

Zusammenfassung Geologie

nach dem Buch „Allgemeine Geologie“
von Frank Press und Raymond Siever
Spektrum Akademischer Verlag

22. Juni 2005

von Michael Wack

<http://www.skriptweb.de>

Hinweise (z.B. auf Fehler) bitte per eMail an uns: mail@skriptweb.de – Vielen Dank.

Gewichtsprozent der Bestandteile der Erde:

Gesamt	Kruste
35 % Eisen	46 % Sauerstoff
30 % Sauerstoff	28 % Silicium
15 % Silicium	8 % Aluminium
13 % Magnesium	6 % Eisen

Entweichende Gase bildeten die Ur-Atmosphäre.

3.1 Entstehung von Kontinenten, Ozeanen und der Atmosphäre

Erde hat 2 Motoren:

- innen: Gesteine schmelzen → Vulkane, Kontinente, Gebirge entstehen
- außen: Sonnenenergie → Klima, Wetter, Winde → Erosion

Kontinente entstanden aus aufsteigendem Magma → primitive Kruste → wurde immer wieder aufgeschmolzen und erodiert → es sammelte sich immer mehr Material an → Kontinente sind gewachsen

3.1.1 Ozeane und Atmosphäre

Zwei Theorien:

1. Wasser, Kohlenstoff und Stickstoff waren in Mineralien gebunden und wurden durch Vulkanismus freigesetzt.
2. Wasser und atmosphärische Gase kamen durch Meteoriten auf die Erde.

Die Uratmosphäre (vor über 4 Milliarden Jahren) bestand vermutlich aus Gasen, die auch heute noch aus Vulkanen kommen: Wasserdampf, H_2 , CO_2 , N. Sauerstoff reicherte sich erst durch Photosynthese von Cyanobakterien (Blaugrünalgen) auf seinen heutigen Wert an.

3.1.2 Plattentektonik

- starre Lithosphärenplatten (50–100 km dick) schwimmen auf der plastischen Asthenosphäre (griech: asthenos = weich)
- Es gibt ca. ein Dutzend großer Platten.
- Bewegung kommt durch Konvektion im Erdmantel zustande.
- 3 Arten von Grenzen:
 1. divergierend ($\leftarrow\rightarrow$) ⇒ Seafloorspreading → Mittelozeanischer Rücken
 2. konvergierend ($\rightarrow\leftarrow$) ⇒ Subduktion → Tiefseeegraben, Gebirge
 3. Transformationsstörung ($\downarrow\uparrow$) ⇒ z.B. San-Andreas-Verwerfung

4 Mineralien

- Mineralien geben Hinweise auf die Vorgänge während ihrer Entstehung → Druck, Temperatur usw.
- Unterschied zwischen Mineral und Gestein ist die Homogenität → Gesteine lassen sich mechanisch in verschiedene Minerale trennen.

Definition Mineral: homogener, natürlich vorkommender, kristalliner Festkörper

Definition kristallin: die geordnete Struktur der Atome wiederholt sich in allen Raumrichtungen (\neq glasig, amorph)

4.1 Chemie

4.1.1 Aufbau des Periodensystems

- volle Hauptschalen sind stabil
- Alkali- bzw. Erdalkalimetalle geben Elektronen ab bei Bindung
- Chalkogene bzw. Halogene nehmen gerne Elektronen auf
- mittlere Gruppen nehmen auf, geben ab oder teilen sich Elektronen

4.1.2 Bindungen

1. Ionenbindung: z.B. NaCl → Na gibt Elektronen an Chlor ab, Ionen ziehen sich an – je stärker, desto kleiner ist der Ionenradius und desto größer die Ladung. Ca. 90% aller Minerale sind so gebunden.
2. kovalente Bindung: z.B. Diamant → Kohlenstoff hat 4 Valenzelektronen → durch Teilung von je einem Elektron mit 4 benachbarten C-Atomen erhalten alle eine stabile 8er-Schale.
3. metallische Bindung: Kationen im Gitter + Elektronengas: z.B. Kupfer, Sulfide
4. Van-der-Waals-Bindung: bei Mineralien meist vernachlässigbar

Normalerweise handelt es sich um eine *Mischung* aus kovalenter Bindung und Ionenbindung.

4.1.3 Atomarer Aufbau von Kristallen

- Kristallisation
 - bei Abkühlen unter Schmelzpunkt
 - bei Übersättigung einer Lösung (z.B. Eindampfen von Meerwasser → Steinsalzlagerstätten)
- Kristalle können sich bei hoher Temperatur auch durch Umordnung von festem Material bilden (abhängig von Druck und Temperatur).
- Kristalle ‚wachsen‘ gleichmäßig und bilden ‚schöne‘ Flächen, wenn sie Platz haben (normal in Klüften oder Drusen), ansonsten entstehen *Kristallaggregate*.
- Räumliche Struktur (kubisch, hexagonal, ...) hängt von der Zahl der Nachbarionen (*Koordinationszahl*) und deren Größe (*Ionenradius*) ab.
- Kationen sind kleiner als Anionen, da der Kern die wenigen verbleibenden Elektronen mehr anzieht.
- *Diadochie*: Ersatz von Kationen durch ähnliche. Zum Beispiel: $\text{Fe}^{2+} \leftrightarrow \text{Mg}^{2+}$ in Olivin

- Eisenolivin (Fayalit): Fe_2SiO_4
- Magnesiumolivin (Forsterit): Mg_2SiO_4
- natürliches Olivin: $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$

oder $\text{Al}^{3+} \leftrightarrow \text{Si}^{4+}$ Beispiel: Glimmerfamilie

- *Polymorphie*: selbe chemische Zusammensetzung, aber unterschiedliche Kristallstrukturen → Modifikationen (abhängig von Druck und Temperatur)

Beispiele:

- Graphit (niedriger Druck) und Diamant (hoher Druck)
- Quarz (Tiefemperatur-Modifikation von SiO_2) und Cristobalit (Hochtemperatur-Modifikation)

4.2 Gesteinsbildende Minerale

4.2.1 Silicate

- Basis sind $(\text{SiO}_4)^{2-}$ -Tetraeder
- Je nach Verbindung dieser Tetraeder untereinander bzw. mit Kationen spricht man von Insel- (Olivin), Gruppen- (Melilith), Ring- (Cordierit), Ketten- (Pyroxen), Band- (Amphibol), Schicht- (Kaolinit, Muskovit) oder Gerüstsilicaten (Feldspat, Quarz).
- Silizium verbindet sich in der Natur immer mit Sauerstoff und muss deshalb in Reinform aufwändig für Computerchips gezüchtet werden.

4.2.2 Carbonate

- Verbindungen mit CO_3^{2-}
- z.B. Calcit = Calciumcarbonat \Rightarrow Hauptbestandteil von Kalkstein (Schichten von Carbonat-Ionen sind durch Kationen (Ca^{2+}) verbunden)
- Bei Dolomit ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) wechseln immer Lagen von Ca^{2+} und Mg^{2+}

4.2.3 Oxide

- Verbindungen mit O^{2-}
- häufig: Eisenoxide z.B: Hämatit (Fe_2O_3)
- Spinelle: Doppeloxide aus 2- und 3-wertigen Elementen z.B. MgAl_2O_4 , Mg ist 2-wertig, Al 3-wertig. Spinelle besitzen eine hohe Dichte. Die Kronjuwelen von England und Russland umfassen zum Teil Spinelle.

4.2.4 Sulfide

- Verbindungen mit S^{2-} (Sulfidion)
- z.B. Pyrit FeS_2
- Die meisten sind metallisch und undurchsichtig (opak).

4.2.5 Sulfate

- Verbindungen mit SO_4^{2-} (Sulfation)
- Beispiele
 - Gips ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) entsteht wenn Ca^{2+} und SO_4^{2-} , zwei häufige Ionen im Meerwasser, sich verbinden und ausgefällt werden.
 - Anhydrit (CaSO_4) = Gips ohne Wassermoleküle im CaSO_4 -Gitter

4.3 Physikalische Eigenschaften

4.3.1 Härte

Je stärker die Bindung, desto härter das Mineral.

Mohssche Härteskala:

Mineral	Härtegrad	Vergleich
Talk	1	
Gips	2	Fingernagel ist etwas härter
Calcit (Kalkspat)	3	Kupfermünze
Fluorit (Flußspat)	4	
Apatit	5	Taschenmesser ist etwas härter
Feldspat (Orthoklas)	6	Fensterglas ist etwas weicher
Quarz	7	Stahlfeile ist weicher
Topas	8	
Korund	9	
Diamant	10	

4.3.2 Spaltbarkeit

Es gibt weniger Spaltflächen als Kristallflächen, da letztere durch Kristallwachstum entstehen und nicht unbedingt eine Schwächezone darstellen müssen.

- Muscovit hat nur eine Spaltrichtung.
- Calcit und Dolomit spalten in 3 bevorzugten Richtungen → es ergeben sich Rhomboeder.
- Bleiglanz und Steinsalz spalten in vollkommene Würfel.
- Pyroxen: $93^\circ/87^\circ$ Winkel, Amphibol $124^\circ/56^\circ$
- Die Bruchgüte ist unterschiedlich.

4.3.3 Bruch

- muschelig (glatte, gebogene Oberflächen wie bei Glas)
- faserig (wie geplittertes Holz)
- glatt

4.3.4 Glanz

Metall-, Glas-, Porzellan-, Fett-, Perlmutter-, Seiden- und Diamantglanz.

4.3.5 Farbe

nicht besonders gut zur Mineralienbestimmung geeignet, da von Beleuchtung abhängig und eventuell von Spurenelementen verursacht.

4.3.6 Strichfarbe

Farbe, die ein Mineral beim Kratzen auf einer weißen Keramikplatte hinterlässt (muss nicht mit der Eigenfarbe identisch sein). Pyrit hinterlässt beispielsweise einen schwarzen Strich.

4.3.7 Dichte

spezifisches Gewicht = Gewicht an Luft / Gewicht von H₂O des gleichen Volumens bei 4 °C.

4.3.8 Kristallform, Tracht und Habitus

- Tracht: Gesamtform bestehend aus allen Flächen und Flächenkombinationen
- Habitus: Größenverhältnisse der Flächen und Flächenkombinationen z.B. tafelig, blättrig, prismatisch, nadelig, uvm.

4.4 chemische Eigenschaften

- nach Anionen klassifiziert
- Spurenelemente sind per Definition Anteile < 0,1 %

5 Gesteine

5.1 Magmatite

entstehen in großen Tiefen der Erdkruste oder im oberen Mantel bei Temperaturen ab 700 °C.

5.1.1 Gefüge

Die Abkühlungsgeschwindigkeit bestimmt die Kristallgröße (langsam = große sichtbare Kristalle = Tiefengesteine, Intrusivgesteine, Plutonite; schnell (an der Oberfläche) = Ergußgesteine, Effusivgesteine, Vulkanite = feinkörnig bis glasige Matrix).

Bei schneller Abkühlung haben die Kristalle nicht genug Zeit um zu wachsen, stattdessen beginnen sie von vielen Stellen gleichzeitig zu wachsen und erreichen so nur eine geringe Größe. Kühlt die Schmelze langsamer ab, können sich große Kristalle bilden.

Je nach Entstehung gibt es auch noch spezielle Gefügemerkmale:

- Verfestigte *vulkaniklastische* Gesteine (durch Eruptionen zertrümmert: Asche, Lapilli, usw.) nennt man *Tuff*.
- Umgelagertes vulkaniklastisches Material nennt man *Tuffit*.
- *Bimsstein* ist aufgeschäumte vulkanische Schmelze, die im ausgekühlten Zustand schwimmt.

- *Obsidian* ist dichtes vulkanisches Glas.
- *Porphyrisch* bezeichnet große Kristalle in einer feinen Matrix, dies entsteht z.B. wenn eine teilweise kristallisierte Schmelze durch eine Eruption an die Oberfläche transportiert wird und das verbleibende flüssige Material schnell abkühlt.

5.1.2 Klassifikation

1. Effusiv- bzw. Intrusivreihe
2. Kieselsäuregehalt (SiO_2) → saure bis ultrabasische Gesteine
 - kieselsäurereiche Mineralien: *felsisch* bzw. *salisch* (von *Feldspat* und *Silikate*). z.B. Kaliumfeldspat, Quarz.
 - kieselsäurearme Mineralien: mafisch (von *Magnesium* und *Ferrum* = Eisen), kristallisieren bei höheren Temperaturen als die felsischen. z.B. Olivin, Pyroxen.
3. Mineralbestand

5.1.3 Schmelzvorgang

Je nach Ausgangsmaterial und Umgebungsbedingungen treten Magmen verschiedener Zusammensetzung auf. An mittelozeanischen Rücken und Hot Spots (Diapire) tritt basaltischer Vulkanismus auf (früher auch Flutbasalte). Die Magmen, die an Vulkangürteln bzw. Inselbögen auftreten, sind im allgemeinen kieselsäurereicher (→ Andesite, Diorite, Granite), da das Ausgangsmaterial von einer subduzierten Lithosphärenplatte stammt.

Je nach Temperatur sind mehr oder weniger Bestandteile des Gesteins geschmolzen → *partielle Schmelze*. *Magmenkammern* bilden sich vermutlich durch das Aufsteigen der leichteren flüssigen Komponenten entlang von Poren bzw. Kristallgrenzen.

Geringe Anteile von Wasser können den Schmelzpunkt erheblich senken bzw. die Magmenzusammensetzung entsprechend verändern.

5.1.4 Differentiation

Die magmatische Differentiation läuft genau umgekehrt wie das partielle Schmelzen ab. Die Mineralien, die zuletzt geschmolzen sind, kristallisieren beim Abkühlen als erste wieder aus.

Kontinuierliche Reaktionsreihe: Bei den aufeinanderfolgenden Stadien der Kristallisation eines geschmolzenen Plagioklases werden Schmelze und Kristalle natriumreicher, die entstehenden Kristalle sind jedoch stets calciumreicher als die Schmelze. Die bereits gebildeten Kristalle reagieren weiterhin mit der Schmelze, so dass zu jeder Zeit alle Kristalle dieselbe Zusammensetzung haben. Ist die Schmelze völlig erstarrt, haben alle Kristalle reagiert und haben die gleiche Zusammensetzung wie die ursprünglich Schmelze.

Diskontinuierliche Reaktionsreihe: Beim Abkühlen einer basischen Schmelze beginnt bei 1800 Grad Celsius Olivin zu kristallisieren, ab 1557 Grad kristallisiert Pyroxen und alle Olivinkristalle wandeln sich zu Pyroxen um. Bei 1543 Grad Celsius bildet sich Cristobalit. Anschließend bilden sich Amphibole und zuletzt Glimmer. Es verändern sich also in Abhängigkeit der Temperatur die Kristallstrukturen (verschiedene Anordnungen der SiO_4 -Tetraeder).

Beim Abkühlen eines natürlichen Magmas laufen normalerweise beide Reaktionsreihen gleichzeitig ab, da sowohl die Bestandteile für Plagioklase als auch für mafische Mineralien enthalten sind. Die Vielzahl der existierenden magmatischen Gesteine lässt sich nur durch *fraktionierte Kristallisation* erklären, denn sonst dürften immer nur die Endprodukte der Reaktionsreihen übrig bleiben. Fraktionierte Kristallisation bedeutet, dass ausgefällte Kristalle von der Restschmelze getrennt werden, z.B. durch gravitatives Absinken oder Aufsteigen des verbleibenden

Magmas durch Einfluss von tektonischem Druck. Beispiel für gravitative Trennung der Reaktionsreihenprodukte: Palisaden bei New York am Westufer des Hudson.

Bowen versuchte alles mit einem basaltischen Ausgangsmagma und den beiden Reaktionsreihen zu erklären. Dies reicht jedoch nicht aus. Damit kann man z.B. nicht die großen Granitvorkommen erklären – es müsste darunter immer sehr viel Basalt geben, bzw. an den mittelozeanischen Rücken auch Granit, was es aber nicht tut. Man muss auch das partielle Schmelzen und verschiedene Ausgangszusammensetzungen aufgrund des Ausgangsmaterials berücksichtigen, um die Vielzahl der existierenden Magmatite erklären zu können.

5.1.5 Intrusionen

- *Plutone* sind große Magmenkörper in der tieferen Erdkruste (ca. 10 km). Aufsteigendes Magma schafft sich auf verschiedene Möglichkeiten Platz: Aufbrechen überlagerender Gesteinsschichten, Herausbrechen großer Gesteinsblöcke, Aufschmelzen von Nebengestein. Kleinere Plutone nennt man *Stöcke*.
- *Batholithe* sind sehr große Plutone mit mindestens 100 Quadratkilometern Ausdehnung. Da sie das Nebengestein durchschlagen, sind sie ebenso wie *Stöcke* *diskordant*. Sie sind meistens schichtartig oder lappig, grobkörnig (durch die langsame Abkühlung), haben ihre Untergrenze bei 10–15 km Tiefe und kommen bevorzugt in den Kernen von tektonisch deformierten Gebirgsgürteln vor (z.B. Vogesen, Bayerisch-Böhmische Masse, Schwarzwald, Bretagne).
- Ein *Lagergang* oder *Sill* ist ein tafelförmiger Gesteinskörper, der konkordant (also zwischen den Schichten des Nebengesteins) intrudiert ist. Mächtigkeit: Zentimeter bis hunderte Meter.
- *Gesteinsgänge* oder *Dikes* sind tafelig, verlaufen aber diskordant zum Nebengestein. Typischerweise treten sie nicht isoliert auf, sondern in sogenannten *Gangschwärmen* in einem Gebiet, das durch eine große Intrusion deformiert wurde.
- *Hydrothermale Gänge* entstehen dort, wo genug Wasser vorhanden war. Sie unterscheiden sich meistens in ihrer Mineralogie deutlich vom umgebenden Gestein. Sie können mehrere Meter dick und mehrere Kilometer lang sein. Sie kristallisierten bei Temperaturen von 200–300 Grad Celsius aus wässrigen Lösungen aus. Oft findet man in ihnen teure Erze, wie Gold. Beispiele: der bayerische Pfahl, Mother Lode → Goldrausch 1849.

5.2 Sedimentite

Die wichtigsten Energierohstoffe (Öl, Gas, Kohle), ein Großteil des Urans für die Kerntechnik, phosphathaltige Gesteine (wichtig als Dünger für die Landwirtschaft) sowie viele Eisenerze findet man in Sedimentgesteinen. Das Verständnis ihrer Entstehung ist für die Exploration dieser Rohstoffe deshalb sehr wichtig.

- Sedimente entstehen durch Ablagerung von
 - *klastischen* (griech: klastis = zerbrechen) bzw. *detritischen* Komponenten → mechanisch abgelagerte Quarz- und Feldspatkörner, Silt, Tonpartikel (ca. 10 mal häufiger als chemische Sedimente). Stark unterschiedliche Korngrößen und Mineralienarten (je nach Verwitterungsgrad und Art des Ausgangsgesteins).
 - *chemische* und *biogene* Sedimente → Gesteine gehen bei Verwitterung zum Teil in Lösung und werden in das Meer verfrachtet und dort ausgefällt bzw. in Tiere eingebaut: z.B. Halit (Steinsalz, Natriumchlorid) oder Calcit (Calciumcarbonat, Hauptbestandteil von Schalen bei Tieren) → *Kalkstein*. Chemische Sedimente bestehen normalerweise nur aus sehr wenigen und ähnlichen Mineralienarten.
- Durch *Diagenese* werden die lockeren Sedimente zu einem harten Gestein verpresst. Als ‚Zement‘ werden in den Zwischenräumen neue Mineralien ausgefällt. Dies passiert normal erst nach der Überdeckung und bei entsprechend großem Druck.

Diagenese von Sand → Sandstein

Diagenese von Schalenmaterial, Calciumcarbonat → Kalkstein

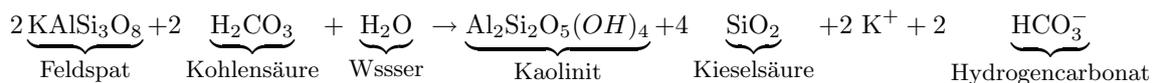
Kalkstein enthält oft auch Dolomit (Calcium-Magnesium-Carbonat), das aus Carbonaten entweder während der Diagenese mit den Mg-Ionen im Grundwasser gebildet wird oder in flachen Meeresbuchten mit hoher Mg-Ionen Konzentration, da das Wasser verdunstet und Ca-Ionen durch Bildung von Carbonaten entzogen werden.

- Sedimentgesteine weisen eine *Schichtung* auf → Wechsel zwischen verschiedener Zusammensetzung und/oder Korngröße.
- Die meisten an der *Erdoberfläche* auftretenden Gesteine sind Sedimente, diese machen aber nur einen kleinen Teil des Volumens der Erdkruste aus → dünne Deckschicht über den magmatischen und metamorphen Gesteinen.

5.2.1 Verwitterung und Erosion

Die Vorgänge, die an der Erdoberfläche die Gesteine zerstören, nennt man *Verwitterung*. Man unterscheidet chemische und physikalische Verwitterung. Feldspäte verwittern chemisch in Verbindung mit Wasser zu cremefarbenem Kaolinit (benannt nach dem Berg Kao-ling in Südwestchina, deutsches Vorkommen bei Meißen) → Porzellanherstellung. Dabei gehen Kieselsäure und Kaliumionen in Lösung.

Das Kohlendioxid der Atmosphäre löst sich im Regenwasser und bildet Kohlensäure, diese beschleunigt die Verwitterung. So ergibt sich folgende Gesamtbilanz:



Je feiner die Bestandteile, desto mehr Oberfläche gibt es und umso schneller läuft die chemische Verwitterung ab. Andere Silicate verwittern zu anderen Tonmineralien (wasserhaltige Aluminiumsilicate) und bilden so den Hauptteil von *Böden*. Bei weiterer Verwitterung von Tonmineralien und Abgabe aller Kationen bis auf Aluminium und Silicium entsteht Bauxit → Aluminiumherstellung. Manche Silicate wie Pyroxen und Olivin gehen auch vollständig in Lösung.

Eisensilicate werden zu Verbindungen mit dreiwertigem Eisen, wie z.B. Hämatit, oxidiert → rötliche Färbung.

Carbonatmineralien wie Calcit und Dolomit lösen sich wesentlich schneller und vollständig in Wasser.

Die chemische Stabilität der Mineralien verläuft umgekehrt zur Bowen-Reaktionsreihe, d.h. Mineralien, die zuerst auskristallisieren und deshalb bei hohen Temperaturen stabil sind, sind bei normalen Umgebungsbedingungen am instabilsten und verwittern deshalb schnell (z.B. Olivin, Pyroxen).

Die chemische Verwitterung bildet eine Vorstufe zur physikalischen Verwitterung, da sie die Kohäsionskräfte, die die Gesteine zusammenhalten, schwächt. Umgekehrt begünstigt die physikalische Verwitterung durch Oberflächenvergrößerung die chemische Verwitterung. Physikalische Verwitterung geschieht auch durch das Auskristallisieren neuer Mineralien (Gips, Calciumcarbonat, Steinsalz) in Klüften.

Faktoren, die die Verwitterung beeinflussen:

- Gesteinsart: Kalkstein verwittert chemisch schneller als Granit. In letzterem verwittern vor allem die Feldspäte, der Quarz ist wesentlich beständiger. Die Gesteinsstruktur bestimmt auch die physikalische Verwitterung. Z.B. kann durch Klüfte Wasser eindringen.
- Klima: Niederschlagsmenge und Temperatur haben großen Einfluss auf die Geschwindigkeit der chemischen Verwitterung. Die physikalische Verwitterung kann sehr aktiv sein, auch wenn kaum chemische stattfindet. Dies ist bei sehr kalten Klimaten der Fall, da gefrorenes Wasser chemisch inaktiv ist, aber durch Ausdehnung in Klüften das Gestein physikalisch zerstören kann.

- Bodenbedeckung ist ein selbstverstärkender Effekt, da das feuchte und saure Milieu (vor allem durch Pflanzen und Tiere) die Verwitterung von Gesteinen begünstigt. Wurzeln verwittern Gesteine physikalisch durch das Eindringen in Klüfte.
- Zeit: Je länger ein Gestein der Verwitterung ausgesetzt ist, desto stärker wird es umgewandelt bzw. aufgelöst.

Als *Exfoliation* bzw. Ablätterung bezeichnet man das Abschälen großer, ebener oder gebogener Gesteinsplatten. Dies findet sich bei grobkörnigen Gesteinen wie Granit (z.B. Halfdome im Yosemite-NP) oder Sandstein. Das Ablättern dünnerer Gesteinsplättchen nennt man *Desquamation*.

Wollsackverwitterung ist eine Verwitterungsform, bei der chemisch aggressive Lösungen entlang von Klüften in einen Gesteinskörper (meist Granit, aber auch Gneise und Sandsteine) eindringen. Dieser verwittert allmählich zu Ellipsoiden. Diese Rundung findet ganz ohne Transport des Gesteines in situ statt. Leicht zu verwechseln mit den – meist durch glazialen Transport – ähnlich gerundeten Findlingen.

Erosion bezeichnet alle Vorgänge, die festes Gesteinsmaterial abtransportieren (z.B. Wind, Flüsse, Gletscher).

5.2.2 Böden

Die meisten Böden entstehen durch Verwitterung an Ort und Stelle. Es gibt am Fuß von Berghängen oder in Senken auch *kolluviale* (umgelagerte) Böden. Normalerweise beobachtet man drei Horizonte im Bodenprofil. Der A-Horizont ist i.A. wenige Dezimeter dick, am dunkelsten und weist den höchsten Gehalt an organischen Bestandteilen auf. Lösliche Mineralien sind ausgewaschen, zurück bleiben Feldspäte und Quarz. Darunter liegt der B-Horizont, in dem sich die löslichen Mineralien in Form von Linsen und Überzügen ablagern und wenig organische Bestandteile enthalten sind. Die unterste Schicht, der C-Horizont, ist das aufgelockerte und angewitterte Ausgangsgestein. In humiden warmen Gebieten läuft die Bodenbildung am schnellsten, dauert aber trotzdem Tausende von Jahre.

Bodentypen hängen vom Klima ab: Es gibt drei wichtige Typen:

- feuchtes, gemäßigtes Klima → *siallitischer* Boden
- trockenes Klima → *Prärieboden*
- wechselfeuchte Tropen → *Laterit*

Erosion ist eine Gefahr für Böden. Durch Konturpflügen (entlang der Höhenlinien) kann man diesem Effekt entgegenwirken, da das Wasser nicht mehr abläuft, sondern versickert.

5.2.3 Transport

Transportvorgänge werden durch die Schwerkraft dominiert. Lediglich Wind und Meeresströmungen sind in der Lage, Material nach oben zu fördern.

- *Strömungen*: Ein großer Teil des Sedimenttransports erfolgt durch die Bewegung fluider Phasen (Luft und Wasser). Je stärker die Strömung, desto größere Partikel können transportiert werden. Deshalb kommt es zu einer Trennung nach Korngröße → sobald die Strömung an einer Stelle schwächer wird, setzen sich die größeren Bestandteile ab → *Sortierung*. Der Transport erfolgt generell eher episodisch als kontinuierlich (Fluss mit Hochwasser, Stürme, usw.). Chemische Sedimente setzen sich nicht gravitativ ab (außer es findet eine chemische Reaktion statt und eine neue Verbindung fällt aus) und so erreichen die allermeisten früher oder später den Ozean.

- *Gletscher* nehmen große Mengen fester Partikel und Bruchstücke vom anstehenden Gestein in sich auf. Da sich das aufgenommene Material nicht durch das feste Eis hindurch absetzen kann, kommt es zu keiner *Sortierung*. Am unteren Ende des Gletschers wird das Material durch Schmelzwasserflüsse und Wind weiter transportiert.
- *Rutschungen*: Material kann auch einfach gravitativ irgendwo hinunterrollen bzw. fallen.

Weitere Verwitterung findet auch während des Transports statt, allerdings hauptsächlich in den zum Teil langen Zwischenperioden, da die eigentlichen Transportprozesse nur zu kurze Zeiten in Anspruch nehmen. Es können mehrere tausend Jahre zwischen der Bildung des klastischen Materials und dessen endgültigen Ablagerung vergehen (Beispiel Mississippi: mehrere hundert Jahre von Montana bis in den Golf von Mexiko).

Durch den Transport in fluiden Phasen werden die Komponenten *zerbrochen* und *gerundet*. Je größer die Bestandteile sind, desto stärker wirken diese beiden Vorgänge. Der Transport durch Eis führt nur zum Zerschneiden, nicht aber zu einer Rundung.

5.2.4 Sedimentation

beginnt dort, wo der Transport endet. Das meiste Material wird auf dem Meeresboden abgelagert und überdeckt. Das wenige Material, das vorher auf dem Festland abgelagert wird, bleibt meistens nicht erhalten, da es durch Erosion wieder abgetragen wird. Im Meer wird feineres Material in etwas größerer Entfernung von der Küste abgelagert, da es von der Brandung in Suspension gehalten wird. Im Meer stehen Zufuhr und Abfuhr gelöster Stoffe sowie der Zulauf und Verdunstung von Wasser im Gleichgewicht, so dass die Gesamtmenge sowie die Salinität konstant bleibt.

Biogene Sedimente sind z.B. Calciumcarbonat (aus den Schalen mariner Organismen), Vegetation in Sümpfen → *Torf* → *Kohle* oder Rückstände von Algen, Bakterien, Mikroorganismen → *Erdöl* und *Erdgas*.

Zur Klassifikation benutzt man sogenannte *Ablagerungsräume*. Die wichtigsten sind:

- *klastische Ablagerungsräume*: Flusstäler, Wüsten, Binnenseen, glaziale Gebiete, Küstenbereiche, Deltas, Strände, Wattgebiete, Kontinentalschelf, Kontinentalrand, Tiefsee. Die Sedimente werden dort oft als *terrigen* (= vom Festland stammend) bezeichnet.
- *chemische und biogene Ablagerungsräume* enthalten meistens geringe Anteile an klastischem Material.
 - *Carbonatbildungsräume*: Tiefsee, tropische und subtropische Ozeane, biogene Riffe (Korallen), kalkige Sandstrände (bestehen aus Bruchstücken von Schalenmaterial)
 - *marine Evaporitbildungsräume*: Salze, die beim Verdunsten des Meerwasser auskristallisieren. Im allgemeinen fällt zuerst Calciumcarbonat aus (das unter Umständen mit Mg-Ionen zu Dolomit wird), dann Gips (wasserhaltiges Calciumsulfat), Steinsalz (NaCl) und zuletzt Magnesium- und Kaliumchloride. Oft fehlen die letzten Stadien, da das Wasser nicht vollständig verdunstete. Binnenseen → Salzseen (vgl. Utah)
 - *kieselige Sedimentationsräume* sind Bereiche der Tiefsee, in denen Reste von aus Kieselsäure bestehenden Gehäusen (von z.B. Kieselalgen = *Diatomeen*, Radiolarien) abgelagert werden. Durch Diagenese entsteht *Hornstein* bzw. *Feuerstein*.

5.2.5 Diagenese und Lithifikation

Diagenese bezeichnet die physikalische (*Kompaktion* durch das Gewicht der überlagernden Schichten) und chemische (*Zementation* durch Zufuhr mineralischer Zemente) Veränderung der Sedimente nach der Ablagerung (ab ca. 300 °C = 10–12 km Tiefe) geht sie in die Metamorphose über). Das Ergebnis ist in beiden Fällen eine Verringerung der *Porosität*. Die Sedimente werden dadurch verfestigt und zu Gestein. Dies nennt man auch *Lithifizierung*. Kohle, Erdöl und Erdgas werden durch Diagenese gebildet.

5.2.6 Klassifikation

- *Klastische Sedimente* werden nach ihrer Korngröße unterteilt:
 - Blöcke > 200 mm
 - Steine > 63 mm
 - Kies > 2 mm
 - Sand > 0,063 mm
 - Silt > 0,002 mm
 - Ton < 0,002 mm

Verfestigt gilt folgende Einteilung:

- Kies-Blöcke → Konglomerat
- Sand, Silt, Ton → Sand-, Silt- (=Schluff), Tonstein und Tonschiefer
- sind organische Komponenten vorhanden, ist das Sediment bituminös → Ölschiefer und Ölgewinnung
- Silt und Ton wird auch als *Schlamm* bezeichnet.

Klastische Sedimente bilden mehr als 3/4 aller Sedimente, feineres Material ist wesentlich häufiger als gröberes.

Wichtige Sandsteine:

- *Quarzsandstein* (Quarzarenit) besteht ausschließlich aus Quarz
- *Arkosen* enthalten mehr als 25 % Feldspäte
- *Litharenite* enthalten mengenmäßig mehr Gesteinstrümmer wie Feldspäte
- *Grauwacken* bestehen aus einem heterogenen Gemisch von Gesteinsbruchstücken und angularen Körnern aus Quarz und Feldspäten, eingebettet in eine feine Tonmatrix.

Konglomerate sind verfestigte Schotter und bestehen aus gerundeten Geröllen aller Größen. *Breccien* bestehen aus scharfkantigen Bruchstücken, entweder nahe des Ursprungsgebietes sedimentiert oder bei Vulkanausbrüchen bzw. anderen Vorgängen mit Gesteinszertrümmerung entstanden.

- *Chemische und biogene Sedimente* werden nach ihrer chemischen Zusammensetzung unterteilt. Am häufigsten sind Carbonatsedimente (ca. 14 % aller Sedimente) → Kalksteine, die aus sedimentierten Schalen und Skeletten von Einzellern (z.B. Foraminiferen) und größeren Tieren (z.B. Korallen) gebildet werden; ansonsten gibt es noch Evaporite (siehe oben), Bändereisenerze (Eisenoxide + Eisensilicate, meistens sehr alt, da früher weniger Sauerstoff in der Atmosphäre war und Eisen somit leichter löslich (da es nicht als Oxid gebunden war) und so erst in den Ozeanen ausgefällt wurde), Phosphorite und biogene Sedimente wie Kohle, Erdöl und Erdgas.

5.2.7 Schichtung und Struktur

Normalerweise werden Sedimente in horizontalen Schichten abgelagert. Sonderformen sind

- *Schräg- oder Kreuzschichtung*, die durch Ablagerung an Hängen oder an der Leeseite von Sanddünen (Kreuzschichtung durch wechselnde Windrichtungen) entstehen.
- *gradierte Schichtung* entsteht durch eine Änderung der Strömungsgeschwindigkeit (normal gradiert = grobes Material unten);
- *Rippelmarken* sind wenige Zentimeter große charakteristische Strukturen in Sanden bzw. Sandsteinen. Auf dem Sandstrand sind die Rippel symmetrisch, da das Material immer hin und her bewegt wird. Die gerichtete Strömung auf Dünen oder in Flüssen erzeugt asymmetrische Rippel (Leeseite steiler).

- *Bioturbation*: Manchmal durchqueren zylindrische Röhren (bis zu mehrere Zentimeter Durchmesser) mehrere Sedimentschichten. Diese sind Überreste von Wohnbauten und Fraßspuren, die von Muscheln, Würmern und anderen marinen Organismen stammen, die auf (*epibenthonisch*) oder im Meeresboden (*endobenthonisch*) lebten.
- *Sedimentationszyklen* sind wiederkehrende Ablagerungsmuster (z.B. durch Jahreszeiten bestimmt).

5.3 Metamorphite

griech. morphóo = umgestalten → Umwandlung anderer Gesteine unter hohem Druck und Temperatur (Anpassung an die Umgebungsbedingungen).

- Ab ca. 250 °C bereits Umwandlungen durch Rekristallisation und chemische Reaktionen möglich. Ab ca. 10 km Tiefe findet hauptsächlich Metamorphose statt, dort ist die Temperatur noch nicht hoch genug um die Gesteine zu schmelzen. Die meisten metamorphen Gesteine an der Erdoberfläche sind in 10–30 km Tiefe entstanden. Tiefere Metamorphite sind nur an den Kernen tief erodierter Gebirgsgürtel aufgeschlossen.
- Man unterscheidet *niedrig-* und *hochmetamorphe* (letztere ab ca. 4 kbar / 400 °C) Gesteine. Wandelt sich ein hochmetamorphes Gestein unter niedrigmetamorphen Bedingungen weiter um, spricht man von *retrograder Metamorphose*.
- Starke chemische Veränderungen treten durch aus Magmenintrusionen aufsteigende hydrothermale Lösungen auf. Diese führen gelöstes Natrium, Kalium, Kieselsäure, Kupfer, Zink und reagieren mit dem Nebengestein. Solche chemische Änderungen der Gesamtzusammensetzung nennt man *Metasomatose*. Viele wertvolle Metallagerstätten sind so durch chemische Substitution entstanden.
- Hauptbestandteil sind Silicate.
- Metamorphose und Deformation müssen zeitlich nicht zusammenfallen: man spricht dann von *prätektonisch*, *syntektonisch* und *posttektonisch*.

5.3.1 Chemische Umwandlungen

Kaolinit → Andalusit + Quarz + Wasser

Dolomit + Quarz + Wasser → Talk + Calcit + Kohlendioxid

Chlorit + Quarz → Granat + Wasser

Olivin + Wasser → Serpentin + Brucit

5.3.2 Erscheinungsformen

- *Regionalmetamorphose*
tritt auf, wo großräumig Umwandlungen stattfinden (z.B. Kollision von Lithosphärenplatten, Gebirgsbildung, tektonische Deformation)
- *Kontaktmetamorphose*
tritt an den Kontaktflächen von Magmenintrusionen auf. Auch an der Oberfläche unter Lava findet dies statt, allerdings in sehr kleinem Umfang, da die Lava sehr schnell abkühlt. In der Umgebung von Magmenintrusionen beobachtet man einen graduellen Übergang verschiedener Metamorphosegrade – diesen Bereich nennt man *Kontaktthof*.

- *Dynamometamorphose*

tritt an tektonischen Störungen auf, wo Gesteinsschollen an einander vorbeigleiten → feste Gesteine werden mechanisch zertrümmert und zermahlen → pulverisiertes (*kataklastisches*) Gefüge. Grobkörnig: *Reibungs-breccie*, feinkörnig *Mylonite*.

- *Hydrometamorphose*:

meistens an mittelozeanischen Rücken. Meerwasser sickert in die zerbrochenen Basalte und verändert deren chemische Zusammensetzung. Kann auch auf Kontinenten auftreten, wenn von Magmenintrusionen Lösungen aufsteigen und das darüberliegende Gestein metamorph verändern.

- *Versenkungsmetamorphose*

kommt durch die Wärme und Druck von auflagernden Sedimenten zustande → niedriger Metamorphosegrad → Sedimentstrukturen und Schichtung bleiben erhalten.

Je nach Form und geologischem Vorgang bzw. Position werden während der Metamorphose verschiedene Wege im p - T -Diagramm durchlaufen und somit auch verschiedene Fazien. So entstehen z.B. *Glaukophanschiefer* (Blauschiefer) beim schnellen Subduzieren einer kalten Lithosphärenplatte (*Hochdruck-Niedertemperatur-Metamorphose*). Die umgekehrten Druck-Temperatur-Bedingungen (*Hochtemperatur-Niederdruck-Metamorphose*) treten an der überschobenen Platte auf und es bilden sich Grünschiefer und höher metamorphe Gesteine. Da immer beides in einer Subduktionszone auftritt, spricht man vom *Metamorphosegürtelpaar*. Glimmerschiefer, Gneise und andere metamorphe Gesteine entstehen bei der Gebirgsbildung und können später in den erodierten Kernen der Gebirge gefunden werden.

5.3.3 Gefüge

Schieferung (auch *Foliation* genannt) kommt durch senkrecht zur Hauptkraftrichtung (während der Metamorphose) ausgerichtete tafelige Mineralien (wie Glimmer oder Chlorit) zustande. Mineralien können sowohl mit einer bevorzugten *Einregelung* kristallisieren wie auch durch Druck ‚gedreht‘ werden. *Tonschiefer* (schwachmetamorph), die aufgrund ihrer leichten Spaltbarkeit zum Decken von Dächern benutzt werden, werden in regelmäßigen Abständen von einer *Transversalschieferung* durchzogen. Durch zunehmende Metamorphose werden die Kristalle größer. Schieferton (geschichtet) → Tonschiefer (transversal geschiefert) → kristalliner Schiefer (kristalline Schieferung) → Gneis (Bänderung).

Porphyroblasten sind große Kristalle (mm–cm) in einer feinen Matrix, die auf Kosten letzterer im festen Zustand wachsen. Beispiele: Granat und Staurolith (ihre Zusammensetzung und Verteilung kann zur Bestimmung der Metamorphosebedingungen benutzt werden).

5.3.4 Geschieferte Gesteine

nach steigendem Metamorphosegrad sortiert

- *Tonschiefer*

entsteht aus Schieferton oder selten aus vulkanischen Aschen. Sehr feinkörnig, ohne Mikroskop sind die Mineralien nur schwer zu erkennen. Durch kleine Mengen organischen Materials und fein verteilten Pyrit dunkelgrau oder schwarz gefärbt.

- *Phyllit*

zeigt einen glänzenden Schimmer von Glimmer- oder Chloritkristallen, die etwas größer als bei den Tonschiefern sind.

- *Glimmerschiefer* (= Paragneise), (Orthogneise = Granite)

besitzen eine grobe wellenförmige kristalline Schieferung. Eines der häufigsten metamorphen Gesteine. Enthält mehr als 50 % tafelige Mineralien, vor allem die Glimmer Muscovit und Biotit. Je nach Beschaffenheit des ursprünglichen Tonschiefers können dünne Bänder aus Quarz und/oder Feldspat auftreten.

- *Gneis*

besitzt eine noch gröbere Schieferung. Spaltet normal nicht entlang der Schieferungsflächen, da es an diesen nur wenige tafelige Minerale gibt. Diese wurden durch die starke Metamorphose umgewandelt. Die Bänderung der Gneise ist das Ergebnis der Trennung der hellen (Quarz, Feldspat) und dunklen (Amphibol, mafischen) Mineralien.

5.3.5 Ungeschieferte Gesteine

- *Hornfels*

entsteht bei *Kontaktmetamorphose*, wenn das Gestein keine Deformation erfährt. Deshalb sind die tafeligen, prismatischen oder säuligen Kristalle richtungslos orientiert (einheitliche Kristallgröße, Körnige Textur). Enthalten häufig Pyroxene und Glimmer.

- *Quarzit*

entsteht aus quarzreichem Sandstein. Meist massig (keine Schichtung oder Schieferung), enthalten oft dünne Lagen Glimmer- oder Tonschiefer (Reste alter Tonzwischenschichten).

- *Marmor*

ist kontakt- oder regionalmetamorph umgewandelter Kalkstein oder Dolomit beliebigen Metamorphosegrades.

- *Argillit*

sind niedrig metamorphe Gesteine, die aus tonigen Sedimentgesteinen entstehen. Im Unterschied zu den oben genannten geschieferten Gesteinen, die aus dem gleichen Ausgangsmaterial entstehen, brechen *Argillite* an unregelmäßigen oder muscheligen Bruchflächen. Das Fehlen einer Schieferung ist zum Teil auf die geringe Deformation aber auch auf den großen Anteil an nicht tafeligen oder länglichen Kristallen zurückzuführen.

- *Grünstein*

ist ein metamorph umgewandelter basischer Vulkanit (passiert viel mit den Basalten an den mittelozeanischen Rücken, kann aber auch auf Kontinenten mit tiefversenkten basischen Vulkaniten oder Plutoniten bei Temperaturen von 150–300 °C in Verbindung mit Grundwasser passieren). *Ultrabasische Gesteine* gehen in Serpentinite über, dabei werden Olivin und Pyroxen in Mineralien der Serpentinittgruppe umgewandelt, daneben tritt etwas Talk und Brucit auf.

- *Granulit*

ist ein hochmetamorphes, mittel- bis grobkörniges Gestein. Die Kristalle sind annähernd gleich groß. Sie entstehen aus Tonschiefern, unreinen Sandsteinen und magmatischen Gesteinen. Wichtigste Mineralien: Feldspat, Pyroxen, Granat.

5.3.6 Metamorphosegrad

Mineralisograden sind geographische Linien auf einer Karte, an denen die Existenz bestimmter *Leitmineralien* beginnt oder endet. Sie kennzeichnen den Übergang von einem Metamorphosegrad in einen anderen, da für jedes Leitmineral ganz bestimmte Druck- und Temperaturverhältnisse charakteristisch sind. Die verschiedenen Phasen, die für jeden Druck- und Temperaturbereich durchlaufen werden, nennt man *metamorphe Fazies*. Entscheidend ist, bei unterschiedlichen Ausgangsgesteinen und gleichem Metamorphosegrad entstehen unterschiedliche metamorphe Gesteine, genauso wie bei gleichem Ausgangsgestein und unterschiedlichem Metamorphosegrad.

Fazies	Mineralbildung bei Schieferton als Ausgangsgestein	Mineralbildung bei Basalt als Ausgangsgestein
Grünschiefer	Muskovit, Chlorit, Quarz, natriumreicher Plagioklas (Feldspat)	Albit, Epidot, Chlorit
Amphibolit	Muscovit, Biotit, Granat, Quarz, Plagioklas	Amphibol, Plagioklas
Granulit	Granat, Sillimanit, Plagioklas, Quarz	calciumreicher Pyroxen, calciumreicher Plagioklas
Eklogit	Granat, natriumreicher Pyroxen, Quarz	natriumreicher Pyroxen, Granat

Am oberen Ende geht die Metamorphose in partielle Aufschmelzung über. Es entstehen dann sogenannte *Migmatite*, Gesteine mit makroskopisch unterscheidbaren Anteilen geregelter Metamorphit- und regelloser Magmatitgefüge.

5.4 Häufige Mineralien

Silicate sind durch Sternchen gekennzeichnet.

Magmatite	Sedimentite	Metamorphite
Quarz*	Quarz*	Quarz*
Feldspat*	Tonmineralien*	Feldspat*
Glimmer*	Feldspat*	Glimmer*
Pyroxen*	Calcit	Granat*
Amphibol*	Dolomit	Pyroxen*
Olivin*	Gips	Staurolith*
–	Steinsalz	Disthen*

5.5 Chemische Zusammensetzung

Aus der chemischen Zusammensetzung kann man auf die Ausgangsstoffe schließen, aus denen die Gesteine entstanden sind.

Chemische Analyse liefert die relativen Anteile der chemischen Elemente in einem Gestein. z.B. Basalt:

Silicium	SiO ₂	48,0 %
Aluminium	Al ₂ O ₃	16,0 %
Eisen	Fe ₂ O ₃	14,7 %
Calcium	CaO	10 %
Magnesium	MgO	3,9 %
Natrium	Na ₂ O	3,5 %
Kalium	K ₂ O	1,5 %

5.6 Verteilung der Gesteine

- wird kartiert
- daraus lässt sich die geologische Entstehung eines Gebiets rekonstruieren
- Bohrungen liefern wichtige Daten (z.B. Russland 12 km, KTB 9 km)

5.7 Kreislauf der Gesteine

Die drei großen Gruppen der Gesteine werden in diesem Kreislauf fortlaufend ineinander überführt (siehe Allg. Geologie, Abb. 3.6/S. 56).

Dieser Kreislauf wird durch die endogenen Kräfte der Plattentektonik angetrieben.

6 Vulkanismus

siehe spezielle Zusammenfassung.

7 Geologische Altersbestimmung

7.1 Stratigraphie (relative Altersbestimmung)

bezeichnet die Untersuchung von Gesteinsschichten, ihrer Abfolge und ihrer zeitlichen Einordnung. Die relative Datierung beruht auf zwei Prinzipien:

- Prinzip der ursprünglichen horizontalen Ablagerung
- Prinzip der Lagerungsfolge, d.h. bei ungestörten Schichten ist die obere jünger als die untere.

Weit von einander entfernte Schichten lassen sich auf diese Weise nicht korrelieren, ebenso wenig ist mit der *Stratigraphie* eine absolute Altersbestimmung möglich (da die Sedimentationsrate nicht konstant ist und es zwischendurch zu Erosion und/oder Ablagerungspausen kommen kann). Dazu benötigt man weitere Hinweise aus den Gesteinen selbst, z.B. *radioaktive Zerfallsprodukte* oder *Fossilien*. Letztere und ihre ehemaligen Lebensumstände werden durch die *Paläontologie* erforscht. Diese führte 1859 zu *Darwins Evolutionstheorie*. 1793 korrelierte William Smith (Vermessungsingenieur in Südengland) erstmals Schichten in weit von einander entfernten Aufschlüssen durch die *Faunenabfolge* (charakteristische stratigraphische Anordnung von Fossilien). Später wurde dies weltweit durchgeführt und ergab so die bekannte *geologische Zeitskala*.

7.1.1 Schichtlücken

sind ‚Fehler‘ in der Schichtfolge und Hinweise auf *zeitliche Lücken*, die durch zwischenzeitliche Erosion oder dadurch, dass eine bestimmte Schicht an dieser Stelle niemals abgelagert wurde, entstanden sind. Bei tektonischer Deformation und anschließender Abtragung kommt es zu einer *Winkeldiskordanz* zwischen den erodierten und den nachfolgenden Schichten.

7.1.2 Verbandsverhältnisse

Möglichkeiten wie der Aufbau der Ablagerungen verändert werden kann:

- tektonische Faltung / Deformation
- diskordante Durchschlagung durch Gesteinsgänge oder andere magmatische Intrusionen
- Verwerfungen bzw. Störungen versetzen Schichtflächen oder auch Intrusionen gegeneinander

7.1.3 Bestimmung der zeitlichen Abfolge

1. Bestimmung des relativen Alters von Sedimenten durch Lageregel und des absoluten Alters durch Fossilien
2. Einordnung von tektonischen Ereignissen durch Winkeldiskordanzen und geometrischer Lage der Deformationen
3. Aus den Verbandsverhältnissen lassen sich die magmatische Intrusionen und Störungen zeitlich einordnen.

7.2 Absolute Altersbestimmung

Die Idee zur radiometrischen Altersbestimmung stammt von Rutherford. Sie beruht darauf, dass die Halbwertszeit von radioaktiven Elementen unabhängig von Druck, Temperatur usw. ist und man somit aus dem Verhältnis von Mutter- zu Tochterisotop die Zeit ausrechnen kann, zu der der Zerfall begann. Dies geht z.B. mit Rubidium-87 bei Magmatiten sehr gut, da das Rubidium beim Auskristallisieren chemisch von seinen Tochterkernen getrennt wird (da diese in anderen Mineralien auskristallisieren). Damit ist die ‚radiometrische Uhr‘ sozusagen auf null gesetzt. Für organische Materialien (z.B. in jungen Sedimenten) ist Kohlenstoff-14 gut geeignet, da dieser aus dem CO₂ der Atmosphäre ständig in alles Lebende eingebaut wird. Da das Tochterisotop Stickstoff-14 gasförmig ist und somit verloren geht, muss man zur Altersbestimmung von einer bestimmten Ausgangsmenge und somit einer bestimmten Konzentration in der Erdatmosphäre ausgehen. Da diese nicht immer konstant war, versucht man die C-14-Methode mit anderen Verfahren zu kalibrieren.

Aus dem Alter und dem heute sichtbaren Versatz, lassen sich Geschwindigkeiten geologischer Prozesse bestimmen. Z.B. Spreizung des Atlantik 5000 km / 100 Millionen Jahre = 5 cm / Jahr; Auffaltung der Alpen 3000 m / 15 Ma = 0.3 mm / Jahr, Erosion von Nordamerika 0.03 mm / Jahr.

Mutter-	Tochterisotop	Halbwertszeit	messbare Zeitspanne	datierbare Substanzen
Uran-238	Blei-206	$4.5 \cdot 10^9$ a	$10 \cdot 10^6$ – $4.6 \cdot 10^9$ a	Zirkon, Pechblende
Kalium-40	Argon-40, Calcium-40	$1.3 \cdot 10^9$ a	$5 \cdot 10^4$ – $4.6 \cdot 10^9$ a	Muskovit, Biotit, Hornblende, Vulkanite
Rubidium-87	Strontium-87	$47 \cdot 10^9$	$10 \cdot 10^6$ – $4.6 \cdot 10^9$ a	Muskovit, Biotit, Kaliumfeldspat, Metamorphite, Magmatite
Kohlenstoff-14	Stickstoff-14	5730 a	100–70000	Holz, Holzkohle, Torf, Knochen und Gewebe, Schalenmaterial und anderer Calcit, Grundwasser, Meerwasser und Gletschereis (die gelöstes CO ₂ enthalten)

7.3 Geologische Zeitskala

Altersangaben in Millionen Jahren

	Epoche	Periode	Ära	Äon		
0.01	Holozän	Quartär	Känozoikum	Phanerozoikum		
1.6	Pleistozän					
5	Neogen	Tertiär				
23					Miozän	
36	Oligozän					
53	Eozän	Paläogen				
65	Paleozän					
					Mesozoikum	Phanerozoikum
146	Kreide					
206	Jura					
250	Trias					
290	Perm	Paläozoikum				
355	Karbon					
410	Devon					
438	Silur					
510	Ordovizium					
570 (540)	Kambrium					
		2500		Proterozoikum		
				Archaikum		
				Präkambrium		

Die Perioden sind meistens nach der Region, wo sie am besten aufgeschlossen oder zum ersten Mal entdeckt wurden oder nach besonderen Merkmalen der Formation benannt. Die Äonen und Ären nach den Lebensformen. Proterozoikum = erstes Leben, Phanerozoikum = sichtbares Leben, Paläozoikum = altes Leben, Mesozoikum = mittleres Leben, Känozoikum = jüngstes Leben.

8 Falten und Störungen

8.1 Geländebefunde

In eine geologische Karte, werden die Gesteinstypen sowie ihre Fallrichtung und ihr Fallwinkel eingetragen. Aus diesen Informationen lässt sich ein Vertikalschnitt durch den Untergrund rekonstruieren.

8.1.1 Streichen und Fallen

Mit diesen Begriffen lässt sich die Lage einer Schicht im Raum eindeutig beschreiben. Die Streichrichtung ist die Schnittlinie der Schicht mit einer horizontalen Fläche. Die Fallrichtung ist die des stärksten Gefälles, also die Richtung, die Wasser hinunterlaufen würde bzw. senkrecht zur Streichrichtung. Der Fallwinkel gibt an, wie stark die Schicht gegenüber der Horizontalen verkippt ist.

8.2 Deformationsverhalten

Gesteine können sich *spröde* oder *duktil* verhalten. Im ersten Fall verformen sie sich kaum und brechen dann plötzlich, im zweiten kommt es zu einer plastischen Deformation. Aus Laborexperimenten weiß man, dass sich Gesteine unter verschiedenen Druck- und Temperaturverhältnissen stark unterschiedlich verhalten können (je höher Temperatur und Druck, desto duktiler). Generell verhalten sich Gesteine des Grundgebirges (alte magmatische oder metamorphe Gesteine) spröder als die jüngeren Sedimente.

8.3 Deformationen

8.3.1 Falten

können durch horizontalen oder vertikalen Druck (Kompression) entstehen. Eine Aufwölbung heisst *Sattel* oder *Antikline*, eine Einwölbung *Mulde* oder *Synkline*. Die Seiten werden *Flanken* genannt. Die *Achsenfläche* ist eine gedachte Fläche, die die Falte so symmetrisch wie möglich teilt. Ist sie nicht vertikal, so fallen die beiden Flanken unterschiedlich steil ein – die Richtung der Verkippung bezeichnet man mit der Einfallrichtung der Faltenachse oder auch mit der (entgegengesetzt gerichteten) *Vergenz* (bei einer nord-vergenten Falte fällt die Faltenachse Richtung Süden ein). Ist eine Flanke über die Vertikale hinaus verkippt (→ umgekehrte Schichtfolge!), so handelt es sich um eine *überkippte Falte*. Die Schnittlinie der Achsenfläche mit der obersten Schicht nennt man die *Faltenachse*. Ist diese nicht horizontal, so hat man es mit einer *abtauchenden Falte* zu tun.

Ein *Dom* ist eine radiale Antiklinalstruktur, ein *Becken* eine radiale Synklinalstruktur; beide sind meistens einige Kilometer groß und erodiert an der Oberfläche durch runde Strukturen erkennbar. Im Gelände lässt sich eine Mulde an einem Kern aus jüngeren Gesteinen und ein Sattel an einem aus älteren Gesteinen erkennen.

8.3.2 Klüfte

sind Trennflächen ohne nennenswerte Bewegung. Sie entstehen durch Spannungen an Schwächezonen im Gestein (zum Teil auch als Kluftscharen), durch Druckentlastung z.B. durch Erosion oder als Schrumpfungsrisse beim Abkühlen von Lava.

8.3.3 Störungen oder Verwerfungen

sind Bruchflächen an denen eine relative Bewegung des Gesteins stattgefunden hat. Sie entstehen durch Kompressions-, Dehnungs- oder Scherkräfte. Die Bruchfläche heisst *Störungsfläche*. Man unterscheidet folgende Typen:

1. *Auf- und Abschiebungen*: vertikale Relativbewegung im Fallen der Störungsfläche.
2. *Horizontal- oder Blattverschiebung*: horizontale, parallel zum Streichen der Störungsfläche verlaufende Bewegung. Ist die Scholle auf der gegenüberliegenden Seite nach rechts versetzt, handelt es sich um eine rechtssinnige (*dextrale*) Blattverschiebung; sonst um eine linkssinnige (*sinistrale*).
3. *Transformstörung* = Horizontalverschiebung an einer Plattengrenze
4. *Schrägab- bzw. -aufschiebung* = 1 + 2
5. *Überschiebung* = Aufschiebung mit einem Einfallswinkel der Störung kleiner 45 Grad
6. *Gräben oder Rift-Valleys* entstehen durch Dehnungskräfte (Beispiele: rotes Meer, ostafrikanische Gräben, Oberrheingraben)

Regel zur Altersbestimmung: Eine Störung muss jünger sein als das jüngste Gestein, das an ihr versetzt ist, und älter als das älteste Gestein, das sie ungestört überlagert.

8.3.4 Zusammenhang mit der Geländemorphologie

Junge Deformationen (aus den letzten Zigmillionen Jahren) wie die Alpen, die Rocky Mountains oder der Himalaya beinhalten noch genügend Informationen, um die Entstehung zu rekonstruieren. Von älteren Strukturen ist durch Erosion nur noch sehr wenig übrig. Die Deformation führt zu unverkennbaren Spuren in der Landschaft. Bei der Erosion spielen dann jedoch die Widerstandsfähigkeit der Materialien und andere Faktoren wie der Verlauf von Bächen eine wichtige Rolle. D.h. aus einer Mulde muss sich nicht unbedingt ein Tal bilden und aus einem Sattel nicht unbedingt ein Höhenzug.

9 Massenbewegungen

sind Gleit-, Fließ- oder Sturzbewegungen großer Massen von Material hangabwärts.

9.1 Faktoren

- Steilheit und Instabilität der Hänge
- Beschaffenheit und Eigenschaft des Hangmaterials
- Wassergehalt des Materials

9.1.1 Unkonsolidiertes Material

Unkonsolidiertes (lockeres) Material ist bis zu einer charakteristischen Hangneigung, dem natürlichen *Böschungswinkel* oder *Schüttungswinkel*, stabil (vgl. Sandhaufen). Dieser hängt von mehreren Faktoren ab. Er wird mit zunehmender Teilchengröße und schlechterem Rundungsgrad größer. Wenig Wasser im Porenraum stabilisiert durch seine *Oberflächenspannung* den Hang und vergrößert somit den *Böschungswinkel*, ist der Boden jedoch gesättigt fängt er an zu fließen und der *Böschungswinkel* nimmt stark ab. Bei Erdbeben kommt es bei gesättigten Böden unter Umständen zu *Bodenverflüssigung* (→ umkippende Häuser).

9.1.2 Konsolidiertes Material

z.B. verfestigte Sedimente, Böden mit Vegetation oder feste Gesteine können steilere und unregelmäßigere Hänge bilden. Oft bildet sich im unteren Bereich eines Felshangs eine Böschung aus abgebrochenem Lockermaterial. Bei wechselnden Schichten von Schieferthon und Sandstein kann beim Eindringen von Wasser der Schieferthon als Gleitmittel dienen, so dass große Blöcke des Sandsteins abrutschen können.

9.1.3 Auslösung

Wird das Material durch eine Übersteilung der Böschung (entweder durch natürliche Vorgänge wie z.B. ein Flusslauf oder durch Baumaßnahmen) und eindringendes Wasser (begünstigt durch geschädigte Vegetation) instabil, so reicht ein kleiner Auslöser (z.B. Erdbeben, Unwetter) und es kommt zum *Hangrutsch* oder *Schuttstrom*.

9.2 Klassifikation

Vorherrschendes Material	Art der Bewegung	Geschwindigkeit		
		langsam (≤ 1 cm/Jahr)	mäßig (≥ 1 km/h)	schnell (≥ 5 km/h)
Festgestein	fließend			Steinlawine
	gleitend oder stürzend		Bergrutsch	Bergsturz
Lockermaterial	fließend	Bodenkriechen	Bodenfließen Schuttstrom	Schlammstrom Schuttlawine Mure
	gleitend oder stürzend		Rutschung	Schuttrutschung

Massenbewegungen von *Festgestein* treten meistens nur im Hochgebirge auf. Bei *Berg-* oder *Felsstürzen* fallen einzelne Blöcke von einer Felswand herunter, zerbrechen und bilden unten eine *Schutthalde*. Beim *Bergrutsch* gleiten die Gesteinsmassen die Hänge hinunter, *Steinlawinen* sind eher Ströme als Gleitmassen.

- Die langsamste Massenbewegung von *Lockermaterial* ist das *Bodenkriechen* (1–10 mm/a). Sichtbare Auswirkungen sind hangabwärtsgeneigte Bäume, Telefonmasten und Zäune.
- *Bodenfließen* (relativ feinkörniges Material) und *Schuttströme* (enthalten auch gröberes Material) sind quasi flüssige Massenbewegungen mit wenigen km/h.
- *Schlammströme* sind etwas schneller und ein Gemisch aus Schlaum, Bodensubstrat, Gesteinsmaterial und Wasser. Sie treten sehr häufig in hügeligen Gebieten auf (auch in semiariden nach ergiebigen Regenfällen) und überdecken große Flächen, wenn sie in eine Ebene fließen.
- Mit bis zu 70 km/h und schneller sind *Schuttlawinen* bzw. *Muren* die schnellsten Massenbewegungen von Lockermaterial. Die hohe Geschwindigkeit kommt durch einen hohen Wassergehalt und steile Hänge zustande (fast so schnell wie reines Wasser). Sie treten oft an vulkanischen Aschekegeln auf.
- Eine *Rutschung* ist ein langsames Gleiten von unverfestigtem Material, das sich als Ganzes in Bewegung setzt; meistens passiert das auf einer darunterliegenden *Sohlfläche*.
- *Solifluktion* tritt in (sub)polaren Gebieten auf, wenn der obere Teil des Bodens auftaut, der untere aber kein Wasser aufnehmen kann, da er noch gefroren ist. Dadurch ist die obere Schicht so mit Wasser gesättigt, dass sie langsam hangabwärts gleitet.

10 Wasserkreislauf

Die Erforschung des Wasserhaushaltes, der *Hydrologie* ist ein wichtiges Teilgebiet der Geologie.

Funktionen des Wassers:

www.skriptweb.de

- Erosion
- Verwitterung
- Lösungsmittel für Mineralien
- Transportmittel
- Gleitmittel bei Massenbewegungen
- Voraussetzung für hydrothermale Lagerstätten
- Lebensgrundlage

10.1 Speicher

Insgesamt gibt es 1,36 Milliarden Kubikkilometer Wasser auf der Erde. Das würde reichen, um die USA 145 km unter Wasser zu setzen. Über geologisch kurze Zeiträume ist diese Wassermenge konstant und zirkuliert nur zwischen den verschiedenen Speichern hin- und her. Dieser *hydrologischer Kreislauf* wird durch die Sonne angetrieben. In den Meeren kommt es zur *Verdunstung* von Wasser, dieses kondensiert und fällt in Form von *Regen* zurück auf die Erde und *versickert (infiltriert)* im Untergrund oder fließt über Bäche und Flüsse zum Meer ab. Das versickerte Grundwasser gelangt durch *Verdunstung (Evaporation* am Boden und *Transpiration* durch Pflanzen) wieder in die Atmosphäre oder fließt durch Quellen wiederum in Bäche oder Flüsse. Schnee kann in Gletschereis umgewandelt werden, beides kann schmelzen und abfließen oder sublimieren. Die Gesamtbilanz ist immer ausgeglichen, da die Wassermenge konstant ist.

Speicher	Volumen	
	absolut [km ³]	relativ [%]
Meere	$1.35 \cdot 10^9$	97.3
Eis	$2.9 \cdot 10^7$	2.1
Grundwasser	$8.4 \cdot 10^6$	0.6
Seen und Flüsse	$2 \cdot 10^5$	0.01
Atmosphäre	$1.3 \cdot 10^4$	0.001
Biosphäre	$6 \cdot 10^2$	0.00001

10.2 Klima

Das *Klima* hat den stärksten Einfluss auf die hydrologischen Verhältnisse. In tropischen Klimazonen fällt viel Regen, wohingegen es in den polaren Gebieten wesentlich trockener ist. Die Topographie hat entscheidenden Einfluss auf die Niederschlagsmenge. So bilden sich an Gebirgen durch das Abkühlen von aufsteigenden Luftmassen auf der Luvseite *Regenschatten*, auf der Leeseite ist es entsprechend trocken.

Niederschlag und Abfluss in einem Gebiet hängen zusammen (vgl. Hochwasser). Flüsse können viel Wasser durch aride Gebiete führen. In ariden Gebieten verdunstet und versickert mehr Wasser als in humiden. Ungefähr die Hälfte des globalen Abflusses wird durch die 70 größten Flüsse transportiert (davon vieles im Amazonas). Der Rest fließt durch die Millionen kleinerer und mittlerer Flüsse und Bäche.

Moore und Sumpfbereiche wirken ausgleichend und verhindern so Hochwasser.

10.3 Grundwasser

entsteht durch Eindringen von Regen in Böden, lockere Oberflächensedimente oder Spalten des Gesteins. Schichten, die Grundwasser leiten und speichern, werden *Grundwasserleiter* (Aquifer) und *Grundwasserspeicher* genannt.

Die Speicherfähigkeit wird durch die *Porosität*, dem Volumenanteil der Poren am gesamten Gesteinsvolumen, bestimmt. Je kleiner die einzelnen Bestandteile sind und je mehr sie sich in ihrer Form unterscheiden, desto besser passen sie zusammen und es gibt weniger Porenraum.

Gestein	Porosität
lockere Sand- und Kiesschichten	bis über 40 %
Sandsteine	ca. 30 %
Schiefertone	< 30 %
massige Magmatite, Metamorphite	< 2 %
tektonisch beanspruchte Gesteine	bis zu 10 %

Die Leitfähigkeit wird durch die *Durchlässigkeit* oder *Permeabilität* bestimmt. Beides hängt normalerweise zusammen. Bei einem gut nutzbaren Grundwasserspeicher muss beides hoch sein, damit viel Wasser gespeichert werden kann und dieses einfach entnommen werden kann.

10.3.1 Grundwasserspiegel

Die *Grundwasseroberfläche* ist die Grenze zwischen der oberen *wasserungesättigten* und der darunter liegenden *wassergesättigten* Zone. Wird ein Brunnen gebohrt, so stellt sich in ihm der *Grundwasserspiegel* ein. Dieser liegt aufgrund der fehlenden Kapillarwirkung unter der *Grundwasseroberfläche*. Diese folgt der Erdoberfläche ist aber weniger stark geneigt. Liegt ein Flussbett über der Grundwasseroberfläche, so fließt Flusswasser ins Grundwasser (*influent*); umgekehrt fließt Grundwasser in einen Fluss, wenn sich dieser unter der Grundwasseroberfläche befindet (*effluent*).

10.3.2 Gespanntes oder artesisches Grundwasser

Von *gespanntem* oder *artesischem* Grundwasser spricht man, wenn der Grundwasserleiter zwischen zwei Nichtleitern eingeschlossen ist. Da von oben kein Wasser eindringen kann, erfolgt der Zufluss an Stellen ohne Überdeckung durch einen Nichtleiter. Ist der gespannte Grundwasserleiter geneigt, so steht er unter *hydrostatischem Druck* und es ist möglich, einen *artesischen Brunnen* zu bohren, in dem das Wasser von selbst an die Oberfläche kommt.

10.3.3 Gleichgewicht von Grundwasserneubildung and Abfluss

Der Grundwasserspiegel schwankt mit den Niederschlagsmengen und so mit den Jahreszeiten. Wird aus einem Brunnen Wasser entnommen, so bildet sich ein *Entnahmetrichter* in der Grundwasseroberfläche. Dehnt sich dieser unter die Sohle des Brunnens aus, so fällt dieser trocken. Bei zu starker Wasserentnahme kann es zu Bodensenkungen und Spaltenbildung kommen. Auf Inseln führt starke Förderung von Süßwasser zum Entstehen eines umgekehrten Trichters im Salzwasserhorizont. Steigert man die Förderung weiter, so wird das Salzwasser irgendwann in den Brunnen ‚gesaugt‘ und dieser ist damit unbrauchbar.

10.3.4 Geschwindigkeit

Das *Darcysche Gesetz* besagt, dass die Geschwindigkeit der Grundwasserbewegung zwischen zwei Punkten A und B proportional zum Höhenunterschied zwischen den beiden entsprechenden Punkten der geneigten Grundwasseroberfläche, dividiert durch die horizontale Entfernung zwischen den Punkten, und zur Permeabilität des Grundwasserleiters ist. In den meisten Grundwasserleitern fließt das Wasser mit bis zu 15 cm/d.

10.3.5 Unterirdische Erosion

Wasser, das versickert, löst Carbonatminerale aus dem Boden sowie CO_2 und wird dadurch saurer. Trifft es dann auf zerklüfteten Kalkstein, wird dieser besonders gut gelöst und es bilden sich zum Teil riesige *Höhlensysteme*. Ursprünglich sind die Höhlen komplett mit Wasser gefüllt, können aber durch eine nachträgliche Absenkung des Grundwasserspiegels trocken fallen. Ist dies der Fall, so tropft das mit Calciumcarbonat gesättigte Wasser von der Decke. Dabei entweicht etwas CO_2 in die Luft, was die Löslichkeit von Calciumcarbonat verringert. Deshalb fällt dieses aus und es bilden sich *Stalaktiten* (von oben) und *Stalagmiten*. Wachsen beide zusammen, so hat man einen *Stalagmat*.

Wird das Dach einer Höhle zu dünn, bricht es ein und es entsteht an der Erdoberfläche ein *Erdfall* bzw. *Doline*. Gebiete in denen so etwas an vielen Stellen passiert nennt man *Karst* (benannt nach einem Gebiet im ehemaligen Nordjugoslawien). In Karstlandschaften gibt es normal nur sehr kurze Flüsse, die sehr oft unterirdisch fließen.

10.3.6 Wasserqualität

Die Qualität des Wassers hängt von den darin gelösten Stoffen ab. Manche sind giftig (Blei, Substanzen aus Mülldeponien) andere sind gesundheitlich unbedenklich, sorgen aber für einen schlechten Geschmack (organische Kohlenwasserstoffverbindungen und Schwefelwasserstoff aus Böden) oder erhöhen die Wasserhärte und erschweren damit das Waschen (Calciumcarbonat, Magnesiumcarbonat).

Die Gesteine wirken wie mechanische Filter. Sandstein filtert selbst Bakterien und große Viren mechanisch aus dem Wasser. Normales Trinkwasser enthält ca. 150 ppm gelöste Stoffe. Ab 1000 ppm spricht man definitionsgemäß von *Mineralwasser*.

10.3.7 Wasser in der tiefen Erdkruste

Alle Gesteine unterhalb der Grundwasseroberfläche sind mit Wasser gesättigt; die Porosität und damit die absolute Wassermenge nehmen mit der Tiefe durch den Auflastdruck ab. In großen Tiefen bewegt sich das Wasser sehr langsam ($< 1 \text{ cm/a}$), so dass sich selbst schlechtlösliche Mineralien lösen, und somit in diesen *Tiefenwässern* eine höhere Konzentration als an der Erdoberfläche haben.

10.3.8 Hydrothermale Wässer

werden durch Magmenkörper oder den normalen Temperaturanstieg in der Tiefe erwärmt und steigen so schnell in der Erdkruste auf, dass sie ihre hohe Temperatur behalten. Durch die hohe Temperatur sind in ihnen sehr viele Stoffe gelöst, die beim Abkühlen ausfallen. Passiert dies unterirdisch bilden sich reiche Erzlagerstätten, an der Oberfläche kommt es zu heißen Quellen (Baden-Baden, Island, Yellowstone uvm.) aus denen sich z.B. Opal (eine Form der Kieselsäure), Calcit, Aragonit (beides Modifikationen von Calciumcarbonat) oder Travertin (Krusten von Calciumcarbonat) abscheiden.

Das Wasser stammt aus *meteorischen Wässern* (ursprünglich von Regen oder Schnee; von griech. meteoron: Himmelserscheinung) oder ist *juveniles Wasser* aus der Magma.

10.4 Flüsse

10.4.1 Strömung

Es gibt zwei Arten von Strömungen: *laminar* (parallele Strömungslinien) und *turbulent*. Welche Form auftritt hängt von der Fließgeschwindigkeit, der Geometrie und der Viskosität der Flüssigkeit ab. Turbulente Strömung wird begünstigt durch große Schichtdicke, hohe Geschwindigkeit und geringe Viskosität. Letztere nimmt mit steigender Temperatur ab. Wasser ist so niedrigviskos, dass es fast immer turbulent fließt.

10.4.2 Flussfracht

Laminare Strömungen können nur sehr kleine Teilchen wie Tonminerale aufnehmen, turbulente hingegen verfrachten in Abhängigkeit von ihrer Geschwindigkeit Teilchen von Tongröße bis zu Kies und Blöcken.

- *Suspensionsfracht* umfasst das Material, welches als Schwebstoffe im Wasser transportiert wird.
- *Boden- oder Geröllfracht* besteht aus dem Material, das durch Gleiten und Rollen mitgeführt wird.

Die Fähigkeit einer Strömung, Material einer bestimmten Größe zu transportieren, ist ihre *Kompetenz*.

Die gesamte pro Zeiteinheit transportierte Sedimentfracht ist die *Transportkapazität*.

Die *Sinkgeschwindigkeit* von Teilchen bestimmt wie lange sie in Suspension bleiben. Die typische Bewegung von Sandkörnern ist ein periodischer, sprungweiser Transport (*Saltation*).

10.4.3 Bodenstrukturen

Beim Transport von Sandkörnern durch *Saltation* bilden sich normalerweise schräggeschichtete *Rippeln* (weniger als ein cm bis zu mehreren cm groß, niedrige schmale Käme, die durch etwas breitere Tröge getrennt sind, Luvseite ist steiler) und *Dünen* (ähnliche Form, aber bis zu mehreren Metern groß). Bei zunehmender Fließgeschwindigkeit bilden sich zuerst Rippel, werden dann durch Dünen ersetzt, die ihrerseits wieder kleine Rippel aufweisen und zum Schluss verschwinden auch die Dünen und fast alles Material befindet sich in Suspension.

10.4.4 Erosion durch fließendes Wasser

Die Strömung nimmt Sand mit und unterspült unverfestigte Sedimente am Ufer, die dann in die Strömung abrutschen. Härtere Gesteine werden wesentlich langsamer durch ‚Sandstrahlen‘ abgetragen. In einigen Flüssen waschen Wasserwirbel in der Sohle des Flußbetts *Strudelkessel* oder *Strudeltöpfe*. Die Erosion ist an Stromschnellen und Wasserfällen am stärksten, letztere verlagern sich durch Unterspülung flussaufwärts (z.B. Niagarafälle 1 m/Jahr).

10.4.5 Flusstäler, Fließbrinnen und Talaue

Ein *Flusstal* umfasst den ganzen Bereich zwischen der oberen Begrenzung der Talhänge beiderseits des Flusses. Im Talboden liegt das eigentliche *Flussbett* bzw. die *Fließrinne*. In breiten Tälern befindet sich auf beiden Seiten des Flussbettes die *Talaue*, ein ebenes Gebiet, das bei Hochwasser überschwemmt wird. In jungen Gebirgen sind die Flusstäler eng und steilwandig, vergeht mehr Zeit, werden die Täler durch Erosion und gravitative Massenbewegungen immer breiter und flacher.

Es gibt zwei Hauptformen von Flussläufen:

- *Mäander* sind bogenförmige Schlingen innerhalb der Talauen. (von griech: Maiandros, dem heutigen Mendres-Fluss an der Westküste Kleinasiens). Die Mäander verlagern ihre Position in einer schlangenartigen Bewegung flussabwärts, da am äußeren Ufer, dem *Prallhang*, durch Erosion Material wegtransportiert wird und sich am *Gleithang* eine bogenförmige *Ufersandbank* ablagert. Dabei kann es passieren, dass sich zwei Flussschleifen zu nahe kommen und ein *Altwasser* entsteht. Bei manchen Flüssen schneiden sich die Mäander tief in festes Gestein ein (z.B. San Juan River, Utah). Teilstücke der Fließrinne können auch gerade sein.

- *verflochtene* (verwilderte) Flüsse: viele Fließrinnen, die sich immer wieder verbinden und teilen. Dies tritt bevorzugt an Flüssen mit stark schwankender Wasserführung, hoher Sedimentfracht und leicht erodierbaren Ufern auf (z.B. unterhalb von Gletschern).

Die *Talaue* entsteht durch die Verlagerung der Fließrinne über den Bereich des Talbodens (\rightarrow alte Ufersandbänke). Tritt der Fluss bei Hochwasser über die Ufer, so nimmt die Fließgeschwindigkeit stark ab, der stärkste Abfall tritt direkt außerhalb der ursprünglichen Fließrinne auf. Deshalb lagern sich dort die größten und meisten Sedimente ab und es bilden sich im Laufe mehrerer Hochwasser *Uferwälle*. Feinere Silt- und Tonablagerungen verteilen sich über die gesamte Talaue und bilden die fruchtbare Grundlage für die Landwirtschaft (vgl. Nil).

Der *Abfluss* ist die Wassermenge in Kubikmetern, die pro Sekunde durch einen Fluss fließt. (Mississippi bei Hochwasser über $57000\text{m}^3/\text{s}$).

$$\text{Abfluss} = \text{Querschnitt} \times \text{Geschwindigkeit}$$

Die Hochwasserwahrscheinlichkeit (eines bestimmten maximalen Pegelstandes) eines Flusses wird in *Jährlichkeiten* angegeben. Es bedeutet z.B. eine *Jährlichkeit* von fünf für den Pegelstand x , dass durchschnittlich alle fünf Jahre ein Hochwasser den Pegel x erreichen wird.

Praktisch alle Flüsse haben ein ähnliches, nach oben offenes, konkaves abfallendes (ähnlich $1/x$) *Längsprofil* (Höhenlage gegen Abstand zur Quelle aufgetragen). Dies kommt durch das Zusammenspiel von Erosion am Oberlauf und Sedimentation am Unterlauf zustande. Das untere Ende des Längsprofils bildet die sogenannte *Erosionsbasis*. Verändert sich etwas am Längsprofil durch Hebung des Geländes oder Absenkung des Meeresspiegels, so ist das Gleichgewicht des Flusses gestört und er verändert sich, schneidet sich z.B. tief in seine Talauen ein. Die tektonische Heraushebung eines Flusstales wird als *Flussterrassen* (ehemalige Talböden) sichtbar. Beispiel: Rhein beim Durchbruch durch das Rheinische Schiefergebirge.

Verlässt ein Fluss an einer Gebirgsfront sein enges Tal, so wird seine Geschwindigkeit geringer und es bildet sich ein sogenannter *Schwemmfächer* (oben gröberes Material, weiter unten feineres Material).

10.4.6 Flussnetze

Wasserscheiden bilden die Grenzen zwischen zwei *Einzugsgebieten* die von jeweils einem Netz von Flüssen und Bächen entwässert werden. Diese *Entwässerungsnetze* treten in verschiedenen typischen Formen auf:

- *dendritisches Entwässerungsnetz* (von griech: dendron = Baum): zufällig verteilt wie Baumwurzeln; entsteht in homogenen Gesteinen.
- *rechtwinkliges Entwässerungssystem* tritt auf wo die rasche Verwitterung entlang von Störungen oder Klüften im unterlagernden Gestein den Flusslauf beeinflusst.
- *spalierartiges Entwässerungssystem* ist eine Sonderform des rechtwinkligen und entsteht wenn schneller und langsamer verwitternden Gesteine in senkrechten Schichten abwechseln. Die großen Flüsse fließen in den Erosionstälern der weicheren Gesteine und die kleineren Zuflüsse senkrecht dazu von den härteren Rippen dazwischen herunter.
- *radiales Entwässerungssystem* entsteht wenn die Entwässerung von einem hohen zentralen Punkt ausgeht, z.B. Vulkan oder domartige Aufwölbung.

Kontinente sind durch mehrere große Haupt- oder Kontinentalwasserscheiden unterteilt (vgl. USA: continental divide).

Es gibt Flüsse, die quer durch einen Höhenrücken eingeschnitten sind. Erklärung: Der Fluss war schon vor dem sich dann hebendem Rücken vorhanden und hat sich schneller eingeschnitten als sich der Rücken heben konnte. Solche Flüsse nennt man *antezedent*.

Epigenetische Flüsse schneiden sich in unterlagerndes Gestein anderer Festigkeit als die der obersten Schichten ein. Sie prägen also den darunter liegenden Gesteinen das Flusssystem der darüber lagernden Serien ein.

10.4.7 Deltas

Mündet ein Fluss in ein stehendes Gewässer, so wird er abgebremst und somit setzt sich seine Sedimentfracht ab. Das zuerst an der Oberfläche des Deltas abgesetzte Material (normalerweise Sand) bildet die horizontalen Schichten der *Deltaebene* (*Topset Beds*). Weiter draussen werden feinkörniger Sand und Silt abgelagert und es bildet sich die sanft von der Küste weg einfallende *Deltafront* (*Foreset Beds*). Noch weiter bilden sich die geringmächtigen horizontal lagernden Tonserien des *Deltaflusses* (*Bottomset Beds*).

Deltas wachsen immer weiter ins Meer hinaus (Mississippi 40–100 m/a, Nil 33 m/a, Po 130 m/a). Im Delta spaltet der Fluss in viele *Mündungsarme* auf. Nach hunderten oder tausenden von Jahren kann der Fluss zu einem anderen Mündungsarm durchbrechen und das Delta wächst in eine andere Richtung weiter.

Küstenparallele Strömungen und Wellen verteilen die Sedimente entlang der Küstenlinie, Gezeiten verfrachten sie zu Sandbänken im rechten Winkel zur Küste.

11 Wind

Die vom *Wind* geschaffenen Sedimente und Formen nennt man *äolisch* (nach dem griechischen Gott des Windes Aiolos oder auch Äolus). Winde sind überwiegend horizontale Luftströmungen und gehorchen den gleichen fluiddynamischen Gesetzen wie Wasser. Durch die *geringe Viskosität* von Luft handelt es sich praktisch immer um eine *turbulente* Strömung.

11.1 Transport

Luft kann größere Gerölle nicht so effektiv transportieren wie Wasser, feines Material kann jedoch kilometerhoch aufgewirbelt und weit transportiert werden. Sand wird durch eine Kombination von *Saltation* und Rollen an der Erdoberfläche bewegt. Große und kleine Sandkörner können voneinander getrennt werden, da die kleinen allmählich weggeblasen werden. Die *Saltation* ist wesentlich stärker ausgeprägt als unter Wasser, da die Luft, die springenden Sand- oder auch Kieskörner kaum abbremst. Es bilden sich wie im Wasser *Rippel* und *Dünen*.

11.1.1 Transportkapazität

Wieviel Material transportiert werden kann hängt von der Teilchengröße, der Windstärke und der Oberfläche ab. Die Sandmenge, die an einer Dünenoberfläche transportiert werden kann, nimmt exponentiell mit der Windgeschwindigkeit zu. Luft kann erstaunlich viel Staub transportieren, bis zu 1000 Tonnen pro Kubikkilometer. So kann ein einziger großer Sturm hunderte Millionen Tonnen Staub transportieren und als meterdicke Schicht ablagern. Feines Material bleibt sehr lange in der Luft und kann weit transportiert werden (vgl. Vulkanausbrüche), Staub aus der Sahara lässt sich bis nach England und in die Karibik nachweisen.

11.1.2 Material

Meistens Quarzkörner, in wenigen Gebieten auch viele Feldspatkörner. Feinkörnige Schiefertone oder feinkristalline Metamorphite oder Magmatite sind ungewöhnlich, da diese Mineralien in kleinste Korngrößen zerbrechen. Viele *äolisch* transportierte Sandkörner (und nur diese) zeigen mattierte, milchglasartige Oberflächen (zum Teil durch Aufprall, aber hauptsächlich durch Anlösung durch Tau).

Quellen von Staub: Industrie (z.B. Autoabgase), organische Bestandteile (z.B. Pollen), Vulkanausbrüche, Holzkohlepartikel von Waldbränden sowie ausgeblasene Mineralien aus trockenen Ebenen.

11.2 Erosive Wirkung

Erosion durch Wind ist nur effektiv, wenn das Gestein bereits verwittert und damit zerbrochen ist und es trocken ist.

- *Deflation* bezeichnet den Prozess, dass durch Wind Staub-, Silt- und Sandteilchen abgetragen und somit die Oberfläche des Untergrunds langsam abgesenkt wird. Es bilden sich meist flache Senken (*Deflationswannen*). Vegetation verlangsamt diesen Vorgang.
- Werden durch Deflation nur die feineren Bestandteile aus dem Untergrund entfernt, so bleiben *Steinpflaster* bzw. *Lesedecken* zurück. Diese schützen das darunter liegende Material vor weiterer Erosion.
- Als *Korrasion* bezeichnet man das natürliche Sandstrahlen von anstehendem Gestein oder losen Blöcken und Geröllen (Glasflaschen werden mattiert).
- *Windkanter* sind vom Wind zugeschliffene (sandgestrahlte) Gerölle, die mehrere gerundete oder fast ebene Oberflächen haben, die an scharfen Kanten zusammenlaufen (Mehrere Kanten, da die Gerölle bei starken Stürmen gelegentlich umgedreht werden).
- In größerem Maßstab findet man *Windhöcker* bzw. *Jardangs*, Rücken bzw. Höhenzüge, normal ca. 10 m hoch, 100 m lang, manchmal aber auch deutlich größer.

11.3 Dünen

11.3.1 Entstehung

- Vergrößerung von Rippeln
- Im Windschatten hinter einem Hindernis nimmt die Windgeschwindigkeit ab und transportiertes Material lagert sich als *Sandwehe* ab. Diese stellt selbst wieder ein Hindernis dar und so setzt sich dieser selbstverstärkende Prozess fort und es wächst eine Düne. Voraussetzung ist, dass der Wind lange genug aus einer Richtung kommt.

Wächst die Düne weiter, so beginnt sie nach Lee zu wandern. Die Sandkörner auf dem flachen Luvhang werden abgetragen und bilden den steilen Leehang, der periodisch instabil wird und somit wieder zu dem stabilen *Böschungswinkel* zurückkehrt. Dadurch entsteht die charakteristische Schrägschichtung die später beispielsweise in Sandsteinen wiedergefunden werden kann. Die maximale Höhe einer Düne ist erreicht, wenn durch die Verdichtung der Strömungslinien am Kamm ein so starker Wind herrscht, dass die Sandkörner am Kamm genauso schnell fortgeblasen werden, wie sie den Luvhang hinauftransportiert werden.

11.3.2 Formen

Die Form einer Düne wird durch folgende Faktoren bestimmt:

- Sandmenge
- Windrichtung
- Windstärke
- Winddauer

Welche Form eine Düne annimmt lässt sich aber nicht vorhersagen.

Folgende Typen sind bekannt:

- *Barchan*: bogenförmig, oft in Gruppen, Enden leewärts gerichtet, wandert über eine ebene Fläche
- *Transversaldüne (Reihendüne)*: mehrere Zusammen gewachsene Barchane können in Reihendünen übergehen, lange gewellte Höhenrücken, quer zur vorherrschenden Windrichtung, typisch hinter Stränden

- *Parabeldüne*: Wird ein Teil der Transversaldüne fortgeweht und die stabilisierende Vegetation durch Sand überdeckt, entsteht eine Parabeldüne. Ähnliche Form wie Barchane, aber umgedreht, d.h. die Sichelenden zeigen dem Wind entgegen.
- *Longitudinaldüne (Strichdüne)*: lange (viele km) und bis zu 100 m hohe parallel zur vorherrschenden Windrichtung verlaufende gerade Rücken. Entstehung vermutlich durch oft (z.B. saisonal) wechselnde aber ähnliche Windrichtungen, so dass die Düne immer in wechselnde Richtung wächst.
- *Drâa-Dünen*: extrem ausgedehnte, bis zu 400 m hohe, hügelartige Dünen. Entstehen aus der Überlagerung mehrerer Dünen und bewegen sich langsamer als andere Dünen (weniger als 0,5 m pro Jahr)
- *Ergs*: große Dünenfelder, ‚Sandmeere‘

11.4 Staubablagerung und Löß

Löß entsteht durch die Ablagerung von feinkörnigen Teilchen aus Staubwolken. Löß ist ungeschichtet und bricht bei größeren Schichtdicken (> 1 m) an vertikalen Rissen senkrecht ab. Typlokalität: rechtes Neckarufer oberhalb von Heidelberg. Böden aus Löß sind ausgesprochen fruchtbar (wegen der guten Wasserspeicherfähigkeit) und leicht erodierbar.

12 Wüsten

Treten dort auf wo es trocken (und heiß) ist, normalerweise zwischen 30 Grad südlicher und 30 Grad nördlicher Breite. Manchmal jedoch auch bis 50 Grad, wenn feuchte Winde durch Gebirgsketten oder große Entfernung zum Ozean abgehalten werden (Beispiele: Great Basin, Mohave Wüste, Wüsten Innerasiens). Wüsten können auch in polaren Breiten auftreten, da die kalte Luft keine Feuchtigkeit transportieren kann (Dry-Valley-Region in der Antarktis ist marsähnlich) oder in Gebieten, wo der Boden die Feuchtigkeit nicht halten kann (Island, kanarische Inseln). Durch Klimaänderungen können neue Wüsten entstehen (*Desertifikation*).

12.1 Verwitterung

In Wüsten überwiegt die physikalische Verwitterung, da nur sehr wenig Wasser vorhanden ist. Die wenigen Tonminerale, die durch chemische Verwitterung entstehen, werden außerdem sofort durch Wind weggeweht, deshalb kann sich kein Boden bilden.

Je nach Substrattyp unterscheidet man folgende Wüstenformen:

- *Hamada*: Fels- oder Steinwüste
- *Serir*: Kies- oder Geröllwüste
- *Sandwüste* oder *Erg*: Große Dünenfelder aus Sand (1/5 aller Wüsten)

Wüstenlack ist ein charakteristischer dunkelbrauner, manchmal glänzender Überzug auf vielen Gesteinsoberflächen der Wüste. Er besteht aus Tonmineralien mit geringen Anteilen von Mangan- und Eisenoxiden. Er entsteht sehr langsam durch Verwitterung von Tonmineralien und Anhaften von äolisch transportierten Staub.

Obwohl es in den Wüsten kaum Wasser gibt, leistet es (außer in Dünenfeldern) immer noch den größten Anteil an der Erosionsarbeit. Das funktioniert deshalb so effektiv, da der Untergrund nicht verfestigt ist und es ggf. sehr stark regnet, so dass das Wasser nicht komplett versickern kann und in Form von Flüssen bzw. Hochwasser sehr große Mengen Sediment transportieren kann (fast schon Schlammstrom).

12.2 Sedimentation

12.2.1 Fluviale Sedimente

lagern sich als ebenschichtige Sedimentlage aus grobem Schutt auf dem ganzen Talboden ab. Die normale Differenzierung in Fließrinne, Uferwälle und Talauen findet nicht statt. Große Schwemmfächer an den Gebirgsrändern bilden sich, da das Flusswasser sehr schnell versickert und seine Fracht nicht mehr weiter transportieren kann.

12.2.2 Äolische Sedimente

Hauptsächlich Sanddünen.

12.2.3 Evaporitsedimente

treten in Form von *Salzseen* bzw. *Playas* in trockenen Gebirgstälern oder intramontanen Becken auf. Verdunstet das Wasser dieser Seen, bleiben die gelösten Verwitterungsprodukte zurück. So entstehen ungewöhnliche Verbindungen wie Soda (Natriumcarbonat) oder Borax (Natriumborat). Das Wasser ist oft sehr basisch und gesundheitsschädlich; ist es vollständig verdunstet, gehen die Seen in *Salzstonebenen* über (flachliegende Tonschichten, mit Salzkristallen überkrustet – vgl. Death Valley).

12.3 Typische Landschaftsformen

- Täler sind meistens steiler als in humiden Gebieten.
- Flüsse versickern oft bevor sie das Meer erreichen.
- *Pedimentflächen* sind weite, sanft geneigte Flächen vor einem Gebirgsrand und entstehen durch rückschreitende Erosion einer Gebirgsfront. Dabei bleibt das Gebirge steil und schroff, wird also nicht so stark gerundet wie in humiden Gebieten.
- *Mesas* oder *Tafelberge* entstehen, wenn eine erosionsbeständige Deckschicht leicht erodierbare Schichten überlagert. Wird die oberste Schicht einmal durchbrochen schneidet sich die Erosion schnell in die Tiefe vor und bildet senkrechte Wände (vgl. Monument Valley).

13 Gletscher

Ca. 10% der Festlandsfläche sind von Gletschereis bedeckt. Ein großer Teil davon bewegt sich von den Zentren der Eiskappen nach außen und von den Bergen nach unten. Betrachtet man einen kurzen Zeitraum, so ist die Menge Eis, die abschmilzt, und die Menge, die nachgeschoben wird, gleich, die Gesamtmenge verändert sich also nicht. Über längere Zeiträume verändert sich die Eismenge bedingt durch Klimaschwankungen sehr wohl.

13.1 Gletschertypen

Es gibt zwei Arten von Gletschern:

- *Talgletscher* sind Ströme aus Eis, die langsam Gebirgstäler hinunter fließen. Erreichen sie das Vorland, werden sie zu *Vorlandgletschern*.
- *Inlandeis* ist eine sehr große konvex geformte Eisdecke (Grönland, Antarktis), die nach außen fließt und ggf. ins Meer *kalbt*.

13.2 Entstehung

Eis kann man als Gestein betrachten bzw. als metamorphen bzw. verfestigten Schnee. Ungewöhnlich ist seine geringe Dichte und der niedrige Schmelzpunkt. Die Schneegrenze (die Höhe ab der das ganze Jahr Schnee liegt) nimmt vom Äquator von fast 6000 m auf 0 m an den Polen ab. Wenn Schnee altert, kommt es zu einer Umwandlung und Verdichtung des Schnees. Durch Überdeckung wird der Schnee weiter zu Firnschnee, dann zu Firneis und zum Schluss zu Gletschereis verdichtet (Dauer bis zu 20 Jahren). Die jährliche Volumenzunahme des Gletschers durch Schneefälle wird *Akkumulation* genannt, die jährliche Volumenabnahme durch Schmelzen, Kalben oder Sublimation wird als *Ablation* bezeichnet.

13.3 Bewegung

Damit Eis fließt und somit zum Gletscher wird muss es eine Mächtigkeit von mehreren zig Metern erreichen, damit die Schwerkraft die interne Reibung überwinden kann.

13.3.1 Mechanismen

- *Plastisches Fließen* resultiert aus Translationen an Korngrenzen sowie an Netzebenen der Eiskristalle. Durch die große Anzahl an Kristallen kommt es zu makroskopischen Bewegungen.
- *Sohlgleitung* erfolgt durch *Regelation* (Schmelzpunktniedrigung durch Auflastdruck (wie beim Schlittschuhlaufen)). Der Gletscher gleitet auf einer dünnen Wasserschicht.

Je nach Umgebungstemperatur und Wärmefluss aus dem Untergrund spricht man von warmen (meistens in den mittleren Breiten) oder kalten (in den Polgebieten) Gletschern. Kalte Gletscher haben überall eine Temperatur unterhalb des Gefrierpunktes und frieren am Untergrund fest, jede kleine Bewegung reisst große Stücke aus dem anstehenden Gestein heraus. Warme Gletscher enthalten Wasser zwischen den Kristallen oder in größeren Hohlräumen. Dies erleichtert die internen Gleitbewegungen zwischen den Eisschichten.

Die obersten 50 m eines Gletschers verhalten sich aufgrund des fehlenden Auflastdrucks nicht plastisch und reißen deshalb an *Gletscherspalten* auf. Je nach Temperatur dominiert also einer der beiden oben genannten Mechanismen.

Gletscher fließen oben in der Mitte am schnellsten, da sie durch Reibung an den Rändern und der Sohle gebremst werden. Falls die Bewegung ausschließlich durch Regelation erfolgt, bewegt sich die gesamte Eismasse relativ gleichmäßig.

13.3.2 Glacial Surges

Bei Talgletschern kann es zu plötzlichen Vorstoßbewegungen kommen, zu so genannten *Glacial Surges*. Dabei kann sich das Eis bis zu 3 Jahre mit dem tausendfachen seiner normalen Geschwindigkeit vorwärts bewegen (über 6 km pro Jahr). Die Ursachen sind noch nicht vollständig bekannt. Es geht jedoch ein Anstieg des Wasserdrucks in den Schmelzwassertunneln voraus, dieser vermindert die Reibung vermutlich drastisch.

13.4 Landschaftsformen

13.4.1 Erosion

Gletscher können große Mengen Gestein abtragen. Ein nur wenige hundert Meter breiter Talgletscher kann pro Jahr mehrere Millionen Tonnen Gestein vom Untergrund abtragen. Dies geschieht durch folgende Prozesse:

- *Exaration*: Ausschürfen von Lockermaterial und anstehendem Gestein im Bereich der Gletscherstirn.

- *Detersion*: Schliff-, Schramm-, Kratzwirkung der im Eis eingeschlossenen Gesteinstrümmer am Untergrund des Gletschers → *Gletscherschliff*.
- *Detraktion*: Herausbrechen von Gesteinskomponenten, die an der Gletscherunterseite angefroren sind, durch die Eisbewegung.

Das unter dem Gletscher eingeschlossene Gestein wird in Bruchstücke unterschiedlichster Größe zerbrochen – von hausgroßen Blöcken bis zu pulverisiertem Material, das *Gesteinsmehl* genannt wird und als *Gletschermilch* bzw. *Gletschertrübe* von den Schmelzwässern weggespült wird.

Rundhöcker sind kleine längliche Hügel im anstehenden Gestein. Ihre Luvseite ist vom Eis glatt geschliffen, die Leeseite ist rauh, da hier Blöcke durch das Eis herausgerissen wurden.

Am oberen Ende eines Gletschers formt sich ein steilwandiges Amphitheater, ein *Kar*. Durch fortschreitende Erosion rücken benachbarte Gletscher näher zusammen und es bleibt dazwischen ein *Felsgrat* zurück. Gletscher bilden charakteristische *Trog-* oder *U-Täler* mit ebenen Talböden und steilen Wänden. Seitengletscher bilden *Hängetäler*.

13.4.2 Sedimentation

Schmilzt das Eis, so setzt sich seine große Sedimentfracht ab, diese nennt man generell *Geschiebe* (ehemals *Diluvium*). Setzt sich das Material direkt ab, spricht man von *Geschiebemergel* oder *Geschiebelehm*. Wichtiges Kennzeichen ist die extrem schlechte Sortierung sowie die fehlende Schichtung. Die großen enthaltenen Blöcke nennt man *erratisch* oder, wenn sie sehr groß sind, *Findling* (da sie nichts mit dem lokal vorkommenden Gestein zu tun haben). Große Ansammlungen werden als *Moränen* bezeichnet. Je nach ihrer Position unterscheidet man *Grund-, End-, Seiten- oder Mittelmoränen*. Werden diese diagenetisch verfestigt, hat man *Tillite*. Markante Geländeformen einiger Moränenlandschaften sind sogenannte *Drumlins*, große, stromlinienförmige Hügel aus Geschiebemergel oder aus Festgestein, deren Längsachsen parallel zur Eisbewegung verlaufen. Sie treten normal gehäuft auf, im Gegensatz zu Rundhöckern ist ihre Luvseite steiler als die Leeseite.

Wird das Material durch Wasser umgelagert, so ist es gut sortiert und geschichtet und wird als *Sander* bezeichnet.

Aquatische Ablagerungen, also Ablagerungen der Gletscherschmelzwässer, treten in folgenden Formen auf:

- *Kames*: kleine Wälle oder flache Hügel aus geschichtetem Sand und Kies, abgelagert in unmittelbarer Nähe des Eises. Zum Teil Deltaschüttungen in ehemaligen Schmelzwasserseen. Werden oft als Sand- oder Kiesgruben genutzt.
- *Warve*: ist ein Schichtpaar, das im Laufe eines Jahres am Grund eines Eisstausees abgelagert wurde. Im Sommer grobe Partikel aus den Schmelzwasserflüssen, im Winter feine tonige oder organische Schwebstoffe, die sich aus dem ruhigen Wasser absetzen.
- *Esker* oder *Oser*: lange, schmale gewundene Rücken aus Sand und Kies (ähnlich Eisenbahndämmen). Sie entstehen aus den Ablagerungen von subglazialen Schmelzwasserflüssen.
- *Toteislöcher*, *Kessel*, *Söllen* (Einzahl: *Soll*): entstehen, wenn von der Hauptmasse des Gletschers getrennte große Toteisblöcke lange Zeit verhindern, dass Sediment unter ihnen abgelagert wird. Sind sie schließlich doch geschmolzen, so bleibt ein *Toteisloch* zurück. Diese liegen oft in Sanderflächen, sind steilwandig und werden oft von Seen oder Teichen eingenommen.

25 % der Festlandsoberfläche wird von *Permafrostboden* bedeckt. In Nordamerika ist er ca. 300–500 Meter mächtig.

13.5 Eiszeiten

Während des Pleistozäns gab es mehrere Eiszeiten (*Glaziale*) und Warmzeiten (*Interglaziale*).

Hinweise darauf liefern:

- Kartierung von Gletscherablagerungen: zwischen Schichten von glazialen Ablagerungen findet man gut entwickelte Böden. Durch Fossilien können die Schichten datiert werden.
- Unterschiedliches Verhältnis von O-16 zu O-18 im Calcit in marinen biogenen Sedimenten (hängt von der Wassertemperatur zu Lebzeiten der Foraminiferen ab).
- Meeresspiegelschwankungen (vor 18000 Jahren ca. 130 m niedriger)

Mögliche Ursachen sind:

- Kontinentaldrift: Wenn an den Polen keine Landmassen liegen, kann das Wasser besser zirkulieren und so auch dort mehr Wärme hintransportieren.
- Astronomische Zyklen – Erdbahnänderungen (100000, 40000, 20000 Jahre) – treffen mehrere Perioden zusammen, so kommt es zu besonders starken Effekten.
- Änderung des Kohlendioxidgehalts in der Atmosphäre → Treibhauseffekt.

14 Landschaftsentwicklung

14.1 Oberflächenform

Die Oberflächenform wird *Topografie* genannt und auf Karten durch *Höhenlinien* dargestellt. Die absolute Höhe wird als Differenz zur Meeresspiegelhöhe angegeben → *Meereshöhe* bzw. *Höhe über Normalnull*. Als *Reliefunterschied* bezeichnet man die Differenz zwischen kleinster und größter Höhe eines Gebiets.

14.2 Geländeformen

- Berge und Hügel
- Hochplateaus, Sonderfall: Mesas
- Tektonisch bedingte Steilränder, schräge Schichten bilden Schichtstufen, fast senkrechte bilden *Schichtkämme* und Felswände
- Tektonisch gefaltete Höhenzüge und Täler: Durch langanhaltende Erosion kann es zur *Reliefumkehr* kommen, da die Erosionsrate primär vom Material im Untergrund abhängt und nicht von der Landschaftsform.
- Flusstäler: junger Gebirgsfluss: V-förmiges *Kerbtal*, ältere Flüsse haben Talauen und muldenförmigen Querschnitt, Gletscher schaffen U-förmige *Trogtäler*, *Badlands* sind von tiefen engständigen Erosionsrinnen zerschnittene Gebiete
- Tektonisch bedingte Täler: Sonderform: *Rift-Valley*, z.B. Oberrheingraben

14.3 Entwicklung

Die Entwicklung der Landschaft ist ein Wechselspiel von tektonischer Hebung und Erosion durch Flüsse, Gletscher, Wind usw. Die Vorgänge regeln sich selbst ein, da es zu einem negativem Feedback kommt. Starke Hebung bedingt gleichzeitig auch eine verstärkte Erosion.

15 Meer

15.1 Wellen

15.1.1 Entstehung

Wellen entstehen durch Wind der über das Wasser streicht. Bei leichtem Wind entstehen *Kräuselwellen*, bei stärkerem Wind werden auch die Wellen größer (dies wird auch gefördert, wenn der Wind länger weht oder eine größere Entfernung über das Wasser zurücklegt). *Stürme* wehen hohe, unregelmäßige Wellen auf, die sich radial vom Sturmzentrum weg ausbreiten. Mit steigender Entfernung werden sie regelmäßiger und gehen in die sogenannte *Dünung* über und können so hunderte von Kilometern zurücklegen.

15.1.2 Bewegung

Eine Welle wird durch ihre *Wellenlänge* L (6–600 m), ihre *Wellenhöhe* (= Doppelamplitude) und ihre *Periode* T (2–20 s) charakterisiert. Ihre Geschwindigkeit ergibt sich zu $V = L/T$ (3–30 m/s). Bis zu einer Wassertiefe von ungefähr der halben Wellenlänge bewegen sich die Wasserteilchen auf vertikalen Kreisbahnen mit nach unten abnehmenden Radien. An der Oberfläche entspricht der Durchmesser der Wellenhöhe.

15.1.3 Brandung

Das Gebiet der brechenden Wellen nennt man *Brandungszone*. Fällt die Wassertiefe unter die Hälfte der Wellenlänge, so werden die Kreisbewegungen der Wasserteilchen behindert. Sie verformen sich zu Ellipsen und da diese einen größeren Umfang haben, wird die gesamte Welle verlangsamt. Bei abnehmender Geschwindigkeit und gleich bleibender Periode muss laut Wellengleichung die Wellenlänge abnehmen. Die Wellenkämme folgen also in dichterem Abstand, werden steiler und brechen schließlich. Danach laufen die Wellen als *Schwall* auf den ansteigenden Strand. Ein Teil versickert, der Rest läuft als *Rückstrom* oder *Sog* wieder zurück. Der Schwall hat eine größere Transportkraft als der Sog, deshalb entsteht landeinwärts ein *Strandwall* dessen Material zur offenen See hin feiner wird.

Sehr große Wellen können bis in Tiefen von 50 Metern Sedimentmaterial vom Meeresboden verfrachten.

15.1.4 Wellenrefraktion

Wellen laufen immer fast parallel auf die Küste, da sie durch das flachere Wasser gebrochen werden. D.h. der Teil einer nicht küstenparallelen Welle, der zuerst ins Flachwasser kommt, wird am stärksten abgebremst, dies führt kontinuierlich zu einem Umbiegen der Wellenfronten. An Landspitzen konvergieren die Wellen und setzen deshalb eine höhere Energie frei, in Buchten tritt der entgegengesetzte Effekt auf. Dies hat zur Folge, dass Landspitzen normalerweise weitaus rascher abgetragen werden und es so zu einer natürlichen Begradigung der Küstenlinie kommt.

Wellen können unter einem kleinen Winkel auf das Ufer treffen, der Rückstrom fließt aber senkrecht zur Küste zurück. Durch den Unterschied in diesen Richtungen wird Material im Zickzack parallel zur Küstenlinie transportiert. Dies nennt man *Küsten-* oder *Strandversetzung*, außerdem bildet sich ein *Küstenstrom* längs der Küste. Für Schwimmer gefährlich werden kann die *Ripströmung* bzw. *Brandungsrückströmung*, eine eng begrenzte, stark ablandige (bis 2 m/s) Strömung, die dadurch entsteht, dass sich Wasser bis zu einem kritischen Punkt durch eine Küstenlängsstrom aufhöht und dann plötzlich abfließt.

15.2 Gezeiten

Die Gezeiten kommen durch die Differenzkräfte zwischen Gravitation von Sonne und Mond und Fliehkräften der Erde zustande. Auf der Mond zugewandten Seite addieren sich seine Anziehungskraft und die Fliehkraft

der Erdrotation, so dass hier der größte Flutberg entsteht. Auf der gegenüberliegenden Seite bildet sich jedoch auch ein Flutberg, da hier die Entfernung zum Mond maximal ist und seine Anziehung deshalb am geringsten. Desweiteren ist hier die Fliehkraft des Systems Erde – Mond am stärksten. Diese beiden Flutberge wandern innerhalb eines Mondtages (24 h 50 min) einmal um die Erde. Liegen Sonne und Mond in einer Linie (Neu- bzw. Vollmond, ca. alle 2 Wochen) kommt es zu einer besonders starken Gezeitenwirkung, der *Springflut*, dazwischen liegen jeweils die *Nipptiden*. Die Gezeitenwirkung der Sonne beträgt ca. 40% der des Mondes und tritt nur einmal in 24 h auf.

Tritt während einer Springtide ein Sturm auf, kann es zu katastrophalen Zerstörungen an Land kommen und man spricht von einer *Sturmflut*.

Steigt das Wasser, so strömt es als *Flut* auf die Küste zu, fällt es so entfernt es sich als *Ebbe* von der Küste. Diese Gezeitenströme schneiden in Wattgebieten mäandrierende Zu- und Abflussrinnen, die *Priele*.

15.3 Küstenformen

15.3.1 Sandstrand

Eine Strandküste teilt man in folgende Gebiete ein: *Schelfbereich*, *Vorstrand* = Brandungszone + evtl. Watt + Strandhang und *trockener Strand* = alles vom Spülsaum aufwärts. Normalerweise herrscht ein Gleichgewicht zwischen Anlieferung und Abtransport von Sand durch Sedimentation und Erosion. Bei vorherrschend auflandigem Wind und flacher Küstenform bilden sich hinter dem Strand Dünenfelder.

15.3.2 Watt

Man unterscheidet:

- *Offene Watten* liegen hinter Strandwällen (z.B. in der Deutschen Bucht zwischen Weser und Elbe)
- *Buchten- oder Ästuarwatten* in Ästuarbereichen (trichterförmige Flussmündungen die von Salz- und Süßwasser beeinflusst werden) oder Meeresbuchten (vgl. Jadebusen)
- *Rückseitenwatten* hinter Düneninseln (z.B. hinter Ostfriesischen Inseln)

Je nach vorherrschender Sedimentart unterscheidet man Sand-, Schlick- oder Mischwatt. Die Korngröße nimmt seewärts zu, da die strandnächsten Bereiche zuletzt vom Wasser erreicht werden und soweit nur noch die feinsten Bestandteile transportiert werden können.

15.3.3 Erosive Küstenformen

Tektonisch herausgehobene Felsküsten bilden steile Felswände und ins Meer hineinragende Felssporne. Die Wellen unterspülen die Wände (Brandungshohlkehle) und bringen diese so zum Einsturz. Manchmal bleiben bei der Zurückverlagerung der Küstenkliffe isolierte Felsen (*Brandungspfeiler*) stehen. Vor dem Kliff entsteht durch die Bewegung der Gerölle eine leicht gegen das Meer geneigte *Brandungsplattform*.

Handelt es sich um weichere gehobene Sedimente, so erfolgt die Erosion äußerst rasch und die Kliffe sind nicht so hoch und steil.

15.3.4 Sedimentäre Küstenformen

Sinkt die Erdkruste durch tektonische Prozesse entlang einer Küste ab, so lagern sich dort Sedimente ab und es bilden sich lange, flache Strände und ausgedehnte, tiefliegende Küstenebenen aus sedimentären Schichtfolgen. Die Strände werden immer länger, weil durch Küstenströmungen Sand an das stromabwärts gelegene Ende verfrachtet wird. Dort häuft er sich auf, zunächst als submarine *Barre*, die irgendwann als *Haken* (Halbinsel,

dort wo sich die Strömung von der Küste löst) den Strand verlängert. Erreicht so ein Haken die andere Seite einer Bucht, so bildet er eine *Nehrung*, die abgeschnittene Meeresbucht wird zum *Haff*. Vor der Küste können lange Sandbarren entstehen und zu *Düneninseln* werden, die durch Vegetation verfestigt werden können und so eine effektive Barriere zum offenen Meer bilden.

15.3.5 Meeresspiegelschwankungen

Küsten reagieren sehr empfindlich auf Meeresspiegelschwankungen. Fällt der Meeresspiegel, so schneiden sich Flüsse in den ehemaligen Meeresboden, steigt der Wasserspiegel anschließend wieder, bleiben trichterförmig Flussmündungen (Elbe, Weser) zurück, sogenannte *Ástuar*e, in denen sich Süßwasser und Salzwasser vermischt und einen Salinitätsgradienten bildet.

15.4 Ozeane

Ein Profil durch einen Ozean hat prinzipiell folgenden Aufbau: *Kontinentalschelf*, *Kontinentalhang*, *Kontinentalfuß*, *Tiefseeebenen*, *Mittelozeanischer Rücken* und dann das ganze nochmal spiegelbildlich. Dazwischen können inaktive oder aktive *Seamounts* liegen oder eine *Tiefseerinne* an einer *Subduktionszone*. Die ersten drei Einheiten werden zu dem *Kontinentalrand* zusammengefasst. Es gibt aktive (an Subduktionszone, tektonisch aktiv, Vulkane, z.B. Westküste Südamerikas) und passive (tektonisch inaktiv, z.B. Ostküste Nordamerika) Kontinentalränder.

15.4.1 Kontinentalschelf

- Teil des Kontinents
- 50–200 m tief
- an passiven Kontinentalrändern flach und eben, an aktiven schmal und steiler (da die Tiefseerinne direkt daneben liegt)
- kann bei Meeresspiegelschwankungen trockenfallen
- von Wellen und Gezeiten beeinflusst

15.4.2 Kontinentalhang und -fuß

- nicht mehr von Wellen oder Gezeiten beeinflusst, da zu tief
- Ton, Silt und Sand
- submarine Gleit- und Rutschbewegungen
- Erosionsrinnen und submarine Canyons
- Erosion verursacht durch *Suspensions-* bzw. *Trübestrome*. Das ist in Suspension befindliches toniges Material, das eine größere Dichte als das restliche Wasser aufweist und so am Boden abfließt und Erosionsarbeit verrichtet. Erreicht der Trübestrom den Kontinentalfuß, so verlangsamt sich seine Geschwindigkeit und das gröbere transportierte Material beginnt sich abzusetzen und bildet einen *submarinen Fächer* (ähnlich Schwemmfächer auf dem Festland). In der angrenzenden Tiefseeebene setzen sich gradierte Schichten aus Sand, Silt und Ton ab, diese werden als *Turbidite* bezeichnet. Mit Trübestromen erklärt man auch die *submarinen Canyons*, die zum Teil tief in das Kontinentalschelf eingeschnitten sind, aber zu tief liegen, um allein von Flüssen gebildet worden zu sein.
- bis zu Tiefen von 2000 m findet man terrigene Schlämme aus Silt und Ton. Am weitesten verbreitet ist *Blauschlick*, dessen dunkle blaugraue Farbe durch organische Substanzen und fein verteiltes Eisensulfid verursacht wird. Um sie von den eigentlichen Tiefseeablagerungen abzugrenzen bezeichnet man sie als *hemipelagische Sedimente*.

15.4.3 Mittelozeanische Rücken

Hier wird durch *seafloorspreading* neue Lithosphäre gebildet, indem riesige Mengen von Basalt aus dem Mantel aufsteigen und so das Material für die divergierenden Platten liefern. Das Zentrum der aktiven vulkanischen Tätigkeit ist der *Zentral-* bzw. *Scheitelgraben*. Seine Wände werden von Störungen und Basaltintrusionen gebildet. Der Boden ist mit Basaltergüssen und hydrothermalen Quellen bedeckt. Manche davon werden *Black Smokers* genannt, da sie durch Schwefelwasserstoff und Metallionen dunkel gefärbtes Wasser ausstoßen. Daneben gibt es auch *White Smokers*. Die mittelozeanischen Rücken sind an viele Transformstörungen seitlich gegeneinander versetzt.

15.4.4 Tiefseeberge und -plateaus

entstehen entweder an mittelozeanischen Rücken oder durch *Hot Spots*. Es gibt davon tausende und viele haben eine ebene Hochfläche, die durch Abrasion einer über den Meeresspiegel ragenden Vulkaninsel entstand (werden auch *Guyot* genannt). Sie liegen heute unter dem Meeresspiegel, da der Plattenteil, auf dem sie sich befinden abkühlte und kontrahierte, als er sich vom Hot Spot entfernte.

15.4.5 Korallenriffe und Atolle

Korallenriffe können nur im flachen Wasser bis maximal 20–30 m Tiefe wachsen, da sie Licht benötigen. Außerdem muss das Wasser klar, 11 bis 20 Grad Celsius warm sein und einen normalen Salzgehalt aufweisen. Sie bestehen aus ineinander verwachsene Skelette kalkabscheidender Korallen und Kalkalgen (Lithothamnien), die ein hartes Carbonatgestein bilden. Riffe, die direkt an der Küste wachsen, nennt man *Saum-* oder *Küstenriffe*, sind sie durch eine breite Lagune von der Küste getrennt, heißen sie *Barriereriffe*. Letztere sind meistens sehr groß, das Great Barrier Riff ist 1600 Kilometer lang.

Atolle sind Inseln im offenen Ozean mit runden Lagunen, umschlossen von Korallenriffen. Darwin fand als erstes eine Erklärung für die Entstehung. Am Rand einer erodierten Vulkaninsel bildet sich ein Korallenriff; versinkt die Insel aus oben genannten Gründen, so muss das Riff immer weiter wachsen, um an der lebensnotwendigen Oberfläche zu bleiben. Irgendwann ist die Insel komplett untergegangen und es bleibt nur der Ring aus Korallen übrig.

15.4.6 Marine Sedimente

Die Sedimente auf dem Ozeanboden bestehen hauptsächlich aus zwei Arten:

- terrigener, von den Kontinenten abgetragener Ton, Silt und Sand
- biogen gebildetem Schalenmaterial

Daneben gibt es noch vulkanische und evaporitische Ablagerungen.

In den flachen Gebieten stammen die biogenen Sedimente von Muscheln, Korallen und Ähnlichem und es werden grobe terrigene Sedimente abgelagert. In der Tiefsee setzen sich nur noch sehr feine terrigene oder biochemisch gefällte Partikel ab. Diese Sedimente des tiefen Ozeans nennt man *pelagische Sedimente*. Die Sedimentationsgeschwindigkeit liegt bei wenigen Millimetern in 1000 Jahren. Ca. 10 % stammt von äolisch verfrachtetem Material (Wüstensand oder Vulkanasche). Die häufigsten biogenen Anteile bestehen aus Calciumcarbonat und sind die Gehäuse von *Foraminiferen*, kleinem, einzelligem, oberflächennahem Plankton, das nach dem Tod absinkt. Bis ca. 4000 m Tiefe findet man überwiegend Foraminiferenschlämme (spezielle Art: *Globigerina* → *Globigerinenschlamm*). In größeren Tiefen gibt es jedoch praktisch kein Calciumcarbonat mehr, da es unterhalb des *Kalk-Kompensations-Niveaus* aufgelöst wird. Da das Wasser in dieser Tiefe kälter ist, unter höherem Druck steht und so mehr CO₂ gelöst ist erhöht sich die Löslichkeit von Calciumcarbonat. Unterhalb des CCD ist das

Wasser an Calciumcarbonat untersättigt. Resultat ist ein fast carbonatfreier Ton, der wegen seiner roten bis braunen Farbe *roter Tiefseeton* genannt wird (häufig im Pazifik).

Eine weitere Art von biogen gefällten Sedimenten sind *Kieselschlämme*. Sie enthalten Reste planktonisch lebender Organismen, deren Gehäuse aus amorpher Kieselsäure (=Opal) bestehen und in rotem Tiefseeton eingelagert sind. Primär handelt es sich dabei um *Diatomeen* (grüne, einzellige Kieselalgen, die im kühlen oberflächennahen Wasser leben) und *Radiolarien* (Strahlentierchen = Rhizopoda, leben in tropisch warmen Gewässern, keine Ablagerungen im Atlantik), die zu den gleichnamigen Schlämmen abgelagert werden. Werden diese Kieselschlämme diagenetisch verfestigt, so entsteht Hornstein.

Manganknollen entstehen durch chemische Reaktion von Meerwasser mit Bestandteilen von pelagischen Sedimenten. 20–50 % des pazifischen Ozeans sind mit ihnen bedeckt.

15.4.7 Unterschied zwischen Ozeanen und Kontinenten

- keine Faltengebirge in den Ozeanen
- keine wirkungsvollen Erosionsprozesse für Festgestein
- sehr viel Sedimente
- maximal 200 Ma alt, da dann die ozeanische Kruste subduziert wird

16 Erdbeben

16.1 Entstehung

Erdbeben sind Erschütterungen bzw. Schwingungen im Untergrund. Sie treten gehäuft an Plattengrenzen in der Kruste und dem oberen Mantel auf. Die Kruste wird dort wie ein Gummiband gespannt bzw. geschert, wenn die Spannung zu groß wird, kommt es zu einem Versatz an einer *Herdfläche*. Den Punkt von dem der Bruch ausgeht, nennt man *Hypozentrum*. Der Punkt darüber an der Erdoberfläche ist das *Epizentrum*. Vom *Bebenherd* breiten sich *elastische* bzw. *seismische* (griech. seismo = Erschütterung) Wellen konzentrisch aus.

16.2 Registrierung

Die Bodenbewegungen bei Erdbeben werden mit *Seismographen* aufgezeichnet. In einem *Seismogramm* treten drei typische Abschnitte auf: Einsatz von *P-Wellen* (Kompressions- bzw. Longitudinalwellen), *S-Wellen* (Scher- bzw. Transversalwellen) und zuletzt *Oberflächenwellen* (Rayleigh- (Teilchenbewegung elliptisch) bzw. Lovewellen (Teilchenbewegung horizontal)). Aus der Laufzeitdifferenz zwischen P- und S-Welle kann man die Entfernung der Messstation zum Hypozentrum bestimmen. Tut man das mit mindestens drei, kann man die geometrische Position des Hypozentrums bestimmen. Aus der geometrischen Verteilung der Inertialbewegung an der Erdoberfläche (*Beachball*) kann man den Herdmechanismus rekonstruieren.

Die meisten seismischen Stationen wurden zur Überwachung von Atombombentests installiert. Deshalb gibt es inzwischen sehr viele globale Daten, aus diesen wird die geographische Verteilung der Beben und somit zum Beispiel der *Ring of Fire* rund um den Pazifik sichtbar. An diesem beobachtet man unter die Kontinente immer tiefer gehende Zonen (bis 700 km) von Erdbebenherden, die die subduzierten Platten des Pazifik widerspiegeln (*Wadati-Benioff-Zone*).

16.3 Erdbebenstärke

Charles Richter, der ursprünglich Astronomie studiert hatte und somit mit den Größenklassen bzw. Magnitude von Sternen vertraut war, entwickelte 1935 die *Richter-Magnitude* bzw. die bis heute gültige *Richterskala*. Sie beruht auf der Maximalamplitude des Seismogramms (in Kombination mit einem Korrekturfaktor abhängig von der Bebenentfernung) und ist logarithmisch, d.h. eine Magnitude mehr bedeutet eine zehnfach stärkere Bodenbewegung. Dies sagt jedoch nichts über die Zerstörungswirkung aus, dafür verwendet man die *modifizierte Mercalli-Skala* (1–12).

16.4 Wirkung

Jährlich werden 800000 Erschütterungen registriert, 100 davon haben Magnituden größer 6. Beben der Magnitude 8 treten nur alle 5 bis 10 Jahre auf.

Bestimmte Böden können sich durch Erschütterungen verflüssigen → umgekippte Häuser. Beben in der Nähe von Küsten können *Tsunamis* auslösen (bis zu 800 km/h schnell). An steilen Hängen können *Lawinen* ausgelöst werden. In Städten brechen Gas- oder Stromleitungen und sorgen so für Brände (= Sekundärschäden).

17 Das Erdinnere

Die meisten Informationen bekommt man aus seismischen Daten.

17.1 Wellenausbreitung

Seismische Wellen werden an Schichtgrenzen im Erdinneren reflektiert, gebrochen und konvertiert. Daraus ergibt sich eine *Schattenzone des Kerns* von 105 bis 142 Grad Winkelabstand vom Epizentrum. S-Wellen erreichen den Bereich jenseits von 105 Grad überhaupt nicht, und liefern damit den entscheidenden Hinweis auf den flüssigen äußeren Erdkern, in dem sich, wie in allen Flüssigkeiten, keine Scherwellen ausbreiten können. Einen weiteren Hinweis liefert die Schattenzone selbst, da diese nur mit einem Kern mit großem Geschwindigkeitsunterschied zu begründen ist. Von p-Wellen ist bekannt, dass sie sich in Flüssigkeiten wesentlich langsamer ausbreiten als in Festkörpern.

17.2 Zusammensetzung und Aufbau

Die Geschwindigkeiten der P- und S-Wellen spiegeln den schalenartigen Aufbau der Erde wieder.

17.2.1 Kruste

Die *Kruste* ist unter den Ozeanen 5 km, unter den Kontinenten ca. 35 km und unter großen Gebirgen bis zu 65 km mächtig. P-Wellen haben eine Geschwindigkeit von 5 (sauer, Granit) bis 7 (basisch, Gabbro) km/s. Unterhalb der Kruste nimmt die Geschwindigkeit schlagartig auf 8 km/s (ultrabasisch, Peridotit) zu. Es existiert also eine scharfe Grenze zum Mantel, die sogenannte *Mohorovičić-Diskontinuität* oder kurz: *Moho* (1909 entdeckt, jugoslawischer Seismologe). Mit dem Prinzip der *Isostasie* ergibt das Sinn. Die kleineren Geschwindigkeiten in der Kruste sprechen für eine geringere Dichte → Kruste ‚schwimmt‘ auf dem Mantel (über sehr lange Zeiträume verhält sich der an sich feste Mantel wie eine hochviskose Flüssigkeit). Damit erklärt sich auch die größere Krustenmächtigkeit unter Kontinenten und Gebirgen (→ Gebirgswurzeln), vgl. hoher Eisberg taucht auch weiter ins Wasser ein.

17.2.2 Mantel

Die Änderung der S-Wellengeschwindigkeit lässt folgende Schlüsse auf den Aufbau des Erdmantels zu:

- Die oberste ca. 70 km dicke Zone, die *Lithosphäre*, in der die Kontinente sozusagen eingebettet sind, wird von S-Wellen ungestört durchlaufen, dies deutet darauf hin, dass dieser Bereich aus festem Material besteht.
- In der Zone darunter (70–200 km), der *Asthenosphäre* nimmt die S-Wellengeschwindigkeit erst einmal ab und die Wellen werden teilweise absorbiert. Dies passiert typischerweise durch Flüssigkeiten. Damit kann man die Bewegung und das ‚Schwimmen‘ der Lithosphärenplatten sowie den Ursprung basaltischer Magmen erklären. An den Mittelozeanischen Rücken kommt die Asthenosphäre praktisch bis an die Oberfläche.
- Unterhalb von 200 km Tiefe nimmt die Geschwindigkeit der S-Wellen auf Werte, die einem festen Peridotit entsprechen zu (4–5 km/s) und steigt mit zunehmender Tiefe weiter.
- In ca. 400 und 670 Kilometer Tiefe steigt die s-Wellengeschwindigkeit schnell an. Dies ist auf eine *dichtere Packung der Atome* auf Grund des hohen Drucks zurückzuführen, wie Laborexperimente bestätigen. Peridotit enthält sehr viel Olivin, dieses geht in 400 km Tiefe in Spinell und in 670 km Tiefe in Perowskit über.
- Der untere Mantel (700–2900 km) verändert sich kaum in seiner Zusammensetzung oder Kristallstruktur, wie das langsame Ansteigen der S-Wellengeschwindigkeit mit der Tiefe zeigt.

17.2.3 Kern

Wie oben erläutert ist der Kern teilweise flüssig. Das Ansteigen der P-Wellengeschwindigkeit ab einer Tiefe von 5100 km deutet auf einen inneren festen Kern hin. Aus der astronomischen Verteilung von Elementen, der Dichteverteilung sowie dem Phasenübergang von fest nach flüssig schließt man auf Eisen als Hauptbestandteil des Kerns.

17.3 Wärmeproduktion und -leitung

Wärme entsteht in der Erde durch den Zerfall von radioaktiven Elementen (Uran-235 und -238, Thorium-232, Kalium-40) sowie das gravitative Absinken von Materie. Die Wärme wird durch zwei Prozesse zur Oberfläche transportiert:

- sehr langsam durch *Wärmeleitung*. Wäre das der einzige Effekt, so wäre seit der Entstehung der Erde noch nicht einmal die Wärme aus 400 km Tiefe bis an die Oberfläche gelangt, da Gestein ein schlechter Wärmeleiter ist.
- *Konvektion* transportiert die Wärme sehr viel effektiver, da sie an Materietransport gekoppelt ist. Dies passiert im Mantel, der wie oben beschrieben über lange Zeiträume plastisch fließen kann. Die Konvektionszellen werden für die Bewegung der Lithosphärenplatten verantwortlich gemacht. Es ist umstritten wie tief die Konvektion reicht oder ob es sich um zwei getrennte Schichten von Zellen handelt.

Die *Geothermie* ist die Kurve des Temperaturverlaufs mit zunehmender Tiefe. In den oberen Kilometern beträgt der Gradient 2 bis 3 Grad pro 100 m. Da die Extrapolation zum Erdmittelpunkt viel zu hohe Temperaturen von zigtausenden von Grad ergeben würden, geht man von einer kontinuierlichen Verringerung des Gradienten aus. Aus den Phasenübergängen der vermuteten Materialien, sowie Analyse von Magmen kann man weitere Punkte der Geothermie fest machen. Schließlich erhält man an der Kern-Mantel-Grenze Temperaturen von knapp 3000 Grad und im inneren Kern 4000 bis 5000 Grad.

17.4 Magnetfeld

17.4.1 Ursprung

Das Magnetfeld der Erde verhält sich so, als befände sich ein kleiner, sehr starker, etwa 11 Grad gegen die Rotationsachse der Erde verkippter Stabmagnet in der Nähe des Erdmittelpunkts. Auf Grund der Temperatur (die weit über der Curie-Temperatur liegt) kann es sich jedoch nicht um einen solchen einfachen Permanentmagneten handeln. Das Magnetfeld muss vielmehr dynamisch, wie in einem Dynamo, erzeugt werden. Dies geschieht vermutlich durch Strömen des flüssigen Eisens im äußeren Erdkern.

17.4.2 Paläomagnetismus

Gesteine speichern beim Abkühlen unter die *Curietemperatur* die momentane Magnetfeldrichtung in Form einer *thermoremanenten Magnetisierung*. Dies passiert, da bei höheren Temperaturen ferromagnetische Mineralien oder Atomgruppen durch die thermische Bewegung daran gehindert werden, sich in Richtung des externen Magnetfeldes auszurichten.

Auch *Sedimente* können remanent magnetisiert werden, wenn sie bei der Ablagerung magnetische Mineralien, wie *Magnetit* einschließen. Dies nennt man *Detritus-Remanenz* oder *Sedimentations-Remanenz*.

Durch viele Proben, ihrer Vermessung und Altersbestimmung lässt sich das frühere Magnetfeld und seine Entwicklung rekonstruieren. Das Magnetfeld polt sich in mehr oder weniger regelmäßigen Zeitabständen um. Dementsprechend findet man übereinander liegend abwechselnd normal und invers magnetisierte Schichten. Deren Untersuchung und Interpretation nennt man *Magnetostratigraphie*. Normal- und inversmagnetisierte Gesteine sind ungefähr gleich häufig. Die Umpolungen finden in der Größenordnung von einer halben Million Jahren statt, sind aber auch von kurzfristigeren Umpolungen überlagert. Die Umpolung werden beim *Seafloorspreading* wie bei einem Magnetband aufgezeichnet.

18 Plattentektonik

Die Hypothese wurde von Alfred Wegener 1912 in Frankfurt erstmals vorgestellt. Es dauerte jedoch bis Ende der 60er-Jahre, bis seine Theorie allgemein anerkannt wurde.

Kontinente zerbrechen, stoßen zusammen, bleiben an sich aber sehr lange erhalten, da sie zu leicht sind, um subduziert zu werden. Deshalb findet man auf ihnen bis zu vier Milliarden Jahre alte Bestandteile, wohingegen die ältesten Gesteine am Ozeanboden höchstens 190 Millionen Jahre alt sind (im Pazifik gefunden).

18.1 Plattengrenzen

18.1.1 Divergierende Grenzen

Hier driften zwei Lithosphärenplatten auseinander. Resultat ist zu Beginn eine *Riftzone* (Ostafrika, Rheingraben, Rotes Meer) bzw. später ein *mittelozeanischer Rücken* (mittelatlantischer Rücken, ostpazifischer Rücken), wo neue Lithosphäre gebildet wird. Diese Vorgänge werden durch vulkanische Tätigkeit und Erdbeben begleitet. Island stellt einen über dem Meeresspiegel liegenden Teil des mittelatlantischen Rückens dar.

18.1.2 Konvergierende Grenzen

Kollidieren ozeanische Platten, so kommt es zur *Subduktion* d.h. die ozeanische Platte taucht ab und wird aufgeschmolzen. Dies führt zur Bildung von *Tiefseerinnen*, *Gebirgen* mit Falten- und Bruchtektonik sowie magmatischen Gürteln (Gebirgszug auf dem Festland oder Kette von Vulkaninseln im Meer = *Inselbogen*). Kollidieren zwei kontinentale Platten, so kommt es zu einer Verdopplung der Krustenmächtigkeit und große Gebirge bilden sich (vgl. Eurasische Platte überschiebt die indische → Himalaya)

18.1.3 Transformstörungen

Platten gleiten aneinander vorbei. Es wird keine Lithosphäre gebildet oder vernichtet. Verhaken sich die Platten, so kommt es zu Erdbeben (z.B. San-Andreas-Verwerfung).

18.2 Plattenbewegung

18.2.1 Magnetisches Streifenmuster der Ozeanböden

Während des Zweiten Weltkrieges wurden hochempfindliche Magnetometer entwickelt, um U-Boote aufzuspüren. Später wurde diese Instrumente leicht modifiziert von Geowissenschaftlern eingesetzt, um magnetische Anomalien, die durch magnetisierte Gesteine am Ozeangrund hervorgerufen werden, zu vermessen. Dabei fand man erstaunlich symmetrische Streifen wechselnder positiver und negativer Anomalien auf beiden Seiten der mittelozeanischen Rücken. Sind die Gesteine normal (also entsprechend der heutigen Feldrichtung) magnetisiert, ergibt sich eine positive Anomalie, bei inverser Magnetisierung eine negative. 1963 wurde die bis heute anerkannte Theorie veröffentlicht, dass die beim *Seafloorspreading* neu entstehende Kruste beim Abkühlen entsprechend dem Erdmagnetfeld magnetisiert wird und sich im Laufe der Zeit immer weiter von der Spreadingzone entfernt.

Die absoluten Zeiten der Feldumkehr ist aus magnetisierten Laven auf dem Festland bekannt; wenn man nun noch den Abstand des entsprechenden Streifens am Meeresboden von der Spreadingzone misst, kann man daraus die Geschwindigkeit berechnen, mit der sich der entsprechende Ozean geöffnet hat. Ergebnis: Ostpazifischer Rücken: 10–12 cm/a; Mittelatlantischer Rücken: 2 cm/a. Umgekehrt kann man dann das Alter von Ozeanböden einfach durch ihren Abstand zum mittelozeanischen Rücken abschätzen, ohne Proben nehmen zu müssen.

Bestätigt wurde diese Theorie und somit auch die des Seafloorspreadings durch das Tiefseebohrprogramm der USA, das 1968 gestartet wurde. Mit Hilfe von Fossilien wurden die untersten Sedimentschichten datiert und deren steigendes Alter mit zunehmender Entfernung vom mittelozeanischen Rücken bestätigt. Linien gleichen Alters des Ozeanbodens nennt man *Isochronen*.

18.2.2 Geschwindigkeiten der Kontinentaldrift

Platten mit Kontinenten werden generell langsamer subduziert, dies lässt sich evtl. mit ‚slab pull‘ erklären. Dies beschreibt den Vorgang, dass sich Platten bewegen, da sie von ihrem subduzierten Teil mitgezogen werden, wie ein Seil das über die Tischkante rutscht und den horizontalen Teil auf dem Tisch mitzieht.

Weitere Möglichkeiten zur Bestimmung der Plattengeschwindigkeiten:

- LAGEOS (Laser Geodynamics Satellite): ein Laser wird von einem Satelliten, dessen Position sehr genau bekannt ist, reflektiert. Aus mehreren solchen Messungen kann man die Positionsänderung des Lasers auf der Erdoberfläche messen.
- Bestimmung des Alters von Vulkanketten, die durch Hot Spots geschaffen wurden.

18.3 Gesteinsparagenesen

18.3.1 An divergierenden Plattengrenzen

Bevor die Plattentektonik bekannt war, wunderten sich Geologen über ungewöhnliche Gesteinsparagenesen auf dem Festland, die aus Tiefseesedimenten, submarinen Basaltlaven (Pillows) und basischen Intrusivgesteinen (Gabbro oben, Peridotit unten, Moho ehemals dazwischen) bestehen, alles durchzogen von parallelen kartenstapelähnlichen Dikes (*Sheeted-Dike-Komplex*). Man nennt diese *Ophiolithkomplexe* oder *Ophiolithe*. Heute erklärt

man diese als Bruchstücke ozeanischer Kruste, die durch Seafloorspreading entstanden sind, dann weitertransportiert und schließlich bei einer Plattenkollision über den Meeresspiegel gehoben wurden. Sie entstehen in einem Bereich von ca. 10×10 km (vertikaler Schnitt) an den mittelozeanischen Rücken.

An mittelozeanischen Rücken werden auch ausgedehnte Erzkörper (Eisen, Kupfer uvm.) produziert. Das Meerwasser dringt in das zerklüftete Gestein ein und löst dort die entsprechenden Substanzen. Erreicht es wieder den Meeresboden, so wird es abgekühlt und die Substanzen werden ausgefällt.

18.3.2 An konvergierenden Plattengrenzen

- Ozean-Ozean
 - Sedimente der nach unten abtauchenden Platte werden abgeschürft und an den Rand der anderen Platte angelagert.
 - die kühle subduzierte Lithosphäre taucht in den heißen Mantel ab und gelangt in Tiefen von 50–100 km in einen Temperaturbereich von 1200–1500 Grad Celsius.
 - Wasser und andere flüchtige in der Lithosphäre enthaltenen Bestandteile werden freigesetzt, dadurch schmilzt der Peridotit des darüberliegenden Mantelkeils.
 - die Schmelze steigt auf. Beim Aufstieg entwickelt sich das ultrabasische Magma zu einer intermediären Schmelze und damit zu basaltischen, andesitischen und dazitischen Magmen.
 - es bilden sich Inselbögen (z.B. Westindische Inseln, die Aläuten, Philippinen, Marianen)
- Ozean-Kontinent
Beispiel: Anden
 - Am aktiven Kontinentalrand bildet sich ein Gebirge (*Orogenese*) aus einer Vielzahl von Intrusivgesteinen und Lavaergüssen.
 - Die Paragenese der magmatischen Gesteine ist kieselsäurereicher wie bei Inselbögen, evtl. wegen Verunreinigung des Magmas durch saures aufgeschmolzenes Krustenmaterial.
 - Metamorphe Gesteine, die unter niedrigem Druck aber hoher Temperatur rekristallisieren (*Hochtemperatur-Niederdruck-Metamorphose*) treten ebenfalls in diesen magmatischen Gürteln auf.
 - Zwischen der Tiefseerinne und dem Kontinent kommt es zu einer *Hochdruck-Niedertemperatur-Metamorphose* der dort abgeschürften Sedimente. Dieser Bereich ist tektonisch extrem kompliziert und enthält stark durchmischte Gesteinskörper, die sogenannte *tektonische Mélange*. Oft findet man paarweise angeordnete Mélanges und Magmatismus → Hinweis auf ehemalige Subduktionszone.
- Kontinent-Kontinent Beispiel: Himalaya, Alpen
 - breite Zone intensiver Deformation → Gebirgskette mit Gesteinseinheiten von Tief- und Flachwassersedimenten, die stark gefaltet und bis zu mehreren 100 km überschoben sind. Dies hat eine starke Verdickung der kontinentalen Kruste zur Folge.
 - Oft bildet sich innerhalb des Gebirges ein magmatischer Bogen.
 - Im Grenzbereich der beiden kollidierenden Kontinente bildet sich eine sogenannte *Suturzone* in der oft Ophiolithkomplexe auftreten.

18.4 Terrane (Mikroplatten)

Terrane (von engl. terrain) bzw. *Mikroplatten* sind sehr kleine Lithosphärenplatten, die sich in ihrem Fossiliengehalt, Alter, Gesteinsparagenese, Paläomagnetismus, Metamorphosegeschichte extrem von den angrenzenden Bereichen unterscheiden. Man nimmt an, dass diese Platten entweder Bruchstücke anderer Kontinente oder aber untermeerische Tafelberge, vulkanische Inselbögen oder Späne ozeanischer Kruste sind, die bei der Kollision von Platten abgeschürft und an einen Kontinent angeschweißt werden. Beispiele sind viele Teile der Appalachen, Kordilleren, Florida (ehem. Teil von Afrika), Japan.

18.5 Rekonstruktion der Kontinentalbewegungen

Anhand von paläomagnetischen Messungen und Gesteinsparagenesen (z.B. alte Suturezonen auf den Kontinenten (z.B. Ural)) kann man die Bewegung der Kontinente ca. eine halbe Milliarde Jahre in die Vergangenheit zurück rekonstruieren.

Im Ordovizium gab es sechs Kontinente: Gondwana, Laurentia, Baltica, Khasachstania, China und Sibirien. Diese Kontinente schlossen sich allmählich immer weiter zusammen, bis sie am Ende des Paläozoikums zum Großkontinent *Pangaea* vereinigt waren. Vor ca. 200 Millionen Jahren begann *Pangaea* in die heutigen Kontinente zu zerbrechen. Das damalige Tethys-Meer schloss sich zum heutigen Mittelmeer. Magma, das an einer damaligen Riftzone ausgetreten ist, glaubt man heute bei den ‚Pallisades‘ bei New York zu finden. Vor 140 Ma trennte sich Südamerika von Afrika. Am Ende der Kreidezeit vor 65 Ma trennte sich Madagaskar von Afrika und die Tethys hatte sich zum Mittelmeer geschlossen. Danach kollidierte noch Indien mit Asien.

18.6 Mögliche Antriebsmechanismen

- Subduzierte Platten werden durch von ihrem eigenen Gewicht verdrängten Magma, das an den Spreadingzonen herausgedrückt wird, zur Seite weggeschoben (*ridge push*).
- Platten werden durch das Gewicht eines subduzierten Teils zur Seite gezogen (*slab pull*).
- Konvektionsbewegungen im Mantel transportieren eine Platte.
- Die Platte besteht aus dem oberen abgekühlten Teil einer Konvektionsströmung im heißen plastischen Teil des Mantels.
- Heiße Manteldiapire, die aus großer Tiefe aufsteigen und zu Hot Spots führen erzeugen seitliche Strömungen, die die Platte transportieren.

18.7 Aufbau und Dynamik der Kontinente

18.7.1 Der stabile Kern

Kontinente haben einen tektonisch stabilen, alten Kern. Diese *Kratone* enthalten als typisches Merkmal Bereiche die als *Alte Schilde* bezeichnet werden. Diese enthalten die ältesten Gesteine in Form des heute an der Oberfläche liegenden Grundgebirges. Dies ist in Nordamerika der Kanadische Schild (Orogenese im Präkambrium, berühmt wegen Eisen-, Gold-, Kupfer- und Nickellagerstätten) und in Europa der Baltische Schild.

18.7.2 Orogengürtel

Die alten Kerne werden von jungen Gebirgsgürteln umschlossen, die durch Plattenkollisionen entstanden sind. Durch Akkretion von Mikroplatten, Aufsteigen von Batholithen und vulkanischen Gesteinen können die Kontinente im Laufe der Erdgeschichte immer größer werden.

18.7.3 Küstenebene und Kontinentalschelf

Hier lagern sich die Sedimente ab, die von den Kontinenten erodiert werden; kommt es gleichzeitig zu einer Absenkung des Gebietes, so können diese sehr große Mächtigkeiten erreichen.

18.7.4 Regionale Vertikalbewegungen (Epirogenese)

Neben den starken Verformungen durch Plattenkollisionen treten in vielen Gebieten auch viel langsamere Hebungen oder Senkungen ohne nennenswerte Deformation statt. Diese Vorgänge nennt man *Epirogenese*. Auf diese Weise entstehen *Hochplateaus* (z.B. Colorado-Plateau) oder Sedimentationsbecken.

Es gibt mehrere Hypothesen über die Ursachen:

- Aufsteigen der Erdkruste nach dem Verschwinden einer Auflast wie z.B. Eis (vgl. Skandinavien)
- Abkühlung und damit Kontraktion der Kruste, sorgt für die Bildung tiefer Becken auf beiden Seiten der mittelozeanischen Rücken.
- Die Erwärmung der Lithosphäre von unten kann andererseits zu einer Ausdünnung und Aufwölbung der Kruste führen.
- Absenkungen könnten die Vorstufe von Riftzonen sein.

Aktuelle Beispiele:

- Venedig versinkt mit 4 mm pro Jahr.
- Skandinavien hebt sich.
- In den USA hebt sich der mittlere Westen und die Rocky Mountains.
- Teile der Golfküste, Neuenglands und Kaliforniens senken sich hingegen ab.

18.8 Die Entstehung Europas

Die geologische Geschichte Europas ist äußerst kompliziert und führte zu einem Mosaik aus älteren und jüngeren Krustenblöcken, deren Bewegungen immer noch andauern. Das Baltische Schild bildete sich bereits vor 3,1 Milliarden Jahren. Gesteine dieses Alters findet man heute in Nordskandinavien nördlich des Onega-Sees. Vor 460 Ma kollidierte Nordwest-Europa mit Nordamerika/Grönland; vor 350 Ma Südwest-Europa mit Gondwana und vor 290 Ma Ost-Europa mit Asien. Vor 170 Ma öffnete sich der Atlantik und vor 60 Ma der Nordatlantik und die Alpen bildeten sich. Sie wurden jedoch wieder bis auf ein niedriges Relief im Pliozän abgetragen. Die heutige Höhe entstand durch epirogene Hebungsvorgänge in der jüngeren Zeit (ca. 25 Ma). Die Ketten des französisch-schweizerischen Juras wurden erst vor ca. 5 Ma aufgefaltet.

19 Energierohstoffe

19.1 Begriffe

19.1.1 Ressourcen und Reserven

- *Reserven* sind Lagerstätten, die bereits entdeckt sind und derzeit wirtschaftlich abgebaut werden können und rechtlich abgebaut werden dürfen.
- *Ressourcen* umfassen die weltweit vorhandene Menge eines Rohstoffes inkl. den noch nicht (wirtschaftlich) abbaubaren oder noch nicht entdeckten Anteilen. Bei Änderungen der Bedingungen können Ressourcen also zu Reserven werden.

19.1.2 Arten von Rohstoffen

Es gibt *erneuerbare* (z.B. Sonnenenergie) und *nicht erneuerbare* (z.B. Erdöl) Rohstoffe. Letztere werden vom Menschen schneller verbraucht als sie sich neu bilden können.

Als *fossile Brennstoffe* werden alle Ressourcen genannt, die aus natürlichen organischen Stoffen hervorgegangen sind (z.B. Erdöl, Erdgas, Kohle). Sie stellen gespeicherte Energie aus vergangenen Zeiten dar. Z.B. wird in Holz die Sonnenenergie durch Photosynthese gespeichert. Verbrennt man das Holz bzw. die Kohle, die sich daraus diagenetisch gebildet hat, so wird diese Energie wieder frei.

19.2 Erdöl und Erdgas

19.2.1 Entstehung

Erdöl und Erdgas sind organische Rückstände früherer Lebewesen, Pflanzen, Bakterien, Algen und anderer Mikroorganismen, die in marinen Sedimenten eingebettet und diagenetisch zu Kohlenwasserstoffverbindungen umgewandelt wurden. Dies passiert in Ablagerungsräumen, in denen mehr organisches Material erzeugt wird als durch Oxidation zersetzt werden kann und somit in den Sedimenten eingeschlossen wird (z.B. in küstennahen Bereichen des Meeres).

Die Kompaktion von feinklastischen Sedimenten mit einem hohen Gehalt an organischem Material zu *Erdölmuttergestein* zwingt die gasförmigen oder flüssigen Kohlenwasserstoffe zur Abwanderung in angrenzenden permeable *Speichergesteine* (z.B. Sandsteine oder poröse Kalksteine). Erdöl und Erdgas steigen aufgrund ihrer geringen Dichte auf. Damit sie erhalten bleiben, müssen sie unter einer undurchlässigen Schicht, einer *Ölfalle* stecken bleiben.

Folgende Strukturen können Ölfallen bilden:

- Antiklinalstrukturen mit durchlässigen Sandsteinen, die von undurchlässigen Schifertonschichten überlagert werden. Eine Ölfalle kann auch aus zwei diskordanten undurchlässigen Schichten bestehen.
- Verwerfung, die durch Versatz einer undurchlässigen Schicht eine Stufe bildet, in der sich das Öl sammeln kann.
- Als stratigraphische Falle bezeichnet man einen Sammelraum für Öl und Gas, der sich am Ende einer sich ausdünnenden Schicht Speichergesteins befindet.
- Ein undurchlässiger Salzstock kann einen Bereich abschließen, so dass sich Öl und Gas sammeln können.

19.2.2 Umweltrisiken

Kontinentalschelfe sind gute Orte um nach Öl zu suchen, da es dort viel Biomasse gibt und sie genügend alt sind, so dass sich das Öl bilden konnte, aber andererseits noch nicht metamorph umgewandelt sind. Allerdings birgt diese Offshore-Förderung viele Risiken für die Umwelt (Öl sprudelt unter Wasser aus dem Bohrloch, Tanker schlägt Leck usw...)

Die Verbrennung von Erdgas erzeugt pro Energieeinheit weniger Asche und Kohlendioxid als die Verbrennung von Erdöl oder Kohle.

19.2.3 Vorrat

Bei unserem heutigen Verbrauch, wird das Öl noch schätzungsweise 85 Jahre reichen. Die gesamten auf der Erde vorhandenen nichterneuerbaren Ressourcen umfassen ca. $340 \cdot 10^{21}$ Joule und verteilen sich wie folgt:

Uranoxid	4,4 Millionen Tonnen	$162 \cdot 10^{21}$ Joule
Stein- und Braunkohle	6,1 Billionen Tonnen	$142 \cdot 10^{21}$ Joule
Öl (aus Ölschiefern und Teersanden)	2300 Milliarden Barrel	$14,2 \cdot 10^{21}$ Joule
Rohöl	1700 Milliarden Barrel	$10,4 \cdot 10^{21}$ Joule
Erdgas	21 Trillionen Kubikmeter	$8 \cdot 10^{21}$ Joule

(1 Barrel = 158,9 Liter)

19.3 Kohle

19.3.1 Entstehung

Kohle wird aus mächtigen Anreicherungen pflanzlichen Materials gebildet, das in Feuchtgebieten wächst. Sterben die Pflanzen ab, fallen sie auf den wassergesättigten Boden. Eine schnelle Überdeckung durch Wasser oder fallende Blätter verhindert den vollständigen Abbau der Biomasse durch Bakterien, da der Sauerstoff fehlt. Die abgestorbene Vegetation reichert sich an und geht allmählich in *Torf* (lockere braune Masse aus organischem Material, mit noch erkennbaren Ästen und Zweigen) über. Torf brennt gut, da er zu 50 % aus Kohlenstoff besteht.

Mit zunehmender Überdeckung wird das Wasser aus dem Torf herausgepresst, und durch chemische Vorgänge erhöht sich der Kohlenstoffanteil auf ca. 70 % und der Torf wandelt sich zu *Braunkohle* um. Diese kann bei höheren Temperaturen und Drücken durch *Inkohlung* in *Hartbraunkohle*, *Steinkohle* und zuletzt in *Anthrazit* (90 % C) übergehen. Mit steigendem Inkohlungsgrad wird die Kohle härter, glänzender und dichter, der Kohlenstoffgehalt und somit der Brennwert steigt, da sich das Gesamtvolumen verringert (aus ca. 12 m Torf entsteht 1 m Steinkohle).

19.3.2 Wirtschaftliche Nutzung und Probleme

Gehen die Ölreserven zu Ende, kann man die reichlich vorhandene Kohle in ähnliche flüssige oder gasförmige Brennstoffe wie Erdöl und Erdgas umwandeln. Heute ist dies jedoch wirtschaftlich unrentabel.

Kohle enthält wesentlich mehr Schwefel als Öl oder Gas, dies führt bei der Verbrennung zur Bildung von Schwefeldioxid und damit zu saurem Regen. Desweiteren bleiben bei der Verbrennung zum Teil sehr giftige metallische Verbindungen zurück, die Entsorgungsprobleme schaffen. Ruß und Asche aus den Schornsteinen stellen ein Gesundheitsrisiko dar und Tagebau verwüstet ganze Landstriche. All diese Probleme in den Griff zu bekommen ist sehr teuer und damit der Kohleabbau zur Zeit weitestgehend unrentabel.

19.4 Ölschiefer und Teersande

Aus *Ölschiefern* (feinklastische Sedimente mit einem hohen Anteil an festem hochpolymerem organischem Material) und *Teersanden* (sandige Ablagerungen, die von asphaltartigen organischen Substanzen, die fast ausschließlich aus Kohlenwasserstoffen bestehen (vermutlich Rückstände von alten Ölvorkommen, aus denen die flüchtigen Bestandteile entwichen sind), durchtränkt sind) kann man durch Hydrierung synthetisches Öl herstellen. Etwa die Hälfte der Weltölressourcen liegt in Form von Teersanden und Ölschiefern vor, etwa die Hälfte davon liegt in den USA. Die Gewinnung von synthetischem Öl ist zur Zeit noch teurer als die Förderung von Rohöl, könnte in Zukunft aber interessant werden.

19.5 Kernenergie aus Uran

Die bei der Spaltung von einem Gramm Uran-235 freigesetzte Energie entspricht der von ungefähr drei Tonnen Kohle oder 14 Barrel Öl. Uran ist unsere größte abbaubare Energiereserve überhaupt. Damit könnte man den

Energiebedarf der Erde noch über viele Jahrhunderte decken. Typischerweise kommt es als *Uraninit* (Pechblende, ein Uranoxid) vor, das in Gängen und Klüften von Granit und anderen sauren Magmatiten vorkommt. Es kommt aber auch in Sedimenten vor, wenn es oberflächennah oxidiert und im Grundwasser gelöst wird und sich später in geeigneten unterlagernden Sedimenten als Uraninit wieder ausfällt.

Probleme sind die Gefahr der Kontamination bei Störfällen und die hohen Kosten bei der Endlagerung der radioaktiven Abfälle.

19.6 Sonnenenergie

19.6.1 Direkte Nutzung

- *Solarzellen* liefern durch Halbleitereffekte direkt elektrischen Strom.
- *Solar Kollektoren* erhitzen Wasser. Dieses kann entweder direkt zur Heizung von Gebäuden verwendet werden oder in Form von Dampf zur Erzeugung elektrischer Energie mittels Generator genutzt werden.

19.6.2 Indirekte Nutzung

- *Wasserkraft* ist auch indirekte Sonnenenergie, da das Wasser durch die Sonne verdunstet und in Form von Niederschlägen oben auf die Berge gelangt und so an potentieller Energie gewonnen hat. Generatoren in Staudämmen liefern *hydroelektrische Energie*.
- *Windkraft* wird durch atmosphärische Luftströmungen, die durch die Sonne angetrieben werden, zur Verfügung gestellt.
- *Verbrennung von Biomasse* bzw. Abfällen setzt die Sonnenenergie frei, die die Pflanzen früher aufgenommen haben. Biomasse lässt sich nicht nur direkt verbrennen, sondern auch in Methan oder Alkohol umwandeln und so als Treibstoffe verwenden.

19.7 Geothermische Energie

Geothermische Energie wird durch Wasser nutzbar gemacht, das im Untergrund (hunderte bis tausende Meter tief) durch warme Gesteine fließt und dadurch aufsteigt. Entweder passiert dies auf natürliche Weise (Geysire) oder das Wasser wird zuerst in die Gesteine hineingepresst und anschließend wieder an die Erdoberfläche gepumpt. Vorkommen mit Temperaturen unter 120 Grad werden zur Heizung von Gebäuden verwendet (Reykjavik wird ausschließlich so beheizt), Wässer mit Temperaturen über 180 Grad Celsius werden zum Betrieb von Dampfgeneratoren genutzt. Das größte Vorkommen dieser Art liegt 120 km südlich von San Francisco. Dort werden 600 MW elektrische Energie erzeugt.

Probleme bei der Nutzung:

- Der Untergrund kann sich absenken, wenn zuviel Wasser entnommen wird.
- Das geförderte Wasser kann gelöste Salze und giftige Schwermetallionen beinhalten.

20 Mineralische Ressourcen

20.1 Mineralien als wirtschaftliche Ressourcen

Der Abbau von Bodenschätzen trägt zwar nur einen kleinen Teil zum Bruttosozialprodukt bei, aber ist die Voraussetzung für einen Großteil der restlichen Wirtschaft. Steine und Zement für Bauwerke, Phosphat für Düngemittel, Ton für die keramische Industrie und Sand für die Herstellung von Halbleitern.

Interessant sind die Regionen in denen einzelne Minerale angereichert sind. Als *Anreicherungs-* oder *Konzentrationsfaktor* bezeichnet man das Verhältnis der Häufigkeit eines Elements in einer Lagerstätte zu seiner durchschnittlichen Häufigkeit in der Kruste. Eisen wird z.B. ab einem Konzentrationsfaktor von 10 (50 %) wirtschaftlich nutzbar (Aluminium 4; Kupfer 100; Gold 4.000; Hg 100.000). In diesem Fall spricht man auch von einer *Erzlagerstätte*. Als *Erzminerale* kommen hauptsächlich Sulfide, aber auch Oxide und Silicate vor. Da sich aus fast jedem Gestein mit entsprechend großem Aufwand fast jedes Element extrahieren lässt, werden wichtige Elemente nie wirklich ausgehen, sondern nur immer teurer werden. Darüber hinaus lassen sie sich durch *Recycling* zurückgewinnen.

20.2 Geologie

Es ist kein Zufall, dass man Eisenerze nahe der Erdoberfläche findet. Dort erleichtern die vorhandenen Klüfte im Gestein den Transport von erzhaltigen Lösungen und die niedrigen Temperaturen deren Ausfällung.

20.2.1 Hydrothermale Lagerstätten

Viele der reichsten bekannten Lagerstätten wurden aus heißen Wässern abgeschieden. Diese *hydrothermalen Lösungen* können direkt aus den Magmen einer Intrusion freigesetzt werden oder von zirkulierendem Grundwasser gespeist werden, das mit heißen Intrusivkörpern in Kontakt kommt und aus diesem Bestandteile löst. Die Lösungen dringen in Spalten ein, kühlen dort schnell ab und die gelösten Bestandteile fallen aus. So entstehen *hydrothermale Ganglagerstätten*. Einige Erze treten in den Gängen auf, andere im Nebengestein. Metalle treten typischerweise als Sulfide auf, wie Eisensulfid (Pyrit), Bleisulfid (Bleiglanz), Zinksulfid (Zinkblende, Sphalerit), Quecksilbersulfid (Zinnober) und Kupfersulfid (Covellin und Kupferglanz).

Erzlagerstätten, die in großen Gesteinsmassen fein verteilt sind, werden als *Imprägnationslagerstätten* bezeichnet. Diese können in fein zerbrochenen Magmatiten wie auch in Sedimenten auftreten.

20.2.2 Magmatische Lagerstätten

Diese Art der Erzlagerstätten entsteht durch gravitative Entmischung des Magmas. Die Erzminerale kristallisieren relativ früh aus und sammeln sich am Boden der Magmenkammer. Die meisten Chrom- und Platinerze sind auf diese Weise entstanden.

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 dünner Durchschlagsröhren (Kimberlit-Pipes) aufgestiegen.

20.2.3 Sedimentäre Lagerstätten

Viele wirtschaftlich bedeutende Mineralien entmischen sich chemisch oder physikalisch während der Sedimentation. Kalksteine werden für die Zementherstellung, als Düngemittel und Baustoff verwendet, Quarzsand zur Glasherstellung und Evaporitablagerungen als Putzgips, Speisesalz oder für industrielle Zwecke. Man findet jedoch auch reiche Eisen- und Kupferlagerstätten sowie andere Metalle. Man nimmt an, dass es früher viel mehr lösliches zweiwertiges Eisen an der Erdoberfläche gab, da in der Atmosphäre der Sauerstoff fehlte um dieses zu dreiwertigem Eisen zu oxidieren. Dies geschah in flachmarinen Sedimentationsräumen und führte somit zur Ausfällung des Eisens. In vielen dieser Becken wurde das Eisen in dünnen Schichten im Wechsel mit kieseligen Sedimenten (Hornsteinlagen) abgelagert → Bändereisenerze, Eisenjaspilite, Itabirite.

Schwere Mineralien werden als *Seifenlagerstätten* gefunden. D.h. durch mechanische Sortierungsvorgänge von Flussströmungen an bestimmten Stellen angereichert. Bestes Beispiel ist das Goldwaschen. Meistens wurden die Seifen lange vor den flussaufwärtsliegenden Lagerstätten entdeckt.

20.2.4 Zusammenhang mit der Plattentektonik

Erzlagerstätten entstehen praktisch immer in Verbindung mit magmatischen Prozessen und diese treten bevorzugt an den Plattengrenzen auf. Je nach Zone treten verschiedenen Mineralien gehäuft auf. So werden an den mittelozeanischen Rücken (siehe Black Smokers) hydrothermale Lagerstätten von Eisen-, Kupfer- und Zinksulfiden sowie Intrusivgesteine mit Chrom gebildet. Am Meeresboden findet man Manganknollen (einige Zentimeter groß, Manganoxid mit Anteilen von Eisen-, Kupfer-, Nickel-, Kobalt- und anderen Metalloxiden), in den Forearc-Becken Blei, Zink und Kupfer. Im magmatischen Bogen (oberhalb der abtauchenden Platte) findet man Kupfer-Imprägnationslagerstätten sowie Ganglagerstätten mit Blei, Gold, Silber, Molybdän, Zink, Zinn und Wolfram. Auf den Kontinenten sucht man gezielt in Ophiolithen nach solchen Lagerstätten.

21 Verwendete Literatur

- Press & Siever, Allgemeine Geologie, Spektrum Akademischer Verlag, 1995
- Mineralien- und Fossilienatlas: <http://www.mineralienatlas.de>