

TEIL 5: EINFÜHRUNG IN DIE PLATTENTEKTONIK.

ENTWICKLUNG VON MITTELOZEANISCHEN RÜCKEN.

Die Wirkung der aufsteigenden Konvektionszellen führt zur Hebung und Ausdünnung der Erdkruste, und in der Fortsetzung zu subkrustaler Erosion und teilweiser Aufschmelzung der Erdkruste. Dies geschieht häufig an Stellen, die bereits durch Vorprägungen, wie Deformationen, Brüche o.ä. aus früheren Phasen der Erdgeschichte als Schwächezonen vor geprägt sind.

Die aufdringenden Magmen suchen sich durch Risse und Spalten in der Kruste einen Weg an die Erdoberfläche, wo sie kurzfristig abkühlen. Ein Teil des Magmas dringt bis an die Erdoberfläche vor, tritt aus und erstarrt in Form vulkanischer Lava. So wird kontinuierlich neue Erdkruste, vor allem ozeanische Kruste produziert. Die Neuproduktion ozeanischer Kruste ist charakteristisches Merkmal der mittelozeanischen Rücken. Sie werden deshalb als **KONSTRUKTIVE PLATTENGRENZEN** bezeichnet. Der Prozess wird als "**SEA-FLOOR-SPREADING**" (Ozeanbodenspreizung) bezeichnet. Mittelozeanische Rücken / **MOR** ziehen sich über die ganze Erde auf einer Strecke von ca. 70.000 km. Beispiele sind der Mittelatlantische Rücken, der Indische Rücken, der pazifische Rücken usw.. Die MOR bilden sehr eindrucksvolle untermeerische Gebirge, wie der Vergleich des Profils über den mittelatlantischen Rücken und über den mitteleuropäischen Kontinent zeigen (Abb.26).

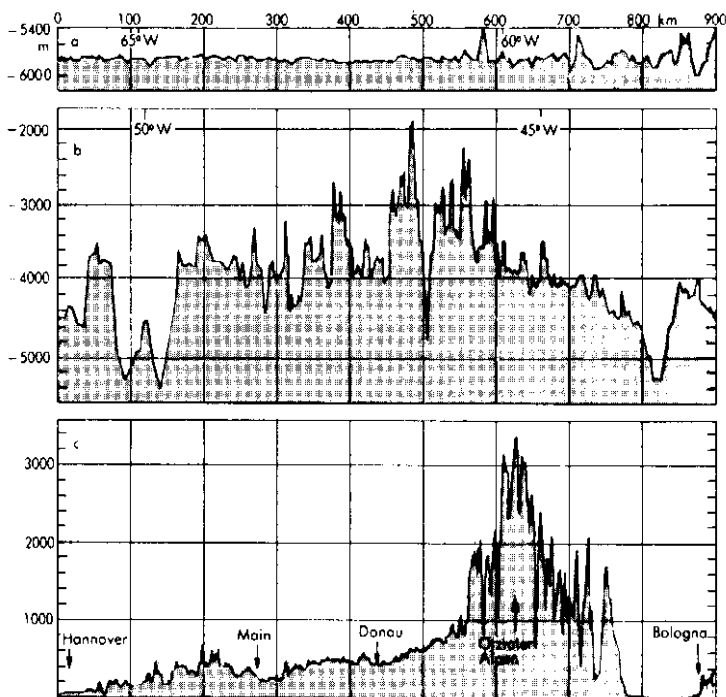


Abb. 26 :
Relief der Erdoberfläche in
zwei Profilen : Atlantik und
Westeuropa

Oben) Echolotprofil durch
den Mittelatlantischen
Rücken

unten) Profil durch Mitteleu-
ropa von Hannover nach
Bologna

Die Entwicklung des Sea-Floor-Spreading, von der Bildung eines Spreading-Zentrums bis zur Ausbildung eines aktiven „Mittelozeanischen Rückens“, zeigt die folgende Abbildung (Abb. 27).

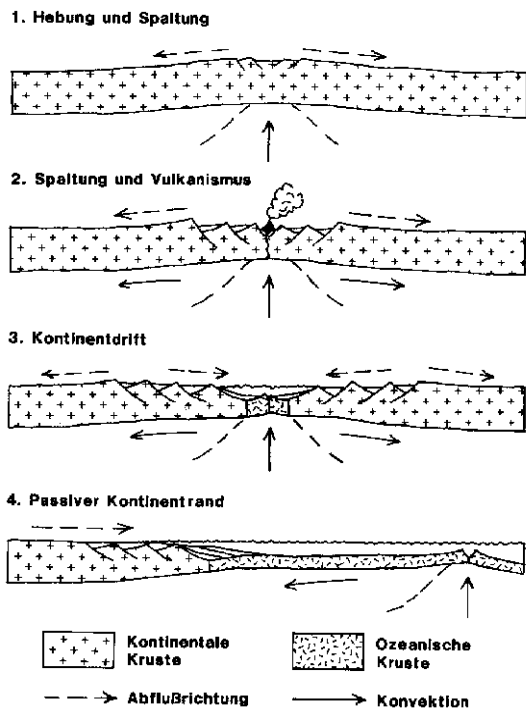


Abb. 27 : Modell zur Entstehung eines Mittelozeanischen Rückens.

1. Aufsteigende Wärme­ströme und Hebung
2. Ausdünnung der Kruste und Brüche; Vulkanismus an Schwächzonen
3. Grabenbrüche, Beginn des Sea-Floor-Spreading; Eindringen des Ozeans
4. Sea-Floor-Spreading, aktives Stadium

Abb. aus : Frisch & Loeschke; 3. Auflage, Darmstadt 1993; S. 49

ENTWICKLUNG VON SUBDUKTIONSZONEN

So wie die aufwärts gerichteten Konvektions- oder Mantelströmungen für das Divergieren/ Auseinanderdriften der Kruste verantwortlich sind, bestimmen die nach der Abkühlung abwärts gerichteten Konvektionsströmungen die „Vernichtung“/Verschluckung (**Subduktion**) der Platten an den konvergierenden/sich aufeinanderzubewegenden Plattengrenzen. Sie werden als **Destruktive Plattengrenzen** bezeichnet.

In Abb. 28 sind diese Prozesse im Schema dargestellt. Dabei wird deutlich, daß bei einer Kollision zweier konvergierender Platten jeweils nur eine Platte (durch die andere) subduziert wird.

Im Konvergenzbereich der Platten bildet sich durch den Abtauchprozess der subduzierten Platte ein **Tiefseegraben (Trench)**. Die Kollision führt zu starken Deformationen, mit Verfaltungen, Überschiebungen, Stauchungen und Dehnungen, die zu tiefgreifenden Rissen und Spalten in der Kruste führen. Diese Schwächezonen bilden in der Folge Aufstiegswege für magmatische Schmelzen, die beim teilweisen oder vollständigen Aufschmelzen der subduzierten Platte gebildet werden. Die Aufschmelzung erfolgt durch den Temperaturanstieg beim Abtauchen der subduzierten Platte in den Oberen Mantel.

Der Magmenaustritt fördert einen intensiven Vulkanismus, der entlang der Subduktionszone zu einer girlandenartigen Anordnung von Vulkanen führt, die als Inseln aus dem Ozean aufragen und deshalb als **Inselbogen (Volcanic arc)** bezeichnet werden. Typische Inselbögen finden sich in der Pazifikumrandung.

Abb. 28 zeigt, dass eine Platte aus ozeanischen und aus kontinentalen Krustenteilen bestehen kann. Durch die Plattenbewegung, die ja von der Erweiterung der ozeanischen Kruste ausgeht, wird die kontinentale Kruste passiv mitbewegt. Die Subduktion ist nur solange aktiv, wie ozeanische Kruste subduziert werden kann. Treffen die passiv transportierten kontinentalen Krustenteile zweier Platten aufeinander, ist die Subduktion an dieser Stelle beendet.

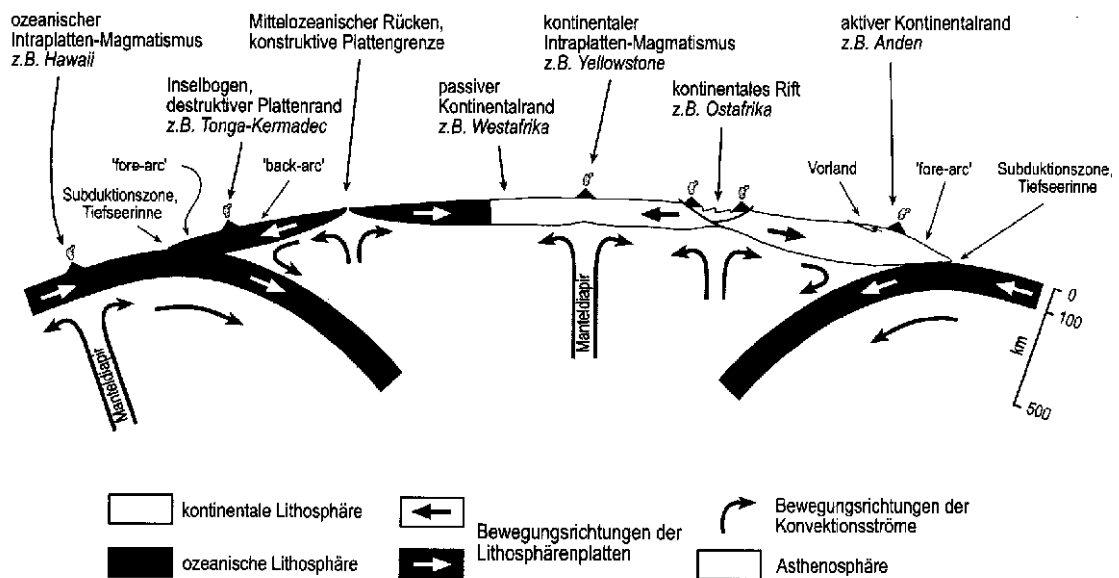


Abb. 1.4
Schematische und annähernd maßstabstreue Darstellung der Grundelemente der Plattentektonik; Vulkane sind größer abgebildet. Der Schnitt bezieht sich nicht auf eine reale Plattenkonfiguration auf der heutigen Erde.

Abb. 28 : Bahlburg, H. & Breitzkreuz, Chr. ; Grundlagen der Geologie; Stuttgart 1998; S. 7

Mittelozeanische Rücken und Subduktionszonen stellen die wichtigsten Grenzen der Platten dar.

Zusammenfassung Plattengrenzen :

1. Divergente oder konstruktive Plattengrenzen - Mittelozeanische Rücken; Prozess : Sea-Floor-Spreading
2. Konvergente oder destruktive Plattengrenzen - Subduktionszonen / Tiefseeegräben; Prozess : Subduktion

Hinzu kommt noch ein dritter Typus

3. Konservative oder konservierende Plattengrenzen - **Transform-Störung**; Transformstörungen finden sich vor allem als Querstörungen an mittelozeanischen Rücken, wo sie die Verbindungselemente der in einzelne Segmente aufgeteilten Rücken bilden. An ihnen wird die Horizontalbewegung einzelner Segmente der Platten durch seitliches Aneinandervorbeigleiten möglich, ohne dass Kruste neu gebildet oder zerstört wird. (Abb. 29).

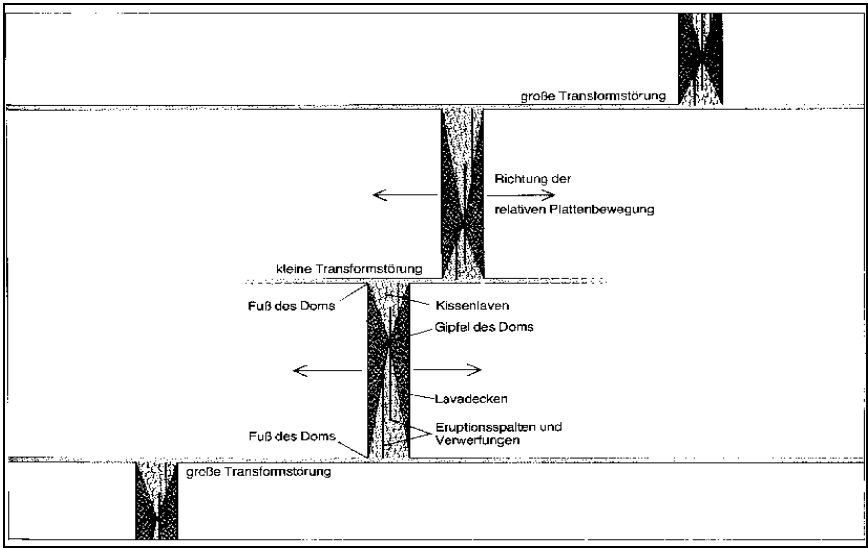


Abb. 29 : Hypothese von Francheteau und Ballard zur Bildung von Transformstörungen zwischen Spreizungsstellen an mittelozeanischen Rückensegmenten. In : Die Dynamik der Erde; Spektrum - Sammelband; Heidelberg 1987; S. 117

Nach der Hypothese von Francheteau und Ballard zur Bildung von Transformstörungen zwischen Spreizungsstellen an mittelozeanischen Rückensegmenten (Abb. 29) befindet sich in jedem Segment ein „vulkanischer Dom“. Die austretende Lava führt zur Bildung neuer ozeanischer Kruste und zur Spreizung des Ozeanbodens. Die Segmente bewegen sich unabhängig voneinander, aber mit der gleichen Relativbewegung vom Rücken weg.

Prozesse der Plattentektonik

Plattenrandtypen

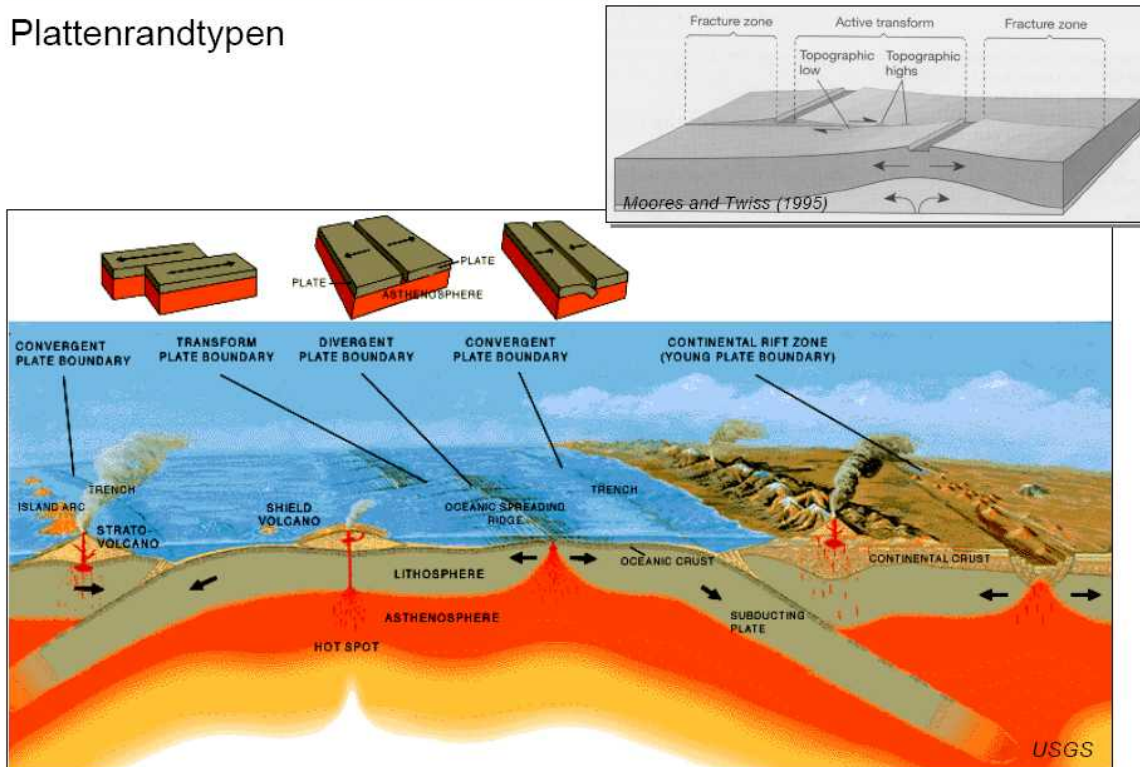


Abb. 30: Plattengrenzen. Einführung „Tektonik und Geodynamik“ HU-Berlin

Das Plattenmuster der Erde

Die Abgrenzung der Platten führt zu einem völlig anderen Oberflächenbild der Erde, als wir es durch die geographische Aufteilung in Kontinente und Ozeane gewohnt sind.

Um die große Anzahl von Platten oder Baueinheiten der Erdkruste zu ordnen, sind von verschiedenen Autoren Klassifikationsvorschläge für eine Einteilung der Platten gemacht worden.

Häufig verwendete Einteilungen unterscheiden zwischen 12, 9, 7 oder 6 großen Platten, sowie einer unbekanntenen Anzahl von Mikroplatten. Darunter werden Fragmente größerer Platten verstanden, die durch die Plattenbewegungen isoliert wurden oder aus denen die Großplatten zusammengesetzt sind. Abb. 31 gibt eine Übersicht über die Verteilung der Platten auf der Erdoberfläche.

Dabei ist zu unterscheiden zwischen:

„Großplatten“

- ⇒ Afrikanische Platte, Nordamerikanische Platte, Südamerikanische Platte, Eurasiatische Platte, Pazifische Platte, Antarktische Platte, Indisch-australische Platte.

„Klein- und Mikroplatten“

- ⇒ Karibische; Cocos, Nazca; Juan-de-Fuca-, Rivera zwischen Cocos und Juan den Fuca, Philippinische, Arabische, Ägäische / +/- Adriatische, Anatolische / Iranische Platte, Indosinische / Südliche Chinesische / Sinische / Chinesische, Ochotskische / Südsandwich / Scotia,

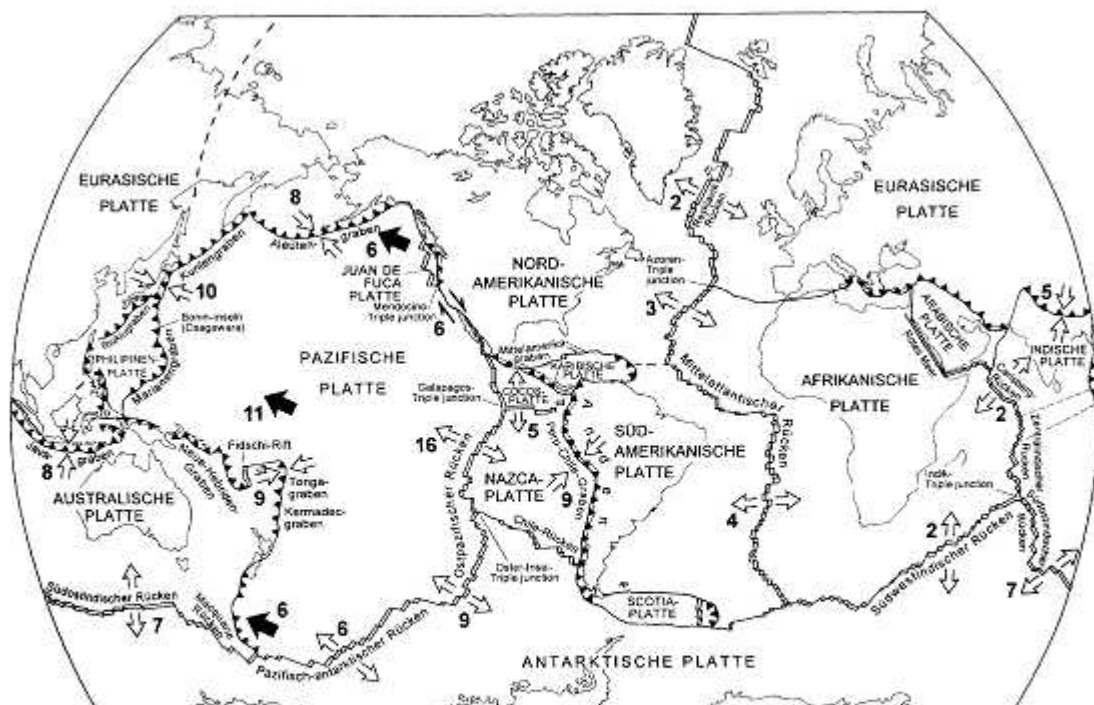
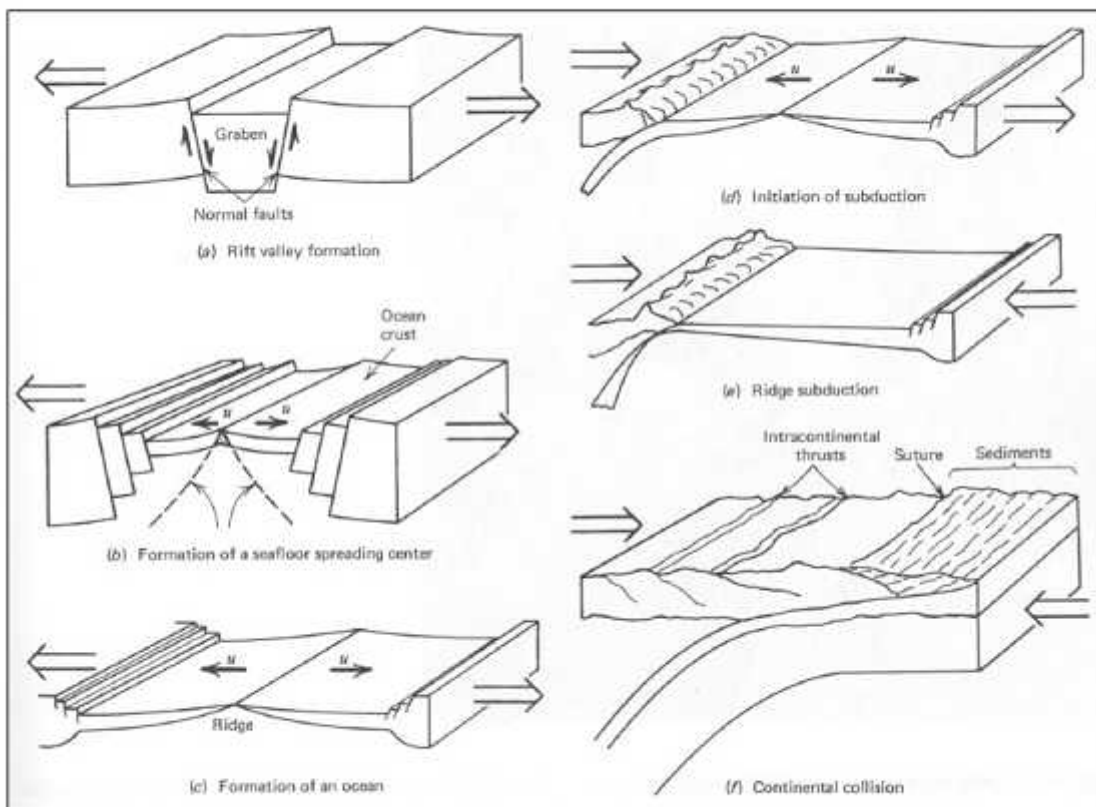


Abb. 10.1
Die wichtigsten Platten mit divergenten, konvergenten und Transformstörungen; die schwarzen Zähne entlang der konvergenten Plattenränder zeigen die Richtung der Subduktion an; offene Pfeile zeigen die Relativbewegungsrichtung an, Zahlen sind Bewegungsbeträge in cm a^{-1} ; schwarze Pfeile: Richtung und Betrag der Absolutbewegung der Pazifischen Platte (als ein Beispiel) relativ zum Erdinnern. Die Relativgeschwindigkeiten wurden direkt durch Satelliten-gestützte Entfernungsmessungen und indirekt durch die magnetische Kartierung des Meeresbodens (Kasten 10.2) ermittelt. Die Mittelozeanischen Rücken sind durch Transformstörungen zerschnitten, wobei hier nur der tektonisch aktive Teil gezeigt ist (mehr dazu in Abschn. 10.4). Die Plattengrenzen in der Arktis sind nicht vollständig dargestellt; die gestrichelte Linie in Ostsibirien markiert die vermutete Grenze zwischen der Eurasischen und der Nordamerikanischen Platte (nach FOWLER (1990) und anderen Quellen); Plattengrenzzone (gestrichelt) zwischen der Indischen und Australischen Platte nach VAN DER PLIGT et al. 1995.

Abb. 31: Bahlburg, H. & Breikreuz, Chr.. 1998; S. 156

Der Ablauf der Plattenbewegungen lässt sich in 6 Stadien zusammenfassen. Die Gesamt-
 abfolge der 6 Stadien wird als Wilson-Zyklus bezeichnet, nach J. Tuzo Wilson, einem der
 Väter der Erforschung der Prinzipien der Plattentektonik. Der Ablauf eines kompletten Zy-
 klus beträgt etwa 220 bis 230 Millionen Jahre. Daraus lässt sich auch folgern, dass es auf
 der Erde keinen an seinem Bildungsort befindlichen Ozeanboden gibt, der älter als 200
 Mio. J. ist.

Wilson-Zyklus



Turcott and Schubert (2002)

Aus TU-Berlin in Internet.

Wilson-Zyklus für die Stadien der Plattenbewegung mit Beispielen :

Stadium	Beschreibung	Beispiel
a Vorstadium / Riftstadium - Embryonalstadium	Grabenbrüche auf Kontinenten fördern das Aufreißen von tiefgreifenden Schwächezonen, in die Magma aus dem oberen Mantel eindringen kann.	Ostafrikanisches Grabensystem, Oberrheingraben
b Junges Stadium / Öffnungsstadium	Der Kontinent ist durch das beginnende Sea-Floor-Spreading bereits aufgerissen, die beiden getrennten Teile entfernen sich voneinander.	Rotes Meer, Golf von Aden, Afar-Dreieck
c Reifestadium/ Offenes Stadium	Die Platten haben sich bereits weit voneinander entfernt, durch Eindringen von Magma in den aktiven Grenzbereich der beiden Platten wird ständig neuer Meeresboden produziert. Die Öffnung und Entfernung der Platten voneinander geht weiter.	Atlantik
d Resorptionsstadium	Die Neuproduktion von Meeresboden an den divergenten Plattengrenzen stagniert, es überwiegt der Abbau, die Verschluckung von Meeresboden an den konvergierenden Plattengrenzen, die Subduktion.	Pazifik
e Schließstadium	Bereits weitgehend geschlossenes Stadium, bei dem der ursprünglich zwischen den Platten befindliche Ozeanbereich nur noch in einzelnen Restmeeren existiert, wie z.B. Schwarzes Meer, Kaspisches Meer und das Mittelmeer. Es kommt zur Kollision von kontinentalen Gesteinsmassen, die auf- und übereinandergeschoben, verfaltet und zerbrochen werden.	Mittelmeer mit Alpenraum
f Geschlossenes Stadium	Der völlig geschlossene Zustand zwischen den Platten führt zur Beendigung der Plattenbewegung. Das Resultat sind stark zusammengeschiebene Faltengebirge mit einer noch einige Zeit andauernden Hebungstendenz zum Ausgleich des isostatischen Gleichgewichts.	Himalaja, Ural-Gebirge

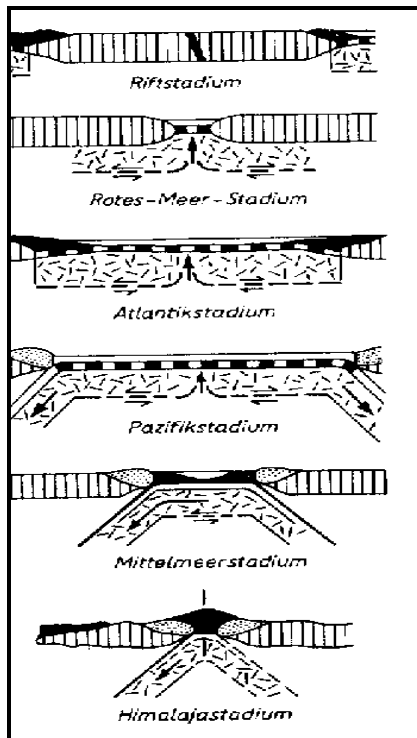


Abb.: 31 : Wilson-Zyklus; Hohl; R. (Hg.) 1985; S. 263

Weiterführende Literatur:

- Bahlburg, Heinrich & Breitzkreuz Christoph.
 Grundlagen der Geologie. Stuttgart 1998
- Frisch, W. & Loeschke, J..
 Plattentektonik, 3. Auflage Darmstadt 1993;
- Hohl, R., (Hg.);
 Die Entwicklungsgeschichte der Erde, 6. Auflage, Hanau/Main 1985
- Lanius, Karl;
 Die Erde im Wandel; Heidelberg, 1995
- Mason, B. & Moore, C.B.;
 Grundzüge der Geochemie; Stuttgart 1985
- Möller, Peter;
 Anorganische Geochemie, Berlin 1986
- Press & Siever.
 Allgemeine Geologie, Heidelberg 1996
- Richter, D..
 Allgemeine Geologie, 4. Auflage Berlin 1992
- Schidlowski, Manfred;
 Die Geschichte der Erdatmosphäre; in : Germann, K. u.a. ; Die Erde - Dynamische Entwicklung, menschliche Eingriffe, globale Risiken; Berlin 1988
- Strobach, Klaus;
 Unser Planet Erde, Stuttgart 1991
- Wenzel, Andreas
 Der Kreislauf des Biotits. In: Unterricht Chemie Heft 86. 2005; S. 26 - 39
- Wunderlich, Hans Georg;
 Das neue Bild der Erde; Hamburg 1975