosität so weit erniedrigen, dass aus einer laminaren Strömung eine turbulente wird.

Weil Flüsse und Bäche meist breit und tief sind und ihre Fließgeschwindigkeit hoch ist, weisen sie fast immer turbulente Strömungen auf. Eine Strömung kann im mittleren Bereich des Flussbetts turbulent und an den Ufern, wo das Wasser flach ist und langsam fliesst, durchaus laminar sein.

13.2 Flussfracht und Sedimentbewegung

13.2.1 Erosion und Transport

Die beiden Strömungsformen tragen unterschiedlich zur Erosion bei und wirken auch unterschiedlich beim Transport etwa von Sandkörnern sowie anderem Sedimentmaterial: Laminare Wasserströmungen können nur die kleinsten, leichtesten Teilchen in der Grössenordnung der Tonminerale aufnehmen und mit sich führen. Turbulente Strömungen hingegen verfrachten in Abhängigkeit von ihrer Geschwindigkeit Teilchen von Tongrösse bis zu Kies und Blöcken. Wenn durch das turbulente Fließen Teilchen von der Sohle des Flussbettes aufgewirbelt werden, transportiert die Strömung sie flussabwärts. Die **Suspensionsfracht** eines Flusses umfasst das gesamte Material, das in der Strömung als Schwebestoffe transportiert wird. Die **Boden-** oder **Geröllfracht** eines Flusses besteht aus dem Material, das am Boden durch

Gleiten und Rollen mitgeführt wird (Abb. 13.2). Je höher die Strömungsgeschwindigkeit ist, desto grösser sind auch die als Suspensions- und Bodenfracht mitgeführten Teilchen. Die Fähigkeit einer Strömung, Material einer bestimmten Korngrösse zu transportieren, ist ihre **Kompetenz**. Wenn die Geschwindigkeit stärker wird und gröbere Teilchen in Suspension übergehen, nimmt die Suspensionsfracht zu. Gleichzeitig ist auch ein grösserer Teil der Bodenfracht in Bewegung, d.h. die Bodenfracht nimmt ebenfalls zu. Und schliesslich kann eine Strömung um so mehr suspendiertes Material und Bodenfracht mit sich führen, je grösser das Volumen ist, das pro Zeiteinheit über den Strömungsquerschnitt abfliesst. Diese gesamte pro Zeiteinheit transportierte Sedimentfracht ist die **Transportkapazität**.

13.2.2 Ablagerung aus Suspension

Die typische Bewegung von Sandkörnern ist ein periodischer, sprungweiser Transport (**Saltation**). Die Kör-

ner werden durch turbulente Wirbel in die Strömung aufgenommen und über kurze Strecke von der Strö-

mung mitgetragen, bevor sie auf den Boden zurückfallen (Abb. 13.3). Feine, bindige Sedimentteilchen, die durch Haftkräfte (Adhäsion und Kohäsion) zusammengehalten werden, wie es bei zahlreichen Tonmineralen der Fall ist, können durch Strömungen vom

Flussbett nicht so leicht aufgenommen werden wie die nichtbindigen Teilchen. Je feiner solche bindigen Teilchen sind, desto grösser muss die Geschwindigkeit sein, um sie zu erodieren (Abb. 13.4).

13.2.3 Schichtungsformen im Flussbett: Rippeln und Dünen

Wenn Sandkörner in einem Flussbett durch Saltation transportiert werden, bilden sie normalerweise schrägschichtete Rippeln und Dünen. Rippeln sind niedrige, schmale Kämmen, die durch etwas breitere Tröge getrennt sind. Die Kämmen haben stromauf (Luvseite) einen flachen und stromab (Leeseite) einen steileren Hang. Ihre Grösse schwankt von weniger als einem Zentimeter bis zu mehreren Zentimetern. Dünen zeigen im grossen und ganzen dieselbe Form wie Rippeln, sind jedoch grösser und erreichen in grösseren Flüssen Höhen bis zu mehreren Metern. Auch wenn es schwieriger zu beobachten ist, entstehen Rippeln und Dünen unter Wasser auf dieselbe Weise und genau so häufig wie über Wasser durch Luftströmungen. Während die Rippeln und Dünen wandern, werden die Körner mit einem charakteristischen Winkel von 30 bis 45 Grad am strömungsabgewandten Hang abgelagert und bilden so die Schrägschichtung. Die Grösse der Schrägschichtungskörper ist jeweils proportional zur Grösse der Rippeln beziehungsweise Dünen. Selbst wenn die eigentliche Rippel- oder Dünenform nicht aufgeschlossen ist, können Geologen allein aus der Schrägschich-

tung die relative Geschwindigkeit der Strömung abschätzen.

Die Form und Wandergeschwindigkeit der Rippeln und Dünen verändert sich, wenn die Strömungsgeschwindigkeit zunimmt (Abb. 13.5). Bei niedriger Fließgeschwindigkeit, bei der nur wenige Körner springend transportiert werden, ist die Sandschicht eines Flussbettes eben geschichtet. Bei geringfügig höheren Geschwindigkeiten steigert sich die Anzahl der springenden Körner, und es beginnen sich kleine Rippeln zu bilden. Nimmt die Geschwindigkeit weiter zu, werden die Rippeln grösser und wandern rascher, bis sie oberhalb eines gewissen Schwellenwertes durch Dünen ersetzt werden. Wenn diese Dünen grösser werden, bilden sich auf deren Luvseiten kleine Rippeln, die über die Dünen wandern. Bei sehr hohen Strömungsgeschwindigkeiten werden die Dünen vernichtet, und es entsteht als Folge eine ebene Schichtung unter einer dichten Wolke von rasch springenden Sandkörnern. Die meisten dieser Körner setzen sich kaum am Boden ab, bevor sie wieder hochgehoben werden. Einige verbleiben ständig in Suspension.

13.3 Wie fliessendes Wasser festes Gestein erodiert

Bei höherem Wasserstand und vor allem bei Hochwasser können Flüsse sogar die unverfestigten Sedimente der Flussufer auswaschen und unterspülen, die dann in die Strömung abrutschen und abtransportiert werden. Kleine Bäche schneiden Rinnen in weiche Böden oder verwitterungsempfindliche Gesteine durch rückwärtige oder rückschreitende Erosion in die höher gelegenen Bereiche ein. Diese rückschreitende Erosion, die mit einer Verlängerung des Flusslaufes und einer Verbreiterung und Eintiefung der Täler einhergeht, kann in leicht erodierbaren Böden extrem schnell erfolgen und bis zu mehreren Metern innerhalb weniger Jahre betragen. Zu den wichtigsten Vorgängen, durch die ein Fluss Gesteine zerstört und erodiert, gehört das langsame Abschleifen (Abrasion) des Flussbetts durch den mitgeführten Sand und Kies. Diese Art "Sandstrahlgebläse" führt zur Abtragung auch des härtesten Felsens. In einigen Flussbetten waschen Wasserwirbel in der Sohle des Flussbetts tiefe **Strudelkessel** oder **Strudeltöpfe** aus.

Die chemische Verwitterung der Gesteine, die den Mineralbestand verändert und an Klüften und Spal-

ten den Gesteinsverband schwächt, wirkt bei der Gesteinszerstörung in Flussbetten ebenso mit wie auf der Landoberfläche. Heftig aufprallende Blöcke und das ständige schwächere Auftreffen von Kies und Sand zerstören das Gestein entlang von Rissen und Fugen relativ schnell. Die Erosion ist an Stromschnellen und Wasserfällen besonders stark. Stromschnellen sind Bereiche innerhalb eines Flusses, wo die Strömung extrem stark ist, weil an felsigen Terrassen das Gefälle des Flussbettes typischerweise plötzlich grösser wird. Fließrinnen am Fusse von Wasserfällen werden durch den ungeheuren Aufprall riesiger herabstürzender Wassermassen und herumwirbelnder Blöcke mit grosser Geschwindigkeit erodiert. Wasserfälle tragen das unterlagernde Gestein ab und verlagern sich stromaufwärts, wenn der Steilrand, der den Wasserfall bildet, unterspült wird und die darüberliegenden Schichten nachbrechen (Abb. 13.7). Die Erosion durch Wasserfälle erfolgt am schnellsten bei horizontaler Lagerung, wo den eigentlichen Wasserfall bildende erosionsbeständige Schichten von weicheren Gesteinen, wie zum Beispiel Schiefertonen, unterlagert werden.

13.4 Flusstäler, Fließrinnen und Talauen

Ein **Flusstal** umfasst den gesamten Bereich zwischen der oberen Begrenzung der Talhänge beiderseits des

Flusses. Der Querschnitt vieler Flusstäler ist V-förmig, aber etliche andere zeigen auch ein niedriges und brei-

tes Talprofil. Im Talboden liegt das eigentliche **Flussbett**, die Rinne, in der das Wasser fließt. In breiteren Tälern befindet sich auf beiden Seiten des Flussbettes die **Talau**, ein ebenes Gebiet, das ungefähr im selben

Niveau wie die Oberkante der Fließrinne liegt. Das ist der Teil des Tales, der bei Hochwasser überschwemmt wird (Abb. 13.8).

13.4.1 Flusstäler

In hohen Bergen sind die Flusstäler eng und steilwandig, und der grösste Teil des Talbodens wird vom Flussbett eingenommen. In solchen Tälern schneiden sich die Flüsse aktiv in das anstehende Gestein ein, ein Merkmal für tektonisch noch aktive, erst in jüngerer Zeit herausgehobene Gebirge. In Tiefländern, wo die tektonische Heraushebung längst zur Ruhe gekommen

ist, wird die fluviatile Erosion der Talhänge durch die chemische Verwitterung und durch gravitative Massenbewegungen unterstützt. Diese Prozesse führen, sofern ausreichend Zeit zur Verfügung steht, zu sanften Hangformen und Talauen von vielen Kilometern Breite.

13.4.2 Mäander

In einer grossen Anzahl von Talauen verlaufen die Fließrinnen in bogenförmigen Schlingen, die als **Mäander** bezeichnet werden. Mäander sind bei Flüssen mit geringem Gefälle in Ebenen oder Tiefebene sehr häufig, wo die Flussläufe sich typischerweise in unverfestigte Sedimente, feinen Sand, Silt oder Ton, oder in andere leicht erodierbare Gesteine eintiefen können. Die Mäander in einer Flussaue verändern sich im Laufe vieler Jahre. Sie verlagern ihre Position in einer schlangenartigen Bewegung von einer Seite zur anderen und auch flussabwärts. Ursache dieser Verlagerung ist die Erosion am äusseren Ufer einer Schlinge, dem *Prallhang*, wo die Strömung stärker ist. Gleichzeitig wird am inneren Ufer eines Mäanders, am *Gleithang*, wo die Strömung schwächer ist, eine bogenförmige Sandbank, eine sog. **Ufersandbank**, abgelagert. Die Verlagerung des Flusslaufes kann sehr

Verlagerung des Flusslaufes kann sehr rasch erfolgen. Einige Mäander des Mississippi verlagern sich um bis zu 20 Meter pro Jahr. Entsprechend den Verlagerungen der Mäander wandern auch die Ufersandbänke, wobei sie eine Abfolge von Sand und Silt über dem Teil der Talau hinterlassen, über den die Fließrinnen sich verlagerten.

Weil Mäander wandern, was manchmal sehr unregelmässig erfolgt, rücken die Schlingen enger und enger aufeinander. Wenn sie sich sehr nahe kommen, kann der Fluss während eines stärkeren Hochwassers den Hals der Schlinge durchschneiden und damit seinen Lauf wesentlich verkürzen. Die verlassene, vom fließenden Wasser abgeschnittene Schlinge wird dadurch zu einem **Altwasser** (Altwasserarm) (Abb. 13.9 bis 13.11).

13.4.3 Verflochtene (verwilderte) Flüsse

Einige Flüsse besitzen nicht nur eine, sondern mehrere Fließrinnen, die sich in einem Muster, das an einen geflochtenen Haarzopf erinnert, verzweigen und dann wieder zusammenfliessen. Diese **verflochtenen** oder **verwilderten Flüsse** findet man in vielen topographischen Positionen, von breiten Tälern in Tiefebene bis hin zu Flussablagerungen in weiten, tektonisch angelegten Tälern in der unmittelbaren Nachbarschaft von

Bergzügen. Verflechtungen bilden sich gewöhnlich dort, wo die Wasserführung der Flüsse grossen Schwankungen unterliegt, verbunden mit hoher Sedimentfracht und leicht erodierbaren Ufern. Sie entstehen in charakteristischer Weise zum Beispiel in den mit Sedimentfracht überladenen Flüssen, die sich an den Rändern abschmelzender Gletscher bilden (Abb. 13.12).

13.4.4 Stabilität der Abflusssysteme

Die drei erwähnten Formen solcher Fließrinnen, mäandrierende, verflochtene und gerade, gehen ohne scharfe Abgrenzung ineinander über. Das Muster der Fließrinnen ist weitgehend gleichbleibend, einige behalten dieselbe Form über Jahrhunderte bei. Welche

Formen ein Fluss auf seiner gesamten Laufstrecke zeigt, ergibt sich aus den wechselnden Bedingungen der Fließgeschwindigkeit und Abflussmenge, der Sedimentfracht und der Erodierbarkeit der Flussufer.

13.4.5 Die Talau

Die Talau eines Flusses entsteht durch die Verlagerung der Fließrinne über den Bereich des Talbodens. Wenn ein Fluss bei Hochwasser seine ihn einengenden

Ufer überflutet, nimmt die Fließgeschwindigkeit des Wassers rasch ab, sobald sich das Hochwasser über die Talau ausbreitet. Da die Strömung sich verlangsamt,

verliert sie auch die Fähigkeit, Sedimente zu transportieren, so dass sich dann gewöhnlich auf der Talau Sediment abgelagert. Im unmittelbaren Uferbereich der Fließrinne nimmt die Geschwindigkeit des Hochwassers am schnellsten ab. Dadurch lagert die Strömung entlang eines schmalen Streifens am unmittelbaren Rande des Flussbettes grosse Mengen von größerem Sediment ab, typischerweise Sand, aber auch Kies. Diese Uferwälle engen den Strom zwischen den Hochwassern in seinen Ufern ein, auch wenn der Wasserspiegel hoch steht (Abb. 13.13). Wo sich die Uferwälle zu einer Höhe von mehreren Metern aufgehört haben und die Fließrinne fast völlig vom Fluss einge-

nommen wird, liegt das Niveau der Talau unter dem Flussspiegel. Bei Hochwasser wird das feinere Sedimentmaterial, Silt und Ton, weit über die Flussufer hinaus verfrachtet und häufig über die gesamte Talau ausgebreitet und abgelagert, dass das Hochwasser fortwährend an Geschwindigkeit verliert. Geht das Hochwasser zurück, bleiben stehende Gewässer zurück. Dort werden schliesslich die allerfeinsten Tone abgelagert, da das Wasser durch Verdunstung und Versickerung allmählich verschwindet. Diese feinklastischen Ablagerungen der Talauen waren einst wichtige Bodenschätze, die seit altersher die Grundlage der Landwirtschaft bildeten (vgl. Nil).

13.5 Das Längsprofil und der Begriff des Gefälles

Das Gefälle eines Flusses lässt sich vom Quellgebiet bis zur Mündung beschreiben, indem man die jeweilige topographische Höhenlage seines Flussbettes gegen die Entfernung von der Quelle aufträgt. Die gleichmässig, konkav nach oben offene Kurve einer solchen Darstellung ist das **Längsprofil** des Flusses; es verläuft bemerkenswert steil im Oberlauf und flach, nahezu eben, im Unterlauf bis zur Mündung hin (Abb. 13.16). Alle Flüsse vom kleinen Rinnal bis zu den grossen Strömen zeigen dasselbe, generell konkave, nach oben offene Profil. Das Längsprofil wird an seinem unteren Ende durch die **Erosionsbasis** des Flusses gesteuert, demjenigen Niveau, bei dem er in einen grösseren, stehenden Wasserkörper mündet, beispielsweise einen Binnensee oder einen Ozean, und damit als Fluss endet (Abb. 13.17). Ströme können sich nicht tiefer als ihre Erosionsbasis einschneiden. Veränderungen der natürlichen Erosionsbasis beeinflussen das Längsprofil in voraussagbarer Weise. Wenn die regionale Erosionsbasis höher gelegt wird, etwa durch einen Anstieg des Meeresspiegels, zeigt sich das in einem veränderten Längsprofil: Der Fluss bildet Rinnen- und Auensedimente, bis die neue Höhenlage der Erosionsbasis erreicht wird. Vergleichbare Auswirkungen auf das Längsprofil hat das künstliche Aufstauen eines Flusses, das eine neue lokale Erosionsbasis schafft (Abb. 13.18). Das Gefälle des Flusses nimmt oberhalb des Staudammes ab, dadurch verringert sich die Fließgeschwindigkeit, und auch seine Transportkraft für Sedimente geht zurück. Das zwingt den Fluss dazu, einen Teil seiner mitgeführten Sedimentfracht im Flussbett abzulagern, was die Krümmung der Kurve etwas flacher werden lässt als vor dem Bau des Staudammes. Im Unterwasser des Damms passt der Fluss sein Profil ebenfalls den neuen Verhältnissen an und da er nun viel weniger Sediment transportiert, erodiert er unmittelbar unterhalb des Staudammes sein Flussbett in typischer Weise.

Fällt der Meeresspiegel, wird die regionale Erosionsbasis aller Flüsse, die in den Ozean münden, tiefer gelegt, und in die älteren Flussablagerungen werden nun erneut Täler eingeschnitten. Wenn diese Absenkung des Meeresspiegels so gross ist wie während der letzten Vereisungsperiode, schneiden die Flüsse steile Täler in

die Küstenebenen und den Kontinentalschelf ein. Ehemalige Flussläufe spiegeln viele der wichtigsten geologischen Prozesse der Erde wieder, denn die Schwankungen des Meeresspiegels werden durch lokale Tektonik, plattentektonische Prozesse, Kontinentaldrift und weltweite Vereisungen verursacht.

Wenn sich das Längsprofil eines Flusses im Laufe von Jahren stabilisiert, wird ein Gleichgewicht zwischen Erosion und Sedimentation erreicht. Im Gleichgewichtszustand ist der Fluss ein sogenannter **ausgeglichener Fluss**, bei dem Gefälle, Geschwindigkeit und Abfluss so zusammenwirken, dass die Sedimentfracht transportiert wird, insgesamt aber weder Sedimentation noch Erosion stattfindet.

An einigen Stellen muss sich ein Fluss plötzlich veränderten Bedingungen anpassen. Dazu gehören Gebirgsfronten, an denen Flüsse ihre schmalen Gebirgstäler verlassen und in breiten, relativ ebenen Tälern weiterfliessen. An solchen Gebirgsfronten, typischerweise an steilen Bruchstufen, setzen sie grosse Sedimentmengen in kegel- oder fächerförmigen Schüttungskörpern, sogenannten **Schwemmfächern**, ab (Abb. 13.19). Diese Ablagerungen entstehen durch eine plötzliche Abnahme der Geschwindigkeit, wenn der Flusslauf sich stark erweitert. In geringerem Masse trägt auch die Tatsache, dass das Gefälle vor der Gebirgsfront abnimmt, zum Rückgang der Strömungsgeschwindigkeit bei. An den steileren, oberen Hängen des Fächers herrscht grobkörniges Material vor - von Blöcken bis hinab zu Sand. Weiter unter bestehen die Ablagerungen aus feinerem Sand, aus Silt und Ton.

Die Rolle der Heraushebung bei der Veränderung des Gleichgewichts eines Flusstales wird in den **Flussterrassen** sichtbar, die zahlreiche Flussläufe begleiten. Viele dieser ebenen Geländestufen, die die Talwände treppenförmig gliedern, sind paarweise angeordnet, jeweils eine Stufe auf jeder Seite des Flusses, und beide liegen im selben Niveau (Abb. 13.20). Diese Terrassen bestehen meist aus Auensedimenten und verkörpern ehemalige Talböden, die abgelagert wurden, als der Fluss noch in einem höheren Geländeniveau floss. Ebenso wie in älteren Auenablagerungen können Terrassen auch in anstehendem Gestein vom Fluss herausgeschnitten werden (Felsterrassen).

13.6 Flussnetze

Jede Erhebung zwischen zwei Flüssen, gleichgültig, ob sie nur wenige Meter hoch ist oder aus einer ganzen Bergkette besteht, bildet eine **Wasserscheide**, eine Grenzlinie, entlang der alle Niederschläge als Abfluss jeweils entweder auf der einen Seite oder der anderen ablaufen. Diese Wasserscheiden, die einen Fluss und seine Nebenflüsse gegen ihre Nachbarn abgrenzen, sind gleichzeitig die Grenzen seines **Einzugsgebiets**. Ein Kontinent ist in mehrere grössere Einzugsgebiete unterteilt, die jeweils durch eine grössere Haupt- oder kontinentale Wasserscheide getrennt sind. Wenn ein Fluss auf der einen Seite der Wasserscheide weit schneller erodieren und Sedimente abtransportie-

ren kann als ein Fluss auf der anderen Seite, wird die Wasserscheide ungleichmässig abgetragen. Der aktive Strom kann an solchen Stellen die Wasserscheide durchbrechen und das Einzugsgebiet seines langsameren Nachbarn "erobern" - man spricht dann von einer **Flussanzapfung**. Sobald die Flüsse grösser werden, nimmt die Häufigkeit solcher Anzapfungen ab. Die Flussanzapfung erklärt auch einige merkwürdige Landschaftsformen, wie enge Täler, die von keinem aktiven Fluss durchflossen werden, oder auch breit ausgeräumte Täler, die lediglich von einem kleinen Rinnsal entwässert werden.

13.6.1 Entwässerungsnetze

Eine Karte der Flussläufe, der grossen und kleinen Zuflüsse und Vorfluter, zeigt eine ganz bestimmte Verteilung der Nebenflüsse, die als **Entwässerungsnetz** bezeichnet wird (Abb. 13.23).

Das bekannteste Verzweigungssystem ist vermutlich das der Bäume und Wurzeln. Die meisten Flüsse folgen demselben Muster, das als **dendritisches Entwässerungssystem** bezeichnet wird. Dieses weitgehend zufällige Entwässerungsnetz ist für Gebiete kennzeichnend, in denen das unterlagernde Gestein homogen ist, wie etwa horizontal lagernde Sedimente oder massige Magmatite bzw. Metamorphite. Wo die rasche Verwitterung entlang von Störungen oder Klüften im unterlagernden Gestein den Flusslauf beeinflusst, entwickelt

sich ein etwas regelmässigeres **rechtwinkliges Entwässerungssystem**. Eine besondere Abart des rechtwinkligen Flusssystemes ist das **spalierartige Entwässerungsnetz**, das an die rechtwinklige Geometrie hölzerner Gitter erinnert. Dieses Muster entwickelt sich dort, wo Schichten verwitterungsresistenter Gesteine mit schneller verwitternden Gesteinen wechseln, beispielsweise in ausgeprägten Schichtstufenlandschaften oder in Gebieten, wo Sedimentgesteine zu parallelen Faltensträngen deformiert wurden. Wenn die Entwässerung von einem zentralen Punkt ausgeht, etwa einem Vulkan oder einer domartigen Aufwölbung, ergibt sich ein **radiales Entwässerungssystem**.

13.6.2 Entwässerungsnetze und Erdgeschichte

Manche Flüsse schneiden sich direkt durch einen Höhenrücken hindurch anstatt an diesem entlangzufließen. Dieses Verhalten eines Flusses lässt sich anhand des geologischen Werdeganges eines solchen Gebietes erklären. Wenn sich ein Höhenzug durch tektonische Deformation eines Gebietes bildet, während dort bereits ein Fluss vorhanden ist, kann der Fluss mit derselben Geschwindigkeit ein Tal einschneiden, mit der der Höhenzug herausgehoben wird (Abb. 13.24). Ein solcher Fluss wird als **antezedenter Fluss** bezeichnet, weil er dem Höhenrücken zeitlich vorausging. In anderen geologischen Situationen kann ein Fluss in einem

dendritischen Entwässerungssystem über horizontal lagernden Sedimentgesteinen fließen und sich in die unterlagernden, gefalteten und bruchtektonisch geprägten Gesteine einschneiden, die unterschiedliche Verwitterungsfestigkeiten aufweisen. Solche Flüsse behalten gewöhnlich eher das Muster bei, das sich schon entwickelt hat, statt sich den neuen Bedingungen des Untergrundes anzupassen (Abb. 13.25). Sie werden als **epigenetische Flüsse** bezeichnet, weil sie der unteren Gesteinsfolge das Flusssystem der darüberlagernden Serien überprägen.

13.7 Deltas: die Mündungen der Flüsse

Ein Fluss verliert mit sinkender Strömungsgeschwindigkeit die Fähigkeit, Sedimentmaterial zu transportieren. Das grösste Material, normalerweise Sand, wird zuerst abgesetzt, meist unmittelbar an der Mündung. Feinere Sande werden etwas weiter transportiert, und noch weiter entfernt werden Silt und schliesslich Ton abgelagert. Da der Boden des Sees oder des Meeres mit zunehmender Entfernung von der Küste gegen das tiefere Wasser hin abfällt, bildet das abgelagerte Material eine Aufschüttungsebene, die als **Delta** bezeichnet wird (Abb. 13.27).

Wenn die Flüsse ihr Delta erreichen, wo das Gefälleprofil weitgehend dem Meer entspricht, kehren sie ihr normales, stromaufwärts verzweigtes Entwässerungssystem um. Anstatt von Nebenflüssen immer mehr Wasser zu sammeln, bilden sie eine Anzahl von **Mündungsarmen**, kleineren Flüssen, die sich flussab verzweigen und folglich Wasser und Sediment in viele Kanäle verteilen. Da Deltas wachsen, verlagern sie beständig die Strömung von den einen Mündungsarmen zu den andern mit kürzeren Laufstrecken zum Meer. Als Folge solcher Verlagerungen wächst das Delta

über einige hundert oder tausend Jahre in eine Richtung, bricht dann in einen neuen Mündungsarm durch und beginnt sich in einer andern Richtung in das Meer vorzuschieben (Abb. 13.28).

Starke Wellen, küstenparallele Strömungen und Gezeiten beeinflussen Wachstum und Form des sich ins Meer vorbauenden Deltas. Wellen und küstenparallele Strömungen können das Sediment fast ebenso schnell an der Küste entlang verfrachten, wie es vom Fluss ab-

gelagert wird. Die Deltafront wird dann zu einer langen Strandlinie mit lediglich einer leichten, seewärts gerichteten Ausbeulung unmittelbar an der Mündung. In Bereichen, wo Wellen und Gezeiten ausgesprochen stark sind, können sich keine Deltas bilden. Das durch die Flüsse in das Meer gebrachte Sediment wird entlang der Küstenlinie am Strand und als Sandbänke verteilt oder auch in das tiefere Wasser vor der Küste transportiert (vgl. Nordsee, Ostküste Nordamerika).

14. Wind und Wüsten

14.1 Wind als Luftströmung

Für die vom Wind geschaffenen Sedimente und Formen verwenden die Geologen die Bezeichnung **äolisch**. Wie das Wasser in Flüssen strömt auch die Luft fast immer turbulent. Die extrem geringe Dichte und Viskosität der Luft führen selbst bei der geringen Geschwindigkeit einer leichten Brise (Tab 14.1) zu einem turbulenten Strömungsverhalten. Geschwindigkeit und Richtung des Windes wechseln von Tag zu Tag, doch über einen längeren Zeitraum betrachtet wehen die

vorherrschenden Winde überwiegend aus einer Richtung. Im gemässigten Klima kommen die Winde vor allem aus dem Westen und werden daher als "Westwinde" bezeichnet. In den Tropen wehen die Passate oder Tradewinds aus östlicher Richtung (Abb. 14.1). Innerhalb dieser Windzonen wechseln die Winde allerdings bei durchziehenden Stürmen von einer Richtung zur anderen.

14.2 Wind als Transportmittel

Der Wind übt auf dem Festland dieselbe Art von Kraft auf Sedimentteilchen aus wie eine Flussströmung auf die Teilchen in ihrem Flussbett. Der Wind kann im all-

gemeinen jedoch wegen der niedrigen Viskosität und Dichte der Luft die grössten Teilchen nicht transportieren.

14.2.1 Die Bewegung von Sandkörnern im Wind

Sand bewegt sich im Wind unmittelbar an der Erdoberfläche durch eine Kombination von Schieben und Rollen sowie durch Saltation. Saltation erfolgt in der Luft auf dieselbe Weise wie in einem Fluss. In der Luft ist sie jedoch weit ausgeprägter. Sandkörner werden über einer Sandlage häufig in Höhen bis über 50 Zentimeter und über einer kiesbedeckten Oberfläche bis zu zwei Meter aufgewirbelt, weitaus höher als Körner derselben Grösse im Wasser springen können. Zum einen

liegt das an der geringeren Viskosität der Luft, zum anderen werden die am Boden liegenden Körner durch die ungebremst herabfallenden Körner in die Luft geschleudert oder die grösseren vorwärtsgestossen (Abb. 14.2).

Die fast unvermeidliche Konsequenz der Bewegung einer Sand- und Kiesschicht durch den Wind ist die Bildung von Rippeln und Dünen, sehr ähnlich den durch das Wasser gebildeten Formen (Abb. 14.3).

14.2.2 Wieviel kann der Wind transportieren und wie schnell?

Den meisten von uns sind heftige Regengüsse oder Schneestürme wohl vertraut, es sind dieses meist starke, mit ergiebigen Niederschlägen verbundene Winde. Weniger bekannt dürften uns dagegen die trockenen Stürme sein, starke Winde, die ununterbrochen tagelang Sand und Staub verwehen. Diese Sand- und Staubstürme führen enorme Mengen von windverblasenem Material mit sich. Wieviel Sand, Silt und Staub der Wind transportieren kann, hängt von der Teilchengrösse, der Windstärke und dem an der Oberfläche lagernden Material des Gebietes ab, über das er weht

(Abb. 14.4). Da Sand in der Nähe des Bodens überwiegend springend transportiert wird und die Sandkörner wahrscheinlich nach einer relativ kurzen Zeit des Transports in Dünen eingebettet werden, stammen die meisten äolisch verfrachteten Sande aus der unmittelbaren Umgebung. Nur wenige Ablagerungen sind über mehr als ein paar hundert Kilometer verfrachtet worden. Viele Staubteilchen sind so klein, dass sie in der Atmosphäre über einen sehr langen Zeitraum im Schwebezustand verbleiben und dort mit den vorherrschenden Winden grosse Entfernungen zurücklegen.

14.2.3 Windtransportiertes Material

Äolisch transportierter Sand kann aus fast jeder Art von Mineralkörnern bestehen, die bei der Verwitterung gebildet werden; bei weitem vorherrschend sind jedoch Quarzkörner: Quarz dominiert schon deshalb, weil er ein überaus häufige Bestandteil vieler an der Oberfläche anstehender Gesteine ist, vor allem von Sandsteinen. Viele äolisch transportierte Sandkörner zeigen

mattierte, milchglasige (angeraute und getrübe) Oberflächen wie die Innenseite einer mattierten Glühbirne (Abb. 14.5). Zum Teil entsteht die Kommattierung durch den vom Wind verursachten Aufprall, doch zum grössten Teil ist sie das Ergebnis einer langsamen fortwährenden Anlösung durch Tau. Da solche matte Oberflächen ausschliesslich im äolischen Milieu auf-

treten, sind sie ein deutlicher Hinweis für einen äolischen Transport des Sandes. Äolisch verfrachtete Partikel aus Calciumcarbonat reichern sich dort an, wo Bruchstücke von Muschelschalen und Korallen häufig sind. Staub enthält mikroskopisch kleine Gesteins- und Mineralbruchstücke aller Art, besonders Silicate, was wegen ihrer Häufigkeit als gesteinsbildende Mineralien

auch zu erwarten ist. Organisches Material wie etwa Pollen und Bakterien sind im Staub ebenfalls enthalten. Auf der windabgewandten Seite von Waldbränden sind ausserdem Holzkohlepartikel sehr häufig. Bei Überlagerung durch spätere Sedimente sind sie ein Hinweis auf Waldbrände in der geologischen Vergangenheit.

14.3 Die geologische Wirkung des Windes

14.3.1 Deflation

Wenn Staub-, Silt- und Sandteilchen locker und trocken genug sind, um durch den Wind aufgewirbelt und fortgetragen zu werden, wird die Oberfläche des Untergrunds allmählich nach unten verlagert. Dieser als **Deflation** bezeichnete Prozess tritt auf trockenen Flächen und in Wüsten, aber auch auf zeitweise ausgetrockneten Flussauen und Seeböden auf. Durch Deflation entstehen meist flache Senken oder Eintiefungen, sogenannte Deflationswannen. Wo eine dichte Vegetation gedeiht, verläuft die Deflation weitaus langsamer. Die Wurzeln halten den Boden zusammen, und an den Stengeln und Blättern bricht sich der Wind, wodurch die Bodenoberfläche geschützt wird.

Steinpflaster oder Lesedecken sind aus groben Schuttmaterial bestehende Bodenoberflächen, entstanden durch Winderosion. Die Deflation kann aus einem Gemisch von Kies, Sand und Silt in Sedimenten und Böden die feinkörnigeren Bestandteile wegführen. Dadurch kommt es schliesslich zu einer Anreicherung der gröberen Komponenten. Wenn durch Deflation über Jahrtausende hinweg die feinkörnigeren Bestandteile aus übereinanderfolgenden Flussablagerungen entfernt werden, reichert sich der Kies in Form eines Steinpflasters oder einer Lesedecke an, die den Boden oder die Sedimente darunter vor weiterer Abtragung schützt (Abb. 14.6).

14.3.2 Korrasion

Wind allein kann einen Felsen nicht abtragen. Wenn aber der Wind Flugsand enthält, wird er zu einem wirkungsvollen natürlichen **Sandstrahlgebläse (Korrasi-on oder Windschliff)**. Feste Oberflächen werden durch die mit hoher Geschwindigkeit aufprallenden Partikel abgetragen. Die natürliche Korrasion ist hauptsächlich in der Nähe des Bodens wirksam, da dort die meisten Sandkörner transportiert werden. Die Korrasion führt zur Rundung und Abtragung des anstehenden Gesteins. **Windkanter** sind vom Wind zugeschliffene Gerölle, die mehrere gerundete oder fast ebene Oberflächen zeigen, die an scharfen Kanten zusammenlaufen (Abb. 14.7). Jede Oberfläche entsteht durch Sandstrahlwirkung auf der dem Wind zugekehrten Seite des Gerölls. Sowohl die starken, kalten und trockenen Winde, die

vom Rand eines abschmelzenden Gletschers über die ausgedehnten Ebenen der Schmelzwasserflüsse wehen, als auch die starken Winde der sandigen Wüstengebiete sind hervorragend dazu geeignet, um lose Gerölle zu zerstören, zu rollen und zu facettieren.

In einem weit grösseren Massstab entstehen durch äolische Abtragung stromlinienförmige, in Richtung der stärksten vorherrschenden Winde angeordnete parallele Rücken. Diese als **Windhöcker** oder **Jardang** bezeichneten Rücken sind normalerweise etwas weniger als zehn Meter hoch und 100 oder mehr Meter lang, doch können sehr grosse auch bis zu 80 Meter hoch und über 100 Kilometer lang werden. Man findet sie in den zentralen Bereichen extrem arider Gebiete, wo wenig oder überhaupt kein Sand vorhanden ist.

14.4 Wind als Sedimentbildner

Wenn der Wind nachlässt, kann er den mitgeführten Sand, Silt und Ton nicht mehr transportieren. Das gröbere Material wird in vielfältig geformten Sanddünen abgelagert, die Grössen von niedrigen, kleinen Hügeln bis zu Höhenrücken von über 100 Metern Höhe erreichen. Der feinere Silt und Staub setzt sich als mehr oder weniger geschlossene Decke ab. Geologen haben

diese auch heute noch ablaufenden Ablagerungsprozesse beobachtet und sie mit Strukturen der Fossilien Sedimente, vor allem hinsichtlich der Schichtung und des Gefüges, verglichen, um aus älteren Sand- und Staubablagerungen die ehemaligen Klimaverhältnisse und Windrichtungen abzuleiten.

14.4.1 Wo entstehen Sanddünen?

Sanddünen können sich entlang der Meeresküste oder den Ufern grosser Seen hinter dem Strand bilden. Gelegentlich entstehen Dünen auch in semiariden und ariden Gebieten auf den sandigen Talauen grosser Flüsse. Am eindrucksvollsten sind zweifellos die Dünenfelder in den Wüstengebieten, die dort grosse Flächen einnehmen und Höhen von mehreren hundert Metern erreichen können. In all diesen Gebieten weht meist ein starker Wind. Da der Wind feuchtes Material nur

schwer aufnehmen kann entstehen die meisten Sanddünen nur in den trockeneren Klimazonen. Eine Ausnahme bilden die Dünengürtel entlang der Meeresküsten, wo Sand reichlich vorhanden ist und im Wind so rasch trocknet, dass sich selbst in feuchtem Klima Dünen bilden. Doch entsteht in solchen Klimaten schon auf Dünen, die nicht weit vom Strand entfernt sind, ein Boden und eine Vegetationsdecke, so dass der Sand nicht mehr weiter verblasen werden kann.

14.4.2 Wie entstehen Sanddünen, und warum wandern sie?

Sand und Wind vorausgesetzt, kann jedes Hindernis, beispielsweise ein grosser Felsen oder eine Vegetationsgruppe, eine Düne bilden. Die Stromlinien des Windes trennen sich wie die des Wassers an Hindernissen, vereinigen sich auf der windabgewandten Seite wieder und erzeugen so auf der Leeseite des Hindernisses einen Strömungsschatten (Abb. 14.10). Die Windgeschwindigkeit ist im Windschatten weitaus geringer als im Hauptstrom um das Hindernis, sie ist niedrig genug, damit sich die Sandkörner dort ablagern können. Da die Geschwindigkeit so gering ist, können diese Körner auch nicht mehr hochgewirbelt werden. Sie lagern sich als **Sandwehe** ab, eine kleine Anhäufung von Sand auf der Leeseite des Hindernisses. Dauert dieser Vorgang fort, wird die Sandwehe ihrerseits zu einem Hindernis, und wenn genügend Sand zur Verfügung steht und der Wind weiterhin lange genug aus derselben Richtung weht, wird die Sandwehe schliesslich zur Düne. Dünen können ausserdem durch die Vergrösserung von Rippeln entstehen, wie das bei den Unterwasersedünen der Fall ist.

Sobald eine Düne weiter wächst, beginnt der gesamte Hügel durch die gleichgerichtete Bewegung einer grossen Anzahl einzelner Sandkörner nach Lee zu wandern. Diese Sandkörner bilden im oberen Teil des Leehanges allmählich eine steile, instabile Sandmasse. Dieses stei-

le Gebilde wird periodisch instabil und rutscht oder fällt kaskadenartig, spontan und frei den Leehang hinab und bildet so einen neuen Hang mit einem flacheren Böschungswinkel (Abb. 14.11 und 14.12).

Übereinanderfolgende, im natürlichen Böschungswinkel abgelagerte Schichten erzeugen die Schrägschichtung, die ein Kennzeichen äolischer Dünen ist und an dieser Geologen in Sandsteinen äolische Dünen erkennen. Ausserdem kann daran die Windrichtung der geologischen Vergangenheit rekonstruiert werden.

Wenn auf der Luvseite mehr Sand abgelagert wird als auf der Leeseite fortgeblasen wird, nimmt die Düne an Höhe zu. Die Begrenzung der Dünenhöhe liegt in den Beziehungen zwischen dem Verhalten der Stromlinien, der Geschwindigkeit des Windes und der Morphologie. Die Stromlinien steigen über dem Rücken einer Düne nach oben und werden, wenn die Düne höher wächst, immer mehr zusammengedrängt. Strömt eine grosse Menge Luft durch einen engeren Raum, dann nimmt die Strömungsgeschwindigkeit zu. Schliesslich wird die Windgeschwindigkeit auf dem Kamm der Düne so gross, dass die Sandkörner vom Dünenkamm genau so schnell fortgeblasen werden, wie sie den Luvhang hinauftransportiert werden, und die Höhe der Düne bleibt konstant (Abb. 14.13).

14.4.3 Dünenformen

Ein **Barchan** (Sicheldüne) ist eine bogenförmige Düne, die oftmals in Gruppen oder gelegentlich auch als Einzeldüne auftritt; sie wandert über eine ebene Fläche aus Geröll oder anstehendem Gestein (Abb. 14.14a). Die Enden des Barchans sind leewärts gerichtet und die konkave Seite ist die vorwärtsschreitende Leeseite. Barchane sind das Ergebnis einer begrenzten Sandanlieferung und richtungskonstanter Winde. Die seitlich zusammenwachsenden Barchane können in **Transversaldünen** übergehen, langen, gewellten Dünen, die quer zur vorherrschenden Windrichtung angeordnet sind (Abb. 14.14b). solche Querdünen bilden sich in ariden Gebieten, wo reichlich vorhandener Sand die Landschaft bestimmt und eine Vegetation fehlt. Typischerweise handelt es sich bei den Sanddünen hinter Stränden meist um Transversaldünen, die durch starke auflandige Winde entstehen. In gemässigtem bis humi-

dem Klima werden sie in einiger Entfernung vom Strand durch die Vegetation stabilisiert. Wenn ein Abschnitt des Dünengürtels fortgeweht und die stabilisierende Vegetation von Sand überdeckt wird, entsteht an dieser Stelle eine landeinwärts wandernde sogenannte **Parabeldüne** (Abb. 14.14c). Im Gegensatz zu Barchanen sind die Sichelenden der Parabeldünen dem Wind entgegengerichtet, und der konvexe, in Richtung der windabgewandten Seite vorrückende Bogen der Düne bildet die Leeseite. Strichdünen sind lange, mehr oder weniger parallel zur allgemeinen vorherrschenden Windrichtung verlaufende gerade Rücken (Abb. 14.14d). Die meisten Gebiete in denen Strichdünen auftreten, weisen nur eine mässige Sandanlieferung auf, haben einen rauhen Untergrund und Winde, die zwar ihre Richtung ändern, aber stets in ungefähr derselben generellen Richtung wehen. Während des

Sommers bläst beispielsweise der Wind aus Südwesten über Ost-West ausgerichtete Strichdünen hinweg und lagert auf der nach Nordost gerichteten Leeseite Sand ab. In Winter dagegen, wenn der Wind von Nordwesten weht, transportieren die Winde Sand über die Düne auf eine Leeseite, die in diesem Falle nach Südosten gerichtet ist. Durch diese Kombination beider Vorgänge wandert die Düne in eine insgesamt östliche Richtung

unter Bildung von zwei unterschiedlich ausgerichteten Leeseiten.

Extrem ausgedehnte, hohe, hügelartige Dünen werden als **Drâa**-Dünen bezeichnet. Es handelt sich hierbei um Formen sich gegenseitig überlagernder Dünen, die in einigen Gebieten Höhen bis zu 400 Metern erreichen. Sie breiten sich nur sehr langsam aus.

Grosse Dünenfelder werden als **Ergs** bezeichnet. Sie kommen in den grossen Wüstengebieten vor.

14.4.4 Staubablagerungen und Löss

Löss ist eine Sedimentdecke, die durch die Ablagerung von feinkörnigen Teichen aus Staubwolken entstanden ist. Lössablagerungen sind ungeschichtet, und im massigen, über einen Meter mächtigen Ablagerungen bildet der Löss normalerweise vertikale Risse und bricht gewöhnlich bei der Erosion an senkrechten Wänden ab. Der Löss bildet eine Decke von mehr oder weniger konstanter Mächtigkeit sowohl auf Hügeln wie auch in Tälern entweder in oder in der Nähe der ehemals vergletscherten Gebiete. Regionale Mächtigkeitsänderungen in Bezug auf die vorherrschend westlichen Winde bestätigen seine äolische Entstehung. Das Liefergebiet des Staubes waren die durch Schmelzwasserflüsse abgelagerten, reichlich vorhandenen Silt- und Tonsedimente auf den ausgedehnten Schotterfeldern der Flüsse, die die Ränder der abschmelzenden Gletscher ent-

wässerten. Starke Winde trockneten die Schotterfluren aus, da ein kühles Klima und eine hohe Sedimentationsrate die Bildung einer Vegetationsdecke verhinderten, und wehten dort ungeheure Mengen Staub aus, die sich dann im Osten der Auswehungsgebiete absetzten.

In China, Nordamerika oder auch in Mitteleuropa sind die auf Löss entstandenen Böden ausgesprochen fruchtbar und höchst ertragreich. Die Böden werden jedoch leicht erodiert oder durch den Wind ausgeblasen, wenn sie über längere Zeit brachliegen.

Staub, der in der Luft weggetragen wurde, haben Forschungsschiffe noch weit draussen auf dem Ozean nachgewiesen. Das heisst, dass äolisch transportierter Staub einen wesentlichen Beitrag zu den marinen Sedimenten des offenen Ozeans liefert. Ein grosser Teil dieses Staubes ist vulkanischer Herkunft.

14.5 Die Wüstengebiete

14.5.1 Wo findet man Wüsten?

Der wichtigste Faktor, der die geographische Verbreitung der grossen Wüsten der Erde bestimmt, ist Regen. Diese Wüsten – wie Sahara und Kalahari - liegen in den wärmsten Gebieten der Erde zwischen 30 Grad nördlicher und 30 Grad südlicher Breite. In den Wüstengebieten herrscht ein nahezu gleichbleibend hoher Luftdruck (Abb. 14.16), die Sonne brennt Woche für Woche von einem wolkenlosen Himmel, und die Luftfeuchtigkeit bleibt dauerhaft extrem gering.

Wüsten können auch in mittleren Breiten, zwischen 30 Grad und 50 Grad Nord bzw. 30 Grad bis 50 Grad Süd, entstehen. Solche Gebiete mit geringen Niederschlägen

treten in mittleren Breiten dadurch auf, dass feuchtigkeitsgesättigte Winde entweder durch hohe Gebirgsketten abgehalten werden oder von den Ozeanen grosse Entfernung zurücklegen müssen.

Eine weitere Wüstenform bildet sich in den polaren Breiten. In diesen kalten, trockenen Gebieten sind die Niederschläge deshalb gering, weil die kalte Luft extrem wenig Feuchtigkeit aufnehmen kann.

Veränderungen des Klimas einer Region, seiner Bevölkerungszahl oder des Verhaltens der Bevölkerung können semiaride Gebiete in Wüsten verwandeln. Dieser Vorgang wird als **Desertifikation** bezeichnet.

14.5.2 Verwitterung in Wüstengebieten

Ungeachtet der enormen Unterschiede zwischen Wüsten und humideren Gebieten, laufen in beiden Bereichen dieselben geologischen Prozesse ab: Verwitterung und Transport. Sie erfolgen in derselben Weise, stehen jedoch in den Wüsten in einem anderen Verhältnis als in den gemässigten Klimazonen. In den Wüsten überwiegen die physikalischen Prozesse der Verwitterung gegenüber den chemischen Prozessen. Die langsame chemische Verwitterung und der rasche Windtransport wirken zusammen und verhindern die Bildung nennenswerter Böden.

Die häufig rostroten bis orangebraunen Farben der verwitterten Oberflächen in Wüsten sind auf Eisenminerale Hämatit und Limonit (mit jeweils dreiwertigem Eisen) zurückzuführen. **Wüstenlack** ist ein charakteristischer dunkelbrauner, manchmal glänzender Überzug auf vielen Gesteinsoberflächen der Wüste. Es handelt sich um eine Mischung von Tonmineralien mit geringen Anteilen von Mangan- und Eisenoxiden.

Die Erosionstätigkeit des Windes hat in den Wüsten eine grössere Bedeutung als anderswo, aber sie erreicht auch dort nicht das Ausmass der fluvialen Erosion. In

Wüsten führen die meisten Flüsse zwar nur gelegentlich Wasser, weil es so selten regnet, aber sie leisten auch in den Wüsten den Grossteil der Erosionsarbeit.

Nur in Dünenfeldern ist die Wirkung des Windes der dominierende Faktor.

14.5.3 Landschaftsformen der Wüsten

Die Landschaftsformen der Wüstengebiete gehören zu den vielfältigsten der Erde. Ausgedehnte, niedrigliegende, ebene Gebiete werden von Playas (Salzseen), Steinpflastern und Dünenfeldern eingenommen. Die Hochländer bestehen meist aus nacktem Fels und sind an vielen Orten von steilen Flusstälern und Schluchten durchschnitten.

Eine charakteristische Landschaftsform der Wüste ist die **Pediment** genannte Form einer erodierten Festge-

steinsoberfläche. Pedimentflächen sind weite, sanft geneigte Flächen vor einem Gebirgsrand. Sie entstehen durch rückschreitende Erosion und Denudation einer in Abtragung begriffenen Gebirgsfront. Das Pediment breitet sich wie eine Schürze am Fuss der Gebirgsfront aus (Abb. 14.21).

Mesas (Tafelberge) sind mehr oder weniger horizontale Hochebenen, deren Hochflächen von erosionsfesten Schichten eingenommen werden (Abb. 14.22).

15. Gletscher

15.1 Was ist ein Gletscher?

Aufgrund der Grösse und Form teilen wir Gletscher in zwei Grundtypen ein. **Talgletscher** sind Ströme von Eis, die in Gebirgstälern langsam bergab fließen. Sie bilden sich in den kalten Höhenlagen der Gebirge. Der andere wichtige Gletschertyp ist das weitaus grössere **Inlandeis**, das eine sich extrem langsame bewegende,

dicke Eisdecke darstellt, wie sie einen Grossteil Grönlands und nahezu die gesamte Antarktis überdeckt. Die Oberfläche einer solchen Eisdecke gleicht einer extrem ausgedehnten konvexen Linse mit dem höchsten Punkt in der Mitte (Grönland, Antarktis).

15.2 Gletscherhaushalt: Wie Gletscher entstehen, vorstossen und schrumpfen

Die Bildung eines Gletschers beginnt mit ausgiebigem Schneefall im Winter, wobei der Schnee im Sommer nicht abschmilzt. Der Schnee geht allmählich in Eis über, und wenn das Eis mächtig genug ist, beginnt es, plastisch zu fließen. Schnee- und Gletscherbildung erfordert sowohl Niederschläge als auch Frost. Da die

feuchtigkeitsbeladenen Winde normalerweise den grössten Teil ihres Schnees auf der Luvseite einer hohen Gebirgskette abgeben, ist die windabgewandte Gebirgsflanke sehr wahrscheinlich trocken und nicht vergletschert (Abb. 15.5).

15.2.1 Schnee wird zu Eis

Frisch gefallener Schnee ist eine pulverartige Masse aus locker gepackten Schneeflocken. Wenn die einzelnen kleinen Flocken am Boden altern, kommt es zum Abbau der Kristalle, und es entstehen gleichkörnige Aggregate (Abb. 15.6). Während dieser Umwandlung wird die Masse der Schneeflocken verdichtet und geht in eine dichtere, körnige Form des Schnees über. Da beständig neuer Schnee fällt und den älteren überdeckt, verdichtet sich der körnige Schnee weiter zu einer immer dichteren Form, die als **Altschnee** oder **Firn** be-

zeichnet wird. Die weitere Überdeckung und Alterung führt schliesslich zu festem Gletschereis, da selbst die kleinsten Körner rekristallisieren und dadurch alle anderen miteinander verkitten. Ein typischer Gletscher wächst im Winter langsam, da Schnee auf die Gletscheroberfläche fällt und erst noch in Eis umgewandelt werden muss. Die zu dem Gletscher jährlich hinzukommende Schneemenge wird als **Akkumulation** bezeichnet.

15.2.2 Wo das Eis abschmilzt

Wenn sich Eis schliesslich zu einer ausreichenden Dicke akkumuliert hat und so Bewegung einsetzen kann, ist die Bildung des Gletschers abgeschlossen. Eis fliesst wie Wasser unter dem Einfluss der Schwerkraft hangabwärts. So gelangt der Gletscher in geringere Höhenlagen, wo die Temperaturen über dem Gefrierpunkt liegen. Das Eis beginnt zu schmelzen. Das Ab-

schmelzen und das **Kalben von Eisbergen** sind die wichtigsten Vorgänge, durch die Gletscher ihre Eismassen verlieren. In kaltem Klima verringert sich das Eis der Gletscher ausserdem durch **Sublimation**. Die gesamte jährliche Volumenabnahme von Eis und Schnee durch Abschmelzen und Verdunstung wird als **Ablation** bezeichnet (Abb. 15.8).

15.3 Wie sich Gletscher bewegen

Wenn sich Eis zu einer entsprechenden Mächtigkeit anhäuft, die ausreicht, damit die Schwerkraft den Widerstand des Eises gegen das Fließen überwindet, be-

ginnt es zu fließen und wird zum Gletscher. Die Geschwindigkeit der Gletscherbewegung nimmt zu, wenn der Hang steiler oder das Eis dicker wird.

15.3.1 Die Mechanismen der Gletscherbewegung

Gletscher fließen vorwiegend durch zwei Mechanismen. Erstens kann Eis an seiner Basis wie ein Ziegel-

stein, der ein schiefes Brett hinunterrutscht, hangabwärts gleiten. Aber im Gegensatz zu einem Ziegelstein

wird Eis deformiert und gleitet in mikroskopischem Massstab auf internen Gleitbahnen. Wir nennen diese Form der internen Bewegung **plastisches Fliesen**. Unter dem grossen Druck innerhalb des Gletschers kommt es zu Verschiebungen auf Korngrenzen sowie zu Verschiebungen auf Netzebenen der Kristallgitter um geringe Beträge, so dass sich innerhalb kurzer Zeitspannen insgesamt eine sehr kleine plastische Verformung ergibt. Der Gesamtbetrag all der winzigen Bewegungen innerhalb der enormen Anzahl von Eiskristallen, aus denen der Gletscher besteht, summiert sich zu einer erheblichen Bewegung der geschlossenen Eismasse (Abb. 15.10). Zweitens ist das Gleiten eines Gletschers an seiner Basis, die sog. **Sohlgleitung**, für den anderen Teil der Gletscherbewegung verantwortlich. Diese Bewegung erfolgt durch Regelation - einen Vorgang, der von der Temperatur an der Grenze zwischen Eis und Untergrund im Verhältnis zum Schmelzpunkt des Eises abhängt. (Abb. 15.11) An der Sohle des Gletschers steht das Eis durch das Gewicht des darüberliegenden Eises unter hohem Druck. Der Schmelzpunkt von Eis nimmt ab, wenn der Druck zunimmt. Das Schmelzen an der Grenze Untergrund-Eis führt zu einer Schmier-schicht aus Wasser, auf der das darüberliegende Eis gleiten kann. In solchen für die Gebirge der gemässigten Breiten und der Tropen typischen warmen oder temperierten Gletschern tritt im Eis Wasser in Form kleiner Tropfen zwischen den Kristallen auf, ausser-

dem in Form grösserer Wasseransammlungen in Hohlräumen innerhalb des Eises.

In extrem ariden Gebieten wie den Polarregionen liegt die Temperatur des Eises im gesamten Gletscher, einschliesslich seiner Basis, zum Teil weit unter dem Gefrierpunkt. Das Eis an der Sohle dieser sogenannten kalten Gletscher ist am Untergrund festgefroren, daher kommt es dort nicht zu einem Gleiten auf einer Schmier-schicht. Die geringsten Bewegungen reissen bereits alle lösbaren Bruchstücke aus dem unterlagernden Gestein oder Boden los. Der grösste Teil der Bewegung dieser Gletscher erfolgt oberhalb der Sohle und eher durch plastische Deformation als durch Regelation. In den oberen Teilen der Gletscher bis in etwa 50 Metern Tiefe ist der Überlagerungsdruck gering. Bei diesem geringen Druck verhält sich das Eis als starrer, spröder Festkörper, der, wenn er durch das plastische Fliesen des darunterliegenden Eises mitgeschleppt wird, zerbricht. Diese Bruchflächen, die sog. **Gletscherspalten**, zerlegen an Stellen, wo die Deformation des Gletschers besonders gross ist, die oberflächennahe Schicht des Gletschers in zahlreiche kleinere Blöcke. Noch weitaus häufiger treten Gletscherspalten dort auf, wo das Eis an den Felswänden gegen das anstehende Gestein gedrückt wird, sowie in Kurven des Gletschertales und an Gefällsknicken, wo der Untergrund sich plötzlich versteilt.

15.3.2 Fliessmuster und Geschwindigkeit

Die Geschwindigkeit, mit der sich die meisten Talgletscher bewegen, schwankt in Abhängigkeit von der Eismächtigkeit und von der Position im Verhältnis zu den Talwänden. Die Eisbewegung wird durch hohe Reibungskräfte an den starren Umgrenzungen der Gletscher, das heisst an der Sohle und an den Talseiten, behindert (Abb. 15.13). Bei einem typischen Talgletscher in gemässigten Breiten nimmt die Geschwindigkeit der Bewegung zu den Talhängen und zur Sohle hin ab, während der Gletscher im mittleren Bereich am schnellsten fliesst.

Nach einer längeren Periode geringer Bewegung kommt es manchmal zu einer plötzlich auftretenden, starken, oft katastrophalen Vorstossbewegung eines Talgletschers, die als **Glacial Surge** (Gletscherwooge) bezeichnet wird. Solche Surges können über zwei oder drei Jahre andauern, und das Eis kann sich in dieser

Zeit mit Geschwindigkeiten von mehr als sechs Kilometern pro Jahr bewegen, dem Tausendfachen der normalen Geschwindigkeit eines Gletschers. Einem derartigen Gletschervorstoss scheint ein Anstieg des Wasserdrucks in den Schmelzwassertunneln an oder in der Nähe der Sohle vorauszugehen. Dieses unter Druck stehende Wasser verstärkt offenbar die Sohlgleitung in hohem Masse.

Inlandeismassen in polaren Klimaten, wo die Regelation - und damit die Sohlgleitung - gering ist oder fehlt, zeigen die höchsten Geschwindigkeiten im Zentrum der Eismasse. Dort ist der Druck sehr hoch, und die einzigen die Reibung mindernden Kräfte bestehen zwischen Eislagen, die sich mit unterschiedlichen Geschwindigkeiten in Form laminaren Fließens bewegen. In der Nähe der Oberfläche, wo der Druck am geringsten ist, bewegt sich das Eis langsamer (Abb. 15.14).

15.4 Glazialerosion und Erosionsformen

Das an der Sohle und den Seiten eines Gletschers eingeschlossene, geklüftete, aufgelockerte Gestein wird am felsigen Untergrund unter dem Gletscher weiter zerkleinert und zermahlen. Das daraus entstandene, feine, pulverisierte Material, wird als **Gesteinsmehl** bezeichnet und als **Gletschermilch** mit den Schmelzwässern fortgetragen. Es können jedoch auch haushohe Blöcke entstehen. Da der Gletscher an seiner Sohle Gesteinsblöcke mitschleppt, wird durch die Detersion das Unterlager gekritz und geschrammt (Abb. 15.16).

Solche **Gletscherschliffe** oder Gletscherschrammen sind deutliche Hinweise für eine Gletscherbewegung. Ihre Orientierung gibt Auskunft über die Richtung der Eisbewegung. Kleinere, längliche Hügel aus dem im Untergrund anstehenden Gestein werden als **Rundhöcker** bezeichnet. Sie sind auf ihrer stromaufwärts gerichteten Luvseite durch das Eis abgeschliffen und geglättet. Die entgegengesetzte stromabgewandte Seite sieht aus wie die rauhe Oberfläche eines auseinandergebrochenen Brotlaibes, da dort durch das vorrückende

Eis Blöcke aus dem Gesteinsverband herausgerissen wurden und so ein zerklüfteter, rauher und steiler Lee- hang entsteht (Abb. 15.17). Auch diese unterschiedliche Ausbildung der Rundhöcker gibt uns Hinweise auf die Richtung der Eisbewegung. Am Beginn des Gletschers schürft das Eis durch das Herausbrechen und Herausziehen von Gesteinsmaterial normalerweise eine steilwandige, Amphitheater ähnliche Hohlform aus, ein sogenanntes **Kar** (Abb. 15.18). Zwischen angrenzenden Karen entstehen durch die fortschreitende Erosion scharfe, schroffe Bergkämme, sogenannte **Felsgrate**. Im Gegensatz zu den V-Tälern vieler Gebirgsflüsse bilden Talgletscher sog. **Trog-** oder **U-Täler** deren weitgehend ebene Talböden durch steile fast senkrechte Wände abgegrenzt sind (Abb. 15.19). Obwohl die

Eisoberfläche am Zusammenfluss des Nebengletschers mit dem Hauptgletscher auf gleicher Höhe liegt, ist die Sohle des Seitentales wegen der geringeren Erosionskraft des Nebengletschers meist wesentlich höher gelegen als das Haupttal. Wenn das Eis schmilzt, bleibt das Seitental als **Hängetal** zurück, ein Tal, dessen Boden hoch über dem Boden des Haupttals liegt (Abb. 15.20). Die Einmündung der Hängetäler ist meist durch einen Wasserfall gekennzeichnet. Anders als Flüsse können Talgletscher an den Küsten ihren Talboden weitaus tiefer ausräumen, als es dem Meeresspiegel entspricht. Wenn sich das Eis zurückzieht, werden diese übertiefen, steilwandigen Täler vom Meer überflutet (Abb. 15.21). Diese einstmals vom Gletschereis geschaffenen Meeresarme werden als **Fjorde** bezeichnet.

15.5 Glaziale Sedimentation und Ablagerungsformen

Wie Wasser- und Luftströmungen hat Eis die Fähigkeit, Partikel bestimmter Grösse mitzuführen; es hat eine **Transportkapazität**, die der Sedimentmenge entspricht, die das Eis transportieren kann. Die Transportfähigkeit und die Transportkapazität des Eises ist extrem hoch. Wenn das Gletschereis abschmilzt, setzt es seine schlecht sortierte, von der Korngrösse her sehr heterogene Fracht von Blöcken, Geröllen, Sand und Ton ab. Heute bezeichnet man dieses Gesteinsmaterial als **Geschiebe** (altertümlich **Diluvium**) und versteht darunter *alles* Material glazialer Entstehung, das auf dem Festland oder am Meeresboden abgelagert wurde. Das durch Schmelzwasserströme aufgenommene und aufgearbeitete, umgelagerte und vor der Endmoräne

ausgebreitete Geschiebematerial wird als **Sander** bezeichnet (Abb. 15.5). Sandersedimente sind in der Regel geschichtet und gut sortiert und können auch Schrägschichtung aufweisen. Die direkt durch das abschmelzende Eis abgelagerte Gletscherfracht wird als **Geschiebemergel** oder Geschiebelehm bezeichnet (Abb. 15.22). Geschiebemergel sind ungeschichtete und schlecht sortierte Sedimente, die neben tonigem und sandigem Material auch gröbere Komponenten enthalten. Häufige Bestandteile der Geschiebemergel sind grosse Blöcke, die als **erratische Blöcke** und, wenn sie sehr gross sind, als **Findlinge** bezeichnet werden.

15.5.1 Vom Eis abgelagerte Sedimente

Eine mächtigere Ansammlung von steinigem, sandigem und tonigem Material, das durch das Eis eines Gletschers verfrachtet oder als Geschiebelehm abgelagert wurde, nennt man **Moräne**. Eine der markantesten Moränen von ihrer Grösse und Erscheinung her ist die an der Gletscherstirn abgelagerte *Endmoräne*. Die jeweiligen *Seitenmoränen* zusammenfliessender Gletscher vereinigen sich unter Bildung einer *Mittelmoräne* in der Mitte des grösseren Gletscherstromes unterhalb des Zusammenflusses. Die Schicht aus glazial abgelagertem Schutt, der vom Gletscher an seiner Sohle abgeschürft, transportiert und unter dem Eis abgelagert wurde, wird als *Grundmoräne* bezeichnet. Grundmorä-

nen sind stärker kompaktiert als Stirn und Seitenmoränen. Markante Geländeformen einiger Moränenlandschaften sind die sogenannten **Drumlins**, grosse, stromlinienförmige Hügel aus Geschiebemergel oder auch aus Festgestein, deren Längsachsen parallel zur Eisbewegung verlaufen (Abb. 15.24). Drumlins sind gewöhnlich in ganzen Schwärmen angeordnet und sehen in ihrer Form wie lange, umgedrehte Löffel aus, wobei im Gegensatz zu den Rundhöckern die steile Seite gegen das Eis gerichtet ist und die flachen Hänge die strömungsabgewandte Seite kennzeichnen. Drumlins können Höhen zwischen 25 und 50 Metern und Längen bis zu einem Kilometer erreichen.

15.5.2 Aquatische Ablagerungen

Die Ablagerungen der Gletscherschmelzwässer zeigen eine Vielzahl von Formen. **Kames** sind kleine Wälle oder flache Hügel aus geschichtetem Sand und Kies, die in der Nähe oder unmittelbar am Rande des Eises abgelagert wurden (Abb. 15.25). Einige Kames sind Deltaschüttungen, die in Seen am Eisrand entstanden. Am Grunde von Eisstauseen werden Silte und Tone abgelagert, in Form einer Serie von wechselweise groben und feinen Lagen, sog. Warven. Eine **Warve** be-

steht jeweils aus einem Schichtenpaar, das im Laufe eines Jahres durch jahreszeitlich bedingtes Gefrieren der Seeoberfläche entstanden ist (Abb. 15.26). Im Sommer, wenn der See eisfrei ist, wird der helle, grobe Silt abgelagert, da in dieser Zeit reichlich Schmelzwasserflüsse vom Gletscher in den See einfließen. Im Winter, wenn die Oberfläche des Sees gefroren ist, ist das darunterliegende Wasser ruhig, und die feinerkörnigen, dunklen Schwebstoffe, Ton und organisches

Material, setzen sich ab. **Esker** und **Oster** sind (ähnlich wie Eisenbahndämme) lange, schmale, gewundene Rücken aus Sand und Kies, die als Schmelzwasserablagerungen in den Gebieten der Grundmoränen auftreten (Abb. 15.25). Sie sind über Kilometer ungefähr parallel zur Richtung der Eisbewegung zu verfolgen. Das Material ist gut sortiert. Esker wurden durch Schmelzwasserflüsse abgelagert, die in subglazial entstandenen Tunneln an der Sohle eines schmelzenden Gletschers flossen. Ehemals vergletscherte Gebiete sind übersät mit Vertiefungen, abflusslosen Senken, sogenannten

Toteislöchern, Kessen oder Söllen. Ein Soll entsteht folgendermassen: Wenn sich ein Gletscher zurückzieht, kann der grosse Blöcke von Toteis zurücklassen, das allmählich durch Sanderablagerungen von der abschmelzenden Gletscherfront überdeckt wird. Sobald die Gletscherfront weit genug aus diesem Gebiet zurückgeschmolzen ist, hört die Anlieferung von Sander-sedimenten auf, und die Toteisblöcke lassen nach dem Schmelzen eine Hohlform zurück. Wenn sie tief genug ist, um die Grundwasseroberfläche zu schneiden, entsteht ein See (Abb. 15.27).

15.6 Permafrost

In sehr kalten Gebieten, wo die Sommertemperatur nie hoch genug wird, um mehr als eine dünne Oberflächen Eisschicht aufzutauen, ist der Untergrund ständig ge-

froren. Beständig gefrorener Boden, Dauerfrostboden oder **Permafrost**, überdeckt ungefähr 25 Prozent der gesamten Festlandsfläche der Erde.

15.7 Eiszeiten

15.7.1 Mehrfache Vereisungsperioden

Vor nicht allzu langer Zeit wurde erst deutlich, dass es im Verlauf der Pleistozäns mehrfach Eiszeiten gegeben hatte, die mit wärmeren Zwischenperioden, den Interglazialen, wechselten. Als die Geologen vor etwa 100 Jahren die Gletscherablagerungen kartierten, erkannten sie, dass es mehrere Schichten eiszeitlicher Sedimente gab, wobei die unteren den früheren Vereisungsphasen entsprachen. Zwischen den älteren glazialen Schichten lagen gut entwickelte Böden mit Fossilien von Pflanzen, die in warmem Klima

zen, die in warmem Klima gedeihen. Diese Böden waren der Beweis, dass die Gletscher sich zurückzogen, als sich das Klima von kalt zu warm verschob. Aus Untersuchungen an marinen Sedimenten hat sich ergeben, dass es weitaus mehr und regelmässigeren Zyklen von Kalt- und Warmzeiten gegeben hat, als die Geologen aufgrund der Moränenablagerungen auf den Kontinenten zunächst vermuteten.

15.7.2 Meeresspiegelschwankungen

Da während des Pleistozäns in den Inlandeismassen viel Wasser gebunden war, muss es entsprechend weniger Wasser in den Ozeanen gegeben haben. Und wenn die Inlandeismassen zunahm, muss der Meeresspiegel weltweit abgesunken sein. Im Verlauf der maximalen Ausdehnung der jüngsten Vereisung sank

vor 18000 Jahren der Meeresspiegel um ungefähr 130 Meter. Viele gemässigte Bereiche waren dicht bewaldet. Flüsse erweiterten ihre Fliessrinnen über die nun freiliegenden Kontinentalschelfe und begannen Rinnen in den ehemaligen Meeressböden einzuschneiden.

15.7.3 Klimaschwankungen und Eiszeiten

Die derzeit bevorzugte Erklärung für die allgemeine Abkühlung beruht auf den Positionen der Kontinente im Verhältnis zueinander und zu den Polen. Diese Positionen werden durch die Kontinentaldrift bestimmt, die durch die plattentektonischen Prozesse angetrieben wird. Während der meisten Zeit der Erdgeschichte lagen in den Polarregionen keine ausgedehnten Festlandsgebiete, und es gab dort keine Eiskappen. Die Ozeane durchströmten die offenen Polargebiete und brachten warmes Wasser von den Äquatorialgebieten mit und unterstützten die Atmosphäre dabei, die Temperaturen ziemlich gleichmässig über den gesamten Erdball zu verteilen. Als grosse Landmassen in Positionen drifteten, die den wirkungsvollen Wärmetransport durch die Ozeane behinderten, nahmen die Tempera-

turunterschiede zwischen den Polen und dem Äquator zu. Da die Pole abkühlten, bildeten sich Eiskappen. Wir können bereits vorhersagen, dass dann, wenn in den kommenden Millionen Jahren die grossen polaren und subpolaren Landmassen der Nordkontinente und die Antarktis von den Polen wegdriften, auch die Eiskappen abschmelzen werden. Die Form der Erdumlaufbahn um die Sonne ändert sich periodisch, wodurch wir uns manchmal etwas näher und manchmal etwas weiter von der Sonne entfernt befinden. Auch die Position der Rotationsachse der Erde pendelt geringfügig auf der Erdbahnebene um die Senkrechte. Diese Veränderungen beeinflussen in geringem Masse die Wärmemenge, die von der Sonne auf die Erde eingescharrt wird. Periodisch tritt eine lang-

fristige Vereisungsphase alle 100000 Jahre auf und kurzfristige Vereisungen treten im Abstand von 40000 und 20000 Jahren auf. Wenn mehrere langstielige Perioden mit Vielfachen der kurzzeitigen Perioden zusam-

menfallen, sind die Temperaturschwankungen am stärksten. Ausserdem könnte eine Abnahme des CO₂-Gehalts der Atmosphäre den Treibhauseffekt vermindern und damit zu einer Vereisung führen.

16. Erdbeben

16.1 Was ist ein Erdbeben

Ein Erdbeben tritt dann auf, wenn Gesteine, die kontinuierlich Deformationskräften ausgesetzt sind, an einer Störung plötzlich zerbrechen. Die beiden Krustenblöcke beiderseits der Störung verschieben sich ruckartig und verursachen dabei Bodenschwingungen. Den ungefähren Ablauf erklärt die **“Scherbruch-Hypothese”** (Abb. 18.3). Der Betrag der Verschiebung wird als **Sprungweite** oder **Versatzbetrag** bezeichnet. Der Punkt, an dem die Verschiebungsbewegung einsetzt, ist

der **Herd** oder das **Hypozentrum** eines Erdbebens. Das **Epizentrum** ist der unmittelbar über dem Erdbebenherd an der Erdoberfläche gelegene Ort. Die Spannung, die sich über Jahre geringer Gesteinsdeformation hinweg aufgebaut hat, wird im Verlauf weniger Minuten in Form **seismischer Wellen** freigesetzt, verbunden mit dem Aufreißen der Störung. Die Wellen breiten sich konzentrisch um den Herd über die gesamte Erde aus (Abb. 18.5).

16.2 Erforschung von Erdbeben

16.2.1 Seismographen

Bei einem Seismographen ist eine mehr oder weniger schwere Masse weitgehend entkoppelt vom Erdboden aufgehängt, so dass der Untergrund schwingen kann, ohne dass die Masse dadurch in nennenswerte Schwingungsbewegungen versetzt wird (die NASA hat GPS-Satelliten ins All geschickt die es ermöglichen, völlig entkoppelt von der Erde die Bewegung direkt zu messen). Eine Möglichkeit für eine solche entkoppelte Aufhängung besteht darin, die Masse an einer Spiralfeder aufzuhängen (Abb. 18.6a). Wenn die seismischen Wellen den Boden auf- und Abbewegen, bleibt die Masse aufgrund ihrer Massenträgheit weitgehend in Ruhe, während die Feder gedehnt oder zusammengedrückt werden kann - entsprechend den Abstandschwankungen zwischen der Masse und dem Unter-

grund. Auf diese Weise kann die durch seismische Wellen verursachte vertikale Verschiebung der Erde über eine Schreibspitze auf einem mit dem Erdboden fest verbundenen Registrierpapier aufgezeichnet werden. Ein Seismograph, dessen träge Masse an einem Scharnier aufgehängt ist, so dass sie in der Waagerechten frei schwingen kann, zeichnet entsprechend die horizontalen Bodenbewegungen auf (Abb. 18.6b). Es benötigt natürlich alle drei Raumachsen um die Bewegung genau zu bestimmen. Bei den heutigen Seismographen werden modernste elektronische Verfahren verwendet, um diese Bewegungen der Masse zu verstärken, bevor sie - ebenfalls elektronisch - aufgezeichnet werden.

16.2.2 Seismische Wellen

Man unterscheidet zwischen drei Gruppen von Wellen. Die zuerst ankommenden Wellen werden deshalb als Primärwellen oder **P-Wellen** bezeichnet. Als zweites folgen die Sekundärwellen oder **S-Wellen**. Sowohl die P- als auch die S-Wellen durchlaufen als sogenannte Raumwellen das gesamte Innere der Erde. Schliesslich treffen die **Oberflächenwellen** ein, die sich ausschliesslich entlang der Erdoberfläche ausbreiten (Abb. 18.7). Die P-Wellen breiten sich mit ungefähr 5 km/s fort. Ebenso wie Schallwellen sind P-Wellen Longitu-

dinalwellen (Abb. 18.8). S-Wellen breiten sich mit etwa der halben Geschwindigkeit der P-Wellen aus. Es handelt sich dabei um Transversalwellen (Abb. 18.9). Oberflächenwellen sind nur wenig langsamer als S-Wellen. Man unterscheidet zwei Arten seismischer Oberflächenwellen. Bei den *Rayleigh-Wellen* erfolgt die Bewegung der Bodenteilchen retrograd-elliptisch (Abb. 18.10a), während die Partikelbewegung bei den *Love-Wellen* eine reine Horizontalbewegung ist (Abb. 18.10b).

16.2.3 Lokalisieren des Epizentrums

Die Zeitdifferenz zwischen dem Eintreffen der P- und S-Wellen am Ort des Seismographen hängt von der jeweils zurückgelegten Entfernung ab. Um die ungefähre Entfernung zum Epizentrum zu bestimmen, ermitteln die Seismologen aus den Seismogrammen die Zeitspanne, die zwischen dem Eintreffen der ersten P-Wellen und dem der ersten S-Wellen liegt. Sie ver-

wenden dazu eine Tabelle oder eine Laufzeitkurve, um die Entfernung des Seismographen zum Epizentrum abzulesen. Ist die Epizentralentfernung für drei oder besser noch mehr Messstationen bestimmt, so können die Seismologen das Epizentrum anhand einer einfachen geometrischen Konstruktion festlegen. Ausserdem lässt sich dann der Zeitpunkt der Bodenerschütte-

rung am Epizentrum ableiten, da die Ankunftszeit der

P-Wellen für jede Station bekannt ist (Abb. 18.11).

16.2.4 Messen der Bebenstärke

Richter führte als Mass für die jeweilige Stärke eines Erdbebens eine Erdbebenmagnitude ein. Diese Zahl wird noch heute als **Richter-Magnitude** oder häufig auch als Wert auf der Richter-Skala bezeichnet. Grundlage für die Berechnung der Magnitude bilden die in den Seismogrammen aufgezeichneten maximalen Amplituden (Abb. 18.12). Da sich die Erdbebenstärken über einen grossen Bereich erstrecken wählte Richter für die Amplitudenwerte, die die stärkste Bewegung des Untergrundes wiedergeben, eine logarithmische Skala. Folglich erzeugt ein Erdbeben der Magnitude 6 Bodenbewegungen, die zehnmal grösser sind als bei einem Beben der Magnitude 5. Die Energie, die in Form seismischer Wellen freigesetzt wird, nimmt sogar um den Faktor 33 für jede zusätzliche Magnitude zu! In die Berechnung der Magnitude müssen eine Anzahl von Korrekturfaktoren eingearbeitet werden. Die gemessene Amplitude muss durch einen Faktor korrigiert werden, der die Schwächung der sich vom Bebenherd ausbreitenden seismischen Wellen berücksichtigt.

Die Richter-Magnitude beschreibt nicht notwendigerweise die Zerstörungswirkung eines Erdbebens: Ein Beben der Magnitude 8, das in unbesiedeltem Gebiet auftritt, dürfte kaum Zerstörungen verursachen, während ein Beben der Magnitude 6 unmittelbar unter einer Stadt zu schwersten Zerstörungen führen kann. Um ein Mass für die Intensität eines Bebens anzugeben, die sich unmittelbar aus den beobachteten örtlichen Auswirkungen auf Menschen und Bauwerke ergibt, verwenden die Seismologen nicht die absolute Stärke, sondern die sogenannte **Modifizierte Mercalli-Skala** (von 1 (sehr schwach) bis 12 (sehr heftig))(Tab 18.1).

16.2.5 Rekonstruktion des Herdmechanismus aus Erdbebendaten

Eine wichtige Aufgabe ist es, zu bestimmen ob es sich bei einem Erdbeben um eine Abschiebung, eine Auf- oder Überschiebung oder um eine Horizontalverschiebung handelt (Abb. 18.13). Inzwischen wurden weltweit so viele Seismographen aufgestellt, dass der Herd eines jeden Bebens buchstäblich von ihnen umringt ist. Wie die Seismologen festgestellt haben, ist in bestimmten Richtungen von einem Epizentrum die erste seismische Bewegung des Untergrundes, die vom Seismographen registriert wird, ein Stoss weg vom Bebenherd (eine Aufwärtsbewegung der Registrierlinie auf dem

Seismogramm) (Abb. 18.14). Auf Seismographen, die in anderen Richtungen liegen, kann die erste Bewegung des Untergrundes dann entsprechend ein Zug in Richtung auf den Bebenherd zu sein (eine Bewegung auf dem Seismogramm nach unten). Anhand der Verteilung der Initialbewegungen können die Seismologen die Orientierung und das Einfallen der Störungsfläche und darüber hinaus auch die Richtung des Versatzes zwischen den beiden Krustenblöcken ermitteln. An jeder Station sind drei Seismographen notwendig.

16.3 Erdbeben und Plattentektonik im Gesamtbild

Die schmalen Zonen der mittelozeanischen Beben folgen den mittelozeanischen Rücken (Abb. 18.15 und 18.17). Untersucht man die Oberflächenformen der mittelozeanischen Rücken im Detail, so zeigt sich, dass die Rücken oftmals in einzelne Segmente unterteilt sind, die an Transformstörungen gegeneinander versetzt werden. Die Epizentren folgen den Transformstörungen zwischen den versetzten Segmenten an den Rücken. Ausserdem sind die Bewegungen im Herdbereich der Erdbeben im Bereich der Rückachse normale Abschiebungen und die Störungen verlaufen parallel zur Richtung der Rücken. Diese Abschiebungen zeigen, dass Dehnungskräfte am Werke sind. Deshalb entwickeln sich auch auf dem Kamm der Rücken die typischen Zentralspalten, die Rift-Valleys. Es handelt sich hierbei um Flachbeben.

Bei den Erdbeben mit Herdtiefen über 100 Kilometern (Abb. 18.16 und 18.18) hat sich gezeigt, dass sie überwiegend mit Kontinentalrändern oder Inselketten zu-

sammenfallen, die in der Nachbarschaft von Tiefseerinnen und jungen Vulkanbergen liegen. Diese Merkmale kennzeichnen Plattengrenzen, an denen Platten kollidieren. Dort, wo die nach unten gebogene Fläche einer subduzierten Platte unter der überschobenen Platte in den Mantel abtaucht, liegen gehäuft Erdbebenherde. Diese Erdbeben werden durch Überschiebungsvorgänge ausgelöst, das bedeutet dass Kompressionskräfte wirksam sind. Herdtiefenschnitte ergeben stets ein mehr oder weniger starkes Einfallen dieser seismisch aktiven Zonen in Richtung auf die Kontinente beziehungsweise die Inselbögen, wobei die Herdtiefen gegen das Innere der Kontinente und Inselbögen immer grösser werden. Man bezeichnet diesen seismisch höchst aktiven Bereich, der unter die Kontinente und Inselbögen abtaucht, als **Wadati-Benioff-Zone**. Obwohl die meisten Erdbeben an Plattengrenzen auftreten, wird ein geringer Prozentsatz auch innerhalb der Platten ausgelöst.

16.4 Die zerstörende Wirkung der Erdbeben

16.4.1 Wie Erdbeben Schäden verursachen

Durch Bewegungen des Untergrundes können Bauwerke so stark erschüttert werden, dass sie einstürzen. Die Bodenbeschleunigung in der Nähe des Epizentrums kann bei einem starken Erdbeben die Werte der Fallbeschleunigung erreichen und sogar übertreffen - dann kann ein Gegenstand von der Oberfläche in die Luft geschleudert werden. Bestimmte Bodenarten verhalten sich, wenn sie intensiven seismischen Erschütterungen ausgesetzt sind, wie eine Flüssigkeit. Der Untergrund fließt einfach weg und reisst Gebäude, Brücken und alles andere mit sich (Abb. 18.19).

Bei Erdbeben in der Nähe von Küsten entstehen

verheerende seismische Wellen, die oft fälschlicherweise als Flutwellen, zutreffender als Tsunamis bezeichnet werden. Sie pflanzen sich mit bis zu 800 km/h über die Ozeane fort, ohne wesentlich an Amplitude zu verlieren. Wenn sie auf Küsten auflaufen, bilden sie regelrechte Wasserwände, die Höhen über 20 Meter erreichen können. Durch den Ausbruch eines Vulkans oder durch instabile Hangmassen, die als Suspensionsströme untermeerisch abgleiten, können ebenfalls Tsunamis ausgelöst werden.

Lawinen, die von Erdbeben ausgelöst werden, fordern ebenfalls ihren Tribut.

16.4.2 Erdbebenvorhersage

Bittet man einen Seismologen, den Zeitpunkt des nächsten grossen Erdbebens vorherzusagen, so wird die Antwort wahrscheinlich lauten: "Je länger das letzte grosse Erdbeben zurückliegt, desto kürzer ist die Zeit bis zum nächsten". Diese sehr simple Aussage bildet die Grundlage der Vorhersage anhand von **seismischen Lücken** in der Erdbebenverteilung. Die Grundannahme dabei ist, dass Erdbeben durch eine wachsende Spannung infolge von ständiger Bewegung der Platten an Störungszonen verursacht werden. Beim Erreichen einer kritischen Schwelle bricht die spröde Lithosphäre. Der Zyklus aus langsamem Spannungsaufbau und plötzlicher Entspannung durch Freisetzung von Deformationsenergie bei einem Erdbeben wird immer wieder durchlaufen. Der wahrscheinlichste Ort für das Auftreten eines Erdbebens ist der blockierte Bereich der Störung, wo ein Erdbeben geradezu fällig ist, wenn die Zeitspanne seit dem letzten Erdbeben genauso gross oder bereits grösser ist als das durchschnittliche

Zeitintervall zwischen aufeinanderfolgenden Beben in diesem Bereich. Diese Zeitspanne lässt sich mit Hilfe verschiedener Verfahren abschätzen. Wir können den Zeitpunkt grosser Erdbeben über viele tausend Jahre in der geologischen Vergangenheit ermitteln, indem wir Bodenschichten untersuchen, die durch den Störungsversatz gegeneinander verschoben sind, und sie altersmässig datieren. Bei einem anderen Verfahren wird das Intervall abgeschätzt, indem man anhand der Geschwindigkeit einer stetigen Plattenbewegung und der dort bei früheren Erdbeben aufgetretenen Störungsversätze bestimmt, in wieviel Jahren die stetige Verschiebung die Grösse des Versatzes erreicht. Die Genauigkeit der Methode der seismischen Lücke könnte in Verbindung mit einem oder mehreren der warnenden Hinweise gesteigert werden. Solche Hinweise sind z.B. Vorbeben (Abb. 18.24), Deformation des Untergrundes, Verhalten der Tiere oder Wasserspiegelveränderungen in Brunnen.

17. Die Erforschung des Erdinneren

17.1. Die Erforschung des Erdinneren mit seismischen Wellen

Die Ausbreitungsgeschwindigkeit von Wellen unterschiedlichen Typs variiert, je nachdem, welches Material sie durchlaufen. Seismische P- und S-Wellen durchlaufen Basalt rascher als Granit. Longitudinalwellen (P-Wellen) breiten sich schneller aus als Transversalwellen (S-Wellen).

Wenn Wellen auf eine Grenzfläche zwischen zwei unterschiedlichen Materialien treffen, wird ein Teil von ihnen reflektiert, während der andere Teil in das zweite Material übertritt.

17.1.1 Die Ausbreitung seismischer Wellen in der Erde

Wenn die Erde aus einem homogenen Material mit konstanten Eigenschaften von der Oberfläche bis zum Mittelpunkt bestehen würde, könnten sich P- und S-Wellen geradlinig durch das Erdinnere ausbreiten und auf kürzestem Weg vom Herd eines Erdbebens zu einem entfernten Seismographen laufen. In Wirklichkeit aber ist die Erde aus verschiedenen Schichten aufgebaut, und sie besteht aus vielen verschiedenen Materialien, in denen sich die P- und S-Wellen mit unterschiedlichen Geschwindigkeiten ausbreiten. Die Wellen werden beim Übergang von einer Schicht zur anderen gebrochen. Dadurch ergibt sich insgesamt ein gekrümmter Verlauf durch das Erdinnere.

Kernmittelpunkt hin gebrochen werden. Das bedeutet, dass die Wellengeschwindigkeit im Kern geringer ist als im Mantel. Von P-Wellen ist bekannt, dass sie sich in Flüssigkeiten weitaus langsamer ausbreiten als in Festkörpern. So lag die Vermutung nahe, dass die Schattenzone auf einen geschmolzenen flüssigen Kern hindeutet. Wenn S-Wellen auf den Kern auftreffen, treten sie auf der anderen Seite nie wieder aus, und jenseits eines Winkelabstandes von 105 Grad, vom Herd aus betrachtet, sind keine S-Wellen mehr nachzuweisen. Da nur Flüssigkeiten eine Ausbreitung von Transversalwellen ausschließen, wird die obige Vermutung noch untermauert.

Wellenausbreitung in der Erde. Folgt man dem Verlauf einer Welle, die gerade noch am Kern vorbeiläuft, so taucht diese in einem Winkelabstand von 105 Grad an die Erdoberfläche auf (Abb. 19.2). Folgt man als nächstes dem Verlauf der Welle, die gerade noch den Kern trifft, dann zeigt sich, dass sie beim Eintritt in den Kern nach unten gebrochen und erneut gebrochen wird, wenn sie ihn wieder verlässt. Wegen dieser zweimaligen Brechung an der Grenze Kern/Mantel taucht die Welle erst mit einem Winkelabstand von 142 Grad, vom Herd aus berechnet, wieder an der Oberfläche auf. Folglich erreichen in einem Winkelabstand zwischen 105 und 142 Grad keine P-Wellen die Oberfläche. Man spricht hier von der **Schattenzone** des Erdkerns. Geologen schlossen, dass der Kern flüssig sein muss, weil die Wellen, wenn sie in den Kern eintreten, zum

In der Erde reflektierte Wellen. P-Wellen und S-Wellen die an der Erdoberfläche zurückreflektiert werden als PP-Wellen bzw. SS-Wellen bezeichnet. Reflektierte Wellen, die an der Grenze des Erdkern reflektiert werden, tragen die Bezeichnung PcP-Wellen bzw. ScS-Wellen. Da die Geschwindigkeit der P-Wellen bekannt ist, wird die gesamte Laufzeit der PcP-Wellen zur Bestimmung der Tiefenlage des Kerns verwendet. Vor allem die P-Wellen, die den äusseren Kern durchlaufen, die sogenannten PKP-Wellen, oder die in den inneren Kern eindringenden, die sogenannten PKIKP-Wellen, sind für die Erforschung dieser Bereiche wertvoll (Abb. 19.3 und 19.4). Praktische Anwendung findet die Reflexion seismischer Wellen vor allem bei der Suche nach Erdöl oder Erdgas (Exkurs 19.1).

17.1.2 Zusammensetzung und Aufbau des Erdinneren

Die Laufzeit hängt von den Geschwindigkeiten der Longitudinal- und der Transversalwellen in dem jeweils durchquerten Material im Erdinneren ab. Der entscheidende Schritt besteht darin, die gemessenen Laufzeiten in eine Kurve oder eine Tabelle umzusetzen, die zeigt, wie sich die Geschwindigkeit der seismischen Wellen im Erdinneren in Abhängigkeit von der Tiefe ändert (Abb. 19.5). Die wichtigsten Schichten, aus denen das Innere der Erde besteht, sind eine sehr dünne äussere Kruste, ein Mantel aus Gesteinsmaterial, der bis in eine Tiefe von 2900 km reicht, ein flüssiger äusserer Kern, der sich über weitere 2200 km

erstreckt, und ein fester innerer Kern, der bis zum Erdmittelpunkt in einer Tiefe von 6370 km reicht.

Die Kruste. Die Mächtigkeit der Kruste schwankt (Abb. 19.6): unter den Ozeanen ist sie geringmächtig (ca. 5 km), unter den Kontinenten ist sie dicker (ca. 35 km), und am mächtigsten ist sie unter hohen Gebirgen (bis zu 65 km). Die kontinentale Kruste besteht überwiegend aus granitischen Gesteinen und aus Gabbro. Der Gabbro tritt meist in den tieferen Stockwerken auf. Am Grund der tiefen Ozeane ist kein Granit vorhanden; die Kruste besteht dort ausschliesslich aus Basalt

und Gabbro. Unterhalb der Kruste nimmt die Geschwindigkeit der P-Wellen abrupt auf acht km/s zu. Das ist ein Hinweis auf eine sehr scharfe Grenze zwischen den Gesteinen der Kruste und den unterlagernden des Erdmantels. Diese Grenze wird als **Mohorovičić-Diskontinuität** (oder kurz: **Moho**) bezeichnet.

Das **Prinzip der Isostasie** besagt, dass die Kontinente auf dem dichteren Mantel schwimmen. Sie erfahren den zum Schwimmen nötigen Auftrieb, weil ihr Volumen weniger wiegt als das Flüssigkeitsvolumen, das sie insgesamt verdrängen müssten, um völlig unter die Oberfläche zu sinken. (Der Auftrieb entspricht dem Gewicht des verdrängten Flüssigkeitsvolumens.) Es sein hier besonders darauf hingewiesen, dass die Kruste unter einem Gebirge mächtiger ist, weil dort eine tiefere Wurzel notwendig ist, damit das Gebirge mit seinem zusätzlichen Gewicht ebenfalls ein Schwimmgleichgewicht - die Isostasie - erreicht. Das Prinzip der Isostasie besagt, dass über längere Zeiträume betrachtet der Mantel nur eine geringe Festigkeit aufweist und sich wie eine viskose Flüssigkeit verhält, wenn er das Gewicht von Kontinenten und Gebirgen tragen muss. Bei der Gebirgsbildung gelangt im Bereich der Kollisionszone durch Subduktion leichtes Material in den Untergrund. Sein geringes spezifisches Gewicht führt zum isostatischen Aufstieg dieses Krustenbereiches und damit zur Entstehung des Gebirges. Bei zahlreichen Gebirgen hat sich gezeigt, dass der isostatische Aufstieg nicht unmittelbar als Folge der Krustenverdickung einsetzt, sondern mit einer zeitlichen Verzögerung von mehreren Zehnmillionen Jahren. Von jungen Faltengebirgen wie etwa den Alpen ist bekannt, dass unter ihnen eine mächtige Gebirgswurzel entwickelt ist, deren Volumen an leichtem Krustenmaterial weit grösser ist, als für diese Gebirge erforderlich wäre. Sie befinden sich daher noch nicht im isostatischen Gleichgewicht. Als Folge ist immer noch eine Hebung im Gang. Im Gegensatz zu diesen jungen Gebirgen befinden sich die älteren trotz unterschiedlichem Relief im isostatischen Gleichgewicht. Wird das Gewicht einer Gebirgskette später durch Abtragung verringert, so nimmt auch das Gewicht der Kruste ab, und für ein Schwimmgleichgewicht reicht eine kleinere Gebirgs-

wurzel aus. Eine solche Abnahme der Gebirgswurzel spielt sich gegenwärtig in Skandinavien ab, weil die mächtige Eisdecke der letzten Eiszeit entfernt wurde.

Der Mantel (Abb. 19.7). Die äusserste Zone, die Lithosphäre besteht aus einer ungefähr 70 km dicken Platte, in der die Kontinente gewissermassen eingebettet sind. Sie besteht aus festem Material, da die S-Wellen sie ungestört durchlaufen.

In der Zone unter der Lithosphäre nimmt die Geschwindigkeit der S-Wellen ab, und die Wellen werden teilweise absorbiert, was darauf schliessen lässt, dass es sich um einen partiell geschmolzenen Festkörper handelt. An den mittelozeanischen Rücken steigt sie bis nahe an die Oberfläche auf. Die Asthenosphäre reicht ungefähr bis 200 km Tiefe, wo die Geschwindigkeit der S-Wellen wieder auf einen Wert ansteigt, der einem festen Peridotit entspricht.

Bei ungefähr 400 km steigt die Geschwindigkeit rasch an. Der Grund dafür dürfte in einer dichteren Packung der Atome durch den hohen Druck in dieser Tiefe liegen. Peridotit besteht hauptsächlich aus dem Mineral Olivin, das hier in das dichtere Spinell übergeht.

In der Nähe von 670 km nimmt die Geschwindigkeit erneut zu. Spinell geht in Perowskit über.

Der Untere Mantel, der sich zwischen 700 km bis zum Kern in einer Tiefe von 2900 km erstreckt, ist ein Bereich, dessen Zusammensetzung und Kristallstruktur sich mit zunehmender Tiefe nur wenig verändert. Das wird aus der Tatsache erkennbar, dass in dieser Zone die Geschwindigkeit der S-Wellen nur noch sehr langsam zunimmt.

Der Kern. Der Kern ist nicht bis zum tatsächlichen Erdmittelpunkt flüssig. P-Wellen, die bis in Tiefen von 5100 Kilometern eindringen, werden plötzlich schneller. Die Zunahme der Geschwindigkeit deutet darauf hin, dass der innere Kern fest sein muss. Der Kern besteht überwiegend aus Eisen, das im äusseren Kern geschmolzen ist, aber im inneren Kern in fester Form vorliegt - wobei die Temperatur- und Druckverhältnisse, bei denen Eisen vom flüssigen in den festen Zustand übergeht, den Aufbau bestimmen.

17.2 Die Wärmeproduktion im Erdinneren

17.2.1 Der Wärmetransport aus dem Erdinneren

Nach dem anfänglichen Aufheizen durch Materieeinfall und wachsenden Gravitationsdruck und schliesslich durch radioaktiven Zerfall hat sich die Erde ständig abgekühlt - und tut dies bis heute -, weil Wärme aus dem heissen Inneren zur kühlen Oberfläche abfliesst. Die Erde kühlt im wesentlichen durch zwei Prozesse ab: vergleichsweise langsam durch Wärmeleitung und vergleichsweise rasch durch Konvektion.

Wärmeleitung. Die **Wärmeleitung** erfolgt dadurch, dass Atome und Moleküle bei ihren thermischen Bewegungen gegeneinanderstossen und somit auf mechanischem Wege Energie weitergeben; insgesamt wird dabei Energie von den wärmeren Bereichen (mit hoher

Bewegungsenergie der Atome) zu den kalten Bereichen (mit geringerer thermischer Energie der Atome) transportiert (Abb. 19.9).

Die Materialien unterscheiden sich in ihrer Fähigkeit Wärme zu leiten. Gesteine und Böden sind schlechte Wärmeleiter. Der gesamte Prozess verläuft sehr langsam. Beispielsweise würde Wärme, die von der Seite her in eine Gesteinsplatte von 400 Kilometern Mächtigkeit eindringt, ungefähr fünf Milliarden Jahre brauchen, bis sie die andere Seite erreicht hätte - länger als die Erde besteht.

Konvektion. **Konvektion** ist ein weit verbreitetes

Phänomen, das in Flüssigkeiten oder Gasen auftritt, die von unten erhitzt und von oben gekühlt werden. Das erwärmte Fluid, eine Flüssigkeit oder ein Gas, dehnt sich aus und steigt auf, weil seine Dichte geringer ist als die des kühleren Materials weiter oben. Weil sich das erwärmte Material von selbst bewegt und seine Wärme mit sich führt, transportiert Konvektion die Energie weitaus effektiver als Wärmeleitung. In den von der heissen, aufsteigenden Flüssigkeit gleichsam freigemachten Raum strömt kälteres Material ein, das nun selbst erwärmt wird und seinerseits nach oben steigt, so dass ein Kreislauf entsteht.

Festkörper kühlen im allgemeinen nur durch Wärmeleitung ab, aber auch in Festsubstanzen, die über grosse

Zeiträume betrachtet plastisch fließen, können Konvektionsbewegungen auftreten. Konvektion ist ja die Voraussetzung für die Plattentektonik. Die meisten Konvektionsmodelle der Erde gehen heute von zwei Lagen von Konvektionszellen übereinander aus. Dementsprechend ist ein System von Konvektionszellen im Oberen Mantel bis in Tiefen von 700 km von einem zweiten System im unteren Erdmantel getrennt.

Die Konvektionsströme sind ein wichtiger Mechanismus, durch den sich die Erde im Laufe geologischer Zeiträume bis heute abgekühlt hat. Die Sonne liefert jedoch das 5000fache der Energie, die wir aus dem Erdinneren erhalten.

17.2.2 Die Temperaturverteilung im Erdinneren

In Oberflächennähe beträgt der Temperaturanstieg pro 100 m etwa zwei bis drei Grad Celsius. Gegen den Mittelpunkt hin scheinen die Temperaturen auf Werte

zwischen 4000 und 5000 Grad anzusteigen. Eine Kurve, die den Temperaturverlauf mit zunehmender Tiefe wiedergibt, heisst **Geotherme** (Abb. 19.11).

17.3 Das Erdinnere im Spiegel des Magnetfelds

17.3.1 Die Erde als Magnet

Das Magnetfeld der Erde verhält sich so, als würde sich ein relativ kleiner, aber sehr starker Stabmagnet in der Nähe des Erdmittelpunktes befinden, der um etwa elf Grad gegen die Rotationsachse der Erde geneigt ist (Abb. 19.12).

Mit der Annahme eines Dauermagneten im Erdmittelpunkt lässt sich das irdische Magnetfeld zwar vergleichsweise gut beschreiben, aber dieses Modell hat leider einen entscheidenden Fehler. Aus Laboruntersuchungen wissen wir, dass magnetisches Material seinen permanenten Magnetismus verliert, wenn es auf Temperaturen erhitzt wird, die über dem sogenannten Curie-Punkt liegen. Die Curie-Temperatur wird bei ungefähr 500 Grad Celsius erreicht. In Tiefen unter 20 bis 30 km kann das Material im Erdinneren also nicht magnetisch sein, denn die Temperaturen liegen dort über dem Curie-Punkt.

Dynamos oder Generatoren in Kraftwerken erzeugen Elektrizität mit Hilfe eines geschlossenen elektrischen Leiters - etwa einer Wicklung aus Kupferdraht -, der

sich in einem Magnetfeld bewegt. In einer Turbine wird der Strom durch eine Rotationsbewegung des Leiters erzeugt - wobei die Turbine durch Dampf oder Wasser angetrieben wird. Ein nach dem Dynamoprinzip erzeugter elektrischer Strom kann schliesslich ein Magnetfeld induzieren und so das anfangs vorhandene Magnetfeld verstärken.

Wissenschaftler vermuten einen solchen Dynamo im Bereich des flüssigen Eisenkerns der Erde. Weil flüssiges Eisen leicht strömen kann und Eisen zudem ein guter elektrischer Leiter ist, könnte der Erdkern als bewegter Leiter eines Dynamos fungieren. Man ist der Auffassung, dass das flüssige Eisen durch Wärmeenergie in Bewegung versetzt wurde und wird, die ursprünglich aus radioaktiven Zerfällen im Kernbereich stammt. Durch einen Prozess, der im einzelnen noch nicht völlig geklärt ist, erzeugt diese Bewegung vermutlich einen elektrischen Strom, der das Magnetfeld aufrechterhält, das den Dynamo im Kern in Gang hält.

17.3.2 Paläomagnetismus

Eine wichtige Eigenschaft vieler magnetisierbarer Stoffe besteht darin, dass sie beim Abkühlen unter den Curie-Punkt von ungefähr 500 Grad Celsius in Richtung des umgebenden Magnetfeldes magnetisiert werden. Der Grund hierfür liegt in der Ausrichtung der ferromagnetischen Mineralien oder bestimmter Atomgruppen in Richtung des umgebenden Magnetfeldes. Wenn das Material abkühlt, werden die Atome unbeweglicher und an Ort und Stelle fixiert, wobei die atomaren Magnete sich nach der Richtung der magnetischen Feldli-

nien ausrichten. Die daraus resultierende Magnetisierung wird als **thermoremanenter Magnetismus** bezeichnet. Auch einige Sedimentgesteine können magnetisiert werden (Abb. 19.14). Man spricht dann von **Detritus-Remanenz** oder **Sedimentations-Remanenz** ein Sedimentgesteins. Dieser ehemalige Magnetismus, der als **Paläomagnetismus** oder **fossiler Magnetismus** bezeichnet wird, ist inzwischen ein wichtiges Hilfsmittel zum Verständnis der Erdgeschichte.

17.3.3 Magnetostratigraphie

Unregelmässig, aber etwa alle 500000 Jahre, ändert das Magnetfeld der Erde seine Polarität, wobei es möglicherweise einige tausend Jahre dauert, bis sich die Richtung umkehrt. Solche Umpolungen sind in den fossilen magnetischen Aufzeichnungen übereinanderlegender Lavaergüsse deutlich nachgewiesen (Abb.

19.15). Die Richtung der remanenten Magnetisierung kann für jede einzelne Lage ermittelt werden, um auf diese Weise die zeitliche Abfolge der Umpolungen des Feldes, das heisst die **Magnetostratigraphie**, abzuleiten (Abb. 19.16). Die Ursache dieser Feldumkehr ist noch unklar.

18. Plattentektonik, die alles erklärende Theorie

18.1 Einige geologische Merkmale von Plattengrenzen

Neben Erdbebenzonen sind zahlreiche grossmasstäbliche geologische Erscheinungen an Plattengrenzen gebunden, beispielsweise schmale, langgestreckte Gebirgszüge und Vulkanketten. Konvergierende Plattengrenzen sind erkennbar an Tiefseerinnen, an Flach- und Tiefbebenherden, an Gebirgen und Vulkanen sowie an dem gemeinsamen Auftreten von tektonischen Mélanges (Akkretionskeilen) und Magmatismus. Die Anden und die Tiefseerinnen vor der Westküste Südamerikas sind rezente Beispiele hierfür. An einer konvergierenden Grenze ist das ursprünglich von einer divergierenden Grenze weggedriftete Lithosphärenmaterial kälter geworden und die Dichte deshalb höher als im darunterliegenden Mantel. Einige Geologen vertreten die Ansicht, dass das Gewicht des absinkenden Plattenan-

teils einen Zug auf die gesamte Platte ausübt und so wesentlich zum Antriebsmechanismus der Plattentektonik beiträgt. Divergierende Grenzen sind typischerweise seismisch aktive vulkanische mittelozeanische Rücken wie etwa der Mittelatlantische Rücken. Charakteristische Erscheinungsformen dieser Bereiche sind Ophiolithenkomplexe. Transformstörungen schliesslich, an denen Platten aneinander vorbeigleiten, erkennt man an ihren morphologischen Erscheinungen, ihrer Seismizität und am Versatz der streifenförmigen magnetischen Anomalien. Ehemalige konvergierende Grenzen können in Form alter Gebirge hervortreten, wie beispielsweise die Appalachen (Abb. 20.7 bis 20.8).

18.2 Geschwindigkeit der Plattenbewegungen

Das aus dem Erdinneren aufsteigende Magma erstarrt in der Spalte und wird dabei in der jeweils gerade herrschenden Richtung des Erdmagnetfelds magnetisiert. Da der Meeresboden aufreiss und sich vom Rücken entfernt, bewegt sich ungefähr die eine Hälfte des frisch magnetisierten Gesteinsmaterials zur einen Seite, so dass zwei symmetrische Folgen gleichartig magnetisierter Streifen entstehen. Neues Material füllt die Spalten, und der Prozess setzt sich fort. So betrachtet gleicht der Meeresboden gewissermassen einem Magnetband. Mit Hilfe der paläomagnetischen Zeitskala konnten Geologen den magnetisierten Gesteinsstreifen auf dem Meeresboden jeweils ein Gesteinsalter zuordnen. Aus dem Alter eines magnetisierten Gesteinsstreifens und seinem Abstand vom Kamm eines mittelozeanischen Rückens, wo er einst magnetisiert wurde, liess sich berechnen, mit welcher Geschwindigkeit sich der Ozean geöffnet hatte (Abb. 20.9 und 20.10).

Um das Alter des Bodens direkt zu bestimmen wurden Tiefseebohrungen durchgeführt (Exkurs 20.2). Da die Sedimentation einsetzt, sobald sich eine ozeanische Kruste bildet, liefert das Alter der ältesten Sedimente

in einem Bohrkern - also der Schichten unmittelbar über der basaltischen Kruste - für Geologen einen wichtigen Hinweis darauf, wie alt der Ozeanboden an diesem Bohrpunkt ist. Das Alter eines Sediments wird mit Hilfe der fossilen Skelettelemente winziger mariner Organismen ermittelt, die nach ihrem Absterben zu Boden sanken. Die Umrisslinien, die den Alterswerten des Meeresbodens entsprechen, werden **Isochronen** genannt (Abb. 20.11).

Die Geologen haben festgestellt, dass die sich rasch bewegenden Platten an ihren Grenzen an grossen Nahtzonen subduziert werden. Dagegen liegen auf den sich langsamer bewegenden Platten grosse Kontinente, und sie weisen auch keine bedeutsamen, nach unten abtauchenden Plattenbereiche auf. Eine interessante Hypothese, die diese Beobachtungen erklärt, bringt die raschen Plattenbewegungen mit den Zugkräften in Verbindung, die von den grossflächig nach unten abtauchenden Platten ausgeübt werden; entsprechend werden die langsamen Plattenbewegungen auf das Mitschleppen der darin eingeschlossenen Kontinente zurückgeführt (Abb. 20.12).

18.3 Gesteinsparagenesen und Plattentektonik

Da der Meeresboden überall jünger als 200 Millionen Jahre ist, müssen wir uns für die weiter zurückliegende Vergangenheit auf die Kontinente konzentrieren, um dort in älteren Gesteinen Hinweise auf den überwiegenden Teil der Erdgeschichte zu finden. Bei der Er-

forschung des Baus der Kontinente untersuchen Geologen die charakteristischen **Gesteinsvergesellschaftungen** oder **Gesteinsparagenesen**, um vergangene Episoden der Plattentrennung und der Plattenkollision zu ermitteln.

18.3.1 Gesteine an divergierenden Plattengrenzen

Gesteinsparagenesen, die auf den Festländern auftreten, die aus Tiefseesedimenten, submarinen Basaltlaven und basischen Intrusivgesteinen bestehen (Abb. 20.14 und 20.16) werden als **Ophiolithkomplexe** oder kurz **Ophiolithe** bezeichnet.

Während sich Platten trennen, steigt heisses Mantelmaterial auf und beginnt dabei infolge der Druckentlastung partiell aufzuschmelzen. Bis es geringe Tiefen erreicht hat, besitzt es bereits eine breiartige Konsistenz. Die basaltische Schmelze füllt eine seichte Magmakammer; aus dieser Kammer intrudiert wiederholt Magma in die Riftstruktur Zwischen den auseinanderdriftenden Platten und erstarrt dort in Form vertikal stehender Gänge. Dadurch bildet sich allmählich ein Gesteinskomplex, vergleichbar einem Stapel Spielkarten, die senkrecht auf dem Tisch stehen. Man spricht dabei von einem **Sheeted-Dike-Komplex**. Am Meeresboden ausfliessender Basalt erstarrt zu Kissenlava, der charakteristischen Erscheinungsform submariner Vulkanite. Diese Kissenlava bildet die Decke der Sheeted Dikes. Durch zirkulierendes Meerwasser, das tief nach unten in das klüftige Gestein eindringt, wird das Dach der Magmakammer unter den Sheeted Dikes allmählich abgekühlt, so dass das Magma in diesem Bereich langsam zu Gabbro erstarrt. Dieses grobkörnige basaltische Gestein bildet schliesslich eine Schicht unter den Sheeted Dikes. Innerhalb der Magmakammer sinken die schweren Mineralien der Frühausscheidung unter Bildung eines Peridotits ab. Die Moho liegt an der Grenze zwischen Gabbro und Peridotit. Eine dünne Decke von Tiefseesedimenten überdeckt die ozeanische Kruste. Da sich der Meeresboden beständig ausdehnt, wird der Bereich der Kissenlaven, Sheeted Dikes, Gabbros und Peridotite fast wie auf einem Fliessband von dem mittelozeanischen Rücken wegtransportiert, wo diese charakteristische Gesteinsabfolge, die

die ozeanischen Kruste und den obersten Mantel aufbaut, entstanden ist. Dieser Prozess bleibt dauernd in Gang (Abb. 20.15).

Mittelozeanische Rücken sind ausserdem Produktionsstätten ausgedehnter Erzkörper, die reich an Eisen, Kupfer und anderen Elementen sind. Die Erze entstehen dadurch, dass Meerwasser durch das klüftige vulkanische Gestein nach unten eindringt, dort erwärmt wird und aus dem unterlagernden heissen Gestein diese Substanzen herauslöst. Mit den gelösten Stoffen angeichert, steigt das Meerwasser nach oben, und wenn es am Meeresboden wieder in den kalten Ozean ausfliesst, werden die erzbildenden Mineralien dort ausgefällt (Abb. 23.14).

Bei einer Trennung auf dem Kontinent entsteht eine Riftstruktur (Abb. 20.17). Durch aufsteigendes heisses Mantelmaterial werden die kontinentale Kruste und die unterlagernde Lithosphäre gedehnt und somit dünner. Das heisse duktile Mantelmaterial füllt den Raum, der durch die Ausdünnung der Kruste entstanden ist, und leitet so in der Riftzone die Eruption basischer Vulkanite ein. Die Lithosphäre unter den divergierenden Kontinentalrändern kühlt ab und kontrahiert, so dass die Kontinentalränder unter den Meeresspiegel sinken. Der Übergangsbereich zwischen Kontinent und Ozean nimmt die Sedimente vom angrenzenden Festland auf, was die Ablagerungen des Kontinentalschelfs entstehen lässt. Es entstehen im Schnitt keilförmige Sedimentkörper. Weil der Kontinentalrand sehr langsam absinkt, erhalten die vor der Küste liegenden Senkungsräume für lange Zeit Sedimentmaterial. Die Auflast der wachsenden Sedimentmenge drückt die Kruste weiter nach unten so dass die Becken noch weiteres Material vom Festland aufnehmen können. Die Sedimentschichten können bis 10 km mächtig werden.

18.3.2 Gesteine an konvergierenden Grenzen

Orogenese bedeutet "Gebirgsbildung", insbesondere durch Faltung und Überschiebung von Gesteinsschichten und oftmals begleitet von Magmentätigkeit.

Ozean-Ozean. Die Sedimente der nach unten abtauchenden Platte werden grösstenteils abgeschürft und dem Rand der überfahrenden Platte angegliedert. Ein Teil der subduzierten Platte schmilzt, und das darin enthaltene Wasser und weitere flüchtige Anteile sowie Gesteinsschmelzen steigen wegen ihrer vergleichsweise geringen Dichte nach oben und lassen den Peridotit im überlagernden Mantelkeil schmelzen. Die ozeanische Kruste wird von Magmen intrudiert, und es bildet sich ein Inselbogen mit Vulkanen aus basischen und intermediären Laven (Abb. 20.18).

Ozean-Kontinent. Am Kontinentalrand bildet sich ein Gebirgszug, aufgebaut aus einer Vielzahl von Intrusivgesteinen und Lavaergüssen. Dabei können zahlreiche Überschiebungen, an denen ganze Gesteinsstapel auf andere überschoben werden, auftreten und ebenfalls

zur Gebirgsbildung beitragen. Ausserdem bildet sich eine ausgeprägte Tiefseerinne aus. Die Paragenese der magmatischen Gesteine im entstehenden Magmatischen Gürtel ist insgesamt kieselsäurereicher als die der Inselbögen. Typischerweise treten auch tektonische Mélangen (Zonen sehr heterogener, extrem durchmischter Gesteinskörper unterschiedlicher Grössenordnung) und metamorphe Gesteine (hohe Temperaturen und niedriger Druck) auf (Abb. 20.19 und 20.20).

Kontinent-Kontinent. Zunächst bildet sich die gleiche Struktur wie beim Abtauchen einer ozeanischen Platte, bis dann die Kontinente kollidieren. Der Kontinent auf der subduzierten Platte wird in zahlreiche Deckeneinheiten zerschert, die zu einer Verdickung der Kruste und zum Aufstieg einer hohen Gebirgskette führen. Andere Gesteine, die an die Plattenkonvergenz gebunden sind, werden in die Kollisionszone eingezogen: Magmenintrusionen, deformierte und metamorphe Schelf- und Tiefwassersedimente sowie Teile von Ophiolithkomplexen (Abb. 20.21).

18.4 Mikroplatten (Terrane) und Plattentektonik

Geologen haben jahrzehntlang über Krustenblöcke diskutiert, die mit einer Ausdehnung die über 100 Kilometern in den Orogengürteln der Kontinente auftreten, zusammen mit Gesteinsparagenesen, die in ihrer Umgebung fremdartig sind. Diese als **Mikroplatten**, gelegentlich auch als **Terrane** bezeichneten kleinen Lithosphärenplatten unterscheiden sich in ihrer Gesteinsparagenese, der Art der Faltung und Bruchtektonik, ihrem Paläomagnetismus und ihrer Metamorphosegeschichte extrem von den angrenzenden Berei-

chen. Der Fossilinhalt, sofern vorhanden, spricht dafür, dass diese Krustenblöcke aus anderen Bildungsräumen und geologischen Zeiten stammen als das umgebende Gebiet. Solche Mikroplatten sind entweder Bruchstücke anderer Kontinente oder aber untermeerische Tafelberge, vulkanische Inselbögen oder Späne ozeanischer Kruste, die bei der Kollision von Platten von ihrem Unterlager abgeschürft und an einen Kontinent angeschweisst wurden (Abb. 20.22 und 20.23).

18.5 Die grosse Rekonstruktion

Pangaea war vor ungefähr 250 Millionen Jahren, gegen Ende des Paläozoikums, der einzige Kontinent und erstreckte sich von Pol zu Pol (Abb. 20.13). Pangaea entstand aus kleineren Kontinenten, die im Laufe des Paläozoikums miteinander kollidiert waren. Das waren nicht die Kontinente, wie wir sie heute kennen, sondern Kontinente, die im frühen Paläozoikum existiert hatten (Abb. 20.24). Alte Gebirgsgürtel wie die Appalachen Nordamerikas oder der Ural, der Europa geographisch von Asien trennt, liefern uns Anhaltspunkte, um die ehemaligen Kollisionszonen der Paläokontinente ausfindig zu machen. In zahlreichen Gebieten lassen sich durch fremdartige Gesteinsparagenesen ehemalige Episoden des Rifting und der Subduktion rekonstruieren. Darüber hinaus ermöglichen es Gesteinstypen und Fossilien, die Verteilung der ehemaligen Ozeane, Gletscher, Tiefländer, Gebirge und auch die Klimabedingungen zu rekonstruieren. Wenn das ehemalige Klima zur Entstehungszeit der Gesteine bekannt ist, lässt sich wiederum die geographische Breite bestimmen, in der die Bruchstücke der Kontinente ursprünglich lagen.

Weitaus mehr ist über das jüngste Auseinanderbrechen von Pangaea bekannt. Die Pangaea war am Ende des Paläozoikums eine unregelmässig geformte Landmasse, umgeben von einem einzigen Panthalassa genannten Ozean, dem Vorgänger des Pazifischen Ozeans. Die Tethys zwischen Afrika und Eurasien war der Vorgänger eines Teils des heutigen Mittelmeeres. Anzeichen für das Auseinanderbrechen von Pangaea waren die Öffnung von Riftstrukturen, aus denen Ba-

salt ausfloss. Das Auseinanderbrechen und der Beginn des Auseinanderdriftens müssen vor gut 200 Millionen Jahren eingesetzt haben.

Nach 20 Millionen Jahren des Auseinanderdriftens hat sich der Atlantik bereits teilweise geöffnet, die Tethys ist kleiner geworden, und die nördlichen Kontinente haben sich fast alle vom Südkontinent losgelöst. Neuer Ozeanboden löst auch die Antarktis und Australien von Afrika und Südamerika. Indien hat sich auf die Reise nach Norden begeben (Abb. 20.25b).

Nach 60 Millionen Jahren trennte sich Südamerikas von Afrika, mit der die Entstehung des Südatlantiks begann (20.25c). Der Nordatlantik und der Indische Ozean öffneten sich weiterhin, während die Tethys mehr und mehr schloss.

Nach 135 Millionen Jahren Kontinentaldrift lässt sich ein breiter Südatlantik erkennen (20.25d). Madagaskar trennte sich von Afrika. Die Tethys hat sich unter Bildung eines Binnenmeeres, des Mittelmeeres, geschlossen. Allmählich zeichnet sich die heutige Anordnung der Kontinente ab.

In den letzten 65 Millionen Jahren wurde fast die Hälfte des heutigen Ozeanbodens gebildet. Indien ist mit Asien kollidiert und hat damit seine Reise über den Ozean beendet. Australien hat sich von der Antarktis getrennt.

Die Anden lassen sich beispielsweise über die Antarktis bis nach Australien verfolgen, wie das die Rekonstruktion der Pangaea in Abbildung 20.26 zeigt.

18.6 Der Antriebsmechanismus der Plattentektonik

Die Plattenbewegungen sind heute zwar mit vergleichsweise grosser Genauigkeit bekannt, aber der zugrundeliegende Antriebsmechanismus ist noch immer ein ungelöstes Problem. Die derzeit vorherrschende Erklärung geht davon aus, dass es im Oberen Man-

tel Konvektionsströmungen gibt: Heisses Material steigt unter den divergierenden Plattengrenzen auf, und kälteres Material sinkt an den Subduktionszonen ab (Abb. 20.27).

19. Energierohstoffe aus der Erde

19.1 Ressourcen und Reserven

Reserven sind Lagerstätten, die bereits entdeckt sind und derzeit wirtschaftlich abgebaut werden können – und auch rechtlich zum Abbau freigegeben sind. Wenn wir von **Ressourcen** sprechen, verstehen wir darunter die weltweit vorhandene Gesamtmenge eines bestimm-

ten Rohstoffs, die gefördert werden kann. Die Ressourcen schliessen also die Reserven ebenso ein wie die bekannten Lagerstätten, die derzeit nicht wirtschaftlich abgebaut werden können.

19.2 Erdöl und Erdgas

Erdöl und zum Teil auch Erdgas sind organische Rückstände früherer Lebewesen, die, in marinen Sedimenten eingebettet, diagenetisch umgewandelt und überliefert wurden. Öl und Gas bilden sich dann, wenn mehr organisches Material erzeugt wird, als durch Aasfresser und natürlichen Zerfall abgebaut wird. Diese Bedingungen herrschen in Ablagerungsräumen, in denen die Produktion von biogenem Material hoch ist - wie etwa in küstennahen Bereichen des Meeres - und wo die Sauerstoffversorgung in den bodennahen Wasserschichten und in den Sedimenten nicht ausreicht, um das gesamte organische Material durch Oxidation zu zersetzen. Auf den Schelfgebieten und in geringem Masse auch in Flussdeltas und Binnenseen wird das organische Material rasch eingebettet und so dem Abbau entzogen. Wenn es über Millionen Jahre in der Tiefe eingeschlossen bleibt, kommt es infolge der dort herrschenden erhöhten Temperaturen zu chemischen Reaktionen. Dadurch wird ein Teil des organischen Materials in flüssige und gasförmige Verbindungen aus Wasserstoff und Kohlenstoff umgewandelt, in Kohlenwasserstoffe. Die Kompaktion von feinklastischem Sediment mit einem hohen Gehalt an organischer Substanz zu **Erdölmuttergestein** zwingt die gasförmigen oder flüssigen Kohlenwasserstoffe zur Abwanderung (Migration) in angrenzende Schichten aus permeablen Gesteinen (wie beispielsweise Sandsteine oder poröse Kalksteine), die wir als **Speichergesteine** bezeichnen. Wegen ihrer geringen Dichte

steigen Öl und Erdgas an die höchste Stelle auf, die sie erreichen können, wo sie gewissermassen auf dem Grundwasser schwimmen, das in fast allen Poren permeabler Gesteine vorhanden ist.

Eine undurchlässige Barriere für die aufsteigenden Kohlenwasserstoffe wird als **Ölfalle** bezeichnet. Die wichtigsten Typen sind *Sattel-* oder *Antiklinalstrukturen*, *tektonische Fallen* (Verwerfung), *stratigraphische Fallen* oder Ölfallen an einem *Salzstock* (Abb. 22.5). Es enthalten jedoch nicht alle Fallen Öl oder Gas. Sie werden nur dann Öl enthalten, wenn auch die entsprechenden Muttergesteine vorhanden sind, wenn die notwendigen chemischen Reaktionen stattgefunden haben und wenn das Öl in die Falle einwandern, das heisst migrieren und dort auch bleiben konnte, ohne durch nachfolgende Erwärmung oder Deformation wieder zerstört zu werden.

Die ergiebigsten und wichtigsten Ölquellen der Welt liegen im Mittleren Osten, aber auch im Süden Nordamerikas und Mittelamerikas (Abb. 22.6 und 22.7). Die Ölfelder im Mittleren Osten enthalten etwa zwei Drittel der bekannten Reserven der Erde.

Die Ressourcen von Erdöl und Erdgas werden in ca. einem

Jahrhundert erschöpft sein (Abb. 22.9). Erdgas setzt jedoch beim Verbrennen weniger Kohlendioxid frei als Kohle und Öl, wenn man den Kohlendioxidausstoss pro Energieeinheit zugrunde legt. Erdgas ist insgesamt betrachtet weniger umweltbelastend und einfacher zu transportieren.

19.3 Kohle

Kohle wird aus mächtigen Anreicherungen von pflanzlichem Material gebildet, das in Feuchtgebieten wächst. Stirbt das üppig wachsende Pflanzenmaterial ab, sinkt es auf den wassergesättigten Boden. Die rasche Einbettung durch fallende Blätter oder auch die Überdeckung mit Wasser schützt die abgestorbenen Zweige, Äste und Blätter vor dem vollständigen Abbau, weil die Bakterien, die das pflanzliche Material zersetzen, vom benötigten Sauerstoff abgeschnitten werden. Die abgestorbene Vegetation reichert sich an und geht allmählich in *Torf* über, eine lockere braune Masse aus organischem Material, in dem kleine Zwei-

ge, Äste und andere Pflanzenteile noch deutlich erkennbar sind (Abb. 22.9). In trockenem Zustand brennt Torf leicht, weil er zu 50 Prozent aus Kohlenstoff besteht. Im Laufe der Zeit und mit zunehmender Überdeckung wird Torf entwässert und zusammengepresst. Durch chemische Umwandlungen des pflanzlichen Material erhöht sich der Kohlenstoffgehalt, und der Torf geht in *Braunkohle* über, ein weiches braunschwarzes, kohlenähnliches Material mit einem Kohlenstoffgehalt von ungefähr 70 %. Wenn durch tiefere Versenkung Druck und Temperatur steigen und die Deformation fortschreitet, kann die Braunkohle durch

Inkohlung in *Hartbraunkohle*, *Steinkohle* und schliesslich in *Anthrazit* übergehen. Je höher der Inkohlungsgrad ist, desto härter und glänzender ist die Kohle und desto höher ist ihr Kohlenstoffgehalt und ihr Brennwert.

Die führenden Förderländer sind die ehemalige Sowjetunion, China und die USA, die zusammen etwa 85 % der Weltvorräte besitzen (Abb. 22.11).

Der Kohlevorrat sollte für ungefähr 300 bis 400 Jahre reichen. Wenn die Ölversorgung knapper wird, kann Kohle in flüssige oder gasförmige Brennstoffe umgewandelt werden, vergleichbar mit jenen, die man heute aus Rohöl herstellt.

19.4 Ölschiefer und Teersande

Synthetisches Öl, d.h. durch Hydrierung aufbereitetes Öl kann auch aus Ölschiefern und Teersanden extrahiert werden. **Ölschiefer** sind feinklastische Sedimentgesteine, die einen hohen Anteil an festem, hochpolymerem organischem Material enthalten. Diese Kohlenwasserstoffe können zur Ölgewinnung durch Erhitzen abdestilliert werden. Sie entstanden auf eine ähnliche Art und Weise wie die anderen organischen Substanzen der fossilen Brennstoffe.

Teersande sind sandige Ablagerungen, die von organischem Material durchtränkt sind - von asphaltartigen Substanzen, die fast ausschliesslich aus Kohlenwasserstoffen bestehen. Durch Erwärmung kann aus den

Kohle bringt jedoch auch jede Menge Probleme mit sich. Viele Kohlevorkommen enthalten beträchtliche Mengen an Schwefel, der bei der Verbrennung zu giftigem Schwefeldioxid oxidiert wird und in die Atmosphäre gelangt. Sauer Regen ist die Folge. Der anorganische Rückstand, der nach der Verbrennung der Kohle zurückbleibt, die Kohlenasche, enthält metallische Verunreinigungen, von denen einige ausgesprochen giftig sind. Ausserdem bilden Russ und Asche ein weiteres Gesundheitsrisiko. Der Abbau kann zur Verwüstung ganzer Landstriche führen, wenn das Land danach nicht wieder rekultiviert wird.

Teersanden ein dem flüssigen Rohöl ähnliches Öl gewonnen werden. Einige Lagerstätten von Teersanden sind aus Ölseen entstanden, die eintrockneten und durch den Verlust der flüchtigeren Kohlenwasserstoffe in asphaltartige Substanzen übergingen.

Die Weltressourcen an synthetischem Öl aus Teersanden und Ölschiefern betragen etwa die Hälfte aller Erdölressourcen der Erde. Nahezu die Hälfte aller Ressourcen der Erde liegen in den USA (Abb. 22.13). Die Deponierung der Rückstände, die bei der Extraktion aus dem Schiefer anfallen, ist jedoch ein erhebliches Problem. Zudem werden bei dieser Ölgewinnung enorme Mengen an Wasser verbraucht.

19.5 Kernenergie aus Uran

Uran ist in der Erdkruste in sehr geringen Konzentrationen vorhanden. Der Anteil des spaltbaren Isotops Uran-235 macht nur 0.6 % davon aus. Doch hinsichtlich des Energieinhaltes ist Uran unsere grösste potentiell abbaubare Energieressource. Typischerweise tritt es - in geringen Mengen - als Uraninit, der sogenannten Pechblende, auf, einem Uranoxid, das in Gängen und Klüften von Granit oder anderen sauren Magmatiten vorkommt. Es wird aber auch in Sedimentgesteinen gefunden. Unter den in oberflächennahen Bereichen herrschenden chemischen Bedingungen wird das Uran in den Magmatiten oxidiert, geht dadurch in Lösung und wird mit dem Grundwasser transportiert und später

in geeigneten Sedimenten als Uraninit wieder ausgefällt.

Das abgebrannte Uran der Kernreaktoren hinterlässt gefährliche radioaktive Abfälle, die beseitigt und dauerhaft gelagert werden müssen, dass die radioaktive Strahlung abgeschirmt wird (Exkurs 22.2). Nach einer Vorbehandlung des radioaktiven Abfalls zur Verringerung des Volumens wird das Material in eine möglichst unlösliche und relativ inerte Matrix für hochradioaktive Abfälle, meist Glas, eingeschmolzen. Diese Glaskörper werden wiederum in stoss- und bruchfeste Behälter eingeschlossen und in eigens dafür angelegte Tunnel oder Kavernen eingebaut. Ausserdem müssen geeignete geologische Lagerstätten gefunden werden.

19.6 Geothermische Energie

Geothermische Energie lässt sich nutzen, wenn sich im Untergrund Wasser, das in mehreren hundert oder tausend Metern Tiefe heisse Gesteine durchfliesst, aufgeheizt wird und dann nach oben steigt. Es kann in Form von Dampf oder heissem Wasser durch Bohrlöcher an die Oberfläche gelangen. In der Regel handelt es sich um natürlich vorkommendes Grundwasser, das auf Spalten nach unten einsickert, aber es kann auch Wasser von der Erdoberfläche aus künstlich in den Untergrund eingeleitet werden.

Die bei weitem häufigste Form der geothermischen Energie liegt als Wärme von Wasser mit relativ niedrigen Temperaturen von 80 bis 180 Grad Celsius vor. In diesem Temperaturbereich kann das Wasser problemlos genutzt werden, um Gebäude zu beheizen (Abb. 22.16a).

Geothermische Speicher mit Temperaturen über 180 Grad Celsius werden zur Erzeugung von elektrischer Energie verwendet. Sie treten in erster Linie in Gebieten mit jungem Vulkanismus auf, in Form von heissem,

trockenem Gestein, heissem Grundwasser oder natürlichem Dampf. Wasser mit derart hohen Temperaturen ist allerdings auf die wenigen Gebiete beschränkt, in denen Oberflächenwässer auf Störungen und Spalten in den Untergrund versickern und so tiefliegende Gesteine erreichen, die durch junge Magmentätigkeit erwärmt sind. Natürlich vorkommendes, über den Siedepunkt erhitztes Wasser und natürlicher Dampf sind hoch geschätzte Ressourcen, nach denen die Geologen gezielt suchen (Abb. 22.16b).

Die Wärme Gewinnung aus sehr heissem, aber trockenem Gestein ist ein weitaus schwierigeres Problem: Die Gesteine müssen in der Tiefe zertrümmert werden, um eine ausreichende Wasserzirkulation zu ermöglichen, und das Wasser selbst muss künstlich zugeführt

werden. Das Gestein lässt sich zertrümmern, indem man Wasser unter extrem hohem Druck in den Untergrund presst.

Wie die meisten anderen Energiequellen, die wir bisher betrachtet haben, bringt auch die geothermische Energie einige Umweltprobleme mit sich. Sie kann zu regionalen Absenkungen des Untergrundes führen, wenn heisses Grundwasser entnommen, aber nicht wieder zugeführt wird. Darüber hinaus kann geothermisch erwärmtes Wasser aus dem heissen Gestein gelöste Salze und toxische Schwermetallionen enthalten.

Geothermische Energie wird in absehbarer Zeit wahrscheinlich keinen grösseren Beitrag zur weltweiten Energiebilanz liefern.

20. Mineralische Ressourcen aus der Erde

20.1 Mineralien als wirtschaftliche Ressource

Reiche Vorkommen von Mineralien, aus denen Metalle wirtschaftlich abgebaut werden können, werden **Erzlagertstätten** genannt. Und die Mineralien, die diese Metalle enthalten, bezeichnet man als **Erzminerale**. Zu den Erzminerale gehören die Sulfide (die wichtigste Gruppe), Oxide und Silicate. Die meisten Metalle treten in Verbindungen auf. Darüber hinaus treten einige Metalle wie Gold gediegen auf und nicht als Verbindung mit anderen Elementen (Abb. 23.2 und 23.3).

Der **Anreicherungs-** oder **Konzentrationsfaktor**, das heisst das Verhältnis der Häufigkeit eines Elements in

einer Lagerstätte zu seiner durchschnittlichen Häufigkeit in der Kruste, schwankt von Element zu Element (Tab 23.1).

Weil Elemente in vielen häufigen Gesteinen weit verbreitet sind, hängt es im wesentlichen von den Gewinnungskosten und den Preisen auf dem Weltmarkt ab, ob eine Lagerstätte als Ressource oder Reserve zu betrachten ist. Theoretisch könnten wir aus fast jedem Gestein nicht nur die häufigeren, sondern auch die selteneren Elemente gewinnen, sofern wir genügend Geld und Energie einsetzen.

20.2 Geologie der Lagerstätten

Es ist nicht etwa ein glücklicher Zufall, dass die Erzlagertstätten nahe an der Erdoberfläche liegen, wo sie für den Menschen zugänglich sind. Vielmehr erleichtern Gesteine in der Nähe der Erdoberfläche wegen ihrer Risse und offenen Spalten (die in grösseren Tiefen

durch den Gesteinsdruck geschlossen sind) einen einfachen Transport der erzhaltigen Lösungen. Ausserdem sind die Gesteine in der Nähe der Erdoberfläche kälter, so dass die Erzminerale aus den heissen Transportlösungen dort ausfallen.

20.2.1 Hydrothermale Lagerstätten

Viele der reichsten bekannten Lagerstätten wurden aus heissen wässrigen Lösungen, abgeschieden. Diese heissen Wässer sind das Transportmittel. Sie können direkt aus den Magmen einer Intrusion (dem Entstehungsort) freigesetzt werden und aus dem Magma die löslichen Bestandteile wegführen. Hydrothermale Lösungen können ebenso entstehen, wenn zirkulierendes Grundwasser in der Tiefe aufgeheizt wird und dadurch Bestandteile aus dem Nebengestein herausgelöst werden können oder wenn es mit einem heissen Intrusivkörper in Kontakt kommt, mit ihm reagiert und die bei dieser Reaktion freigesetzten Bestandteile abtransportiert. Zertrümmerte Gesteine sind ein geeigneter Ort für die Ablagerung der erzbildenden Komponenten. Die heissen Lösungen können auf einfache Weise in die Spalten eindringen und dabei rasch abkühlen. Diese schnelle Abkühlung führt wiederum zu einer beschleunigten Abscheidung der Erze. Wenn die Spalten und Klüfte mit den gefällten Erzminerale ausgefüllt sind, werden sie als **hydrothermale Ganglagerstätten** oder einfach als Gänge bezeichnet. Einige Erze treten in den Gängen selbst auf, andere in dem angrenzenden Nebengestein, das durch die Erwärmung und das Eindringen der erzbildenden Lösungen thermisch verändert wurde. Da die Lösungen mit dem Nebengestein

reagieren, können Erzminerale zusammen mit Quarz, Calcit oder anderen häufigen Mineralien, die die Gänge ausfüllen, der sogenannten Gangart, ausfallen (Abb. 23.5 und 23.6). Hydrothermale Gänge gehören zu den wichtigsten Lagerstätten der Metalle. Typischerweise treten die Metalle dort in sulfidischer Form auf (Abb. 23.7 und 23.8). Erreichen hydrothermale Lösungen die Oberfläche, so werden sie zu heissen Quellen und Geysiren, von denen viele beim Abkühlen Erzminerale abscheiden.

Erzlagertstätten, die in grossen Gesteinsmassen feinverteilt sind, werden als **Imprägnationslagerstätten** bezeichnet. Einige bisher unbekannte Prozesse im Zusammenhang mit der Intrusion oder ihren Nachwirkungen oder auch spätere Vorgänge führten zum Zerbrechen des Gesteins in eine Vielzahl kleiner Bruchstücke, zwischen denen die Erzminerale abgeschieden werden und das Ganze verkitten. Solche grossräumigen Imprägnationen führten trotz relativ geringer Metallgehalte zu grossen Ressourcen von etlichen Millionen Tonnen Erz, die durch grossräumige Abbaufahren, häufig im Tagebau, wirtschaftlich genutzt werden können (Abb. 23.9).

20.2.2 Magmatische Lagerstätten

Die wichtigsten magmatischen Lagerstätten - Erzlagertstätten in magmatischen Gesteinen - treten in Form gravitativer Entmischungen von Erzminerale in der

Nähe des Bodens auf. Die Lagerstätten entstehen dadurch, dass Mineralien bereits zu einem frühen Zeitpunkt aus dem geschmolzenen Magma auskristallisie-

ren, nach unten absinken und sich am Boden der Magmakammer anreichern. Die meisten Chrom- und Platinminerale der Welt bestehen aus solchen geschichteten oder bandförmigen Anreicherungen von Mineralien, die auf diese Weise entstanden (Abb. 23.10).

Eines der wertvollsten Mineralien, der Diamant, tritt unter anderem in ultrabasischen Magmatiten auf, die

man als Kimberlite bezeichnet. Diese Gesteine sind unter hohem Druck aus grossen Tiefen des Oberen Mantels in Form langer, dünner Durchschlagsröhren, sogenannter "Kimberlit-Pipes", bis an die Oberfläche aufgedrungen.

20.2.3 Sedimentäre Lagerstätten

Viele wirtschaftlich wichtige Mineralien entmischen sich chemisch und physikalisch während der Sedimentation (Kalksteine, Sande, Kiese, Tone, verschiedene Evaporite). Sedimentäre Erzlagerstätten sind ebenfalls wichtige Vorkommen von Kupfer, Eisen und anderen Metallen. Diese Ablagerungen sind chemische Fällungsprodukte in sedimentären Bildungsräumen, denen grosse Mengen von Metallen in Lösung zugeführt wurden.

Die bedeutendsten Eisenerze treten in präkambrischen Sedimentgesteinen auf. Die Atmosphäre der Erde war in ihrer frühen Geschichte sauerstoffarm, und man nimmt heute an, dass damals wegen der geringen Verfügbarkeit von Sauerstoff sehr viel Eisen in seiner löslichen zweiwertigen Oxidationsstufe (Fe^{2+}) an der Erdoberfläche vorhanden war. Die zweiwertigen Eisenionen wurden in gelöster Form durch Wasser in ausgedehnte flachmarine Sedimentationsräume transportiert,

wo sie dann zu ihrer unlöslichen dreiwertigen Form (Fe^{3+}) oxidiert und ausgefällt wurden. In vielen dieser Bereiche wurden das Eisen in dünnen Schichten im Wechsel mit kieseligen Sedimenten (Hornsteinlagen) abgelagert. Solche Eisenerze werden als Banded Iron Formations (kurz BIF) bezeichnet (Abb. 23.11).

Viele reiche Lagerstätten für Gold und Diamant und andere schwere Mineralien, wie etwa Magnetit, Chromit, Titanmineralien oder Zinnstein, werden als Seifenlagerstätten oder kurz Seifen gefunden. Das sind Erzlagerstätten, die durch die mechanischen Sortierungsvorgänge von Flussströmungen angereichert wurden.

Insgesamt gesehen treten Eisenerze normalerweise in älteren Teilen der Kruste auf und Erzlagerstätten werden gewöhnlich an Gebirgsgürteln gefunden (Abb. 23.13).

20.3 Erzlagerstätten und Plattentektonik

Der Meeresboden ist durch hydrothermale Ausscheidungen an den Mittelozeanischen Rücken mit Erzen angereichert (Abb. 23.14). Das Eisen, Kupfer, Molybdän, Blei, Zink, Zinn und Gold, das an konvergierenden Plattengrenzen auftritt, könnte durch hydrothermale Prozesse entstehen und durch magmatische Vorgänge erneut mobilisiert worden sein, die letztlich auf plattentektonischen Bewegungen beruhen (Abb. 23.15). Für den Tiefseebergbau bietet sich in erster Linie der Meeresboden in einer gewissen

Meeresboden in einer gewissen Entfernung von den Plattengrenzen an, weil dort ausgedehnte Vorkommen von **Manganknollen** lagern, kugeligen Aggregaten aus Manganoxid mit Anteilen von Eisen-, Kupfer-, Nickel-, Kobalt- und anderen Metalloxiden (Abb. 23.16). Tabelle 23.2 zeigt die geologische Verteilung einiger der wichtigsten Typen von Lagerstätten und die Verwendung der dort auftretenden Metalle und Nichtmetalle.