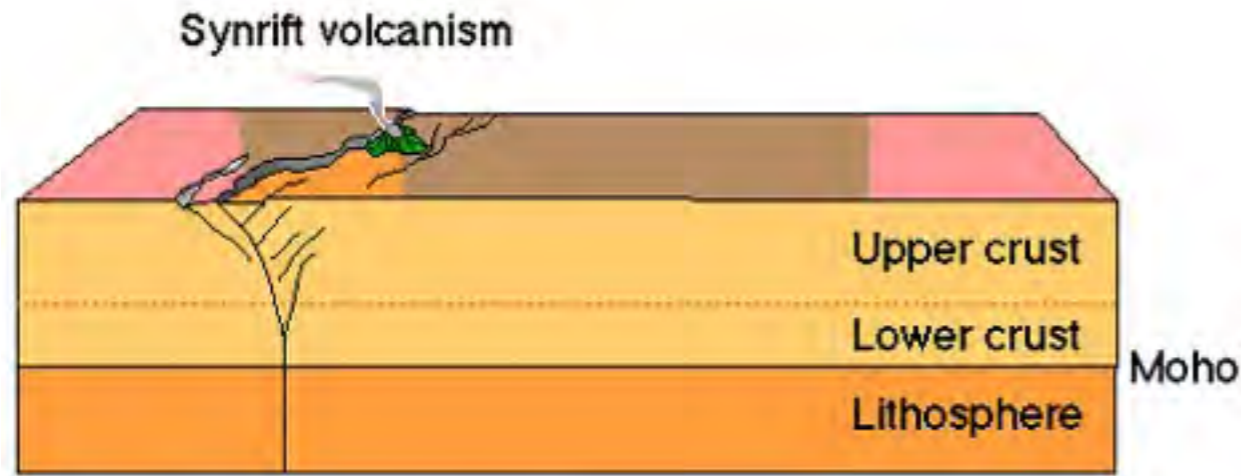
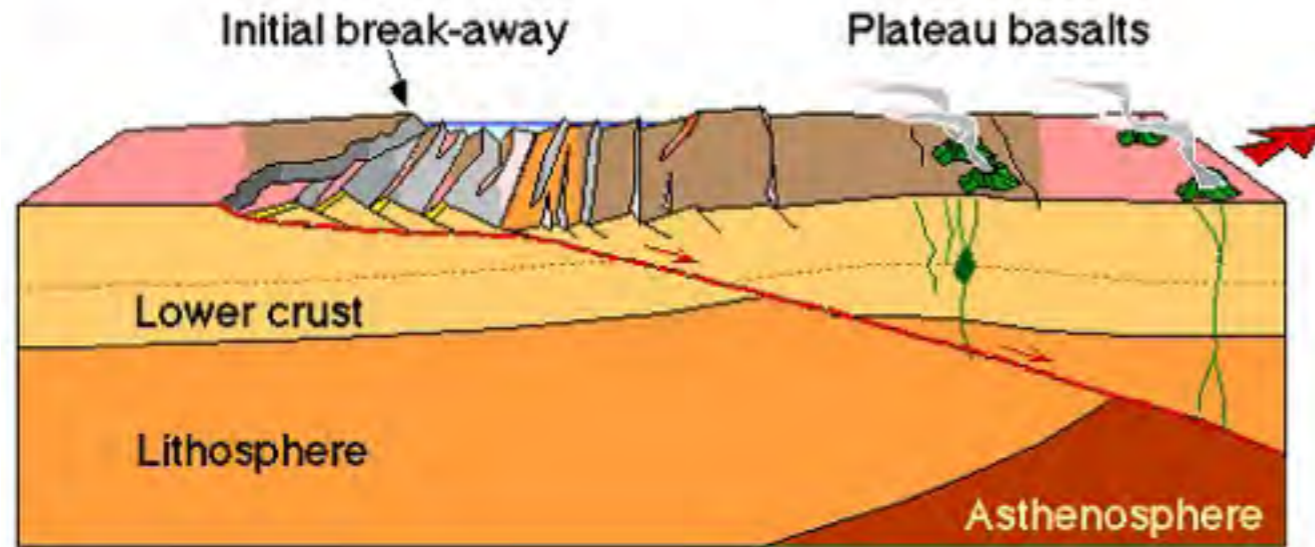


08-
Kontinent-Ozean Übergangzone
Ozeanische Rücken

Different stages of extension

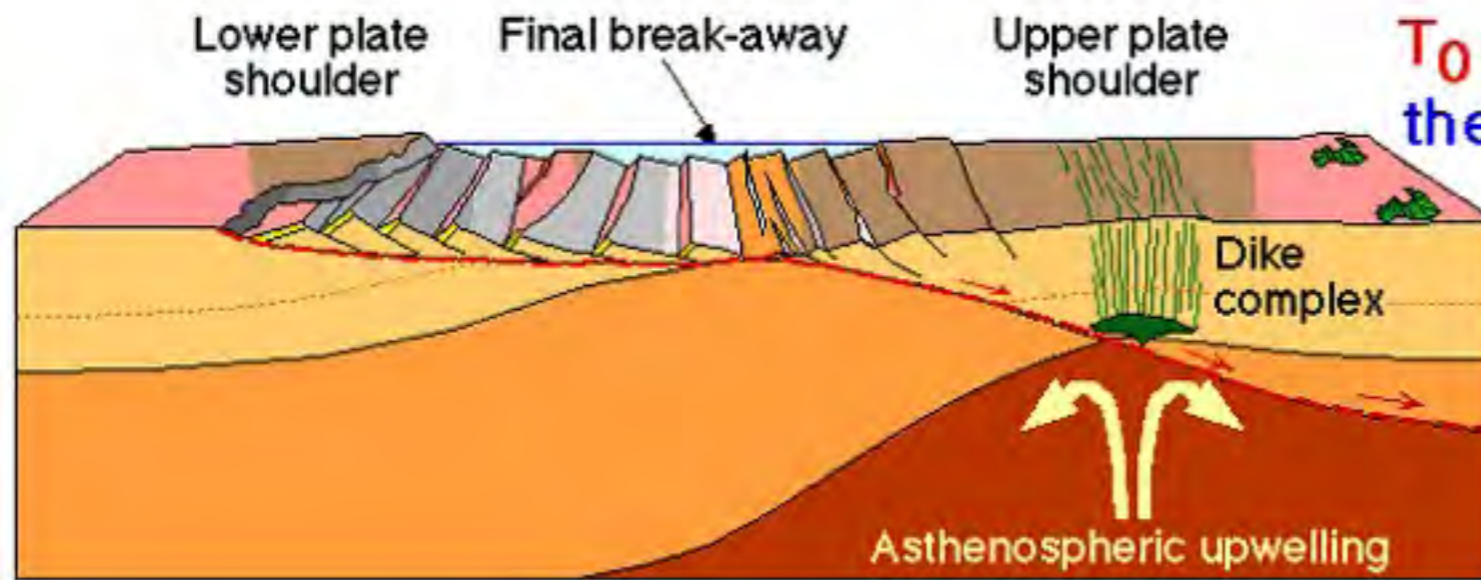


T_0 = Transpressive phase

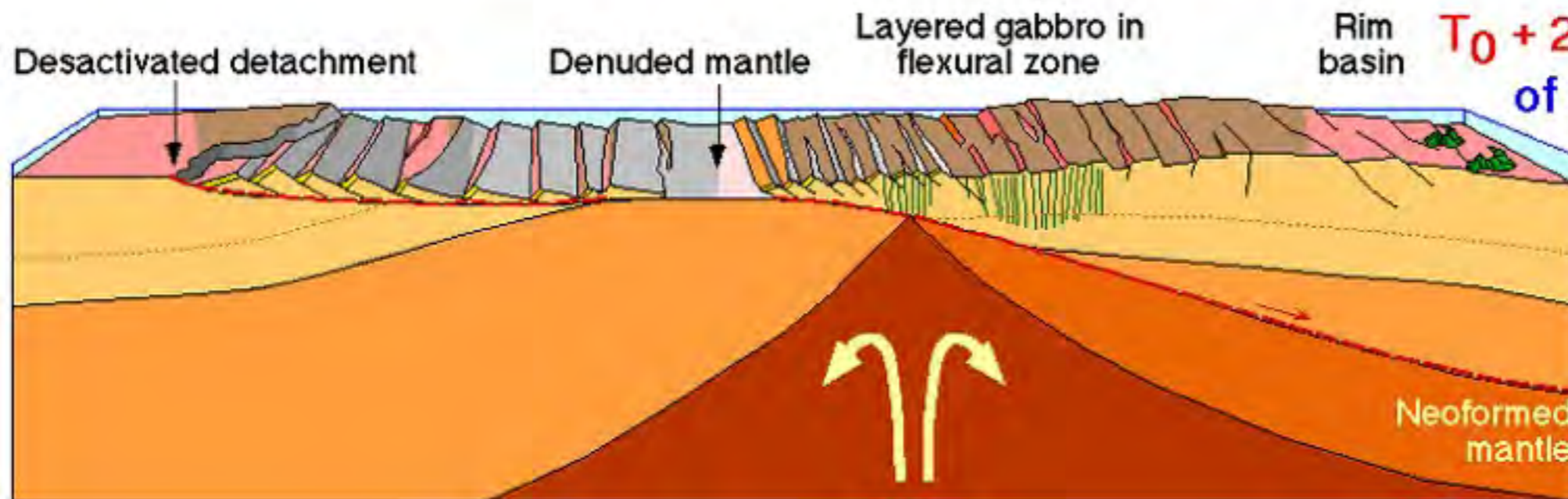


$T_0 + 10 \text{ Ma}$ = Lithospheric break-up dominated by simple shear

Different stages of extension

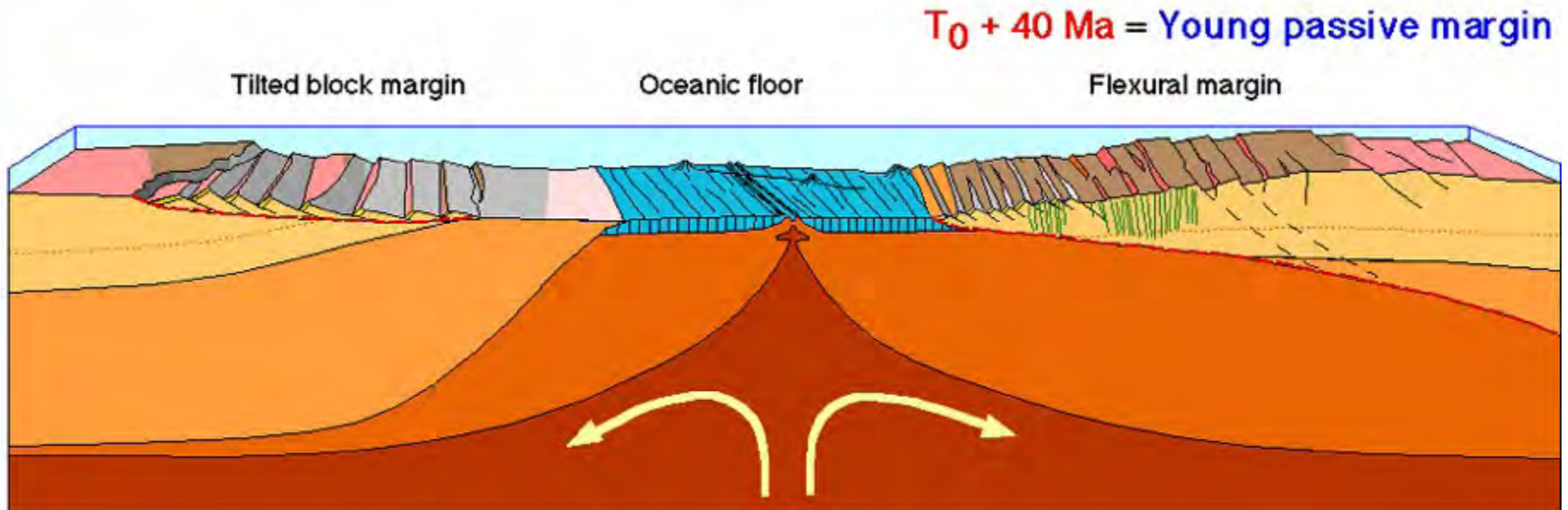
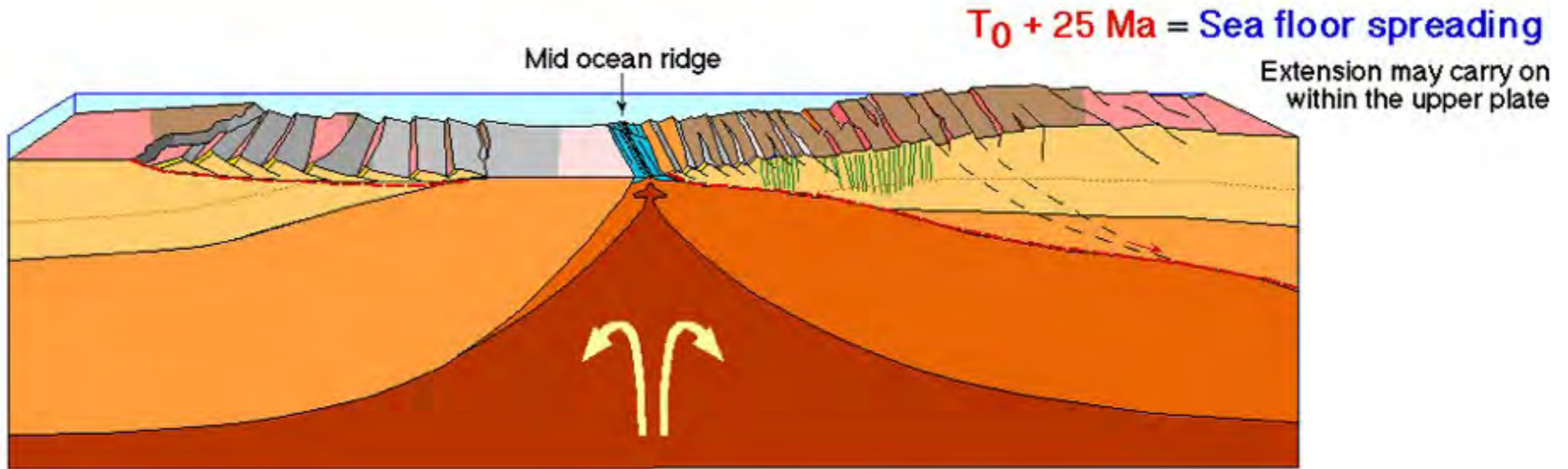


$T_0 + 15 \text{ Ma}$ = Asthenospheric diapir and thermal uplift, dominated by pure shear

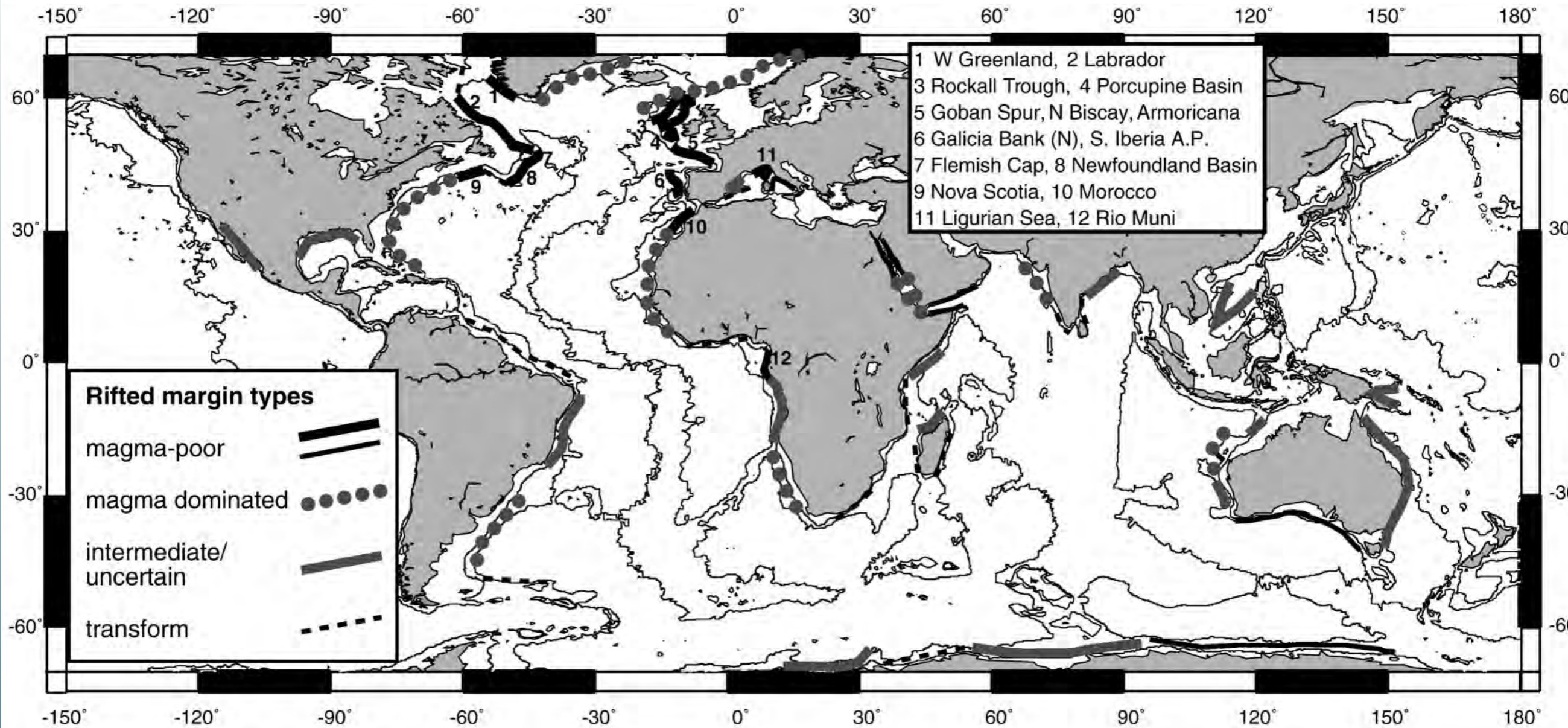


$T_0 + 20 \text{ Ma}$ = denudation of continental mantle

Different stages of extension

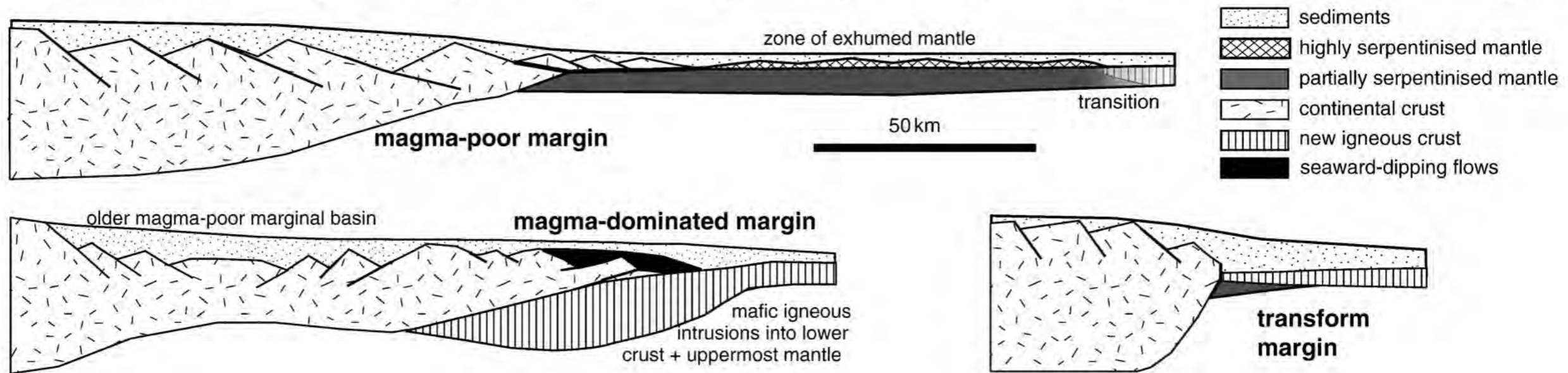


Magmatic & non magmatic margins



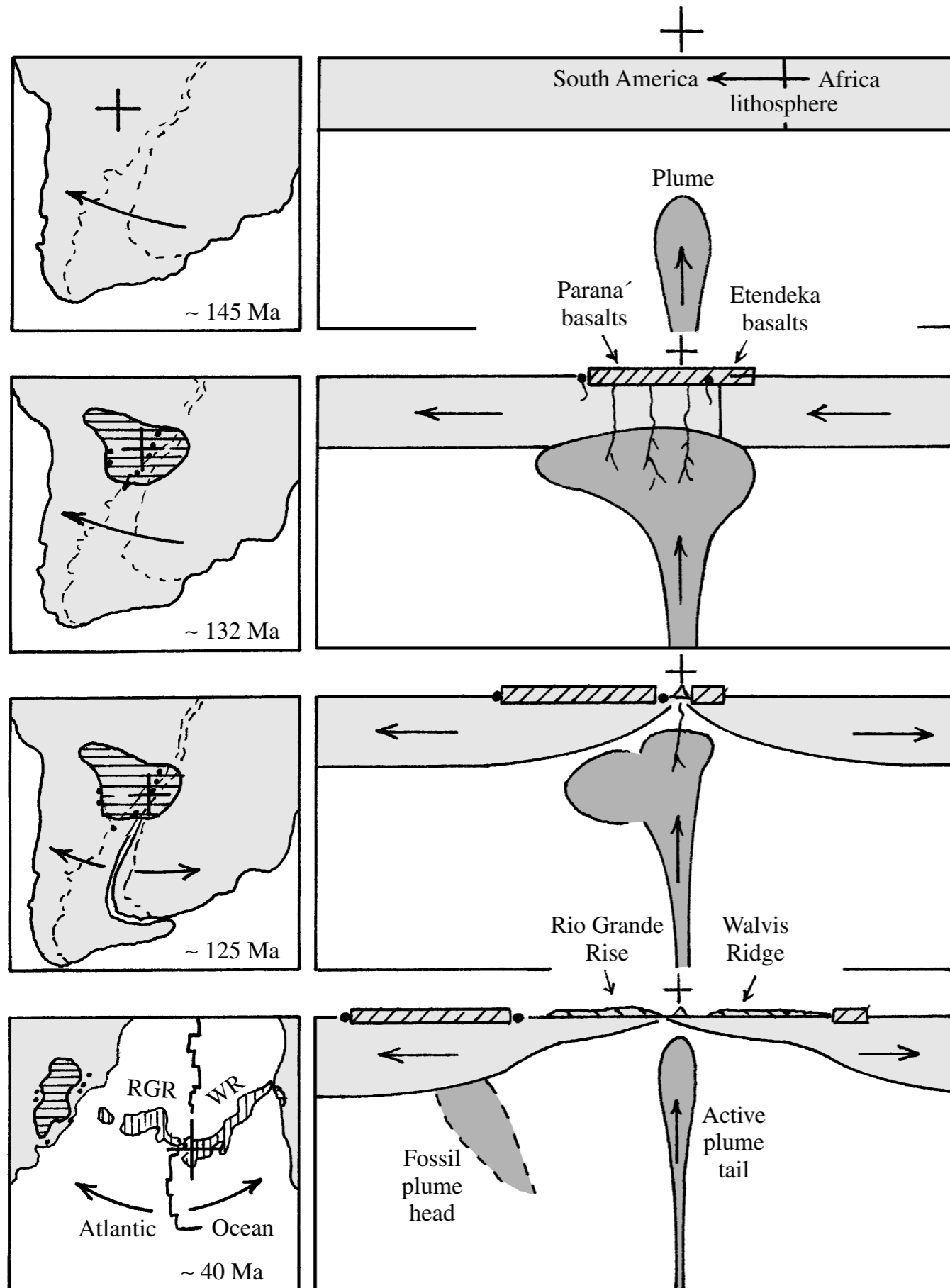
Worldwide distribution of different margin types (after Boillot and Coulon, 1998). Magma-poor, magma-dominated and transform are all approximately equally numerous

Magmatic & non magmatic margins



Cartoon sections summarizing the architecture of magma-poor , magma-dominated and transform margins

Magmatic margin: South Atlantic margin

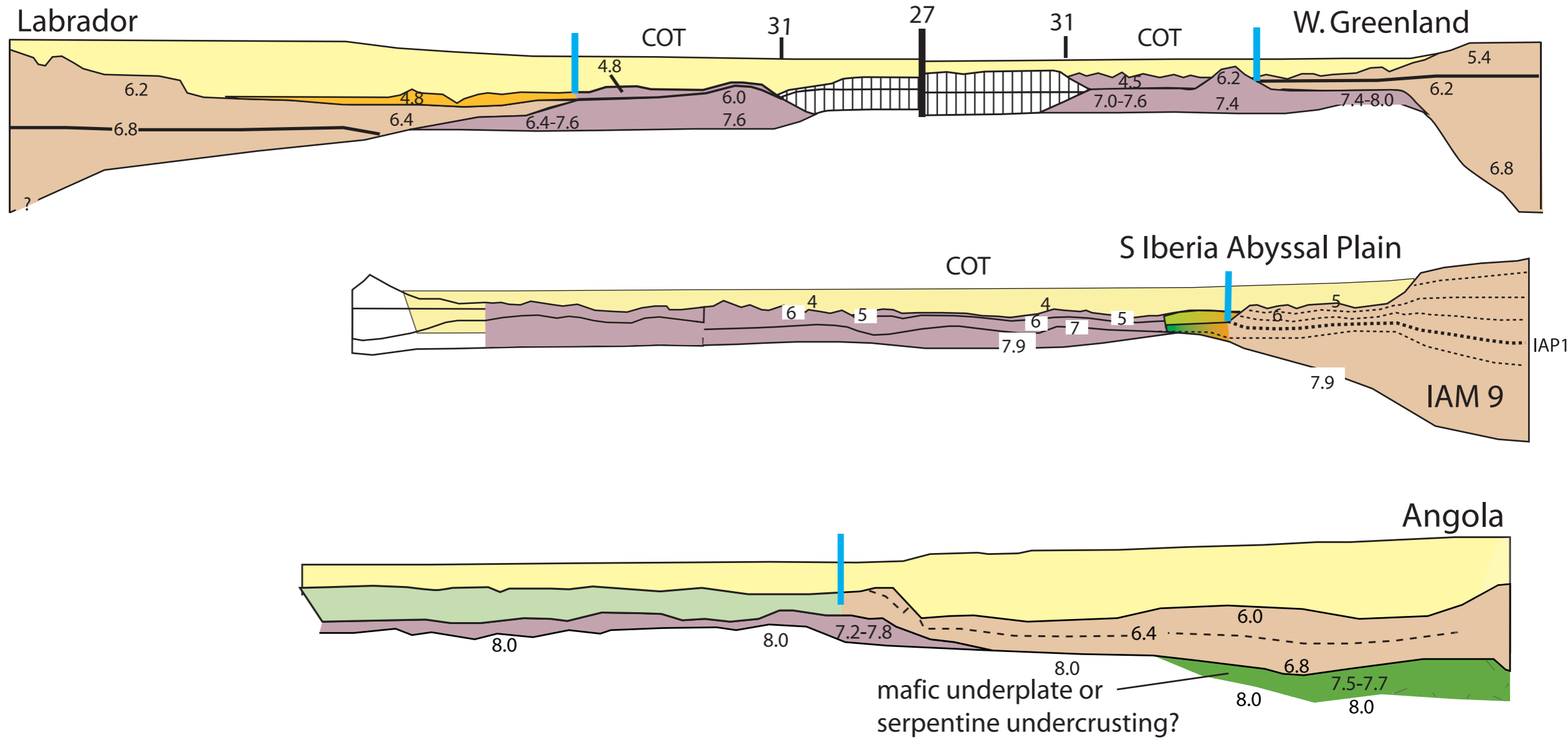


Plume activity and related breakup of South America and Africa. While conjoined, the two continents both were drifting westward. **At about 132 Ma**, the decompressing, broadening plume head partially melted, yielding basalt magmas that formed the Paraná-Etendeka flood basalt plateau and local alkaline magma centers.

At about 125 Ma, the Gondwana protocontinent began to rift apart; the western part of the plume head that was attached to the South American lithosphere began to separate from the main part of the plume. Subsequently, the decompressing plume tail has generated basalt magmas that have formed the Walvis Ridge (WR) and the Rio Grande Rise (RGR) as the two continental plates drifted east-northeast and west-northwest.

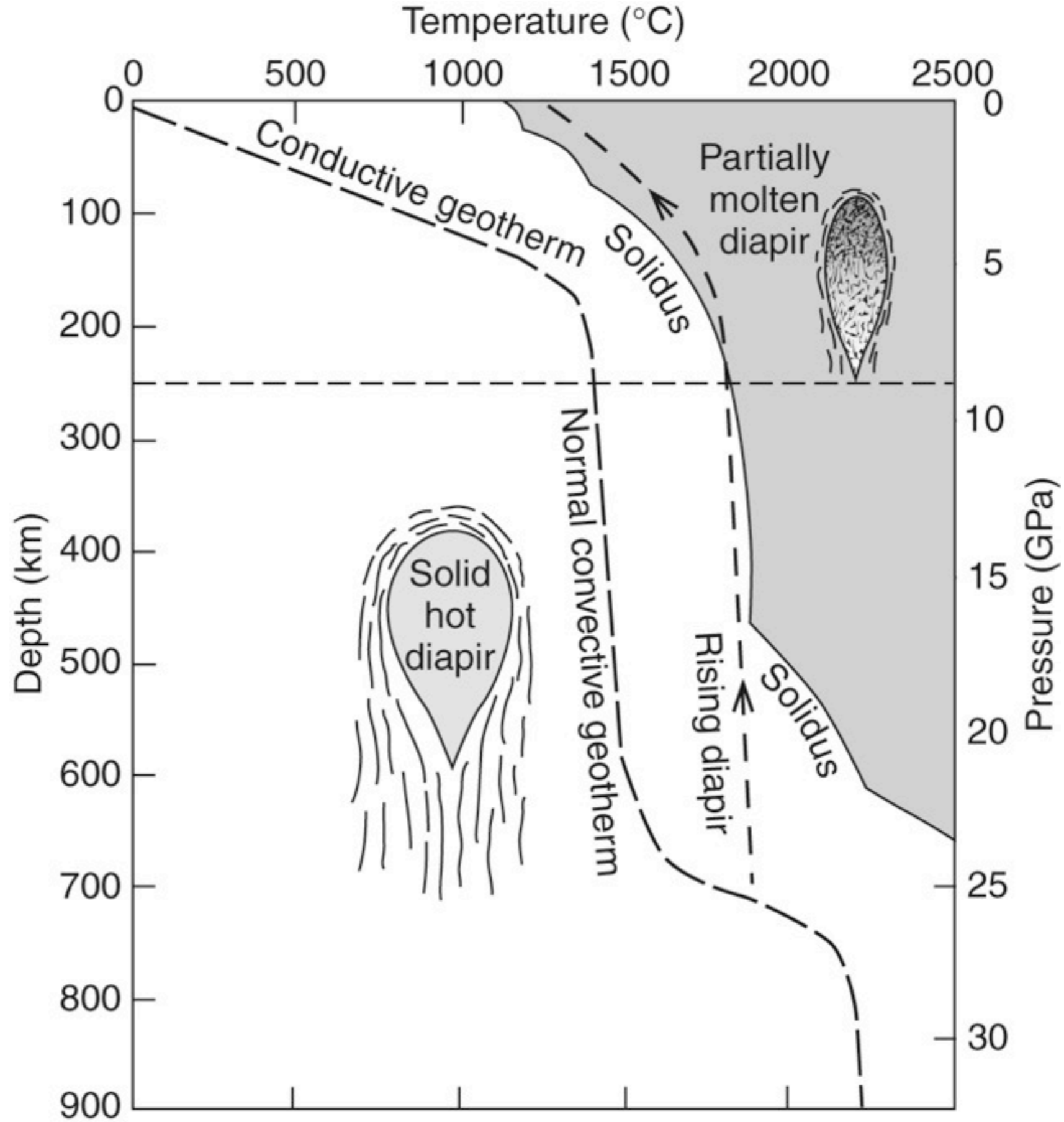
Since about 40 Ma the plume tail has underlain Tristan da Cunha just east of the Mid-Atlantic Ridge. Seismic studies indicate a 300-km-diameter low-velocity cylinder in the mantle to a depth of about 600 km beneath Brazil that is interpreted to be a still abnormally hot fossil plume.

Non magmatic margin

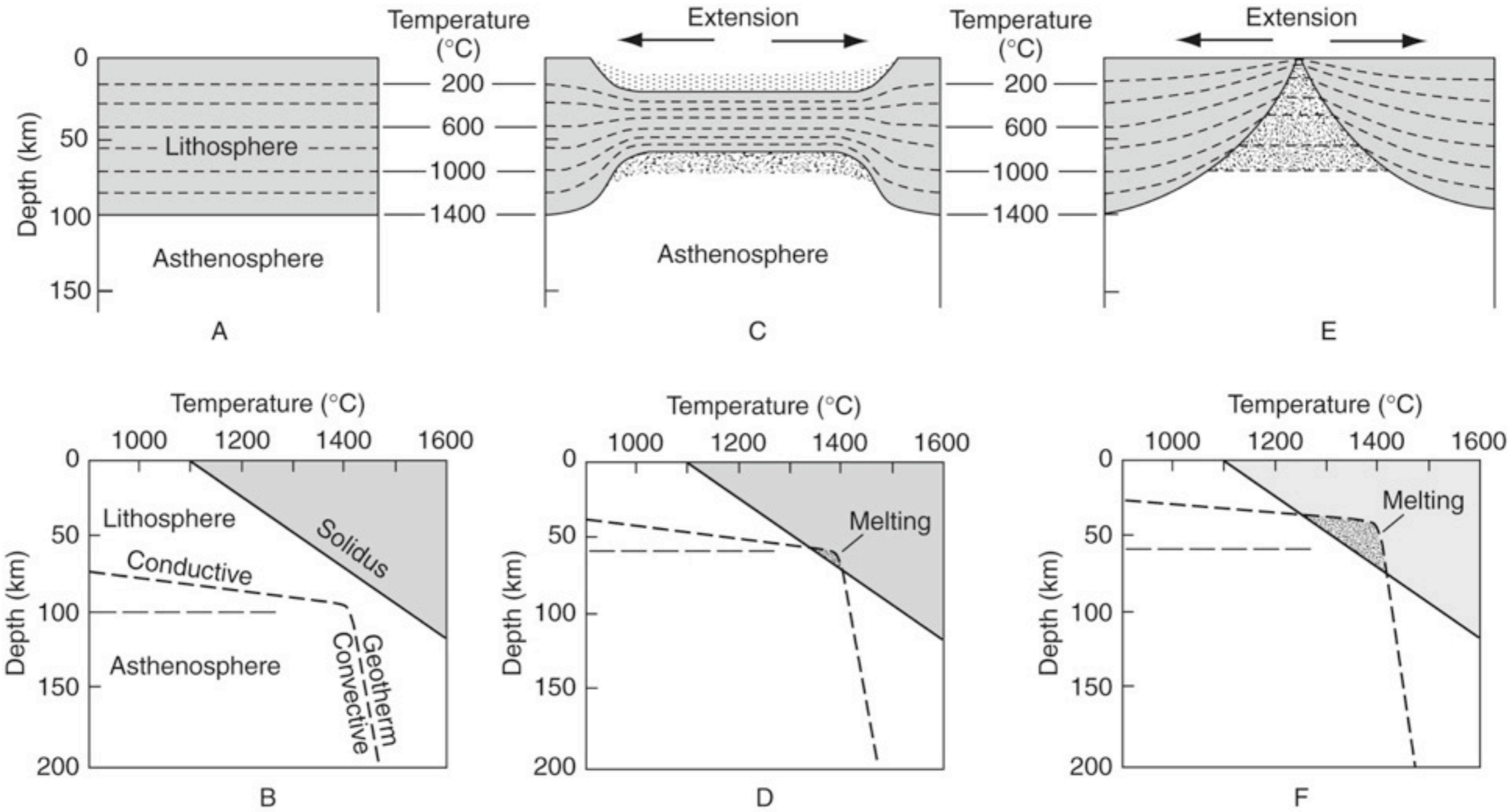


Sections through magma-poor conjugate rifted margin pairs. All margins exhibit similar features (very thinned crust, little magmatism, mantle serpentinization, mantle unroofing) except for Morocco (no obvious serpentinization). For comparison, two other margins are also shown: Congo-Angola (Contrucci et al. 2004a) where underplating may have occurred under the continental slope, and Exmouth Plateau (Kusznir & Karner 2007), with probable underplating and no serpentinization. CMB, crust-mantle boundary; COT, continent-ocean transition

Why is there melting during extension?

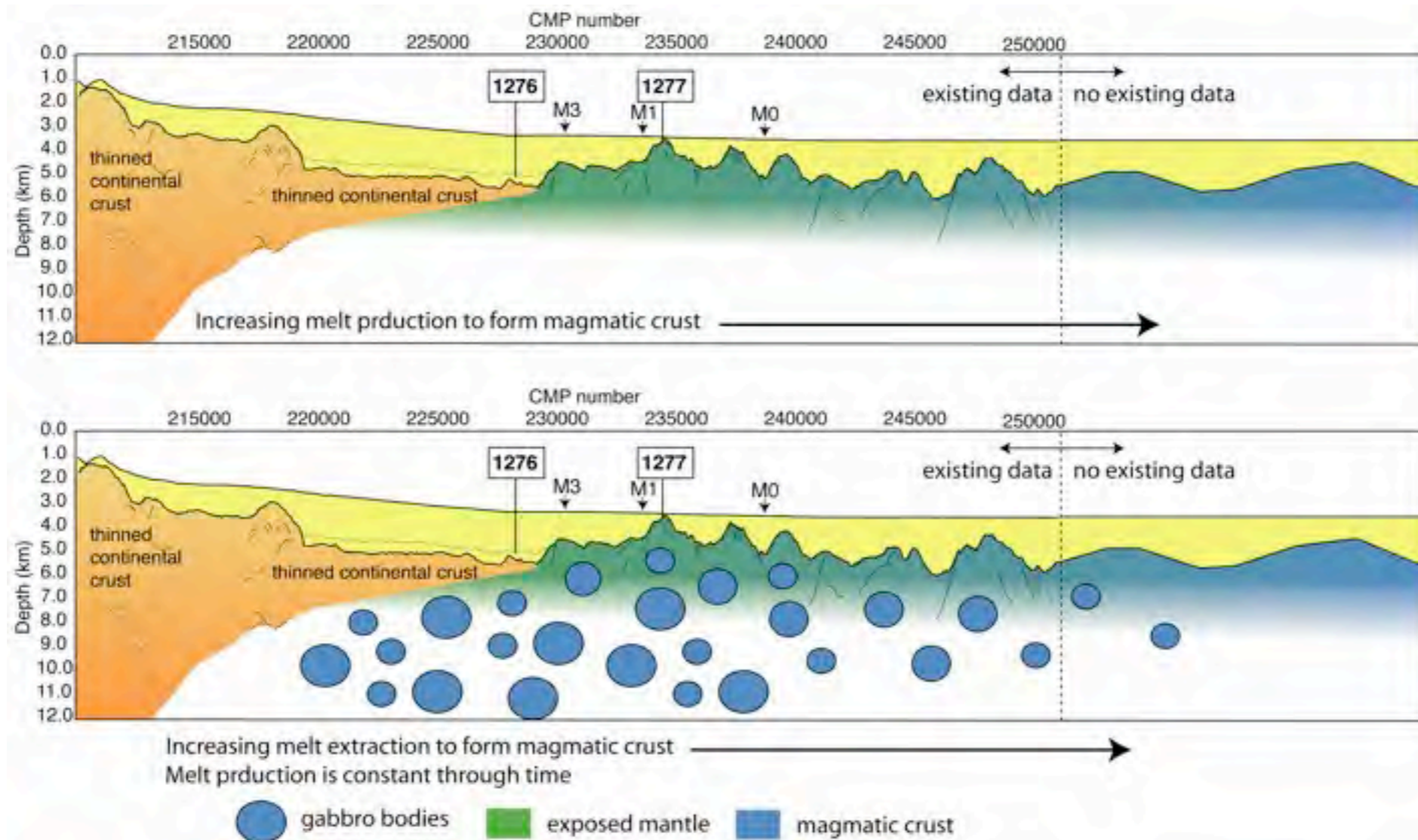


Why is there melting during extension?



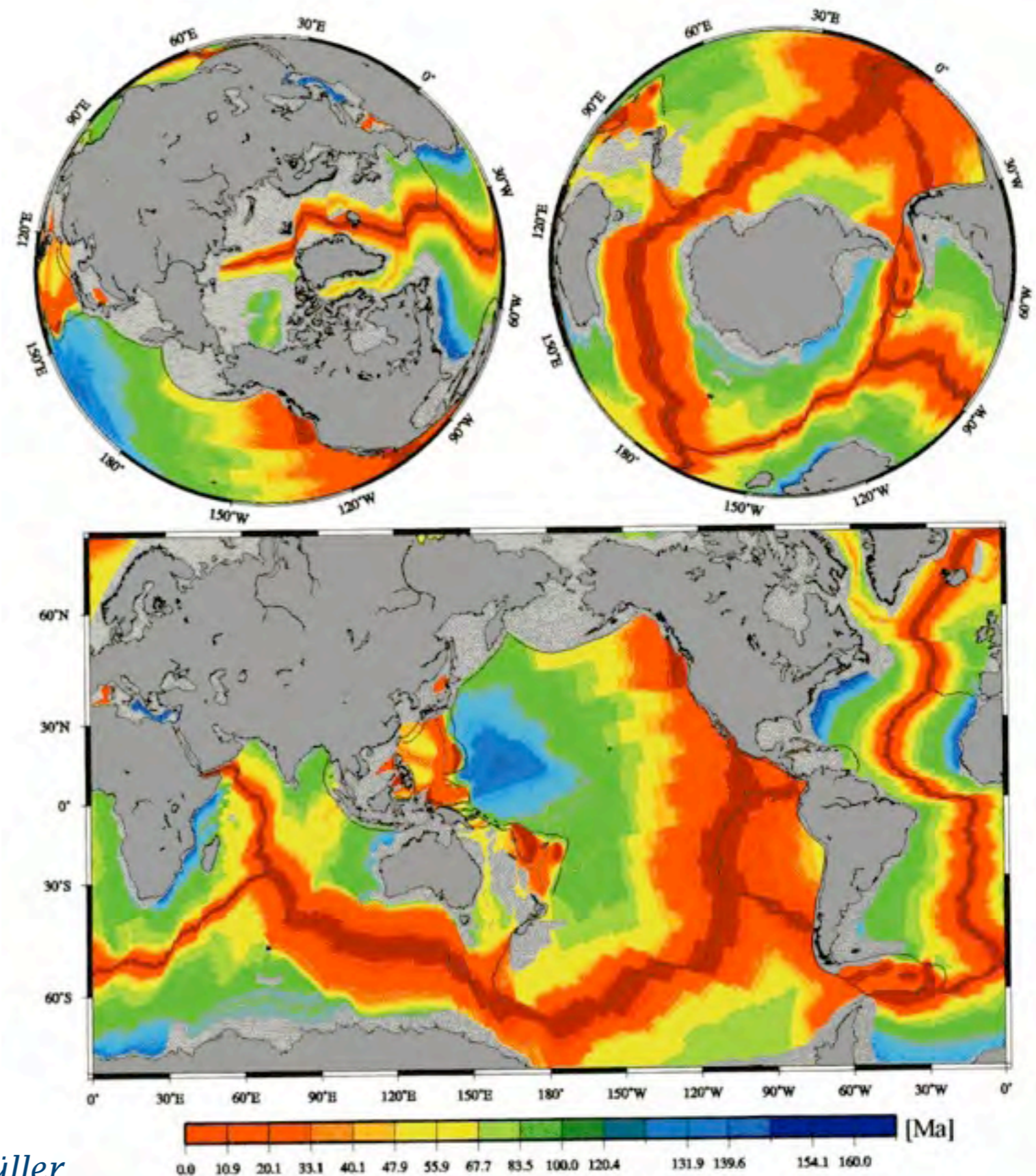
Melt extraction

- Melt extraction can be inefficient at slow-spreading mid-ocean ridges due to relatively thick/cold lithosphere (Lizarralde et al., 2004; Kelemen et al., 2006).
- Onshore studies hint this might be important during rifting, too (i.e., Piccardo et al., 2004), but we do not have constraints on passive margins or active rifts



Alter der Ozeanischen Lithosphäre

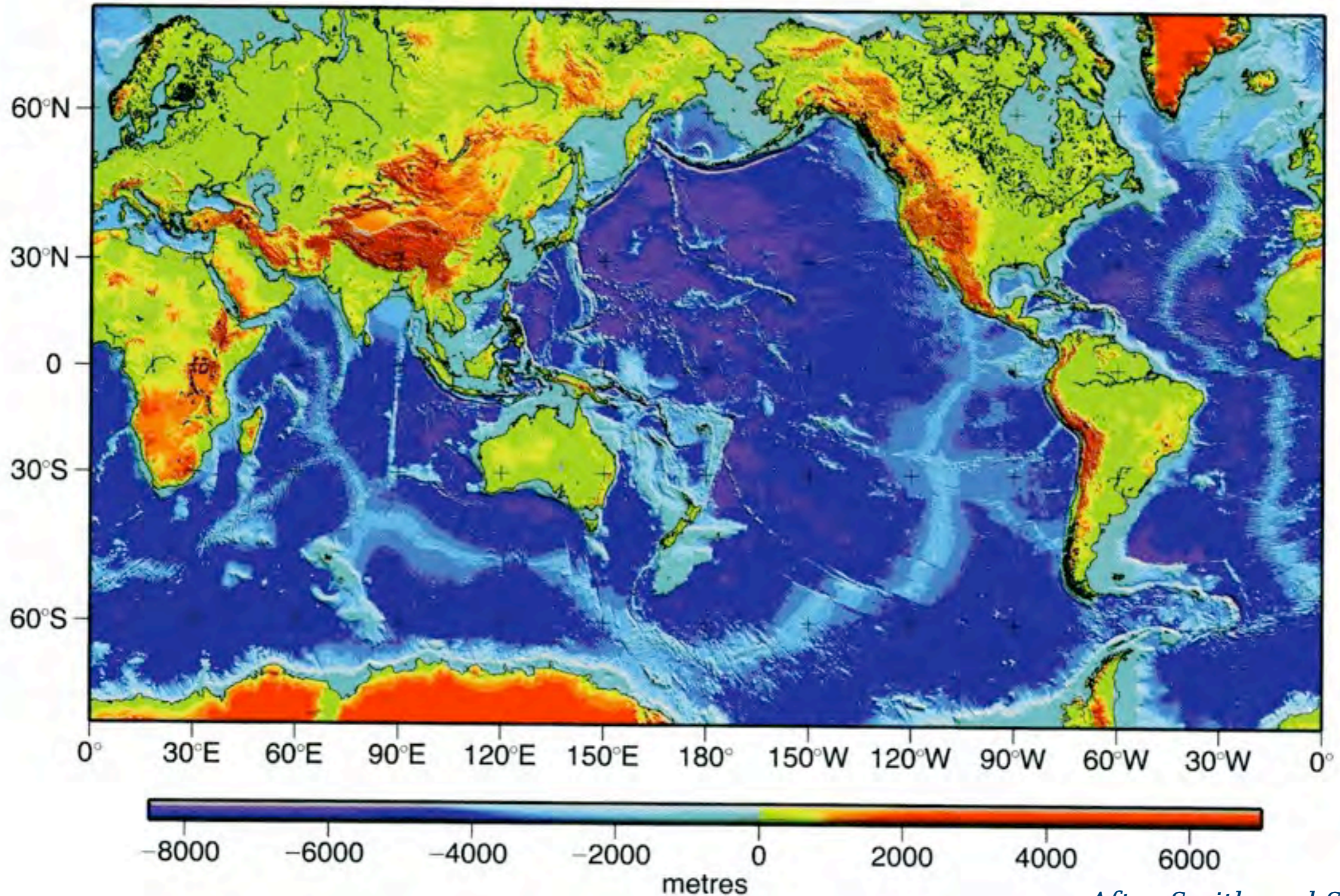
Die älteste ozeanische Lithosphäre stammt aus dem Jura (Alter max. ca. 200 Mio J.). Ältere ozeanische Lithosphäre wurde bereits subduziert (z.B. die gesamte Farallon-Plate, deren Reste mit tomographischen Methoden unterhalb von Nord-Amerika observiert wurden.)



After Müller

Meeresbodentopographie

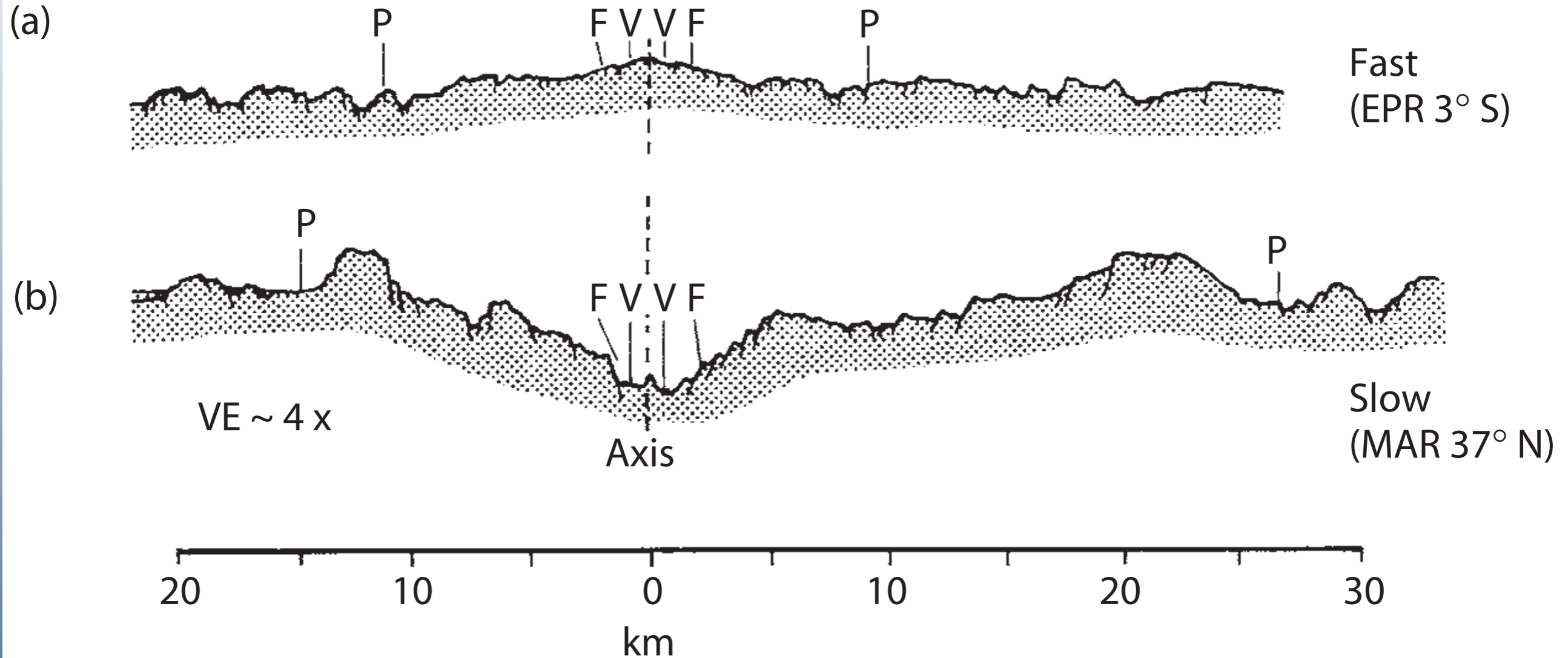
Divergente Plattenränder: Mittelozeanische Rücken (Spreizungszentren)



After Smith and Sandwell

Hier erkennt man den Effekt der Zunahme der Meeresbodentiefe mit dem Alter der Lithosphäre.

Meeresbodentopographie

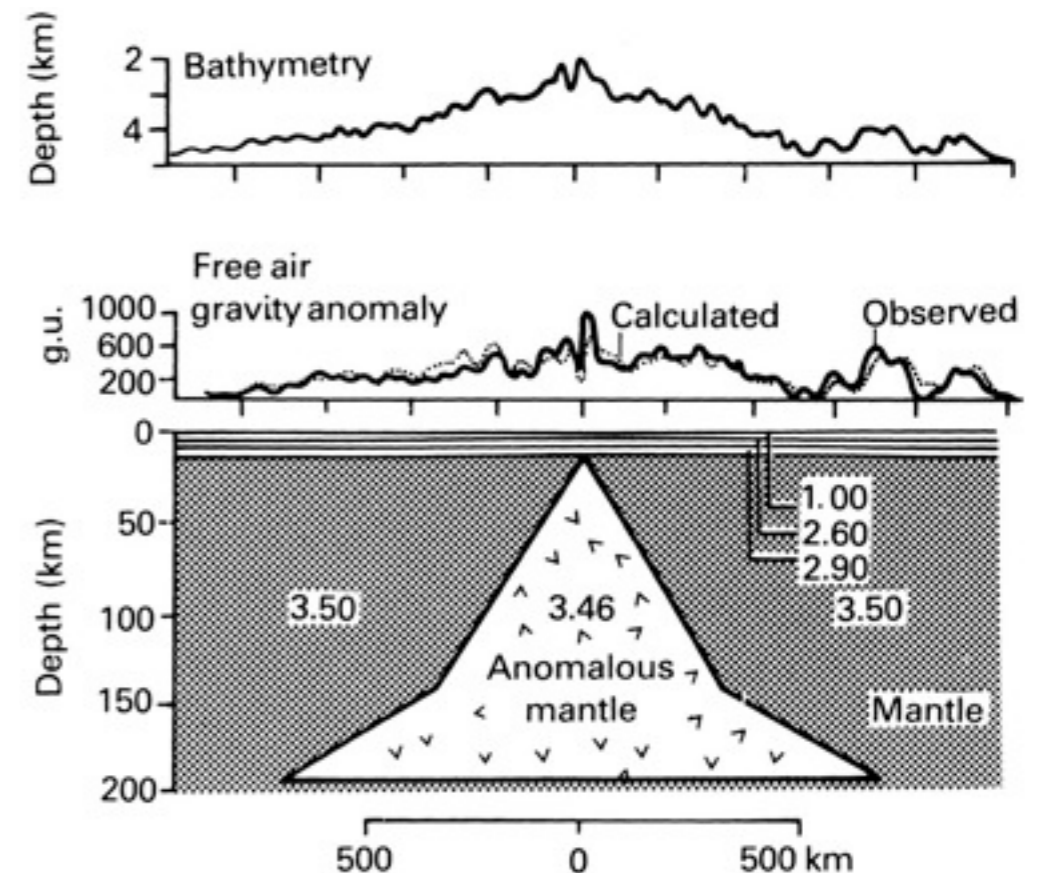
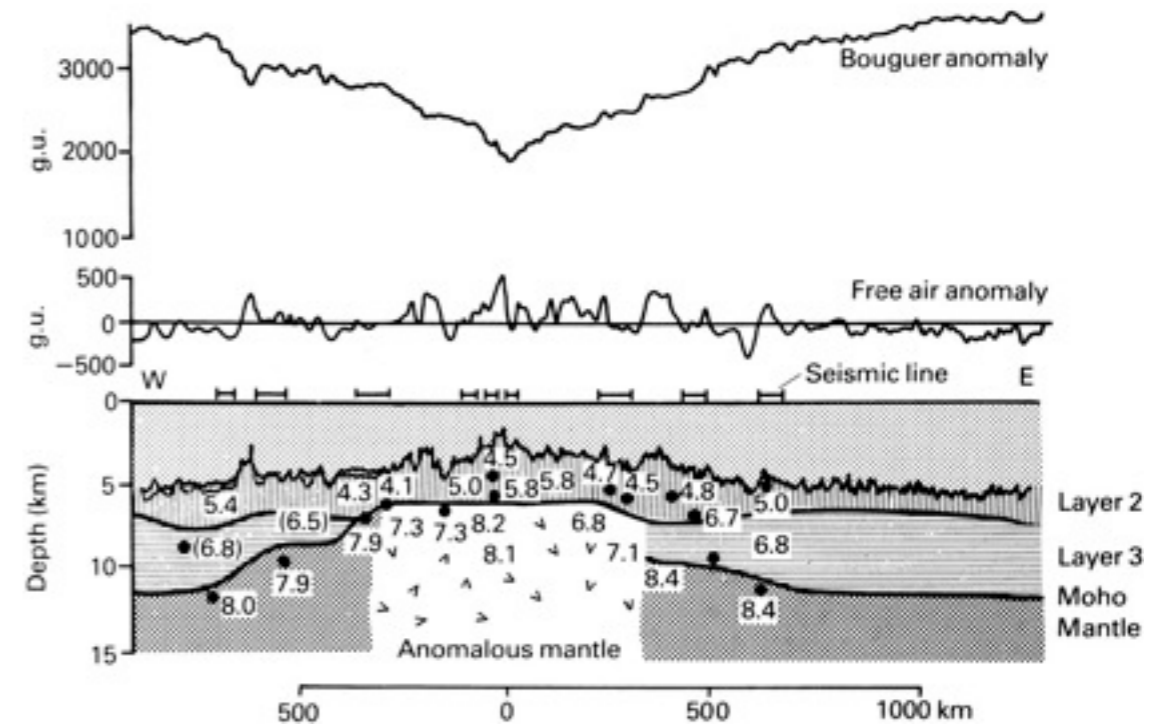


Bathymetric profiles of ocean ridges at fast and slow spreading rates. EPR, East Pacific Rise; MAR, Mid-Atlantic Ridge. Neovolcanic zone bracketed by Vs, zone of fissuring by Fs, extent of active faulting by Ps

Schweremodelle für den MOR

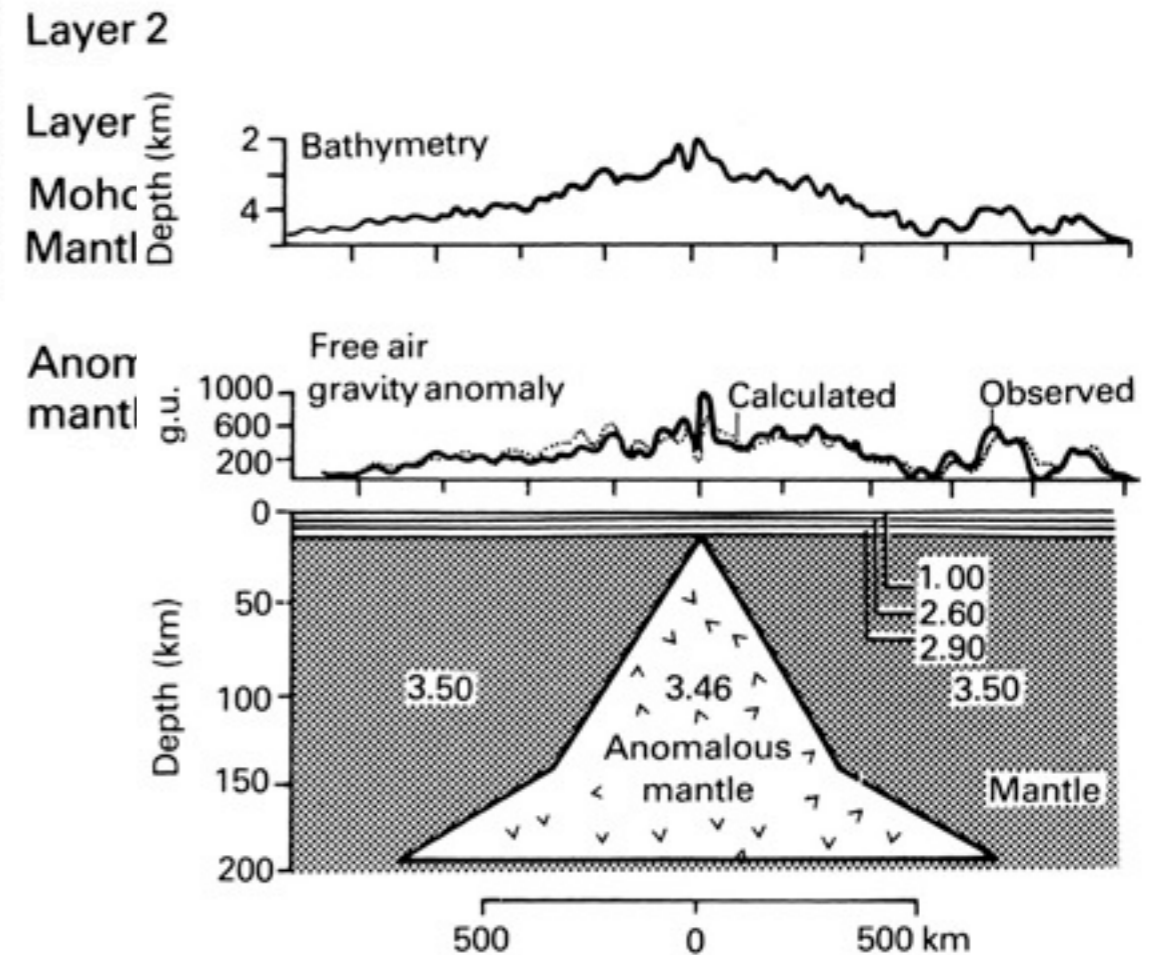
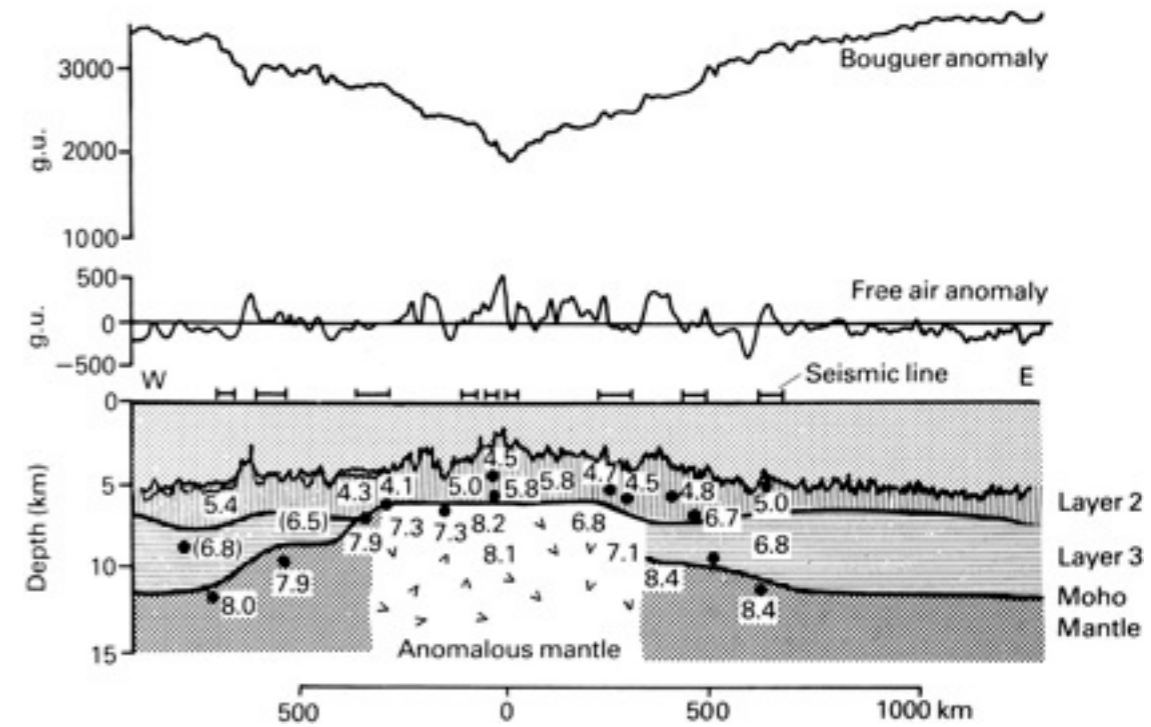
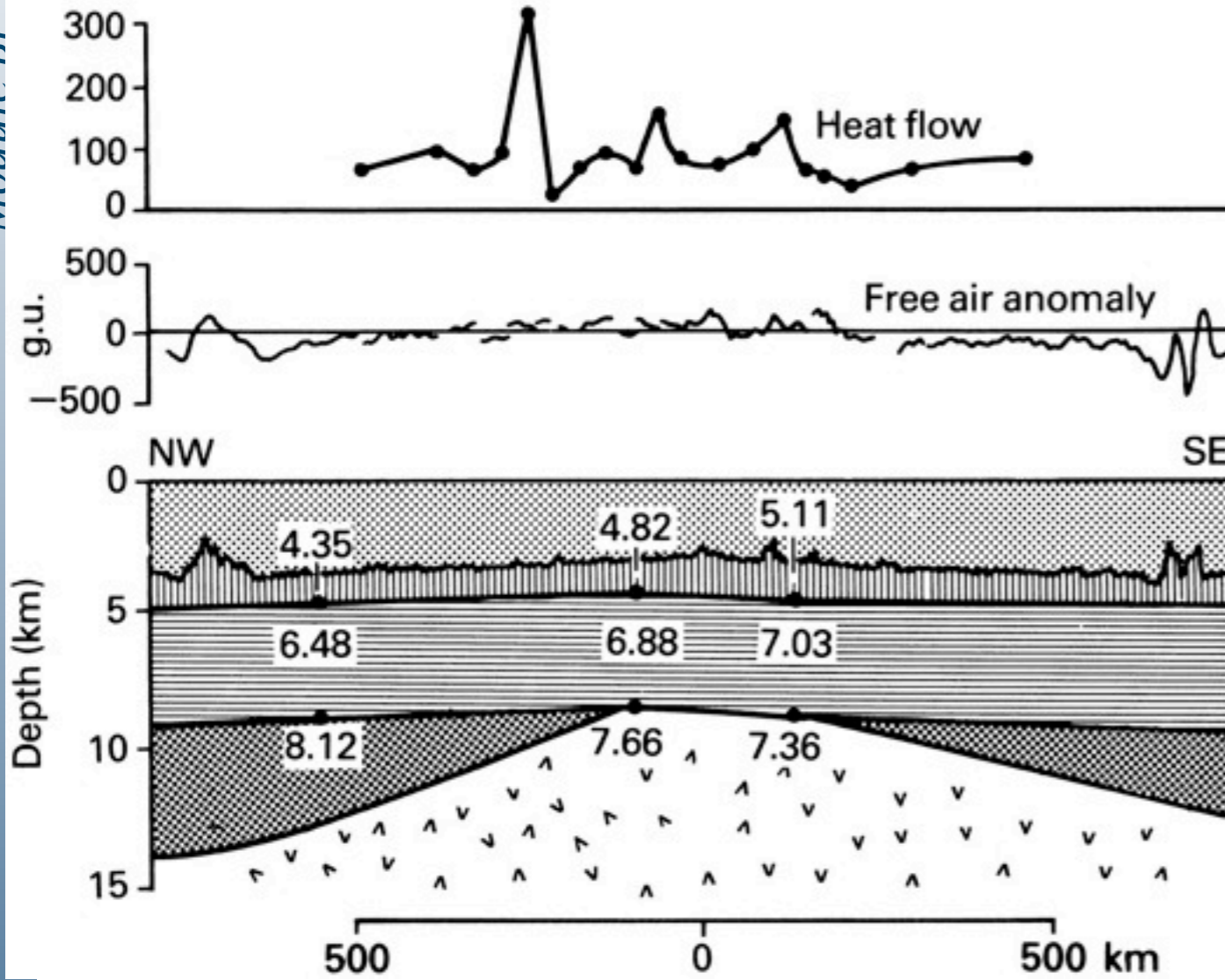
- a) Bathymetrie
- b) Freiluftanomalie
- c) Dichtemodell
- d) Bougueranomalie
- e)-g) Dichtemodelle, die alle die Bougueranomalie erfüllen (Nicht-Eindeutigkeit von Schweredaten)

Eine Zone verringerter Dichte liegt unter dem Rücken, aber ihre genauen Ausmaße müssen durch andere geophysik. Methoden verifiziert werden. Das Modell in c) erfüllt die meisten Erkenntnisse über mittelozeanische Rücken: Bereich partieller Schmelzen bis ca. 250 km Tiefe aber von geringerer lateraler Ausdehnung unter dem Rücken. Magmatische Intrusionen sind unter der Rückenachse fokussiert (ca. 2 km Ausdehnung); Lavaextrusionen am Meeresboden haben meist nur eine Ausdehnung von einigen hundert Metern.



Dichtewerte in kg m⁻³

Schweresignatur



Seismische Geschwindigkeiten in km s^{-1}

From Kearey, Klepeis, Vine

Schmelzverteilung und Schmelzbildung

Verteilung von Schmelzen unter dem Mittelozeanischen Rücken

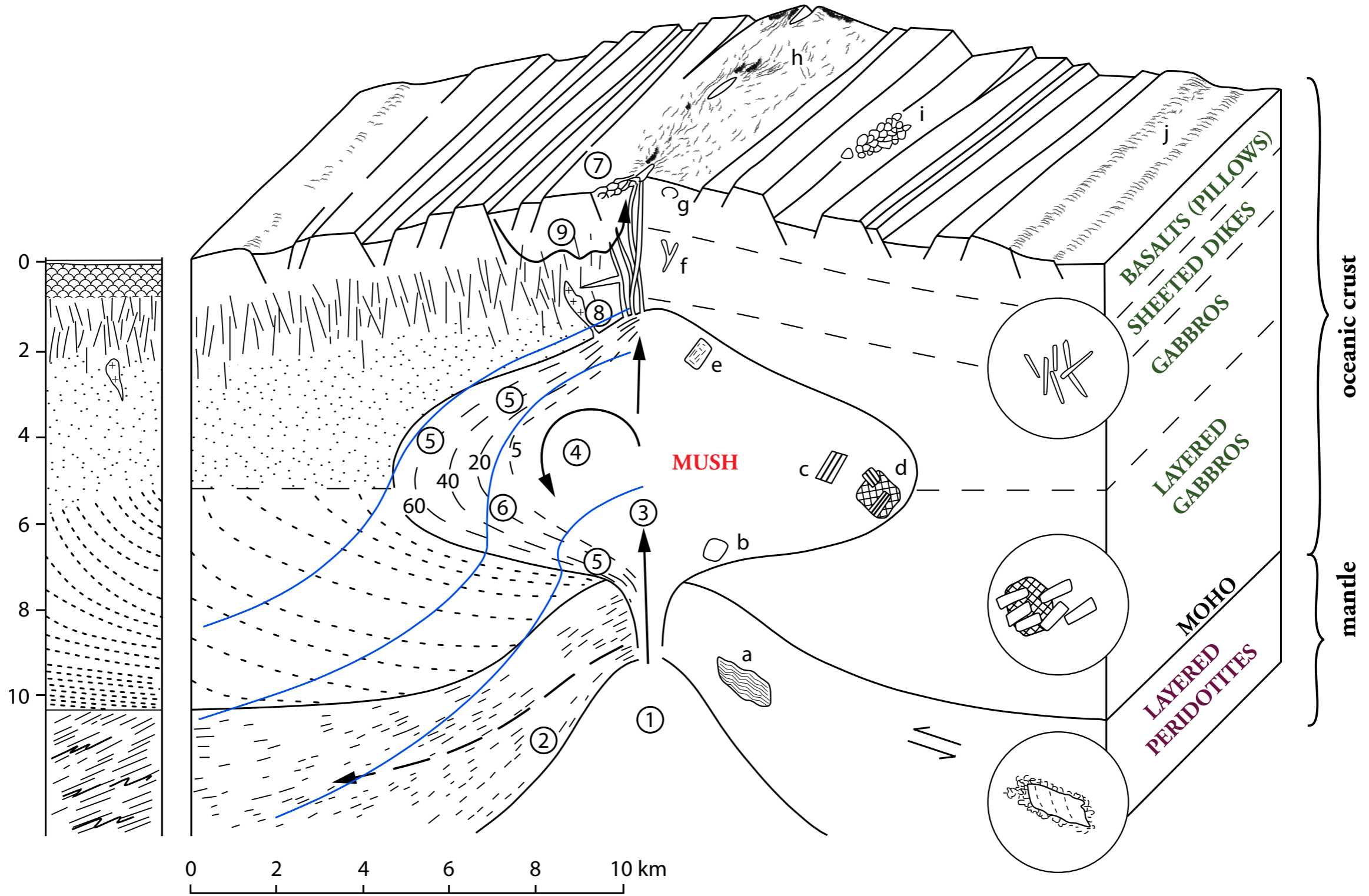
Modelle können nicht unterscheiden, ob partielle Schmelzen in situ entstehen oder aus anderen Regionen transportiert werden. Geochemische Hinweise deuten aber darauf hin, dass die Schmelzen bis in ca. 50 km Tiefe in einer etwa 100 km breiten Zone stattfinden. Partielle Schmelzen im Mantel mit einem Anteil von 18% wären ausreichend, um die Produktion ozeanischer Kruste sowie einen 2%tigen Anteil an Schmelzen in dieser Zone zu erklären.

Unter langsam spreizenden Rücken ist die Kruste wesentlich dünner (siehe Gakkel-Rücken).

Schmelzbildung

Adiabatisch aufsteigendes Mantelmaterial unter dem Mittelozeanischen Rücken wird sich auf dem Weg nach oben abkühlen. Da diese adiabatische Abkühlung für einen Peridotit um rund eine Größenordnung geringer ist als die Temperaturabnahme der Soliduskurve mit fallendem Druck, kommt es in dem Körper dennoch zur Teilaufschmelzung (Dekompressionsschmelze).

Modelle zur Magmenkammer



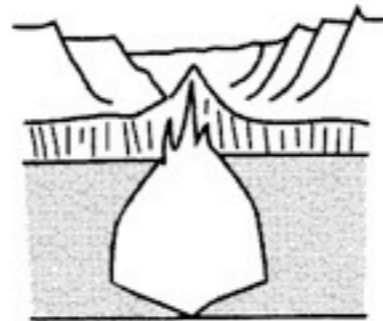
Modelle zur Magmenkammer

Frühe Modelle:

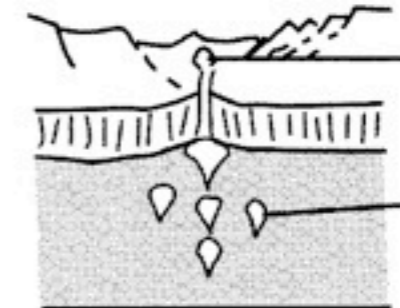
Zwiebel und Ophiolit-Modell

- Stabile Magmenkammern großen Ausmasses.
- Konnten durch Seismik nicht nachgewiesen werden.

Infinite Onion model



Infinite Leek model



Pillow lavas

Dykes
Gabbros

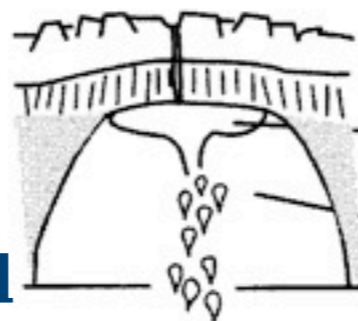
Cumulates

Mantle

Temporary high level chamber

Rising packets of melt

East Pacific Rise model



Melt

Very hot
partially molten
rock

Ophiolite model



approx
5 km

Spätere Modelle: Tropfen-Modell

- Transientes Aufsteigen von Schmelzpaketen, die Brüche und Spalten in der basaltischen Kruste verursachen und so an die Oberfläche gelangen.
- Zeitweilige Ausbildung einer Magmenkammer.

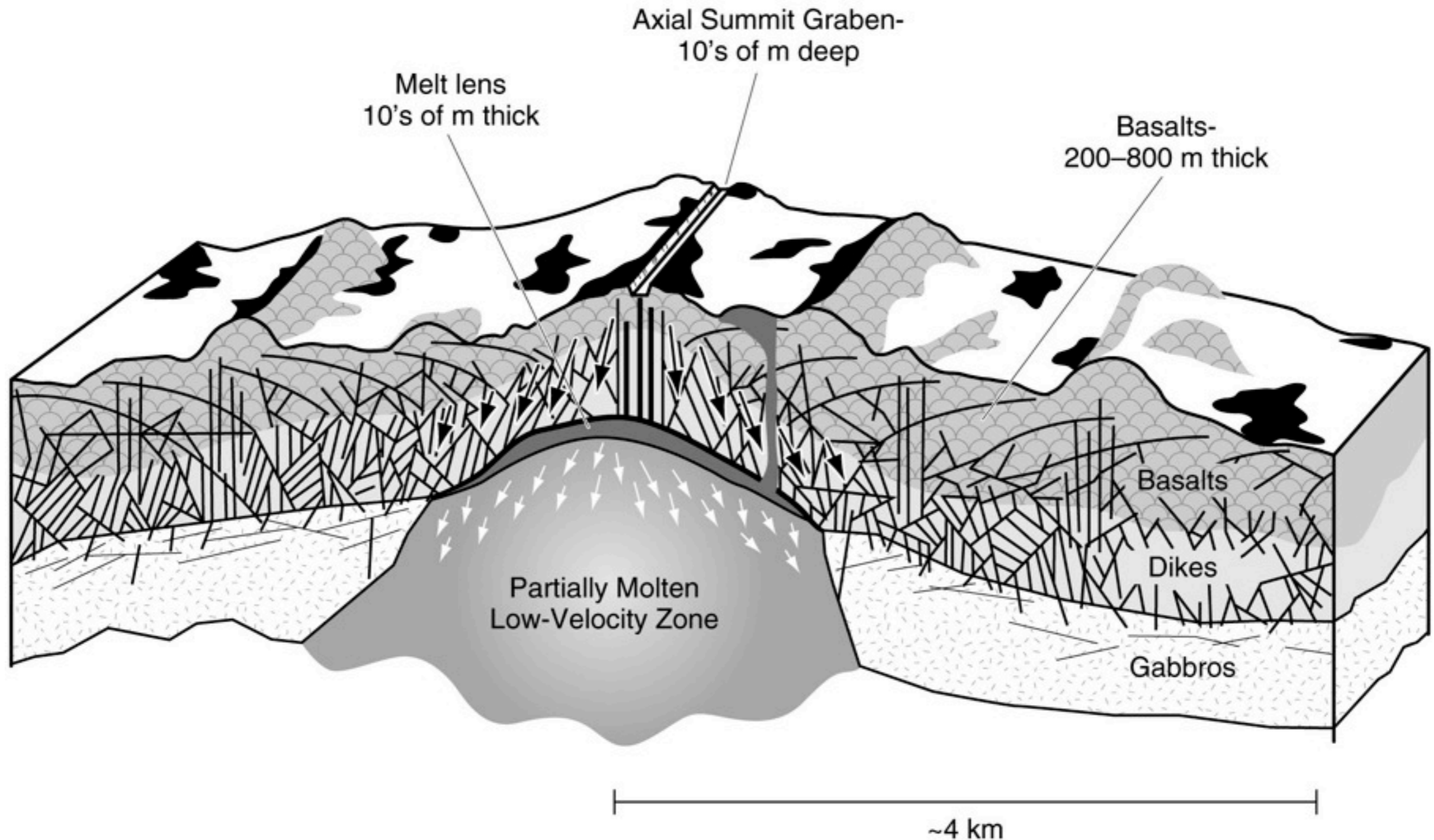
East Pacific Rise Modell

- Flache Magmakammer über einer Zone teilweise geschmolzenen Materials.

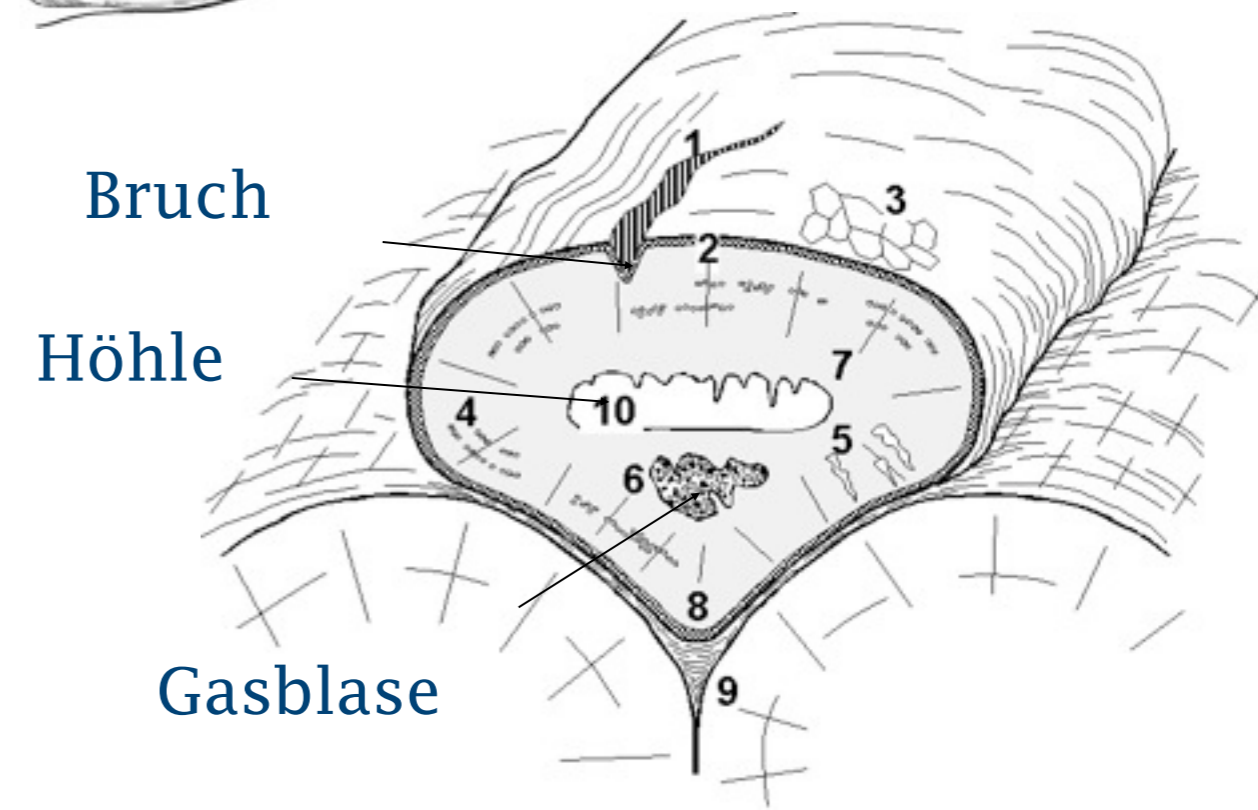
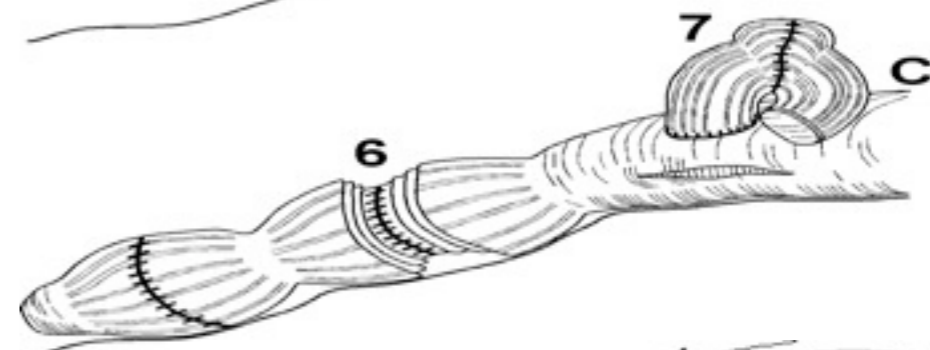
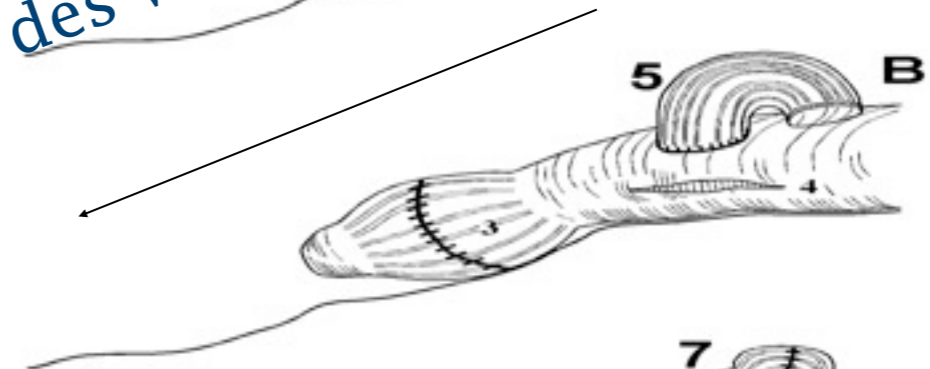
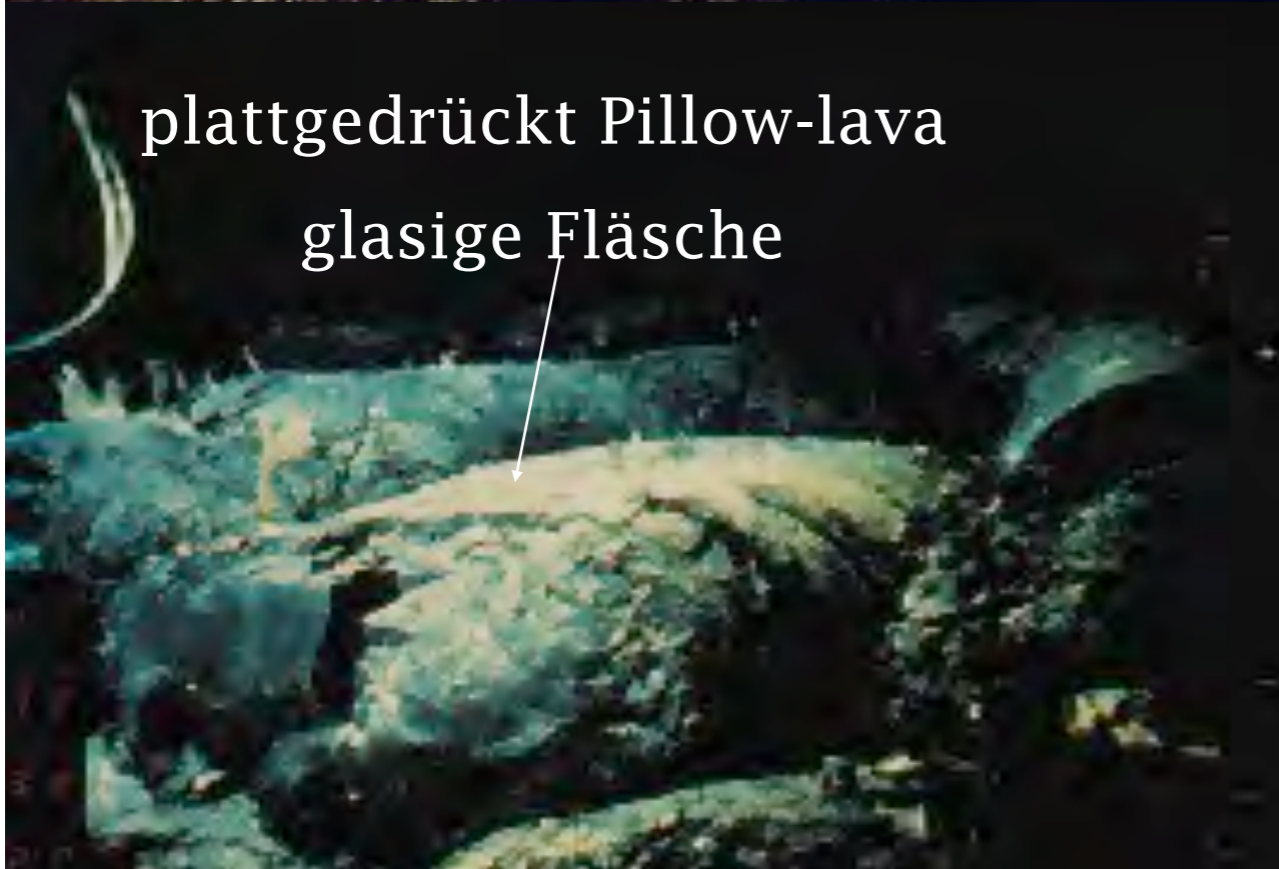
From Fowler

Modelle zur mittelozeanische Rücken

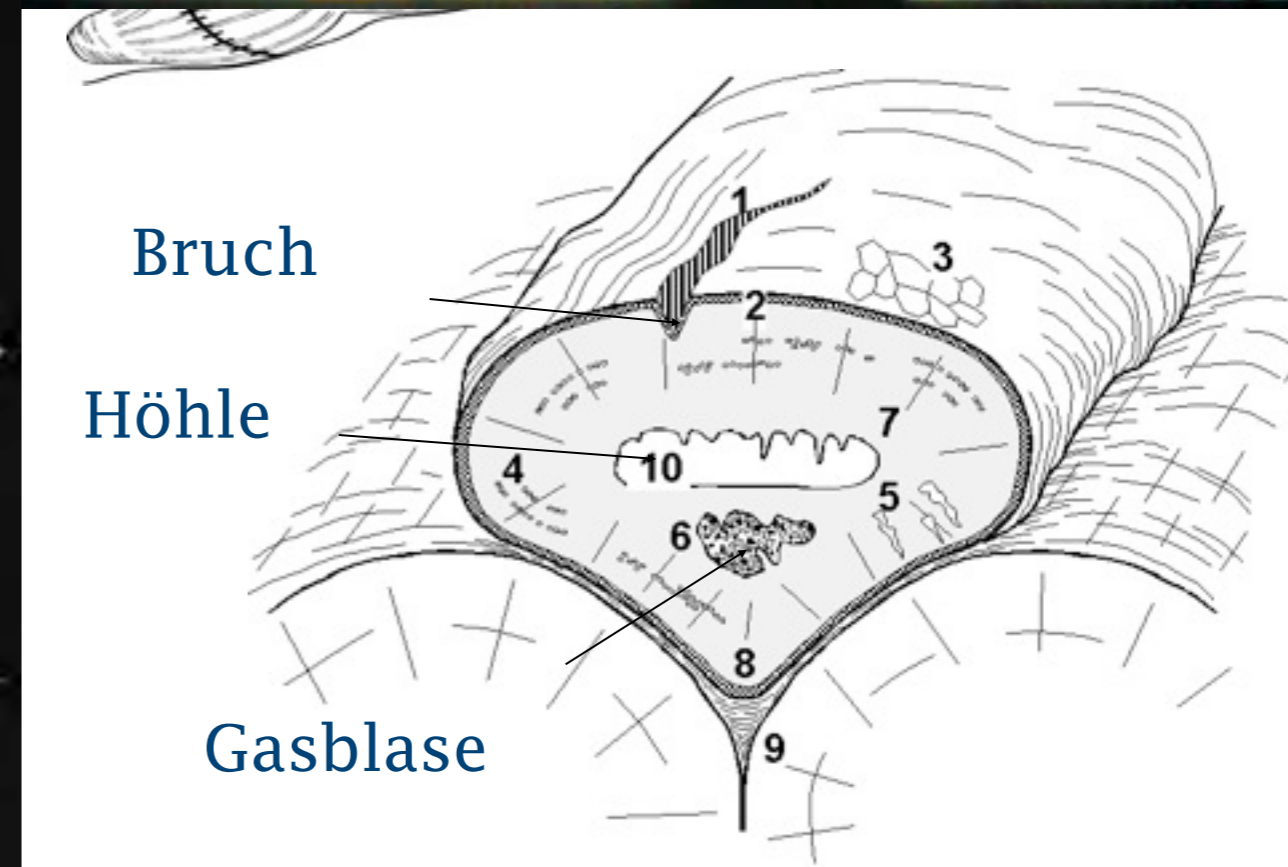
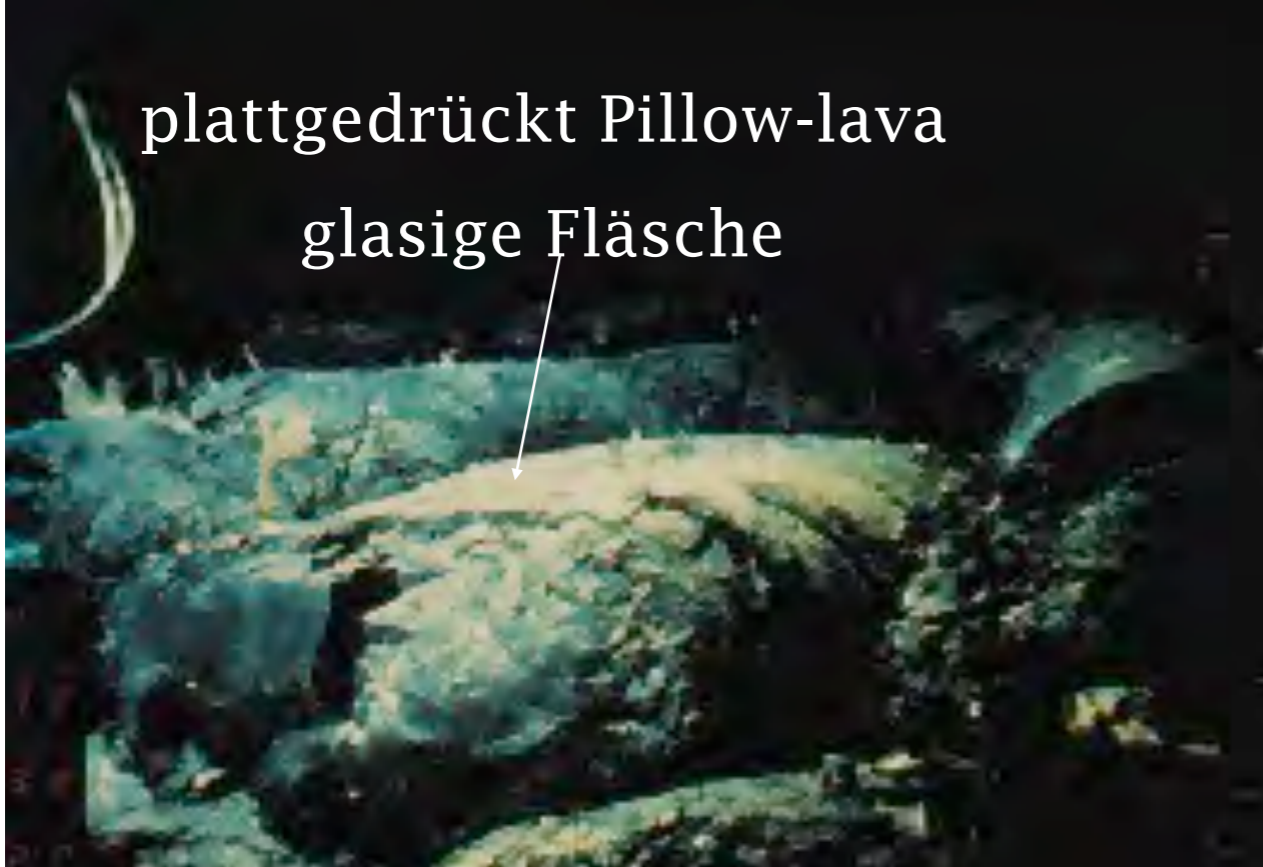
Schema der oberen Krustenstruktur eines schnell spreizenden Rückens (z.B. East Pacific Rise)



Pillow lava Wachstum



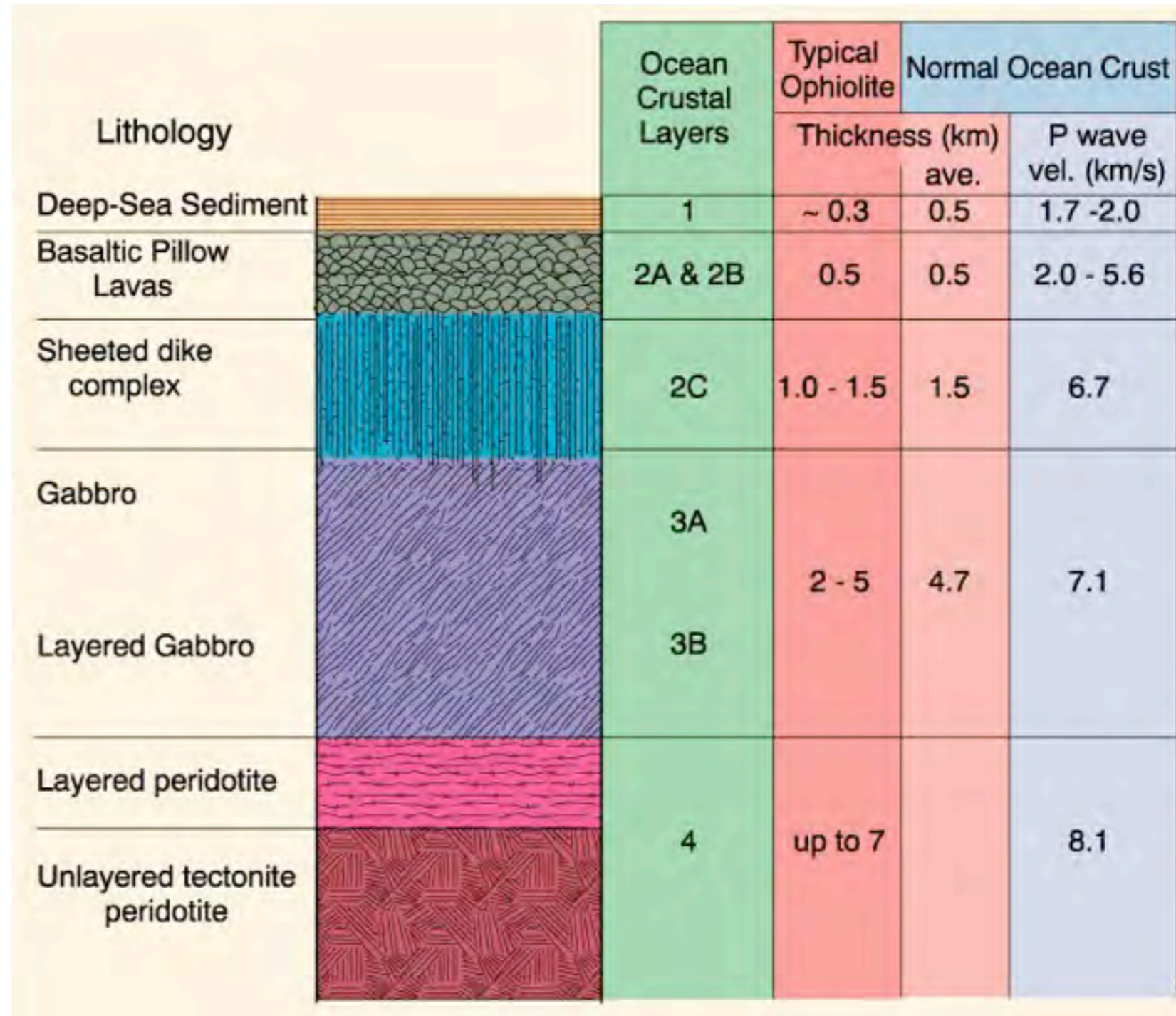
Pillow lava Wachstum



Oceanic Crust Structure

Layer 1

A thin layer of pelagic sediment

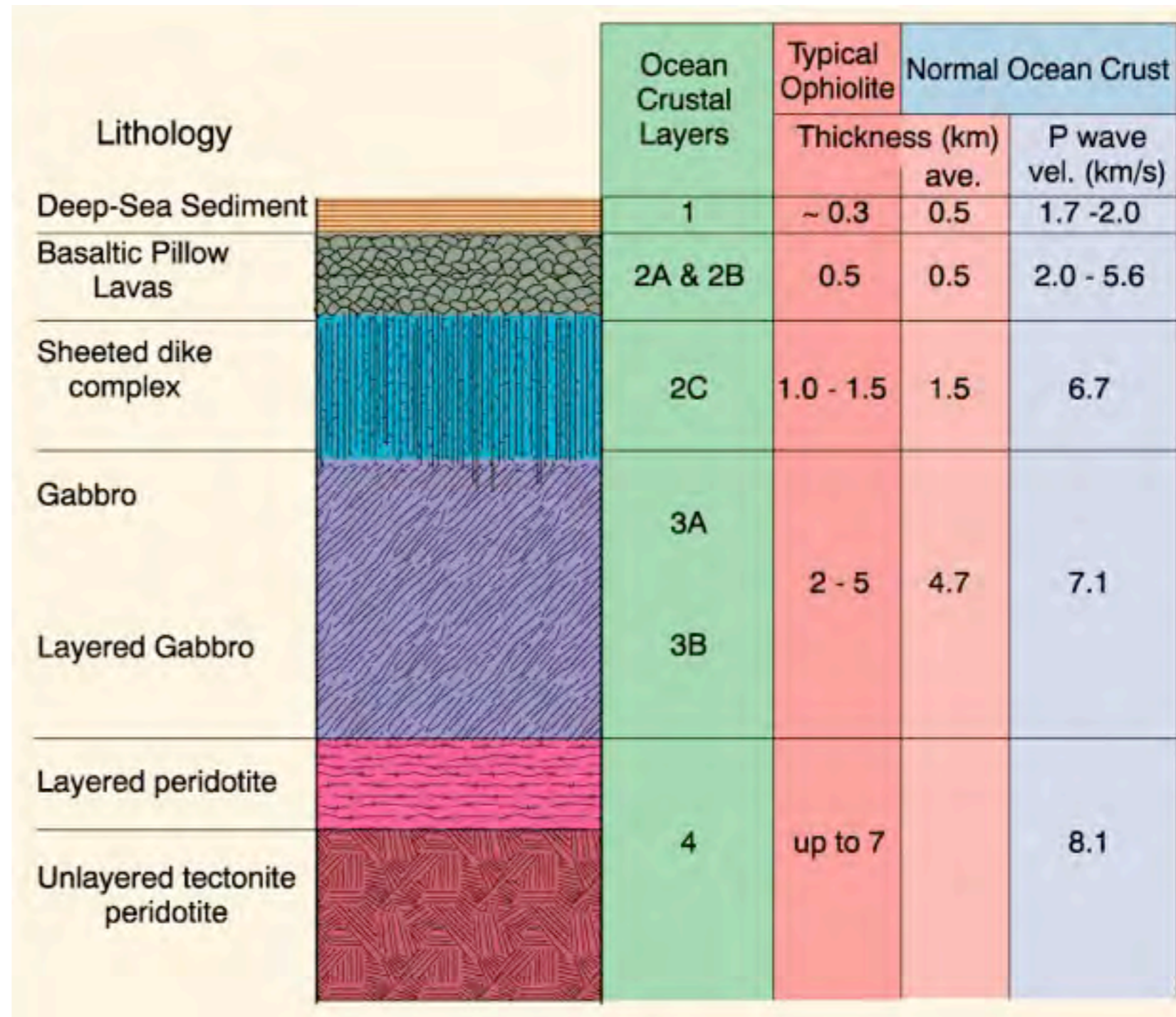


from Winter, 2001

Oceanic Crust Structure

Layer 2 is basaltic

Subdivided into two sub-layers



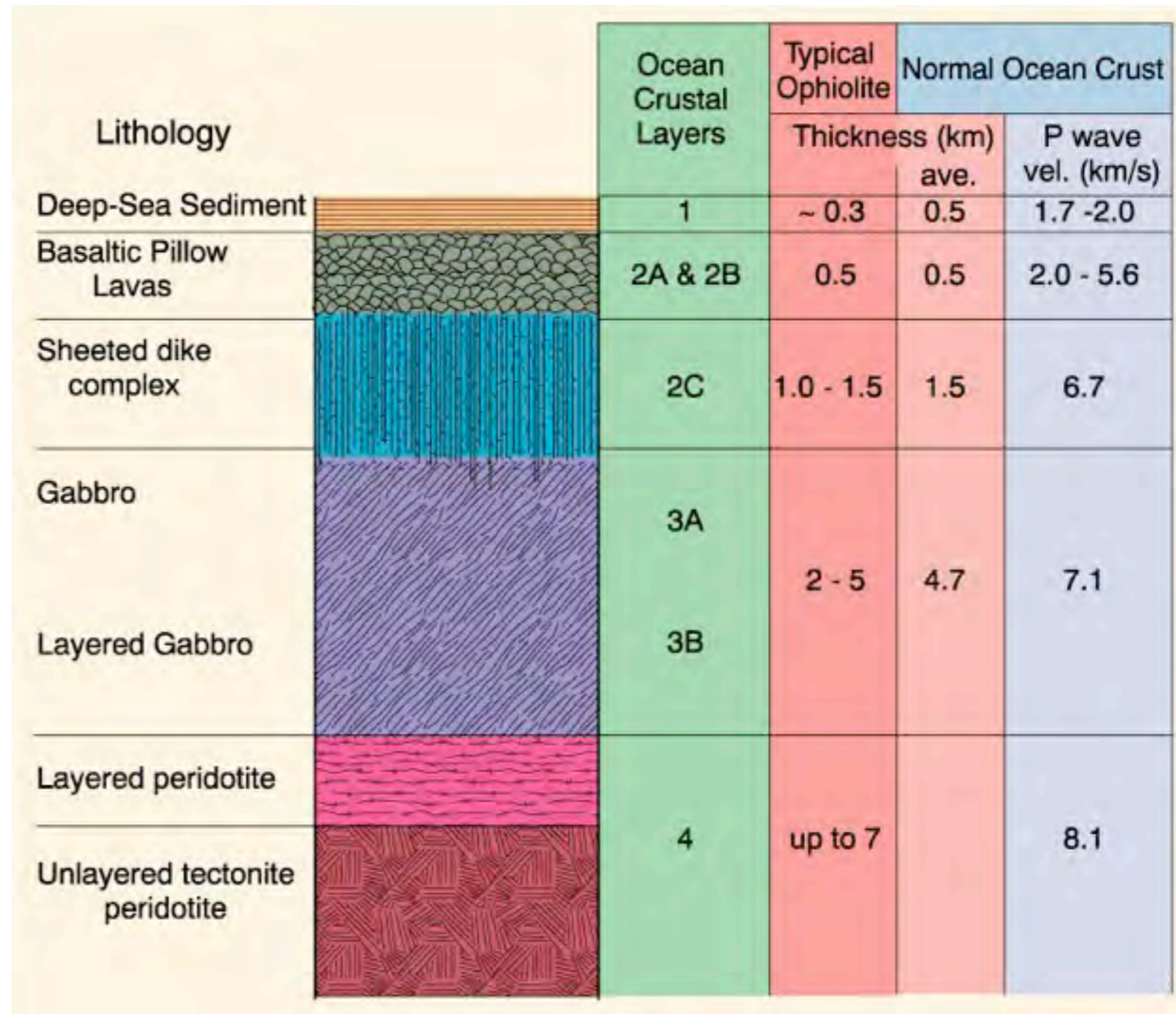
from Winter, 2001

Oceanic Crust Structure

Layer 2 is basaltic

Subdivided into two sub-layers

Layer 2A & B = pillow basalts



from Winter, 2001

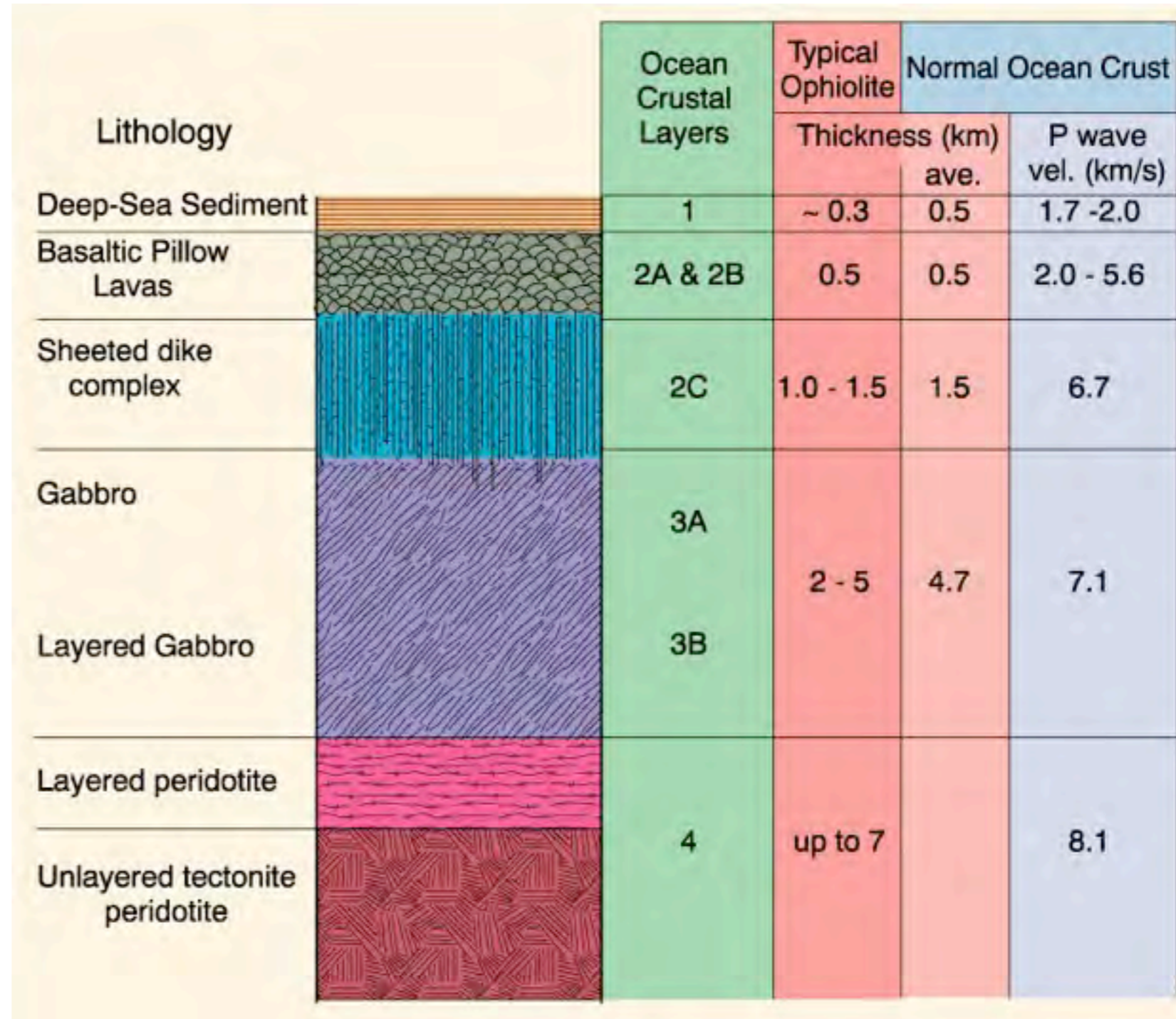
Oceanic Crust Structure

Layer 2 is basaltic

Subdivided into two sub-layers

Layer 2A & B = pillow basalts

Layer 2C = vertical sheeted dikes

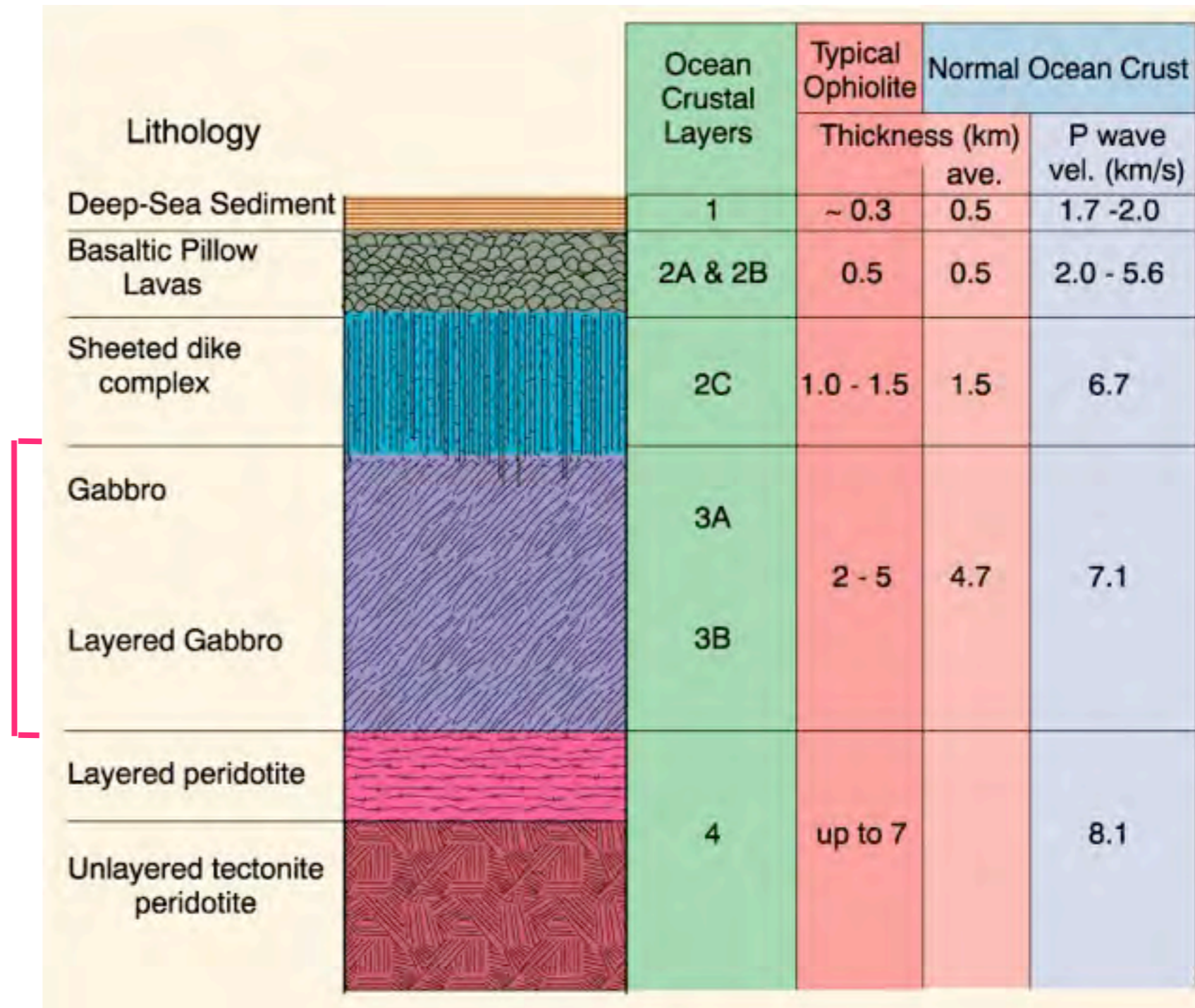


from Winter, 2001

Oceanic Crust Structure

Layer 3 more complex and controversial

Believed to be mostly gabbros, crystallized from a shallow axial magma chamber (feeds the dikes and basalts)



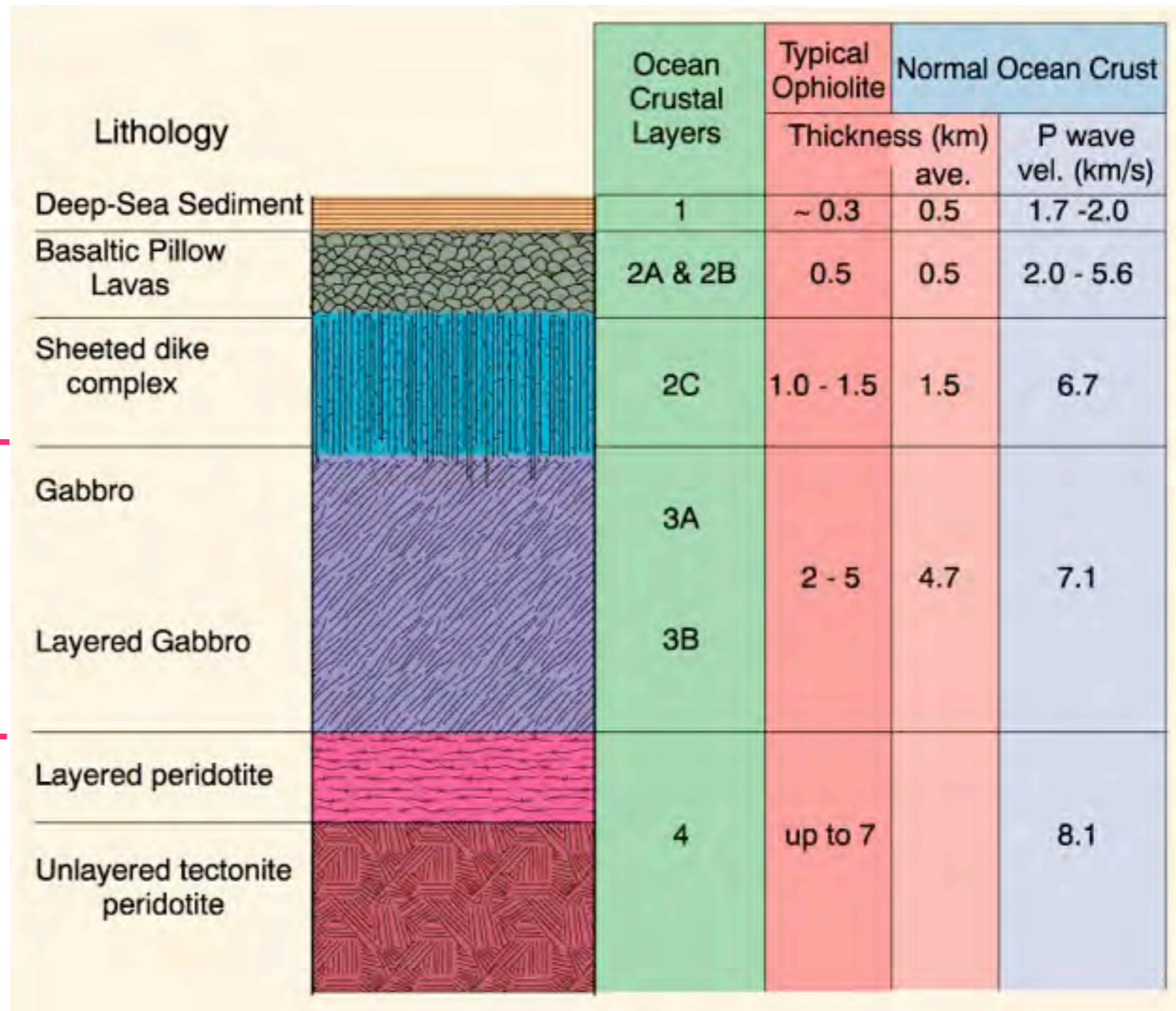
from Winter, 2001

Oceanic Crust Structure

Layer 3 more complex and controversial

Believed to be mostly gabbros, crystallized from a shallow axial magma chamber (feeds the dikes and basalts)

Layer 3A = upper isotropic and lower, somewhat foliated (“transitional”) gabbros



from Winter, 2001

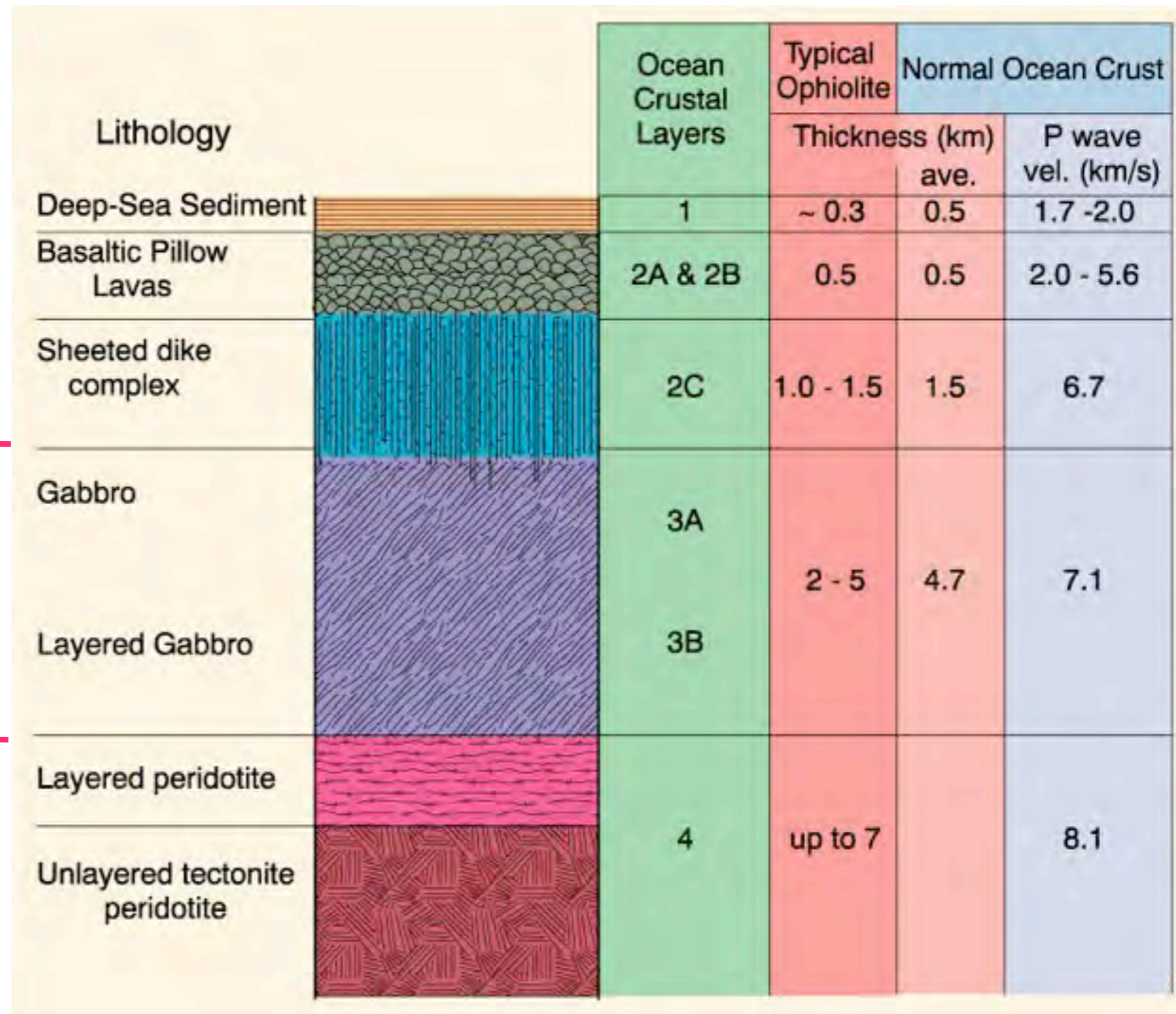
Oceanic Crust Structure

Layer 3 more complex and controversial

Believed to be mostly gabbros, crystallized from a shallow axial magma chamber (feeds the dikes and basalts)

Layer 3A = upper isotropic and lower, somewhat foliated (“transitional”) gabbros

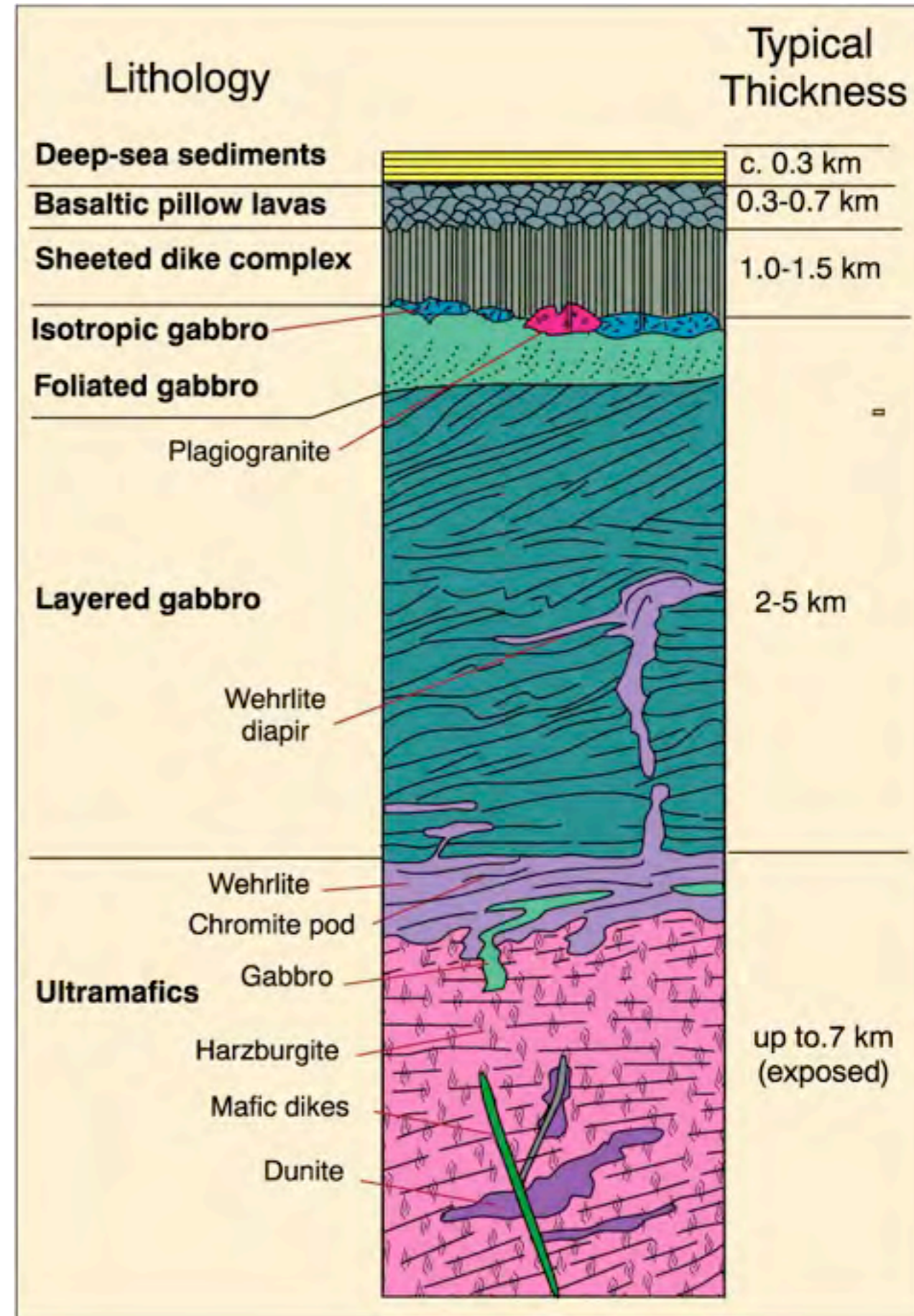
Layer 3B is more layered, & may exhibit cumulate textures



from Winter, 2001

Oceanic Crust and Upper Mantle Structure

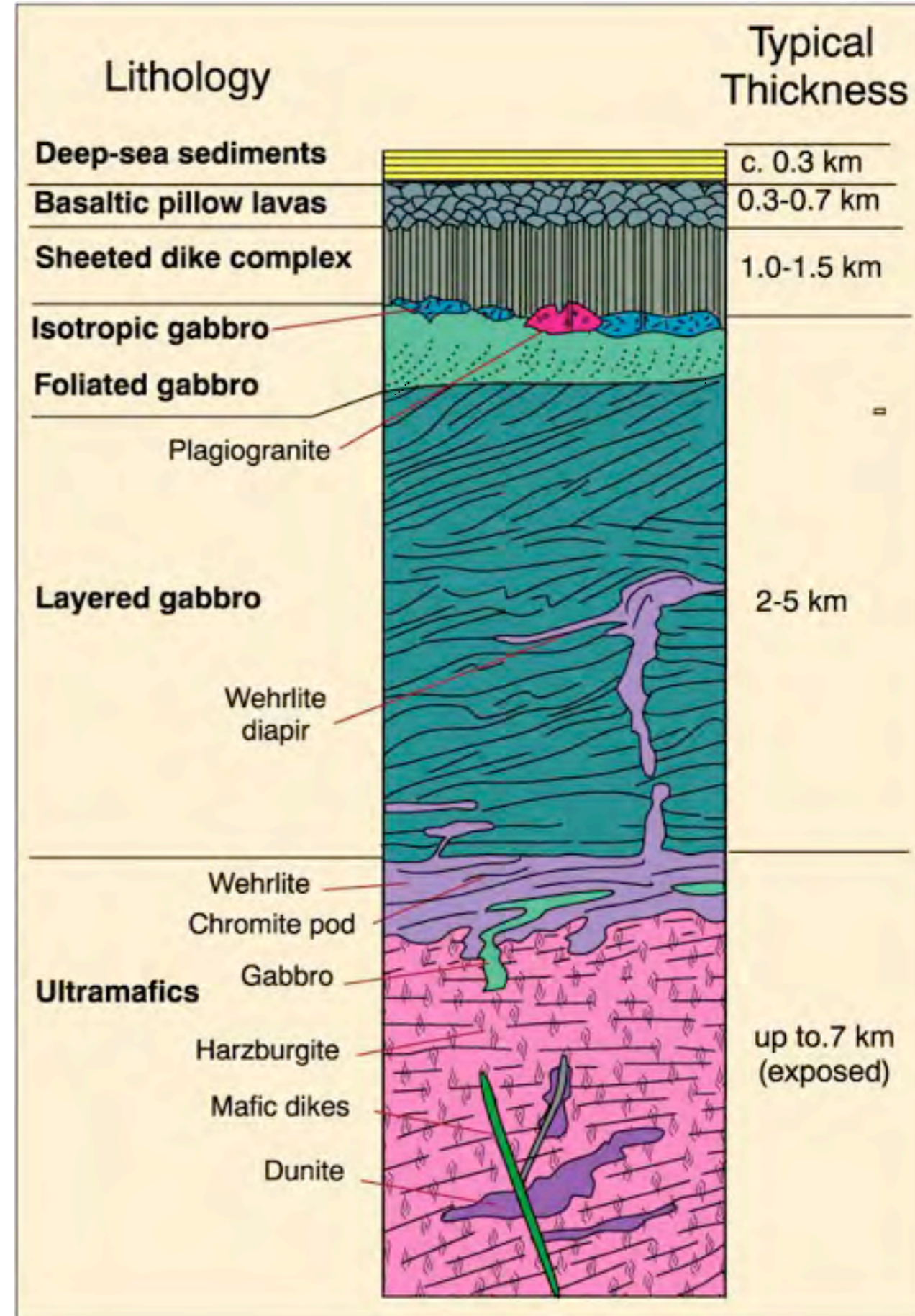
Discontinuous diorite and tonalite (“**plagiogranite**”) bodies = late differentiated liquids



from Winter, 2001

Oceanic Crust and Upper Mantle Structure

Layer 4 = ultramafic rocks

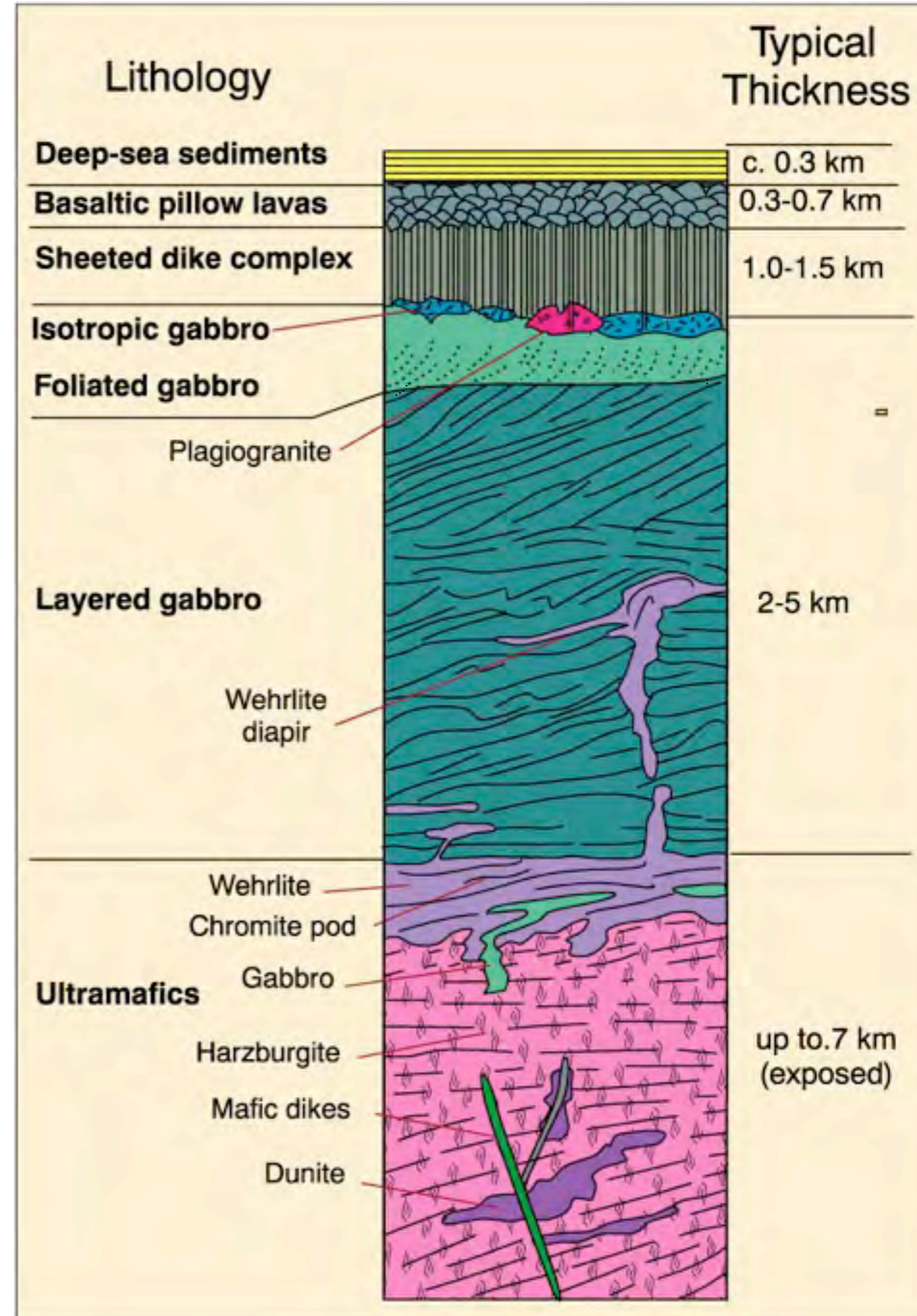


from Winter, 2001

Oceanic Crust and Upper Mantle Structure

Layer 4 = ultramafic rocks

Ophiolites: base of 3B grades into layered cumulate wehrlite & gabbro



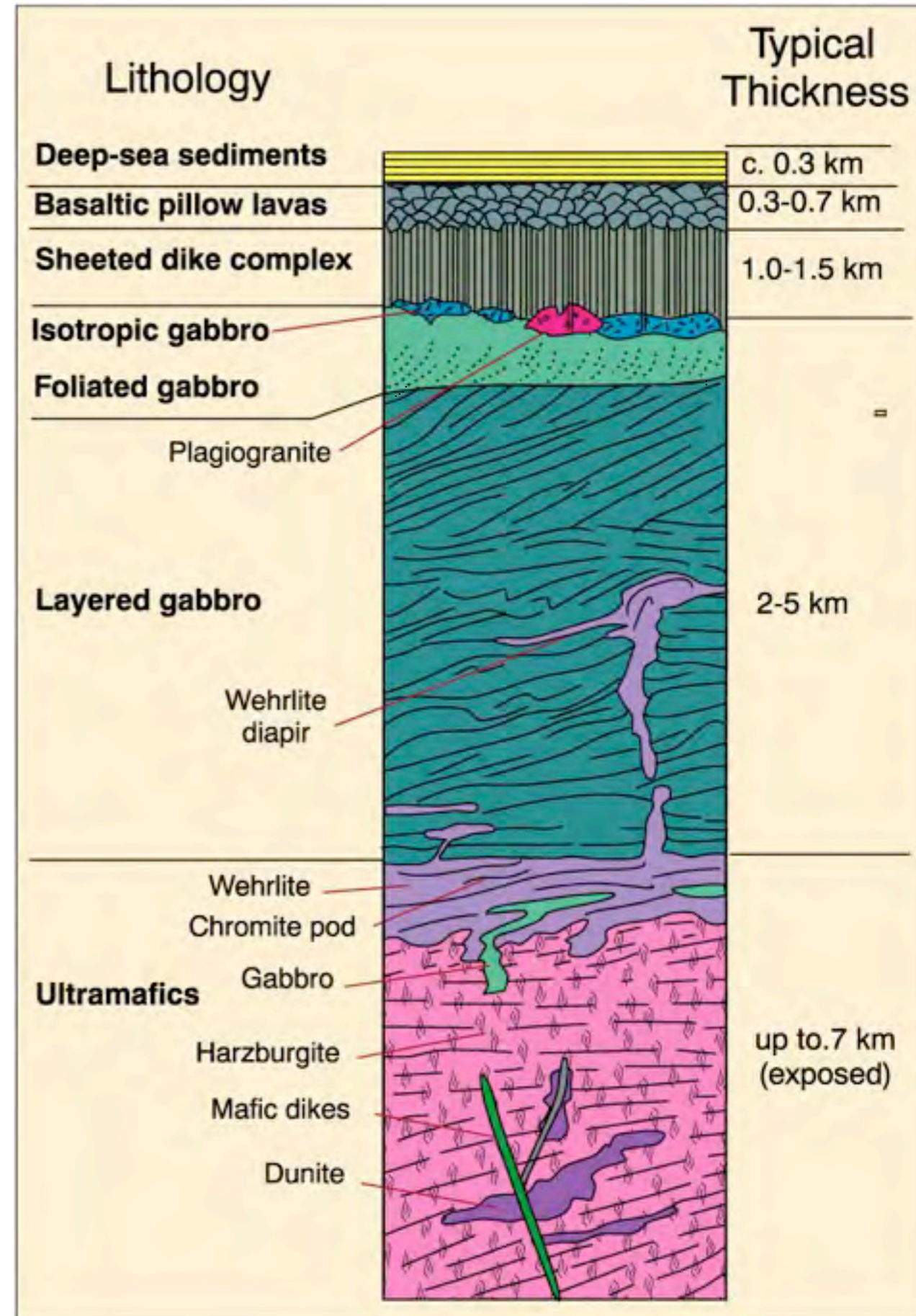
from Winter, 2001

Oceanic Crust and Upper Mantle Structure

Layer 4 = ultramafic rocks

Ophiolites: base of 3B grades into layered cumulate wehrlite & gabbro

Wehrlite intruded into layered gabbros



from Winter, 2001

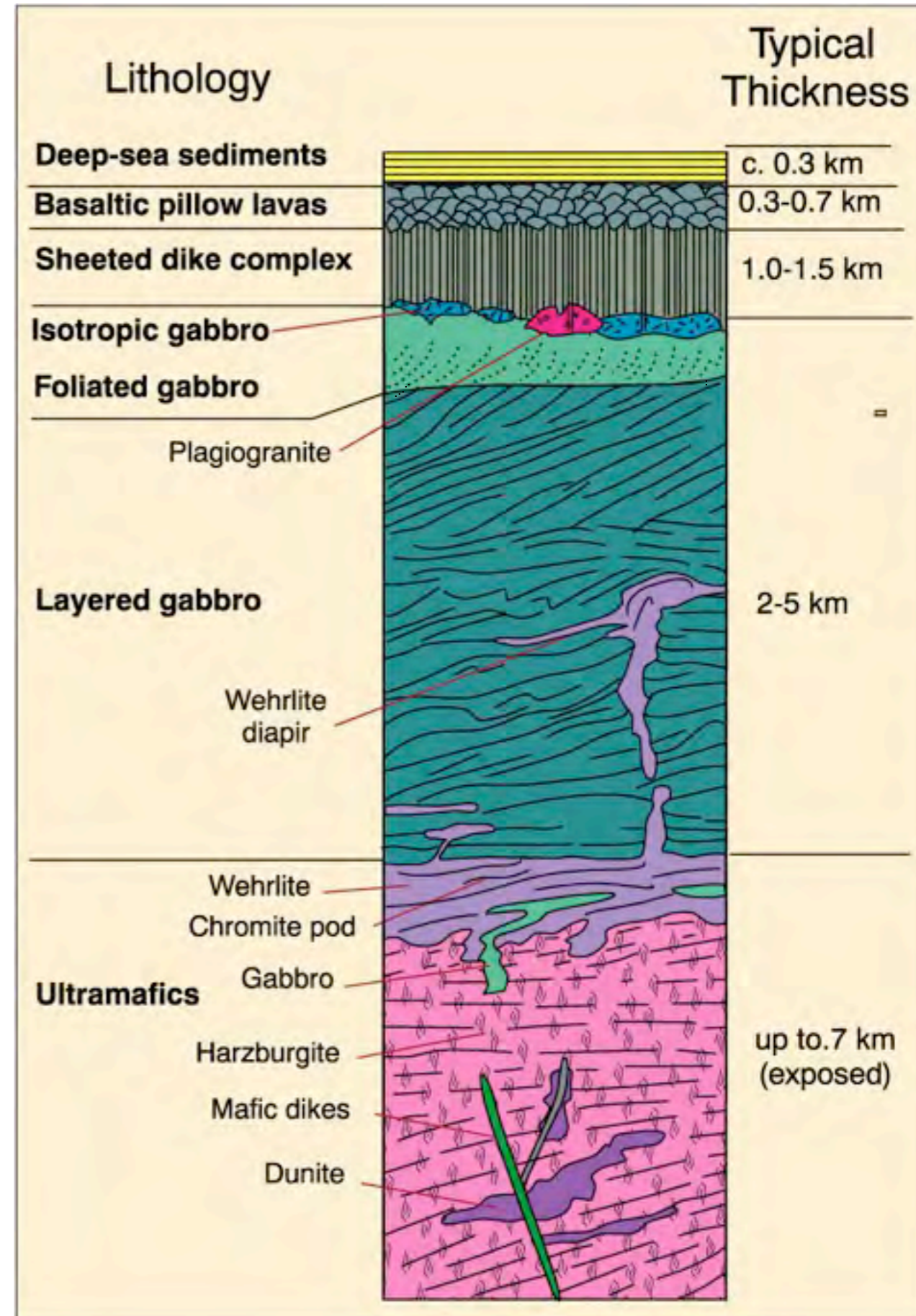
Oceanic Crust and Upper Mantle Structure

Layer 4 = ultramafic rocks

Ophiolites: base of 3B grades into layered cumulate wehrlite & gabbro

Wehrlite intruded into layered gabbros

Below → cumulate dunite with harzburgite xenoliths



from Winter, 2001

Oceanic Crust and Upper Mantle Structure

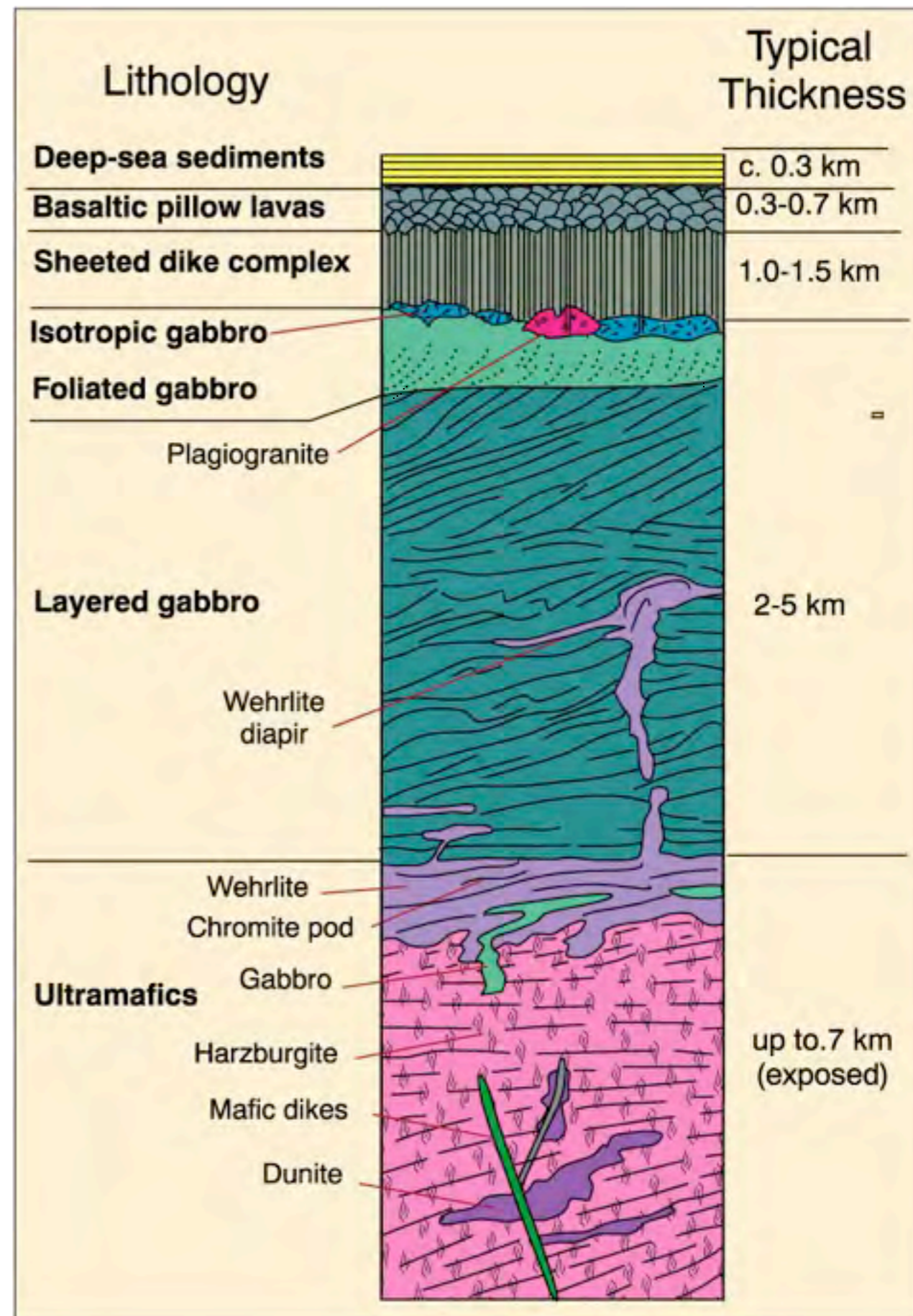
Layer 4 = ultramafic rocks

Ophiolites: base of 3B grades into layered cumulate wehrlite & gabbro

Wehrlite intruded into layered gabbros

Below → cumulate dunite with harzburgite xenoliths

Below this is a tectonite harzburgite and dunite (unmelted residuum of the original mantle)



from Winter, 2001

Vulkanismus

Geophysikalische Daten:

Perspektivansicht des Inneren Tals eines Spreizungssegmentes bei 29°N, Mittelatl. Rücken. Im Zentrum des Tals hat sich ein vulkanischer Rücken (axial volcanic ridge, AVR) ausgebildet; weitere vulkanische Strukturen sind sowohl auf dem Rücken als auch im Tal zu erkennen. Höhe des Vulkans auf der Rückenachse: 220 m, Durchmesser ca. 600 m.

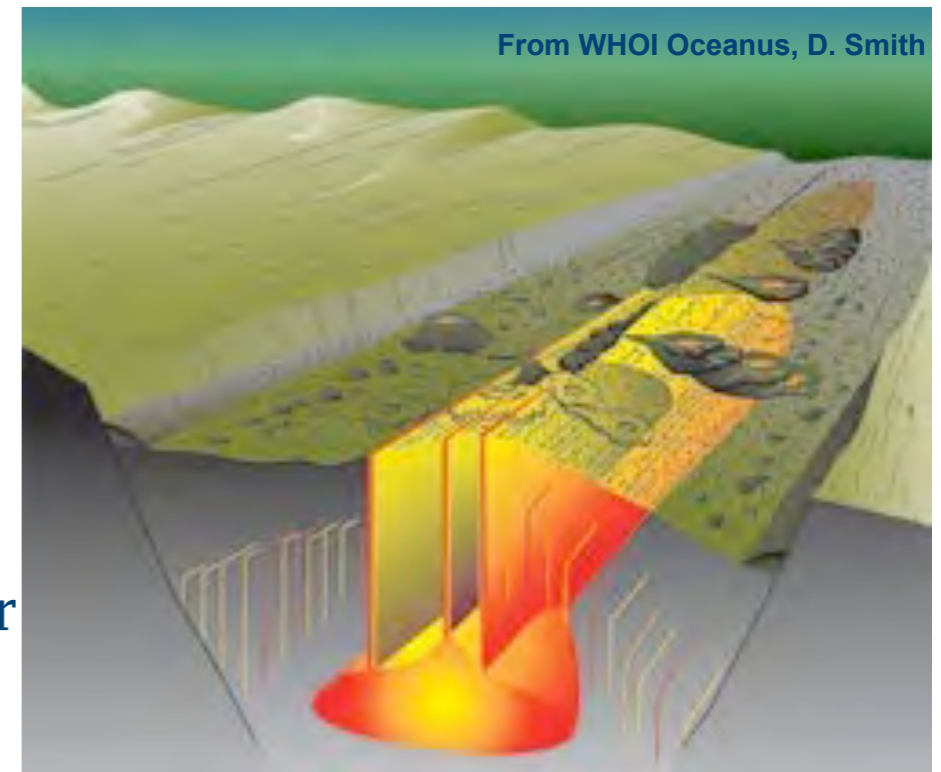
Modell

Querschnitt durch die Rückenachse, Mittelatlantik: Dikes (Magmschlote) steigen vertikal auf und propagieren von der Achse nach außen. An der Oberfläche entsteht eine Fissur, aus der Magma eruptiert. Vulkanische Rücken und untermeerische Vulkane (Seamounts) treten ebenfalls entlang der Rückenachse auf und werden durch Lavaröhren von der Achse gespeist.

From WHOI Oceanus, D. Smith



From WHOI Oceanus, D. Smith



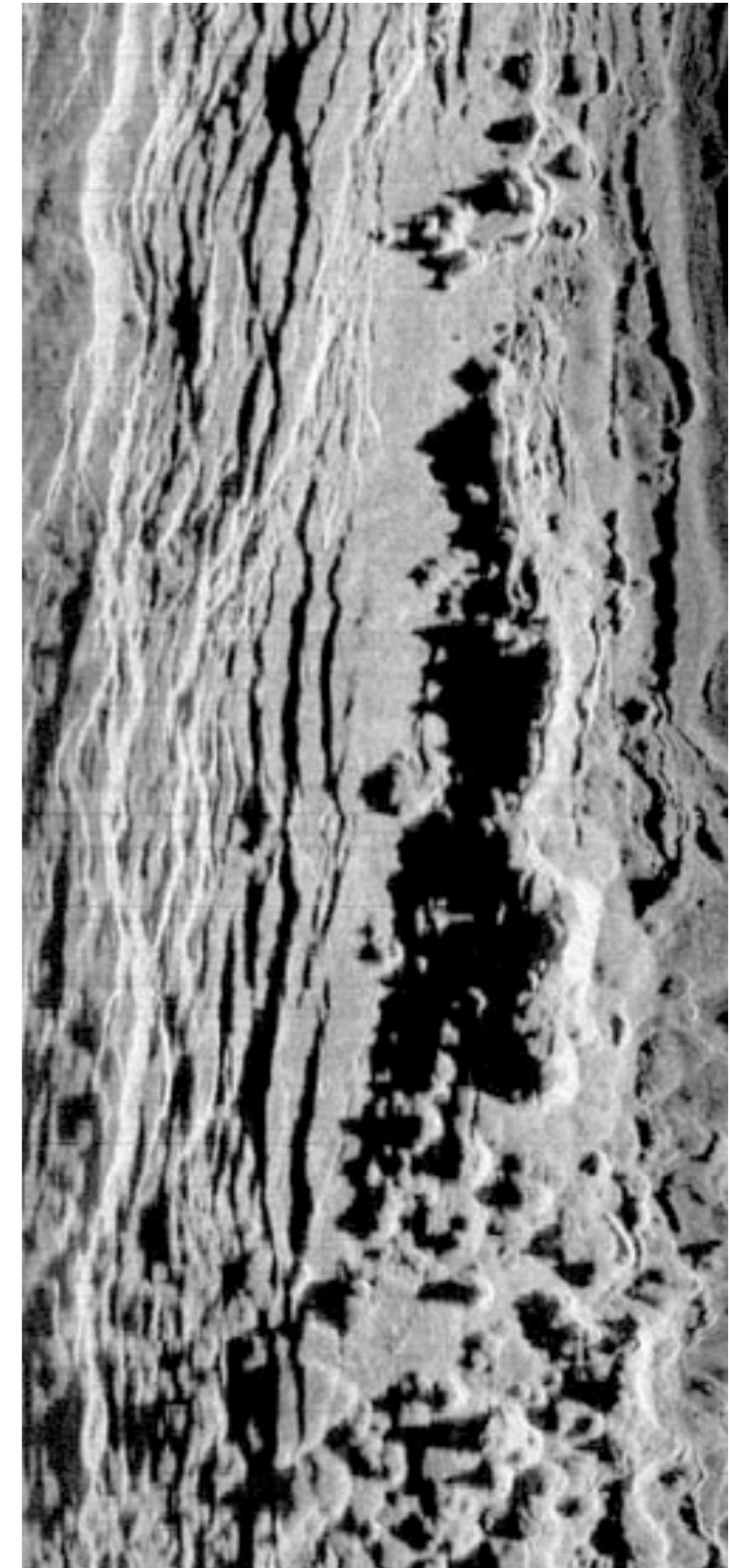
Vulkanismus

Sidescan Sonar Daten, Mittelatlantischer Rücken

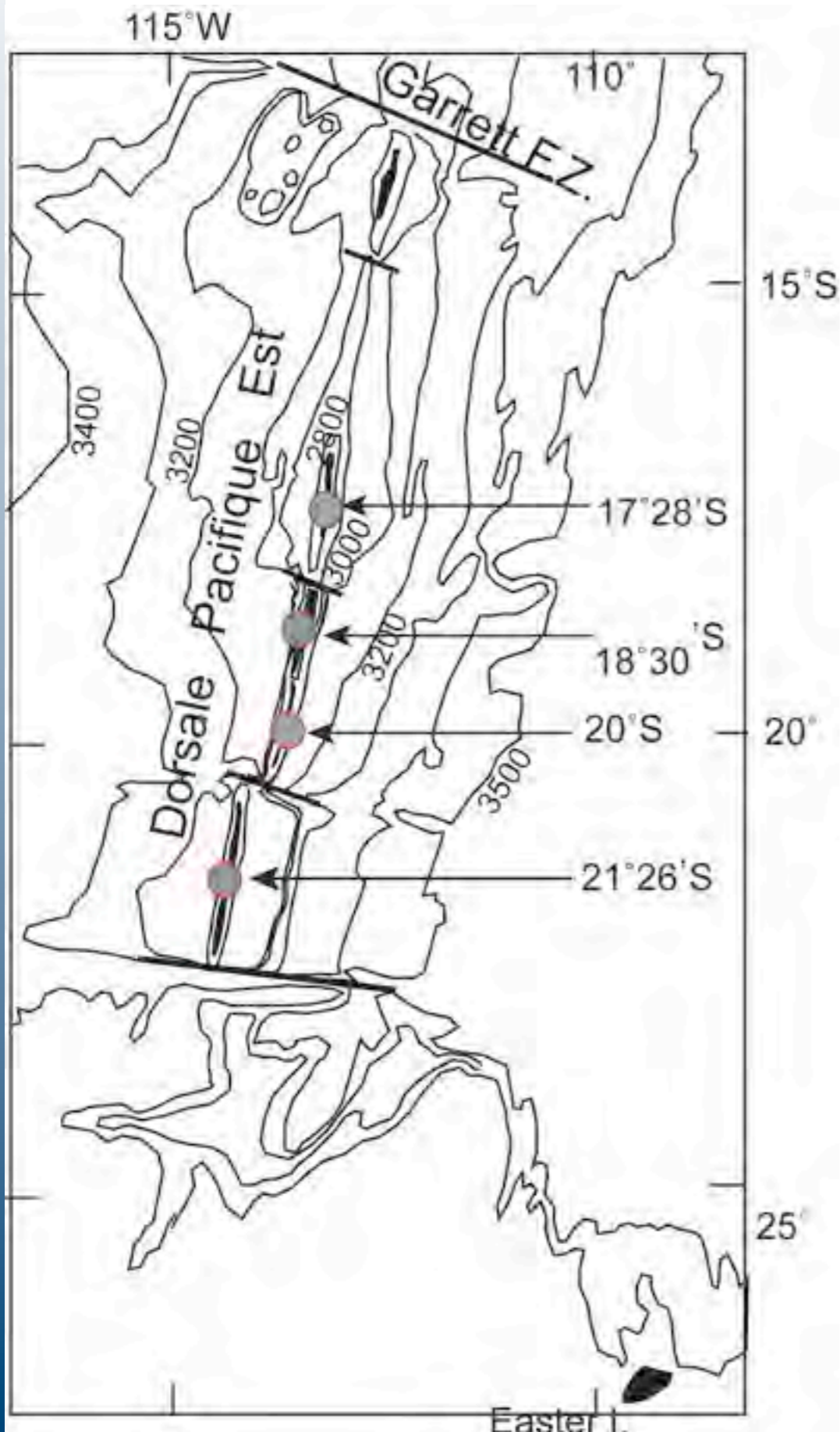
Rechts: relativ kleiner (3.3 km lang, 400 m breit, 30 m hoch) vulkanischer Rücken eines Spreizungssegmentes bei 25°N.

Links: Subparallel ausgebildete Verwerfungen und Risse (Fissuren)

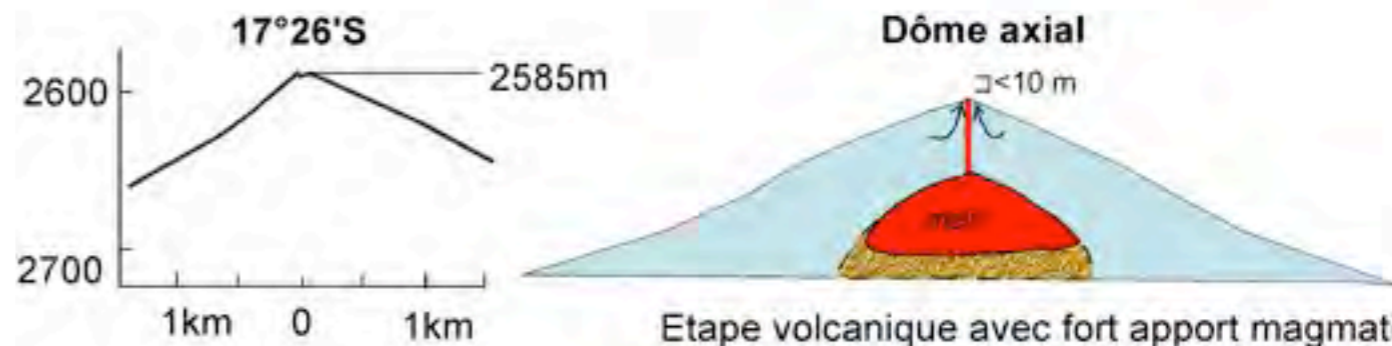
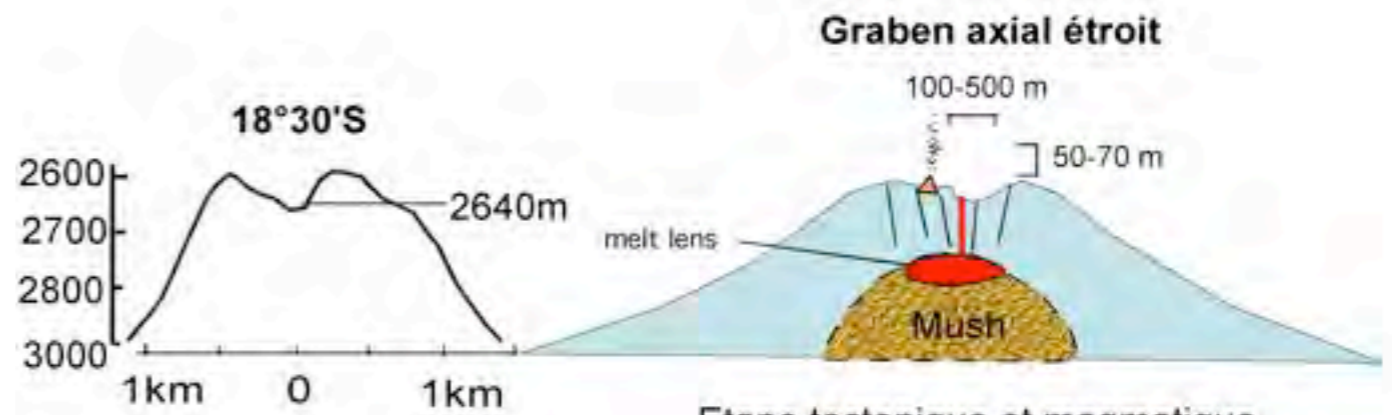
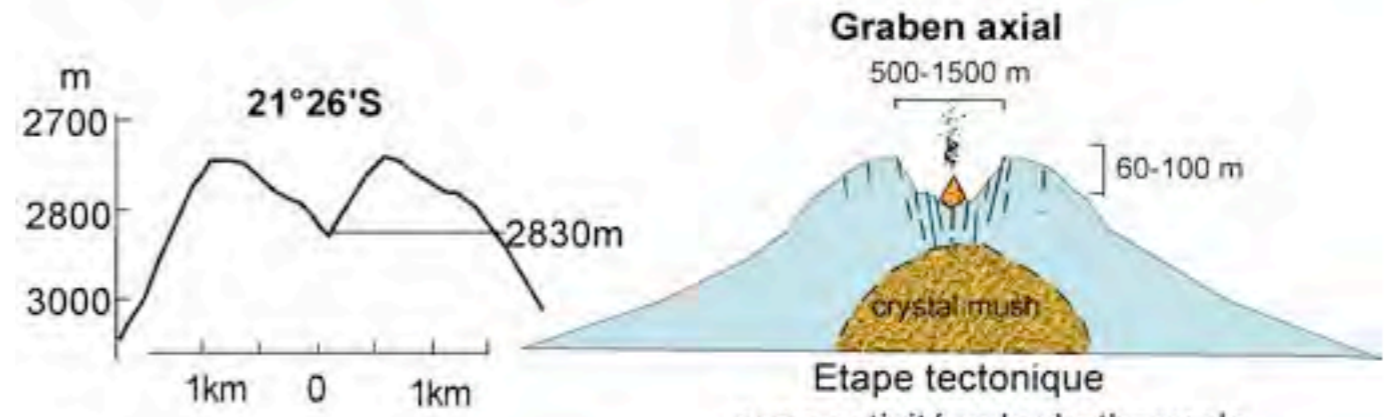
Die Entstehung des vulkanischen Rückens wird auf Magmeneruptionen durch unterliegende Fissuren zurückgeführt. Glatte, ungestörte Magmenflüsse sind in der Umgebung des Rückens zu erkennen und stammen wahrscheinlich aus derselben Eruptionsphase. Sie überdecken ältere Verwerfungen und Risse.



Vulkanische Ziklus



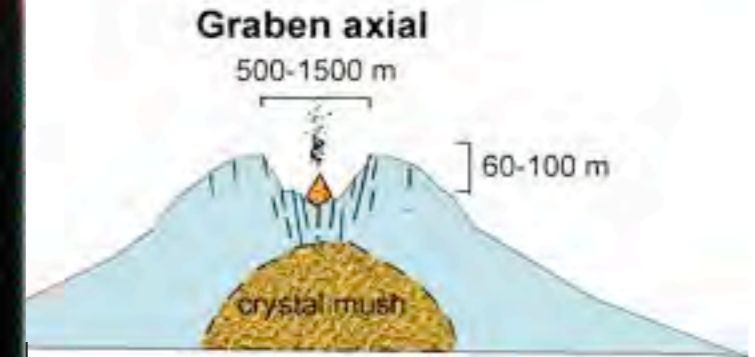
Périodicité tectonique et magmatique



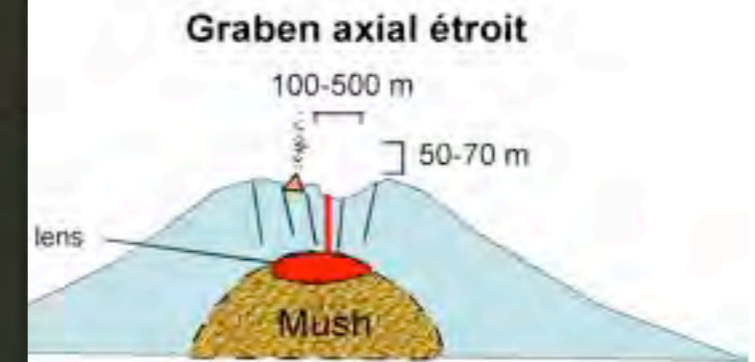
Vulkanische Ziklus



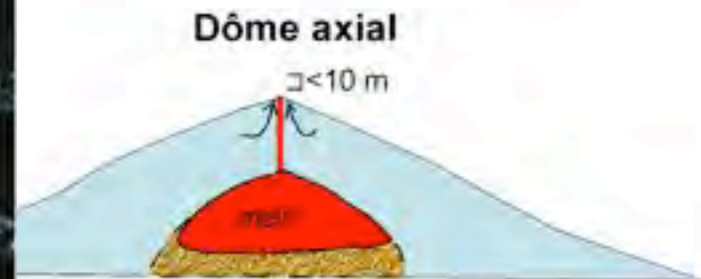
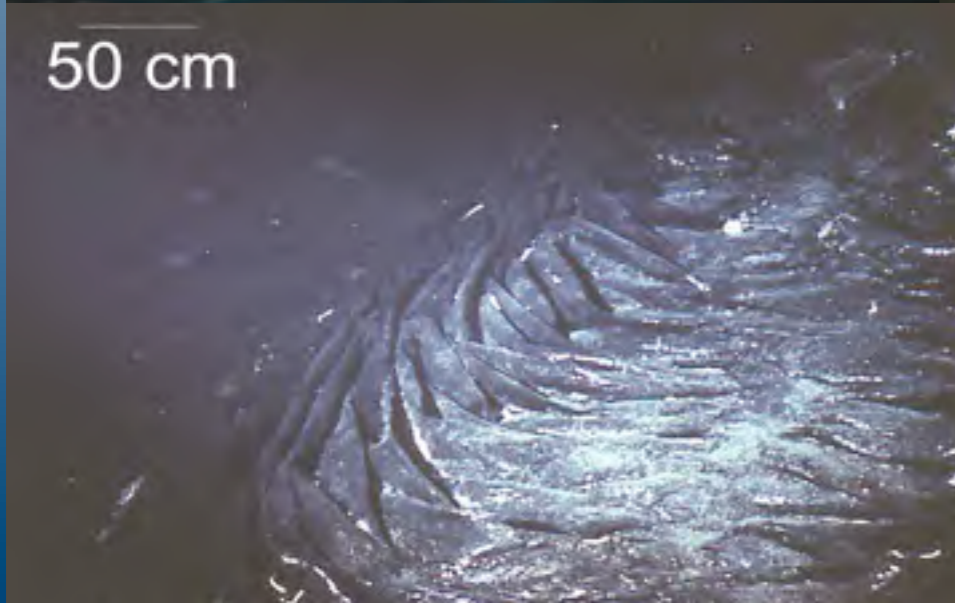
tonique et magmatique



Etape tectonique avec activités hydrothermale



Etape tectonique et magmatique



Etape volcanique avec fort apport magmatique

Thermal structure of the oceanic lithosphere

The thermal structure of the oceanic lithosphere can be constrained by the observations of:

- ✓ **Heat flow**
- ✓ **Topography** (depth of the ocean basins)
- ✓ **Gravity** (density depends inversely on temperature)
- ✓ **Seismic velocities** in particular, surface waves are sensitive to radial variations in wave speed and surface wave dispersion is one of the classical methods to constrain the structure of oceanic (and continental) lithosphere.

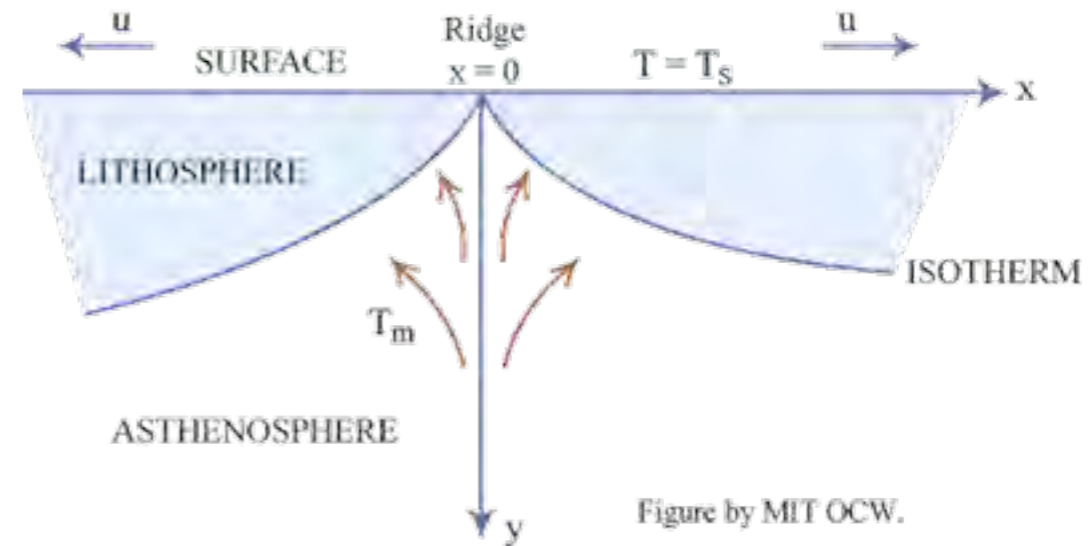
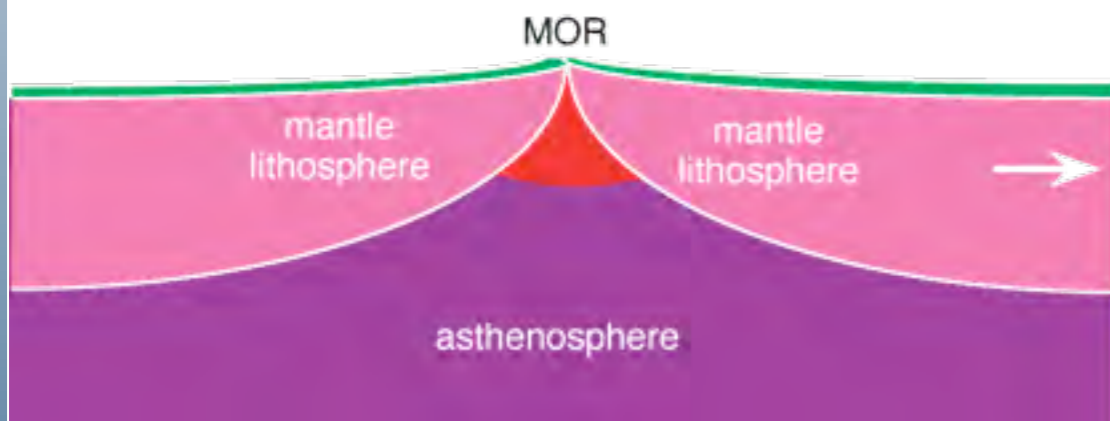


Figure by MIT OCW.

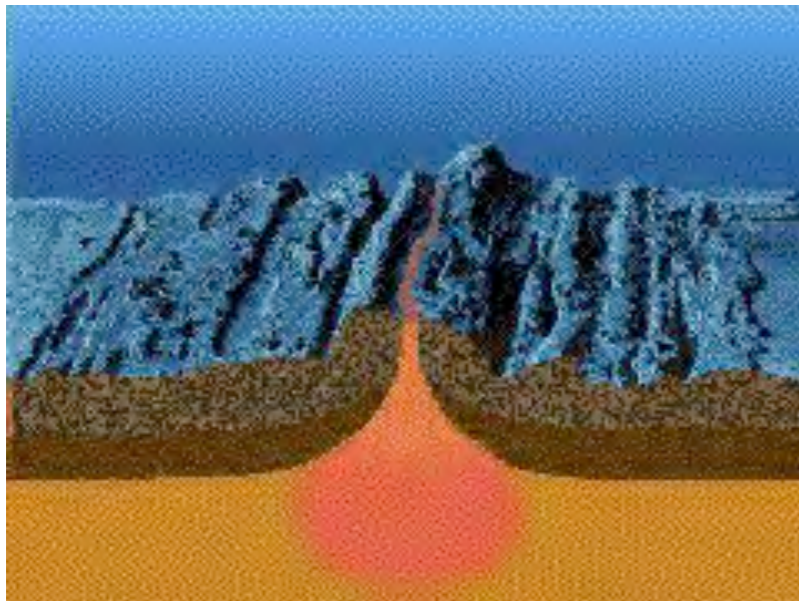
The cooling of oceanic lithosphere.

Heat budget for the oceanic lithosphere

$$\frac{\partial T}{\partial t} = k \nabla^2 T + \frac{A}{\rho C_p}$$

Mittelozeanische Rücken (Spreizungszentren)

Das System der Mittelozeanischen Rücken hat eine Gesamtlänge von etwa 60.000 km. Die Rücken erreichen Höhen von typischerweise 3 km über dem umgebenden Meeresboden. Heißes Mantelmaterial aus der Asthenosphäre dringt entlang der Rückenachsen zwischen den auseinanderdriftenden Lithosphärenplatten nach oben. Dieses Material bildet nach seiner Abkühlung neues Lithosphärenmaterial.



Aufgrund der Abkühlung der wegdriftenden Platte kommt es zur Kontraktion der Lithosphäre und somit zu einer Dichtezunahme. Mit steigender Dichte muss aufgrund des isostatischen Gleichgewichtes die Ozeantiefe zunehmen. Für Lithosphärenplatten jünger als 20 Mio Jahre gilt die **Sclater-Kurve**: $d = 2.6 + 0.365 t^{1/2}$
mit d : Tiefe des Meeresbodens, t : Zeit

from USGS

Somit nimmt die Ozeantiefe linear in Abhängigkeit der Wurzel des Alters zu. Für Plattenalter größer als 20 Mio Jahre gilt diese lineare Abhängigkeit nicht mehr, da hier die Tiefe mit dem Alter nicht mehr so stark zunimmt. Es gilt dann: $d = 5.65 - 2.47 e^{-t/36}$

A mathematical view of the oceanic crust...

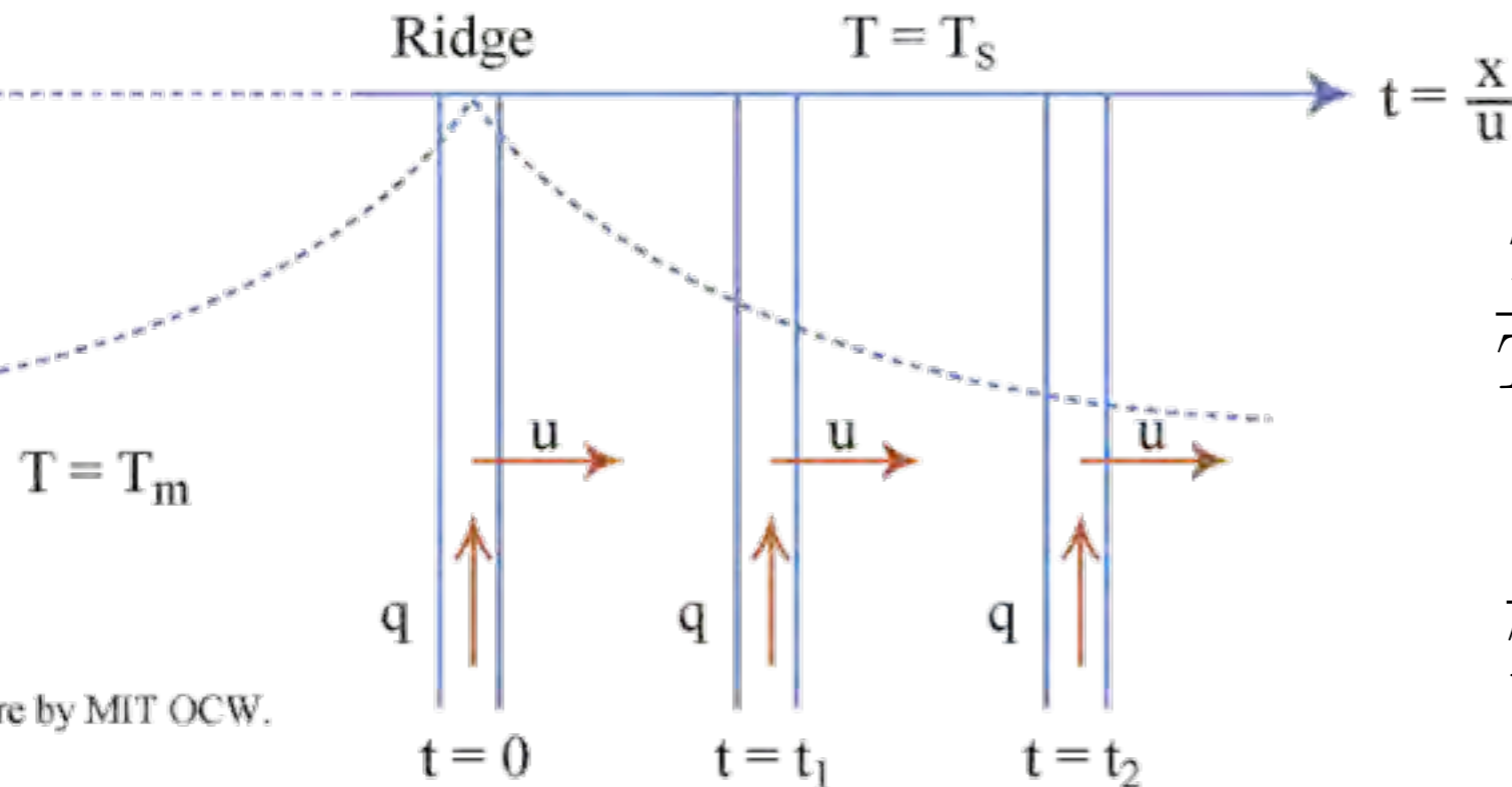


Figure by MIT OCW.

$$\frac{T - T_1}{T_0 - T_1} = \operatorname{erfc}\left(\frac{z}{2\sqrt{\kappa t}}\right)$$

$$\frac{T - T_1}{T_0 - T_1} = \operatorname{erfc}\left(\frac{z}{2\sqrt{\kappa x/u}}\right)$$

$$z = 0, \operatorname{erfc}\left(\frac{z}{\sqrt{\kappa t}}\right) = 1 \text{ and } T = T_0$$

$$z \rightarrow \infty \text{ or } t = 0, \operatorname{erfc}\left(\frac{z}{\sqrt{\kappa t}}\right) = 0 \text{ and } T = T_1$$

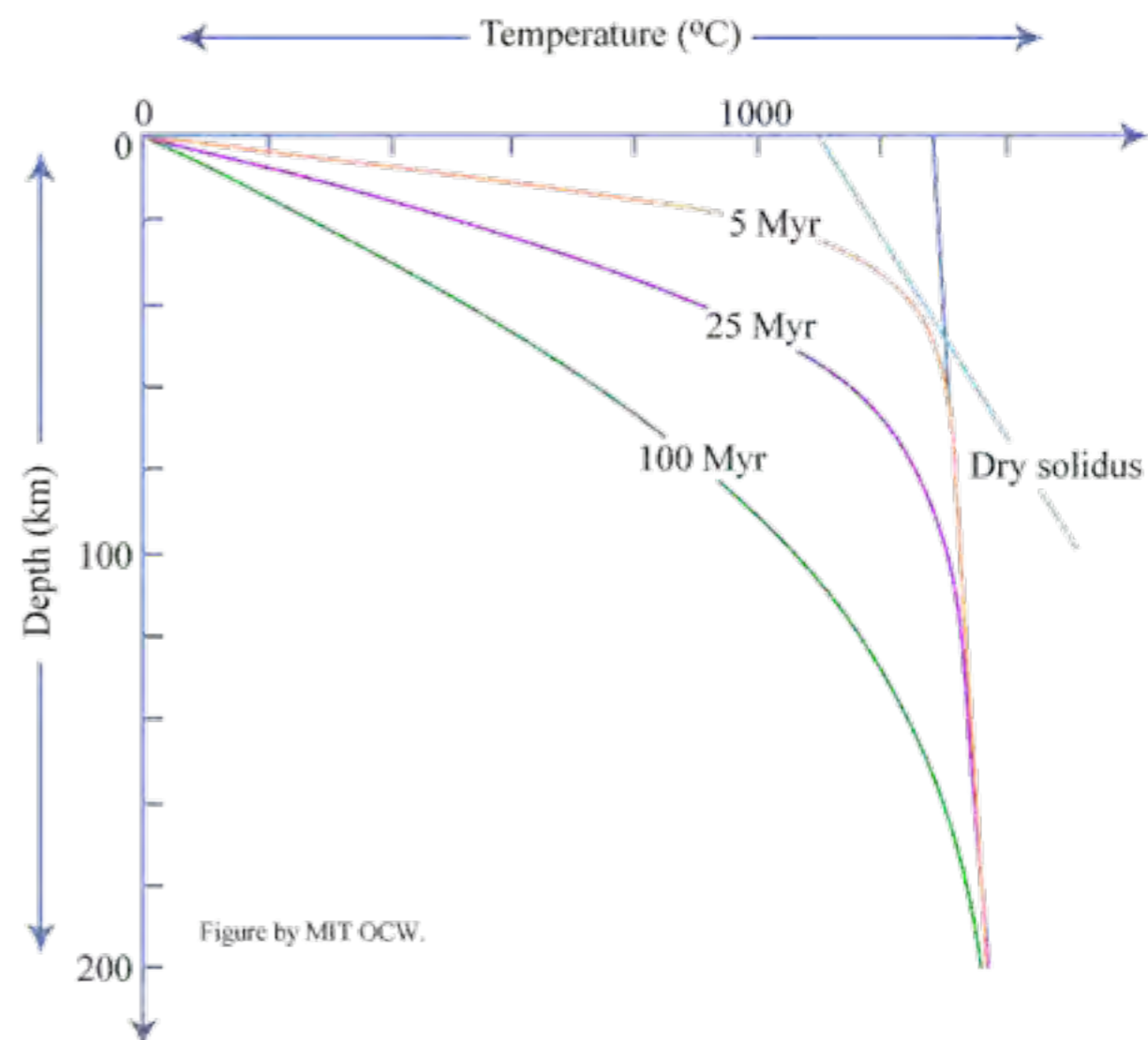
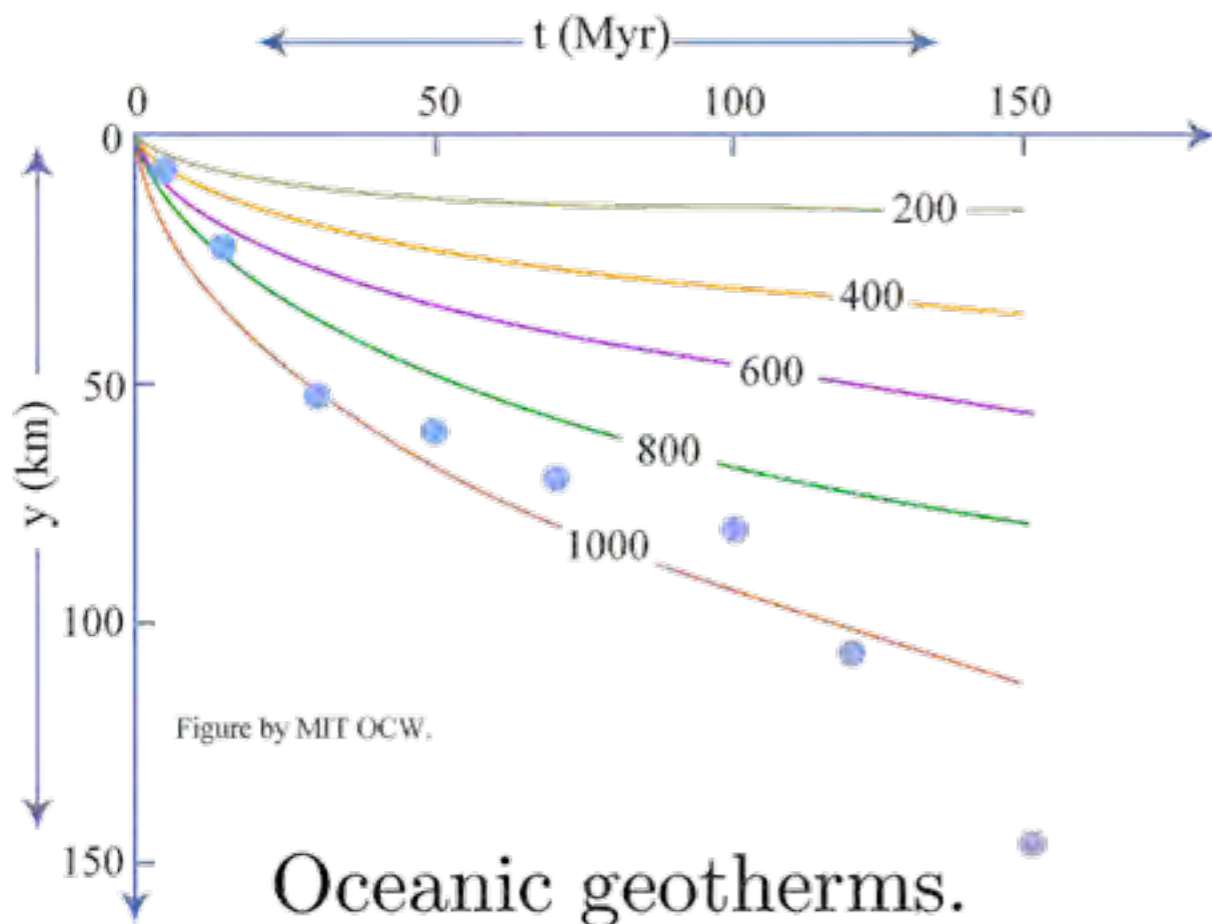
$$T_1 - T_0 = 1300$$

$$\kappa = 1 \text{mm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$$

$$z_L = 2.32(\kappa t)^{1/2} = 2.32\left(\frac{\kappa x}{u}\right)^{1/2}$$

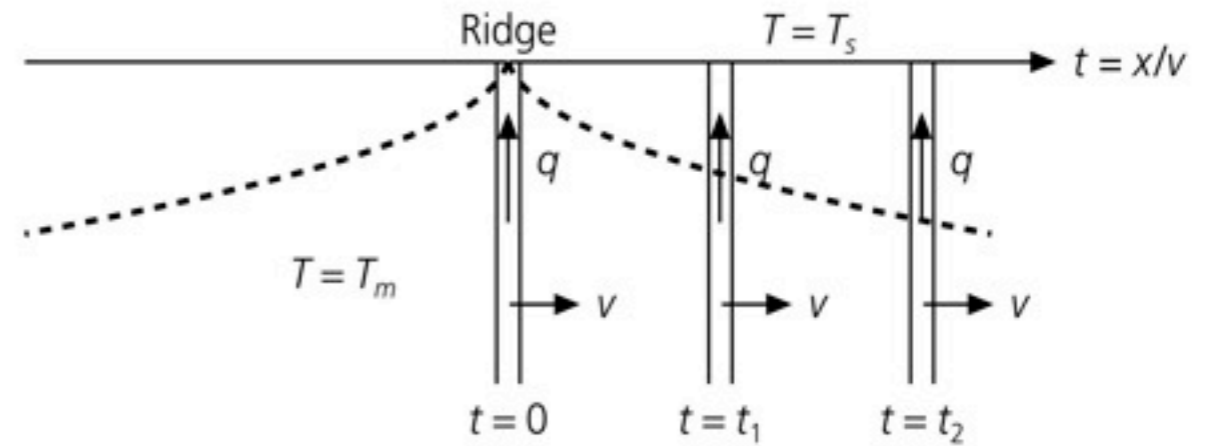
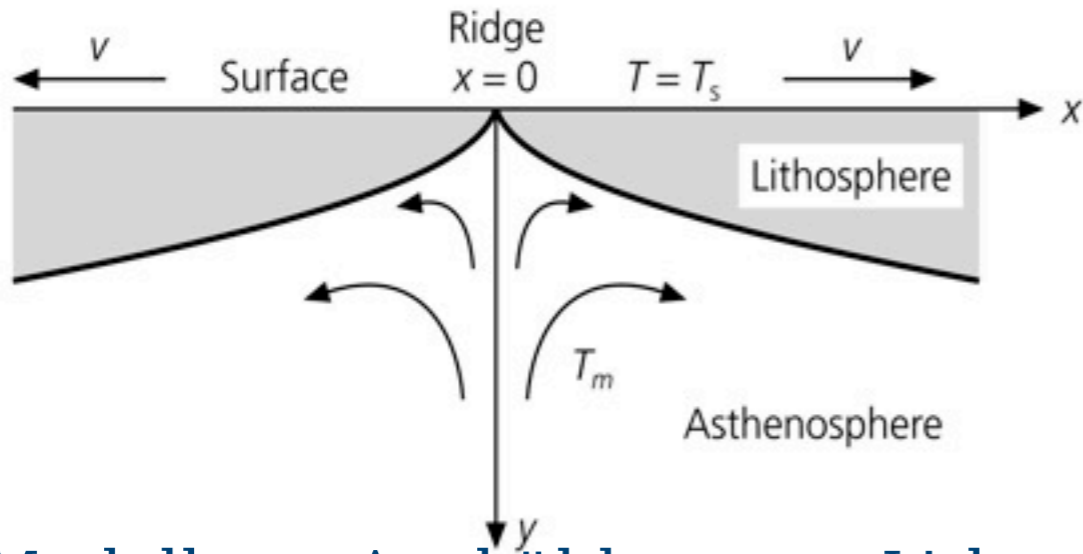
Thermal structure of the oceanic lithosphere

Results



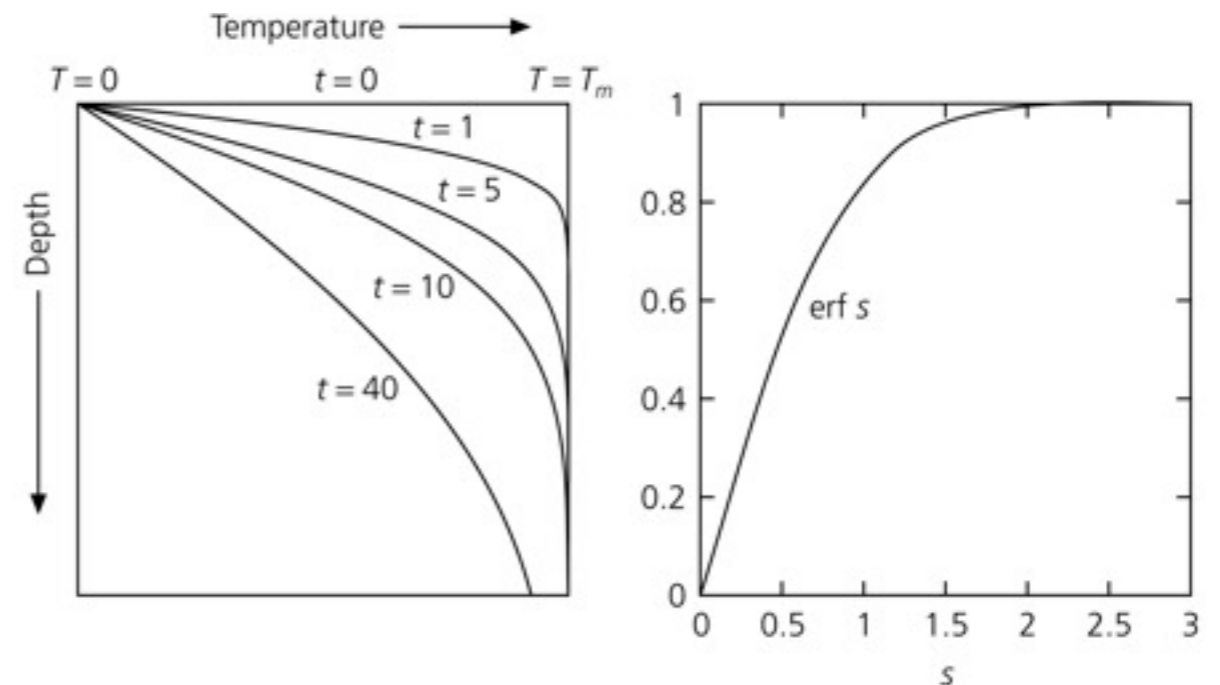
Abkühlung der ozeanischen Platten

From Stein and Wysession

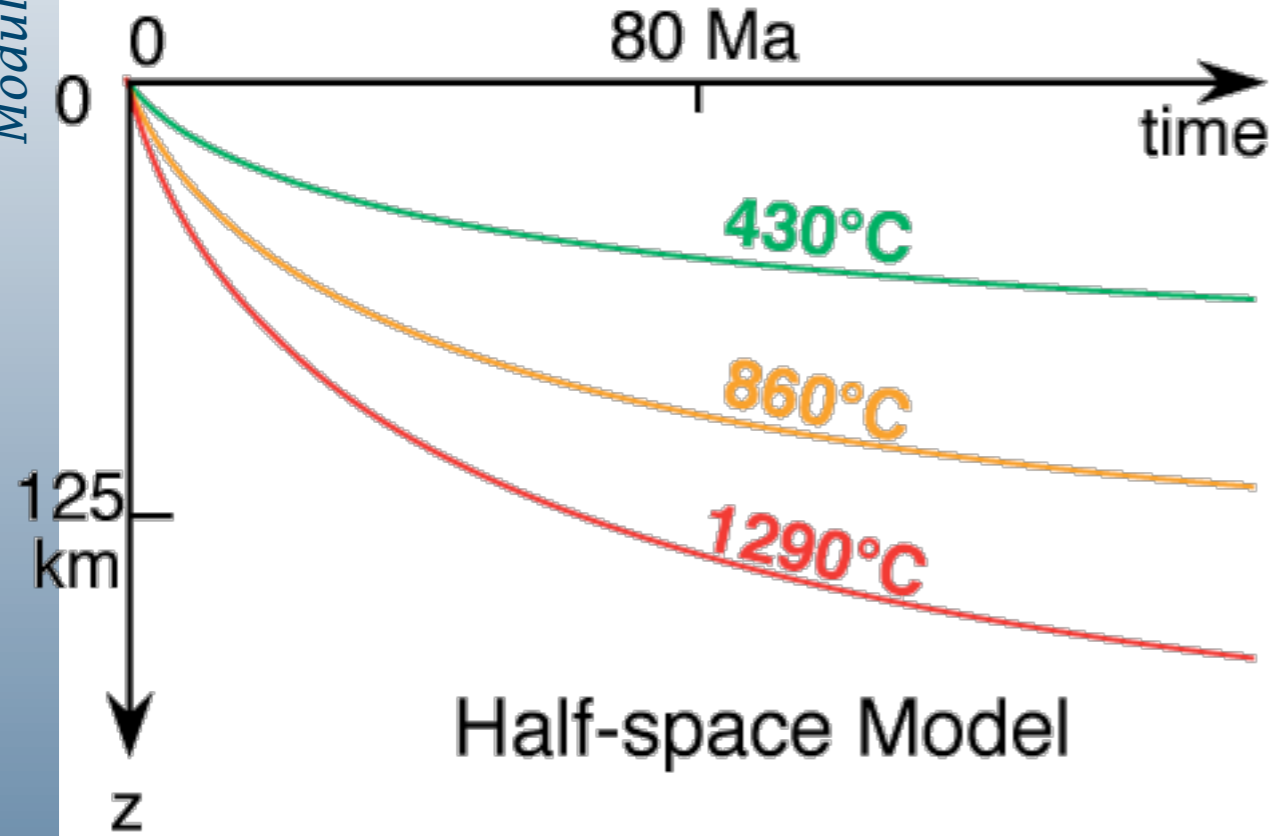


Modell zur Auskühlung oz. Lithosphäre beim Wegdriften vom MOR. Da eine Materialsäule schneller von der Rückenachse wegdriftet als Wärme konduktiv horizontal verloren geht, kann dieses Problem eindimensional betrachtet werden (dh. nur vertikale Konduktion wird betrachtet).

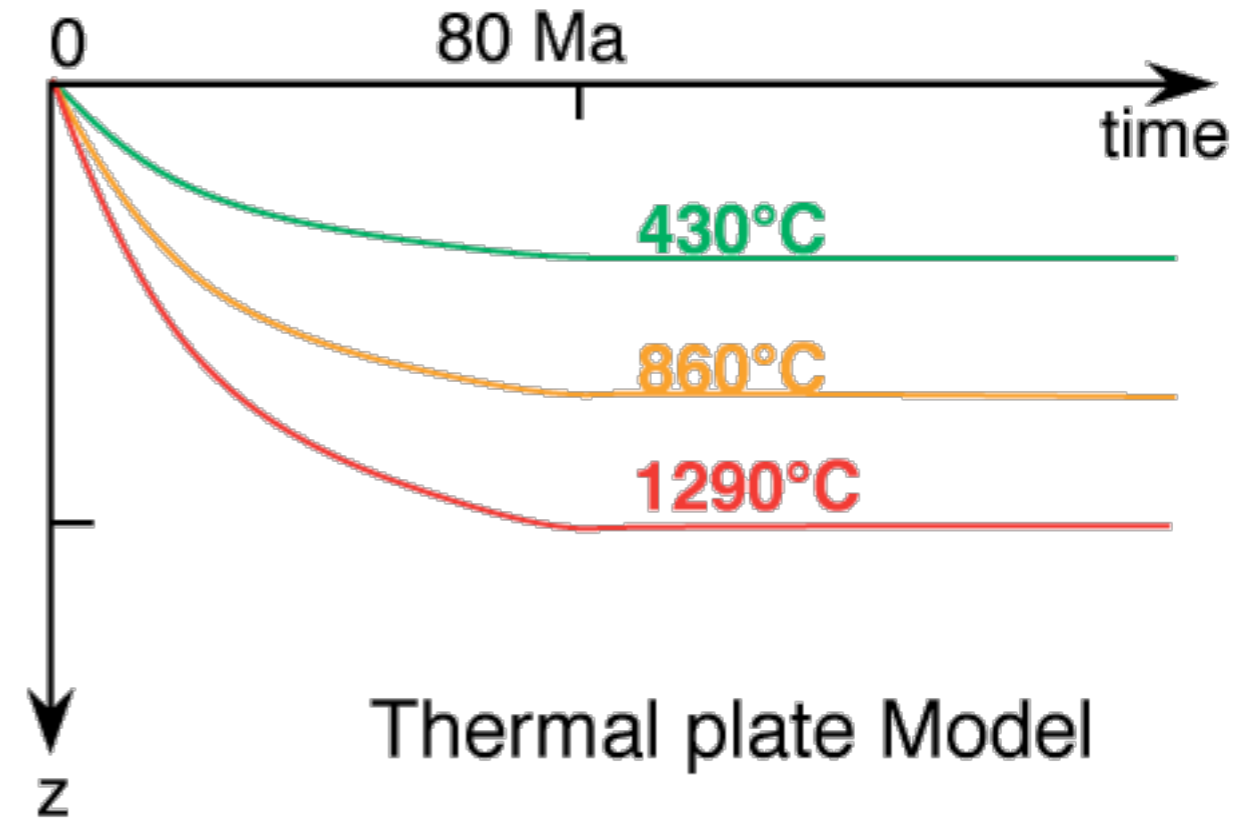
Abkühlung eines Halbraums in Abhängigkeit der Zeit t und der Tiefe. Diese Modell wird durch die Errorfunktion $\text{erf } s$ beschrieben, deren Verlauf rechts gezeigt ist.



Different models



Half-space Model



Thermal plate Model

Bathymetry

A problem of isostasy depending on the thermal state of the lithosphere
It can be calculated...

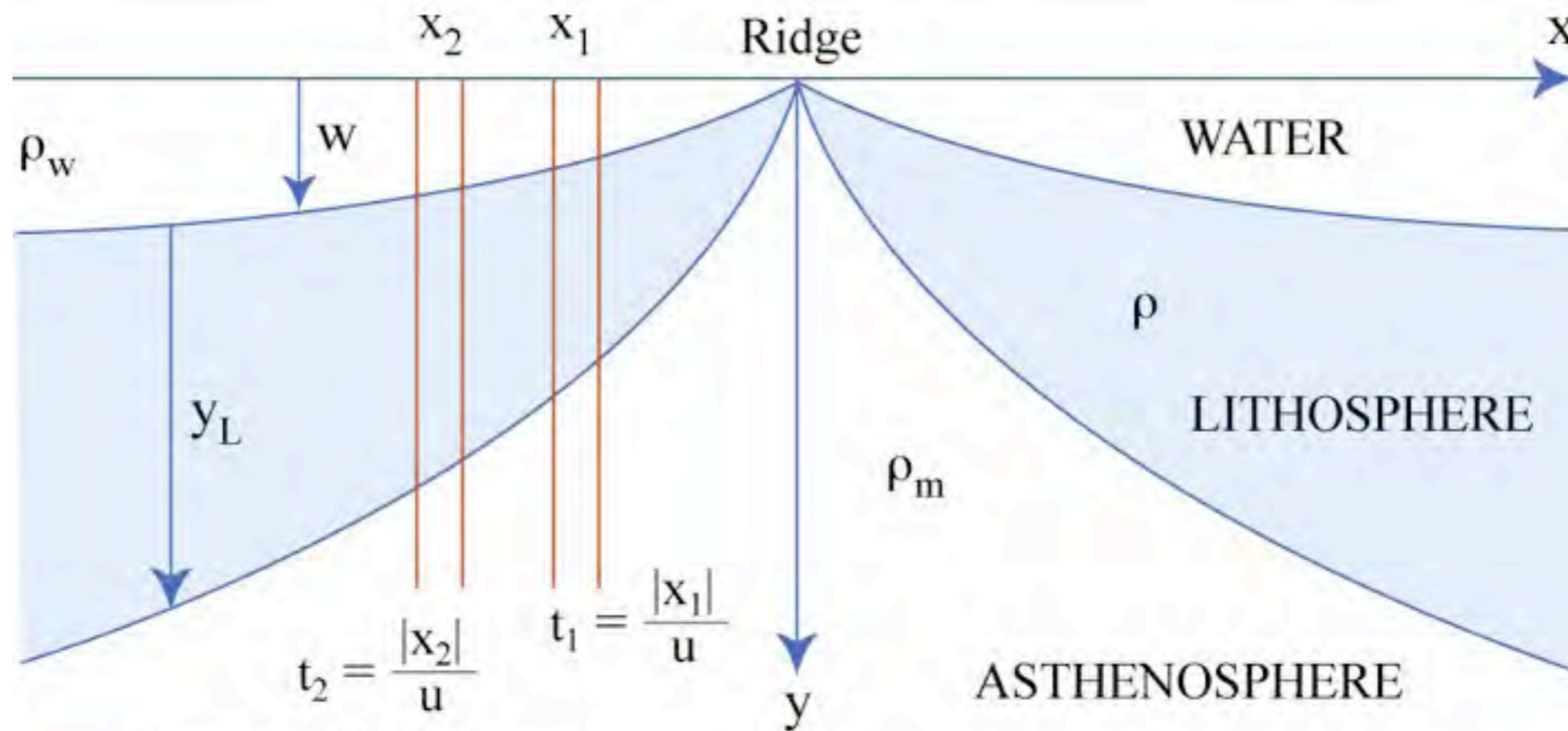
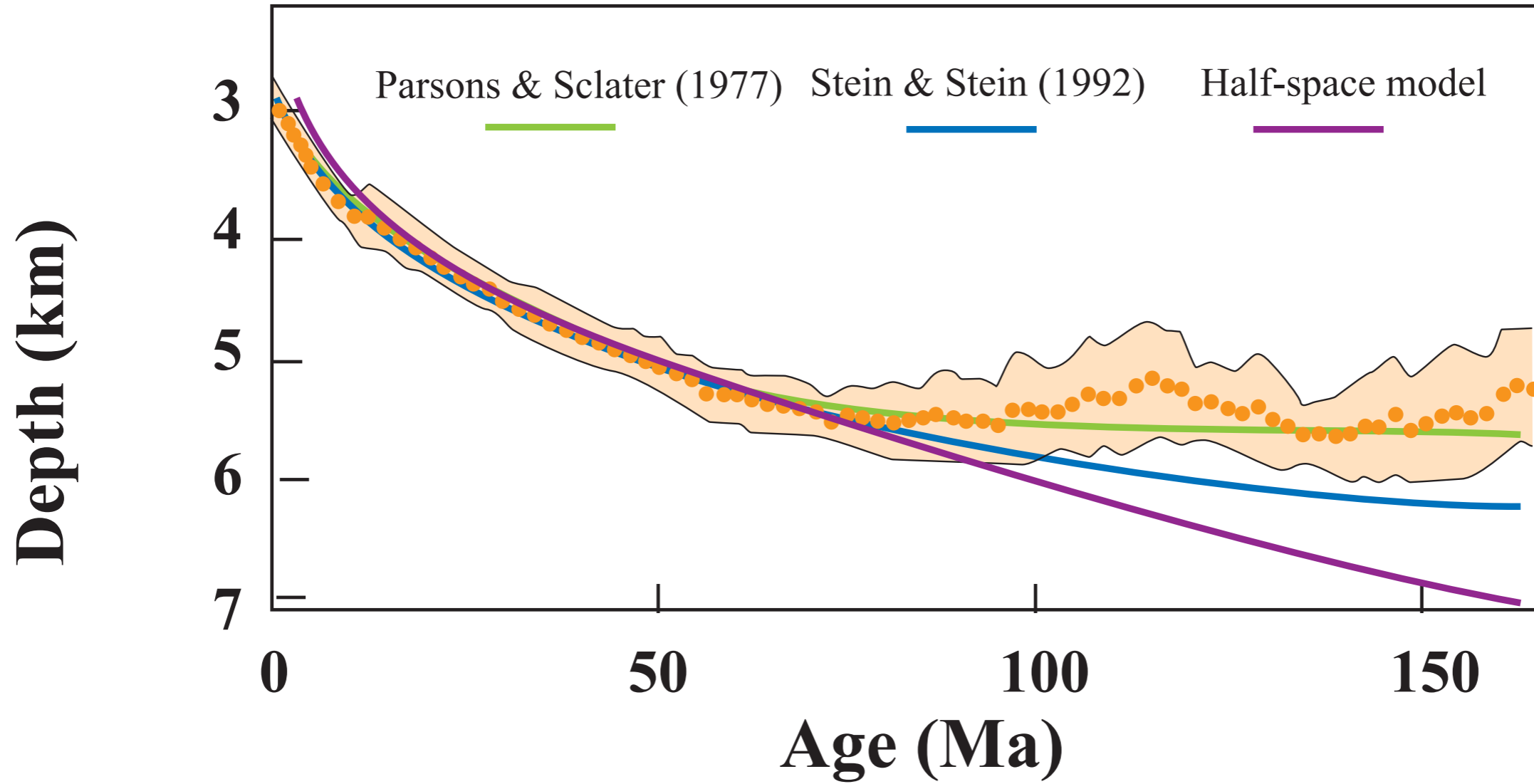


Figure by MIT OCW.

Figure 5.12: Oceanic isostasy.

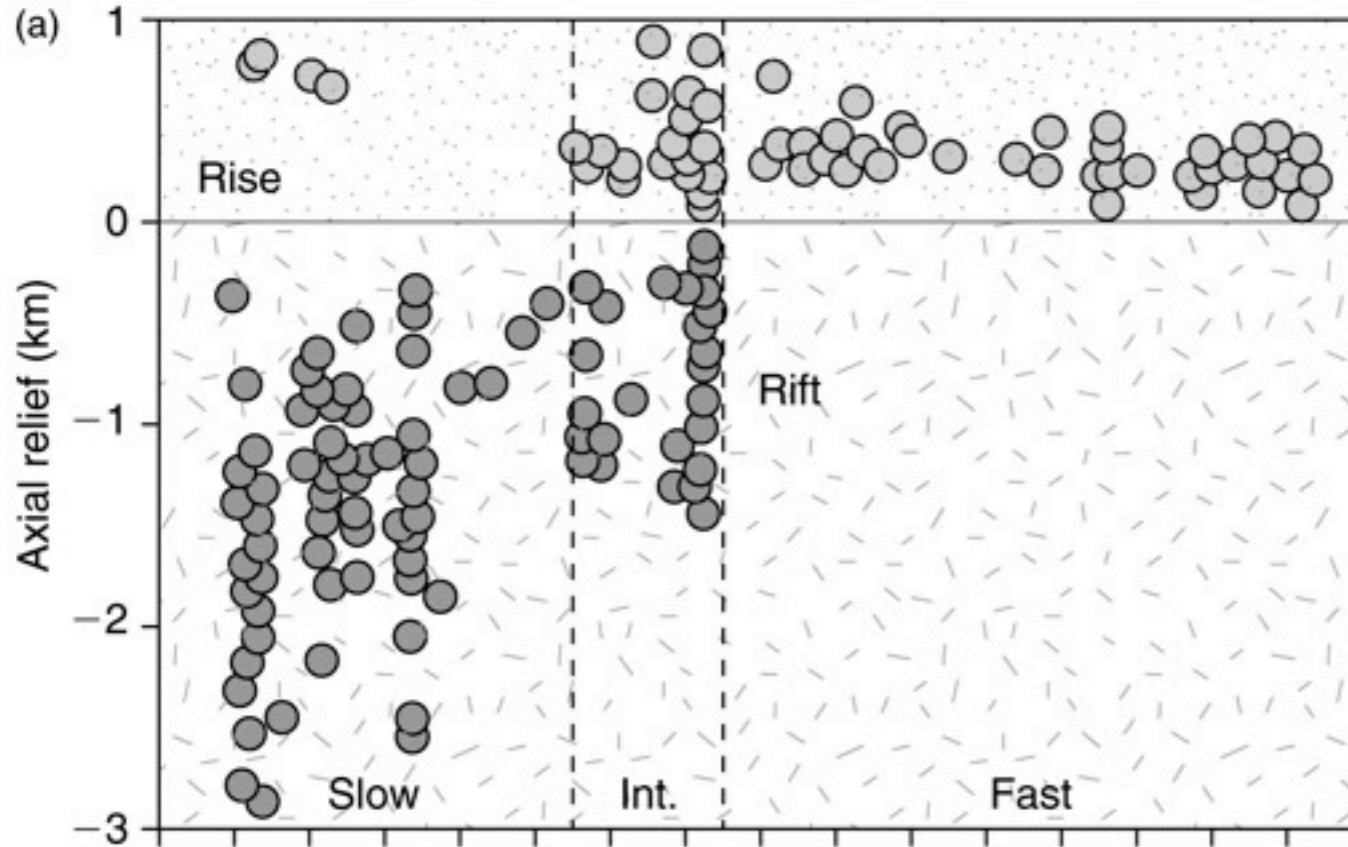
Bathymetry

Topography

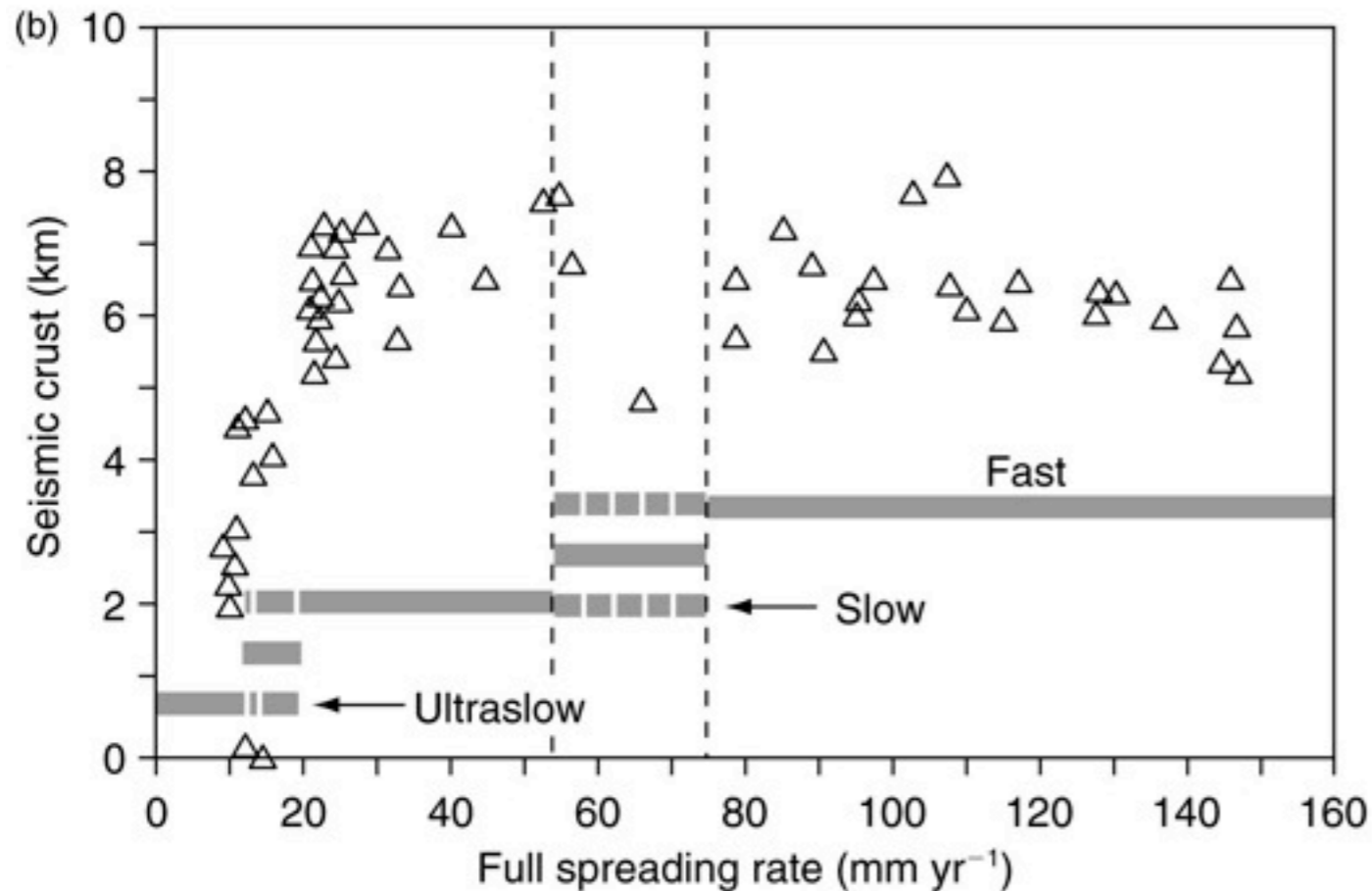


Stein (1995)

Bathymetry

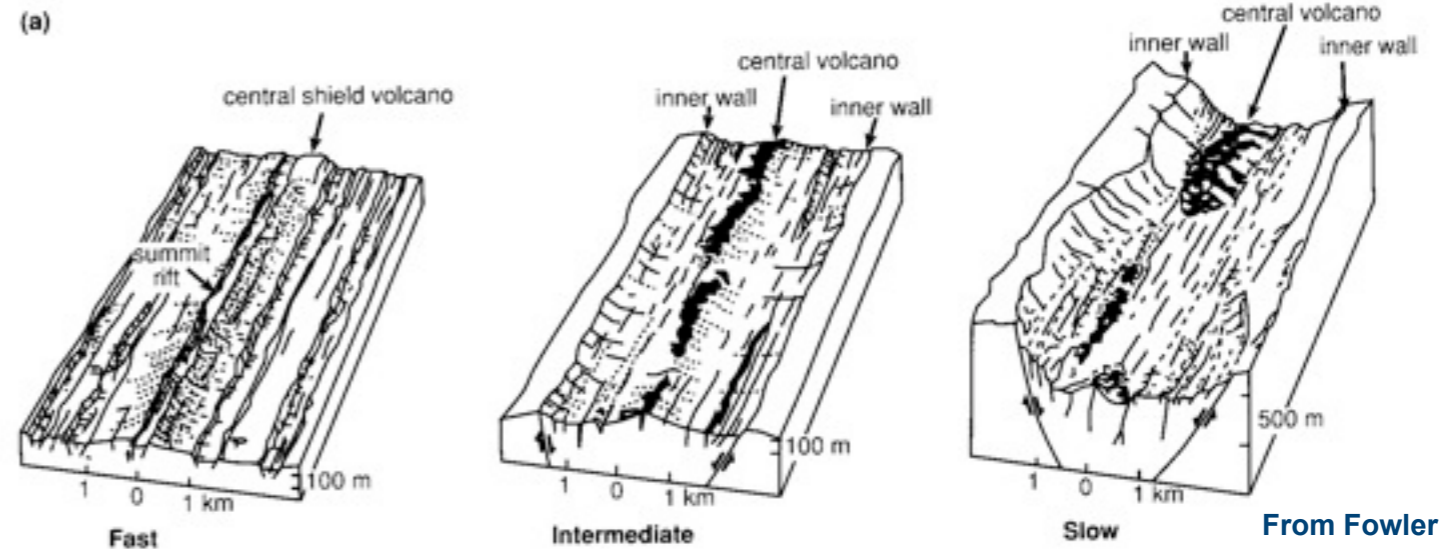


Topographisches Relief und seismische Krustenmächtigkeit in Abhängigkeit der Spreizungsrate.



Bathymetry

Man unterscheidet zwischen schnell, intermediär und langsam spreizenden Rücken, die unterschiedliche topographische Charakteristiken ausbilden. Zusätzlich hängt die Topographie von den vorherrschenden tektonischen Spannungen, der Magmenzufuhr und der Abkühlur ab.



Heutige Spreizungsraten variieren zwischen 0.5-10 cm/J.

Schnell: East Pacific Rise: 10 cm/J

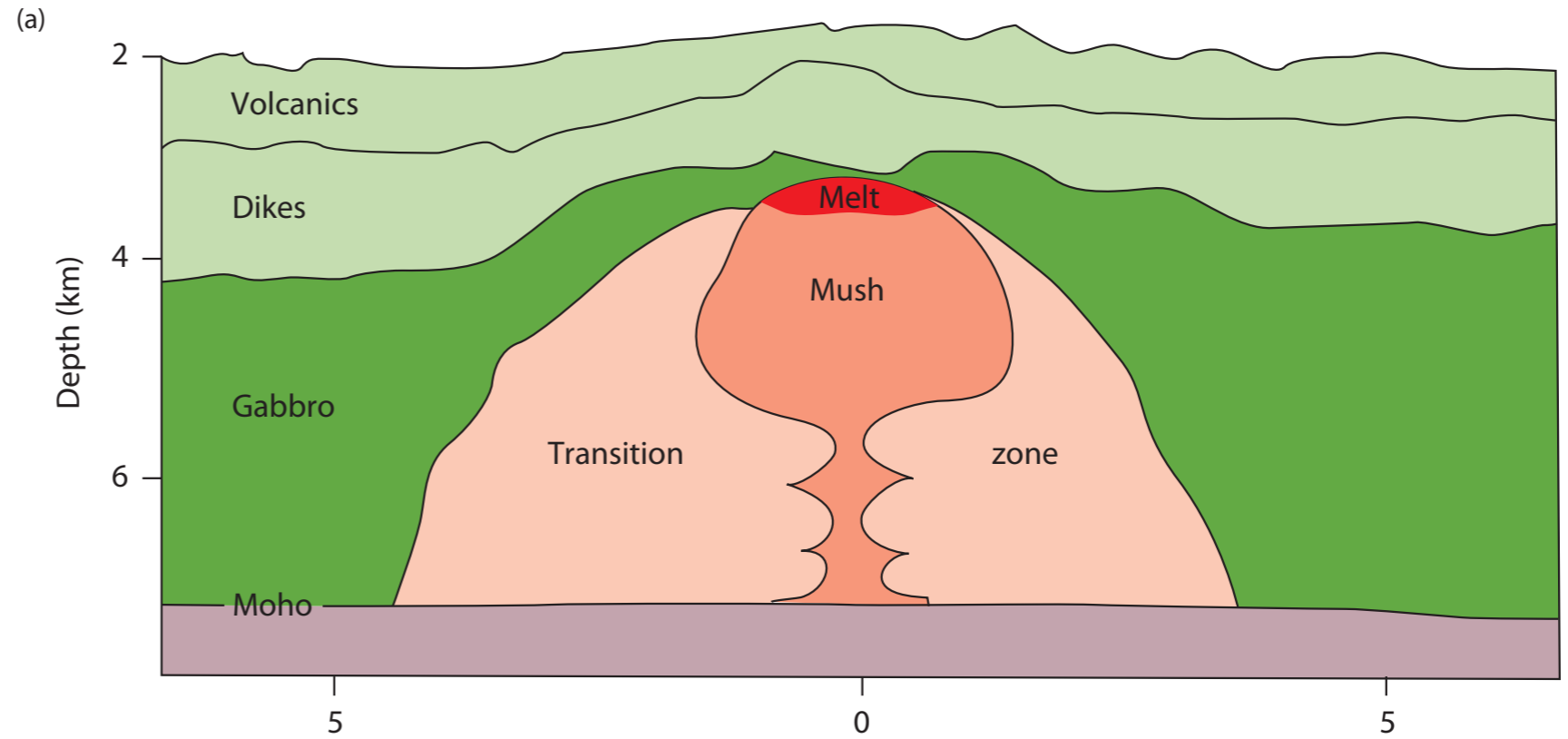
Intermediär: Juan de Fuca Rücken: 2.5-3.3 cm/J

Langsam: Mittelatlantischer Rücken: 1.2-2.5 cm/J

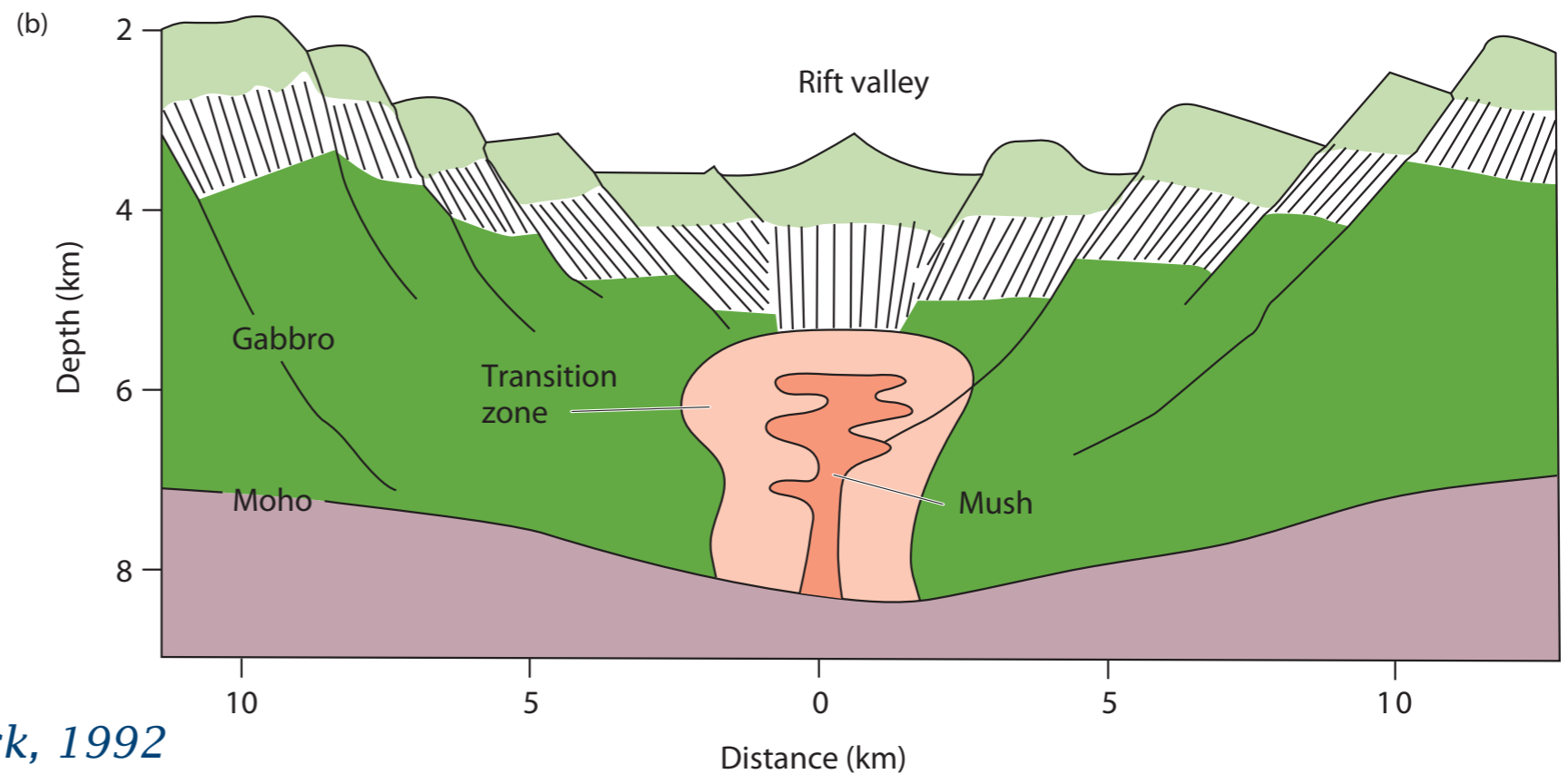
Sehr langsam: Gakkel-Rücken: 0.5 cm/J.

Mittelozeanische Rücken

Schnell spreizenden Rücken



Langsam spreizenden Rücken



Modified from Sinton & Detrick, 1992

Divergente Plattenränder: Segmentierung

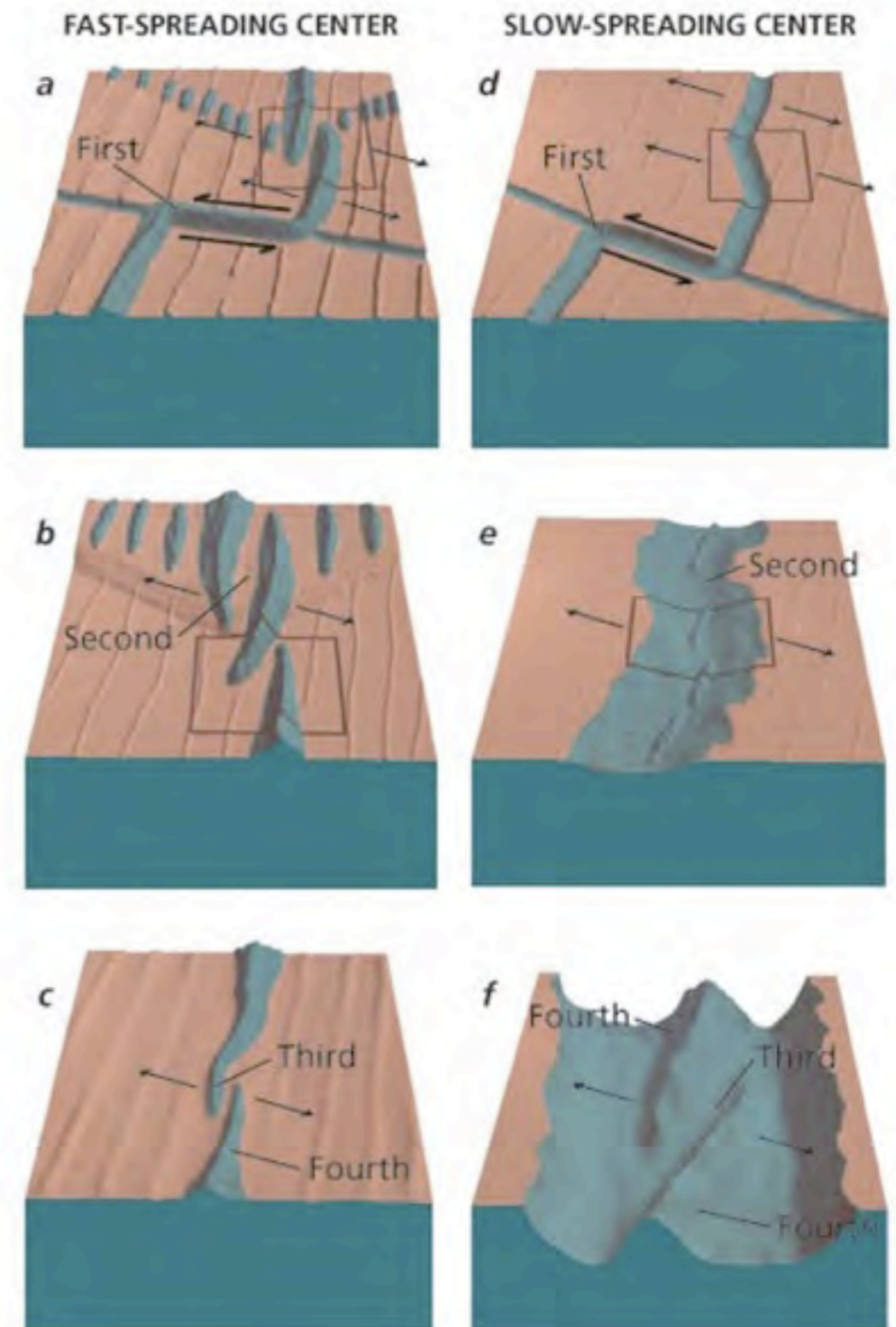
Segmentgrenzen erster bis dritter Ordnung

- 1) Transformstörung: Segmentgrenze erster Ordnung, hunderte bis tausende km lang, 1) sehr langlebig (Hunderte Mio Jahre)
- 2)-3) Overlapping Spreading Centers: transient, Lebensdauer bis ca. 10 Mio Jahre

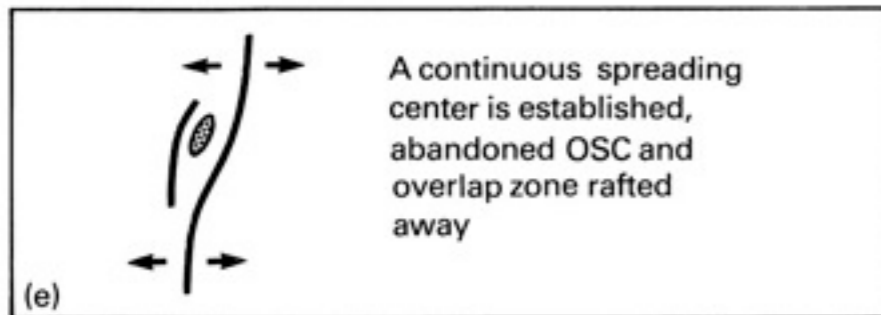
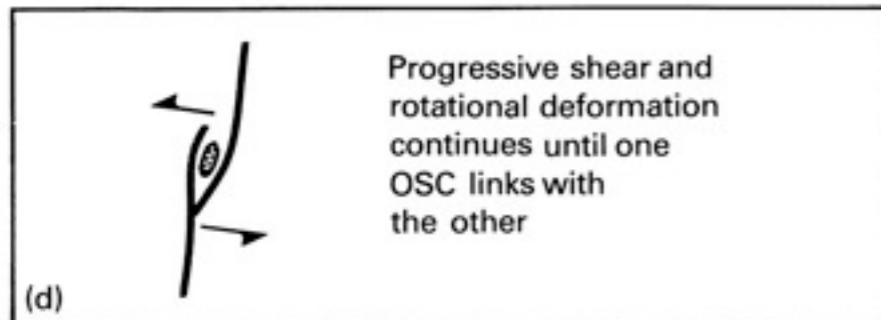
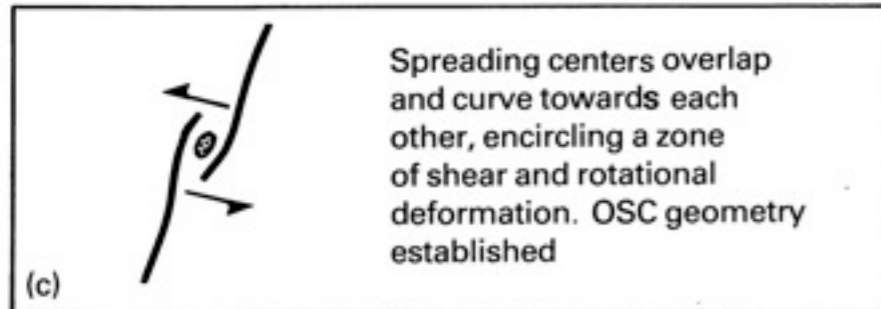
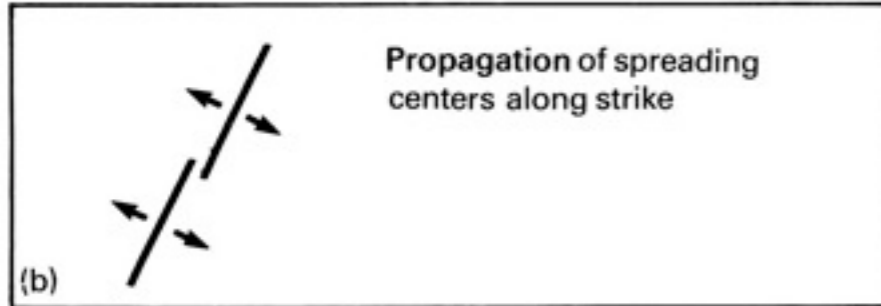
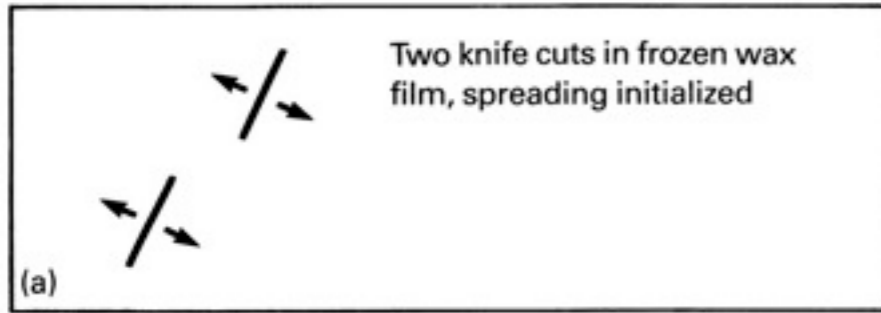
Die Segmentierung von MOR und vorallem ihre zeitliche Entwicklung (Kürzung, Verlängerung d. Segmente) gehen einher mit Zyklen von erhöhter vulkanischer, hydrothermaler und tektonischer Aktivität. Dabei verläuft die Magmenproduktion nicht synchron in benachbarten Segmenten.

2)

3)



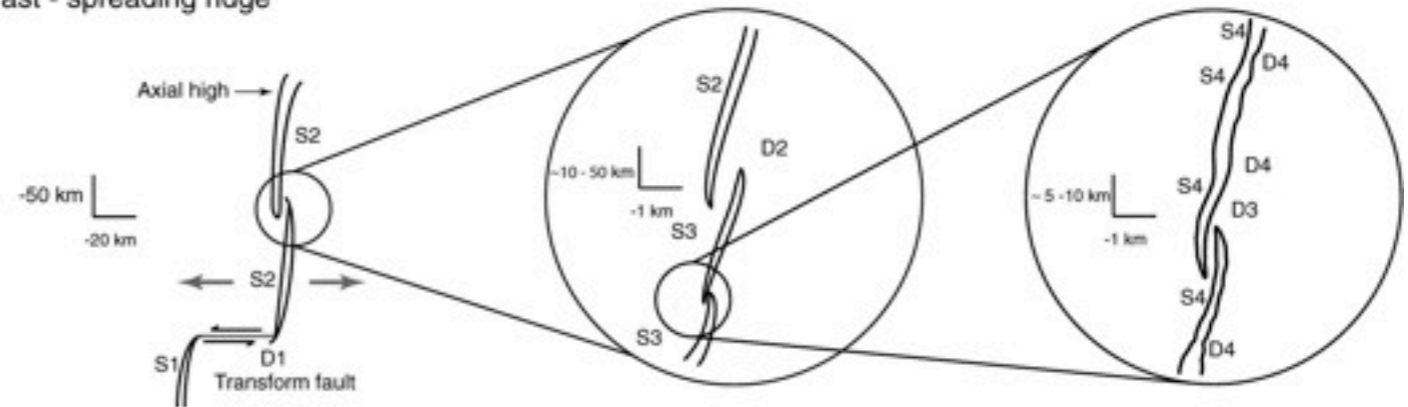
Divergente Plattenränder: Segmentierung



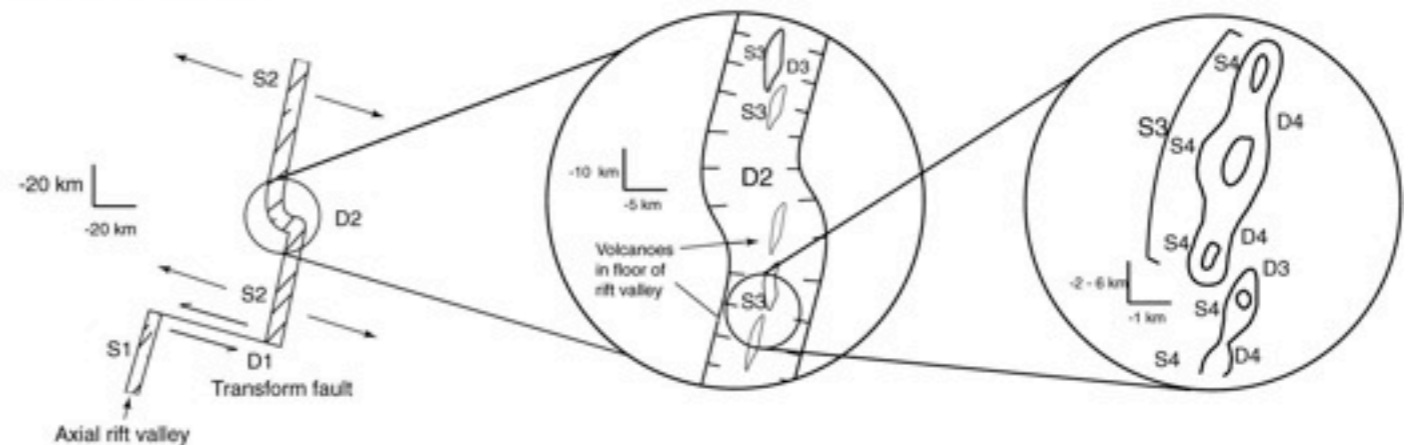
Modell zur Ausbildung überlappender Segmentgrenzen

Unterschiedliche Segmentgrenzen an schnell und langsam spreizenden Rücken:

Fast - spreading ridge

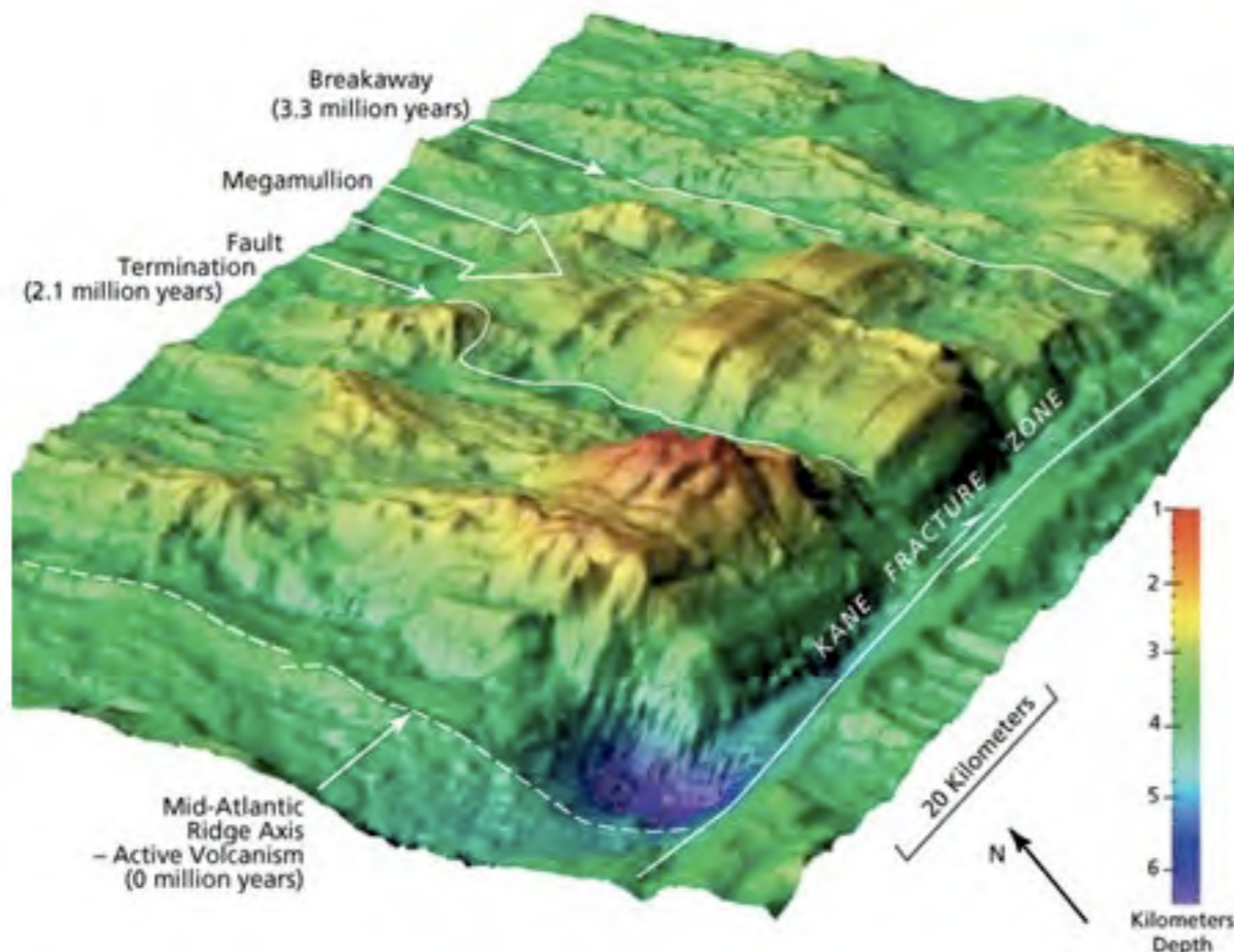
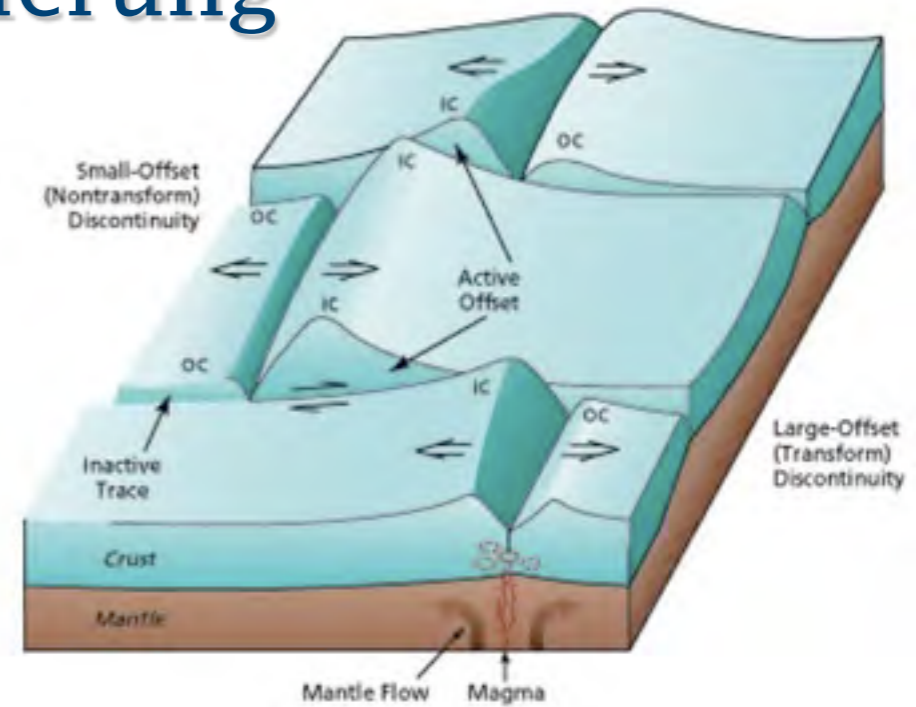


Slow - spreading ridge



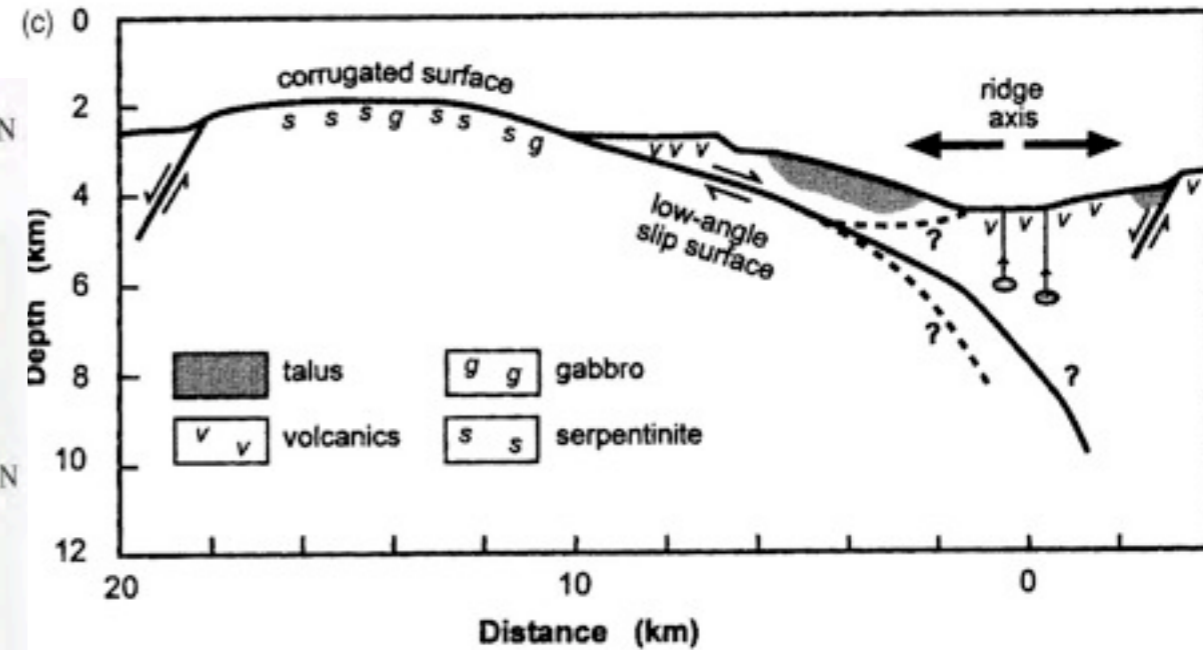
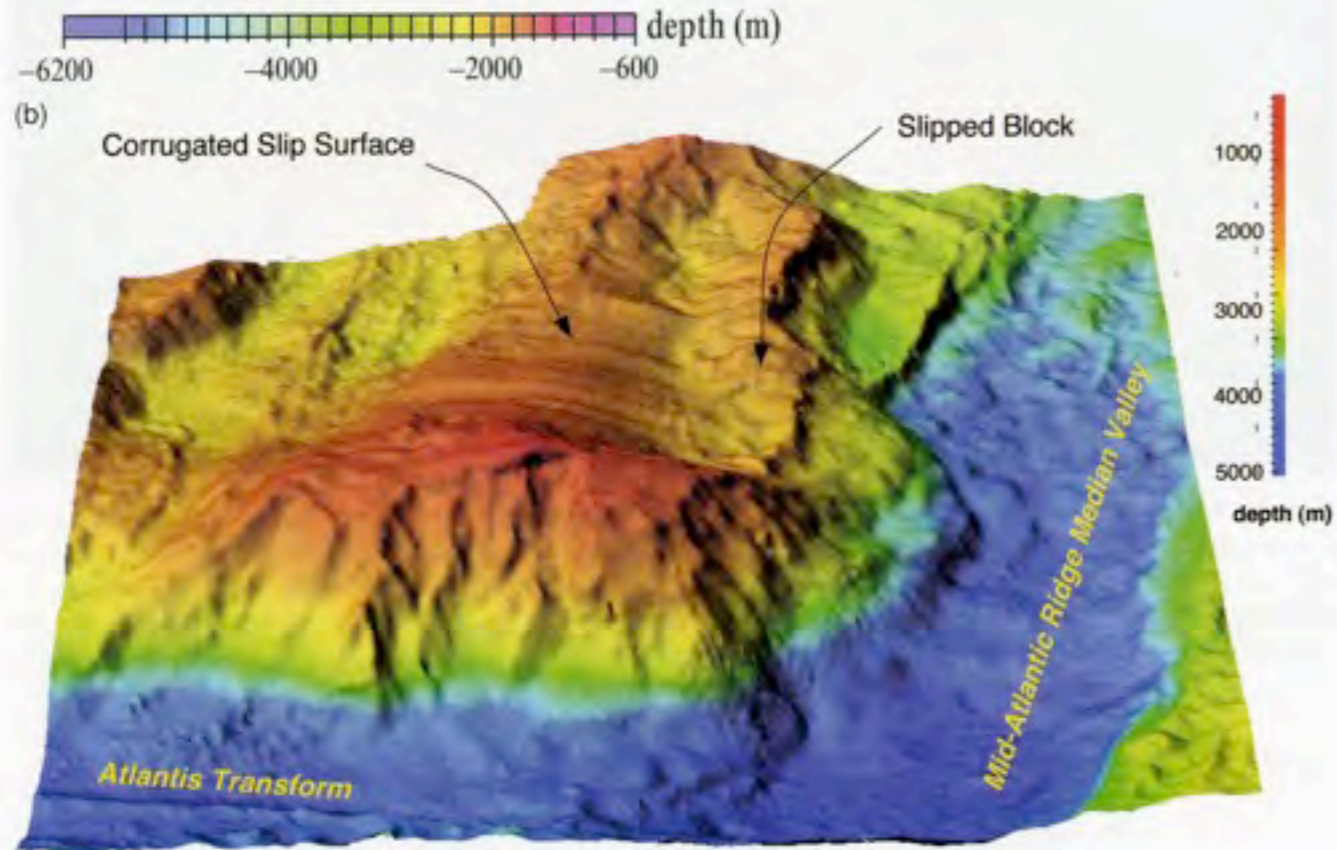
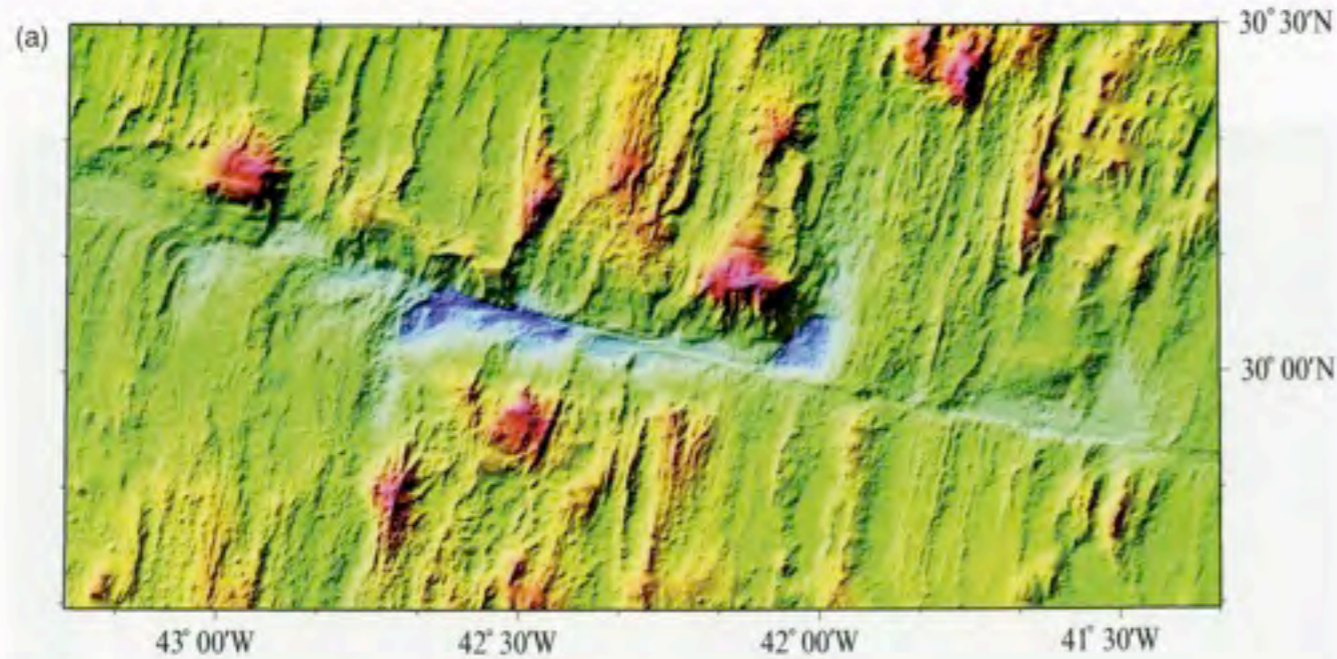
Divergente Plattenränder: Segmentierung

Skizze von Spreizungssegmenten in langsam-spreizender Lithosphäre, getrennt durch Versatz der Rückenachse. Ausbildung von ‚Inside Corners‘ (IC) und Outside Corners (OC). Die IC sind erhöht, weisen eine dünnere Kruste auf, die durch Verwerfungen eine blockartige Struktur erhält. Diese Asymmetrie wird auf Verwerfungen zurückgeführt, die vom IC zum OC einfallen, so dass Unterkruste und Obermantel im IC anstehen.



IC weisen zudem eine sogenannte ‚corrugated surface‘ auf (‚Wellblechoberfläche‘) mit einem ausgeprägten Streifenmuster. Gabbro und Serpentin wurden als Proben von diesen Detachment surfaces gewonnen. Das Wellblechmuster ist senkrecht zur Spreizungsrichtung und hat eine Wellenlänge von ca. 1 km und eine Amplitude von einigen Zehnermetern. Das kleinskaligere Streifenmuster (Wellenlänge 50-100 m) ist ebenfalls senkrecht zur Spreizungsrichtung ausgebildet und scheint aus alternierenden Aufschlüssen von Hartgestein und Sediment zu bestehen.

Divergente Plattenränder: extension

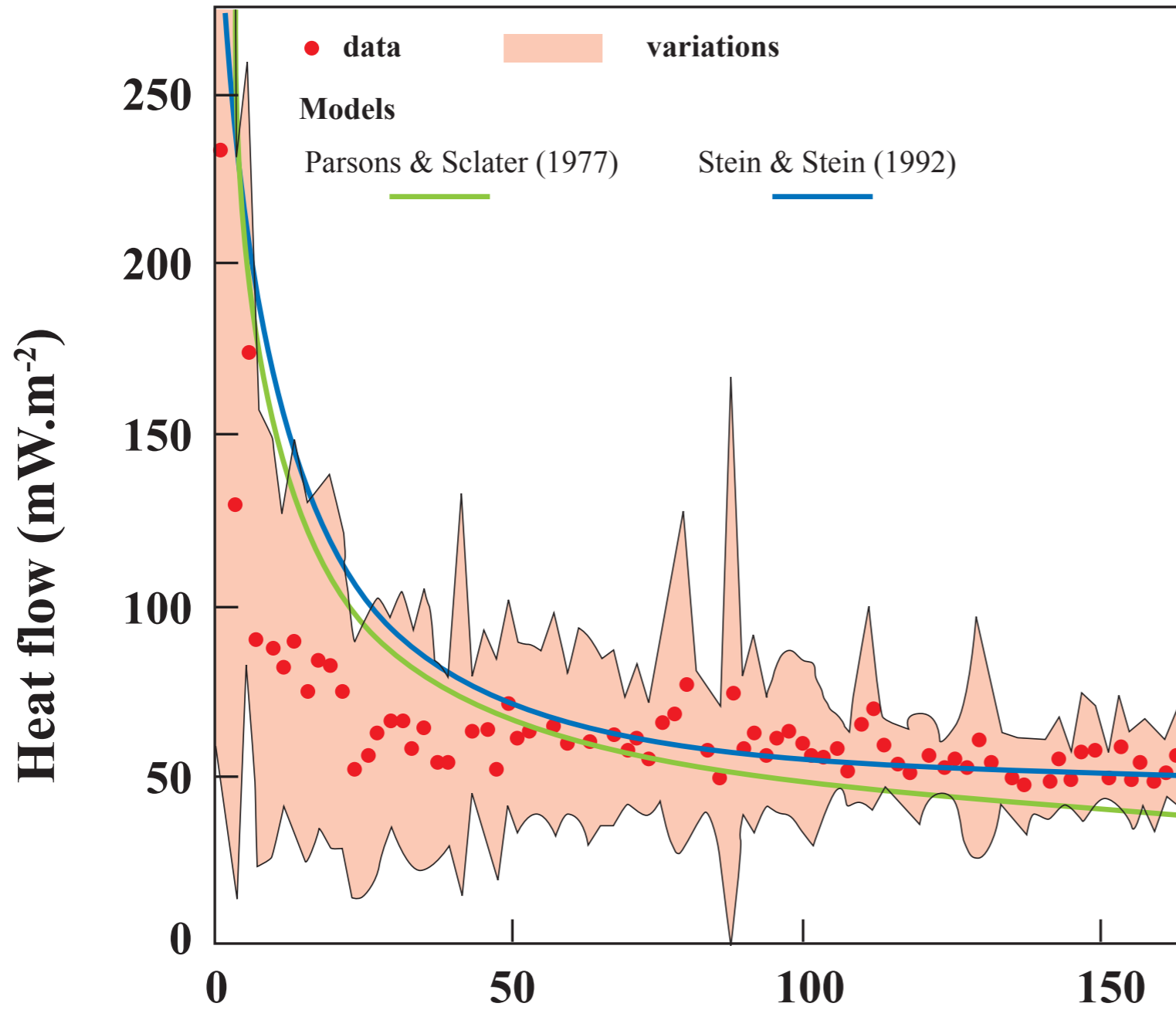


From Canna et al., 1997

Entstehung einer ‚corrugated surface‘ aufgrund des Gleitens entlang einer schwach einfallenden Verwerfung (low-angle detachment fault).
 Ab einem Versatz von 10-15 km steht Unterkruste und Mantelmaterial am Meeresboden an.
 Der Verlauf der Detachment-Verwerfung ist ungeklärt.

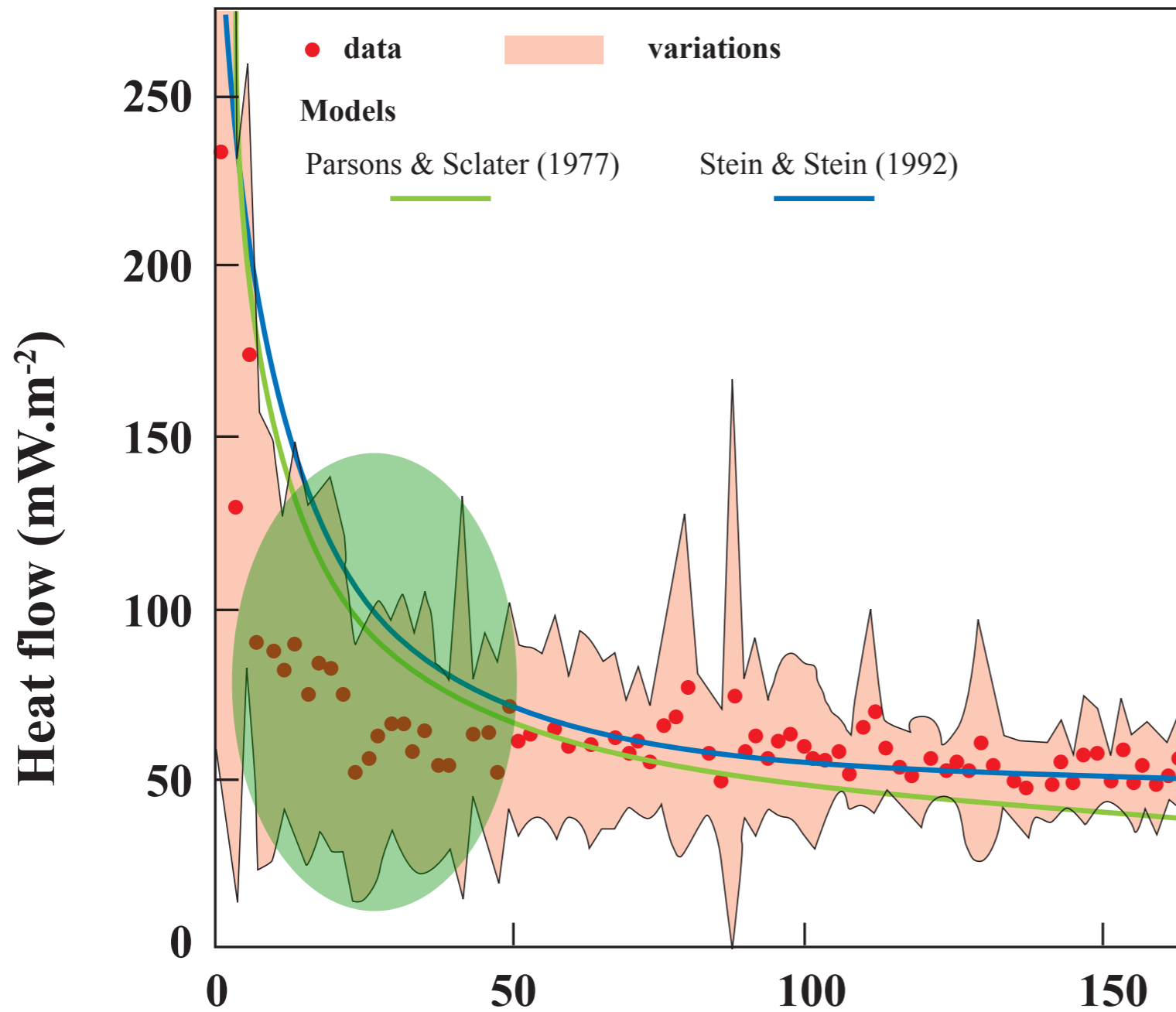
Hydrothermale Systeme an Mittelozeanischen Rücken

Heat flow



Hydrothermale Systeme an Mittelozeanischen Rücken

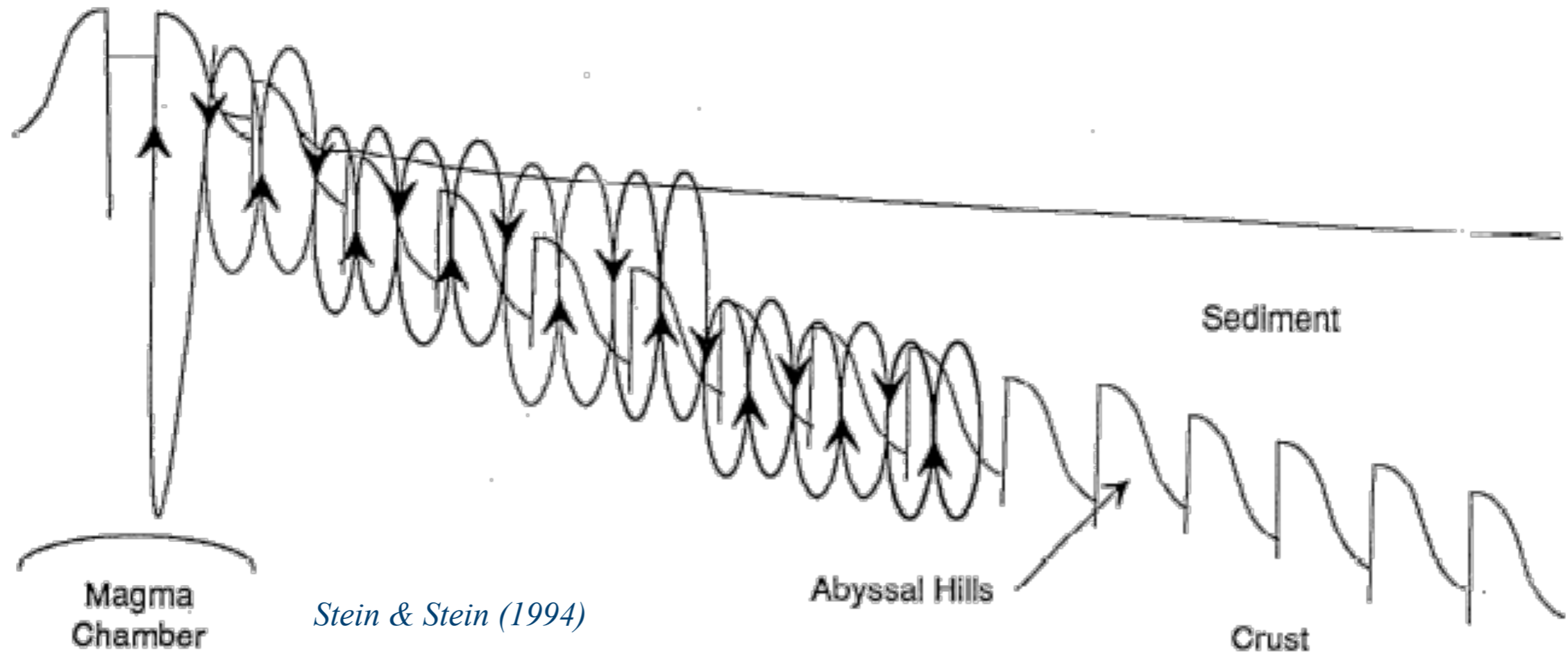
Heat flow



Discrepancy between model and data.
=> Hydrothermal circulation

Hydrothermale Systeme an Mittelozeanischen Rücken

Hydrothermal circulation with advective interchange sediments, crust and mantle, rather conductive cooling can explain the discrepancy



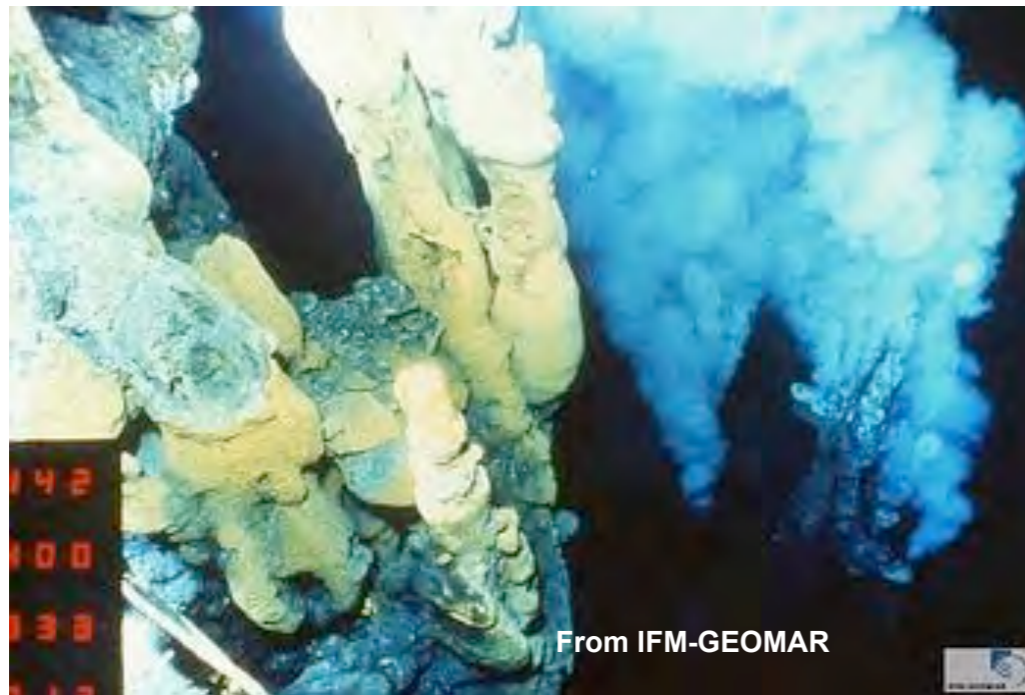
Hydrothermale Systeme an Mittelozeanischen Rücken

Hydrothermale Zirkulation:

Konvektion von Meerwasser durch die ozeanische Kruste

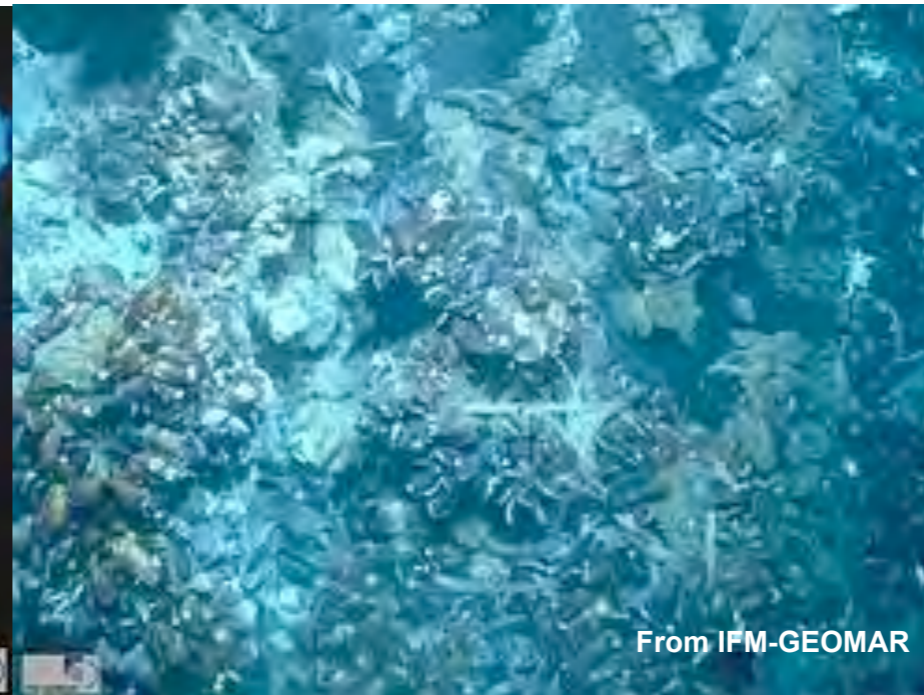
- Erhitzung von Meerwasser auf ca. 400°C und Veränderung durch chemische Reaktionen
- Die in diesen Lösungen enthaltenen Metalle fallen beim Kontakt mit dem kalten, sauerstoffreichen Meerwasser aus; Bildung von heißen Quellen und von schlotartigen Strukturen („Black Smoker“, „White Smoker“).
- Abscheidung von Erzschlammern und Bildung hydrothermalen Lagerstätten
- Entstehung von Lebensgemeinschaften basierend auf Chemosynthese
--> Zusammenhang zwischen Vulkanismus und Lebensformen

From IFM-GEOMAR



From IFM-GEOMAR

Schwarze Raucher im SW-Pazifik.



From IFM-GEOMAR

Muschelfeld in einem Hydrothermalfeld im SW-Pazifik.

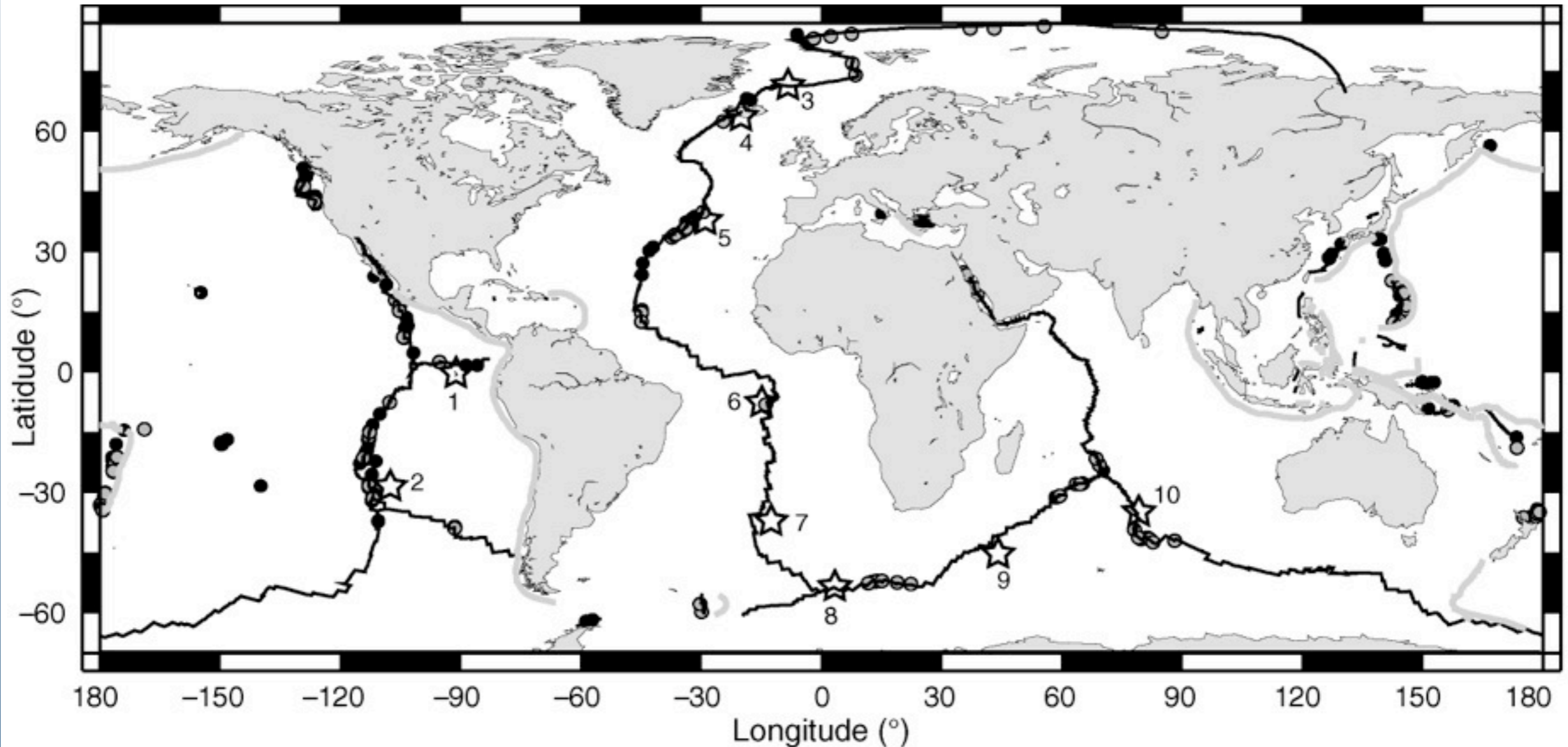


Kupfer-, zink- und goldreiche Massivsulfidprobe (SW-Pazifik)

Hydrothermale Systeme an Mittelozeanischen Rücken

Globale Verteilung hydrothermaler Tiefseequellen

From NOAA, Baker and German



1-10 markieren Hotspots in weniger als 500 km Entfernung vom MOR.

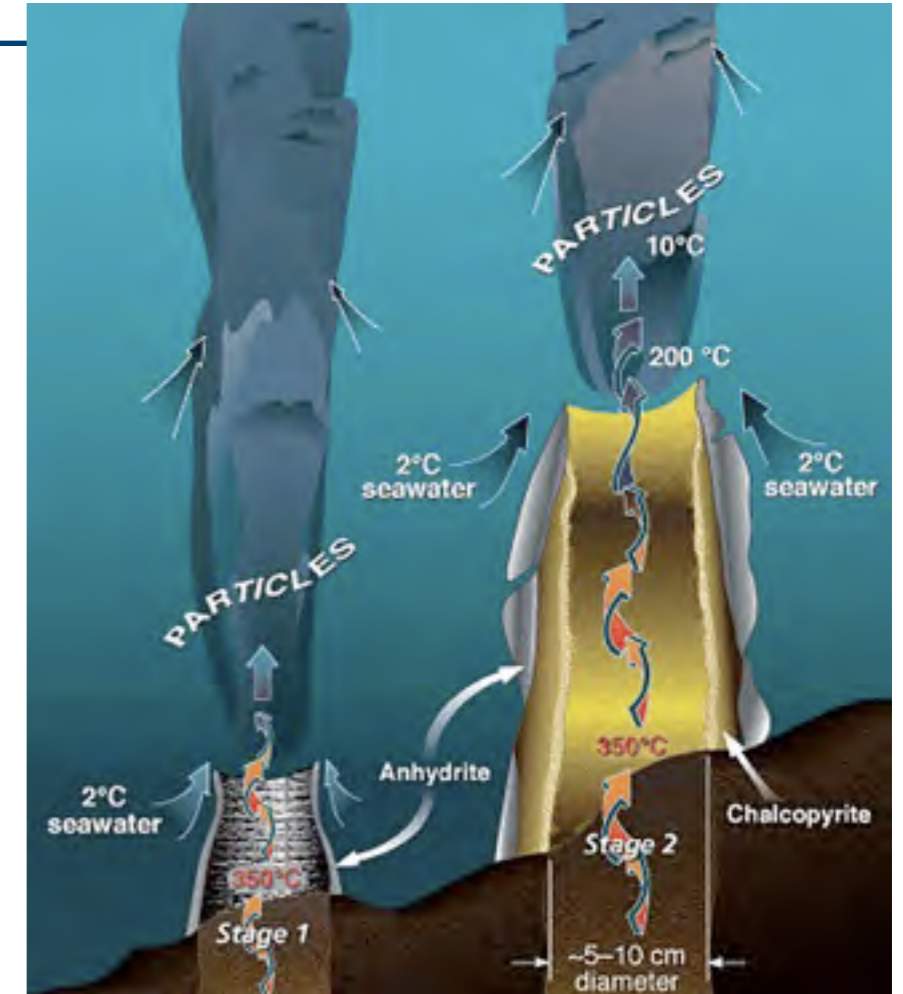
Wassertemperaturen an Hydrothermalen Quellen erreichen Werte von 350°C.

Schwarze Raucher

Zweistufiges Entstehungsmodell:

1. Stufe: Heisse, kalzium-reiche Vent-Fluide vermischen sich turbulent mit kalten, sulfat- und kalziumreichen Meerwasser --> Ausfällung von Anhydrit kreisförmig um die Austrittsstelle. Metallsulfide und -oxide, die im Vent-Fluid transportiert werden, kondensieren während des Mischungsprozesses und bilden die schwarze ‚Wolke‘.

2. Stufe: Der Anhydritkranz bildet eine Oberfläche auf dem Kupfer-Eisen-Sulfide (Chalcopyrite) ausfallen. Advective und diffusive Mischung von Meerwasser und hydrothermalen Fluidkomponenten durch die poröse Wand führt zu Ablagerung von Zink, Kupfer, Eisen und Eisensulfiden und somit zu einer Verringerung der Porosität und zu einer Zunahme des Metallgehaltes des Schornsteins.



From WHOI, Oceanus, M. Tivey



From University of Delaware, G. Cary

Chemie an Vent-Systemen

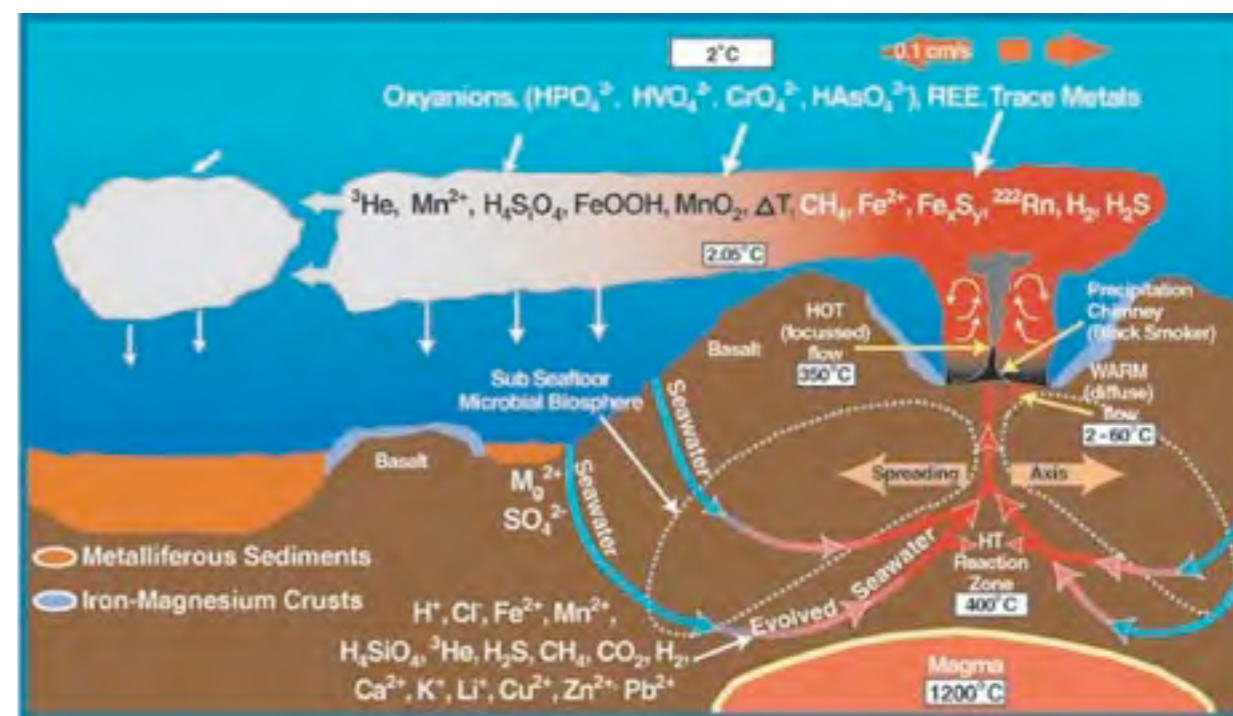
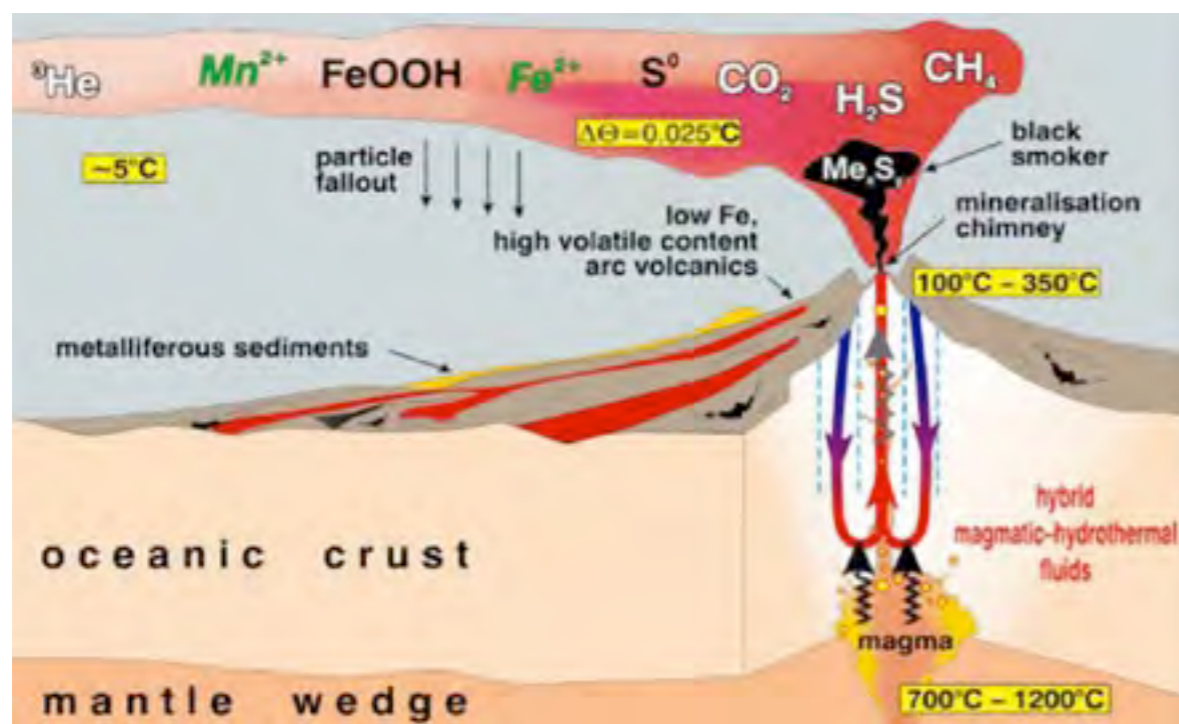
Hydrothermale Zirkulation und chemische Reaktionen zwischen Meerwasser und ozeanischer Kruste führen zu Bildung u. a. von:

Metallen:

Mangan, Magnesium, Kupfer, Zinn, Eisen

Gasen:

Helium, Wasserstoff, Methan, Wasserstoffsulfid, Kohlendioxid



Leben in der Tiefsee: Chemosynthese

Lebensformen und -gemeinschaften an hydrothermalen Tiefseequellen:

Muscheln, Schnecken, Würmer, Fische, Krebse, Krabben etc.

Chemosynthese: Stoffwechselfvorgang, bei dem die Energie zur Reduktion des Kohlendioxid aus der Oxidation anorganischer Verbindungen stammt. Mikroben (=Einzeller) nutzen die Oxidation von Schwefelwasserstoff für die Kohlenstoffassimilation

Symbiose:

Röhrenwurm *Riftia*. Seine Nahrung bezieht er ausschließlich durch die in seinem Körper lebenden Schwefelbakterien - der Bartenwurm hat noch nicht mal einen Mund oder Verdauungsorgane.

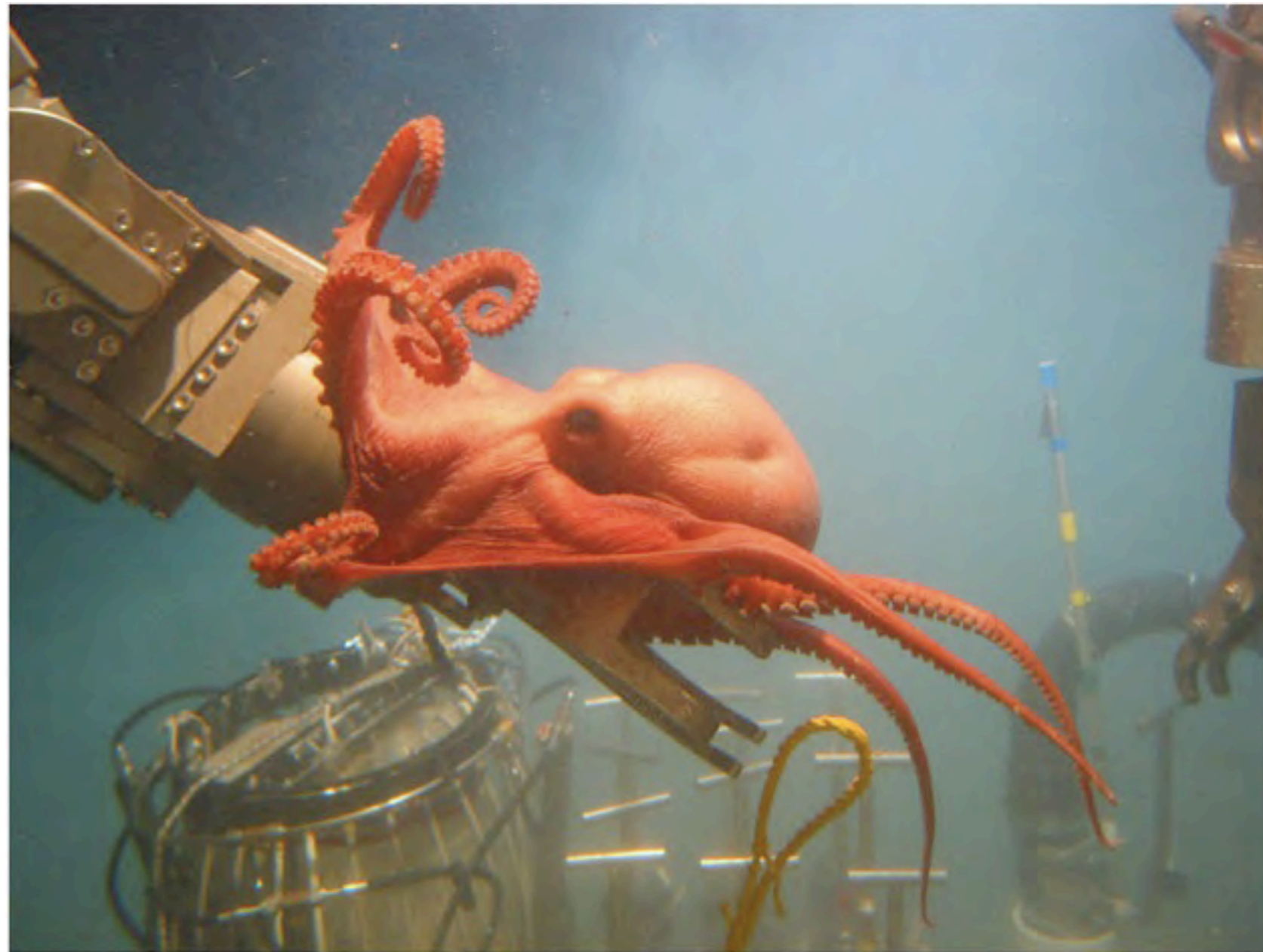
Muschelart *Calyptogena*: Schwefelbakterien in Kiemen. Sauerstoff und Kohlendioxid erhalten die Bakterien über das Wasser. Mit Sulfid versorgt die Muschel die Bakterien über eine Art Fuß, der direkt in die hydrothermalen Schlote oder schwefelreichen Sedimente ragt. Dort nimmt er Sulfid auf, der dann über den Kreislauf zu den Kiemen gelangt.



From VentureDeepOcean Website

Leben in der Tiefsee: neue Spezie

Neue Oktopus-Art, entdeckt in 2330 m Wassertiefe im Golf von Mexiko;
hängend am Greifarm des Tauchbootes Alvin



Courtesy of B. Strickrott und C. Fisher

Census of Marine Life: <http://www.coml.org/>