

Gesteine als Verwandlungskünstler – der Kreislauf der Gesteine und der Schalenbau der Erde

1 Einleitung

Aus Modul 1 wissen wir, dass metamorphe Gesteine bei Druck- und Temperaturveränderungen aus Sedimentgesteinen und aus magmatischen Gesteinen entstehen. Wir wissen auch, dass diese unter besonders hohen Temperaturen aufschmelzen und wieder zu Magma werden können. Magma wiederum verfestigt sich zu Tiefen-, Gang- und Vulkangesteinen. Auch dass klastische Sedimentgesteine aus Bruchstücken von magmatischen und metamorphen Gesteinen wie auch aus Bruchstücken von Sedimentgesteinen selbst bestehen, wissen wir bereits. Vieles deutet also darauf hin, dass sich die Gesteine in einem Kreislauf befinden, einer Art riesiger Recyclingmaschine innerhalb der Erdkruste, in welcher sie im Laufe sehr langer Zeiträume unterschiedliche Stadien durchlaufen. Was wir heute auf der Erdoberfläche antreffen, ist also nur eine Momentaufnahme dessen, was die Recyclingmaschine gerade an die Oberfläche „gespült“ hat. Um die Dimensionen dieses Kreislaufs einordnen zu können, müssen wir uns jedoch zuerst mit dem Aufbau der Erde befassen.

2 Der Schalenbau der Erde

Weshalb gehen wir davon aus, dass die Erde aus mehreren Schichten - sogenannten Schalen - besteht? Weshalb ist sie nicht bis ins Innere aus denselben, uns schon von der Oberfläche her bekannten, festen Gesteinen aufgebaut?

2.1 Die Erforschung des Erdinnern

Die Erforschung des Aufbaus der Erde hat eine lange Geschichte. Bereits 1798 gelang es Henry Cavendish auf Basis der Newton'schen Gravitationsgesetze, die mittlere Dichte der Erde mit 5.5 g/cm^3 erstaunlich genau zu bestimmen. Die Gesteine der Oberfläche erreichen jedoch bloss Dichten zwischen 2 und 3 g/cm^3 . Es wurde also bereits damals deutlich, dass die Materie im Inneren der Erde eine wesentlich höhere Dichte haben musste. Was aber konnte diese enorme Dichtezunahme verursachen?

Die Existenz flüssigen Gesteins, das als Lava an die Erdoberfläche dringt, warf zusätzlich die Frage auf, ob und in welchem Umfang das Erdinnere flüssig sei. Viele Naturforscher stellten sich vor, dass sich der Erdkörper unter einer dünnen, harten Kruste in vollständig geschmolzenem Zustand befindet. 1862 konnte der Physiker Lord Kelvin jedoch zeigen, dass ein so beschaffener Erdkörper enormen Verformungen durch dieselben Gezeitenkräfte ausgesetzt wäre, die auch die tägliche Ebbe- und Flutverformung der Meeresoberfläche verursachen. Die Erde würde sich also eher wie ein wassergefüllter Luftballon aus Gummi verhalten, und nicht wie ein stabiler, annähernd kugelförmiger

Körper. Kelvin kam deshalb zum Ergebnis, die Erde sei „hart wie Stahl“.

Im Jahr 1896 stellte Emil Wiechert, der Begründer der Geophysik, ein neues Erdmodell vor. Dabei ging er von einem Eisenkern mit einer Dichte von 10 g/cm^3 und einer Hülle aus Gestein mit einer Dichte von 3.5 g/cm^3 aus. Gesteine erreichen jedoch im Mittel keine Dichte von 3.5 g/cm^3 . Wiechert folgerte deshalb richtig, dass Gesteine in grösserer Tiefe markant dichter sein müssen, da sie höheren Drucken ausgesetzt sind. Sein Modell kommt somit unserer heutigen Kenntnis vom Schalenbau der Erde bereits recht nahe, wenn auch Wiechert mit einem Radius von fast $5'000 \text{ km}$ einen viel zu grossen Erdkern annahm.

Zu Beginn des 20. Jahrhunderts gingen die meisten Forscher davon aus, dass die Erdkruste starr und unbeweglich sei und fest mit den darunter liegenden Bereichen verbunden, denn man vermutete, dass die Erde von aussen her unaufhaltsam erkalte und dadurch erstarre. Dem gegenüber postulierte Alfred Wegener im Jahr 1912, die äusserste, steinerne Hülle der Erde bestehe aus verschiedenen Platten, welche sich relativ zueinander bewegen. Dafür ist es unabdingbar, dass die Erde unterhalb dieser Platten heiss und plastisch ist. Wegener vermutete, dass der, 1896 von Henri Becquerel entdeckte radioaktive Zerfall gewisser chemischer Elemente genügend Wärme freisetzt, um das Erdinnere nicht erkalten zu lassen. Heute wissen wir: die Energiezufuhr durch radioaktiven Zerfall sorgt dafür, dass das Erdinnere noch viele hundert Millionen Jahre nicht erstarren wird. Wegeners Hypothese stiess damals jedoch auf erbitterten Widerstand, da es ihm nicht gelang, plausibel zu erklären, welche Kräfte die Platten zu bewegen vermochten. Vorschläge Otto Amperers und Arthur Holmes' von 1925 und 1931, Ströme aus heisser Mate-

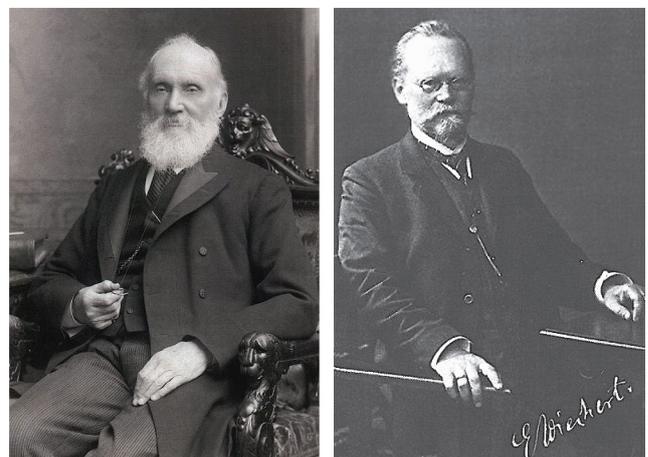


Abb. 1: William Thomson Lord Kelvin (links) und Emil Wiechert (rechts).

Schalengrenzen berechnen und die physikalischen Eigenschaften der Schalen abschätzen.

Bereits im Jahr 1910 entdeckte Andrija Mohorovičić auf diese Weise die Grenzfläche zwischen Erdkruste und Erdmantel, die sog. Mohorovičić-Diskontinuität oder abgekürzt „Moho“, deren Tiefe von der jeweiligen Krustendicke abhängt (Abb. 2). 1912 bestimmte Beno Gutenberg erstmals die Grenze zwischen dem Erdmantel und dem Erdkern in einer Tiefe von 2'900 km.

Tausende solcher Auswertungen von Erdbebenwellen ergaben schlussendlich den heute allgemein anerkannten Befund, wonach die Erde grob aus einer dünnen Kruste, dem Mantel sowie aus einem äusseren und einem inneren Kern besteht (Abb 2). Der Mantel ist die weitaus mächtigste Schale und macht 84% des Erdvolumens und 68% der Erdmasse aus. Der äussere und innere Kern zusammen machen nur das relativ geringe Volumen von 16%, aufgrund ihrer ausserordentlichen Dichte jedoch 32% der Erdmasse aus. Die Erdkruste ist so dünn, dass sie volumen- und massenmässig vernachlässigbar ist.

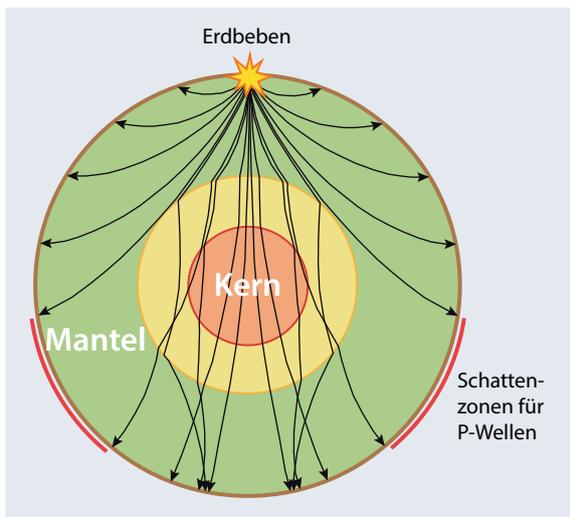


Abb. 3: Ausbreitungswege Primärer Erdbebenwellen (P-Wellen) in Erdmantel und Erdkern. Die Wellen werden an den Grenzschichten der Schalen gebrochen oder reflektiert. Der flüssige äussere Kern (gelb) verursacht auf diese Weise Schattenzonen, in welchen keine P-Wellen registriert werden.

2.1.2 Aufbau und Eigenschaften der Schalen

Erdkruste

Die Erdkruste ist durchgehend fest und besteht zu 99% aus nur sieben Elementen (Tab. 1). Die kontinentale Kruste ist ca. 35 km mächtig, was 0.5% des Erdradius entspricht. Unter Gebirgen kann sie auch bis zu 70 km mächtig sein. Die Kruste unter den Ozeanen wird ozeanische Kruste genannt und ist mit 5-7 km oder 0.1% des Erdradius lediglich ein äusserst dünnes Häutchen (Abb. 2).

Die Untersuchung von Erdbebenwellen hat gezeigt, dass die kontinentale Kruste zwei Bereiche mit unterschiedlicher Dichte aufweist: die Oberkruste mit einer durchschnittlichen Dichte von 2.7 g/cm³ und die Unterkruste

	Kontinentale Kruste		Ozeanische Kruste	Mantel
	Oberkruste	Unterkruste		
Silizium (als SiO ₂)	66.5%	53.4%	50%	45.4%
Aluminium (als Al ₂ O ₃)	15.4%	16.9%	15.7%	4.5%
Eisen (FeO und Fe ₂ O ₃)	5%	8.6%	8.3%	8.1%
Magnesium (als MgO)	2.5%	7,2%	10.3%	36.7%
Kalzium (als CaO)	3.6%	9.6%	11.8%	3.7%
Natrium (als Na ₂ O)	3.3%	2.7%	2.2%	0.1%
Kalium (als K ₂ O)	2.8%	0.6%	0.1%	---
Nickel (als NiO)	---	---	---	0.3%
Andere	0.9%	1%	1.6%	1.2%
Dichte ca. (g/cm ³)	2.7	3.0	3.0	3.3
Typische Gesteine	Kalkstein, Granit, Gneis	Gabbro	Basalt, Serpentin, Gabbro, Peridotit	Peridotit

Tabelle 1: Chemische Zusammensetzung in Gewichtsprozent, Dichte und typische Gesteine von Kruste und Mantel.

mit ca. 3 g/cm³ (Abb. 1, Tab. 1). Der Aufbau der Oberkruste ist weitgehend bekannt, sie besteht grösstenteils aus jenen Gesteinen, die auch an der Erdoberfläche häufig zutage treten, also aus Sedimentgesteinen wie Kalkstein, magmatischen Gesteinen wie Granit und metamorphen Gesteinen wie Gneis (Tab. 1, Abb. 4). Die Unterkruste hingegen tritt nur an wenigen Stellen auf der Erde an die Oberfläche, ihr Aufbau ist dementsprechend schwierig zu untersuchen. Nach heutigem Wissen besteht sie vor allem aus dunklen magmatischen Gesteinen wie Gabbro. Die Grenze zwischen Ober- und Unterkruste ist mehrheitlich diffus und befindet sich in einer Tiefe zwischen 10 und 20 km. Die ozeanische Kruste ist aus Gesteinen wie Gabbro, Basalt, Peridotit und Serpentin aufgebaut (Abb. 4). Deren deutlich höherer Magnesiumgehalt (Tab. 1) deutet darauf hin, dass sie aus Material des Erdmantels entstehen.

Die direkte Beobachtung und Erforschung der Materie, aus welcher die Erde besteht, ist nur auf der Erdoberfläche und bei Bohrungen in die Erdkruste möglich. Die allermeisten Bohrungen reichen jedoch nur ein paar hundert Meter, manchmal auch ein paar Kilometer tief in die Kruste hinein. Die tiefste Bohrung, die je zu rein wissenschaftlichen Zwecken durchgeführt wurde, liegt auf der russischen Halbinsel Kola und musste 1989 bei einer Tiefe von 12'262 Metern eingestellt werden, da die Bohrköpfe aufgrund von Druck und Temperatur an ihre physikalischen Grenzen stiessen. Doch auch diese Bohrung durchstieß nur ein Drittel der Mächtigkeit normaler kontinentaler Kruste. Noch tiefere Bohrungen gelten seither als aussichtslos.

Der Aufbau der Erdkruste lässt sich trotzdem erforschen, da der Kreislauf der Gesteine (siehe Kap. 3) auch Material aus deren tiefsten Bereichen an die Oberfläche bringt, sodass dieses direkt untersucht werden kann. Die tiefsten Krustengesteine stammen aus bis zu 150 km Tiefe, Fragmente des Erdmantels können aus 200 km Tiefe stammen und Diamanten finden ihren Weg sogar aus 600 km Tiefe



Kalkstein, Tonstein und Sandstein als Beispiele für die Bedeckung der kontinentalen Kruste

Granit als Beispiel für den Sockel der kontinentalen Kruste



Gneis und Marmor als Beispiele für den Sockel der kontinentalen Kruste



Basalt, Gabbro, Peridotit und Serpentin als Beispiele für die ozeanische Kruste

Abb. 4: Typische Gesteine der kontinentalen und der ozeanischen Kruste.

bis an die Erdoberfläche. Zusätzlich kann die Erdkruste mit geophysikalischen Methoden erforscht werden (Modul 3, Kap. 6). Dabei wird die Anordnung der Gesteine im Untergrund in drei Dimensionen sichtbar, nicht aber die Art der Gesteine.

Erdmantel

Die Zusammensetzung der obersten Bereiche des Erdmantels kann bis in Tiefen von ca. 200 km direkt untersucht werden, da Vulkane und Gebirgsbildungsprozesse gelegentlich Material von dort mit an die Erdoberfläche bringen (Abb. 5). Daher wissen wir, dass der oberste Erdmantel aus Peridotit besteht. Es werden auch Meteoriten mit Erdmantel-Zusammensetzung gefunden, welche aus der Frühzeit der Entstehung unseres Planetensystems stammen. Der Erdmantel dürfte also schon sehr früh in der Entwicklung der Erde entstanden sein.

Chemisch unterscheidet sich der Erdmantel markant von der Kruste. Während in der Kruste Silizium und Aluminium dominieren, sind im Mantel Silizium und Magnesium die häufigsten Elemente (Tab. 1). Olivin, der Hauptbestandteil des Peridotits, ist ein solches magnesiumreiches Mineral.

Der oberste Erdmantel leitet Erdbebenwellen mit gegen die Tiefe zunehmender Geschwindigkeit weiter und ist deshalb mit Sicherheit fest. Ab einer Tiefe von je nach Krustentyp ca. 50 bis 200 km (Abb. 2) bis in eine Tiefe von etwa 300 km nimmt die Geschwindigkeit der Erdbebenwellen hingegen nicht mehr zu. Höchstwahrscheinlich besteht dieser Bereich des Mantels aus teilweise aufgeschmolzenem Peridotit, wobei der Anteil an geschmolzenem Material nur gerade bei ca. 5% liegen dürfte. Man stellt sich vor, dass sich die Schmelze in den Zwicken zwischen den festen Kristallkörnern befindet, wodurch sich die Körner

gegeneinander bewegen können und das Material plastisch wird (Abb. 2).

Kruste und fester Teil des Mantels werden als **Lithosphäre** bezeichnet (griech. líthos = Stein, sphära = Kugel), der zähflüssige Bereich darunter heisst **Asthenosphäre** (griech. asthenés = weich, schwach). Der feste Teil des Mantels wird gelegentlich auch als **Lithosphärischer Mantel** bezeichnet (Abb. 2). Alfred Wegeners bewegliche Platten beinhalten also die Erdkruste sowie den obersten, festen Teil des Mantels, was zu seiner Zeit noch nicht bekannt war. Sie werden heute als **Lithosphärenplatten** bezeichnet. Die Erforschung ihrer Bewegungen auf der zähflüssigen Asthenosphäre ist u. a. Gegenstand der Plattentektonik (Modul 4). Zur Beschreibung der äussersten Bereiche der Erde werden also zwei Konzepte parallel verwendet. **Das Konzept von Kruste und Mantel** basiert auf Unterschieden in deren chemischer Zusammensetzung, jenes von **Lithosphäre und Asthenosphäre** hingegen basiert auf unterschiedlichen physikalischen Eigenschaften.

Aufgrund von Laborexperimenten, welche die hohen Drücke und Temperaturen im Erdinnern nachahmen, kann indirekt auch auf die Zusammensetzung des tieferen Mantels unterhalb von 300 km geschlossen werden. Er ist mit grosser Wahrscheinlichkeit in seiner chemischen Zusammensetzung weitgehend identisch mit dem oberen Mantel. Sein physikalisches Verhalten ist jedoch aussergewöhnlich: gegenüber den schnellen Erdbebenwellen verhält er sich wie ein Feststoff, in geologischen Zeiträumen, also über Millionen von Jahren, verhält er sich hingegen plastisch und kann einige Zentimeter pro Jahr fließen. Dieses Erkenntnis wird zentral sein für das Verständnis jener Mechanismen, welche als Motor der Plattentektonik gelten (Modul 4).



Abb. 5: Stücke des Erdmantels aus Peridotit (grün), die im Magma eines Vulkans bis an die Erdoberfläche mitgerissen wurden.



Abb. 6: Eisen-Nickel Meteorit, Aussenansicht und aufgesägt.

Erdkern

Über den Aufbau des Erdkerns herrscht am wenigsten Gewissheit. Man geht davon aus, dass sowohl der äussere wie auch der innere Kern hauptsächlich aus Eisen mit etwas Nickel bestehen. Dieses Material hat die passende Dichte, damit die Erde – wie von Henry Cavendish berechnet – eine Gesamtdichte von 5.5 g/cm^3 erreicht. Auch Meteoriten, die aus Eisen und Nickel bestehen, werden recht häufig gefunden (Abb. 6). Diese stammen vermutlich aus Kernen von Kleinplaneten, die schon in der Frühzeit des Sonnensystems bei Kollisionen zerbarsten. Sie werden deshalb als Modell für die Zusammensetzung des Erdkerns angesehen.

Der äussere Erdkern muss vollständig flüssig sein, da sich S-Wellen in ihm nicht fortpflanzen können. P-Wellen werden im äusseren Erdkern stark gebrochen, wodurch sogenannte Schattenzonen entstehen (Abb. 3). In einer Flüssigkeit, die aus geschmolzenen Metallen besteht, wird auch elektrischer Strom geleitet. Man geht davon aus, dass durch Fliessbewegungen im äusseren Erdkern ein starkes Magnetfeld entsteht. Damit lässt sich die Existenz des Erdmagnetfeldes erklären, dem wir den Schutz vor dem Einfall gefährlicher kosmischer Strahlung auf der Erdoberfläche zu verdanken haben. Der innere Erdkern hingegen verhält sich wie ein fester Körper. Seine Temperatur erreicht vermutlich über $6'000$ Grad Celsius und es herrscht ein Druck von 360 Gigapascal. Nur diesem enorm hohen Druck ist es geschuldet, dass der innere Kern fest ist. An der Erdoberfläche wäre $6'000$ Grad heisses Eisen ein Gas.

3 Der Kreislauf der Gesteine

Der Kreislauf der Gesteine ist ein Modell, mit dem sich der Weg der Materie in der gewaltigen Recyclingmaschine namens ‚Kontinentale Kruste‘ auf vereinfachte Weise darstellen lässt. Die ozeanische Kruste und der Erdmantel spielen dabei eine Nebenrolle, allerdings eine nicht unwichtige, da sie die Recyclingmaschine in der kontinentalen Kruste mit neuem Material versorgen. Zwischen der kontinentalen Kruste einerseits und der ozeanischen Kruste sowie

dem Erdmantel andererseits existieren deshalb Kreisläufe noch grösserer Dimensionen. Auf diese werden wir in Modul 4 eingehen.

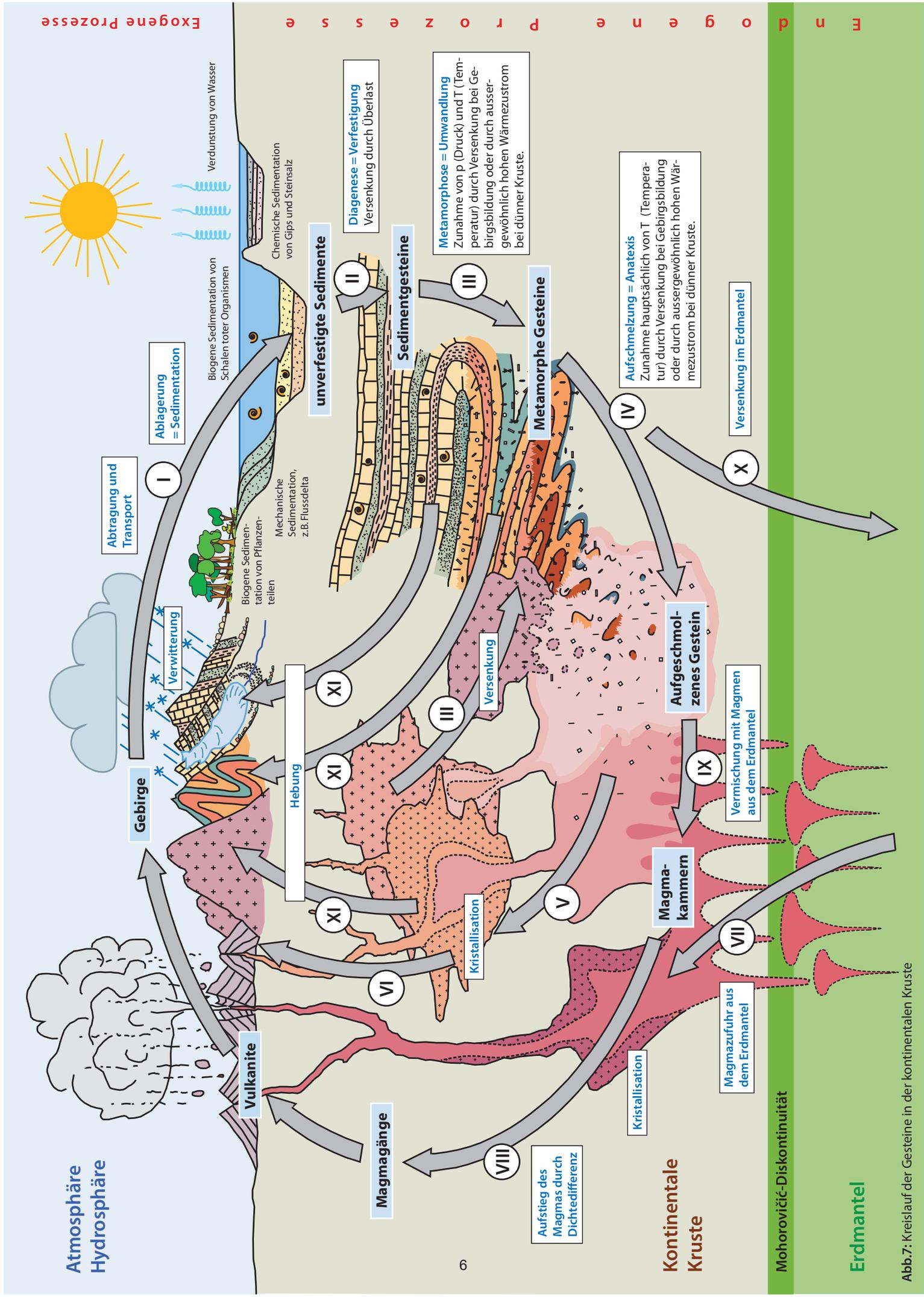
Etliche Abschnitte des Kreislaufs der Gesteine (Abb. 7) haben wir in Modul 1 bereits kennen gelernt. Wir wollen diese nun zusammenfügen und ergänzen. Dabei stellt sich die Frage, wo wir den Kreislauf beginnen lassen wollen, denn es liegt in dessen Natur, dass er weder Anfang noch Ende hat. Wir entscheiden uns für den Beginn im Gebirge (Abschnitt I in Abb. 7), da wir die Erosions- und Sedimentationsvorgänge in Modul 1 sehr ausführlich besprochen haben.

Abschnitt I: Verwitterung, Abtragung, Transport und Sedimentation (Ablagerung)

Im Kontakt mit Hydrosphäre, Atmosphäre und Biosphäre werden Gesteine physikalisch zerkleinert (Frost-, Salz- und Insulationsverwitterung) und chemisch umgewandelt oder gar aufgelöst. Schwerkraft, fliessendes Wasser, Gletscher und Wind sorgen anschliessend für die Abtragung der Verwitterungsprodukte und deren Transport zu ihrem Ablagerungsort. Sedimentation geschieht mechanisch durch Ausschmelzen aus dem Gletschereis, durch die Verringerung der Fliessgeschwindigkeit von Gewässern oder durch die Verringerung der Windgeschwindigkeit. Chemische Sedimentation ist das Resultat von Verdunstung und Ausfällung in stehenden Gewässern. Schalen oder Skelette toter Organismen sinken in Seen und Meeren in grosser Menge auf den Grund, wo sie biogene Sedimente bilden. Pflanzenreste werden vor allem in Sümpfen und Mooren abgelagert.

Abschnitt II: Diagenese (Verfestigung der Sedimente)

Die vorerst noch unverfestigten Sedimente werden durch die Überlast später darüber abgelagerter Sedimente kompaktiert und in tiefere Bereiche der Erdkruste gepresst. Die Porenräume zwischen den Sedimentpartikeln, die meist mit Wasser gefüllt sind, werden dabei verkleinert. Zusätzlich werden die Sedimentpartikel durch das Wachstum von neuen Mineralen in den verbleibenden Porenräumen zu festem Gestein zementiert.



Verdunstung von Wasser
 Biogene Sedimentation von toten Organismen
 Chemische Sedimentation von Gips und Steinsalz
 Biogene Sedimentation von Pflanzenteilen
 Mechanische Sedimentation, z.B. Flussdelta

I
 Abtragung und Transport
 Ablagerung = Sedimentation

II
 unverfestigte Sedimente

III
 Diagenese = Verfestigung
 Versenkung durch Überlast

IV
 Sedimentgesteine

V
 Metamorphose = Umwandlung
 Zunahme von p (Druck) und T (Temperatur) durch Versenkung bei Gebirgsbildung oder durch aussergewöhnlich hohen Wärmestrom bei dünner Kruste.

VI
 Metamorphe Gesteine

VII
 Aufschmelzung = Anatexis
 Zunahme hauptsächlich von T (Temperatur) durch Versenkung bei Gebirgsbildung oder durch aussergewöhnlich hohen Wärmestrom bei dünner Kruste.

VIII
 Versenkung im Erdmantel

IX
 Aufgeschmolzenes Gestein

X
 Vermischung mit Magmen aus dem Erdmantel

XI
 Magmakammern

XII
 Magmazufuhr aus dem Erdmantel

XIII
 Magmagänge

XIV
 Aufstieg des Magmas durch Dichtedifferenz

XV
 Kristallisation

XVI
 Vulkanite

XVII
 Hebung

XVIII
 Gebirge

XIX
 Verwitterung

Atmosphäre
 Hydrosphäre

Kontinentale Kruste

Mohorovičić-Diskontinuität

Erdmantel

Exogene Prozesse
 P r o z e s s e

Abb.7: Kreislauf der Gesteine in der kontinentalen Kruste

Abschnitt III: Metamorphose (Umwandlung)

Sedimentgesteine, aber auch magmatische Gesteine werden bei zunehmendem Druck und ab einer Temperatur von ca. 250°C, dies entspricht einer Tiefe von 8-10 km in der Erdkruste, in metamorphe Gesteine umgewandelt. Dabei verändern sich ihr Mineralbestand und meist auch ihr Gefüge, also die räumliche Anordnung der Minerale. Es gibt verschiedene Prozesse, die in der Lage sind, die Druck- und / oder Temperaturbedingungen von Gesteinen zu verändern. Der häufigste ist die Kollision von Lithosphärenplatten. Dabei wird nicht nur Gestein in die Höhe geschoben und zu einem Gebirge aufgetürmt, es werden auch grosse Mengen von Gestein in die Tiefe gepresst, wo es erhöhten Drucken und Temperaturen ausgesetzt ist (siehe Module 4 und 5, Plattentektonik und Alpengeologie). In anderen Fällen hingegen werden die Lithosphärenplatten auseinander gezogen, sodass sie aussergewöhnlich dünn werden, wodurch zusätzliche Wärme aus dem Erdinneren zuströmen kann.

Abschnitt IV: Anatexis (Aufschmelzung)

Bei Temperaturen ab 700° beginnen magmatische und metamorphe Gesteine aufzuschmelzen, wobei sie sich teilweise oder ganz in Magma umwandeln. Die Temperaturzunahme kann das Resultat weiterer Versenkung der Gesteine durch Gebirgsbildung sein, häufig ist Anatexis jedoch auch das Resultat eines aussergewöhnlich hohen Wärmezustroms aus dem Erdinneren, z. B. wenn die Erdkruste sehr dünn ist.

Abschnitte V und VI: Aufstieg des Magmas und Kristallisation

Flüssiges Gestein hat eine geringere Dichte als festes Gestein. Magmen steigen somit alleine durch die Dichtedifferenz in der Kruste auf und kristallisieren zu verschiedenen Arten von magmatischen Gesteinen. Für den Aufstieg nutzen sie Schwächezonen in der Erdkruste. Ein Teil der Magmen überquert die Soliduskurve bereits innerhalb der Erdkruste (Modul 1, Kap. 4.3) und kristallisiert als Tiefen- oder Ganggesteine aus (V), ein anderer Teil bleibt länger flüssig und findet einen Weg bis an die Erdoberfläche (VI), wo auf diese Weise Vulkane mit vorwiegend rhyolithischen Gesteinen entstehen.

Abschnitte VII und VIII: Magmazufuhr aus ozeanischer Kruste und Erdmantel, Aufstieg und Kristallisation

Gesteine wie Gabbros oder Basalte sind derart reich an Magnesium, dass sie nicht aus aufgeschmolzener kontinentaler Kruste entstanden sein können. Ihre Existenz lässt sich nur dadurch erklären, dass dem Kreislauf Material von aussen zugeführt wird. Wird magnesiumreiche ozeanische Kruste bei der Kollision von Lithosphärenplatten unter kontinentale Kruste geschoben, schmilzt sie in der Tiefe auf. Zusammen mit aufgeschmolzenen Bestandteilen des Erdmantels können solche Schmelzen bis in die unteren Bereiche der Kruste aufsteigen (VII), wo sie Magmenkammern bilden, in welchen dunkle Gesteine wie

Gabbros kristallisieren. Sie sind damit wesentlich an der Entstehung der kontinentalen Unterkruste beteiligt. Ein Teil dieser Schmelzen kann auch durch die Kruste hindurch die Erdoberfläche erreichen (VIII), wo Vulkane aus basaltischen Magmen entstehen.

Abschnitt IX: Mischung von Magmen

In vielen Fällen findet eine Vermischung von Magmen aus ozeanischer Kruste und Erdmantel mit Magmen aus aufgeschmolzenen Krustengesteinen statt. Dadurch entsteht eine grosse Vielfalt magmatischer Gesteine mit Zusammensetzungen zwischen Gabbro/Basalt und Granit/Rhyolith. Durch Differentiation der Magmen (Modul 1, Kap. 4, Abb. 10) entsteht zusätzlich eine grosse Fülle unterschiedlicher magmatischer Gesteine.

Abschnitt X: Materialabgabe an den Erdmantel

Der kontinentalen Kruste wird nicht nur aus der ozeanischen Kruste und aus dem Erdmantel Materie zugeführt, es gelangt auch Materie in den Erdmantel zurück. Dabei handelt es sich um Teile der kontinentalen Kruste, die bei Kollisionen von Lithosphärenplatten von diesen „abgeholt“, tief in die Asthenosphäre hinunter gerammt und schliesslich aufgeschmolzen werden. Dieser Prozess ist Teil eines noch viel grösseren Materiekreislaufs, der bis an die Grenze von Mantel und Kern hinunter reicht (Modul 4, Kap. 10).

Abschnitt XI und Übergang zu I: Hebung und Verwitterung / Abtragung / Transport

Wie flüssiges Magma aus der Tiefe an die Oberfläche kommt, wissen wir. Wie aber kommen alle anderen Gesteine, also Sedimentgesteine, metamorphe Gesteine, Tiefen- und Ganggesteine an die Erdoberfläche, sodass wir sie heute sehen können? Bei Bewegungen der Lithosphärenplatten wird die Erdkruste gestaucht, zerschert, auseinandergerissen, aufgewölbt und es werden mächtige Gesteinspakete übereinander geschoben, wobei Gesteine aus der Tiefe an die Oberfläche gelangen.

Werden Gebirge erodiert, womit wir wieder am Anfang des Kreislaufes bei Verwitterung, Abtragung und Transport angelangt sind, werden die Gesteine nach und nach abgetragen, sodass immer tiefer liegendes Gestein an die Oberfläche kommt. Hebung und Abtragung eines Gebirges gehen dabei Hand in Hand. Obwohl man heute z. B. in weiten Teilen der Tessiner Alpen auf Gesteinen steht, die ursprünglich in ca. 30 km Tiefe lagen, waren die Alpen kaum jemals bedeutend höher als heute.