

Tektonik HS2015

Lithosphere Isostasy

Eduard Kissling & Jean-Pierre Burg

Interne und externe Kräfte an Lithosphäre

(Gründe und Wirkungen in Kombination zu Aufbau und Festigkeitsprofile der Lithosphäre)

Isostasie und Verhalten der ozeanischen Lithosphäre (Übung 1)

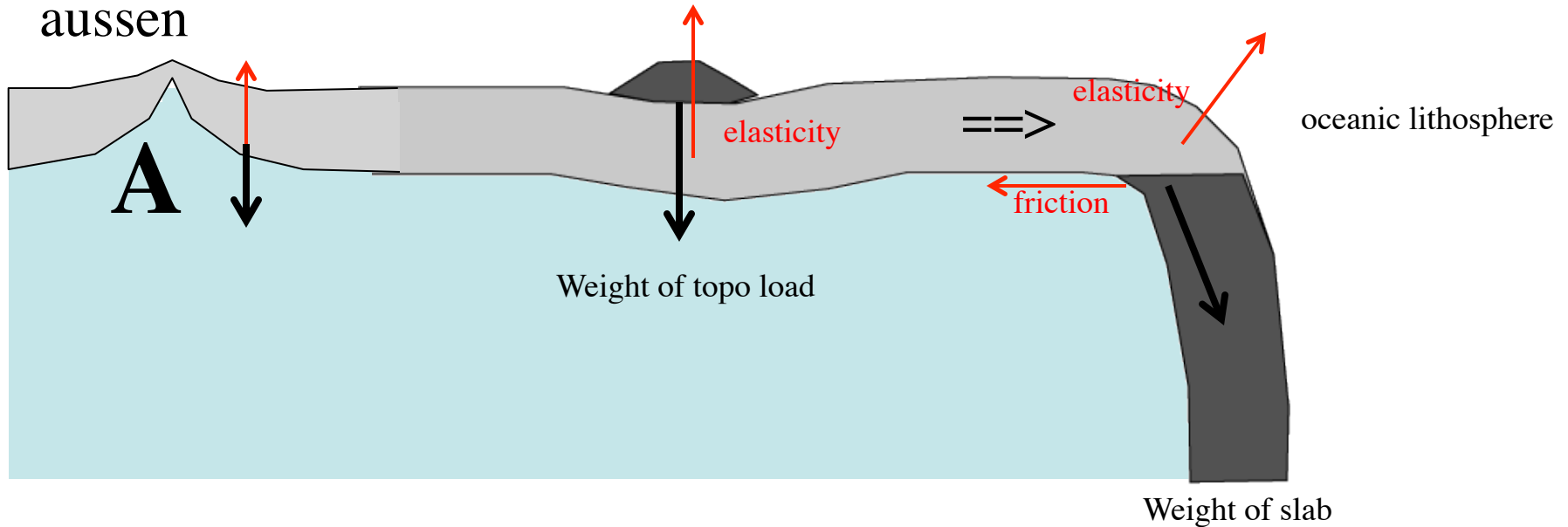
Auftrieb eines plume heads unter der Lithosphäre (Übung 2)

Isostasie der Alpen (Übung 3, zu Konvergenzsystemen)

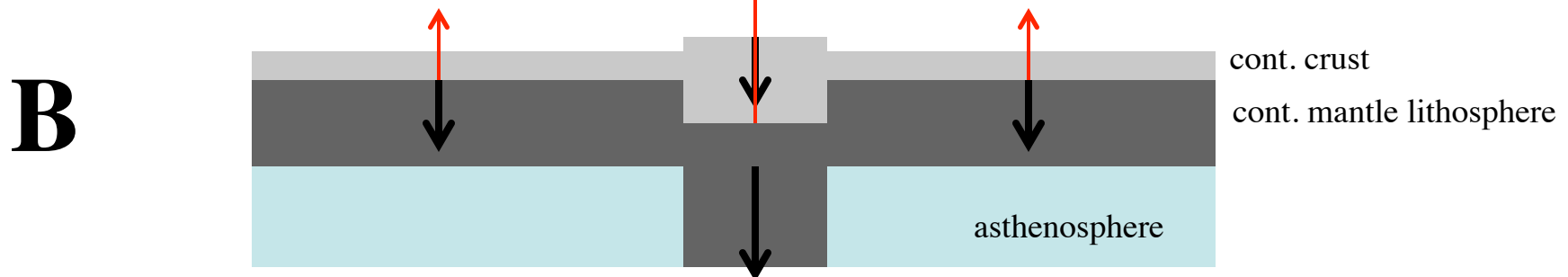
Primary forces acting on lithosphere

(Unterschiede Situation Plattenrand und Platteninneres beachten)

Gewicht und Auftrieb von Lithosphäre selbst und durch Lasten von aussen

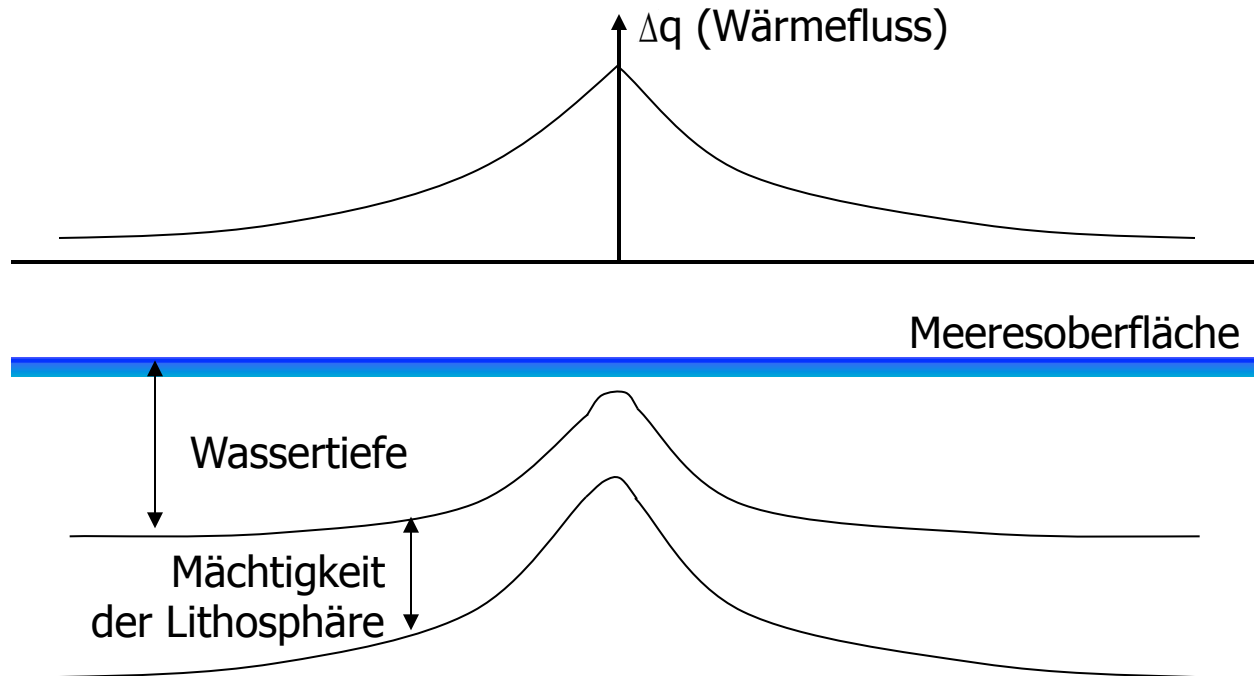


Auftrieb und Gewicht von verschiedenen Schichten der Lithosphäre führen zu internen (divergierenden) Kräften.



1: Gewicht und Auftrieb der ozeanischen Lithosphäre

Symmetrie um mittelozeanischen Rücken (MOR)



Mächtigkeit (km)	=	$10\sqrt{\text{Alter}(\text{Mio.J.})}$
Wassertiefe (m)	=	$2500 + 350\sqrt{\text{Alter}(\text{Mio.J.})}$
Wärmefluss (mW/m^2)	=	$350 * \frac{1}{\sqrt{\text{Alter}(\text{Mio.J.})}}$

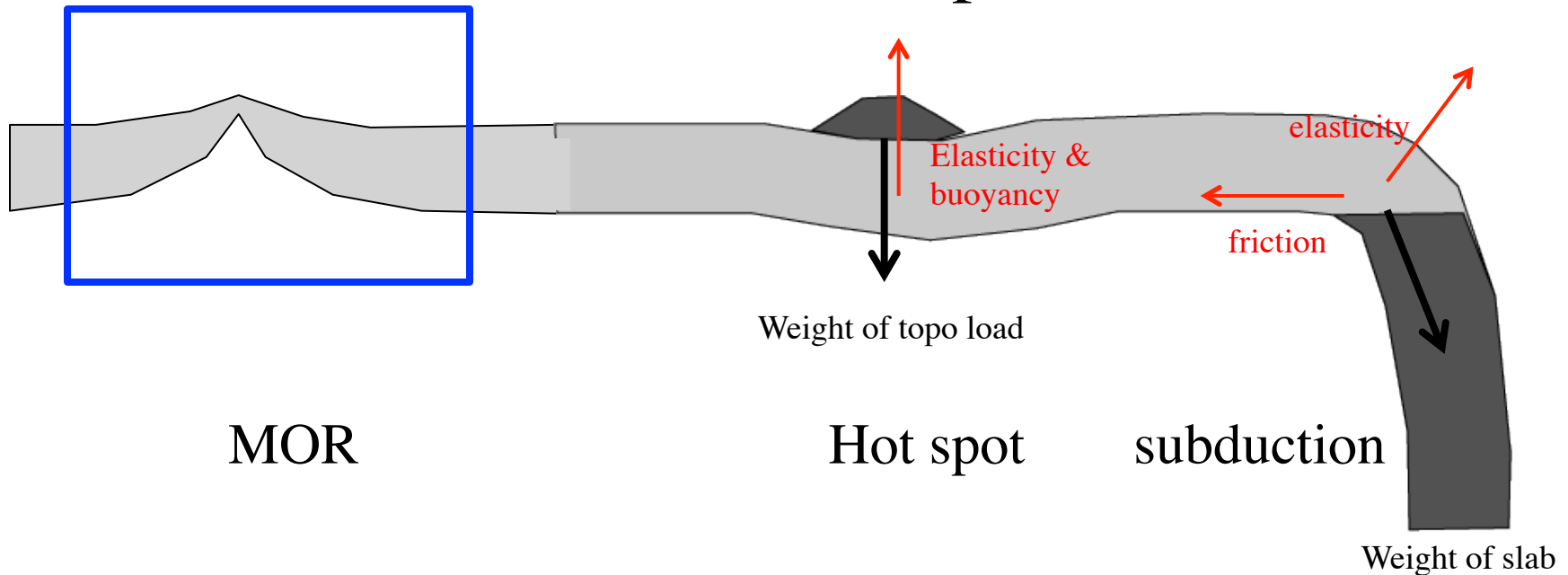
(Vgl. LV Dynamik der Erde I, Skript Geophysik, LV Lithosphäre)

Übung 1, Lithosphere Isostasy

aging of oceanic lithosphere

thickness, density, strength

=> Plate tectonic processes



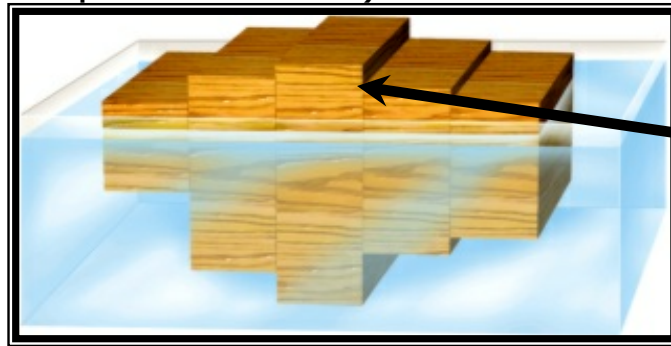
Airy-Heiskanen isostatisches Modell

Gewicht der topographischen Massen

=

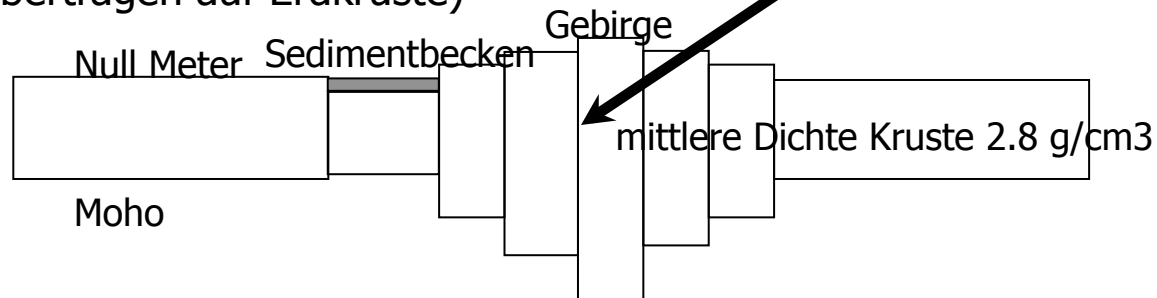
Auftrieb der Krustenwurzel

(Prinzip Eis in Wasser)



Blöcke, die sich vertikal verschieben können!

(übertragen auf Erdkruste)

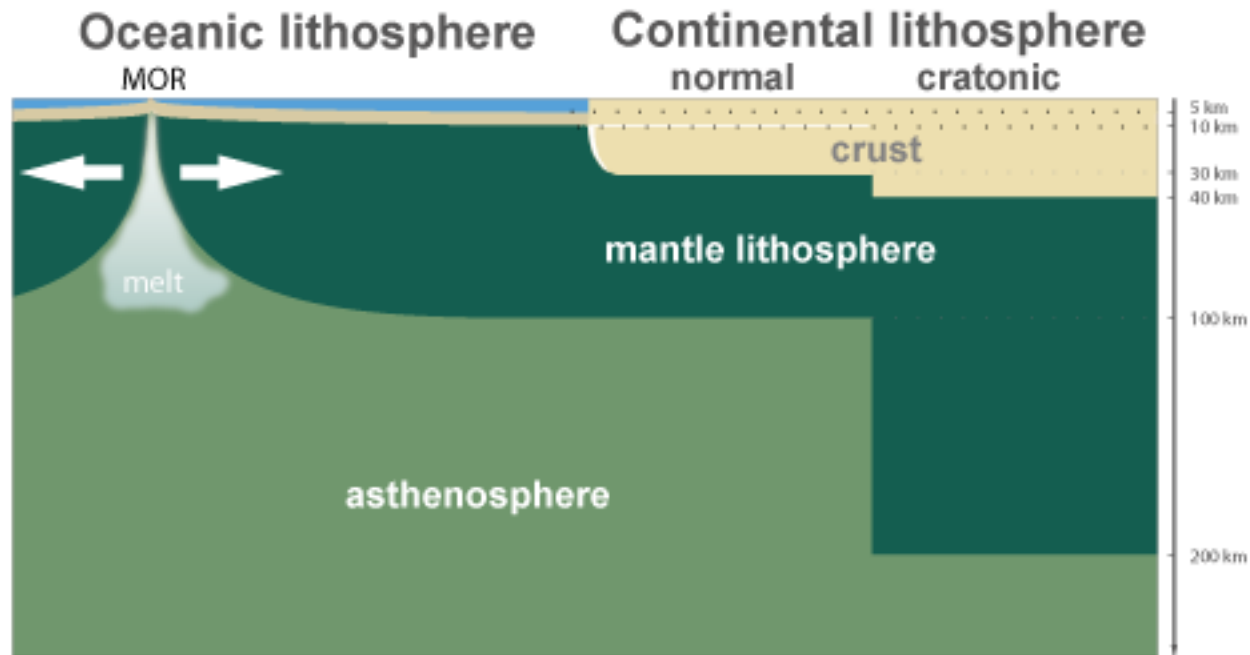


Verallgemeinertes isostatisches Modell für Lithosphäre schwimmend auf Asthenosphäre

Gewicht der Mantellithosphäre und der topographischen Massen

=

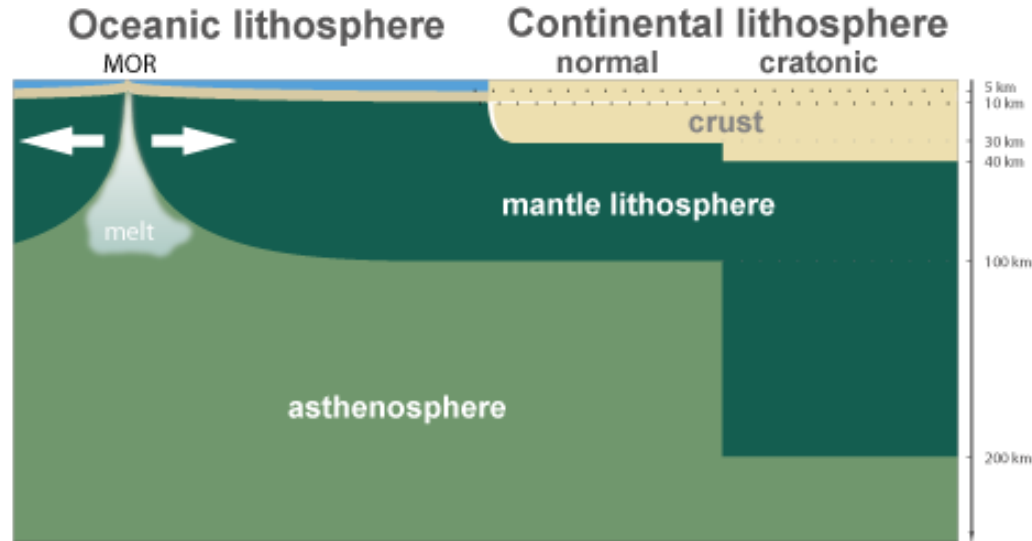
Auftrieb durch **Krustenschicht** und **Wasserschicht Ozean**



Gewicht der Mantellithosphäre und der topographischen Massen

=

Auftrieb durch Krustenschicht und Wasserschicht Ozean

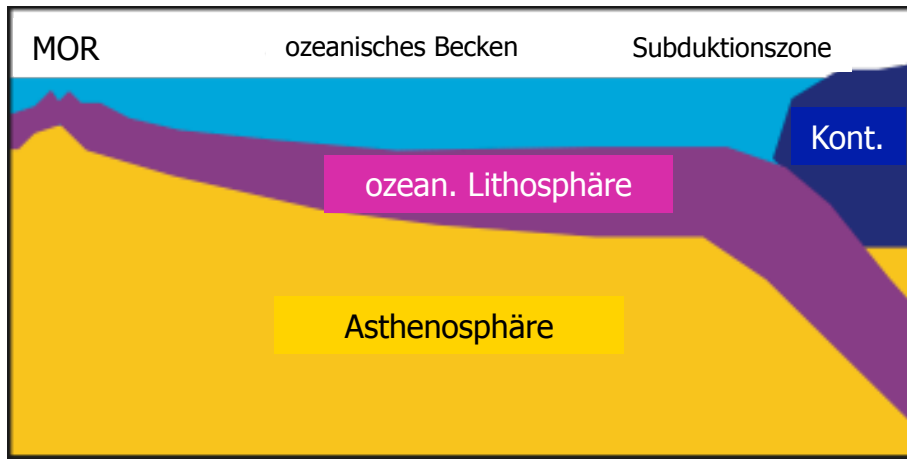


densities (g/cm³): crust -oceanic 2.90 -continental 2.85
 mantle lithosphere 3.30
 asthenosphere 3.25

$$\underline{z_{sea} \cdot (\rho_{sea} - \rho_A)} + \underline{z_c \cdot (\rho_c - \rho_A)} + \underline{z_{ml} \cdot (\rho_{ml} - \rho_A)} = 0 \quad \text{oceanic lithosphere}$$

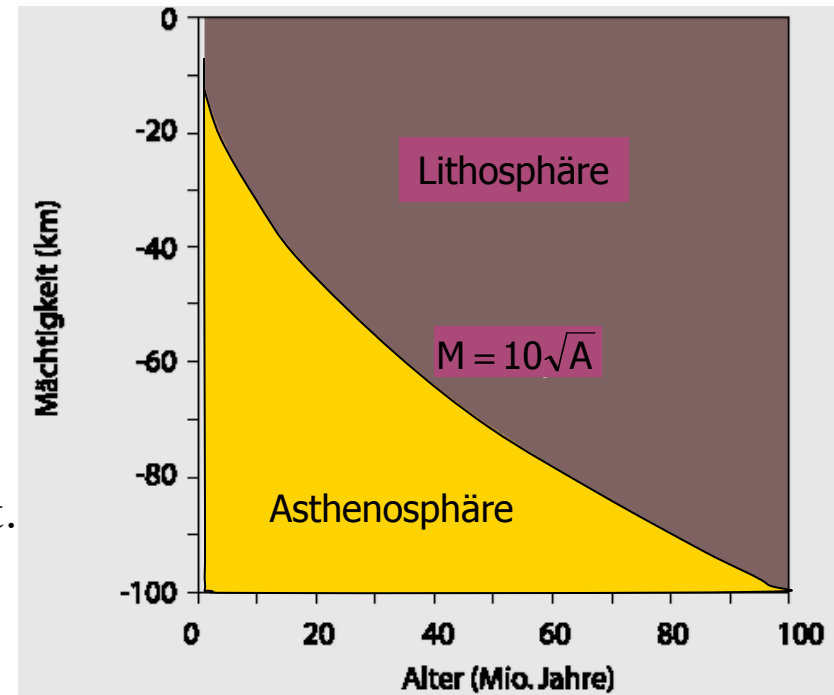
$$\text{continental lithosphere} \quad \underline{z_{topo} \cdot \rho_{topo}} + \underline{z_c \cdot (\rho_c - \rho_A)} + \underline{z_{ml} \cdot (\rho_{ml} - \rho_A)} = 0$$

Übung 1: Auftrieb der ozeanischen Lithosphäre (1)



Assume 5 km constant thickness of oceanic crust.

Dichte der Kruste	2.9
Dichte der Mantel-Lithosphäre	3.3
Dichte der Asthenosphäre:	3.25



1. Berechnen Sie die Dichte in Funktion des Alters der ozeanischen Lithosphäre
(calculate bulk lithosphere density as a function of their age)
2. Kommentieren Sie das Ergebnis im Hinblick auf den Auftrieb der ozeanischen Lithosphäre
(comment your result in the light of lithosphere buoyancy)

Übung 1: Auftrieb der ozeanischen Lithosphäre (2)

- *Zeichnen Sie die Entwicklung der Mächtigkeit der ozeanischen Lithosphäre vom MOR weg. Nehmen Sie an, dass die Mächtigkeit der ozeanischen Kruste am MOR 5km ist und anschliessend nicht mehr weiter zunimmt. Dagegen wächst die Dicke (D) der ozeanischen Mantellithosphäre gegen unten gemäss der Formel:*

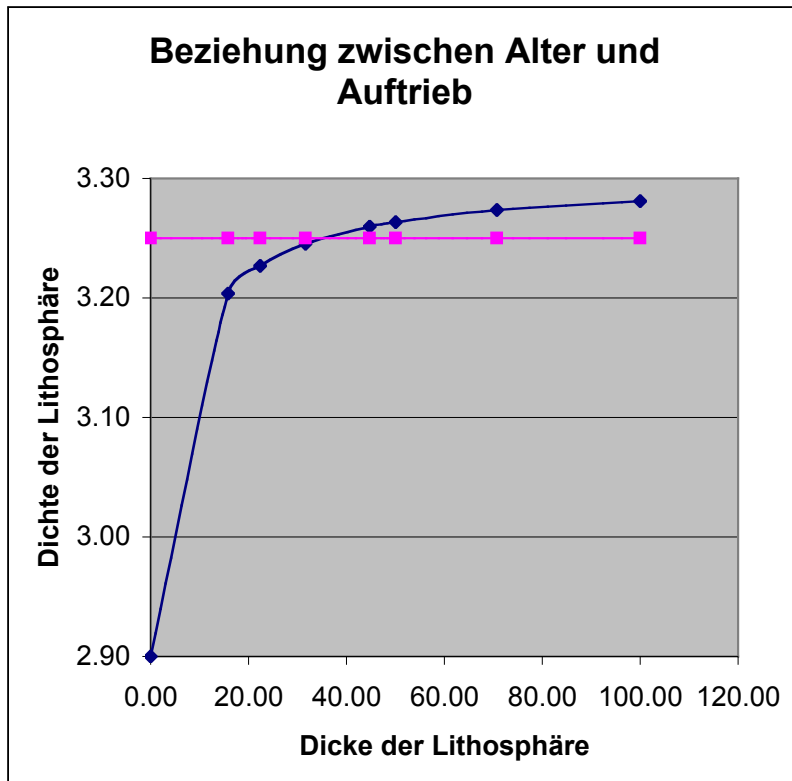
$$\text{Mächtigkeit Mantel-Lithosphäre (km)} = 10 \cdot \sqrt{\text{Alter in Mio Jahre}}$$

- *Berechnen Sie die Mächtigkeit und die mittlere Dichte der Lithosphäre für die Alter 2.5, 5, 10, 20 Ma. Verwenden Sie für die Dichte der ozeanischen Kruste den Wert 2900 kgm^{-3} und für die Mantellithosphäre den Wert 3300 kgm^{-3} . Bei welchem Alter und welcher Mächtigkeit erreicht die ozeanischen Lithosphäre dieselbe mittlere Dichte wie die Asthenosphäre (3250 kgm^{-3})? Kommentieren Sie dieses Resultat.*

Resultat Übung 1: Aging oceanic lithosphere

Verhältnis zwischen Alter und mittlere Dichte der ozeanischen Lithosphäre

Alter (in Ma)	Dicke der Mantel-Lithosphäre (in km)	Verhältnis Kruste/ Mantel (5km ozean. Kruste)	Dichte der Lithosphäre (in g / cm ³)	Dichte der Asthenosphäre	Gesamtmächtigkeit Lithosphäre (in km) (inkl. 5km oz. Kruste)
0	0.00	1.00	2.90	3.25	5.00
2.5	15.81	0.32	3.20	3.25	20.81
5	22.36	0.22	3.23	3.25	27.36
10	31.62	0.16	3.25	3.25	36.62
20	44.72	0.11	3.26	3.25	49.72
25	50.00	0.10	3.26	3.25	55.00
50	70.71	0.07	3.27	3.25	75.71
100	100.00	0.05	3.28	3.25	105.00

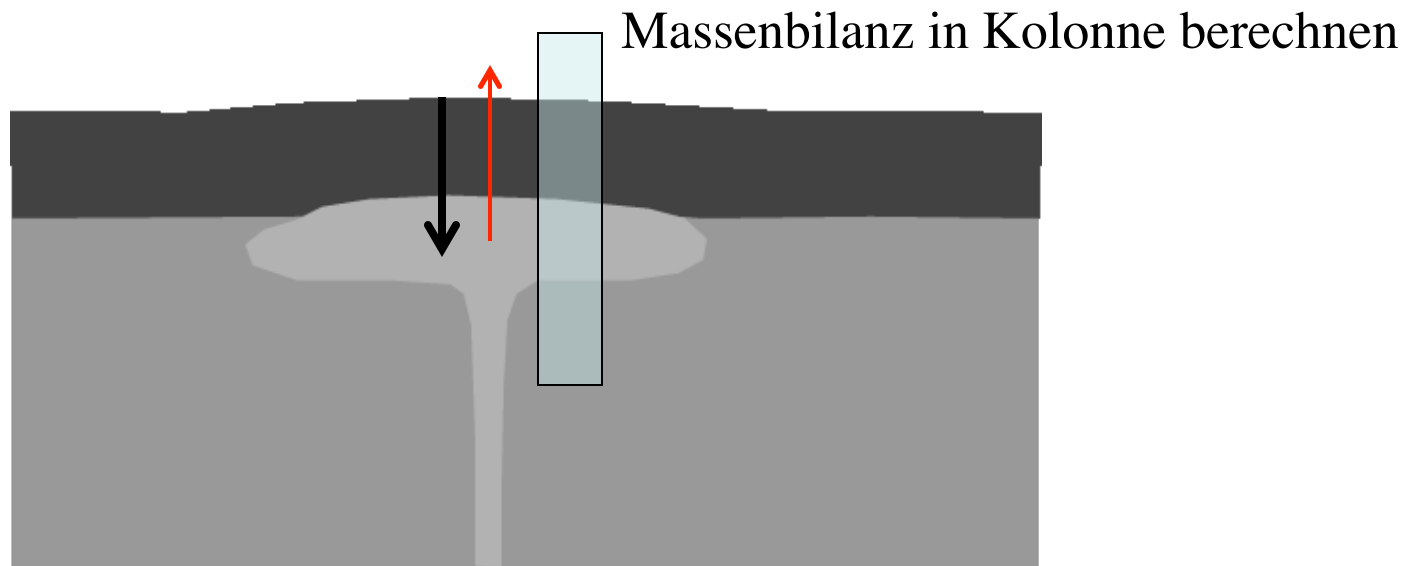


Welche Schlüsse kann man daraus ziehen?

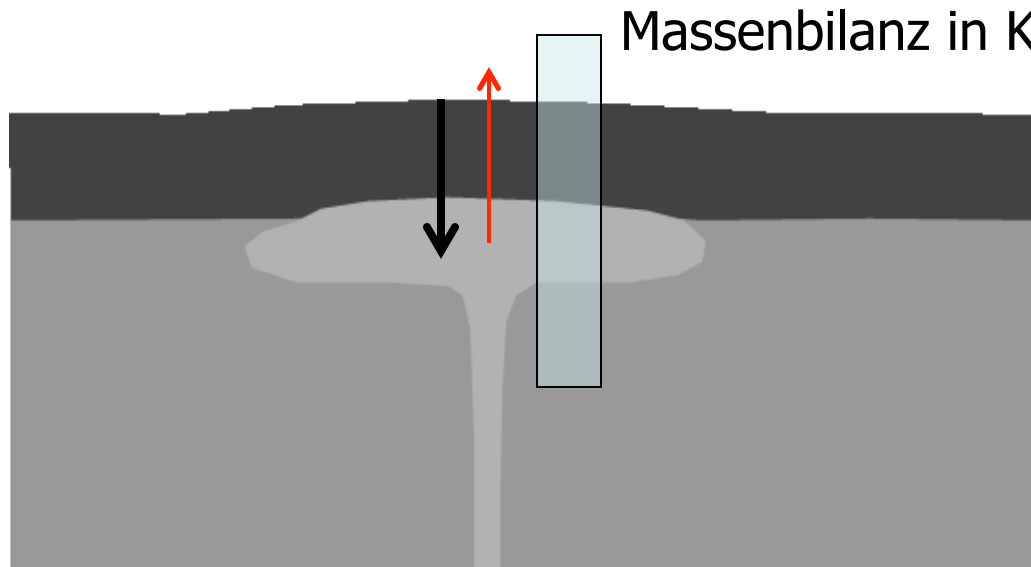
Übung 2, Lithosphäre Isostasy

Auftrieb durch Plumehead

Dichteunterschiede in der Asthenosphäre



Auftrieb durch Plumehead



Massenbilanz in Kolonne berechnen

Vereinfachen:

Topographisches Gewicht



mit

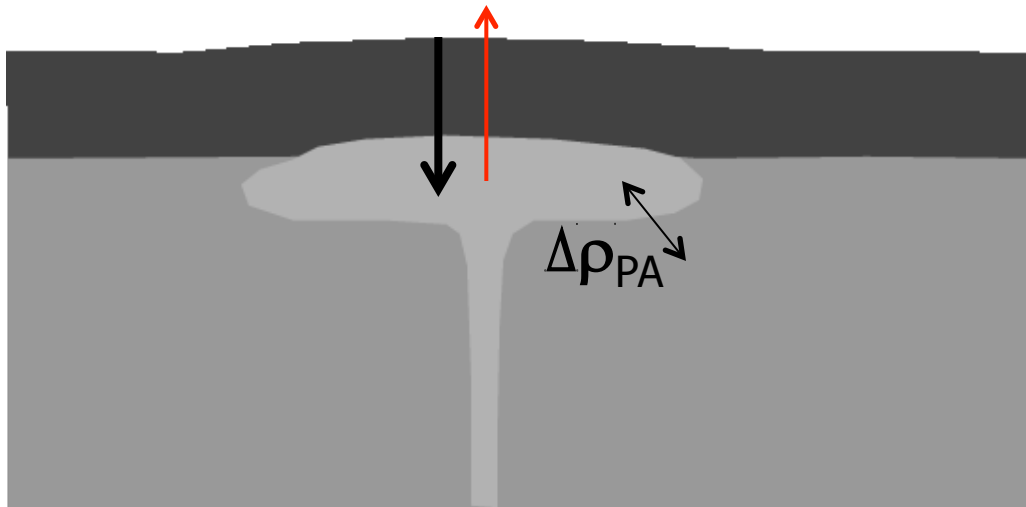
Auftrieb Asthenosphäre



vergleichen

Übungsaufgabe: Berechnen Sie die topographische Höhe einer 100km mächtigen Lithosphärenplatte als Folge eines darunterliegenden (um 270 °C heisseren) Plumeheads von 80km Mächtigkeit

Übungsaufgabe: Berechnen Sie die topographische Höhe einer 100km mächtigen Lithosphärenplatte als Folge eines darunterliegenden (um 270 °C heisseren) Plumeheads von 80km Mächtigkeit



Topographisches Gewicht
 $= \rho_{\text{topo}} * \text{Höhe (km)}$



Auftrieb Plumehead
 $= \Delta\rho_{\text{PA}} * \text{Mächtigkeit (km)}$



Dichte des Plumehead-Materials

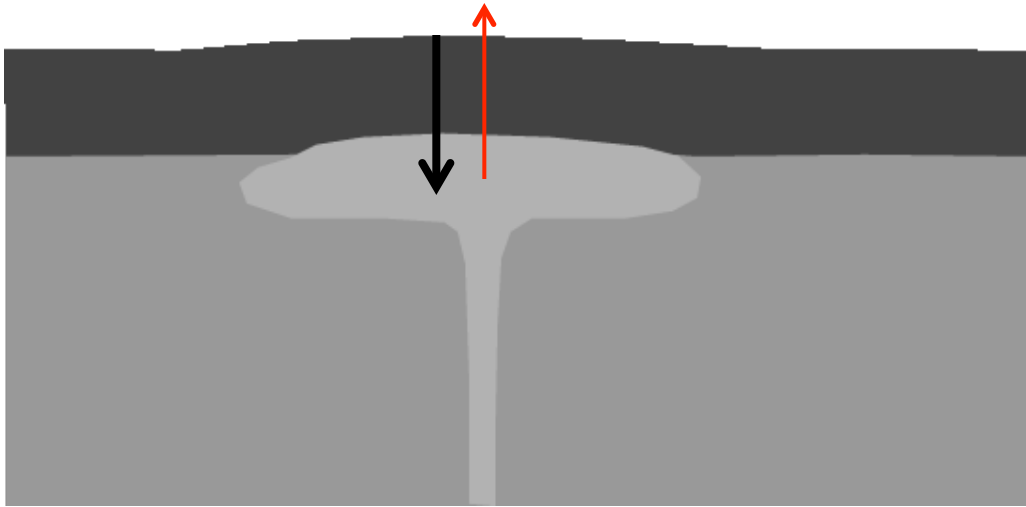
$$-\Delta\rho_{\text{PA}} = \rho_{\text{astheno}} - \rho_{\text{plumehead}} = \rho_{\text{astheno}} * a_{\text{vol}} * (\text{Temp}_{\text{PH}} - \text{Temp}_{\text{A}})$$

$$a_{\text{vol}} = \text{ca. } 3 * 10^{-5} / ^\circ\text{K}$$

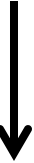
$$\Delta\rho_{\text{PA}} = \rho_{\text{astheno}} * a_{\text{vol}} * 100^\circ\text{C} = -0.01 \text{g/cm}^3$$

Für Temp.diff 100°C

Übungsaufgabe: Berechnen Sie die topographische Höhe einer 100km mächtigen Lithosphärenplatte als Folge eines darunterliegenden (um 270 °C heisseren) Plumeheads von 80km Mächtigkeit



Topographisches Gewicht
 $= \rho_{\text{topo}} * \text{Höhe (km)}$



Auftrieb Plumehead
 $= \Delta\rho_{\text{PA}} * \text{Mächtigkeit (km)}$



Lösung Übung 2: Topo. Höhe (km) = $\Delta\rho_{\text{PA}} * \text{plumehöhe (km)} / \rho_{\text{topo}}$

$$\text{Topo. Höhe} = \Delta\rho_{\text{PA}} / 2.70 * 80\text{km} = \text{ca. 800 Meter}$$

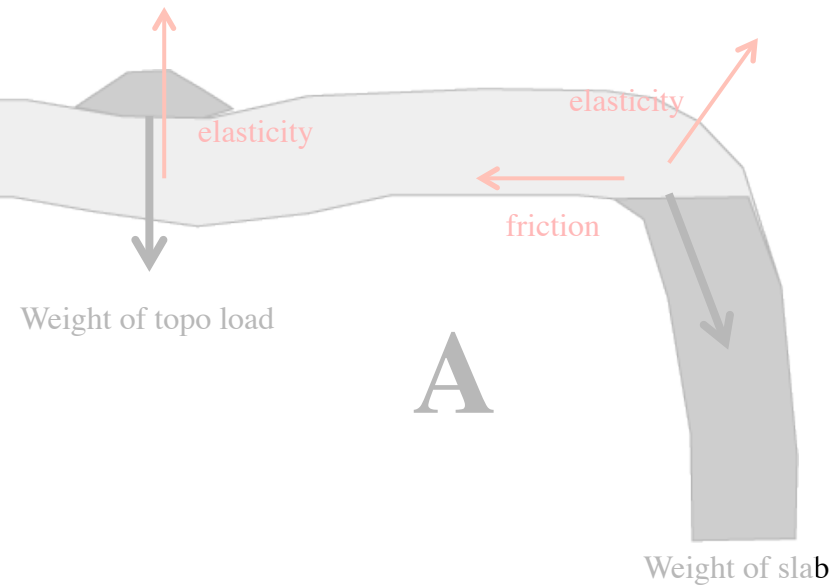
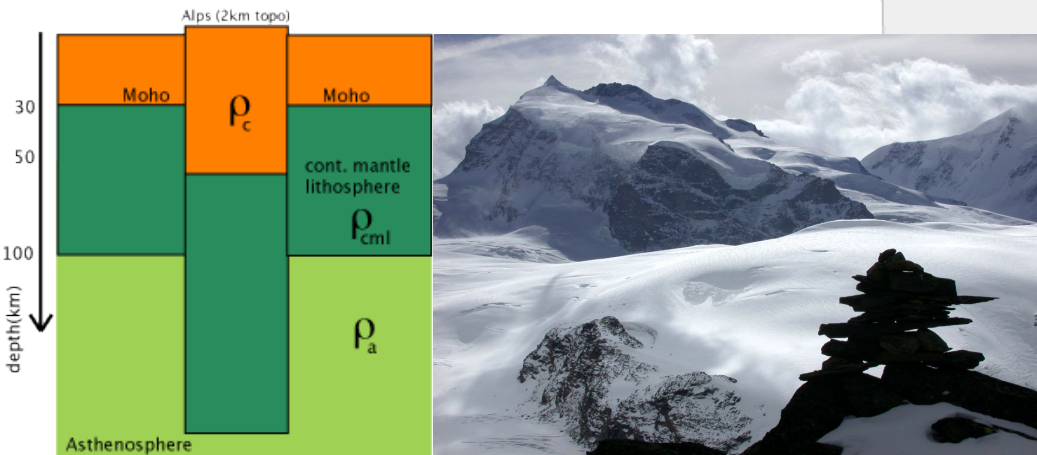
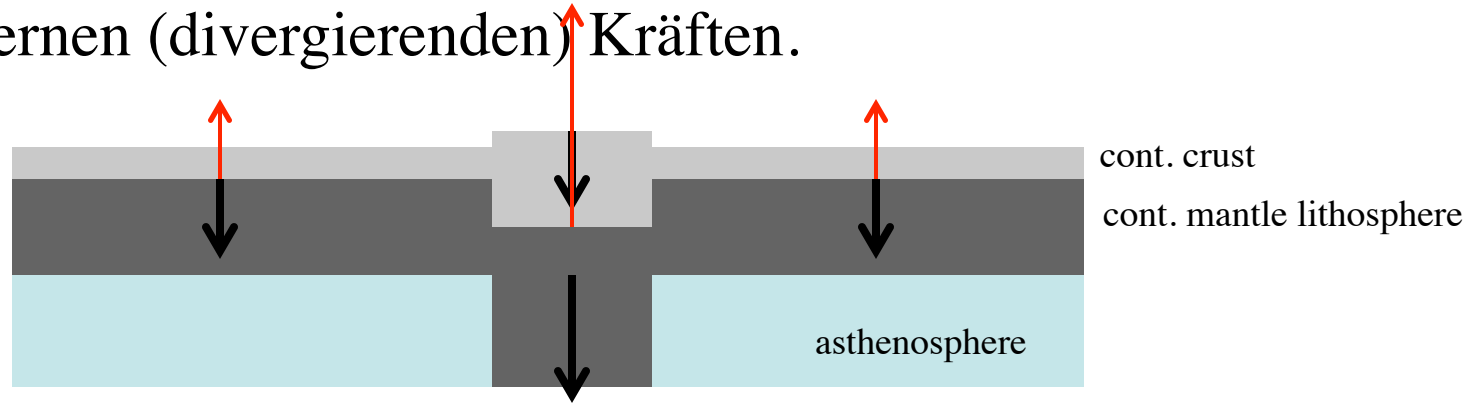
$$\Delta\rho_{\text{PA}} (100^\circ\text{C}) = -0.01\text{g/cm}^3 \quad \Rightarrow \quad \Delta\rho_{\text{PA}} (270^\circ\text{C}) = -0.027\text{g/cm}^3$$

$$\rho_{\text{topo}} = 2.70\text{g/cm}^3$$

Lithosphere Isostasy

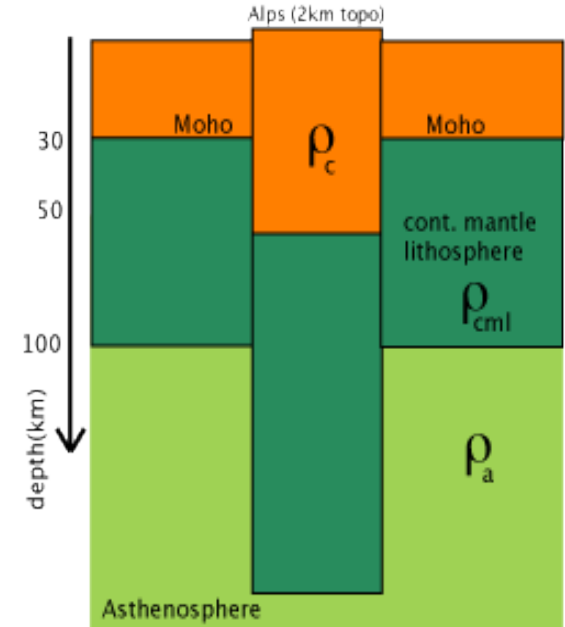
Auftrieb und Gewicht von verschiedenen Schichten der Lithosphäre führen zu internen (divergierenden) Kräften.

B

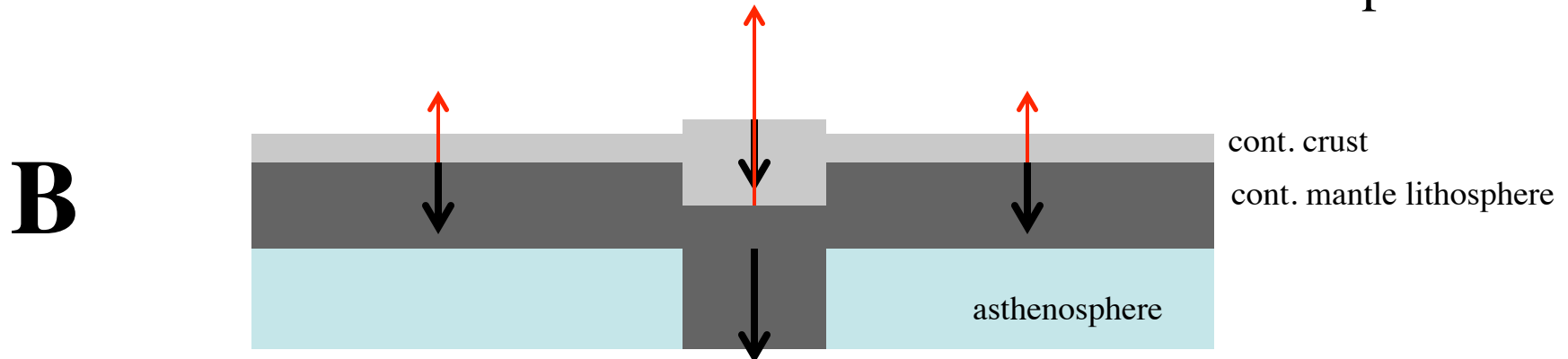


Übung 3, Lithosphere Isostasy

Thema «Isostasie der Alpen»
(Tektonik von Konvergenzsystemen)

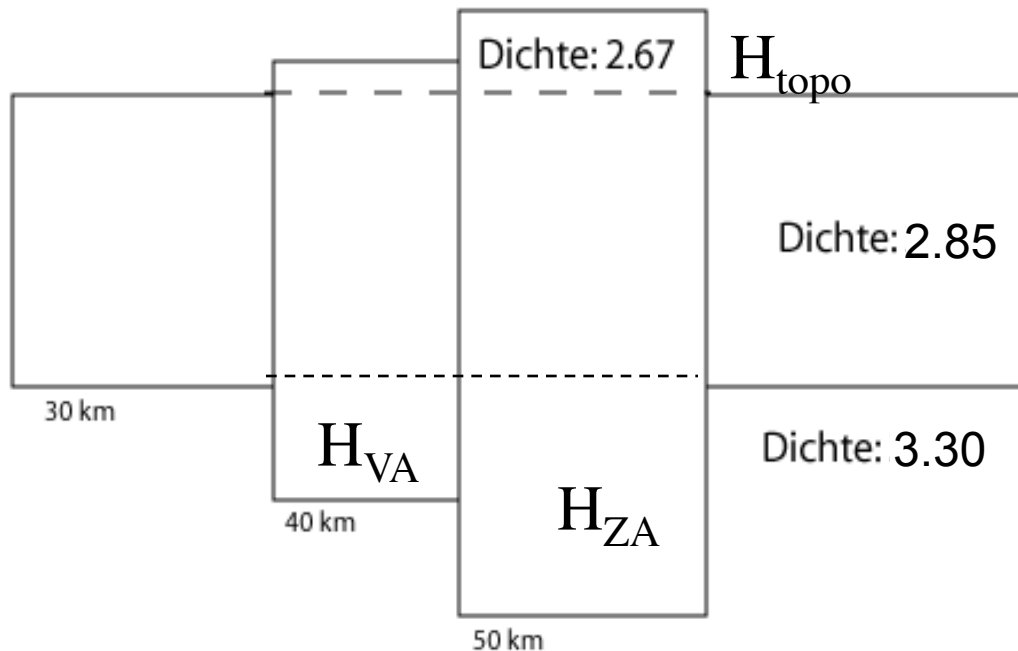


Auftrieb und Gewicht von verschiedenen Schichten der Lithosphäre



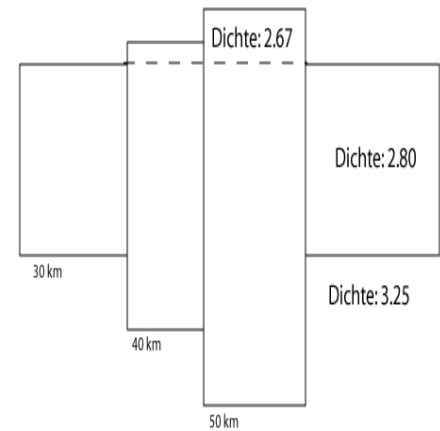
Übung 3: Isostasie der Alpen, Frage 1

Die Zentralalpen haben eine approx. Krustenwurzel (Mohotiefe) von 50km, die nördlichen Voralpen eine solche von 40km. **Berechnen Sie die durchschnittliche Höhe des Gebirges im Airy-Heiskanen-Gleichgewicht.**



Kommentieren Sie Ihren Befund.

Lösung zu Frage 1



Zentralalpen:

$$\rho_{\text{topo}} * H_{\text{topo}} = \Delta\rho * H_{\text{wurzel}} = 0.45 \text{ (g/cm}^3\text{)} * 20 \text{ (km)}$$

$$H_{\text{topo}} = 0.45 * 20 / 2.67 \text{ (km)} = 3.37 \text{ km (ca. 3400m)}$$

N-Voralpen:

$$\Rightarrow H_{\text{topo}} = \text{ca. 1700m}$$

Wie hoch sind die Alpen?



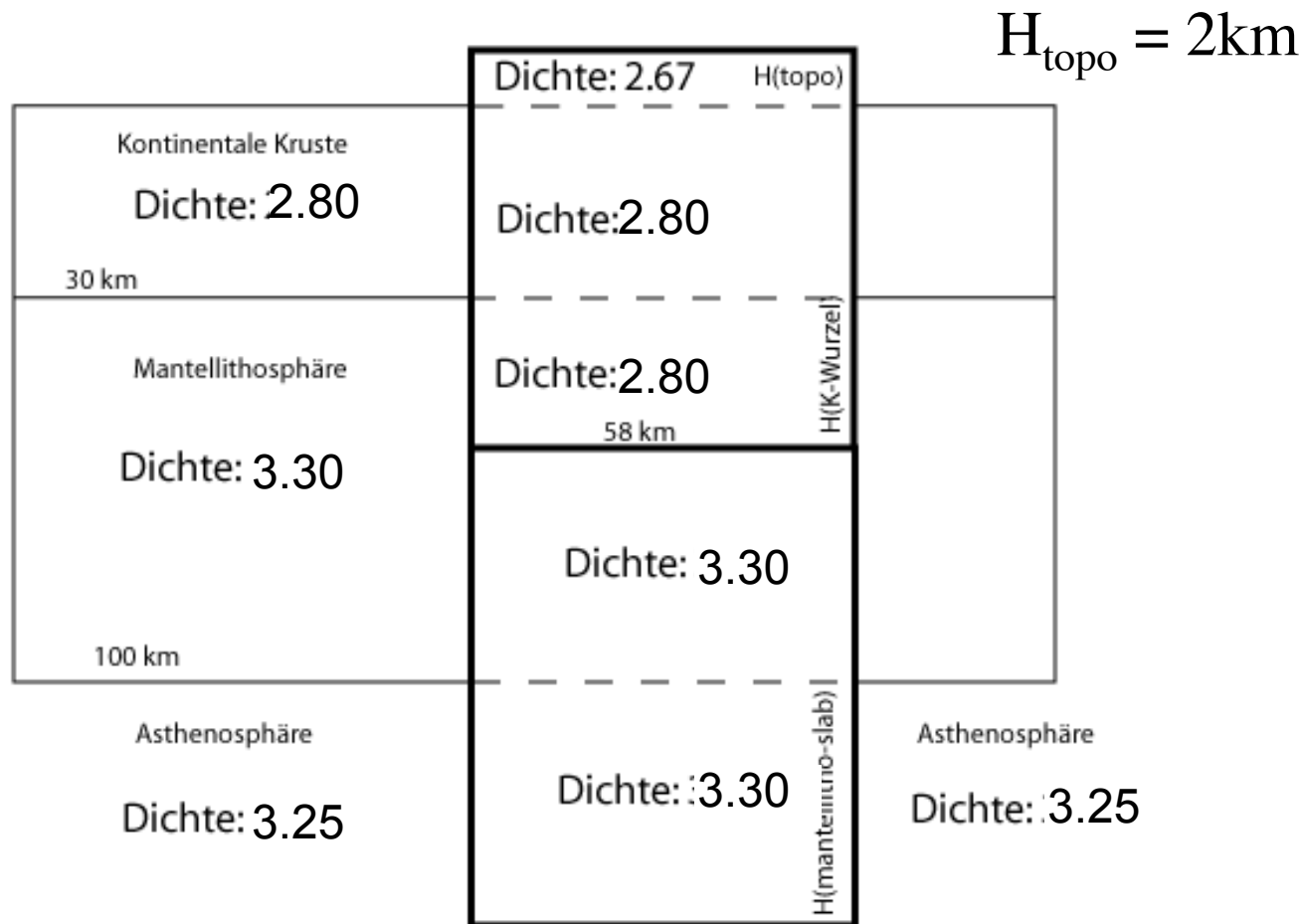
Approximately 2km topographic mass

Kommentar:

Zentralalpen sind stark aus dem Airy-Heiskanen-isostatischen Gleichgewicht. Berge sind viel zu niedrig für die grosse Krustenwurzel!
Dies gilt auch -aber in geringerer Masse- für die nördlichen Voralpen.

Übung 3: Isostasie der Alpen, Frage 2

Berechnen Sie die Länge des Lithosphärenslabs unter den Zentralalpen für isostatisches Gleichgewicht.



Lösung zu Frage 2

$$1 \quad \rho_{\text{topo}} * H_{\text{topo}} + \Delta\rho_{\text{ML-A}} * H_{\text{slab}} = \Delta\rho_{\text{K-A}} * H_{\text{Krustenwurzel}}$$

$$H_{\text{topo}} = 2\text{km}$$

$$H_{\text{Krustenwurzel}} = 28\text{km}$$

$$\rho_{\text{topo}} = 2.67\text{g/cm}^3 \quad \Delta\rho_{\text{ML-A}} = 0.05\text{g/cm}^3 \quad \Delta\rho_{\text{K-A}} = 0.45\text{g/cm}^3$$

$$2 \quad 2.67 * H_{\text{topo}} + 0.05 * H_{\text{slab}} = 0.45 * H_{\text{Krustenwurzel}}$$

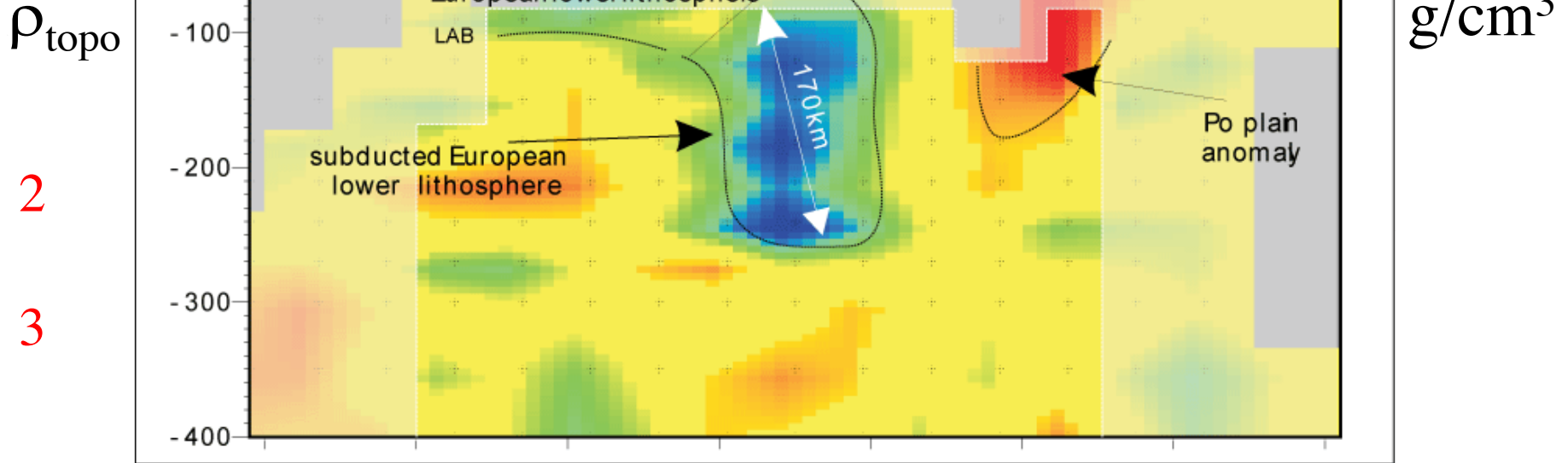
$$3 \quad 0.05 * H_{\text{slab}} (\text{km}) = 0.45 * 28 - 2.67 * 2$$

$$H_{\text{slab}} (\text{km}) = (0.45 * 28 - 2.67 * 2) / 0.05 = (12.6 - 5.34) * 20 \\ = 7.26 * 20 = \text{ca. } 145 \text{ km}$$

Lösung zu Frage 2

1

$$\rho_{\text{topo}} * H_{\text{topo}} + \Delta\rho_{\text{ML-A}} * H_{\text{slab}} = \Delta\rho_{\text{K-A}} * H_{\text{Krustenwurzel}}$$

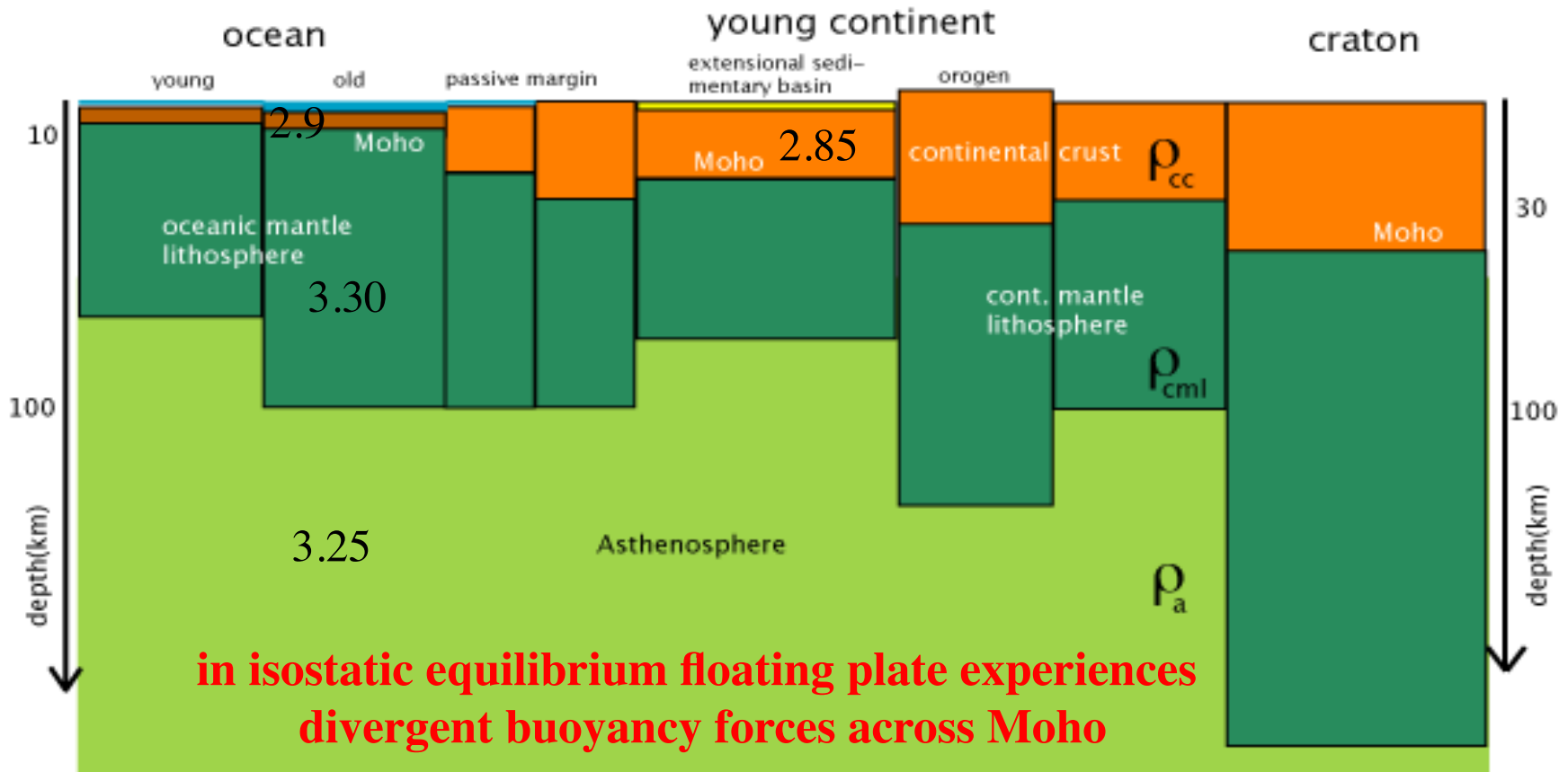


$$H_{\text{slab}} \text{ (km)} = (0.45 * 28 - 2.67 * 2) / 0.05 = (12.6 - 5.34) * 20$$

$$= 7.26 * 20 = \text{ca. } 145 \text{ km}$$

Lithosphere isostasy: nearly same mass in every column of 300km

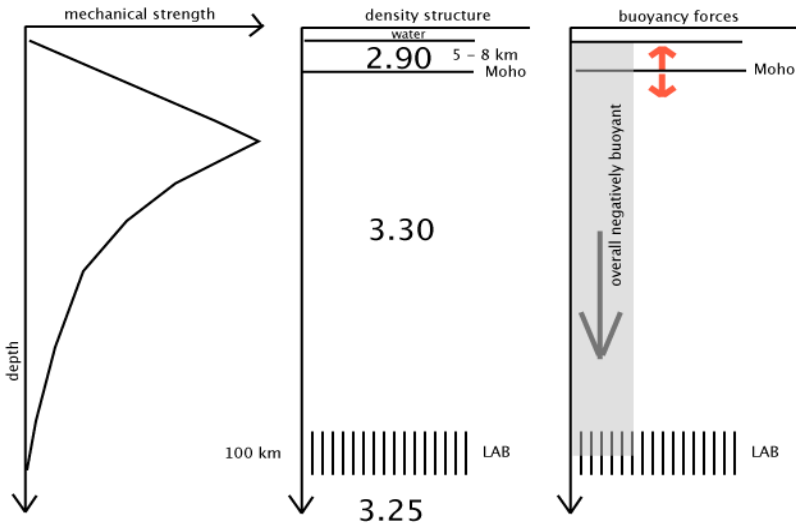
On continents: crustal root compensates surface topography and mantle lithosphere loads



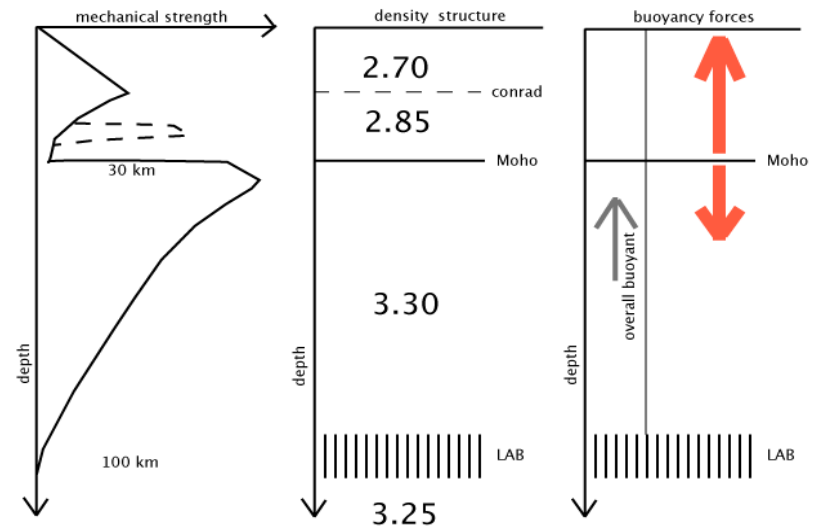
Auftrieb und Gewicht von verschiedenen Schichten der Lithosphäre führen zu internen (divergierenden) Kräften.

Lithosphere isostasy and mechanics (1)

Mature oceanic lithosphere



Young continental lithosphere



For oceanic lithosphere: single mechanically strong layer!

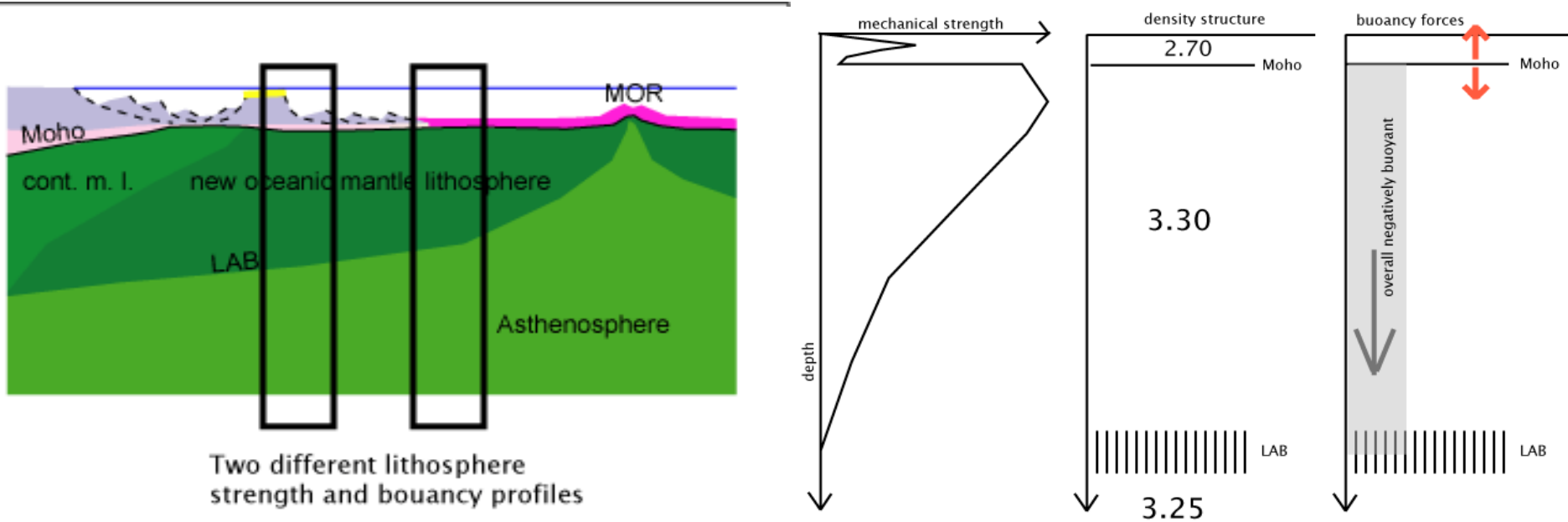
For continental lithosphere: weak point at Moho levels!

**=> subduction of oceanic lithosphere as single plate,
=> delamination of continental lithosphere in subduction**

delamination of crust from mantle lithosphere (Bird 1979)

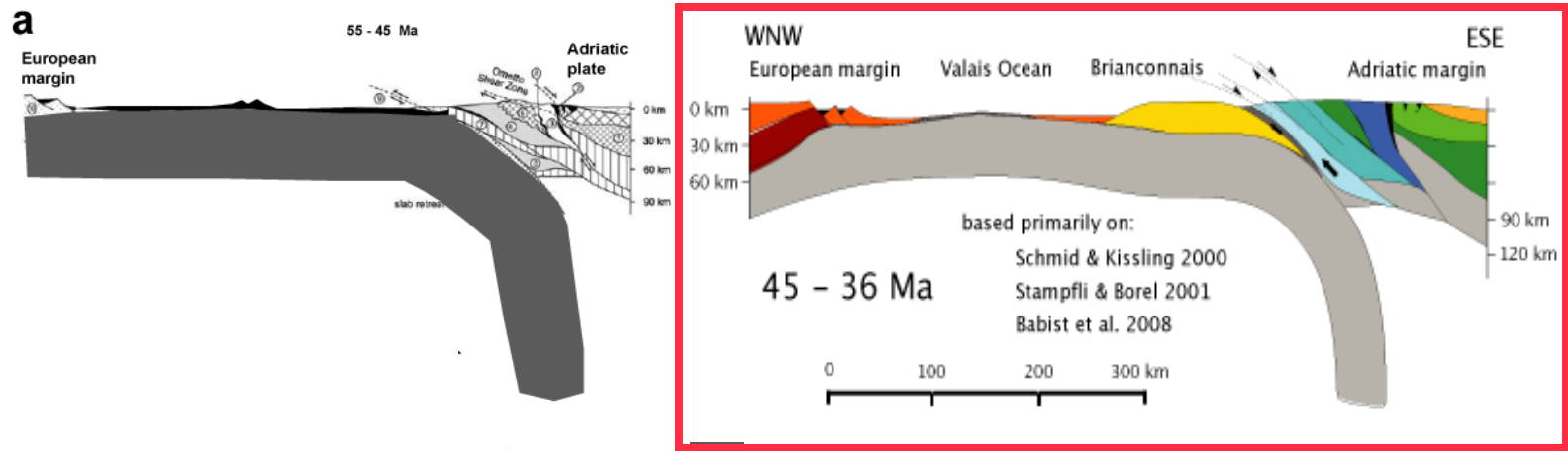
Lithosphere isostasy and mechanics (2)

Opening of Piemont ocean



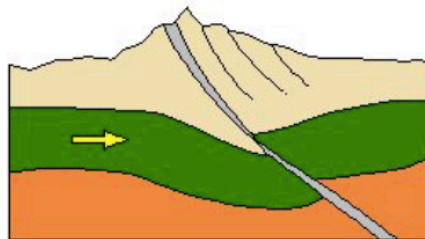
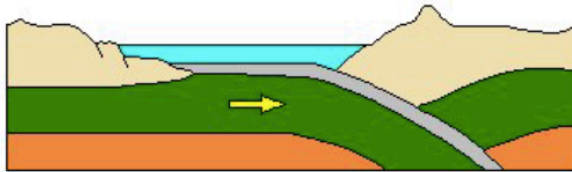
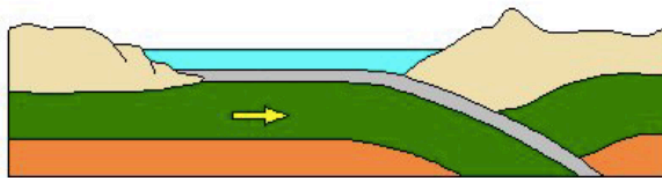
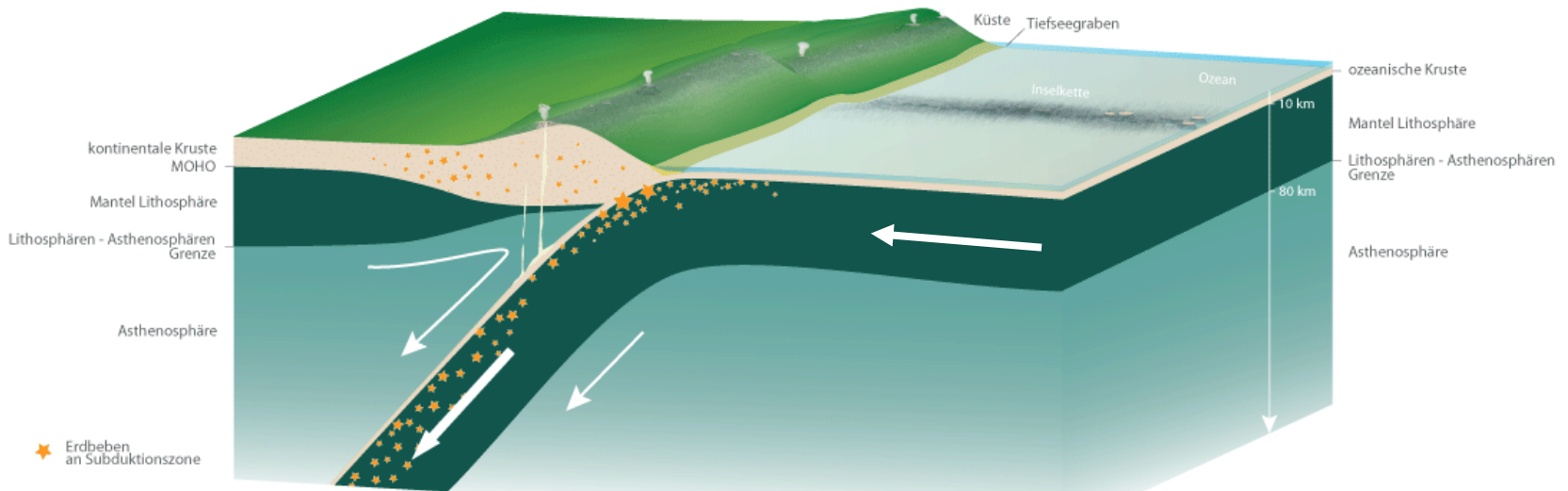
Strongly extended formerly continental lithosphere (Penninic nappes, Brianconnais domain etc.): strongly thinned lower continental crust, pieces of upper continental crust overlying newly formed (oceanic) mantle lithosphere => locally strong divergent buoyancy forces across Moho, easily detached in subduction and **exhumed as nappes.**

Subduction of Piemont ocean: the story told by Sesia nappes

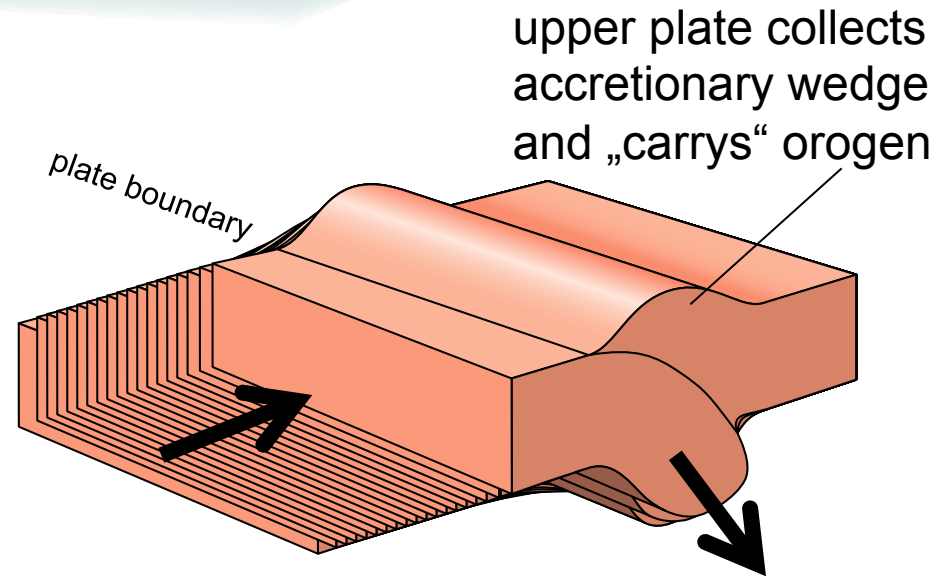


Piemont slab roll back and N to NW movement of Adria

Normal subduction and collision

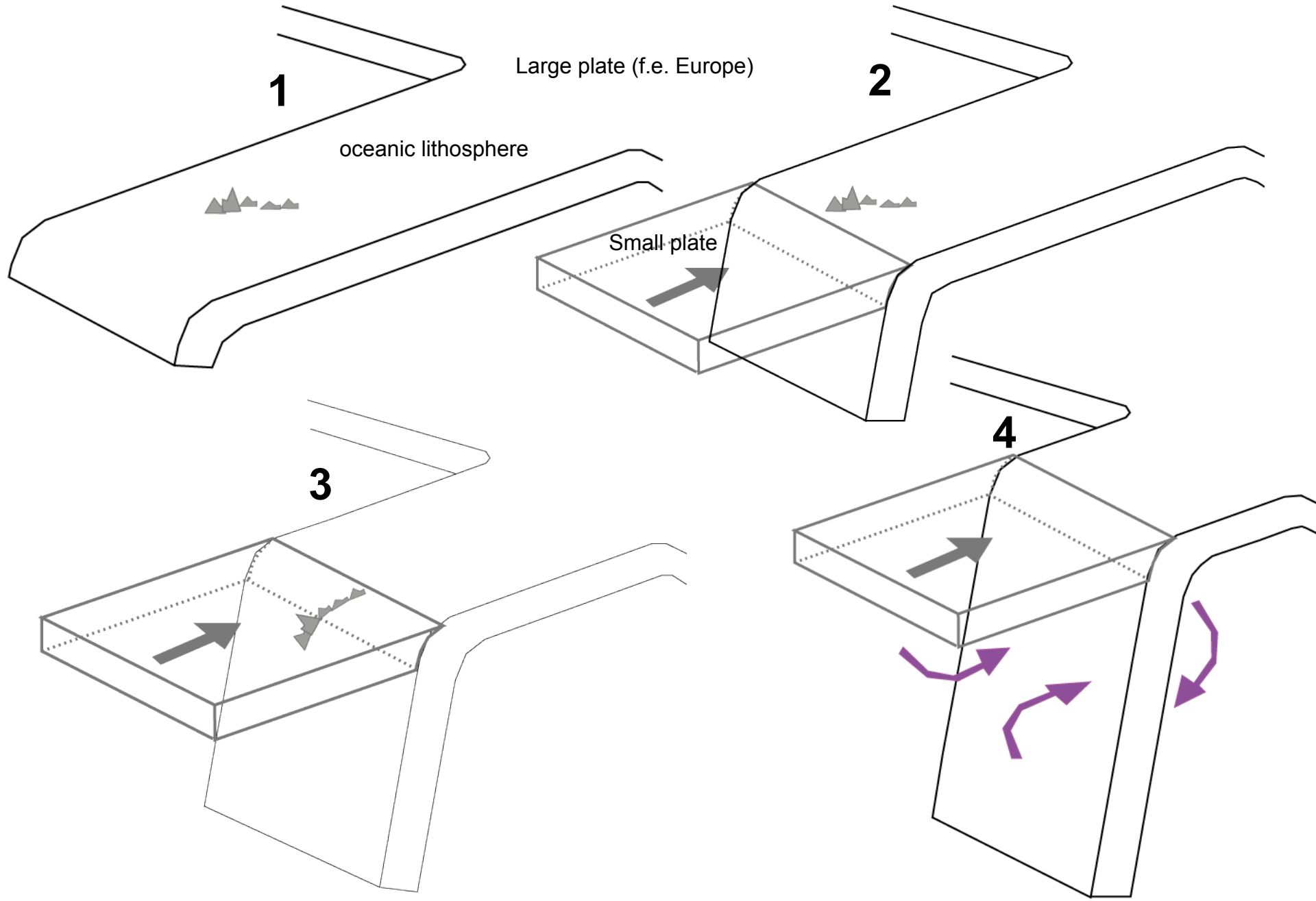


subduction
and
collision

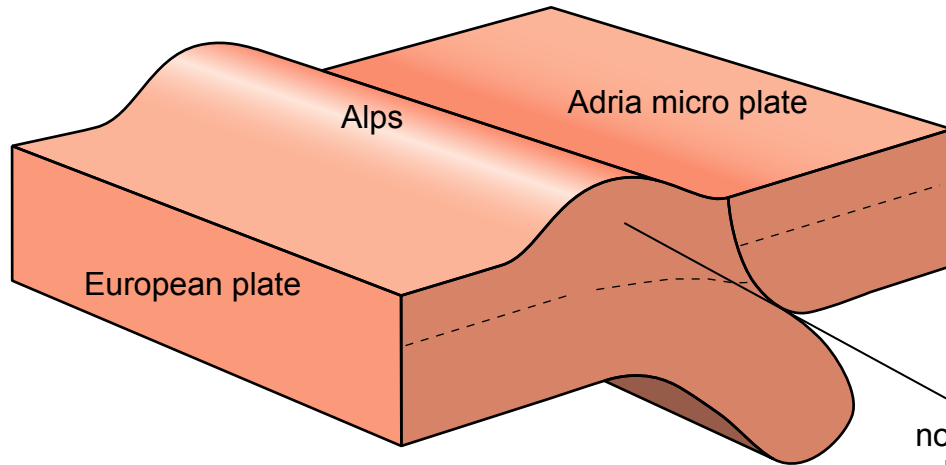


lower plate moves toward trench as it subducts

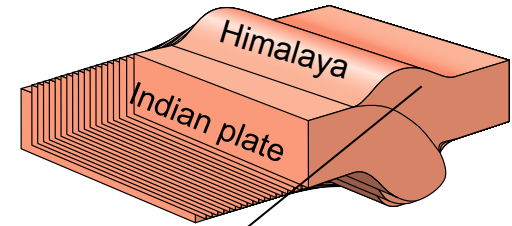
Roll-back subduction and collision



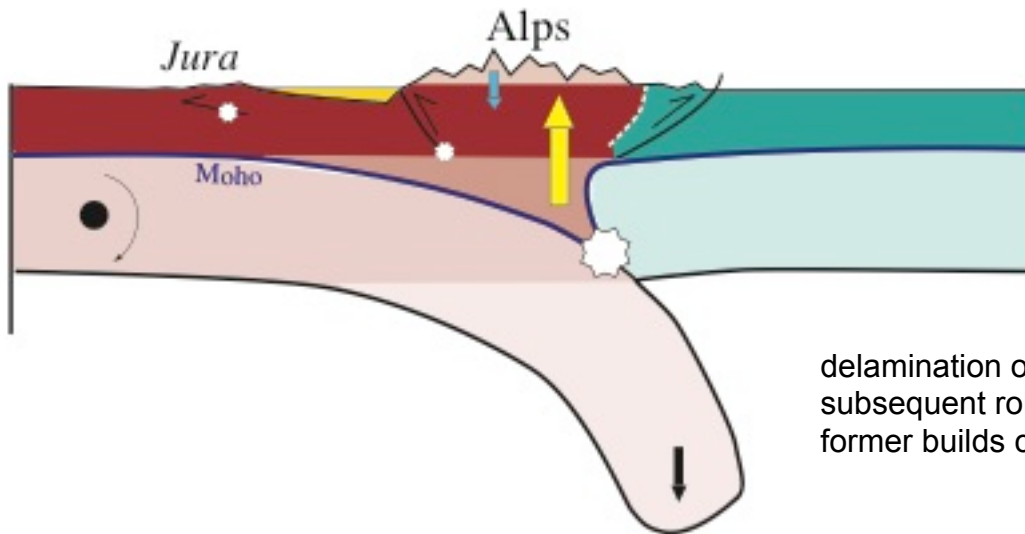
Alpine roll-back subduction-collision



Normal subduction-collision where India moves in and subducts

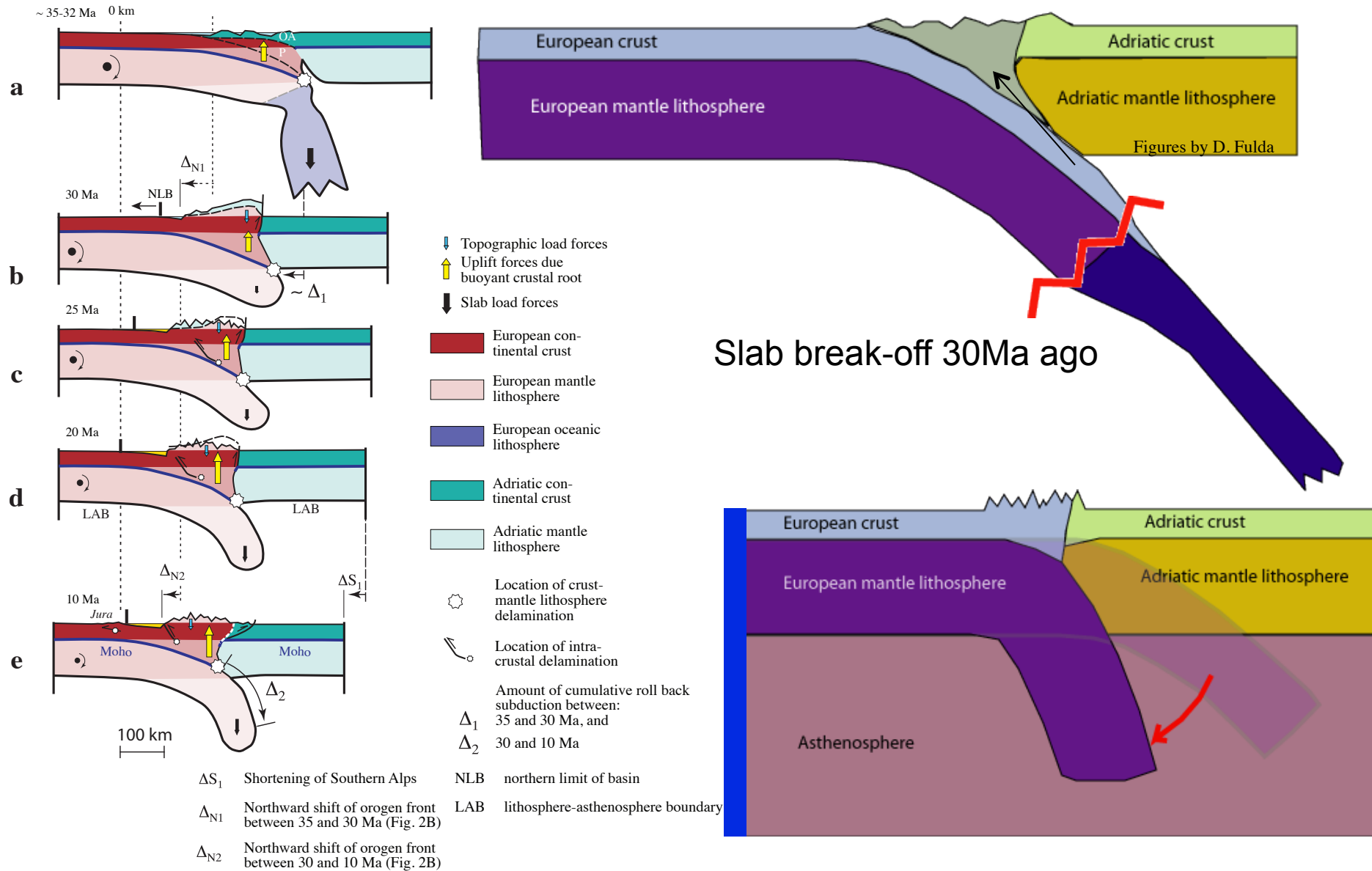


note location of collisional orogen relative to plate boundary



delamination of crust from mantle lithosphere and subsequent roll-back subduction of latter while former builds crustal root and orogenic wedge

Evolution of Alpine Collision (western section)



Summary:

Forces acting on and in lithosphere

1 primary these are buoyancy forces

Causes: - denser plates floating on asthenosphere
- different average density of oceanic and continental lithosphere

2 differential buoyancy forces within lithosphere

Causes: Lithosphere is made up by layers of different material
=>
densities varying from much less to more than that of asthenosphere
great variation in mechanical strength and behavior