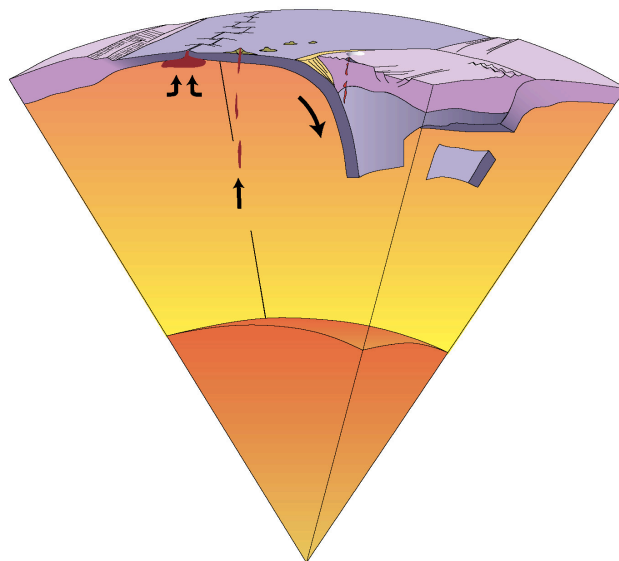


ETH Zürich - Geophysik

Plattentektonik

Tektonik der Lithosphärenplatten

E. Kissling



Version: 10. Februar 2015

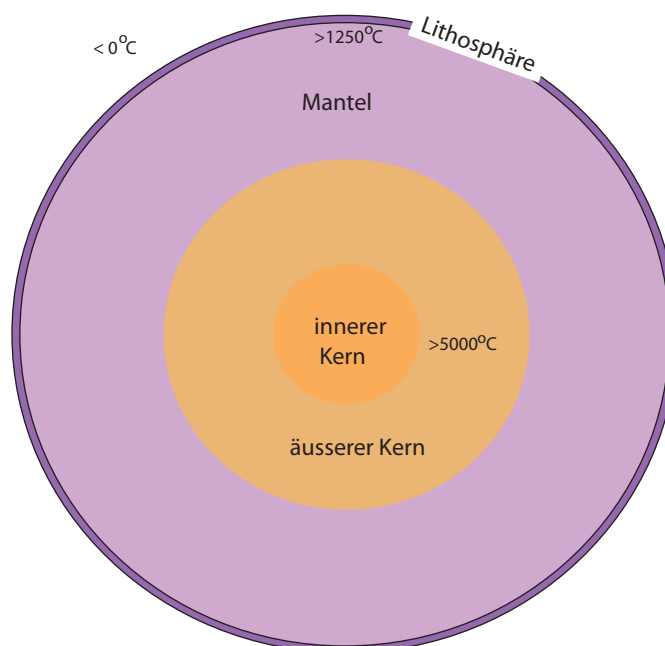
Inhalt

1	Aufbau und Thermik der Erde	3
2	Lithosphäre schwimmt auf Asthenosphäre	5
3	Zyklus der ozeanischen Lithosphäre	11
4	Kont. Lithosphäre – neuzeitliche & kraton. Lithosphäre	21
5	Plattengrenzen: MOR, Transform, Subduktion	24
6	Strömungen im Mantel und Antrieb der Plattentektonik	28
	Anhänge	33

Für viele gute Diskussionen über Tektonik und Plattentektonik im Rahmen unserer gemeinsamen Vorlesung und bei der Vorbereitung dieses Skriptum danke ich Jean-Pierre Burg. Bei Julia Singer und Saulé Zukauskaité bedanke ich mich für die Unterstützung beim Zeichnen von Figuren.

1 Aufbau und Thermik der Erde

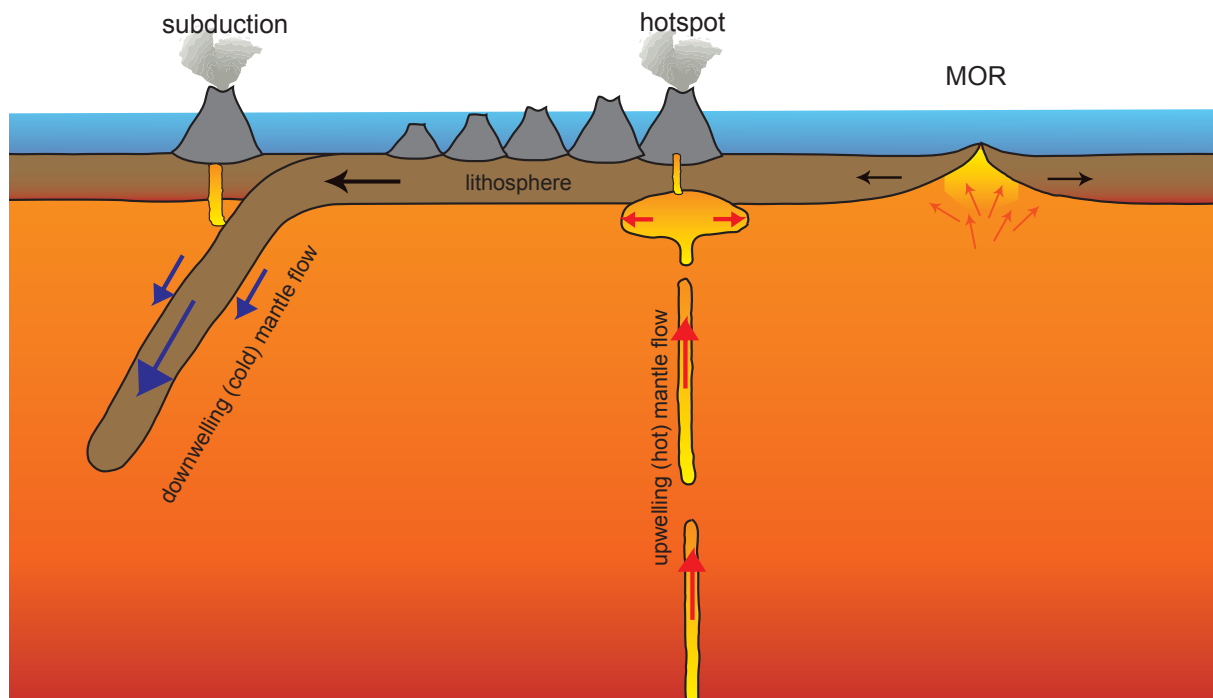
Die Plattentektonik ist Ausdruck der Art wie die Erde langfristig ihre innere Wärme verliert. Die Erde besteht in erster Näherung aus zwei verschiedenen Flüssigkeiten, dem Kern mit einem Durchmesser von ca. 3200km und dem Mantel von ca. 2900km Mächtigkeit, der den Kern umgibt. Da die Aussentemperatur der Erde weit unter der Schmelztemperatur des Mantelmaterials (ca. 1250°C für peridotitisches Gestein) liegt, ist die äusserste Schicht des Mantels gefroren. Wir bezeichnen diese feste Gesteinsschicht von ca. 100km Mächtigkeit als Lithosphäre. Die Lithosphäre umgibt den zähflüssigen Mantel vollständig und isoliert ihn so thermisch vom kalten (-273°C) Weltall (Figur 1). Würde im Erdinnern keine Wärme mehr produziert, so würde die Lithosphäre sehr langsam immer dicker bis schliesslich der ganze Erdmantel gefroren ist. Der langsame aber kontinuierliche Zerfall der natürlichen radioaktiven Elemente Uran und Thorium in der Erde hat die Bedeutung einer inneren langfristigen Heizung. Eine zweite Heizung für den Erdmantel besteht im langsamen Gefrieren des Kerns. Unter dem hohen Druck beträgt die Schmelztemperatur des Kernmaterials (Eisen-Nickel-Schwefel-Sauerstoff Gemisch) gut 5000°C. Der innere Kern ist fest und der flüssige äussere Kern gefriert gegen innen, so dass der Radius des inneren Kerns langsam wächst. Beim Gefrieren wird viel Energie frei, welche nur gegen aussen, also von unten in den Mantel entweichen kann.



Figur 1. Der zähflüssige Mantel umgibt den flüssigen äusseren und festen inneren Kern und ist selbst umgeben von einer dünnen festen Schicht, der Lithosphäre.

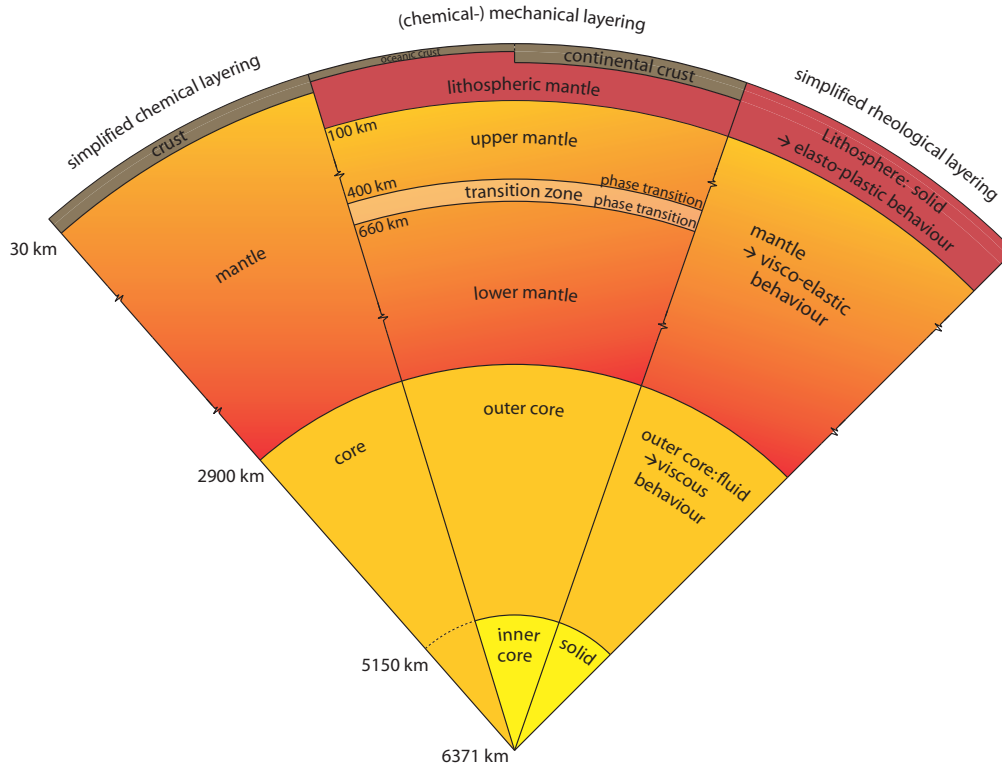
Der Wärmetransport vom heissen Erdinnern durch den Mantel bis an die Erdoberfläche erfolgt in verschiedenen Arten je nach Druck- und Temperaturbedingungen sowie dem Zustand der Materie (fest-flüssig-gasförmig) und der Art der Wärmequellen (siehe Anhang 1, Wärmetransportgleichung). In einem Festkörper wie der Lithosphäre findet ausschliesslich Wärmeleitung statt. In Flüssigkeiten dagegen findet Wärmetransport grossmehrheitlich in Form von Materialbewegungen statt (heisses Material steigt auf, kaltes sinkt ab, Figur 2) und man spricht von Konvektion. Während der Mantel auf kurzzeitige Belastungen wie seismische Wellen als

Festkörper reagiert, verhält er sich bezüglich langsamen Bewegungen von einigen cm pro Jahr wie eine Flüssigkeit. Wegen der vergleichsweise geringen Effizienz der Wärmeleitung ist auch der Wärmetransport im zähflüssigen Mantel durch Konvektion dominiert. Die Lithosphäre dagegen wird oft als thermische Grenzschicht (Schicht mit Wärmeleitung als dominanter Form des Wärmetransportes) bezeichnet, welche den heißen ($>>1300^{\circ}\text{C}$) Erdmantel isoliert (Figuren 1 und 2).



Figur 2. Das Lithosphären-Mantel System wobei kaltes Mantelmaterial (ozeanische Lithosphäre) in den Subduktionszonen absinkt und heisses Mantelmaterial in Form von Plumes bis an die Unterseite der Lithosphärenplatte aufsteigt. Oft findet sich an der Oberfläche ein Abdruck (Hot Spot) zum Beispiel in Form einer vulkanischen Inselkette wie Hawaii. Am Mittelozeanischen Rücken (MOR) entstehen auf beiden Seiten ozeanische Lithosphäre (siehe Text), welche später bei den Subduktionszonen in den Mantel zurückfließt. Aufsteigende und absinkende Mantelströmungen sind also nur indirekt gekoppelt und nicht Teile einer einzigen zirkulären Strömung.

Die Konvektion im Mantel wird durch die Wärmezufuhr aus dem Erdinnern, die Wärmeproduktion aus dem Zerfall der natürlichen radioaktiven Elemente verteilt im Mantel und durch das Schwerfeld der Erde bestimmt. Bei konstantem Chemismus und ohne Phasenübergänge ist heisses Material weniger dicht als kaltes Material. In einer Flüssigkeit braucht es nur geringe Unterschiede in der Dichte um Ausgleichsströmungen auszulösen. Lokal aufgeheiztes Material dehnt sich aus, steigt auf und löst damit eine Gegenströmung von kälterem Material nach unten aus. In einem Kochtopf wird von unten geheizt während die Flüssigkeit oben und von der Seite durch die Wand der Pfanne gekühlt wird. Aus diesem Grund bildet sich in einem Kochtopf normalerweise eine zirkuläre Strömung aus mit aufsteigendem heissem Wasser in der Mitte und einer Rückströmung von kühlerem Wasser entlang den Pfannenwänden nach unten. Dieses einfache Konvektion-Modell trifft jedoch nicht zu für die Erde (siehe Kapitel zu Antrieb der Plattentektonik weiter hinten), da der Erdmantel keine Seiten hat sondern nur eine kalte Oberfläche und eine heisse Unterfläche (Kern-Mantel-Grenzfläche).

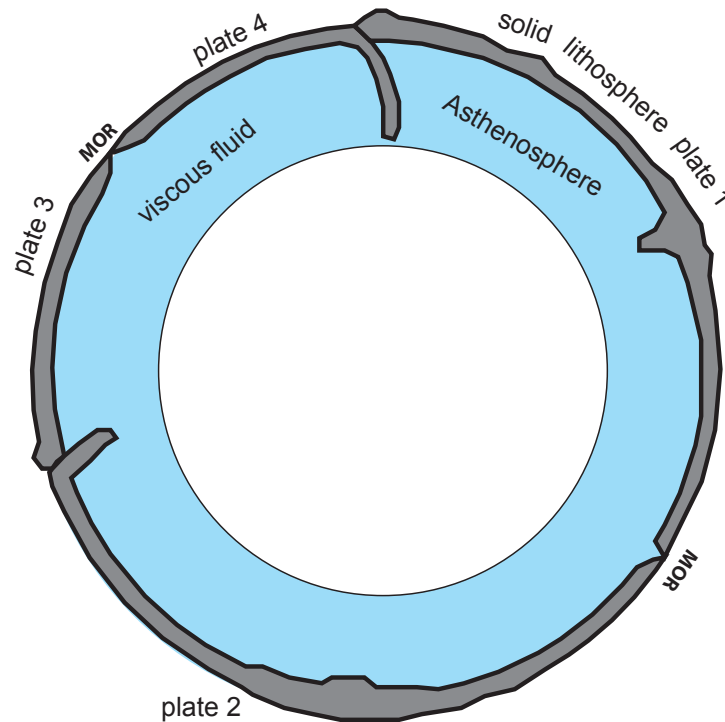


Figur 3. Aufbau und Zustand der Erde. Auf Grund der chemischen Zusammensetzung und der Dichte unterscheidet man Kruste, Mantel und Kern (links). Mechanisch gesehen schwimmt die feste Lithosphäre auf dem zähflüssigen Mantel, der wiederum auf dem flüssigen äusseren Kern aufliegt, welcher den festen inneren Kern umgibt (rechts). Für das Verständnis der Prozesse der Plattentektonik entscheidend ist die Kombination der beiden Sichtweisen (Mitte).

2 Lithosphäre schwimmt auf Asthenosphäre

Die feste äussere Schale, die Lithosphäre, welche auf dem darunterliegenden zähflüssigen Mantel schwimmt, besteht mehrheitlich aus Mantelmaterial mit einer dünnen Schicht von Krustenmaterial obenauf (Fig. 3). Die Lithosphäre ist meist etwa 100km dick doch schwankt ihre Mächtigkeit zwischen einem Minimum von 5km und einem Maximum von 250km. Das Lithosphären-Asthenosphären-System (LAS) der Erde verhält sich analog zu einem eisbedeckten See im tiefen Winter. Die Eisdecke mag verschieden dick sein, doch ist kein Wasser an der Oberfläche zu finden, weil es sofort gefrieren würde.

Analog ist nirgends auf der Erdoberfläche Asthenosphäre zu finden (Fig. 4), selbst am mittelozeanischen Rücken (MOR) nicht, wo die Lithosphäre am dünnsten ist und nur aus ozeanischer Kruste besteht. Der Grund dafür, dass am MOR ozeanische Kruste entsteht liegt in der Eigenschaft der Asthenosphäre, als komplexes chemisches Gemisch sich bei niedrigem Druck und unter entsprechendem Temperaturverhältnis in verschiedene Bestandteile zu separieren, analog zu Milch, welche sich in Wasser und Fettanteile scheiden kann.



Figur 4. Die Lithosphäre ist in ein dutzend grosse und einige kleine Platten zerbrochen, welche auf der darunterliegenden, zähflüssigen Asthenosphäre schwimmen. Die sich bewegenden Lithosphärenplatten bedecken die gesamte Erdoberfläche.

Im Falle der peridotitischen Asthenosphäre entstehen als sogenannte „Dekompressions-Schmelzen“ basaltische Magmen, welche wegen ihrer geringeren Dichte und der viel geringeren Viskosität aus der Asthenosphäre unter dem MOR aufsteigen und als neuer Ozeanboden gefrieren. Dieser chemische Differentiationsprozess (basaltische Dekompressionsschmelzen steigen auf und bilden neue ozeanische Kruste) findet automatisch überall dort statt, wo zwei Lithosphärenplatten auseinander driften, analog dem Aufsteigen und Gefrieren von Wasser zwischen zwei Eisschollen.

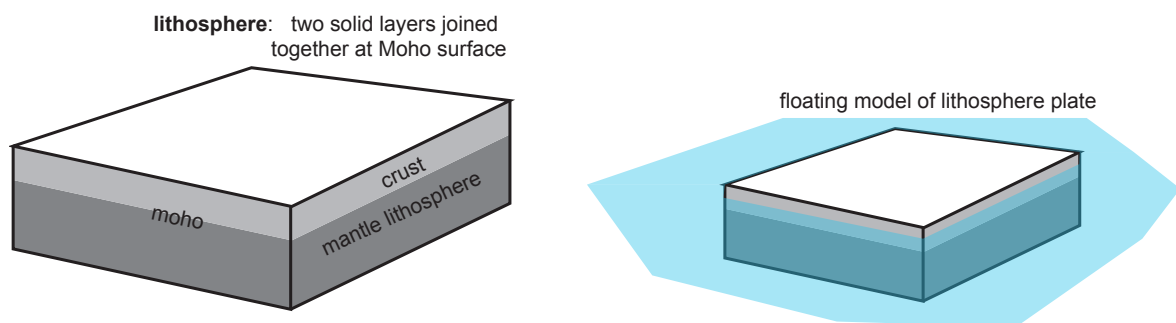
Bei schwimmenden Festkörper herrscht ein **isostatisches Gleichgewicht** zwischen dem Gewicht des Festkörpers und dem Auftrieb als Folge der verdrängten Flüssigkeit. Die freie Oberfläche einer Flüssigkeit entspricht automatisch einer Äquipotentialfläche. Auf der Erde wird deshalb das Geoid durch die Meeresoberfläche abgebildet. Die Meeresoberfläche entspricht jedoch nur einer riesigen Wasserwaage zur Darstellung des Geoids, bezeichnet aber nicht die Ausgleichshöhe für die Isostasie des LAS, welche sich auf die Flüssigkeit Asthenosphäre beziehen muss. Während man bei einem einzelnen auf dem Ozean treibenden Eisberg die Wasseroberfläche als Ausgleichshöhe für die Berechnung von topographischer Last und Auftrieb benutzen kann, so geht dies nicht mehr für einen vollständig zugefrorenen See oder eben die vollständig von **Lithosphärenplatten bedeckte Asthenosphäre**. In diesem Falle legen wir die Ausgleichshöhe (überall gleicher Druck) in die Flüssigkeit (Asthenosphäre) unterhalb der tiefsten Lithosphäre-Asthenosphären-Grenze und berechnen die Gesamtmassenbilanz der darüberliegenden Materialsäule. Diese Referenzfläche hat dieselbe Form (Topographie) wie das Geoid und wie die hypothetische Oberfläche der flüssigen Asthenosphäre, wenn es keine Lithosphäre gäbe.

Die Summe aller Massen in jeder Gesteinssäule oberhalb der Referenzfläche ist für alle Säulen gleich. Auf eine Einheits-Grundfläche bezogen kann man für diese Massenbilanz schreiben:

$$\rho_{topo} \cdot h_{topo} + \rho_c \cdot h_c + \rho_{ML} \cdot h_{ML} + \rho_A \cdot h_A = konst \quad (1)$$

Dabei bedeuten ρ_{topo} ($=2.67\text{g/cm}^3$) die Dichte und h_{topo} die Mächtigkeit der topographischen Last (Berge), **c** ist die Abkürzung für Kruste, **ML** für Mantellithosphäre und **A** für Asthenosphäre. Für die entsprechenden Dichtewerte siehe unten.

Die Lithosphäre ist in ein Dutzend grosse und einige kleine Platten zerbrochen, welche auf der darunterliegenden zähflüssigen Asthenosphäre schwimmen und welche sich bewegen. Die feste Lithosphäre besteht aus zwei „zusammengeklebten“ (fest verbundenen) Schichten, der Erdkruste oberhalb und der Mantellithosphäre unterhalb der sogenannten Mohorovicic-Diskontinuität, kurz Moho (Figur 5). Krustengesteine sind über verschiedene chemische Differentiationsprozesse entstanden und zeichnen sich durch geringere Dichte und geringere seismische Wellengeschwindigkeiten aus im Vergleich zu den darunterliegenden peridotitischen Mantelgesteinen. Die untere Lithosphärenschicht –sogenannte Mantellithosphäre– besteht aus Peridotit genauso wie die zähflüssige Asthenosphäre, aus welcher sie durch Gefrieren (bei ca. 1300°C) entstanden ist.



Figur 5. Die Lithosphäre besteht aus zwei festen Schichten, der Kruste und der Mantellithosphäre, welche entlang der Moho-Fläche zusammengeklebt sind. Eine Lithosphärenplatte kann als Floss betrachtet werden, welche auf der Asthenosphäre schwimmt.

Da gefrorener Peridotit (Mantellithosphäre $\rho_{ML} = 3.3\text{g/cm}^3$) dichter ist als geschmolzener Peridotit der Asthenosphäre ($\rho_A = 3.25\text{g/cm}^3$) besteht die feste Lithosphäre also aus zwei Schichten, von welcher die obere – die Kruste- (kont. Kruste $\rho_{cc} = 2.85\text{g/cm}^3$, ozean. Kruste $\rho_{co} = 2.9\text{g/cm}^3$) signifikant leichter und die untere (ML) leicht schwerer ist als die darunterliegende zähe Flüssigkeit. Man kann deshalb eine Lithosphärenplatte wie ein Floss betrachten (Figur 5), das aus einer Korkschicht oben und Metallschicht unten besteht. Solange die beiden Schichten fest miteinander verbunden sind, bestimmt das Verhältnis der Mächtigkeiten der oberen leichteren zur unteren schwereren Schicht, ob das Floss schwimmt oder versinkt.

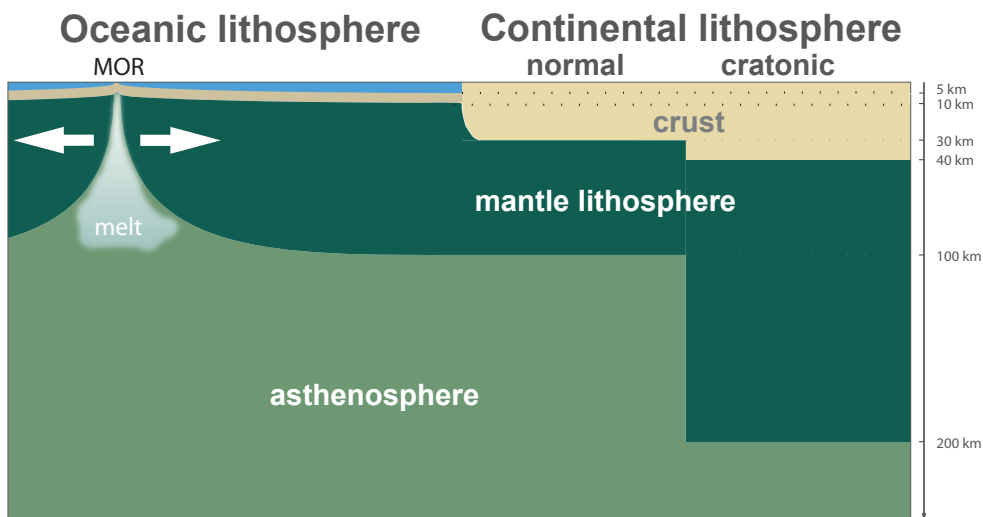
Aus der Massenbilanz (1) lässt sich für eine Lithosphärenplatte mit der Oberfläche auf h_{topo} Meter Höhe (flache Topographie) die Gesetzmässigkeit ableiten:

$$\rho_{\text{topo}} \cdot h_{\text{topo}} + (\rho_c - \rho_A) \cdot h_c + (\rho_{ML} - \rho_A) h_{ML} = 0 \quad \text{Schwebezustand (2a)}$$

$$\rho_{\text{topo}} \cdot h_{\text{topo}} + (\rho_c - \rho_A) \cdot h_c + (\rho_{ML} - \rho_A) h_{ML} < 0 \quad \text{Platte schwimmt (2b)}$$

$$\rho_{\text{topo}} \cdot h_{\text{topo}} + (\rho_c - \rho_A) \cdot h_c + (\rho_{ML} - \rho_A) h_{ML} > 0 \quad \text{Platte kann versinken (2c)}$$

Man beachte, dass auf dem Land (kontinentale Lithosphäre) die Gesteinsdichte der über Meereshöhe hinausragenden Topographie mit $\rho_{\text{topo}} = 2.67 \text{ g/cm}^3$ angenommen werden muss, während im Falle der ozeanischen Lithosphäre h_{topo} der mittleren Meerestiefe entspricht und die Dichte der Wassersäule in Relation zur Dichte der Asthenosphäre gesetzt werden muss ($\rho_{\text{topoMeer}} = (\rho_{\text{H}_2\text{O}} - \rho_A) = -2.25 \text{ g/cm}^3$).



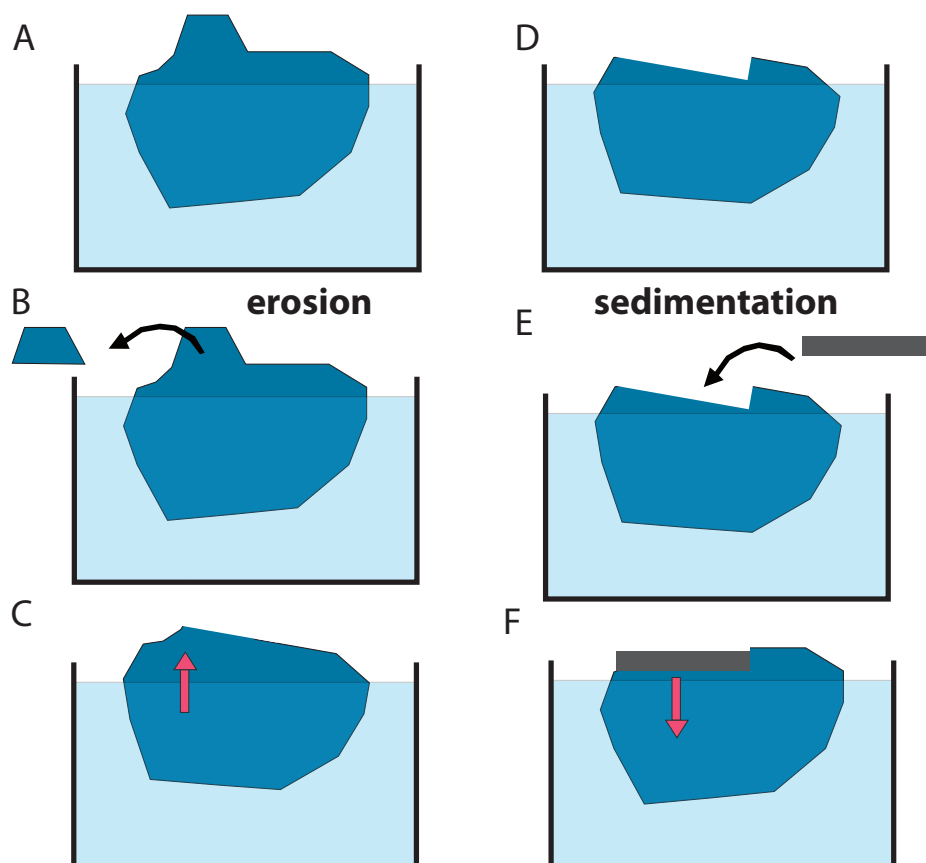
densities (g/cm³): crust ->oceanic 2.90 ->continental 2.85
mantle lithosphere 3.30
asthenosphere 3.25

Figur 6. Verschiedene Arten von Lithosphäre und ihr genereller Aufbau. Kratonische Lithosphäre ist mehr als 1700 Mio. Jahre alt während ozeanische und normale kontinentale Lithosphäre auch heute noch entstehen. Eine 95km mächtige ozeanische Lithosphäre erreicht eine mittlere Dichte von 3.28 t/m^3 und eine 100km-mächtige kontinentale Lithosphäre eine mittlere Dichte von 3.16 t/m^3 .

Dies bedeutet, dass die Ozeane mit der gegenüber Krustengestein viel geringeren Wasserdichte für isostatisches Gleichgewicht der ozeanischen Lithosphäre sorgen (Figur 6). Da allerdings das Meerwasser nicht an der darunterliegenden Lithosphäre festgeklebt ist, kann ozeanische Lithosphäre in der Asthenosphäre versinken (Gleichung 2c), während kontinentale Lithosphäre wegen der ca. 30km mächtigen Kruste mit einer durchschnittlichen Dichte von weniger als diejenige der Asthenosphäre langfristig obenauf schwimmt (Gleichung 2b). Die verschiedenen Dichteverhältnisse relativ zur Asthenosphäre bewirken den grossen Altersunterschied der beiden Lithosphärentypen: Während die älteste ozeanische Lithosphäre weniger als

200 Mio. Jahre alt ist, existieren noch kontinentale (kratonische) Lithosphärenplattenteile, die mehr als 3000 Mio. Jahre alt sind.

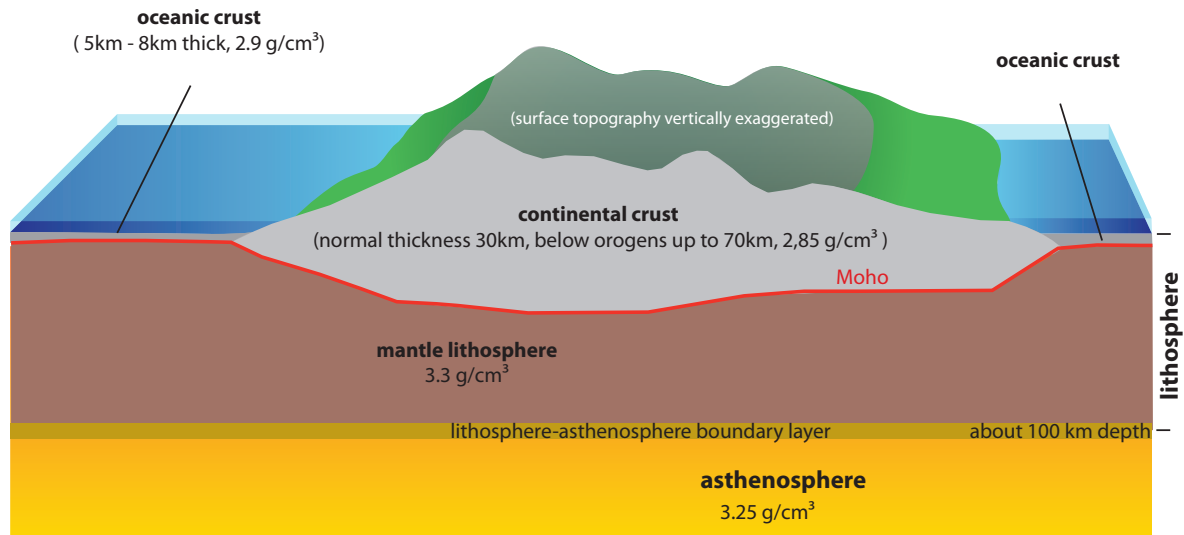
Das Prinzip des auf der Asthenosphäre schwimmenden Flosses Lithosphärenplatte kann auch zum Verständnis von zwei zentralen tektonischen Prozessen auf Kontinenten (Hebung und Senkung) herangezogen werden (Figur 7). Durch Erosion und Abtransport des Abtragungsschuttes durch Flüsse und Gletscher nimmt die Masse eines Gebirges ab und damit auch die gesamte Auflast der Topographie auf der Lithosphärenplatte. Dies löst die bekannte isostatische Ausgleichsbewegung aus indem mit der Verringerung der topographischen Last eine Hebung des Gebirges einhergeht, wie sie zum Beispiel in den Alpen beobachtet wird, welche sich mit fast 2mm/Jahr heben. Umgekehrt führt das Füllen eines Sedimentbeckens mit Abtragungsschutt eines nahen Gebirges zu einer langsamen aber ständigen Senkung, was wiederum das weitere Auffüllen durch Sedimente begünstigt. Als Resultat beobachtet man in solchen Trögen manchmal eine erstaunliche Konstanz der Korngröße der Sedimente über mehrere Kilometer mächtige Schichten. Beispiele für solche Sedimenttröge sind die Molasse im Norden und das Pobecken im Süden der Alpen.



Figur 7. Das dynamische Schwimmgleichgewicht der Lithosphäre auf der Asthenosphäre (oft auch vereinfacht als Isostasie bezeichnet) drückt sich auch in lokalen tektonischen Prozessen aus. Ein Gebirge hebt sich während durch die Erosion topographische Masse abgetragen wird (Abfolge A-C) und das Ablagern von Sedimenten in einem Becken –als Folge der Erosion im benachbarten Gebirge– führt zu einer Senkung (Abfolge D-F).

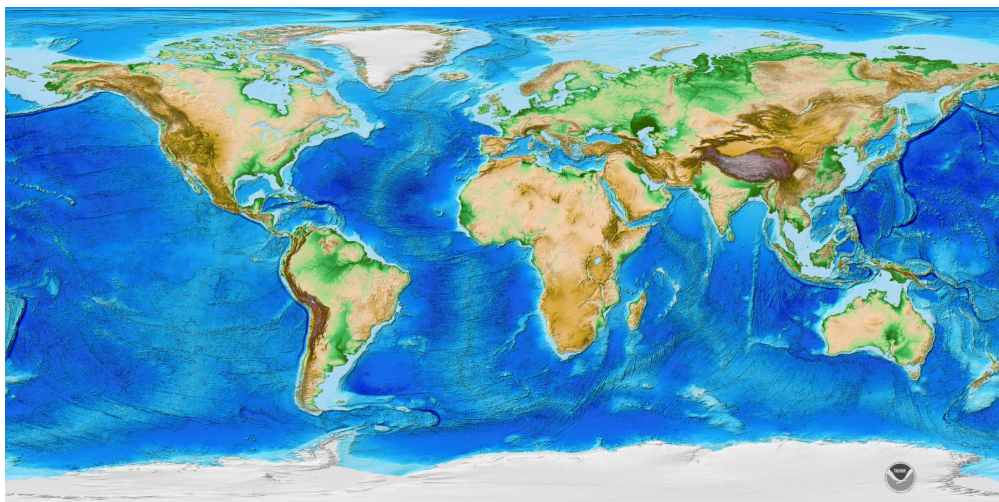
Die meisten grossen Lithosphärenplatten umfassen heute sowohl kontinentale als auch ozeanische Lithosphäre welche an sogenannten passiven Kontinentalrändern zusammengeschweisst sind (Figur 8). Die gesamte Platte bewegt sich auf der

Asthenosphäre schwimmend als Einheit, bei der Reaktion auf vertikale Belastungen (isostatischen Ausgleichsbewegungen oder bei Subduktion) sind jedoch grosse Unterschiede zwischen den ozeanischen und den kontinentalen Lithosphärenteilen einer Platte zu beobachten.



Figur 8. Schematisches Beispiel einer Lithosphärenplatte welche sowohl kontinentale als auch ozeanische Lithosphäre umfasst (Topographie über Wasser ist stark überhöht). Die Plattengrenzen liegen ausserhalb der Bildgrenze an den beiden Mittelozeanischen Rücken (MOR). Entlang den beiden passiven Kontinentalrändern sieht man nicht nur den Übergang vom Shelfbereich zur Tiefsee sondern auch die dramatische Verringerung der Mächtigkeit der Kruste von ca. 30km unter dem Kontinent mit geringer Topographie (bis 50km unter Gebirgen) auf bloss noch 5km (bis max. 8km) unter Ozean.

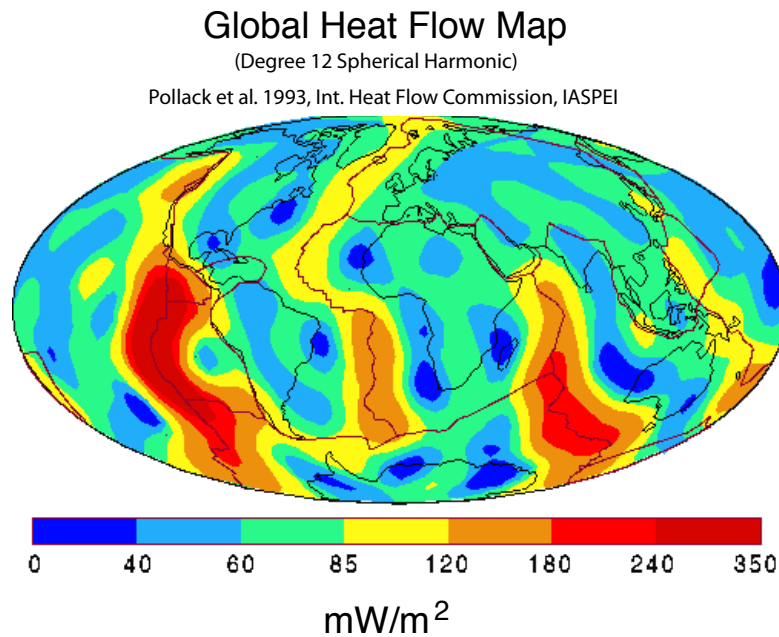
Da die Lithosphärenplatten auf der Asthenosphäre wie Flosse schwimmen, gibt die Höhe der Erdoberfläche Auskunft über den Typus der Lithosphäre (Figur 9). Neben den Kontinenten selbst bestehen auch die Shelf-Gebiete aus kontinentaler Lithosphäre.



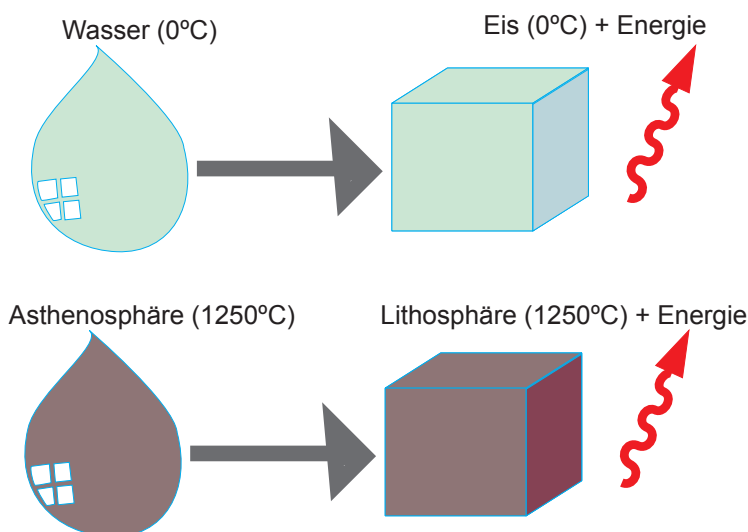
Figur 9. Topographie der Erdoberfläche. Hellblau sind die Shelfgebiete, welche wie die Kontinente selbst aus kontinentaler Lithosphäre bestehen. (Karte: National Oceanic and Atmospheric Administration NOAA)

3 Zyklus der ozeanischen Lithosphäre

Wie eine Karte des Oberflächenwärmeflusses der Erde zeigt (Figur 10), verliert die Erde den Grossteil ihrer inneren Wärme in der nächsten Umgebung der Mittelozeanischen Rücken (MOR) indem sie dort neue ozeanische Lithosphäre bildet während wegen der grossen Isolationswirkung der Lithosphäre überall sonst nur ein relativ geringer Wärmeverlust zu verzeichnen ist. Die grosse Wärmeabgabe bei der Bildung der ozeanischen Lithosphäre (vor allem entlang den mittelozeanischen Rücken, aber auch beim späteren Altern und Auskühlen, Mächtigkeitzunahme) basiert auf einem Prozess analog dem Übergang von Wasser zu Eis unter Freisetzung von viel Energie (Figur 11)!



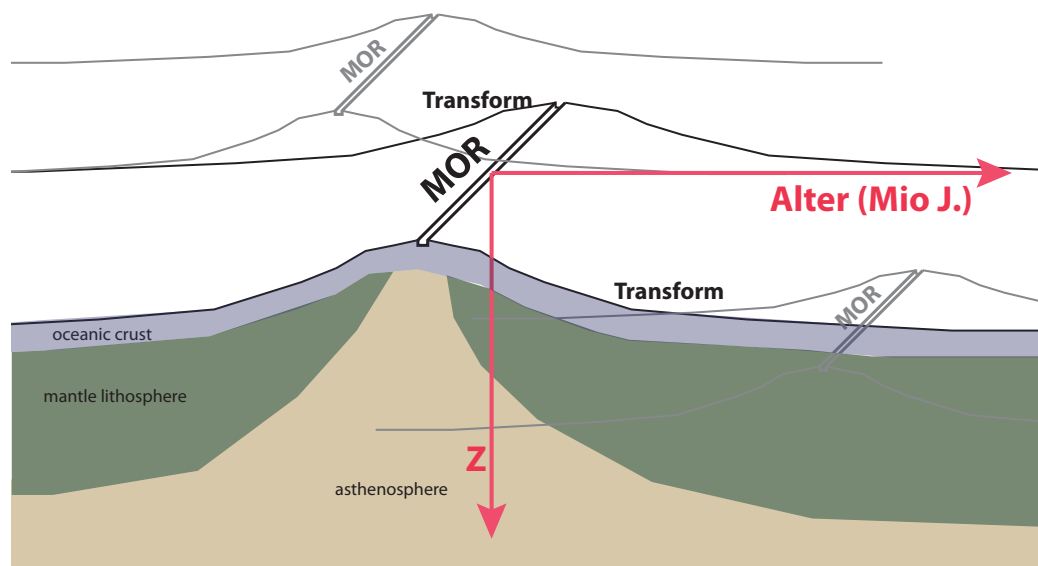
Figur 10. Karte des Oberflächenwärmeflusses der Erde, kompiliert von Pollack et al. 1993. Bereiche mit einem Wärmefluss höher als 100mW/m² sind auf die Bereiche in nächster Umgebung der Mittelozeanischen Rücken beschränkt.



Figur 11. Beim Phasenübergang flüssig->fest wird viel Energie frei. Um ein Gramm Wasser um 1 Grad zu erwärmen braucht es 1 Kalorie. Um 1 Gramm Eis (0°C) zu einem Gramm Wasser (0°C) zu schmelzen benötigt man 80 Kalorien. Diese Wärme wird beim Gefrierprozess wieder frei.

Ein Grossteil der Wärme aus dem Erdinnern wird am MOR an die Aussenwelt abgegeben, indem dort aus Asthenosphäre ozeanische Lithosphäre gebildet wird. Dies kann jedoch nur solange weiter geschehen, als die beiden neugebildeten ozeanischen Lithosphärenplatten auseinanderdriften. Da die Erde eine konstante Grösse aufweist muss pro Zeiteinheit eine gleiche Fläche wie die neugebildete Lithosphäre an einer anderen Stelle wieder abgebaut, respektive subduziert werden. Da die ozeanische Lithosphäre wenige Mio. Jahre nach ihrer Entstehung bereits eine grössere Dichte aufweist als die darunterliegende Asthenosphäre und die kontinentale Lithosphäre immer eine geringere Dichte besitzt als die Asthenosphäre, wird die ozeanische Lithosphäre subduzieren.

Der Zyklus der ozeanischen Lithosphäre beginnt am mittelozeanischen Rücken (MOR), geht weiter über die Verdickung und Auskühlung an der Erdoberfläche, Subduktion, Veränderung beim Absinken im Mantel und endet mit der Zersetzung entweder an der 670km-Grenzschicht zwischen oberem und unterem Mantel oder an der Kern-Mantel Grenze. Abgesehen von der Bildung der ozeanischen Kruste am MOR (siehe unten) betrifft dieser Zyklus ausschliesslich Mantelmaterial, welches an der Oberfläche der Asthenosphäre zu Lithosphäre gefroren wird, sich anschliessend entlang der Erdoberfläche in Richtung einer Subduktionszone verschiebt und dort in den Mantel abtaucht, um schliesslich im tiefen Mantel wieder aufgeschmolzen zu werden. Eine einfache volumetrische Abschätzung der Masse von Mantelmaterial, das an diesem Zyklus der ozeanischen Lithosphäre beteiligt ist (siehe Anhang 2) ergibt, dass seit der Entstehung der Erde vor ca. 4500 Mio. Jahre insgesamt Material wie das gesamte Volumen des Mantels einmal an diesem Gefrier-Schmelz-Prozess beteiligt gewesen ist. Damit wird klar, wie wichtig der Zyklus der ozeanischen Lithosphäre für die Abkühlung des Mantels und damit der Erde insgesamt ist.



Figur 12. Für die Beschreibung der Prozesse bei der Entstehung der ozeanischen Lithosphäre benutzen wir oft ein 2D-Koordinaten-System senkrecht zum Streichen des Mittelozeanischen Rückens (MOR). Während dies –jeweils entlang den Transformstörungen versetzt- gut geeignet ist für die Beschreibung der ozeanischen Lithosphäre einer ganzen Platte, so hat es jedoch für das Strömungsbild im Mantel keine Gültigkeit, denn symmetrisch gegenläufige Strömungen entlang den Transformstörungen sind nicht möglich.

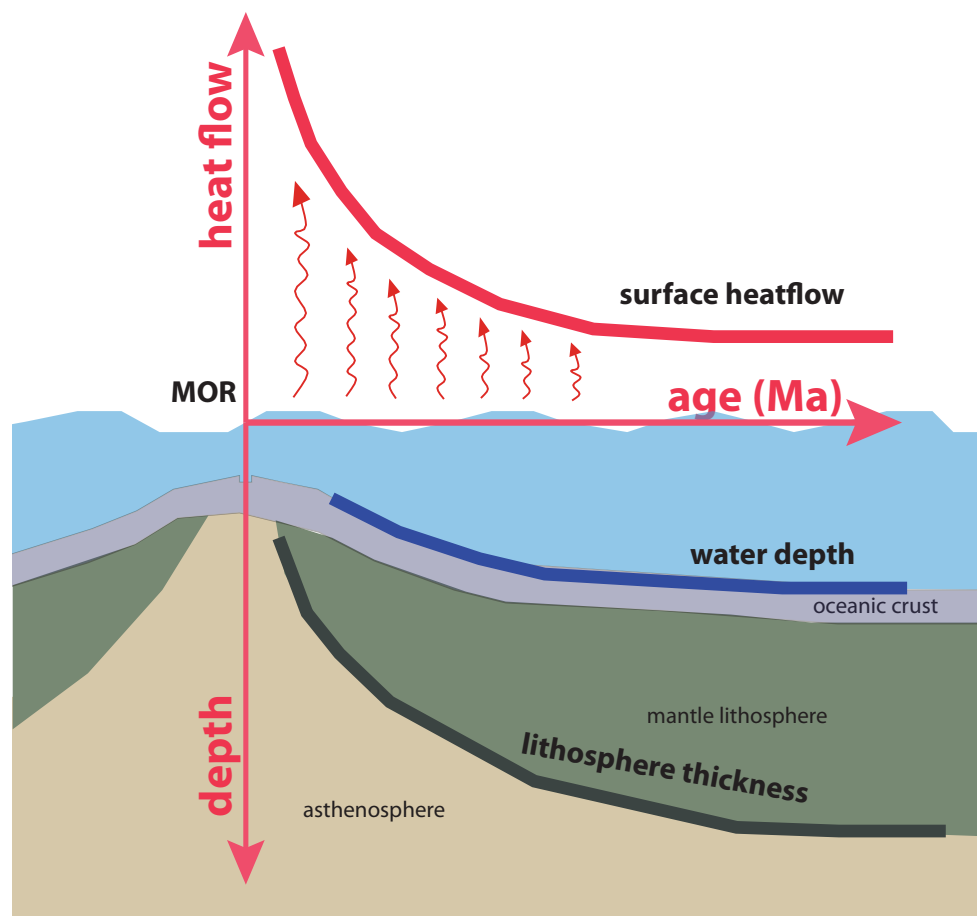
Wir beschreiben die Prozesse bei der Bildung der ozeanischen Lithosphäre am MOR nicht in einem normalen geographischen Koordinatensystem (Länge, Breite, Tiefe) sondern mit kartesischen Koordinaten in 2-Dimensionen (Tiefe und Alter statt Distanz zum MOR, siehe Figur 12).

In der Erdwissenschaften gibt es nur wenige Beobachtungsreihen, welche sich so gut mit einem einfachen und eindeutigen Modell erklären lassen wie die Daten zur ozeanischen Lithosphäre in der Umgebung vom MOR (siehe auch Figur 13):

$$q_{\text{Wärmefluss}} \left(mW / m^2 \right) = \frac{350}{\sqrt{\text{Alter} \left(\text{MioJ.} \right)}} \quad (3a)$$

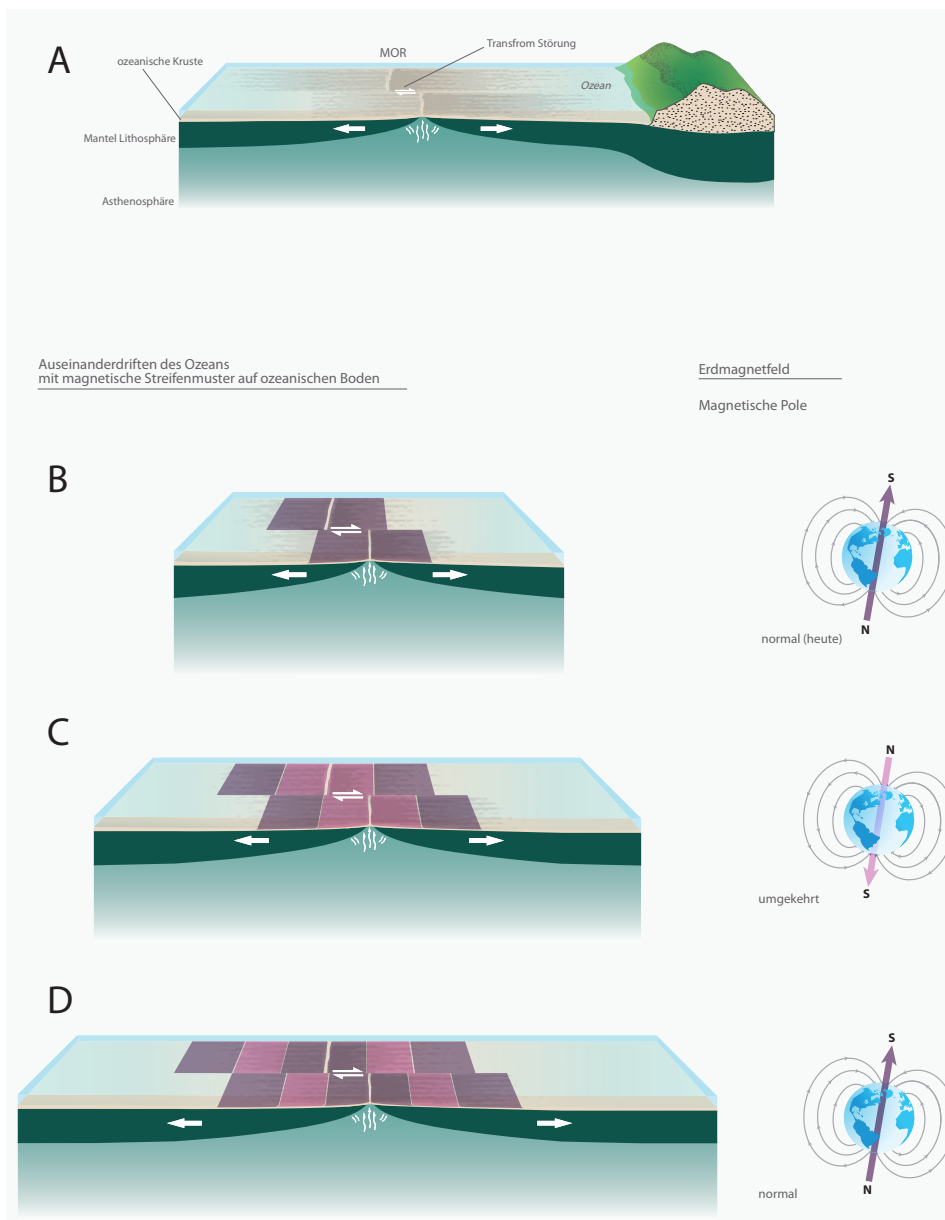
$$H_{\text{Wassertiefe}} \left(km \right) = 2.5 + 0.35 \cdot \sqrt{\text{Alter} \left(\text{MioJ.} \right)} \quad (3b)$$

$$H_{\text{MächtigkeitLithosphäre}} \left(km \right) = 10 \cdot \sqrt{\text{Alter} \left(\text{MioJ.} \right)} \quad (3c)$$



Figur 13. Schematische Zusammenfassung der drei Beobachtungsreihen Oberflächenwärmefluss, Wassertiefe des Ozeans und Mächtigkeit der Lithosphäre in Funktion des Abstandes vom MOR, respektive des Alters der ozeanischen Lithosphäre.

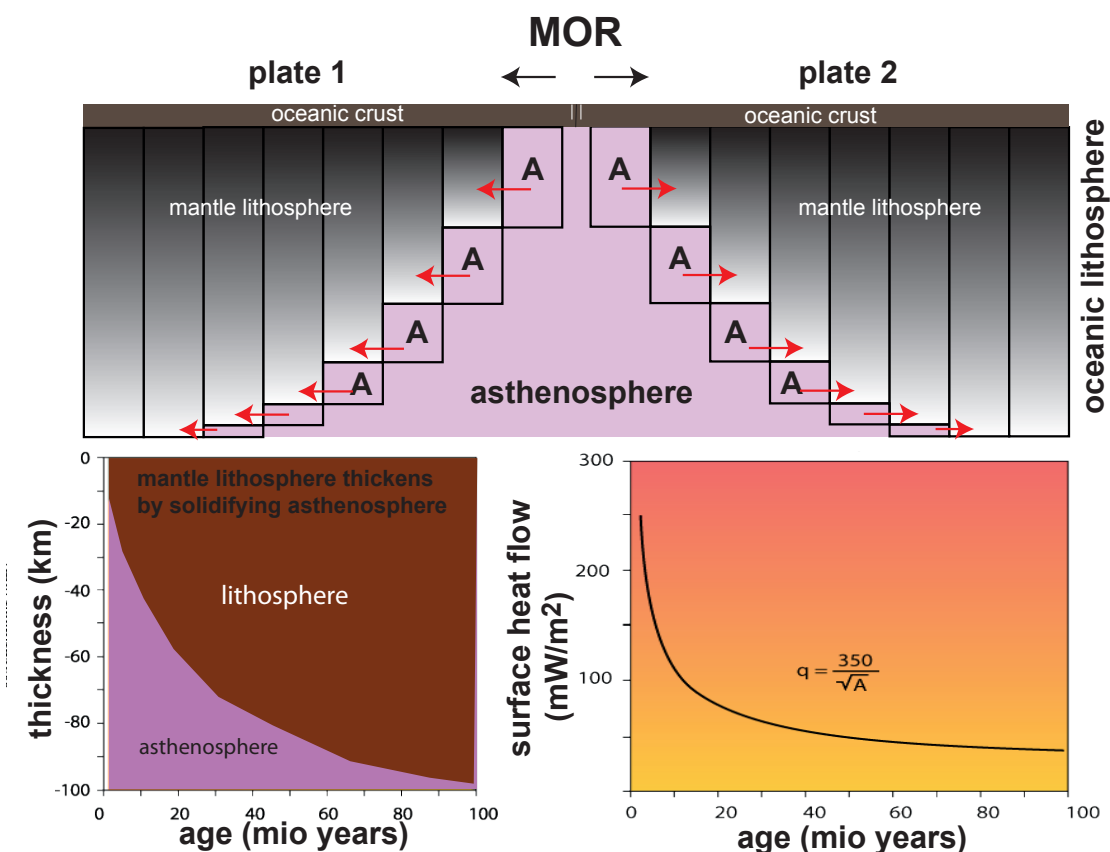
Die Asthenosphäre besteht aus einem zähflüssigen Materialgemisch, welches bei niedrigen Drucken und Temperaturen wie sie nahe der Erdoberfläche unterhalb der Ozeane herrschen chemisch nicht stabil ist. Aus diesem Grund separiert sich direkt unter dem MOR in einigen Dutzend Kilometer Tiefe eine basaltische Schmelze aus der peridotitischen Asthenosphäre. Dank seiner geringeren Dichte und viel geringeren Viskosität steigt der Basalt auf und bildet direkt am MOR die ozeanische Kruste (5km bis 8km mächtig). Basaltische Laven enthalten magnetische Mineralien, welche bei der Abkühlung unter die Curie-Temperatur durch das vorherrschende Erdmagnetfeld magnetisiert werden. Diese sogenannte Thermoremanente Magnetisierung wird solange unverändert bleiben, wie die Gesteine nicht wieder über die Curie-Temperatur erhitzt werden. Da das Erdmagnetfeld in unregelmässigen Abständen



Figur 14. Entstehung des magnetischen Streifenmusters der ozeanischen Kruste auf beiden Seiten des MOR in einem sich öffnenden Ozean (A). Bei der Abkühlung unter die Curie-Temperatur entstehen durch Thermoremanente Magnetisierung der basaltischen ozeanischen Kruste auf beiden Seiten des MOR Streifen von gleichartig ausgerichteter Magnetisierung je nach dem dazumal vorherrschenden Magnetfeld. Da das Magnetfeld in unregelmässigen Abständen umpolt (Situationen B-C-D), wechseln sich schliessliche Streifen von positiv und negativ polarisierter Magnetisierung ab, jeweils versetzt an den Transformstörungen zwischen den MOR-Abschnitten.

umpolt entsteht am MOR bei der Bildung der ozeanischen Kruste das typische magnetische Streifenmuster (Figur 14), das Auskunft gibt über das Alter und die Entstehungsabfolge der ozeanischen Lithosphäre. Je nach Öffnungsgeschwindigkeit am MOR –entsprechend der Produktionsgeschwindigkeit der ozeanischen Lithosphäre– entstehen dabei in der gleichen Zeitperiode breitere oder schmalere Streifen. Zum generellen Studium der Prozesse bei der Bildung der ozeanischen Lithosphäre am MOR und in dessen Umgebung eignet sich deshalb das Alter besser als die Distanz zum MOR, weil ersteres unabhängig von der Öffnungsgeschwindigkeit ist (Figur 13 und Gleichungen 3).

Am MOR ist der Wärmefluss besonders hoch (Figuren 10 und 13; Gleichung 3a) weil dort die ca. 1250°C heisse zähflüssige Asthenosphäre nur durch eine 5-8km mächtige Lithosphäre (in diesem Fall einzig aus der ozeanischen Kruste bestehend) und dem Ozean überdeckt wird und weil beim Gefrieren der Basaltschmelzen zu ozeanischer Kruste und der Asthenosphäre zu Mantellithosphäre auf beiden Seiten des MOR sehr viel Energie frei wird (Figur 15). Da es weiter im Erdinneren noch heisser ist, kann die Energie nur gegen oben durch die Erdoberfläche abgegeben werden.

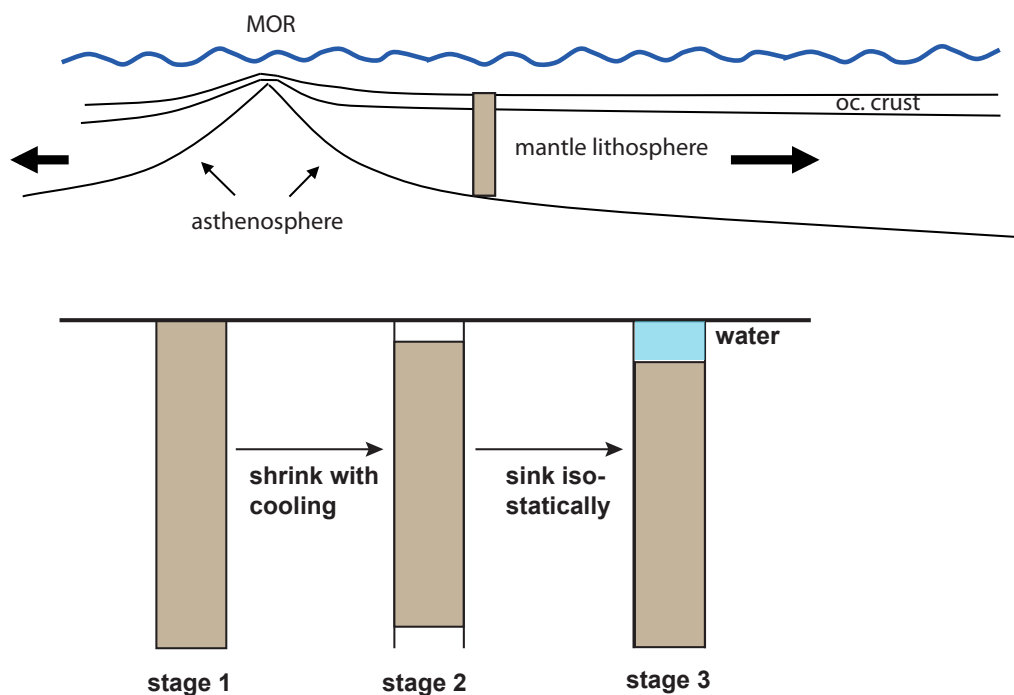


Figur 15. Entstehen der Mantellithosphäre am MOR durch Gefrieren von Asthenosphären-Material zu Mantellithosphäre unter der isolierenden Schicht der ozeanischen Kruste. Die dabei und anschließend durch das weitere Abkühlen der Lithosphäre frei werdende Energie führt zur charakteristischen Wärmeflussdichte-Verteilung (Gleichung 3a) und zur Mächtigkeit der Lithosphäre (Gleichung 3c) in Abhängigkeit von Alter respektive Distanz zum MOR.

Die Mächtigkeit der Lithosphäre unter den Ozeanen kann gut mit Oberflächenwellentomographie bestimmt werden und gehorcht der Funktion gemäss Gleichung 3c. Die

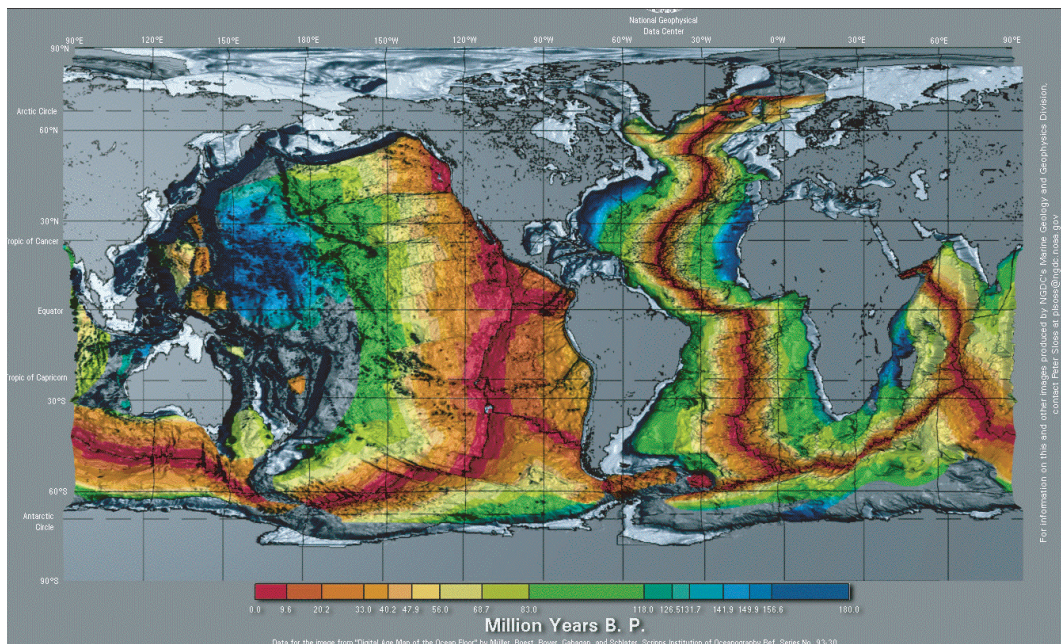
Mantellithosphäre entsteht durch Gefrieren (bei 1250-1300°C) von Asthenosphäre zuerst unter der ozeanischen Kruste und anschliessend seitlich vom MOR jeweils an der Unterseite der Lithosphäre (Figur 15). Mit zunehmender Distanz vom MOR respektive zunehmendem Alter und zunehmender Mächtigkeit der Lithosphäre nimmt die Mächtigkeitszunahme pro Zeiteinheit rasch ab. Es gefriert immer weniger Asthenosphäre an bis überhaupt nichts mehr anfriert, weil die Lithosphäre eine Mächtigkeit –und damit eine Isolationswirkung- erreicht hat (heute ca. 110km) bei welcher nur gerade soviel Wärme mittels Wärmeleitung durchfliessen kann, wie auch aus dem Mantel unten an die Lithosphäre herangeführt wird. Ab diesem Zeitpunkt kann keine beim Gefrieren freiwerdende Energie mehr abgeführt werden und die Mächtigkeit der Lithosphäre bleibt stabil. Gleichung 3c gilt also nur bis etwa Alter 100 Mio. Jahre.

Am einfachsten zu messen ist die Wassertiefe der Ozeane (vgl. Gleichung 3b und Figur 13). Mit Ausnahme von Island, wo der MOR wegen der Aufwölbung infolge einer Plume über Meereshöhe hinausragt, finden wir eine durchschnittliche Wassertiefe von 2.5km über den MOR und eine durchschnittliche Wassertiefe von 5km bis 6km in den ausgedehnten Tiefseebecken weit weg von MOR (Figur 9). Die charakteristische Abhängigkeit der Wassertiefe der Ozeane vom Alter der darunterliegenden ozeanischen Lithosphäre ist die Folge von Abkühlungsprozessen der am MOR neugebildeten Lithosphäre (Figur 16). Mit zunehmendem Alter nimmt die Lithosphäre an Mächtigkeit zu und kühlt ab, wobei sich das Material zusammenzieht und damit auch dichter wird. Da die Lithosphäre auf der Asthenosphäre schwimmt, sinkt erstere mit zunehmendem Alter tiefer ein, wobei das damit tiefer werdende Becken mit Wasser gefüllt wird.



Figur 16. Beim Abkühlen der Lithosphäre zieht sich das Material zusammen. Als Folge erhöht sich die Dichte und die Mächtigkeit einer Lithosphären-Säule nimmt schrumpfungsbedingt leicht ab. Da die Lithosphäre auf der Asthenosphäre schwimmt, sinkt sie ab bis das isostatische Gleichgewicht wieder erreicht ist. Die Wassertiefe in den Tiefseebecken beträgt deshalb ca. 5-6km, mehr als doppelt soviel wie an den MOR.

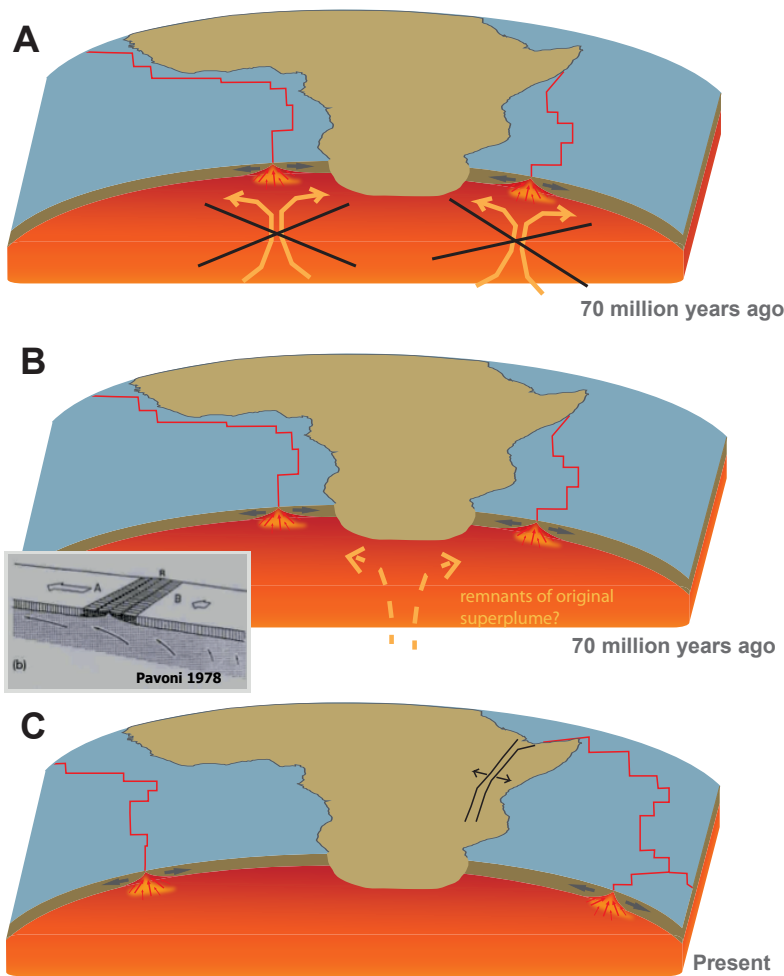
Die Prozesse der ozeanischen Krustenbildung sowie das Anfrieren von Asthenosphärenmaterial zur Mächtigkeitzunahme der ozeanischen Lithosphäre am und in der Umgebung des MOR sind nur möglich, weil die Platten am MOR auseinanderdriften. Diese langfristige Bewegung der Platten und der Plattengrenzen kann gut am Beispiel der Afrikanischen Platte studiert werden. Afrika ist mehrheitlich von einem MOR-System umgeben, im Westen im Zentral- und Süd-Atlantik, im Süden in der Südsee und im Osten im Indischen Ozean bis ins Rote Meer. Die Karte des Alters der ozeanischen Lithosphäre (Figur 17) erlaubt die Rekonstruktion der Lage des MOR Systems seit seiner Bildung beim Auseinanderbrechen von Gondwana.



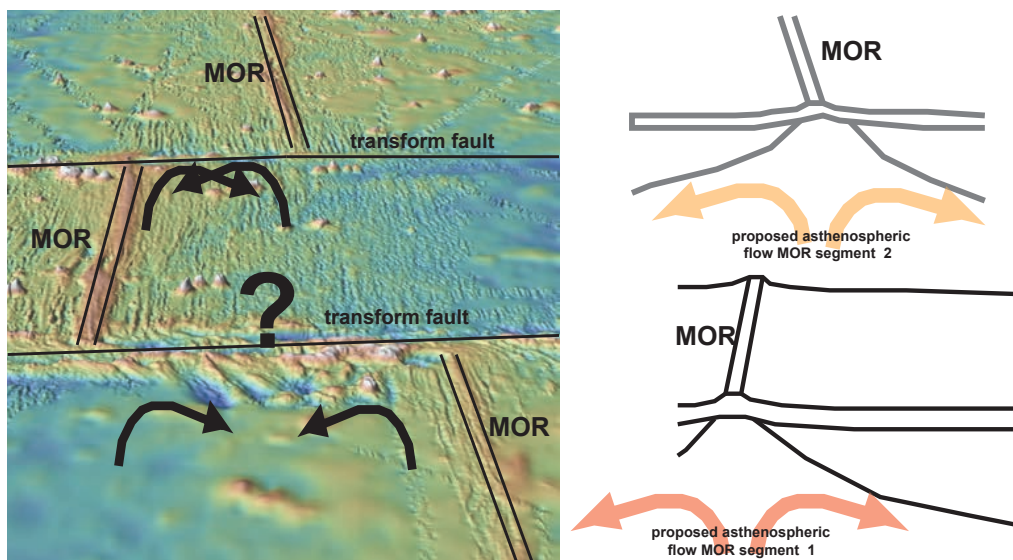
Figur 17. Alter der ozeanischen Lithosphäre basierend auf dem magnetischen Streifenmuster (Mueller et al. Scripps Institution of Oceanography Ref. Series No. 93-30).

Figur 18A zeigt die Situation des MOR-Systems um Afrika vor 70 Mio. Jahren verbunden mit der in vielen älteren Lehrbüchern verbreiteten Hypothese einer divergenten Strömung im Mantel unter einem MOR. Im Falle von Afrika wäre auf der westlichen Seite (im Atlantik) eine Strömung nach Osten und auf der östlichen Seite (im Indik) eine Strömung nach Westen anzunehmen, insgesamt also ein gegensätzliches Strömungspaar, welches Afrika bis heute unter West-Ost gerichtete Kompression setzen würde. Wir beobachten jedoch eine Divergenz entlang dem ostafrikanischen Grabenbruch-System. Ausserdem wäre es schwer zu begründen, welche Kräfte diese Mantelströmungen im Laufe der Zeit rund um Afrika auseinanderdriften lassen sollten. Schliesslich findet sich in den tomographischen Bilder keine Anzeichen einer tiefreichenden aufsteigenden Strömung unter den heutigen MOR sondern allenfalls unter dem kontinentalen Afrika eine diffuse und schwache aufsteigende Strömung, welche vielleicht als Überbleibsel jenes Superplumes zu betrachten ist, welcher Gondwana auseinanderbrechen liess (Figur 18B und C).

Eine divergente tiefgründige Mantelströmung unter dem MOR als Antrieb und Grund für divergente Plattengrenzen kann auch wegen der Segmentierung des MOR und den horizontalen Versätzen entlang von Transformstörungen ausgeschlossen werden (Figur 19). Schliesslich zeigen auch tomographische Bilder eindeutig, dass die erhöhte Temperatur in der Asthenosphäre unter den MOR als Folge des lokalen Aufstiegs von Schmelzen auf die obersten 150km beschränkt ist.

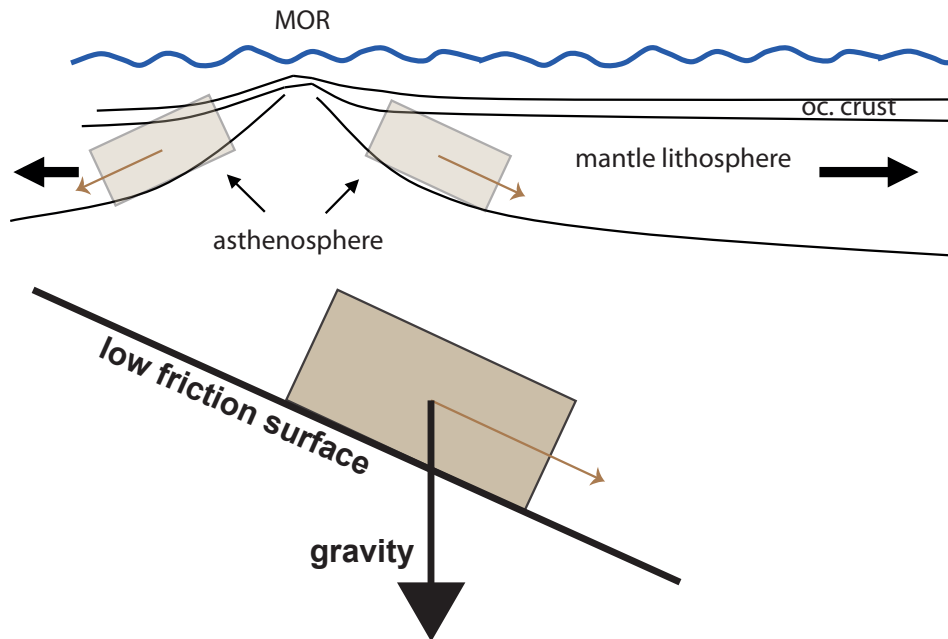


Figur 18. Das MOR-System um Afrika vor 70 Millionen Jahre (A und B) und heute (C). Tiefgründige divergente Mantelströmungen unter den beiden MOR im Atlantik und im Indik (A) welche die Platten an den MOR-Grenzen aktiv auseinander schieben widersprechen den Beobachtungen (siehe Text). Dagegen ist ein passives Auseinandergleiten in West-Ost –Richtung um Afrika (Model in B und C) im Einklang mit den Beobachtungen.



Figur 19. Tiefgründige divergente Mantelströmungen unter dem MOR (hier ein Beispiel des ostpazifischen MOR) welche die Platten aktiv auseinander schieben widersprechen den Fließgesetzen im zähflüssigen Mantel, da sie jeweils für jedes MOR-Segment einzeln geltend entlang den Transformstörungen gegenläufig wären.

Der Öffnungsmechanismus am MOR ist nicht von aussen über Mantelströmungen gesteuert, sondern –nachdem durch Auseinanderdriften von zwei Platten einmal geschaffen- durch die lokale Struktur begründet (Figur 20) und wird als „Ridge Push“ bezeichnet. Diese Kraft wirkt allerdings nur lokal in der Umgebung des MOR solange die Mantellithosphäre noch nicht ihre entgültige Mächtigkeit von 100-110km erreicht hat.

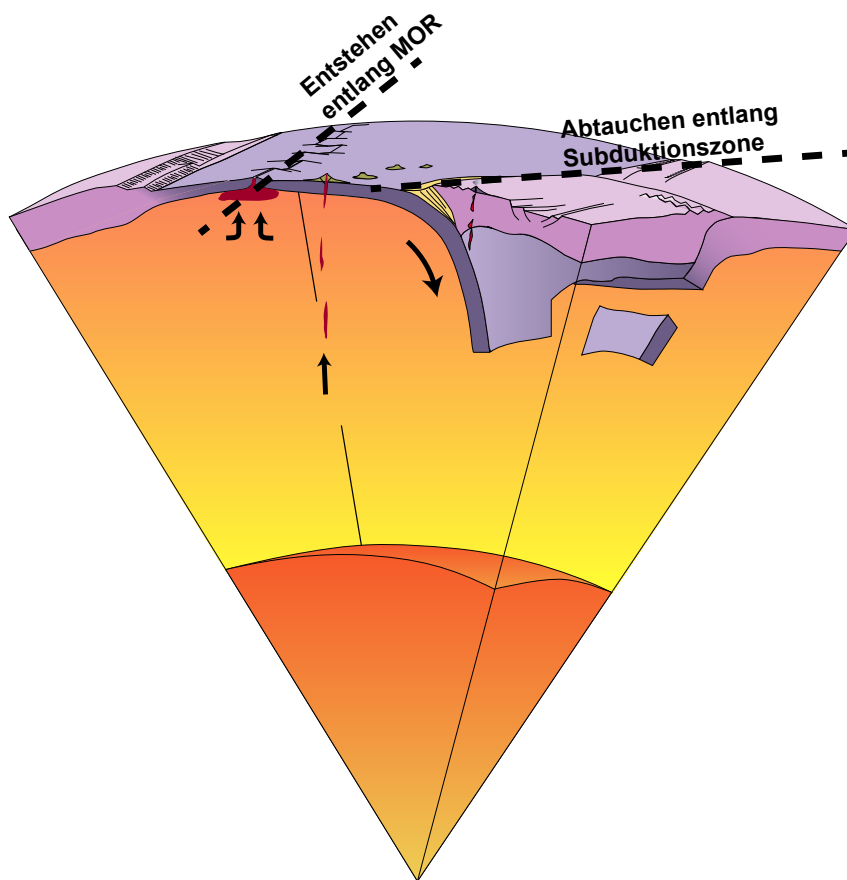


Figur 20. Gravitives Abgleiten von Lithosphäre auf ihrer schiefen Unterlage auf beiden Seiten des MOR wird als „Ridge Push“ bezeichnet.

Bereits nach weniger als 20Mio. Jahren erreicht die ozeanische Lithosphäre eine höhere durchschnittliche Dichte als die Asthenosphäre und befindet sich damit in einem labilen Schwimmgleichgewicht. Die ozeanische Lithosphäre versinkt nur deshalb nicht, weil die Platten die gesamte Erdoberfläche bedecken und die darunterliegende Flüssigkeit nirgends an die Oberfläche kommen können (vgl. auch Figur 4). Subduktion, d.h. Eintauchen einer Lithosphärenplatte in die Asthenosphäre findet deshalb nur unter einer anderen Platte statt. Subduzieren kann jedoch nur die ozeanische Lithosphäre, welche mit 3.28 to/m^3 dichter als die Asthenosphäre (ca. 3.25 to/m^3) ist (Figur 6). Kontinentale Lithosphäre ist weniger dicht als die Asthenosphäre und kann nicht subduziert werden. Es subduziert also immer ozeanische Lithosphäre entweder unter anderer ozeanischer oder unter kontinentaler Lithosphäre. Wenn eine Platte aus ozeanischer und kontinentaler Lithosphäre besteht (vgl. Figur 8), so wird am Ende der subduzierenden ozeanischen Lithosphäre der passive Kontinentalrand in die Subduktionszone hineingezogen. Der Auftrieb der kontinentalen Lithosphäre verhindert jedoch deren Subduktion, so dass schliesslich der ozeanische Lithosphärenlab abreißt und versinkt während der kontinentale Teil der Platte weiter bestehen bleibt.

Neue Ozeane, d.h. ein MOR mit sich neu bildender ozeanischer Lithosphäre entstehen durch Auseinanderbrechen einer Platte, oftmals eines grossen Kontinenten. So hat sich vor einigen Mio. Jahren Arabien von Afrika getrennt und in der Folge das Rote Meer geöffnet. Man beachte, dass die neue Plattengrenze entlang vom MOR

verläuft und dass somit die auf beiden Seiten des MOR neu gebildete ozeanische Lithosphäre zu zwei verschiedenen Platten gehört. Der Zyklus von Entstehen eines MOR, dem Öffnen eines Ozeans, der Subduktion der ozeanischen Lithosphäre und schliesslich dem Schliessen des einstigen Ozeans nachdem alle ozeanische Lithosphäre subduziert wurde, wird nach dem kanadischen Wissenschaftler Tuzo Wilson als Wilson-Zyklus bezeichnet. Man beachte, dass dieser Zyklus auf der Erdkugel kaum je mit parallel gegengesetzten Bewegungen (Öffnen und Schliessen eines Ozeans) verläuft und deshalb nicht mit einem 2D-Profileschnitt veranschaulicht werden kann. Vielmehr stehen die Kleinkreise zur Annäherung des Verlaufs eines MOR-Systems und entlang einer Subduktionszone derselben ozeanischen Lithosphärenplatte meist windschief zueinander (Figur 21).

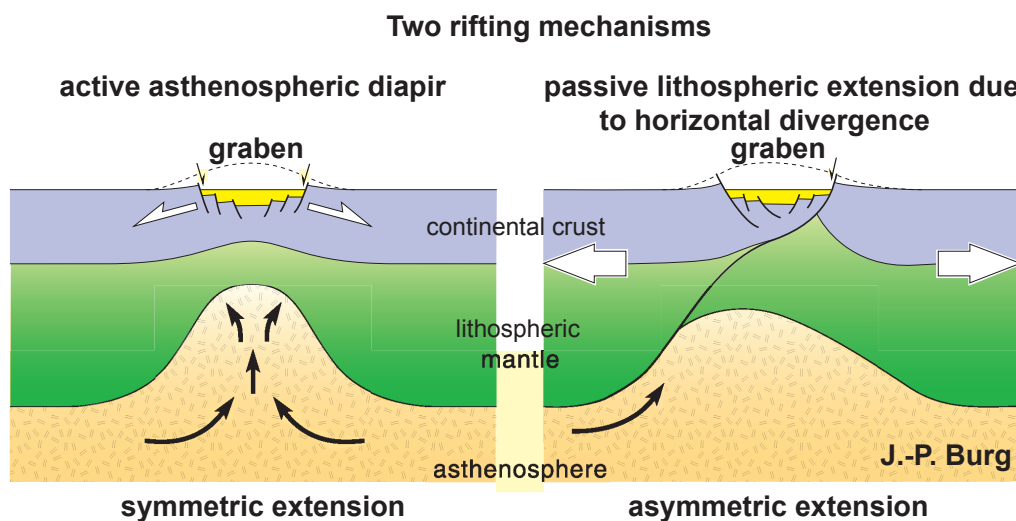


Figur 21. 3D perspektivisches Modell der plattentektonischen Bildung und Subduktion einer ozeanischen Platte. Die ozeanische Lithosphäre subduziert wie ein Vorhang in den Mantel. Ein 2D Profilschnitt von MOR bis in die Subduktion kann die wirklichen Kräfte und Prozesse nicht adequat abbilden.

4 **Kontinentale Lithosphäre – neuzeitliche und kratonische Lithosphäre**

Die kontinentale Lithosphäre ist unser Nachschlagewerk für die geologische Geschichte der Erde weiter zurück als die letzten 200 Mio. Jahre, was der ältesten ozeanischen Lithosphäre entspricht. Gleichzeitig ergeben sich aus dem Studium der Kontinente wichtige Anhaltspunkte für das Wachsen der Kontinente und die globale Plattentektonik. Die Entwicklungsgeschichte der Kontinente ist dokumentiert in ihrem tektonischen Aufbau, den geologischen und seismischen Strukturen, dem heutigen Temperaturfeld, dem Chemismus der Lithosphäre, etc.

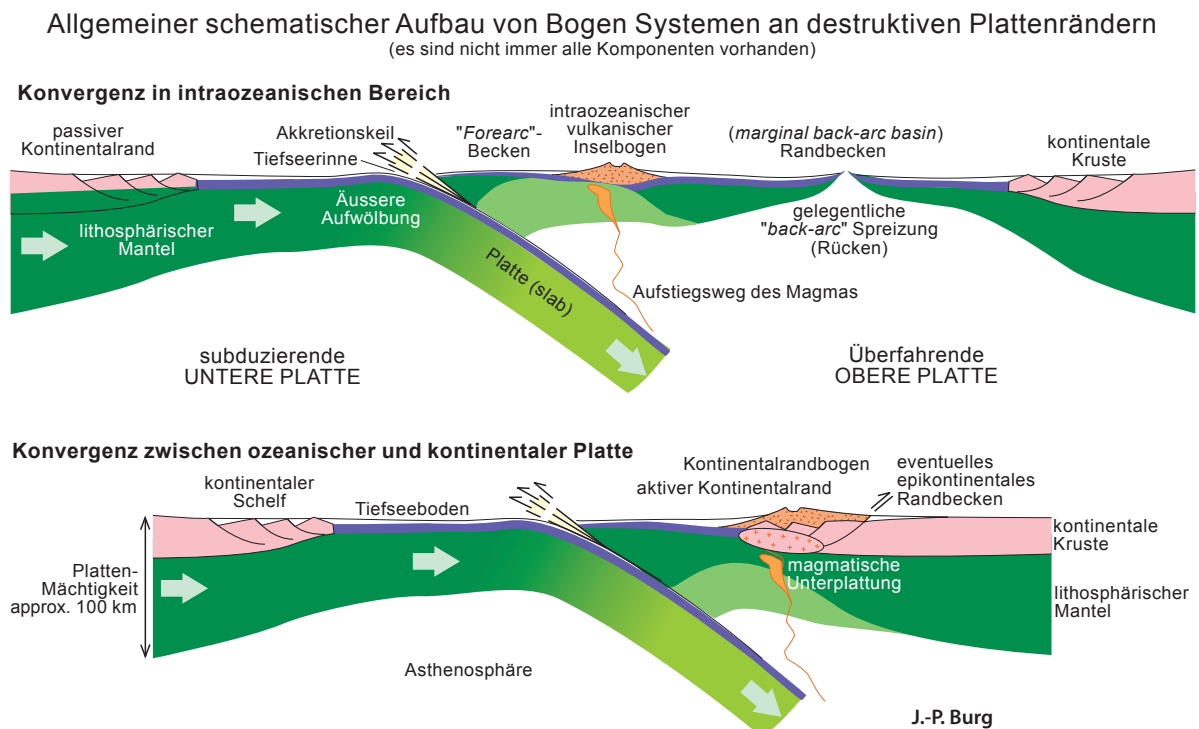
Im wesentlichen bildet die kontinentale Lithosphäre passiv mitbewegte Isolatoren-Platten, welche in ihrer äussersten Schicht (Kruste) eine relativ zur ozeanischen Lithosphäre grössere interne Wärmeproduktion durch den Zerfall der radioaktiven Elemente aufweist. Es gibt zwei Arten von kontinentaler Lithosphäre, neuzeitliche und kratonische (Figur 6). Die kratonische Lithosphäre ist vor mehr als 1000 Mio. Jahren entstanden und ist gekennzeichnet mit einer grösseren Mächtigkeit und einer chemisch leicht mafischeren Zusammensetzung der Kruste. Die kratonische Lithosphäre respektive die kratonische Kruste ist Zeuge einer vergangenen Zeit von Plattentektonik und wird nicht mehr neu gebildet. Kratonische Lithosphäre bildet jeweils die Kerne von heutigen Kontinenten.



Figur 22. Zwei verschiedene Mechanismen wie ein Kontinent aufgebrochen werden kann. In beiden Fällen entsteht an der Oberfläche ein Grabensystem, das jedoch typisch verschiedene Strukturen aufweist. Aus einem solchen Grabensystem kann schliesslich eine vollständig Separation der Kontinentteile erfolgen und ein neuer Ozean entstehen (Beispiel Rotes Meer). Im Falle des Rheingrabens ist der Öffnungsprozess vor 40 Mio. Jahre zum Stillstand gekommen und die beiden Schulter-Gebirge Vogesen und Schwarzwald sowie die Moho-Aufwölbung und die Verdünnung der Lithosphäre sind bis heute noch sichtbar (courtesy J.-P. Burg).

Neuzeitliche kontinentale Lithosphäre hat mit ca. 100-110km dieselbe Mächtigkeit wie die ausgewachsene, respektive ausgekühlte ozeanische Lithosphäre. Dies ist kein Zufall, denn für das Wachstum der Mächtigkeit der Mantellithosphäre gelten überall auf der Erde dieselben Prozesse. Bei einer Mächtigkeit der gesamten Lithosphäre von ca. 100km kann durch Wärmeleitung nur noch der normale Wärmefluss aus der Asthenosphäre weitergeleitet werden. Damit kann keine weitere Energie mehr abgeführt werden, wie sie beim Gefrieren von Asthenosphäre (bei ca.

1300°C) entsteht und folglich wird keine Asthenosphäre mehr angefroren. Dies gilt mehr oder weniger unabhängig davon, ob die obere Schicht der 100km mächtigen Lithosphäre aus ozeanischer (5-8km mächtig), neuzeitlich kontinentaler (ca. 30km mächtig) oder kratonischer Kruste (ca. 45km mächtig) besteht. Durch thermische Erosion, zum Beispiel beim Auftreffen eines Mantelplumes oder beim Aufbrechen eines Kontinents auf Grund von Divergenz von Plattenteilen (Figur 22) kann die Mächtigkeit der Mantellithosphäre temporär stark reduziert werden. Beim anschliessenden Auskühlen bis auf einen normalen Temperaturgradienten wächst die Mantellithosphäre durch Anfrieren wieder, allerdings heute nur noch bis auf ca. 110km. Dies bedeutet, dass an einzelnen Stellen auch kratonische Kruste in einer neuzeitlichen Lithosphäre von etwa 110km Mächtigkeit enthalten ist.



Figur 23. Inselbögen und Vulkanketten auf Kontinenten sind Begleiterscheinungen von Subduktionszonen. Dabei entsteht neues (kontinentales) Krustenmaterial (courtesy J.-P. Burg).

Neuzeitliche kontinentale Kruste entsteht durch mehrstufige chemische Differentiation von ozeanischer und kontinentaler Kruste und Mantelmaterial. Diese Differentiationsprozesse benötigen grosse Mengen von Energie, welche durch aufsteigende Schmelzen lokal zugeführt wird. Primäre Produktionsorte von kontinentaler Kruste sind die Subduktionszonen (Figur 23). Die Subduktion von mit Wasser gesättigter ozeanischer Kruste führt zum typischen Subduktionsvulkanismus, welcher als Oberflächenausdruck von einer Vielzahl von chemischen Differentiationsprozessen im tieferen Untergrund bezeichnet werden kann. Subduziert eine ozeanische Lithosphäre unter einem Kontinent (Beispiel Anden), so werden diese Differentiationsprodukte direkt in die an dieser Stelle sehr mächtige kontinentale Kruste eingebaut. Bei der Subduktion einer ozeanischen Lithosphäre unter einer anderen ozeanischen Lithosphäre entsteht auf der überliegenden Platte ein sogenannter Inselbogen (Beispiel Philippinen) mit bis zu 25km mächtiger Kruste. Bei einem späteren Subduzieren dieser ehemals überliegenden Platte erfährt der Inselbogen wegen seiner geringeren Dichte einen grossen Auftrieb, wird aus der subduzierenden Platte herausgerissen und an die überliegende Platte angeschmiert.

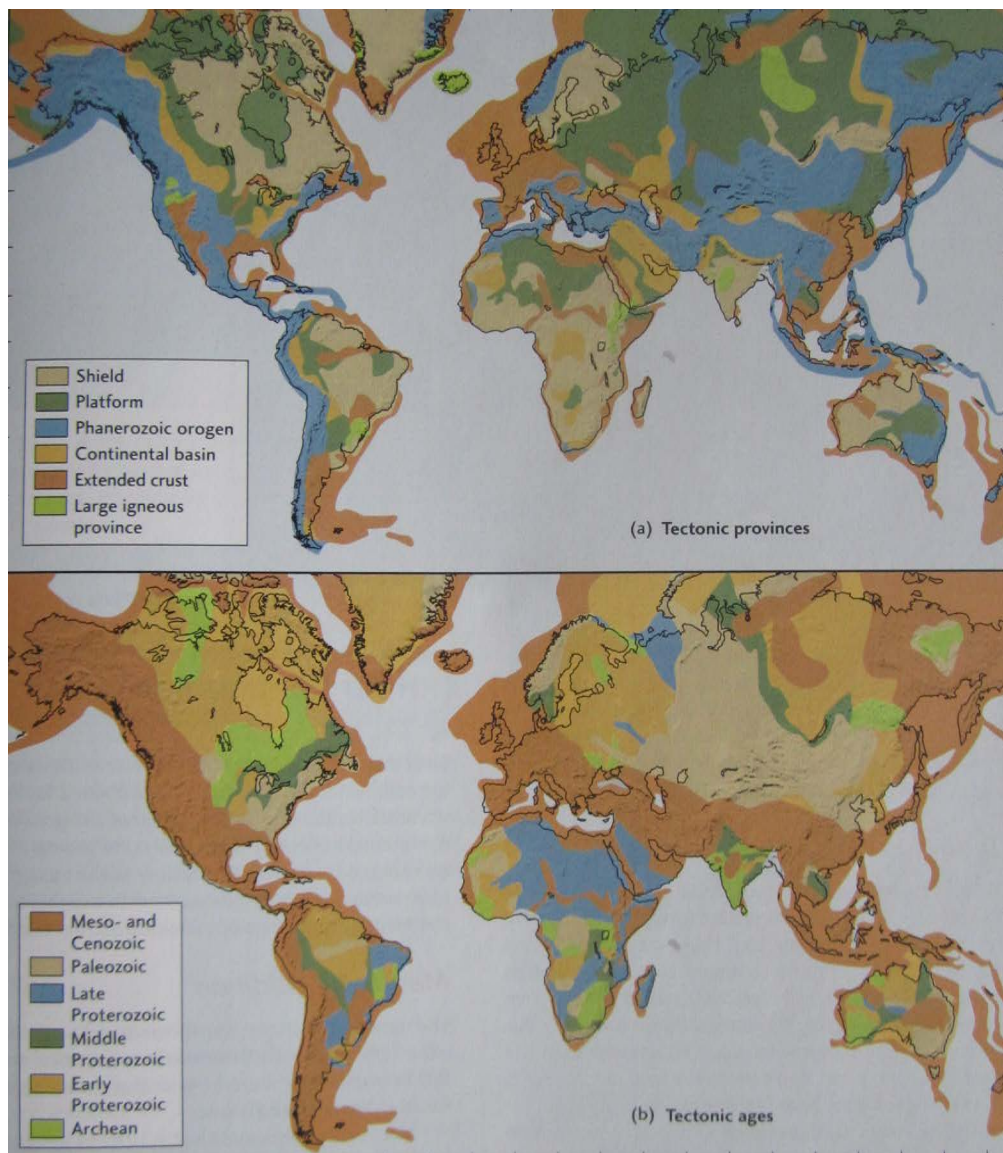
Auf diese Weise endet schliesslich (fast) alles stärker differenzierte Krustenmaterial in der kontinentalen Kruste und führt so zu einem langsamen Wachstum der kontinentalen Lithosphäre. Bei den ehemals separaten und später akkretierten Krustenblöcken (z.B. ehemalige Inselbögen) spricht man von Terranen. Diese werden beim „Anschmieren“ an die Kontinente meist entlang dem ehemaligen Plattenrand zusammengedrückt. Dabei entsteht das typische Bild einer Konvergenzzone, welche aus vielen ganz verschiedenen Terranen bestehen kann (Figur 24).



Figur 24. Das westliche Nord-Amerika zeigt in seiner Konvergenzzone das typische Mosaik-Bild aus Terranen, welche im Laufe der längeren Subduktionsphase hier angedockt haben. (Bild original von J. Cook, Woods Hole Oceanographic Institution, <http://pubs.usgs.gov/gip/dynamics/Pangaea.html>)

Wird die ozeanische Lithosphäre zwischen zwei Kontinenten vollständig subduziert und der Ozean damit vollständig geschlossen, so kommt es zu einer Kontinent-Kontinent-Kollision (Beispiel Alpen). Dabei können schliesslich wenige Teile des einstigen Ozeanbodens zwischen den kontinentalen Krustenblöcken eingeklemmt werden. Solche Überreste der ehemaligen ozeanischen Kruste werden als Suturen bezeichnet und geben –als integrierte Teile eines Kontinenten- Auskunft über einen lange verschwundenen Ozean. In diesem Sinne ist die Evolution der Erde vor mehr als 200 Mio. Jahre nur noch in der kontinentalen Kruste und der kratonischen Mantellithosphäre gespeichert. Das Schliessen eines Ozeans erfolgt dabei fast immer in anderer Richtung als das frühere Auseinanderdriften. Oft sind dabei auch nicht dieselben Kontinentalplatten beteiligt wie ursprünglich beim Öffnen des

Ozeans. Als Resultat weisen die Kontinente ein komplexes System von tektonischen Provinzen unterschiedlichen Alters auf (Figur 25).



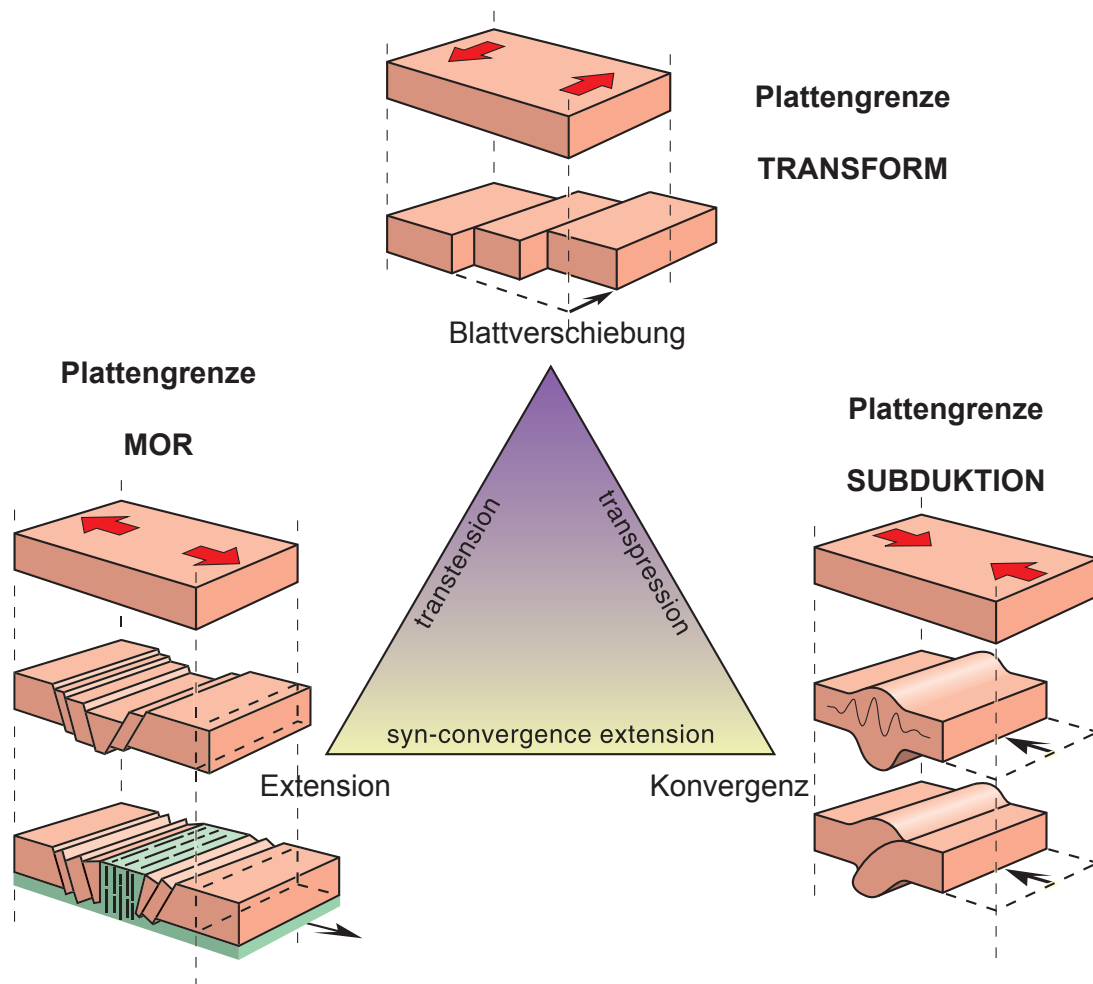
Figur 25. Tektonische Provinzen und tektonisches Alter der Kontinente. (Bild Original von W. Mooney, USGS).

5 Plattengrenzen: MOR, Transform, Subduktion

Auf Grund der grundsätzlich drei Arten, wie man zwei Blöcke gegeneinander verschieben kann, sind die drei tektonischen Systeme definiert (Figur 26), welche auch auf die drei Typen von Plattengrenzen zutreffen.

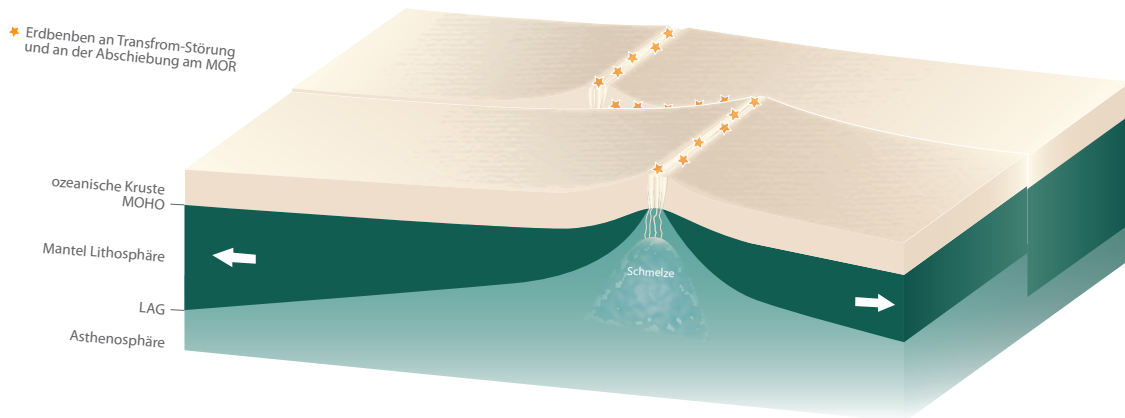
Am MOR (Figur 27) bewegen sich zwei Lithosphärenplatten auseinander und diese Öffnungsbewegung führt zur Bildung von ozeanischer Kruste und dem Anfrieren von zusätzlicher Mantellithosphäre auf beiden Seiten. Ein MOR ist immer in Segmente aufgeteilt, welche durch Transform-Störungen gegeneinander versetzt sind. Wegen der Sphärizität der Erde ist die Länge dieser Segmente auf wenige 100km be-

schränkt wobei die Versätze durch Transformstörungen bis zu mehreren 100km betragen können. Wegen der hohen Temperaturen und damit generell geringen Mächtigkeiten und Festigkeiten der Platten finden an einem MOR nur oberflächen-nahe Erdbeben bis zu mittleren Magnituden (max M7) statt. Die Erdbebenherde beschränken sich dabei auf die Grabensysteme an den MOR-Segmenten und die tektonisch aktiven Abschnitte der Transformstörungen (Figur 27).

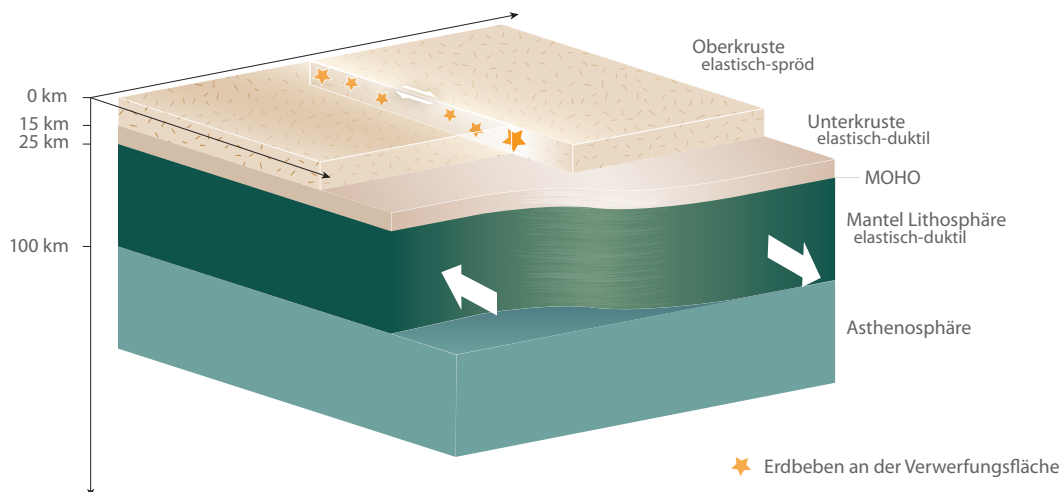


Figur 26. Die drei Arten der Verschiebung von zwei Blöcken gegeneinander definieren drei tektonische Systeme, welche sowohl für lokale Tektonik wie auch für die Plattengrenzen Gültigkeit haben. Beispiele: Blattverschiebung - Nordanatolische Bruchzone; Konvergenz - Alpen; Extension - Rheingraben-Bruchsystem (courtesy J.-P. Burg).

Eine Transform-Plattengrenze verbindet entweder zwei MOR-Segmente in rein ozeanischer Lithosphärenumgebung (Figur 27) oder sie entspricht der Blattverschiebung zwischen zwei Lithosphärenplatten wie z.B. entlang der San Andreas Störungszone (SAF, zwischen den Platten von Nord-Amerika und Pazifika, Figur 24) oder der Nord-Anatolischen Störungszone (NAF, zwischen den Platten Eurasien und Arabien). Im Falle von SAF bestehen beiden Plattenbereiche entlang der Störungszone aus kontinentaler Lithosphäre mit ca. 25-30km mächtiger Kruste. Die untere kontinentale Kruste verformt sich duktil während die obere ca. 15km mächtige Kruste elastisch-spröde reagiert und damit Erdbeben auslöst. Die seismogene Bruchfläche reicht in diesem Fall bis in etwa 15km Tiefe (Figur 28).

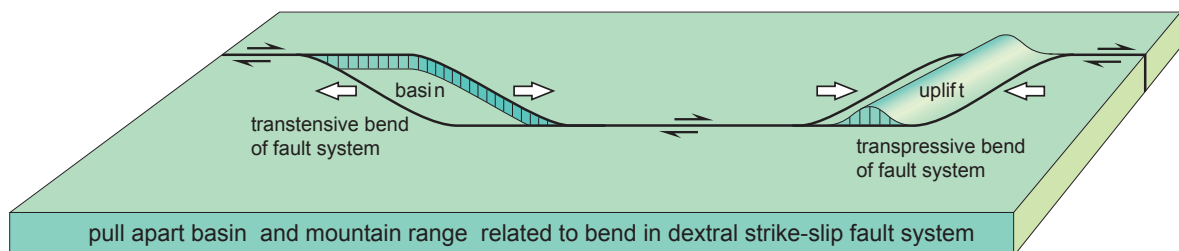


Figur 27. Zwei Segmente eines Mittelozeanischen Rückens (MOR) getrennt von einer Transformstörung. Basaltische Dekompressions-Schmelzen in der heißen Asthenosphäre direkt unter dem MOR führen zur Bildung der ozeanischen Kruste. Auf beiden Seiten des MOR gefriert Asthenosphäre zu Mantellithosphäre und führt so zum kontinuierlichen flächenmässigen Wachstum der beiden Platten.



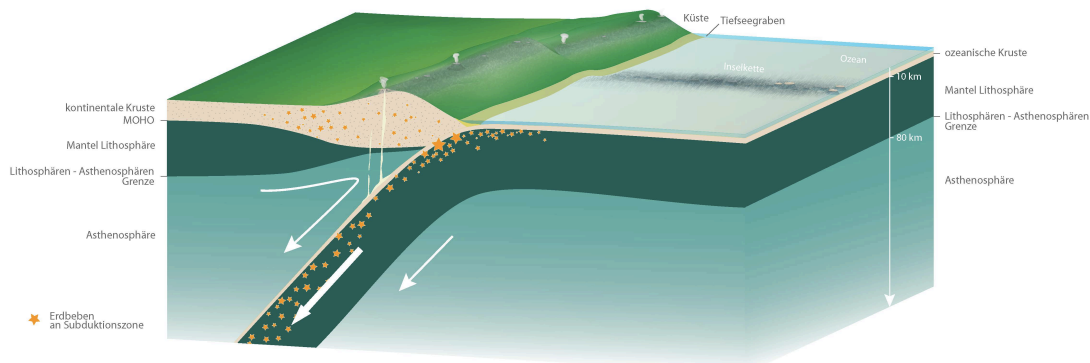
Figur 28. An einer Transform-Plattengrenze (Blattverschiebung) schrammen zwei Lithosphärenplatten aneinander vorbei.

Eine Transform Plattengrenze verläuft kaum je über längere Distanz ohne lokale Kurven. Die Folge von solchen Richtungsänderungen sind lokale (pull apart-) Becken und kleine Gebirgszüge (Figur 29) wie zum Beispiel das Tote Meer im Jordan Tal und die San Bernardino Mountains um Los Angeles.

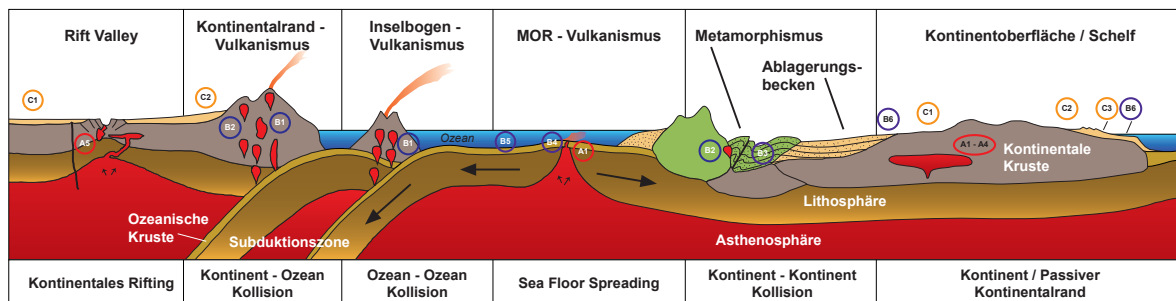


Figur 29. Kurven in einem Blattverschiebungssystem erzeugen Becken und kleine Gebirgszüge (courtesy J.-P. Burg).

Konvergente Plattengrenzen sind geprägt durch Subduktion von ozeanischer Lithosphäre und/oder Kollisionsverformung von kontinentaler Lithosphäre (Figur 30). Die Subduktion von ozeanischer Lithosphäre ist ein run-away Prozess indem er, einmal initiiert wegen der höheren Dichte der Lithosphäre als diejenige der Asthenosphäre sich selbst weiter antreibt. Slab pull ist die mit Abstand grösste langfristige platten-tektonische Kraft, die an Lithosphärenplatten angreift und welche für die Bewegung der Platten primär verantwortlich ist. Dies ist auch damit dokumentiert, dass sich nur jene Platten –egal ob gross oder klein- schnell bewegen, welche mindestens 30% an destruktiven Plattengrenzen aufweisen.



Figur 30. Konvergente Plattengrenze (Subduktionszone). In diesem Beispiel subduziert eine ozeanische Lithosphäre unter einer kontinentalen Lithosphäre entlang eines aktiven Kontinentalrandes. Mit der Subduktion sind Vulkanismus und eine grosse Erdbeben-tätigkeit sowohl in der subduzierenden wie auch in der überfahrenden Platte verbunden.



courtesy C. Heinrich ETH Zürich

Genetische Klassifikation der wichtigsten Erzlagerstätten - Typen

A: Magmatische Erzlagerstätten

- A1. Chromit in (Ultra-) Mafititen
- A2. V-Magnetit in mafischen Intrusionen (V, Ti)
- A3. Ni-Sulfidlagerstätten
- A4. PGE-Sulfidlagerstätten (Pt, Pd, Rh...)
- A5. Karbonatite (REE) und Kimberlite (Diamant)
- A1 - A4 in mafischen Magmen (Layered Intrusions, MOR, Flutbasalte)

B: Hydrothermale Lagerstätten

- B1. Porphyrische (Cu, Mo) und epithermale (Au, Hg) Lagerstätten
- B2. Sn-W-Adern mit Graniten
- B3. Mesothermale Gold-Quarz-Gänge
- B4. Vulkanogen-Exhalative Massivsulfide (Cu, Zn)
- B5. Manganknollen
- B6. Mississippi-Valley-Typ (Pb, Zn, Cd)

C: Lagerstättenbildung an der Erdoberfläche

- C1. Residuallagerstätten (Bauxit, Ni-Laterite, etc.)
- C2. Seifen-Lagerstätten (Sn, Ta, Au, U)
- C3. Schwermineral-Sande (Ti, Zr, REE)

Figur 31. Mit plattentektonischen Prozesses im Allgemeinen und Subduktionsvulkanismus im Speziellen sind auch wichtige Erzlagerstätten-Typen verbunden, als direkte Folge der Versenkung von H₂O, welche die Partialschmelzung im Mantel ermöglicht und schliesslich in der oberen Erdkruste zur Entmischung von Cu-haltigen Fluiden aus den wasserhaltigen Magmen führt (Heinrich and Candela, 2014, In: Holland and Turekian (eds.), Treatise on Geochemistry, 2nd Edition, vol. 13, Oxford, Elsevier).

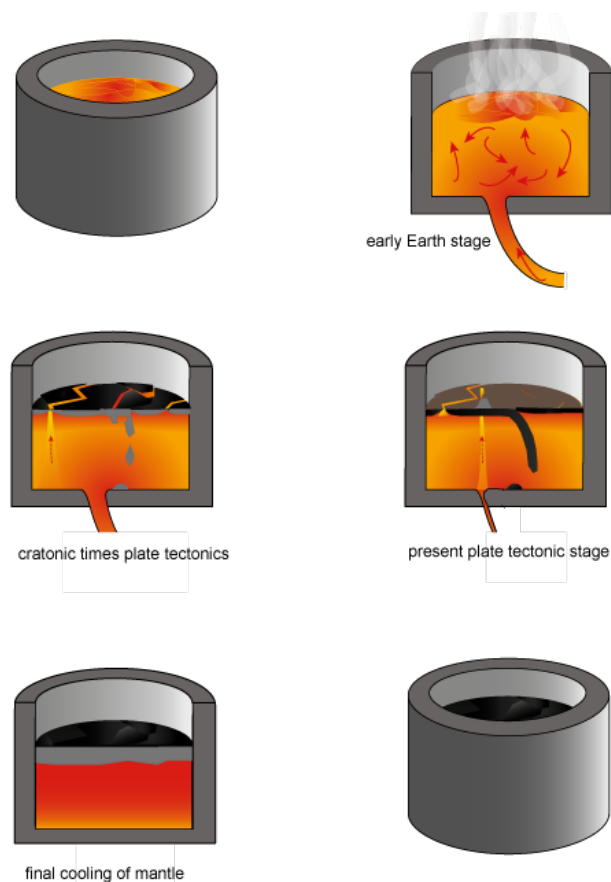
Die grössten und gefährlichsten Erdbeben entstehen regelmässig in Subduktionszonen entlang der Kontaktfläche zwischen den Platten. Durch mechanisch-tektonische (z.B. Biegen der Platte) aber auch vulkanisch-thermische Beanspruchung entstehen jedoch auch eine grosse Zahl von kleinen und grossen Beben in der subduzierenden (in der sogenannten Benioff-Wadati Zone) und in der überfahrenden Platte. Bei der Subduktion wird wassergesättigte ozeanische Kruste in grössere Tiefe mitgezogen und höheren Temperaturen ausgesetzt. Die sich entwickelnden Schmelzen vermischen sich mit Asthenosphärenmaterial des darüberliegenden Mantelkeils und steigen in grösseren Mengen bis in die Kruste der aufliegenden Lithosphäre auf, wo sie sich unter anderem in Form der typischen andesitischen Subduktions-Vulkanketten bemerkbar machen. Die Anden sind ein typisches Gebirge mit solchen aktiven Vulkanen für eine Subduktion von ozeanischer Lithosphäre unter einem Kontinent. Findet die Subduktion unter ozeanischer Lithosphäre statt, so entsteht ein Inselbogen (Figur 23). Beiden Formen ist gemeinsam, dass in Folge der Schmelz- und Differentiationsprozesse ausgelöst durch die Subduktion neues kontinentales Krustenmaterial gebildet wird (Subduction factory). Mit Subduktionsvulkanismus sind auch wichtige Erzlagerstätten-Typen verbunden (Figur 31), als direkte Folge der Versenkung von H₂O, welche die Partialschmelzung im Mantel ermöglicht und schliesslich in der oberen Erdkruste zur Entmischung von Cu-haltigen Fluiden aus den wasserhaltigen Magmen führt.

6 Strömungen im Mantel und Antrieb der Plattentektonik

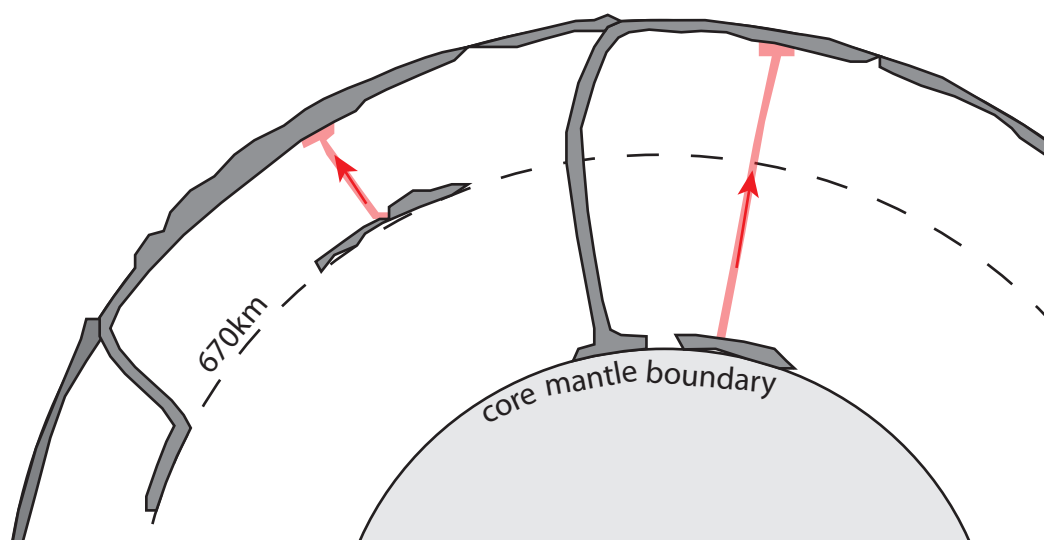
Wenn man eine Steinplatte im Wasser versinken lässt, so bewegt sie sich steil nach unten. Wenn man sich dies für eine Flüssigkeit mit hoher Viskosität vorstellt, so wird die absinkende Platte wahrscheinlich eher seitlich abgleiten und sie wird noch eine Menge Flüssigkeit mitreissen. Strömungen im zähflüssigen Mantel entstehen deshalb entweder als Folge des Wärmeflusses aus dem Kern in Kombination mit der Mantel-internen Heizung durch den Zerfall radioaktiver Elemente und/oder in Folge von kalten Mantellithosphären-Plattenteilen, welche absinken. Auf der jungen und heissen Erde gab es Anfangs noch keine Platten und deshalb auch keine Plattentektonik mit absinkender ozeanischer Lithosphäre. Das Zusammenspiel von Mantelströmungen angetrieben durch eine von unten und intern erhitze Flüssigkeit und durch subduzierende Plattenteile hängt stark von der Viskosität (und damit von Temperatur und Chemismus) der konvektierenden Flüssigkeit ab (Figur 32).

Zur Zeit wird die Mantelkonvektion durch zwei langfristige und relativ kontinuierliche Strömungen dominiert (vgl. Figur 2):

(1) Es handelt sich dabei um die sich bewegenden und subduzierenden ozeanischen Lithosphärenplatten sowie das dabei wegen der Reibung mitgezogene Mantelmaterial. Mit "Strömungen" ist deshalb hier sowohl festes wie flüssiges Material gemeint. Diese grossräumigen Strömungen sind ausschliesslich horizontal entlang der Erdoberfläche und subvertikal abwärts gerichtet. Als Beispiel kann die Pazifische Platte dienen. Sie entsteht am südostpazifischen Rücken aus lokalem Asthenosphären-Material. Auf das Auskühlen und die Bewegung mit ca. 10 cm/y gegen NW folgt die Subduktion unter verschiedenen anderen Platten entlang den Tiefseegräben von Neuseeland über Izu-Bonin bis nach Alaska. An gewissen Stellen reicht der slab bis in den unteren Mantel und an anderen Orten liegt er auf der 670km-Diskontinuität auf.



Figur 32. Ein Magmasee mit Lavaplatten in einem Vulkan kann als Modell für das System Mantel – Lithosphärenplatten der Erde dienen. Wie die Asthenosphäre an der Oberfläche zu Lithosphäre gefriert auch das Magma zu Lava. Anfangs ist der Magmasee noch zu heiss und aktiv und es bilden sich keine Lavaplatten. Wird von unten keine Wärme mehr in den Magmasee zugeführt, so gefriert schliesslich alles zu Lava. Dazwischen liegt eine Periode, in welcher Mantelplumes und Plattentektonik ein komplexes dynamisches Gleichgewicht des globalen Energieflusses gewährleisten.

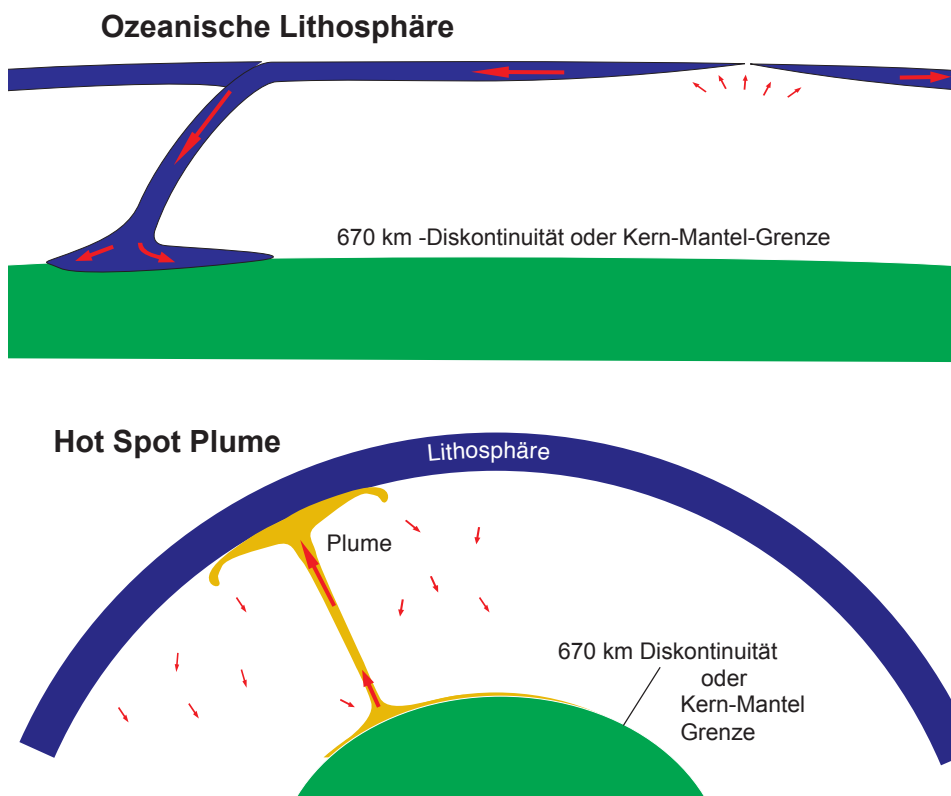


Figur 33. Die lokalen langfristigen episodenhaften-bis-kontinuierlichen Aufströmungen im Mantel (sogenannte mantle plumes) entstehen an der 670km Diskontinuität und an der Kern-Mantel-Grenze durch Separationsprozesse in subduziertem ozeanischen Lithosphärenmaterial.

(2) Die zweiten Strömungen sind die Mantelplumes, welche sich oft auch als Hot Spots and der Erdoberfläche manifestieren. Diese kleinräumigen (lokalen), kontinuierlichen oder in wiederholten Episoden auftretenden Strömungen entstehen durch Instabilitäten der Differentiationsprodukte von subduziertem Material als Folge von Wärmezufuhr entweder an der Kern-Mantel-Grenze oder an der 670km-Diskontinuität (Figur 33). Die Strömungen sind primär vertikal aufsteigend mit mehr oder weniger (lokalen) Wirbelströmungen und radialer Ausbreitung bei Erreichen der Unterkante der Lithosphäre. Ein Beispiel dafür ist der bekannte Hot spot Plume unter der Hawaii-Emperor Inselkette.

Beide langfristigen kontinuierlichen Mantelströmungen (Figur 34) sind asymmetrisch (d.h. es gibt keine gleichzeitig ablaufende und gleichartige Strömung in der Gegenrichtung) und nicht zirkulär (d.h. der Materialfluss findet nicht in einem geschlossenen Kreislauf statt sondern der Rückfluss ist jeweils diffus über grosses Volumen verteilt). Die beiden Mantelströmungen ergeben nur gemeinsam global und über lange Zeit gesehen ein Konvektion analog derjenigen in einem Kochtopf.

Langfristige kontinuierliche Konvektionsströme im Mantel sind asymmetrisch und nicht-zirkulär

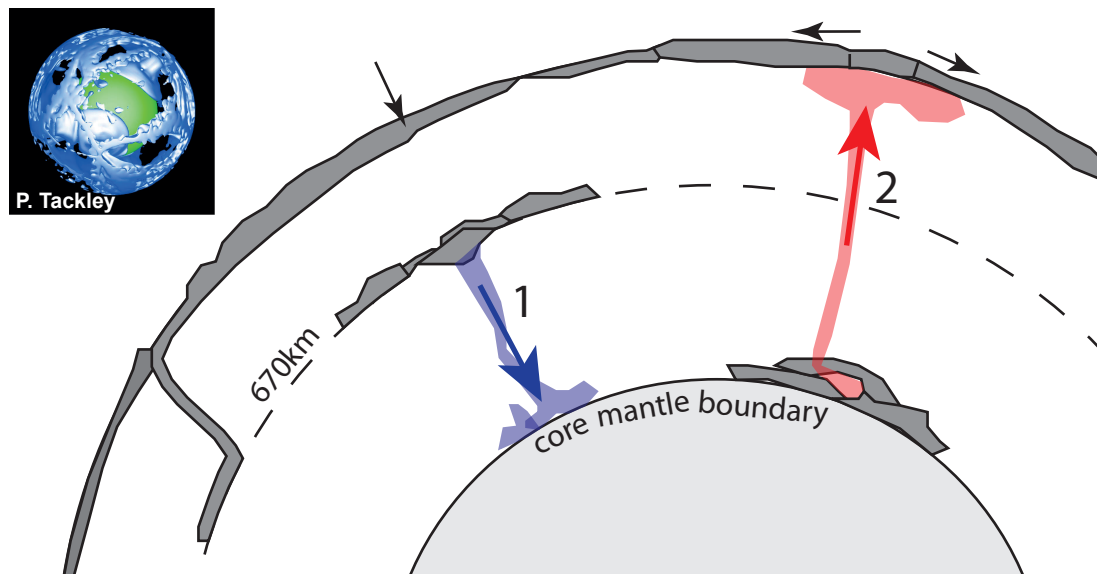


Figur 34. Die beiden langfristigen kontinuierlichen Strömungen von Mantelmaterial –ozeanische Lithosphäre vom MOR durch Subduktion bis an 670km Diskontinuität oder an die Kern-Mantel-Grenze und lokale Aufströmungen im Mantel (plumes) unter Hot Spots- sind beide asymmetrisch und nicht-zirkulär.

Die ozeanische Lithosphäre selbst ist zur Zeit die bei weitem grösste Massenströmung von Mantelmaterial mit bis 10cm/Jahr horizontal (Pazifika) und subvertikal in Subduktionszonen. Wie auch seismisch-tomographische Bilder dokumentieren, gibt

es unter den MOR keine tiefgründigen symmetrisch divergenten asthenosphärischen Strömungszellen, welche die Platten auseinandertreiben. Vielmehr sind die MOR mehrheitlich passive divergente Plattengrenzen (Beispiel Nazca-Platte welche in die Subduktion unter S-Amerika involviert ist) teilweise unterstützt durch gravitatives Abgleiten der neugebildeten Lithosphäre (ridge push, vgl. Figur 20). Der Antrieb der horizontalen Plattenbewegungen ist primär der Zug der subduzierenden ozeanischen Lithosphäre (subduction slab pull). Bei Roll-Back-Subduktion entstehen wegen hohen Viskosität der Asthenosphäre Saugkräfte (suction forces) von nahezu derselben Grössenordnung wie Slab-Pull. Dies dokumentiert das Entstehen von sogenannten „back arc basins“ sowie das Herausreissen von Mikrokontinenten aus einer überliegenden Lithosphäre wie zum Beispiel Korsika und Sardinien.

(3) Zusätzlich zu den genannten beiden kontinuierlich langfristigen Strömungen gibt es auch noch episodenhafte grossräumige (evt. auch nur mit grossräumigem Einfluss) Mantelströmungen. Dabei handelt es sich um (3a) Megaplumes (episodenhafte grosse Aufströmungen) und (3b) um Avalanches (Lawinen, episodenhaftes Entleeren von subduziertem Material, welches an der 670 km Diskontinuität eine Weile hängen geblieben ist), welche in unregelmässigen Zeitabständen auftreten und das Strömungssystem im Mantel kurzfristig dominieren können (Figur 35).

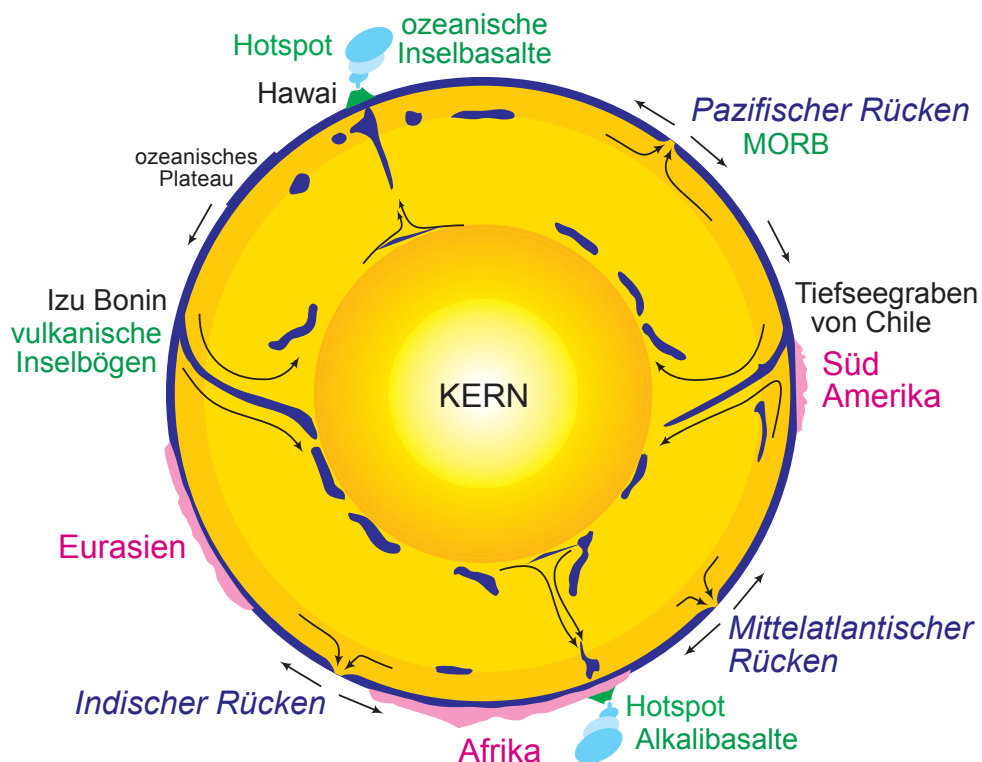


Figur 35. Avalanches (1) und Megaplumes (2) sind seltene und episodenhafte Ereignisse mit jeweils grosser Wirkung für das Strömungsfeld des gesamten Mantels.

Die mit den grossräumigen episodenhaften (3) Mantelprozessen verbundenen Strömungen haben einen grossen Einfluss auf die an der Erdoberfläche sichtbaren plattentektonischen Vorgänge und sie können das vorherrschende Strömungsregime nachhaltig verändern, indem sie kontinentale Lithosphäre (inklusive Superkontinente) aufbrechen und neue Ozeane entstehen lassen sowie neue Subduktionszonen initiieren.

Nach dem Abklingen dieser episodenhaften Strömungen übernehmen wieder die langzeitlichen von den ozeanischen Lithosphären dominierten Prozesse (1) und die Hot Spot Plumes (2) die dominierende Rolle der Mantelströmungen (Figur 36). Diese beiden langfristigen und kontinuierlichen Mantelströmungen sind in der Regel asymmetrisch und nicht zirkulär. Starke subhorizontale Strömungen in der Astheno-

sphäre, welche die darüberliegende ozeanische Lithosphärenplatte durch Reibung mitbewegen (Prinzip der zum MOR symmetrischen, zirkulären grossräumigen Konvektionszellen im Mantel) bilden dagegen eindeutig die Ausnahme, wie das sich radial ausdehnende MOR-System um Afrika und die starke Segmentierung der meisten MOR durch Transform-Störungen belegen. Die ozeanischen Lithosphärenplatten selbst sind der bei weitem wichtigste Teil der Materialströmung entlang der Erdoberfläche und im (kalten) abtauchenden Strömungsbereich. Wie eine einfache Ueberschlagsrechnung zeigt, kommt den ozeanischen Lithosphärenplatten auch bei deren Entstehung für die Gesamtwärmebilanz des Erdinnern eine entscheidende Bedeutung (ca. 45% des gesamten Oberflächenwärmeflusses, was ca. 56% des Wärmeflusses aus dem Erdinnern entspricht) zu.



Figur 36. Querschnitt durch Erde mit hypothetischen Fließlinien im konvektiven Mantel mit Lithosphären-Platten und -Fragmenten sowie Mantel-Plumes.

Der Wärmetransport vom heißen Erdinnern durch den Mantel mit der Bildung der ozeanischen Lithosphäre inklusive deren Recycling mit der Subduktion und durch die isolierende Lithosphäre bis zur Abstrahlung an der Erdoberfläche ist letztlich verantwortlich für die Bewegung der Platten und kann somit als "Motor" der Plattentektonik bezeichnet werden. Wichtigste Kraft bei Mantelströmungen nahe Erdoberfläche ergeben sich aus Gravitation und sind Mantel-Platten-Interaktionen wie Slab-Pull und Ridge-Push. Wichtigste Kraft bei tiefen Mantelströmungen (inklusive nahe Kern-Mantel-Grenze) ist die Gravitation und Dichteunterschiede ergeben sich aus Temperaturunterschieden und geringen Änderungen im Chemismus z.B. bei Überresten von subduzierten ozeanischen Platten. Während die Mantelströmung der ozeanischen Lithosphäre dominiert wird von den Gegebenheiten an der Erdoberfläche (Verteilung der Subduktionszonen und der MOR) entstehen die Strömungen (2) und (3) primär auf Grund von lokalen chemischen und Temperaturunterschieden in der Tiefe des Mantels und sind mehrheitlich unabhängig von oberflächennahen Strukturen.

Anhang 1: Die Allgemeine Wärmetransportgleichung

Die 3-D temperaturabhängige Wärmetransportgleichung lautet:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{\rho c_p} \nabla(k \nabla T) - \mathbf{v} \nabla T + \frac{1}{\rho c_p} A + \mathbf{v} \frac{\alpha g T}{c_p} + \dots$$

1: Wärmeleitung 2: Wärme-Transport durch Massentransport
3: Wärmeproduktion 4: Druckabhängigkeit (adiabatischer Term) 5: allfällige weitere Terme wie Strahlung, etc.

wobei

T = Temperatur [°K oder °C]

k = Wärmeleitfähigkeit (im allgemeinen temperatur- und materialabhängig, druckunabhängig) [W/m °K]

c_p = spezifische Wärmekapazität (bei konstantem Druck) [J/kg °C] = die Energie, welche nötig ist, um die Einheitsmasse um ein Grad zu erwärmen.

ρ = Dichte [kg/m³]

A = radiogene Wärmeproduktion (tiefen- und materialabhängig) [W/m³]

\mathbf{v} = Materialgeschwindigkeit in [m/s]

α = linearer thermischer Ausdehnungskoeffizient [°K⁻¹]

g = Schwerebeschleunigung an der Erdoberfläche [m/s²]

Anhang 2:

Abschätzung Mantelvolumen gefroren als ozeanische Lithosphäre

Der Radius des Kerns ist ca. 3400km, der Erdradius ca. 6400km (genau 6371km). Die Lithosphäre ist etwa 100km mächtig. Mit den Formeln für die Kugel,

Oberfläche Kugel: $4 \cdot \pi \cdot \text{Radius}^2$

Volumen Kugel: $\frac{4 \cdot \pi}{3} \cdot \text{Radius}^3$

erhält man ein Volumen der Erde von ca. $1.1 \cdot 10^{12} \text{ km}^3$, wovon ca. 85% Mantel und ca. 15% Kern. Für eine 100km mächtige ozeanischen Lithosphäre entlang der Erdoberfläche lässt sich ein Volumen von gut 5% desjenigen des Erdmantels berechnen. Die älteste heute bekannte ozeanische Lithosphäre ist knapp 200 Mio. Jahre alt. Geht man davon aus, dass der Zyklus der ozeanischen Lithosphäre in früheren Zeiten wegen der damals etwas wärmeren Erde eher schneller als langsamer vonstatten ging, so ergibt sich eine Schätzung von etwa 25 Zyklen der Bildung –und 24 Mal vollständige Subduktion- der ozeanischen Lithosphäre. Unter Einbezug der kontinentalen Kruste, welche nicht an diesem Zyklus teilnimmt, ergibt sich für das gesamte Volumen an einmal gefrorenem Mantelmaterial eine ähnliche Grossenordnung wie der gesamte Mantel (25 Zyklen à je 4% Mantelvolumen = 100%).