

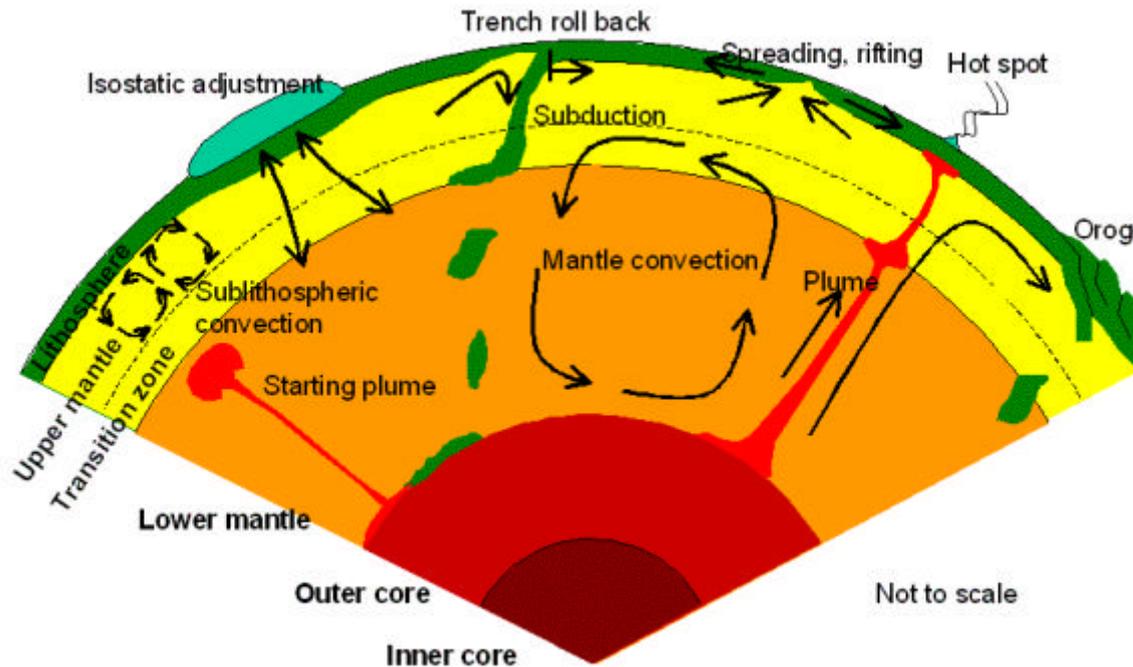
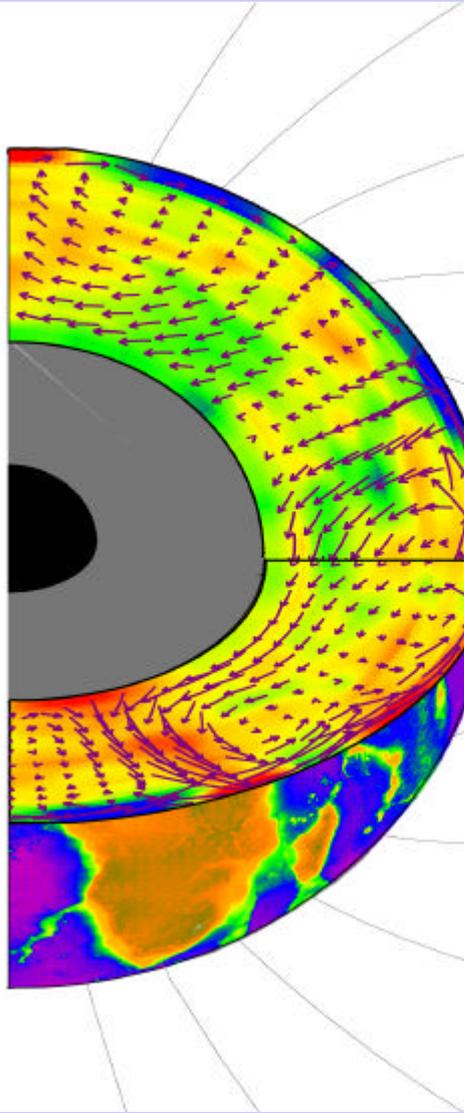
Konvektion und Plattentektonik

Ringvorlesung WS 2003/2004

Harro Schmeling

Institut für Meteorologie und Geophysik

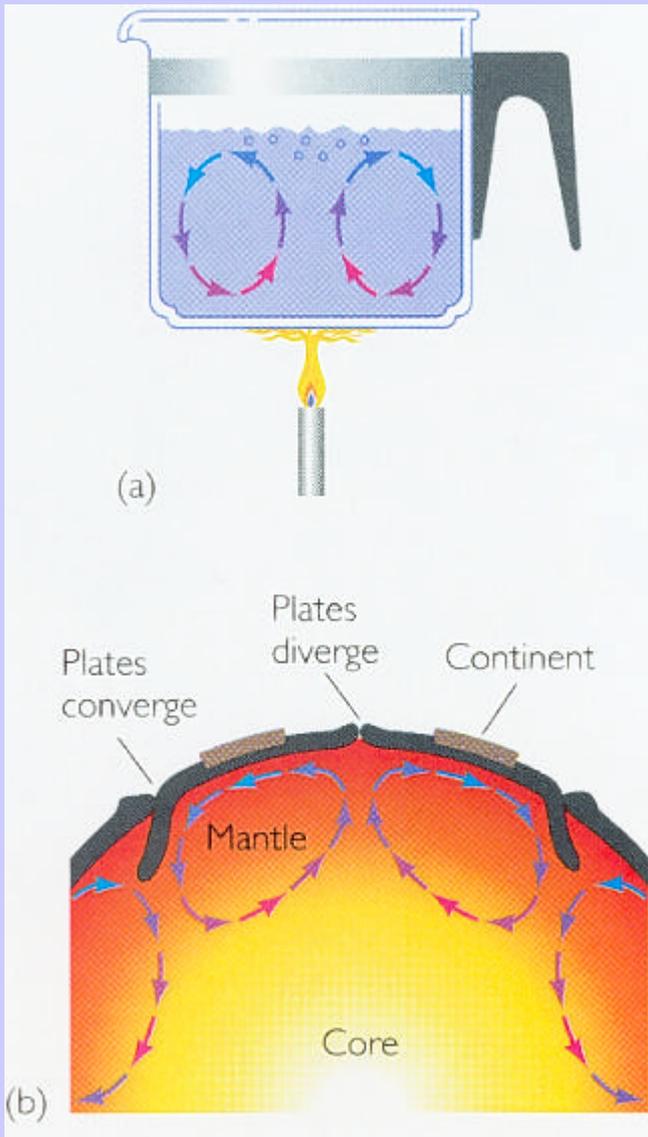
Frankfurt/M



Übersicht

- Antriebsmechanismus der Plattentektonik: thermische Konvektion
- Energiequellen
- Grundlagen der thermischen Konvektion
- Plattendominierte Mantelkonvektion, Analogmodell Lavasee
- Seismische Tomographie und das Abbild der Mantelkonvektion
- Konvektive Aufströme: Plumes und Hot spots, ozeanische Rücken
- Konvektive Abströme: Subduktion
- Einfluss von Phasengrenzen und die 660km-Diskontinuität: Konvektion mantelweit oder in Stockwerken?
- Kleinräumige sublithosphärische Konvektion
- Zusammenfassung

Antriebsmechanismus: thermische Konvektion



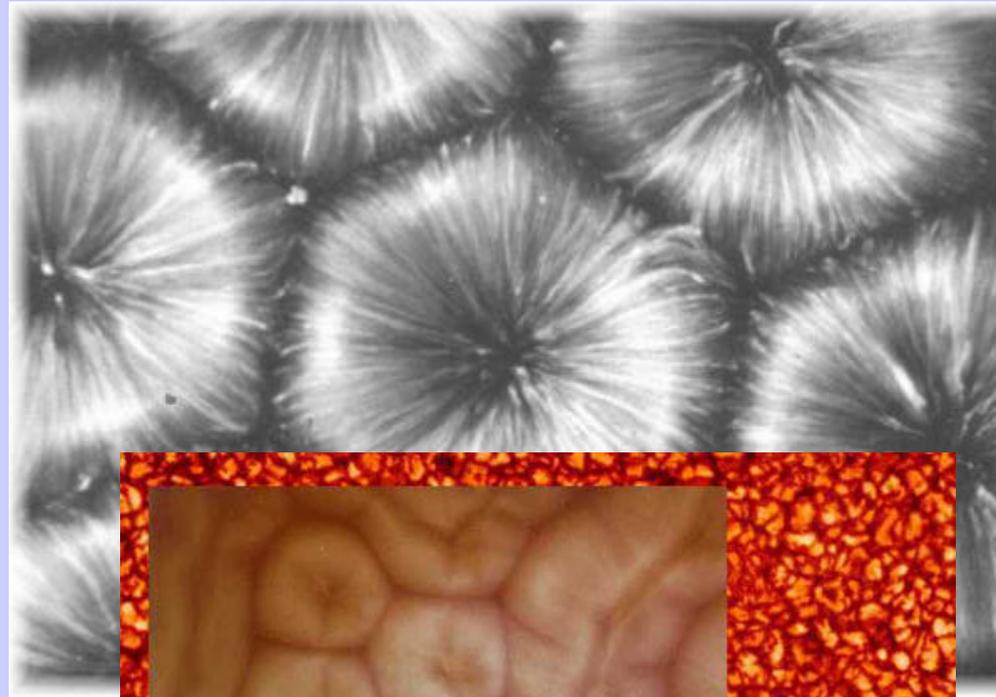
Der Mechanismus:

- Erwärmung von unten oder innen
- Abkühlung von oben
- Thermische Ausdehnung -> Auftrieb
- Heißes Material steigt auf
- kühlt an Oberfläche ab
- sinkt als kaltes Material ab

Thermische Konvektion, im Experiment und in der Natur

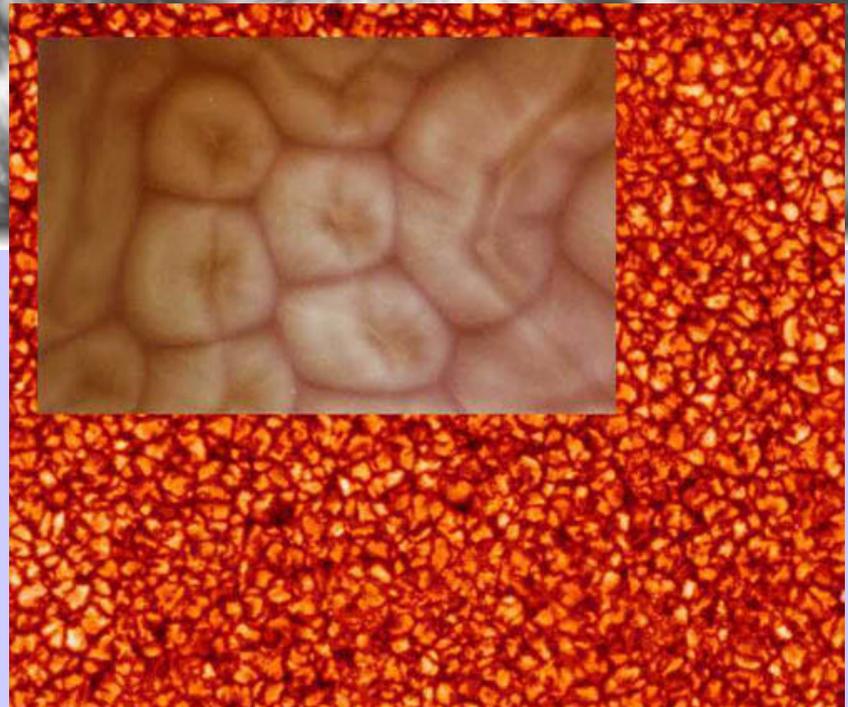
Aufsicht auf konvektierende Flüssigkeitsschicht, visualisiert durch strömende Aluminium Partikel. Aufstrom ist im Zentrum der Hexagone.

(Aus *The Parabolic Press*. Van Dyke, M., 1982: *An Album of Fluid Motion*)



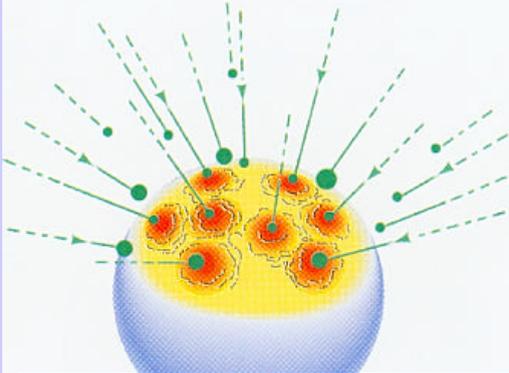
Granulare Konvektion auf der Sonnenoberfläche, aufgenommen durch Swedisch Vacuum Solar Telescope

(<http://www.chabotspace.org/vsc/exhibits/planetlands/convectioncells/>)

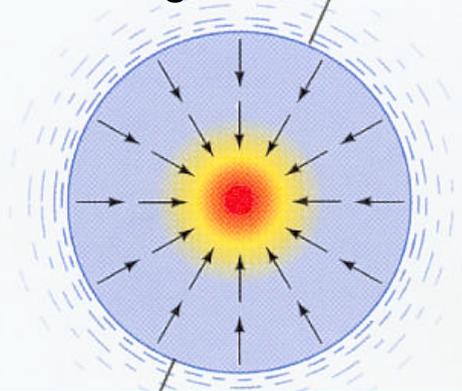


Energiequellen

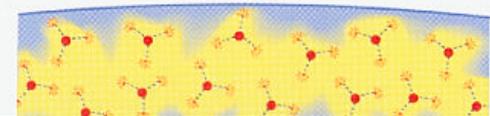
Einschlagenergie bei
Bildung der Erde



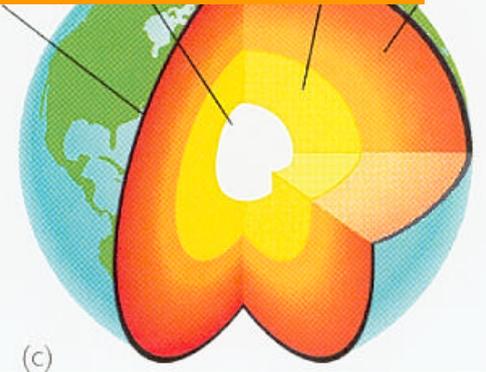
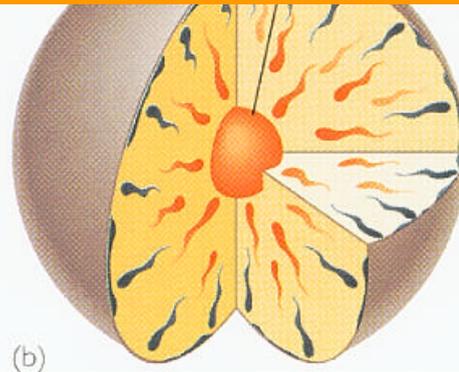
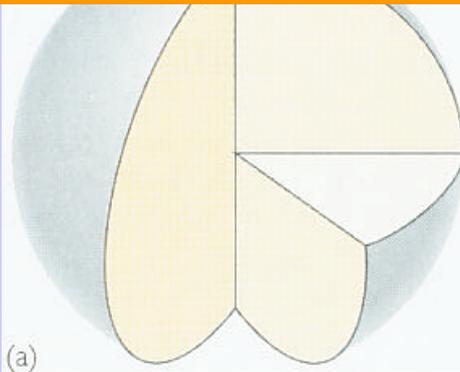
Kompression bei
Bildung der Erde



Radioaktive Erwärmung
 ^{40}K , ^{235}U , ^{238}U , ^{232}Th

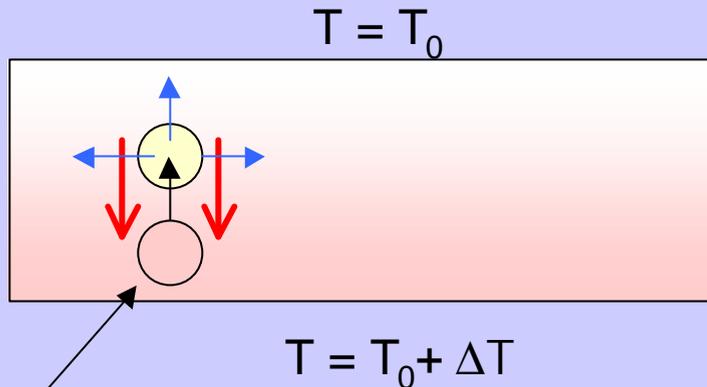


Derzeitige gesamte Wärmeabgabe der Erde: $4.2 \cdot 10^{13}$ W
ca. 50% Anfangswärme und 50% radiogene Wärme
(Vgl. Energieverbrauch der Menschen: $1.3 \cdot 10^{13}$ W)



Grundlagen Rayleigh-Bénard Konvektion

Viskose Schicht, von unten beheizt und von oben gekühlt

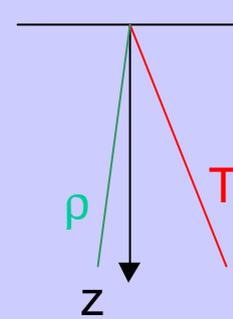


Kleine Störung

Auftrieb $\sim \rho_0 \alpha \Delta T g$

Reibung $\sim \eta$

Temperaturverlust durch Wärmeleitung $\sim \kappa$



$$T = T_0$$

$$\rho = \rho_0$$

$$T = T_0 + \Delta T$$

$$\rho = \rho_0(1 - \alpha \Delta T) < \rho_0 \rightarrow \text{Auftrieb}$$

α - thermischer Expansionskoeffizient

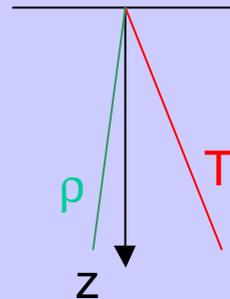
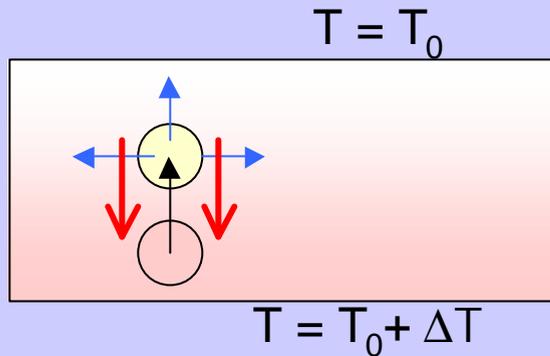
η - Viskosität

κ - Temperaturleitfähigkeit

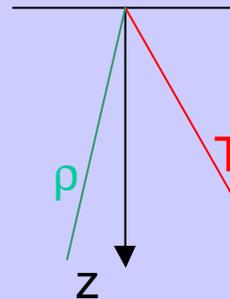
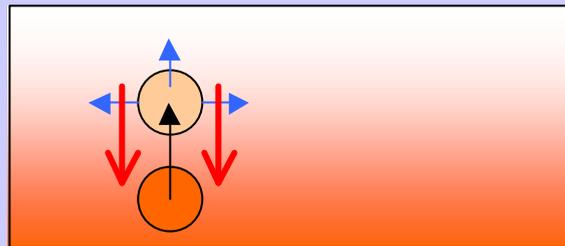
⊢ Bedingung für konvektive Instabilität?

Bedingung für konvektive Instabilität

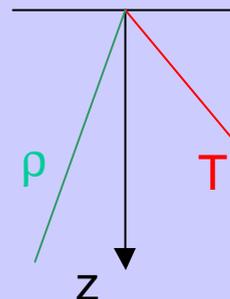
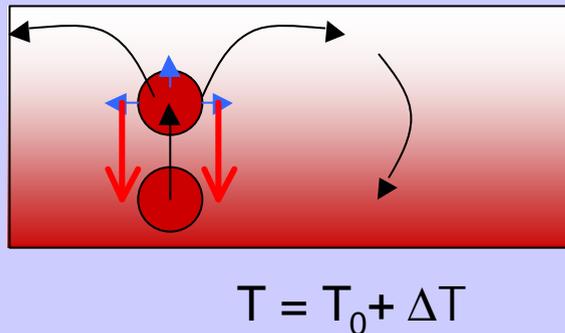
➔ ΔT_c = kritische Temperaturdifferenz



$\Delta T < \Delta T_c$ ➔ Reibung, Leitung dominiert
Stabile Schichtung,
keine Konvektion,
Wärmetransport durch Leitung



$\Delta T = \Delta T_c$ ➔ Reibung, Leitung in
Balance mit Auftrieb
Indifferente Schichtung,
langsame Konvektion



$\Delta T > \Delta T_c$ ➔ Auftrieb dominiert
Gegenüber Reibung, Leitung
Instabile Schichtung,
Konvektion verstärkt sich

Wie groß ist DT_c ?

⇒ quantitative Lösung der Konvektionsgleichungen

Lineare Stabilitätsanalyse

Die Konvektionsgleichungen

$$\frac{\partial \mathbf{r}}{\partial t} + \vec{\nabla}(\mathbf{r}\vec{v}) = 0$$

Massenerhaltung

$$-\vec{\nabla}P + \frac{\partial}{\partial x_j} \left[\mathbf{h} \left(\frac{\partial v_i}{\partial x_j} + \frac{\partial v_j}{\partial x_i} \right) \right] - \mathbf{r}g\vec{e}_3 = 0$$

Impulserhaltung,
Kräftegleichgewicht

$$\mathbf{r}c_p \frac{DT}{Dt} - \mathbf{a}T \frac{Dp}{Dt} = \vec{\nabla}k\vec{\nabla}T + \mathbf{f} + \mathbf{r}H$$

Energieerhaltung

$$\mathbf{r} = \mathbf{r}_0(1 - \mathbf{a}T + p/K)$$

Zustandsgleichung

Auftrieb

Die Rayleighzahl, ein Maß für die Stärke der Konvektion:

$$Ra = \frac{\rho g \alpha \Delta T h^3}{\eta \kappa}$$

Thermischer Auftrieb

Schichtdicke

Zähigkeit (behindernd)

Temperaturleitfähigkeit (behindernd)

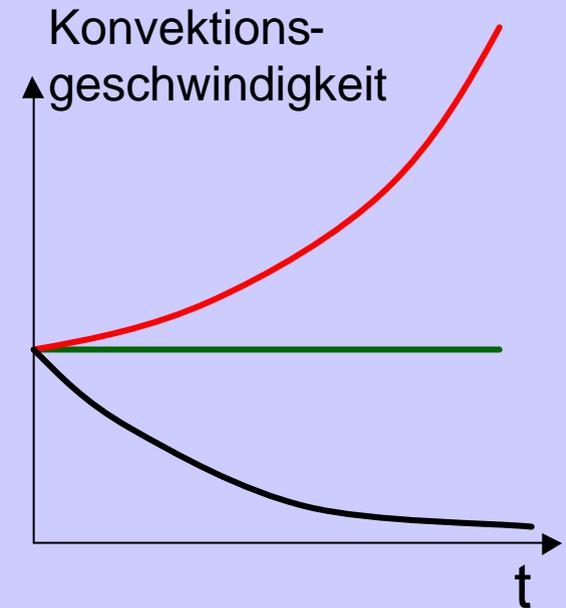
Beachte:
Gleiche Ra bei kleinen Schichtdicken und Viskositäten (Laborbedingungen) und großen Schichtdicken und hohen Viskositäten (Erdmantel)

Bedingung $\Delta T > \Delta T_c$ geht über in

$Ra < Ra_c$: stabile Schichtung,
keine Konvektion

$Ra = Ra_c$: indifferente Schichtung,
langsame Konvektion

$Ra > Ra_c$: instabile Schichtung,
verstärkende Konvektion



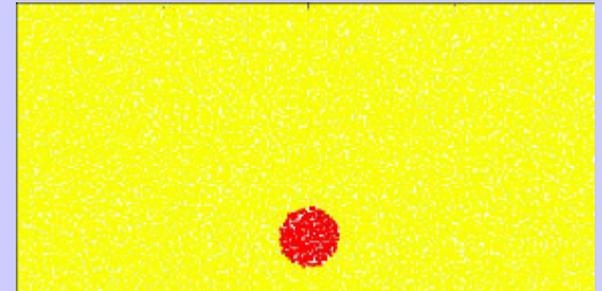
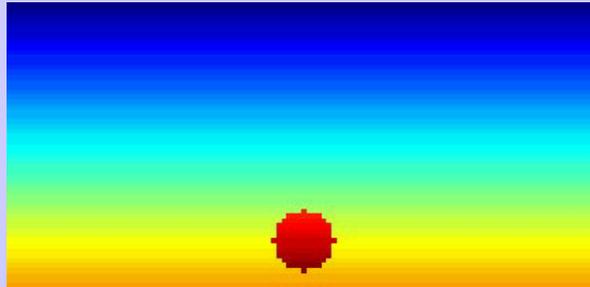
Ra_c = kritische Rayleighzahl, liegt je nach
Randbedingung zwischen 657 und 2700

Zugehöriges Experiment:

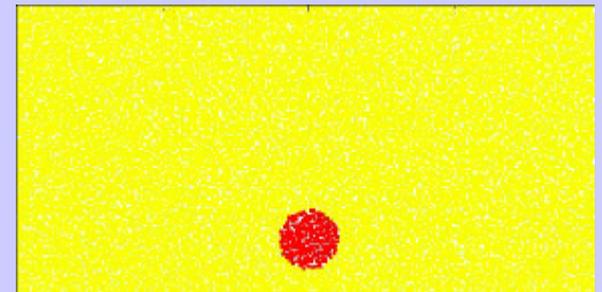
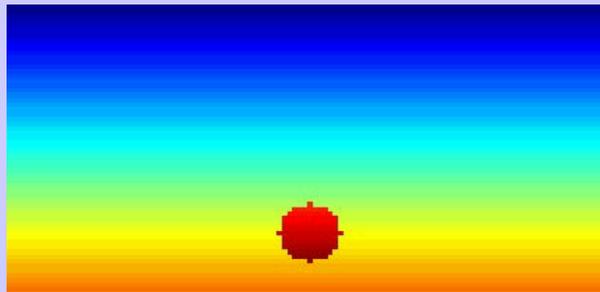
Temperatur

Passive Marker

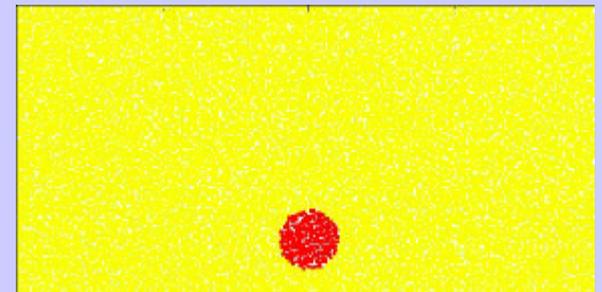
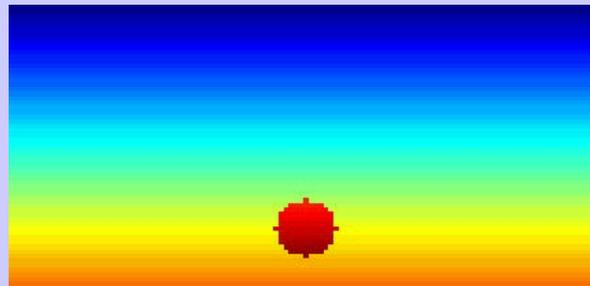
$Ra < Ra_c$



$Ra = Ra_c$



$Ra > Ra_c$
($Ra = 2 Ra_c$)



Ra im Erdmantel?

$$\rho = 3300 - 5500 \text{ kg/m}^3$$

$$g = 10 \text{ m/s}^2$$

$$\alpha = 2.4 - 1.2 \cdot 10^{-5} \text{ K}^{-1}$$

$$\Delta T = 2500 - 4000 \text{ K}$$

$$h = 2900 \text{ km}$$

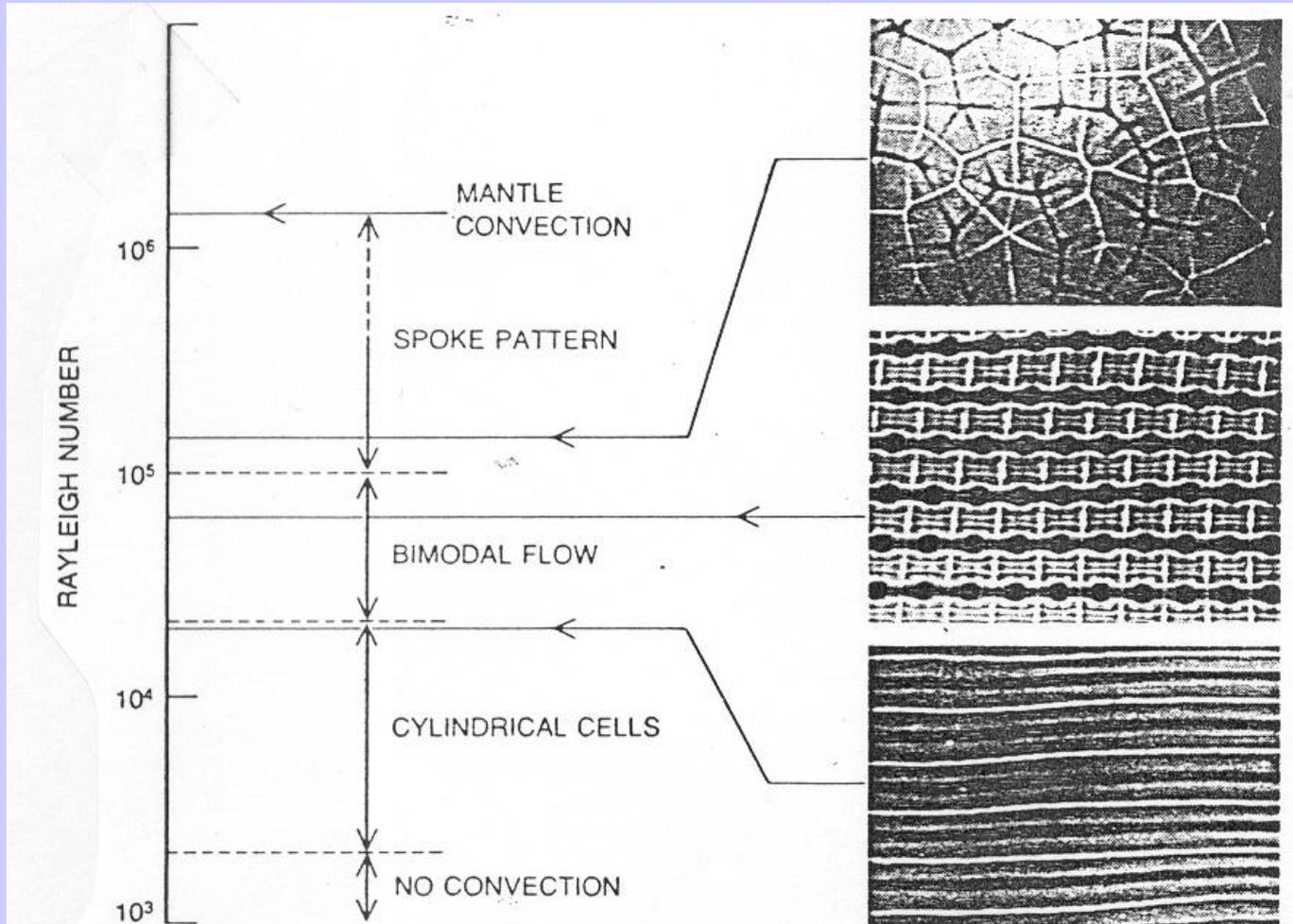
$$\eta = 10^{21} - 10^{23} \text{ Pa s}$$

$$\kappa = 10^{-6} - 3 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$$


$$Ra = \frac{r_0 g \alpha \Delta T h^3}{h \kappa} = 10^5 - 10^9, \text{ bevorzugt: } 2 \cdot 10^6$$

Erdmantel stark überkritisch, heftige Konvektion

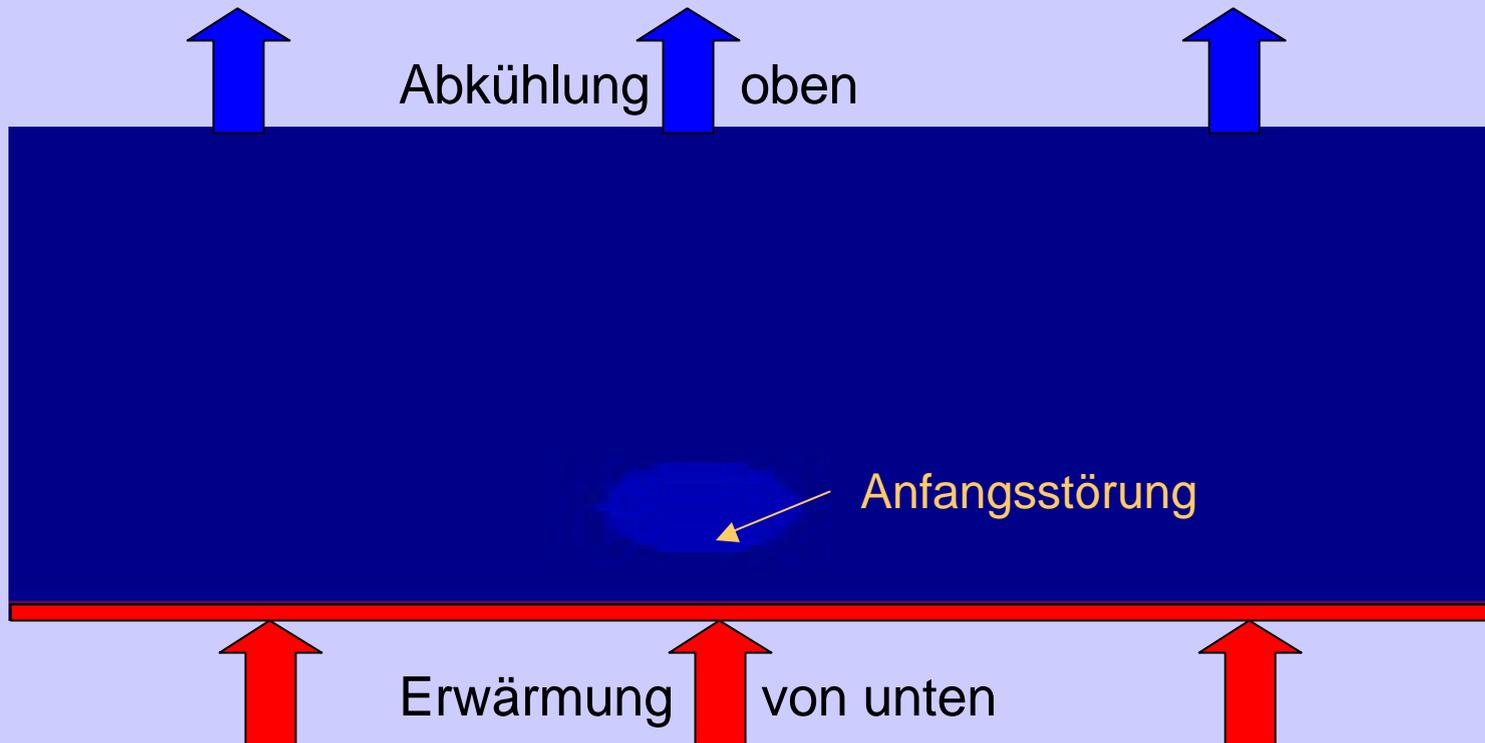
Konvektionsmuster bei verschiedenen Rayleighzahlen



CONVECTION IN THE MANTLE is thought to involve Rayleigh numbers lying somewhere between 10^6 and 10^7 . Laboratory experiments show that convection patterns develop in complexity from cylinders to bimodal flows to spoke patterns as Rayleigh number increases.

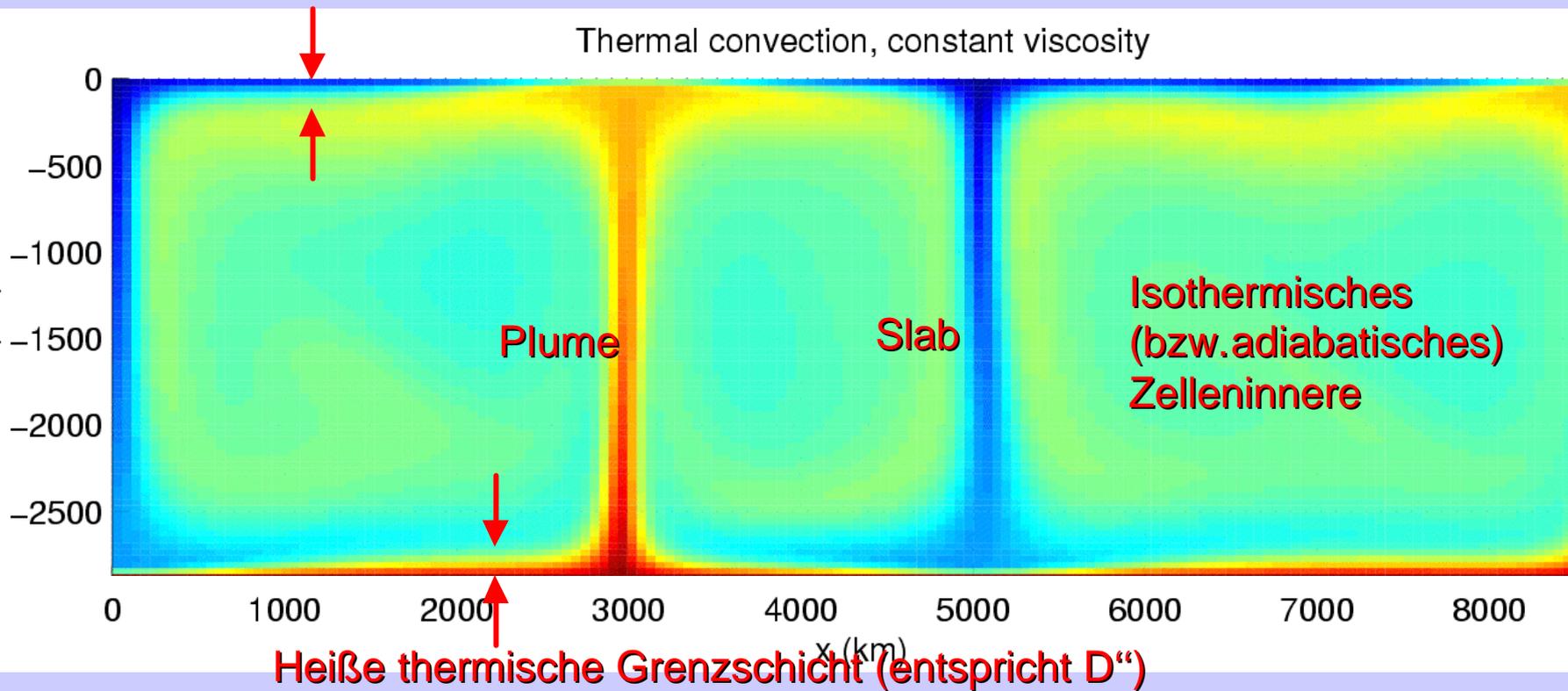
Thermische Konvektion bei hoher Rayleighzahl

- Viskose Flüssigkeit
- Auftriebskräfte durch thermische Ausdehnung: Plumes
- Abtriebskräfte durch thermische Kontraktion
- $Ra = 10^6$

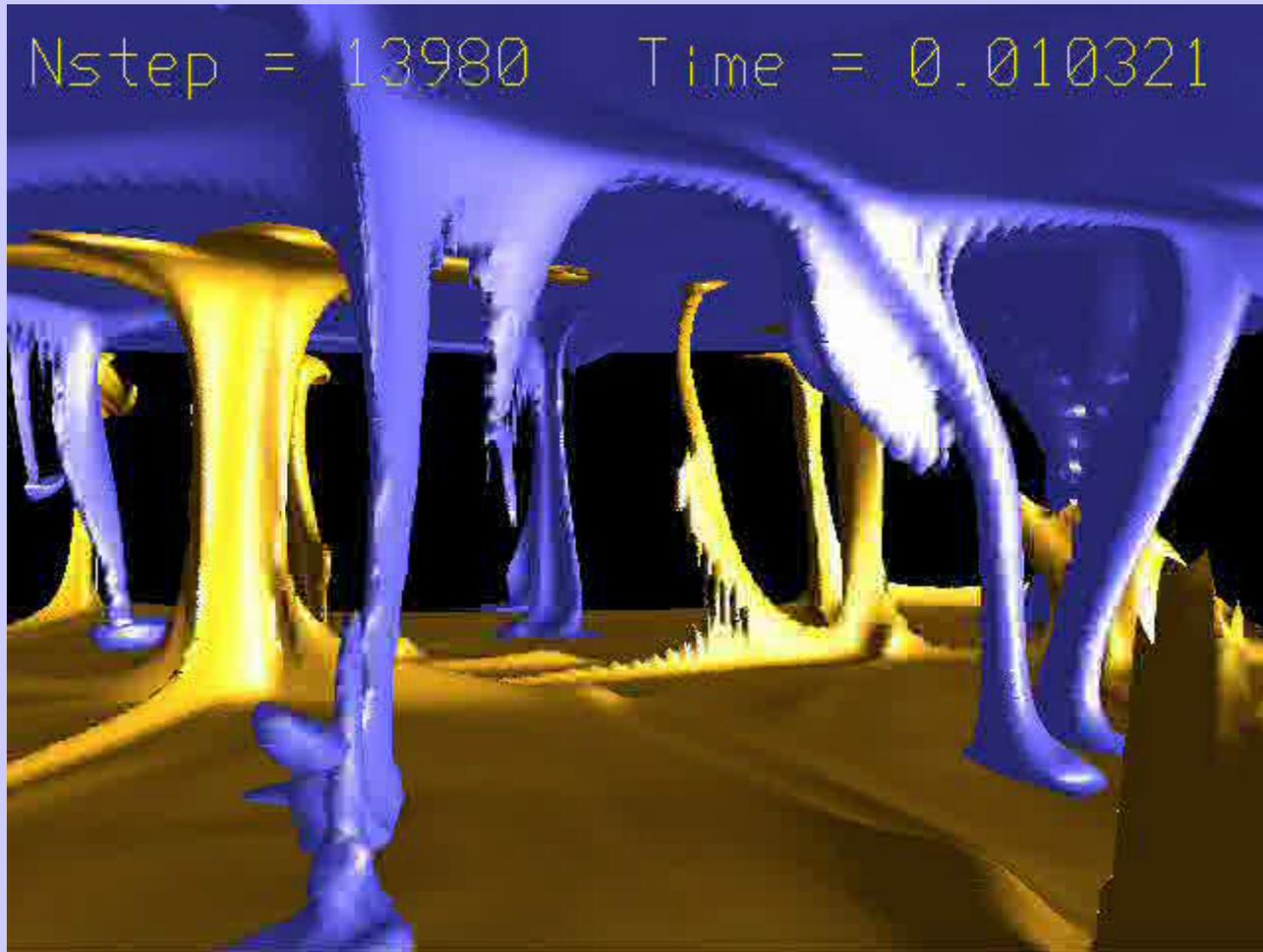


Zusammenfassung charakteristischer Elemente hoher Ra-Konvektion

Kalte thermische Grenzschicht (entspricht Lithosphäre)



3D thermische Konvektion bei hoher Rayleighzahl

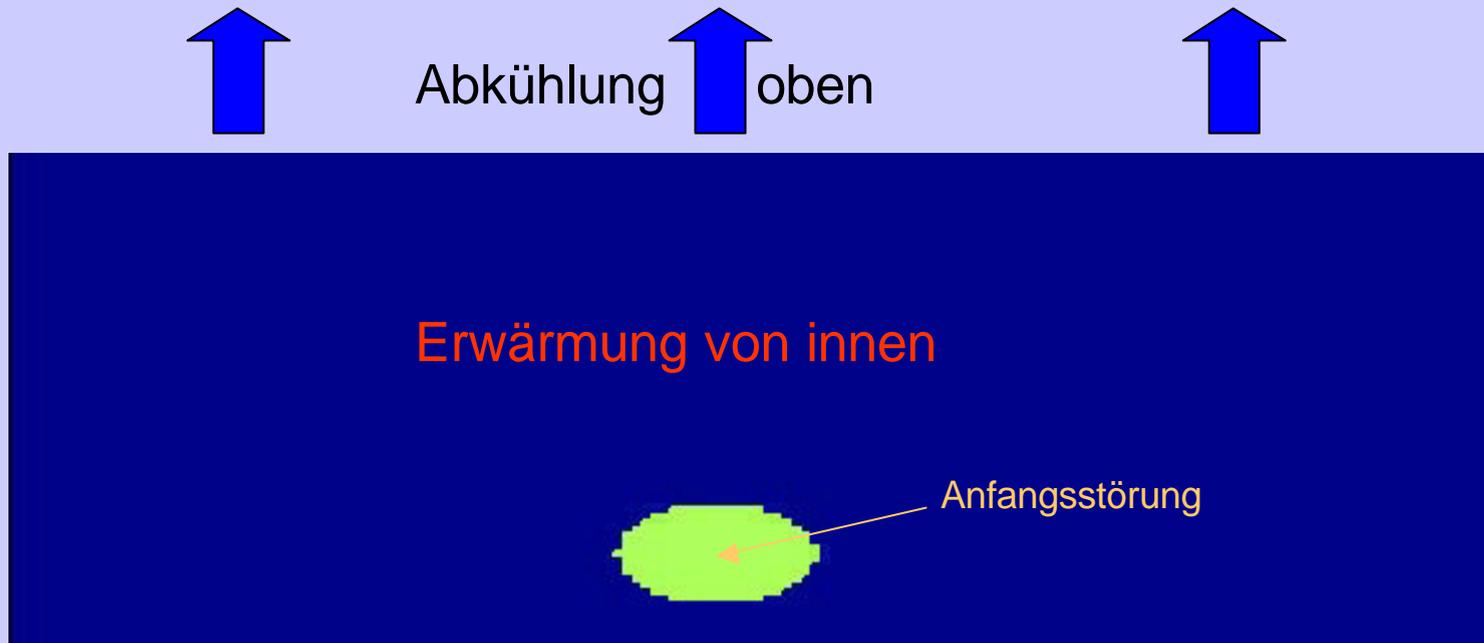


Modellierung durch Gruppe Ulli Hansen, Münster

<http://earth.uni-muenster.de/geodynamik/einleitung/geoindex.html>

Thermische Konvektion bei innerer Erwärmung

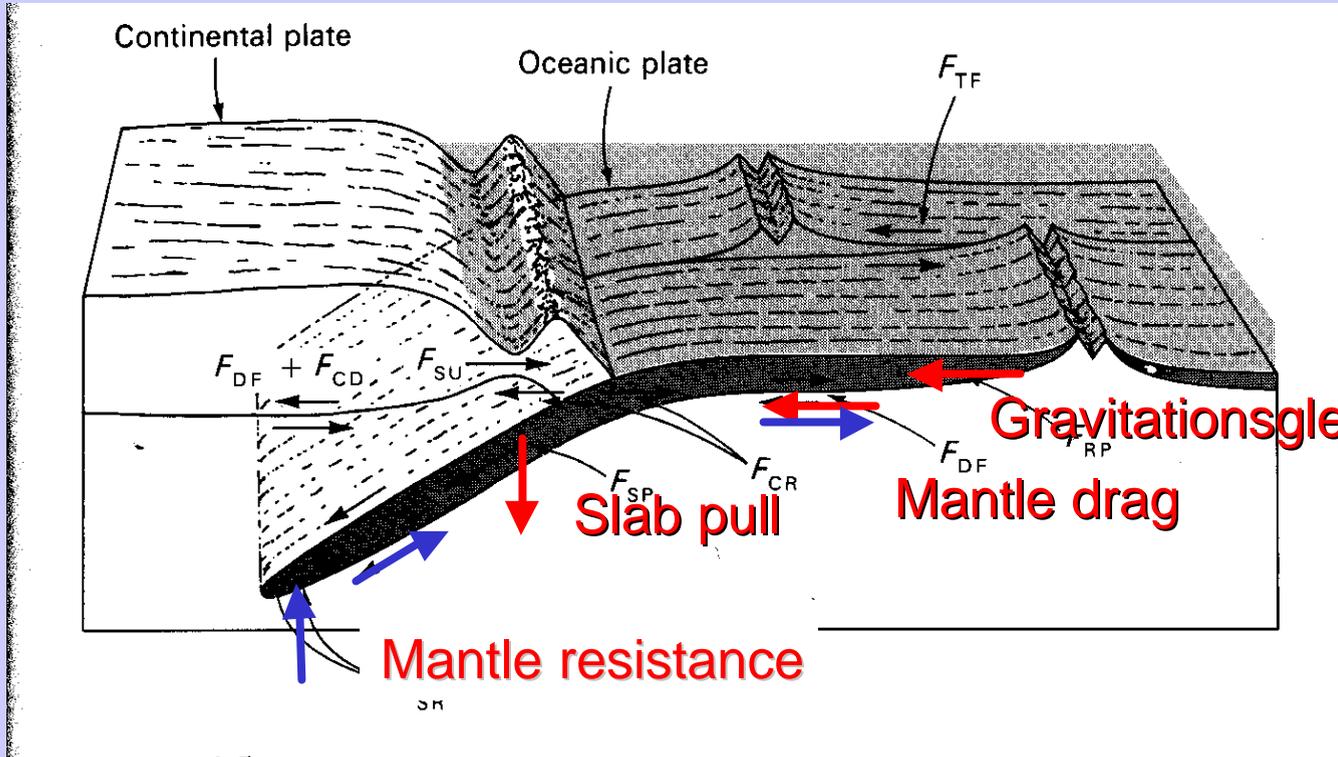
- Erwärmung von innen durch radioaktive Quellen
- Abtriebskräfte durch thermische Kontraktion: Sinkende „Tropfen“
- Keine Plumes
- $Ra_H = 10^6$



Plattentektonik - Mantelkonvektion

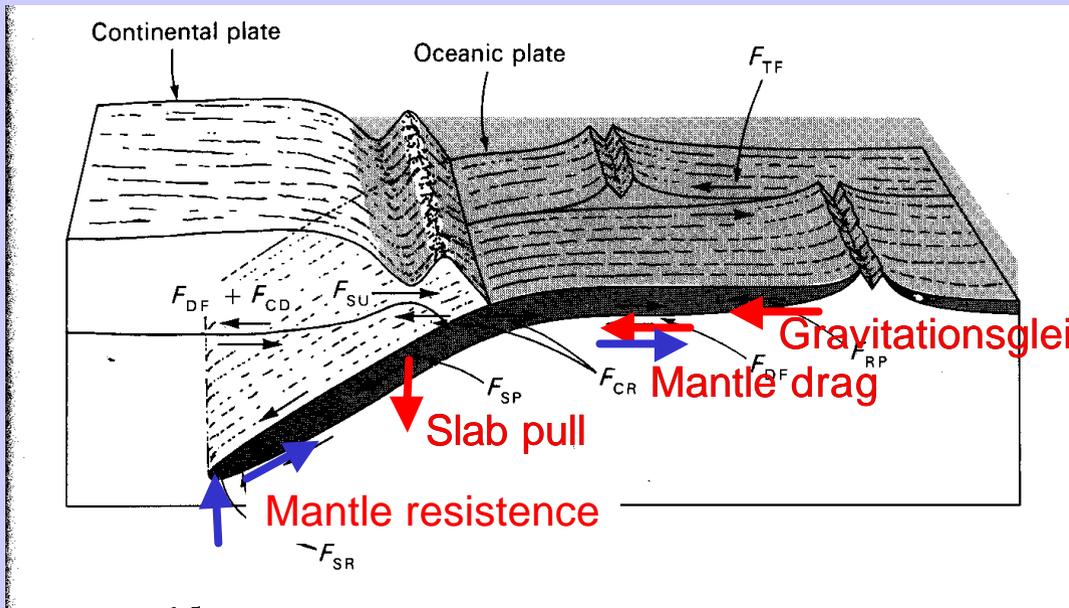
Treibt Mantelkonvektion die Plattentektonik an oder umgekehrt?

Antriebskräfte



Existieren ähnliche Kräfte in der Mantelkonvektion?

Antriebskräfte



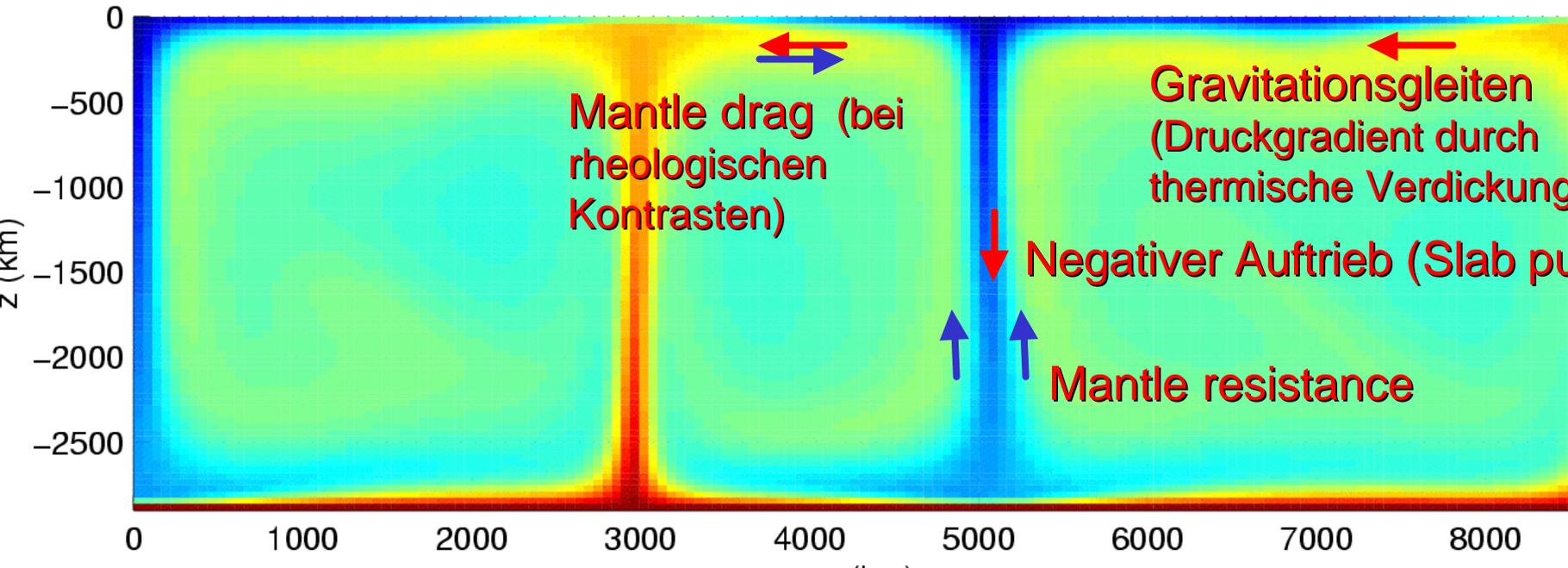
Gravitationsgleiten (Ridgepush)

Mantle drag

Slab pull

Mantle resistance

Thermal convection, constant viscosity



Zwischenergebnis

Plattentektonik stellt einen integralen
Teil der Mantelkonvektion dar

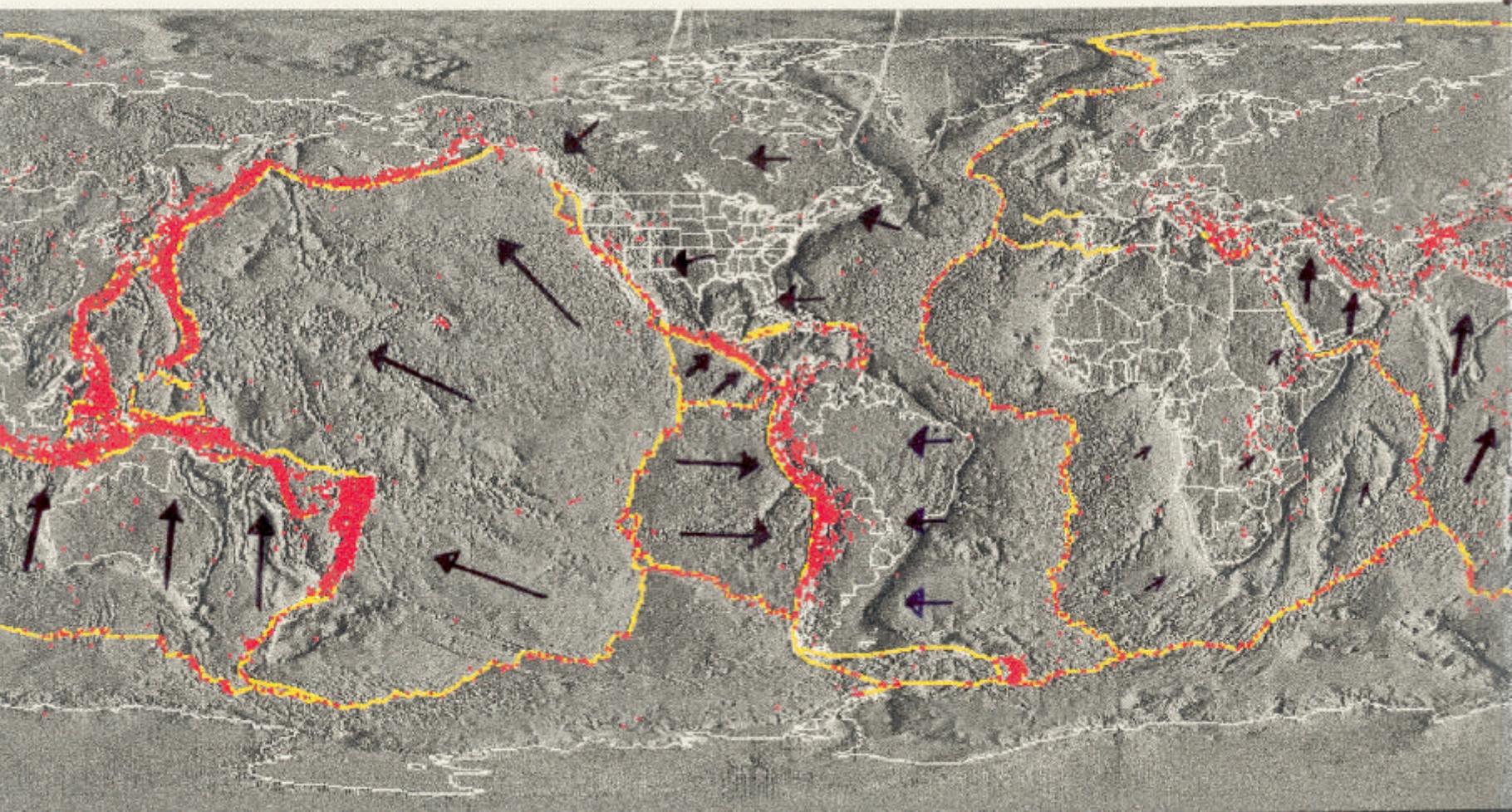
Wie sehen nun die Konvektionsströmungen
im Erdmantel aus?

- Plattentektonische Bewegungen
- Seismologie

Konvektionsmuster von oben = bewegende Platten

® Plattendominierte Mantelkonvektion

Plattengeschwindigkeiten: \longrightarrow = 10 cm/Jahr



Crustal Plate Boundaries



Earthquake Epicenters, $M > 5$, 1980-1990

Coastlines, Political Boundaries

Plattentektonik, auf einem Lavasee



Erta ale, Äthiopien



Ähnlichkeiten (+)

und

Unterschiede (-)

zur globalen Plattentektonik



- Spreadingzonen
- Tripelpunkte
- Zick zack Muster statt Segmentierung
- Asymmetrische Spreadingrate

- Rückenzentrierter Hotspot
- mit altem Krustensegment



- Propagierende ridges
- Mikroplatten dazwischen
- Rückensprünge



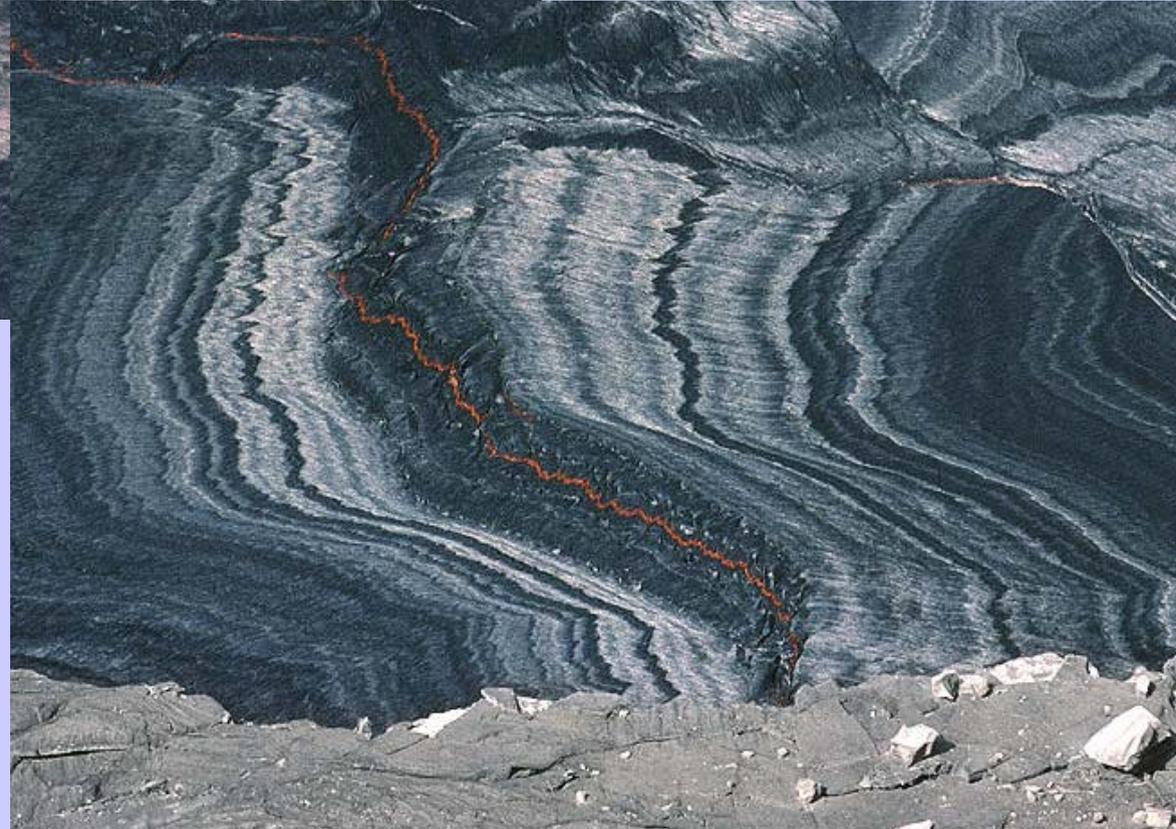
- Hotspots
- aber nahe Subduktionszone

Copyright: J. Alean, R. Carniel, M. Fulle.
<http://www.educeth.ch/stromboli/perm/erta/lava-en.html>



- Streifenmuster
- Große Transformstörung
- Faultzones

- Asymmetrien des spreading



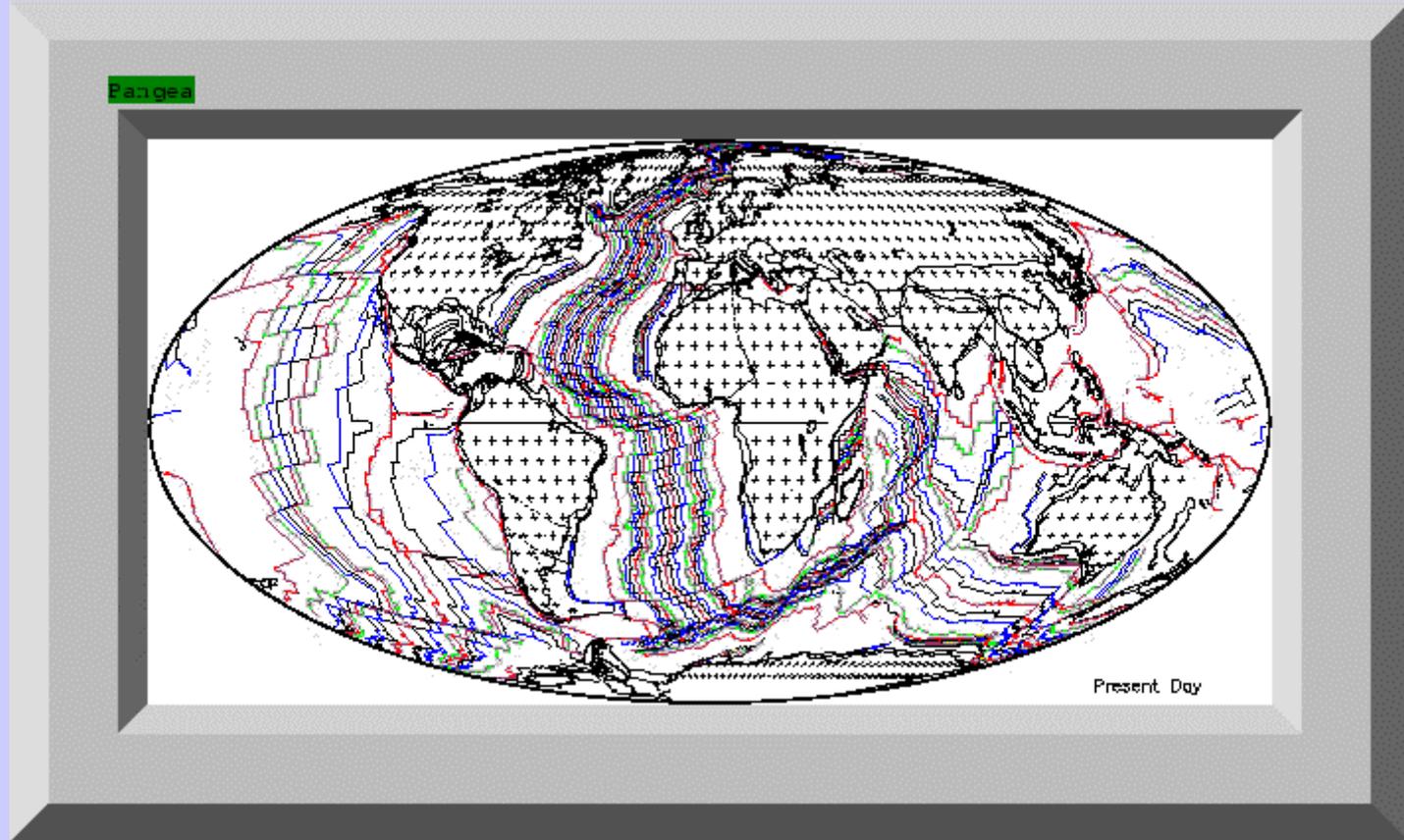
- Asymmetrisches Spreading

Zeitliche Entwicklung, 90 facher Zeitraffer

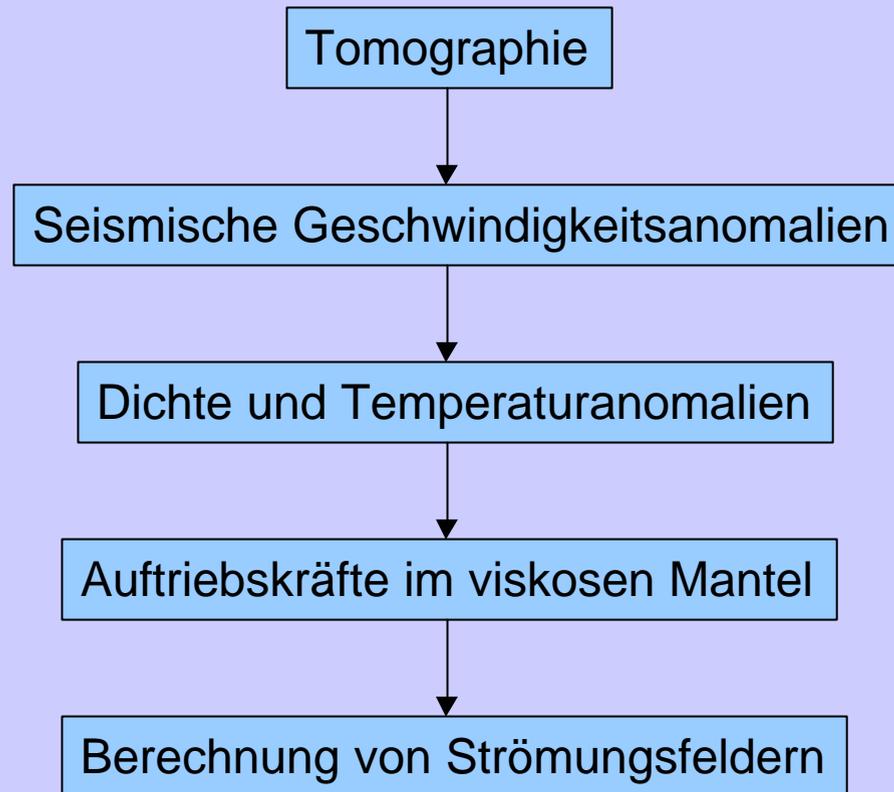
- zeitliche Variationen der Spreadingrate (Fluktuationen)
- Änderungen der Spreadingrichtung
- Subduktionszonen-vulkanismus
- Große Transformstörungen mit Vulkanismus
- Kurzlebige Hotspots an Spreadingzonen
- langlebiger Hotspot
- asymmetrische Spreadingraten, insbesondere nach Aufbrechen einer kalten Platte



Plattenebewegungen und Kontinentaldrift der letzten 200 Ma



Seismische Tomographie [®] Mantelkonvektion

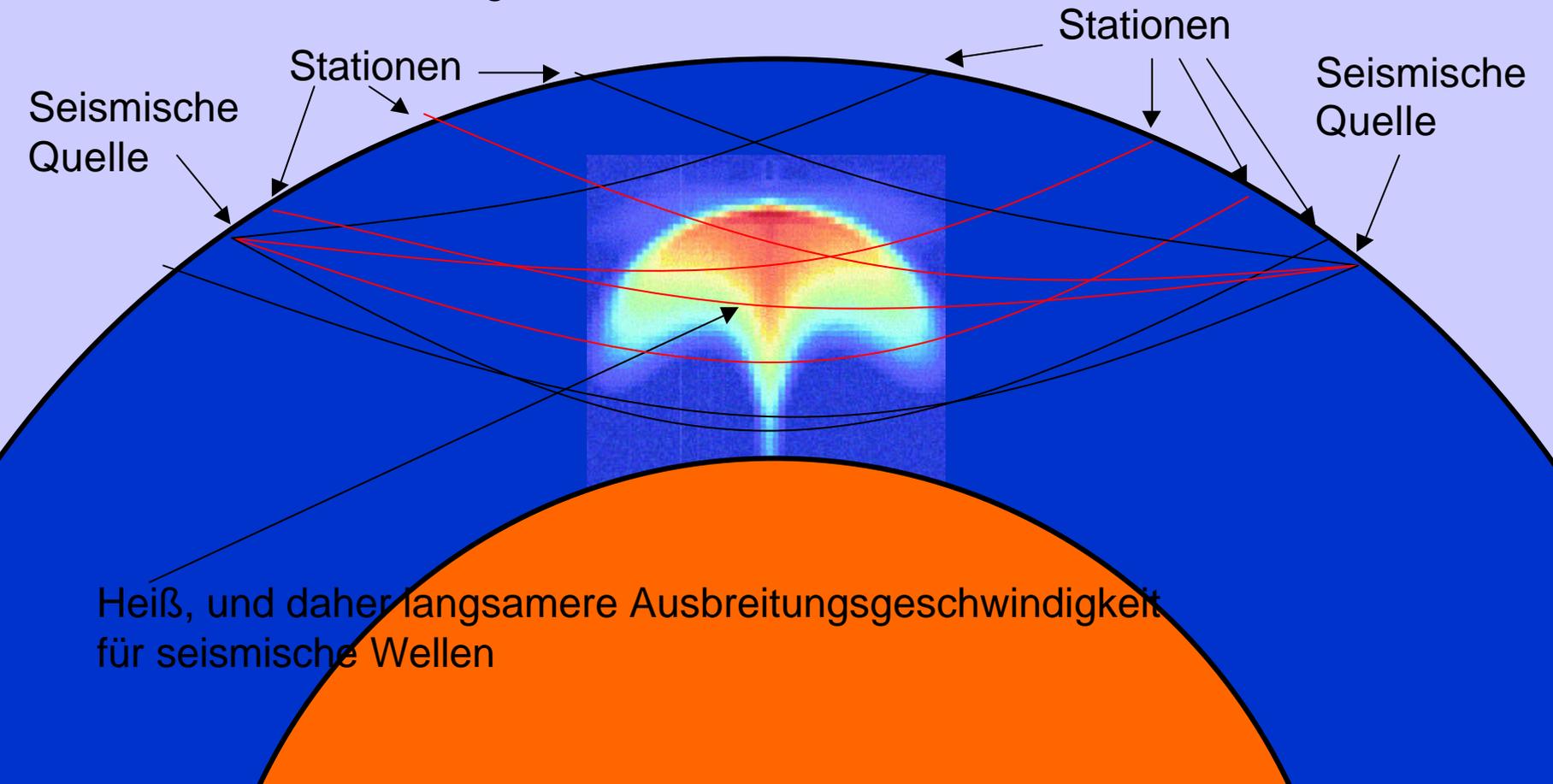


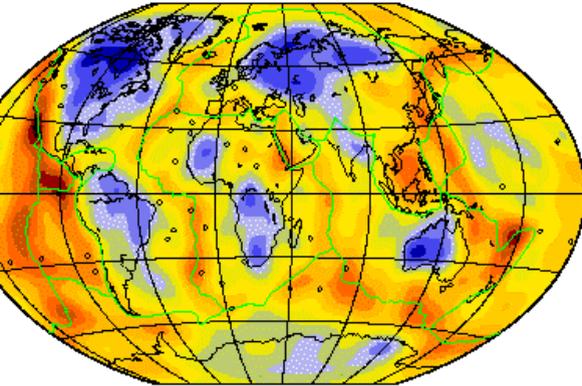
Seismische Tomographie

Schwarze Strahlen: Laufzeit der Bebenwellen normal

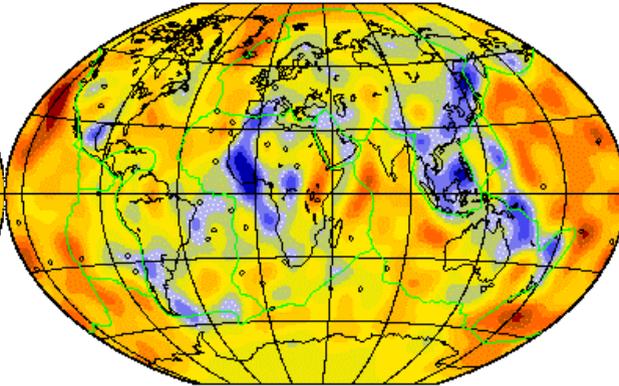
Rote Strahlen: Laufzeit der Bebenwellen langsamer als normal

--> Mathematisches Verfahren liefert Abbild der seismischen langsamen und schnellen Regionen im Erdinnern

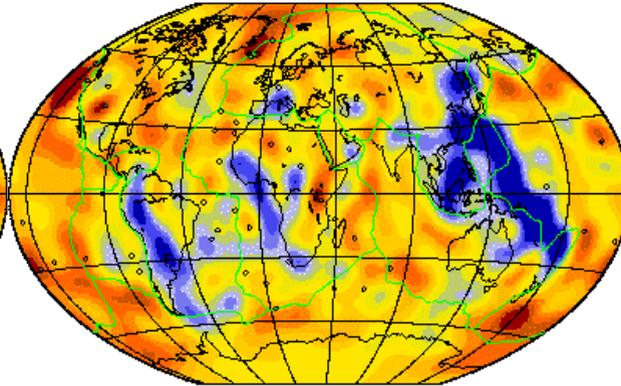




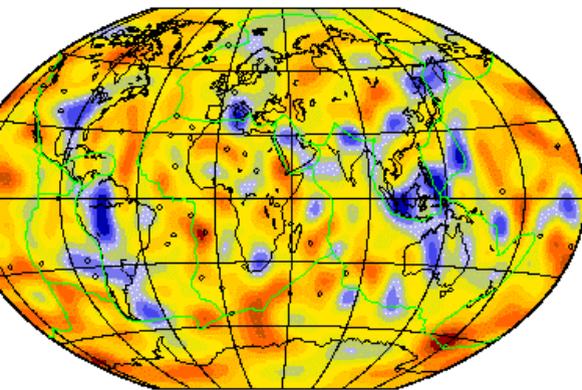
100 km (7 %) S20RTS



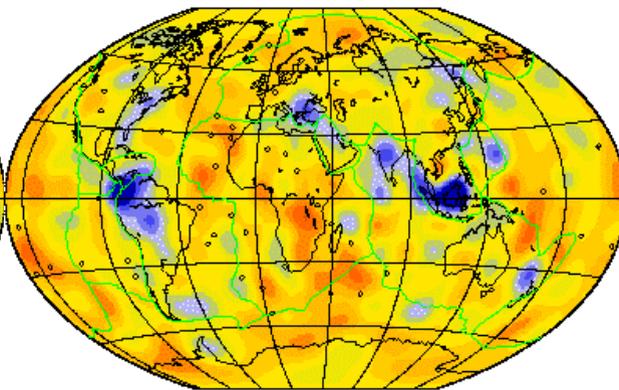
400 km (2 %) S20RTS



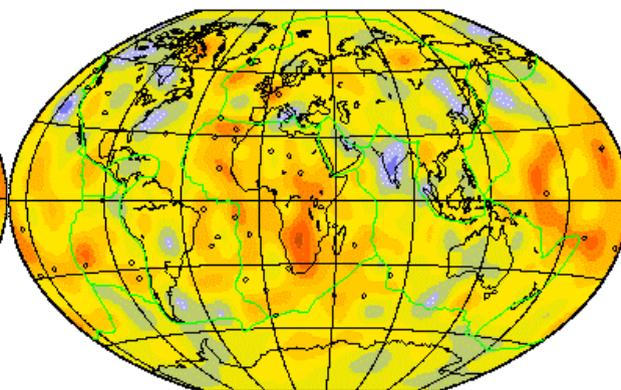
600 km (1.5 %) S20RTS



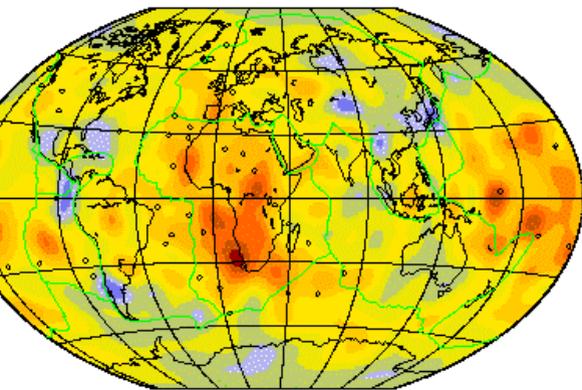
800 km (1.5 %) S20RTS



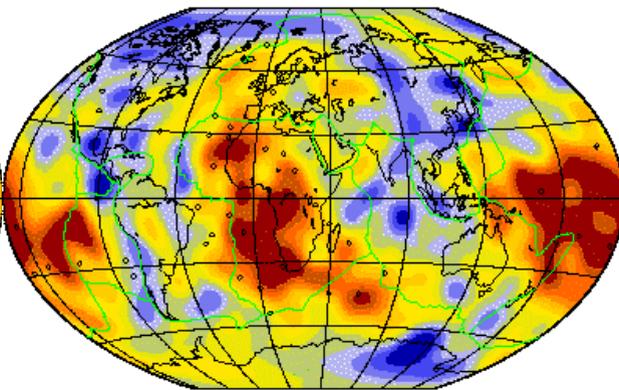
1200 km (1.5 %) S20RTS



1800 km (1.5 %) S20RTS



2300 km (1.5 %) S20RTS

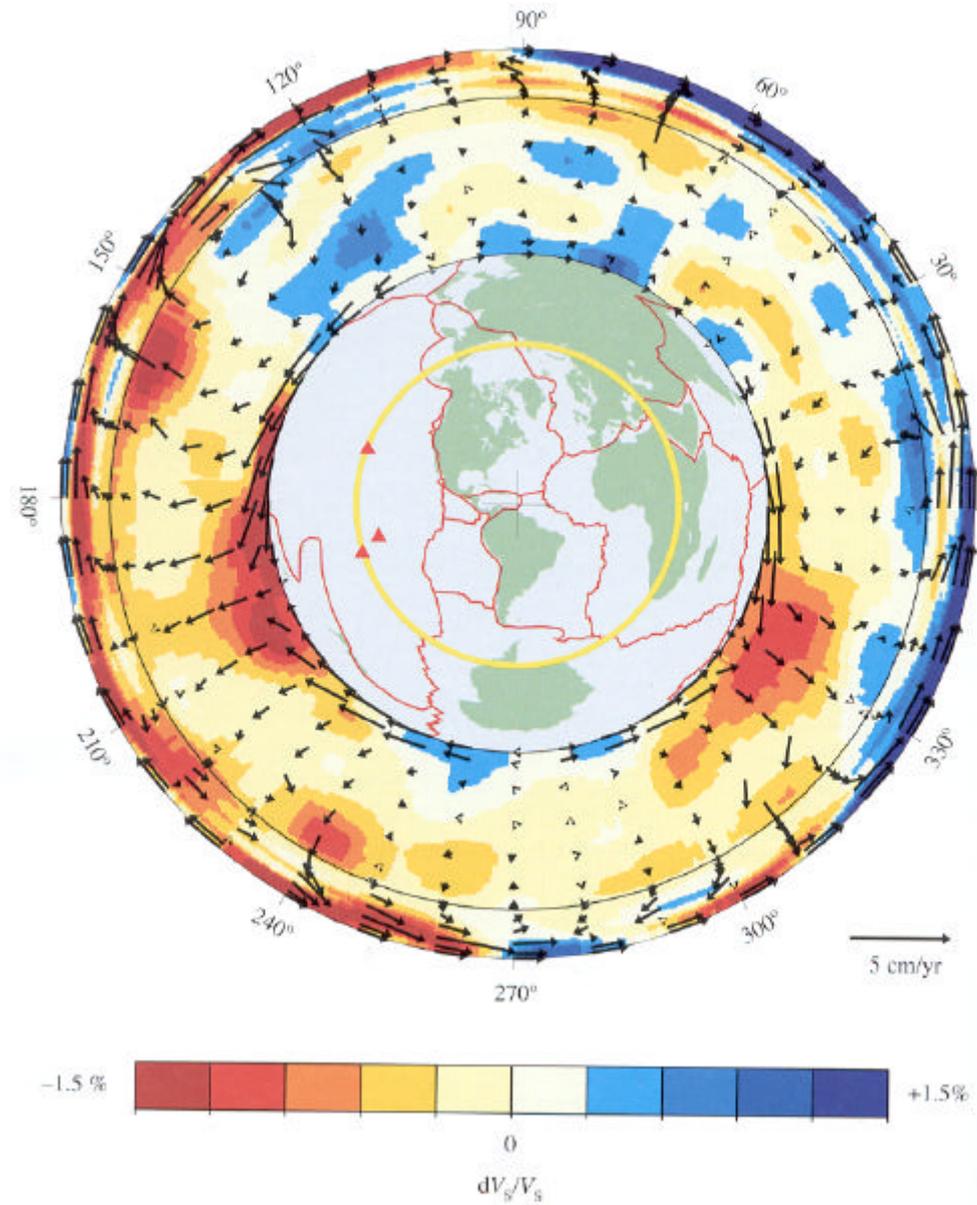
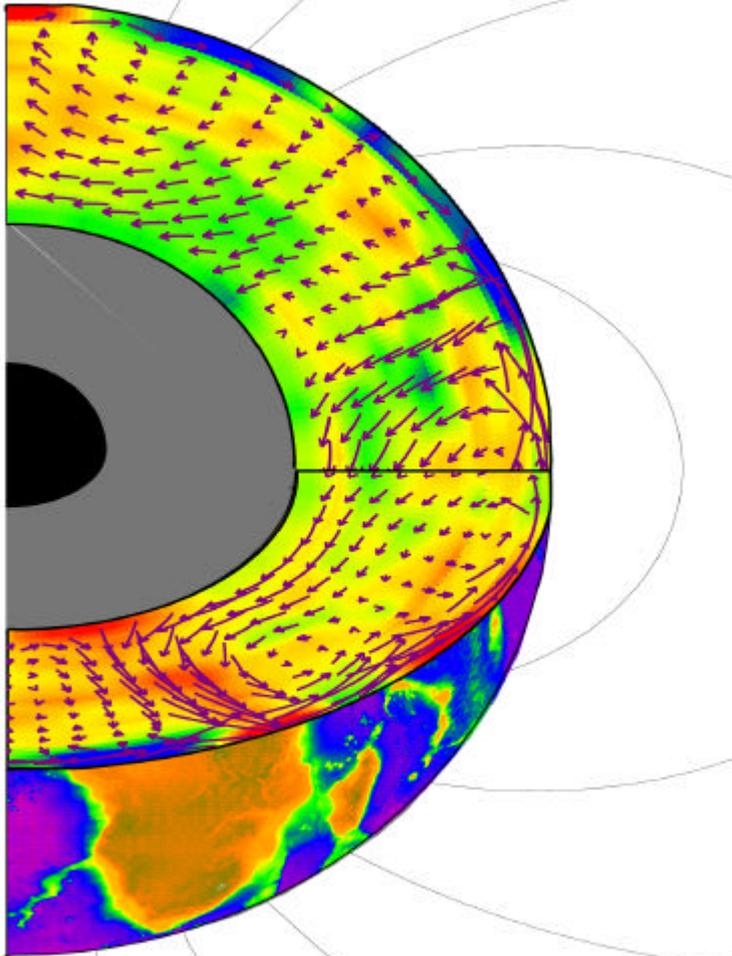


2850 km (1.5 %) S20RTS

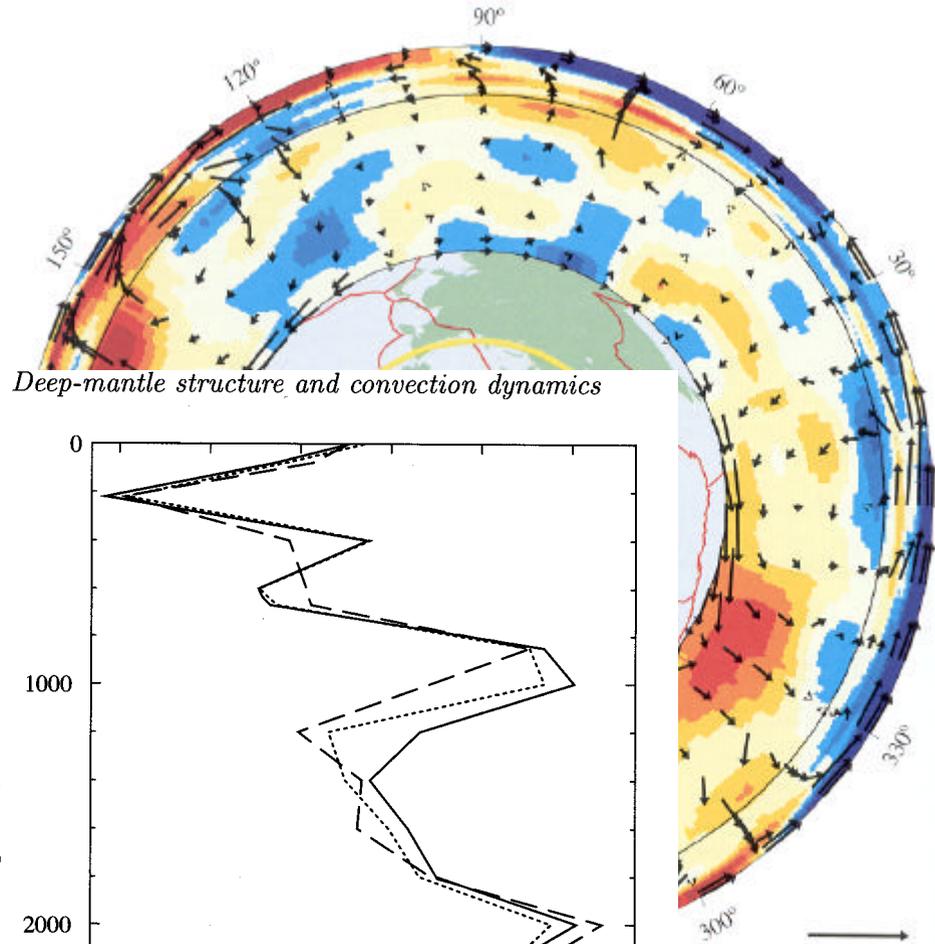
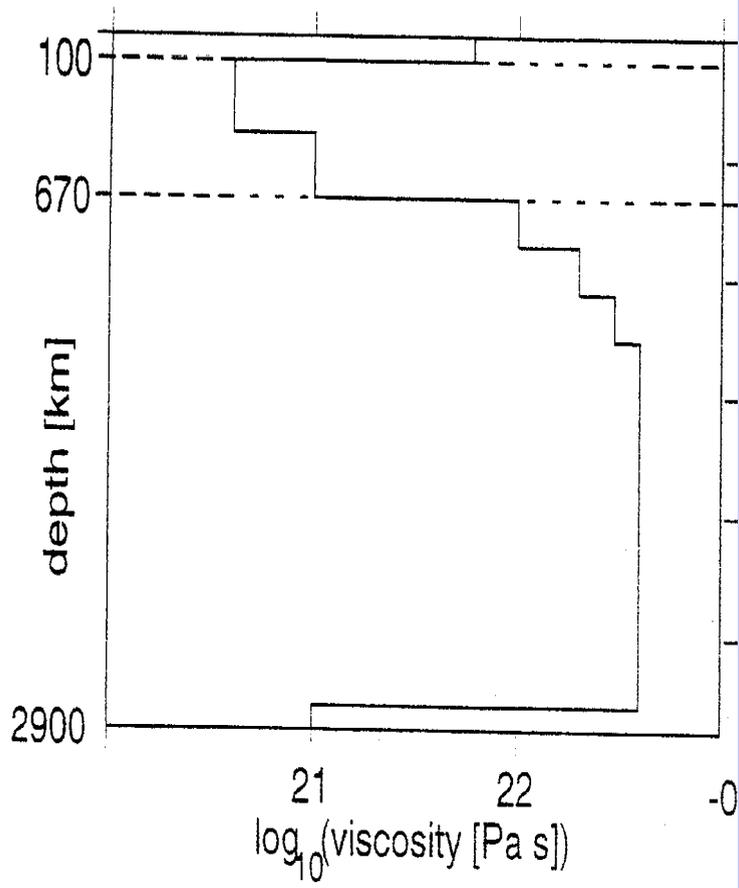
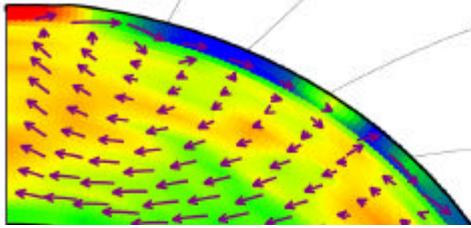
Ritsema Heijst, 2000

Model S20RTS is a shear velocity model of the mantle derived using normal splitting, surface wave dispersion, and body wave travel time data. The most recent description of this model is given in the paper: **Seismic imaging of structural heterogeneity in Earth's mantle: Evidence for large-scale mantle flow** Jeroen Ritsema and Hendrik-Jan van Heijst Science Progress, **83**, 243-259, 2000.

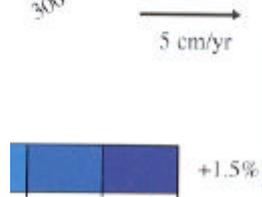
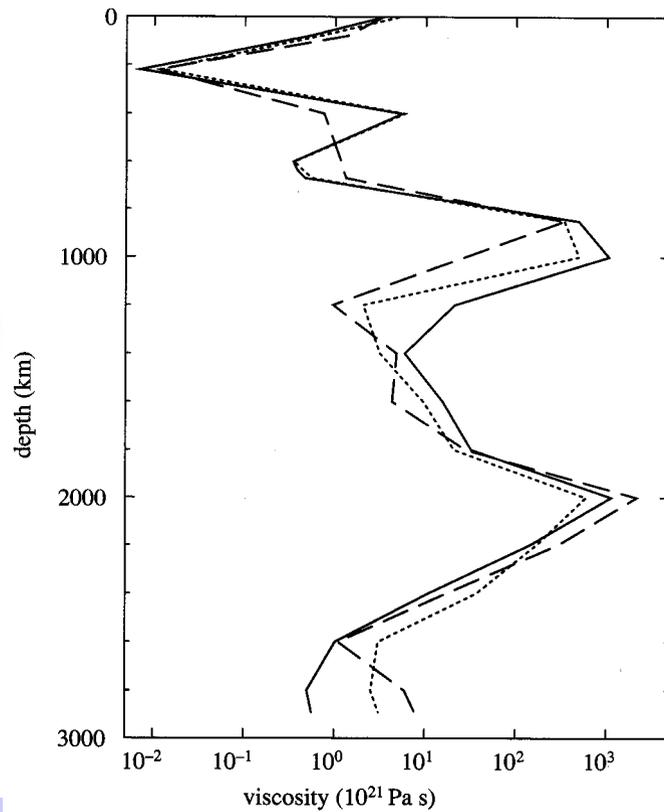
Steinberger 2000



Steinberger 2000



Deep-mantle structure and convection dynamics

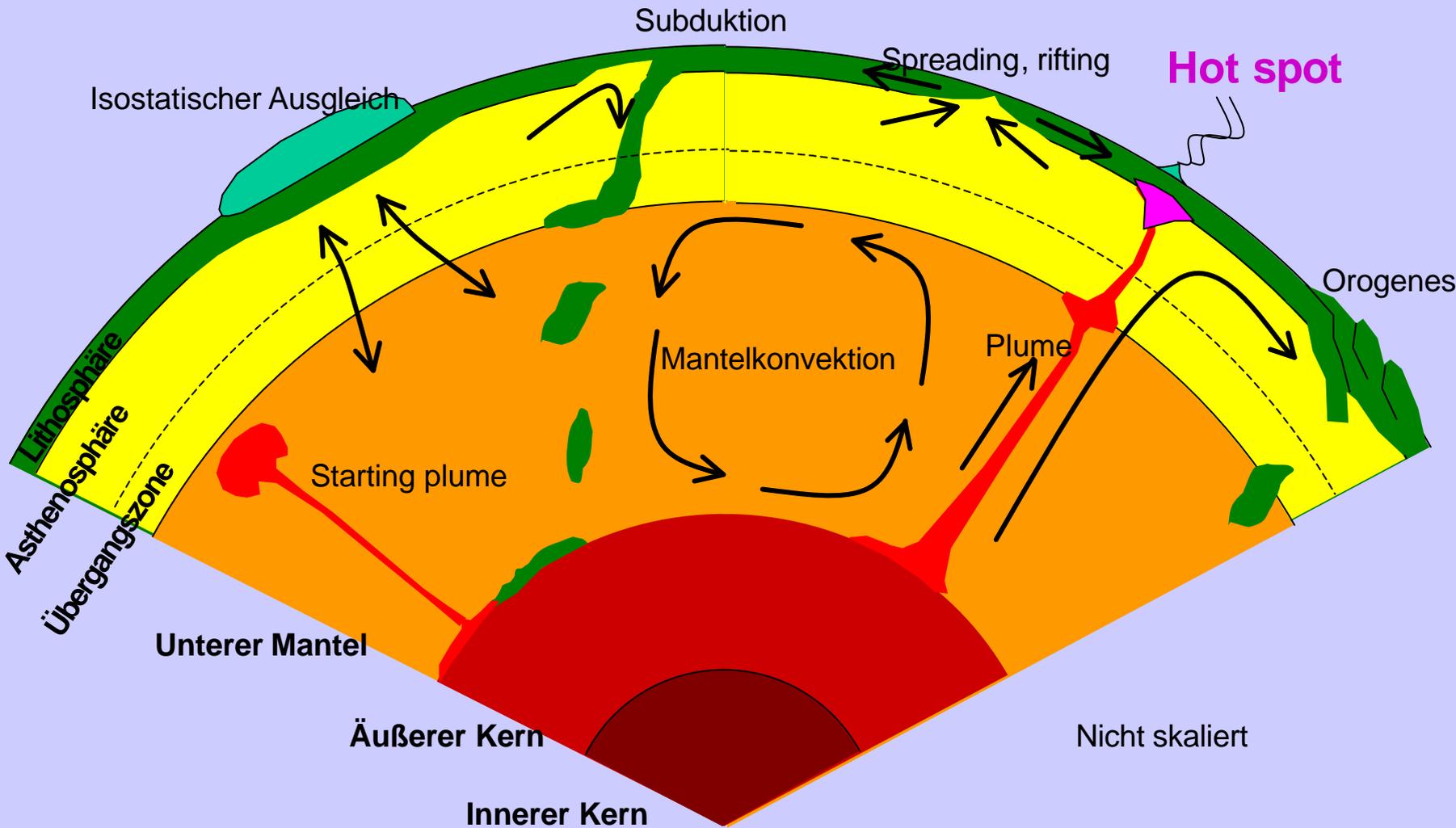


+1.5%

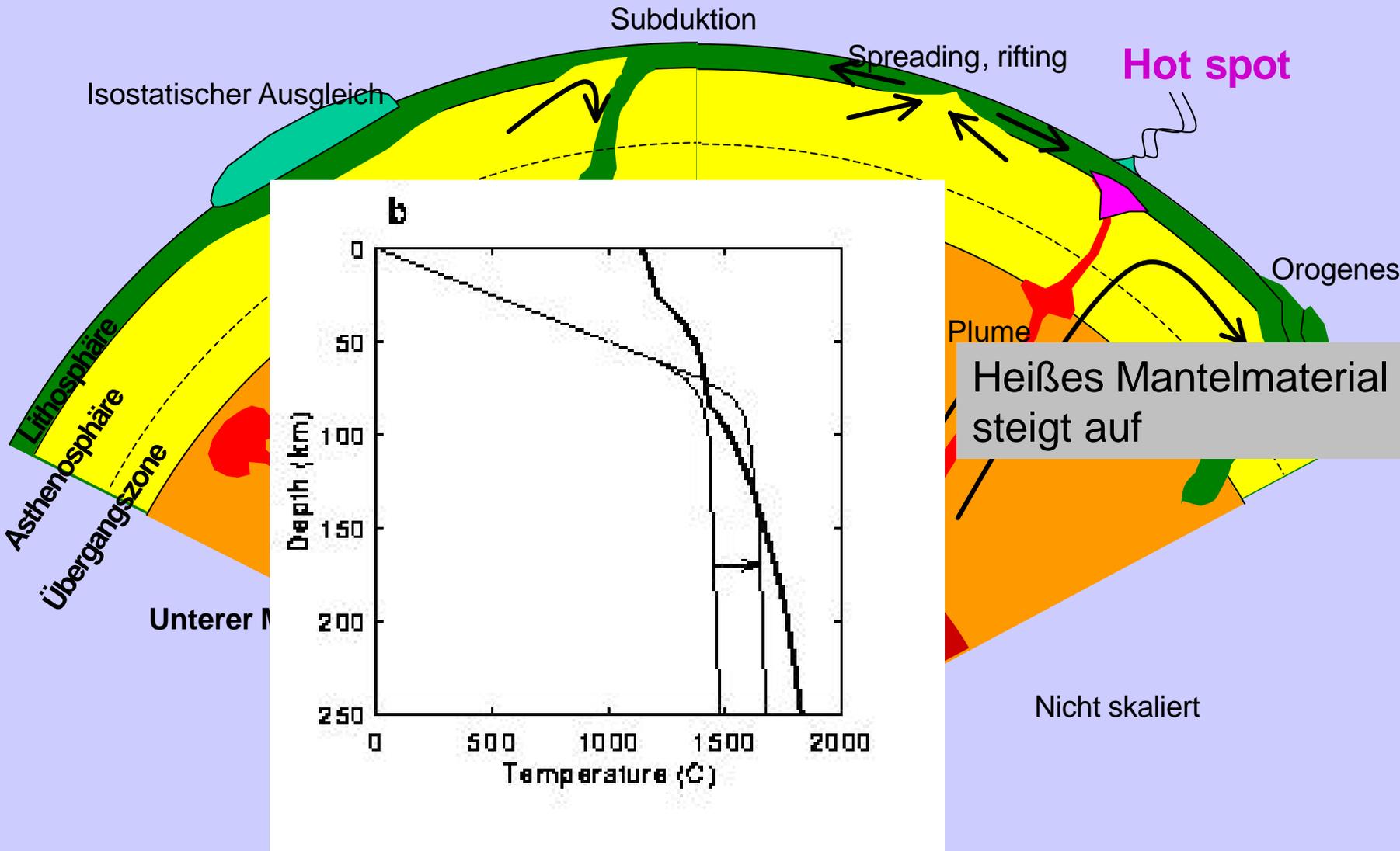
Die einzelnen Kovektionselemente:

- Aufströme
- Abströme

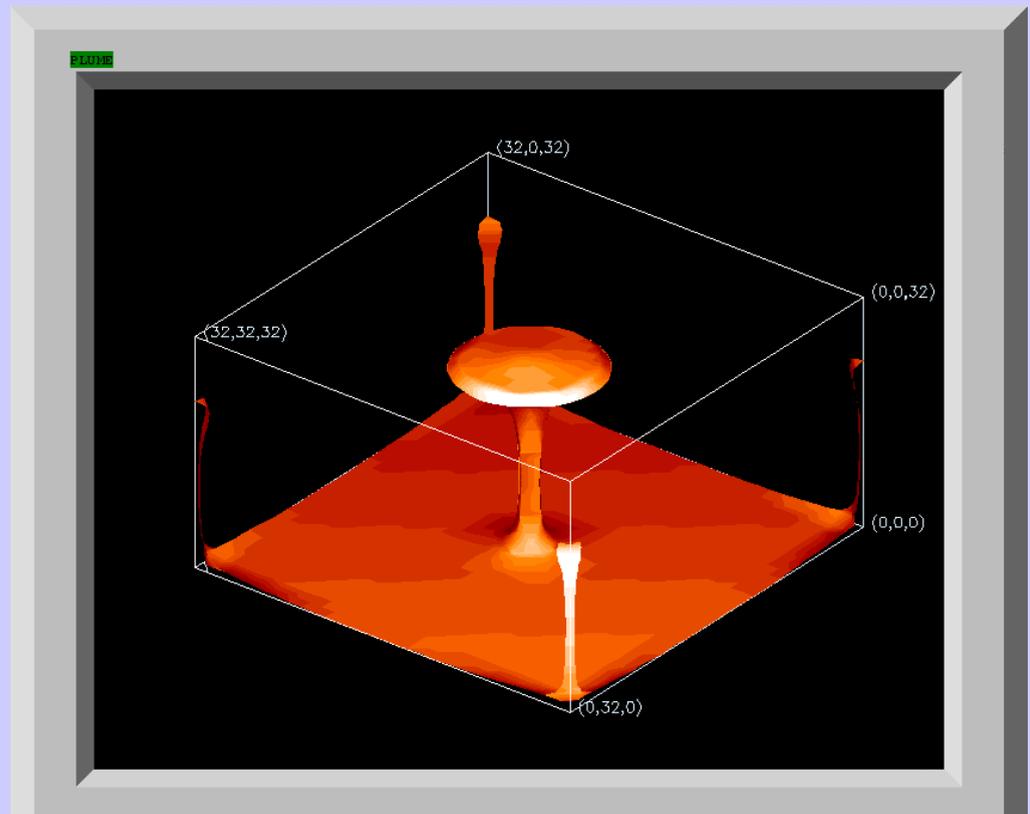
Konvektive Aufströme: Plumes und Hot spots,



Konvektive Aufströme: Plumes und Hot spots,

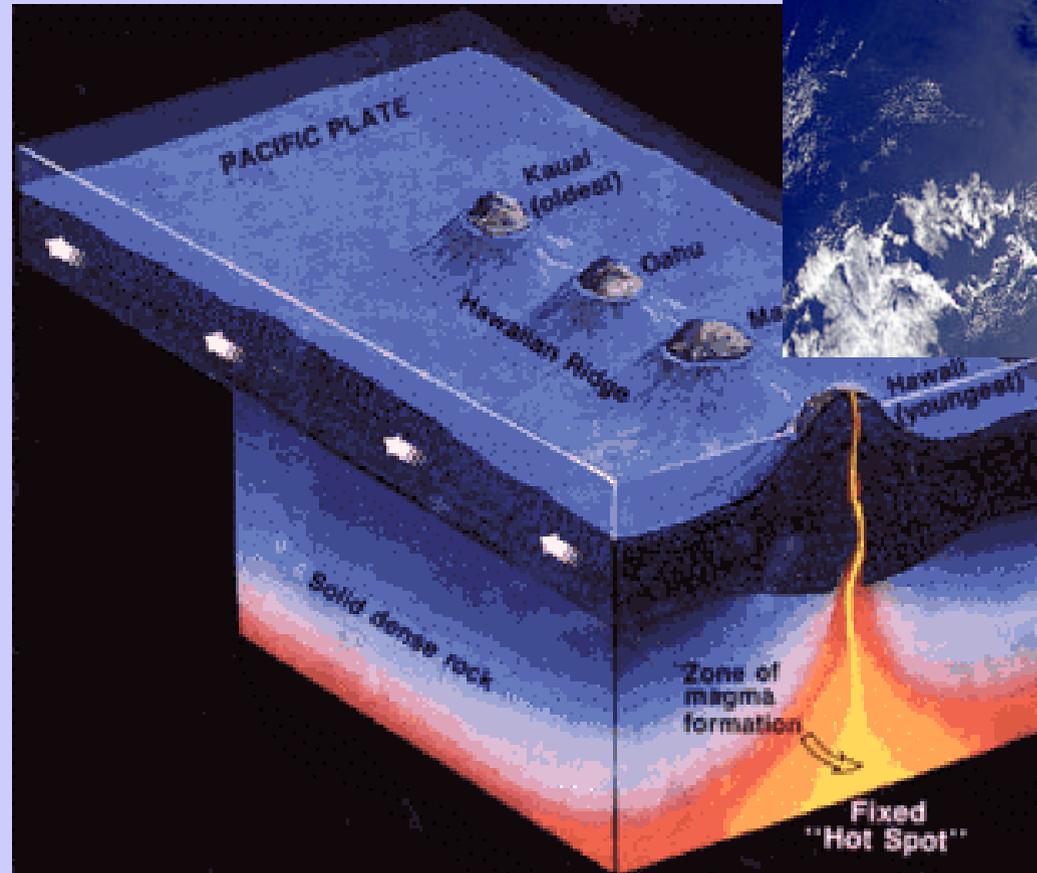
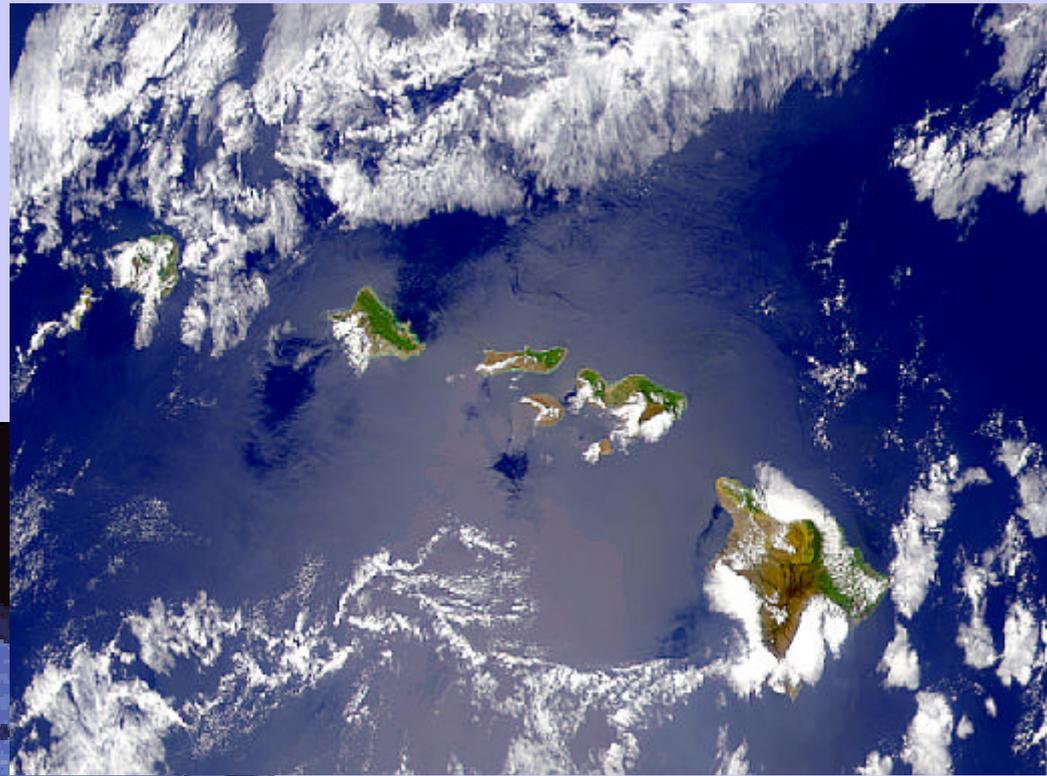


Numerisches Modell eines aufsteigenden Plumes



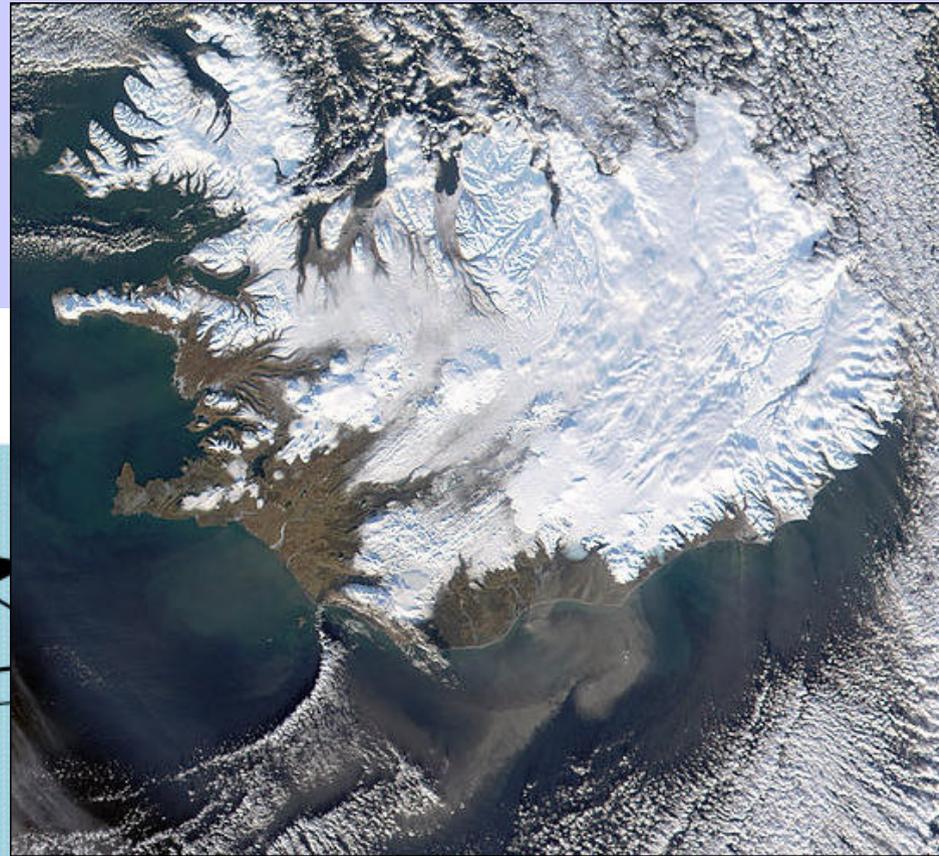
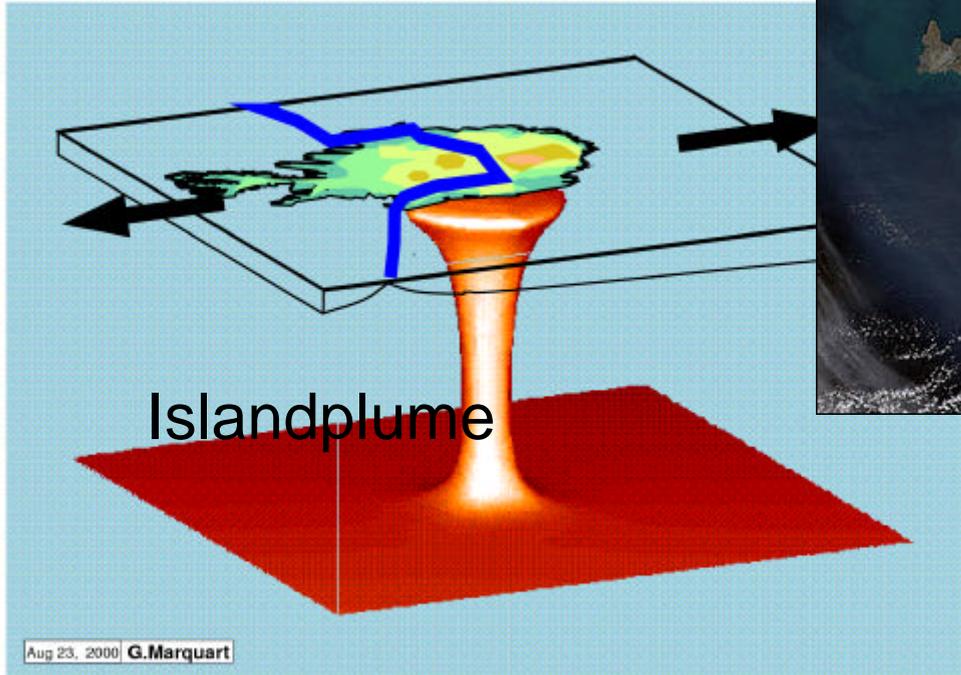
Marquart, 2000

Hotspots: Beispiel Hawaii



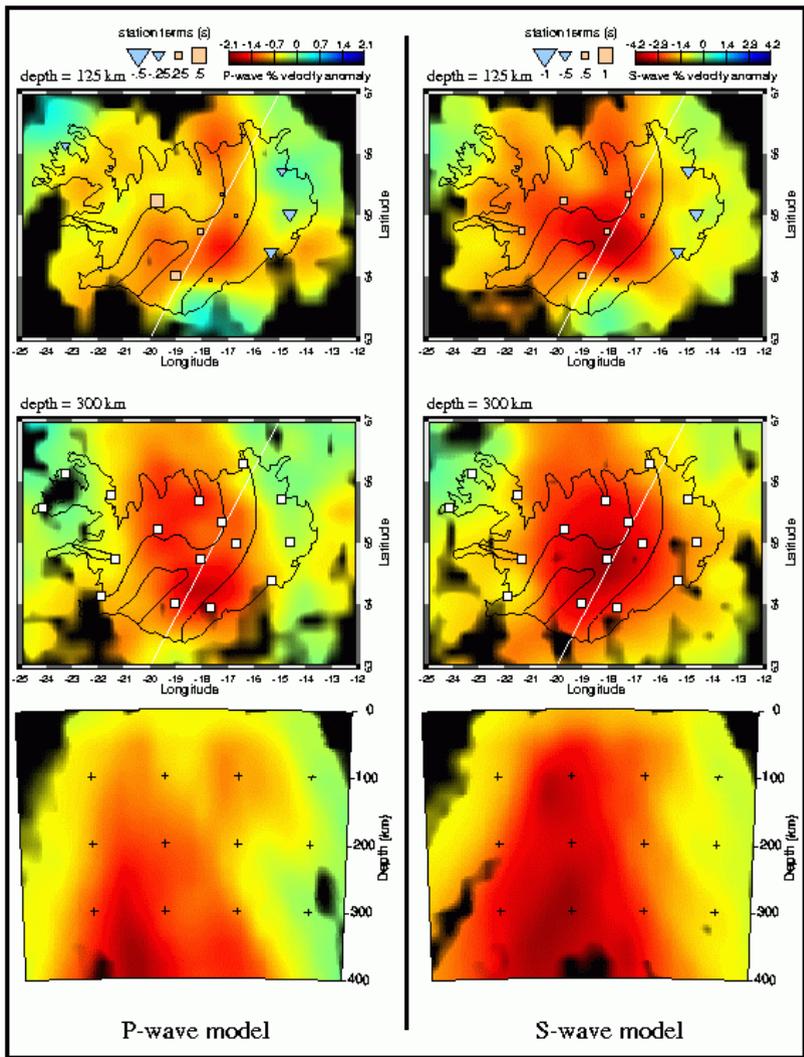
- Plume unter driftender Platte:
- Vulkankette
 - Zunehmendes Alter mit Entfernung von aktivem Hotspot

Hotspots: Beispiel Island



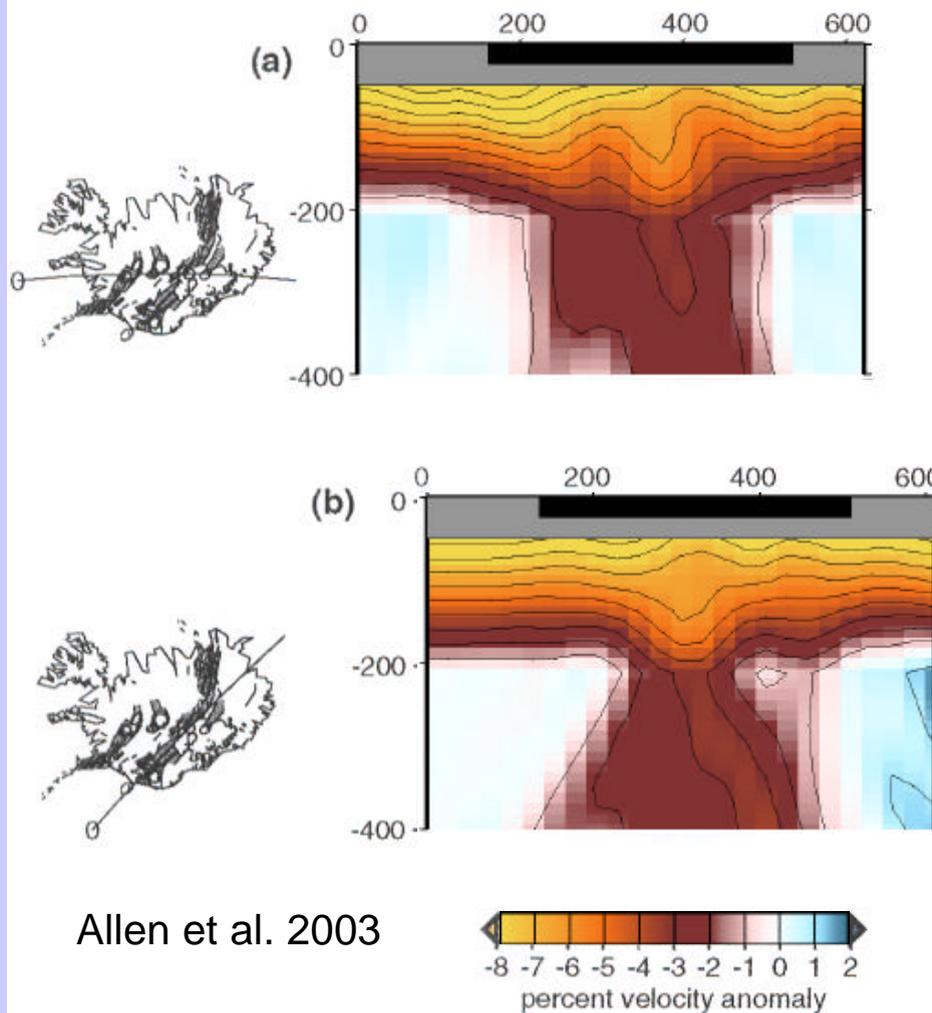
- Plume unter Rücken:
- Anomale Krustenproduktion, bis 40 km mächtig
 - Rücken ragt über Meeresoberfläche hinaus

Tomographie Modelle des Islandplumes



Icemelt, Wolfe et al., 1997

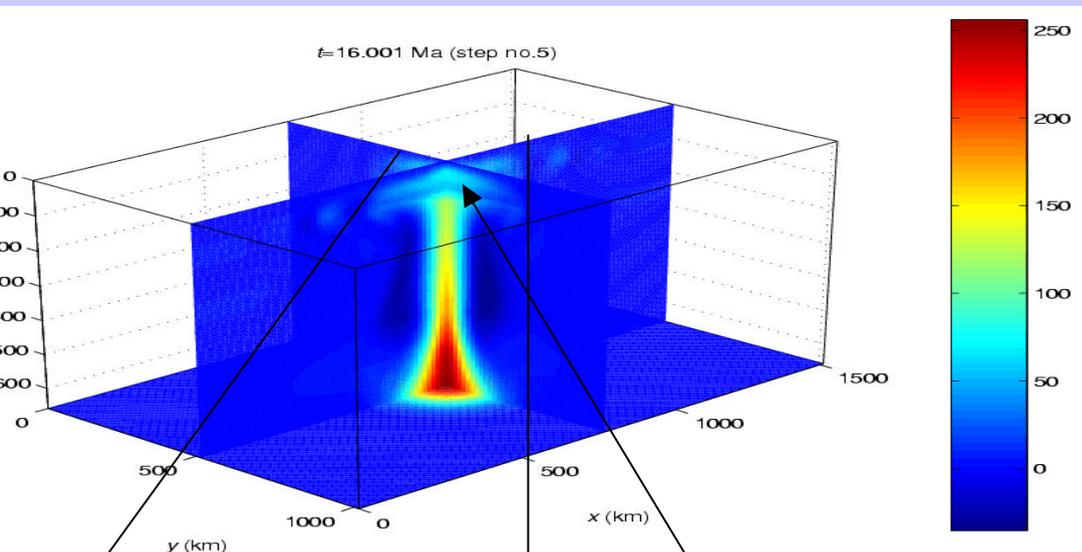
FIG. 2



Allen et al. 2003

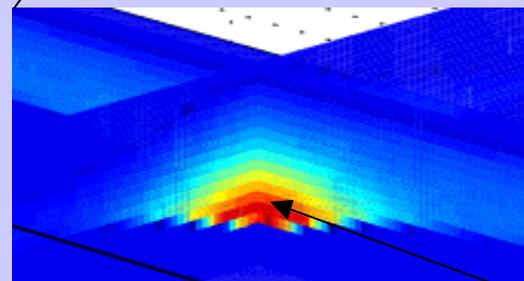
percent velocity anomaly

Numerisches Modell eines aufsteigenden Plumes mit Schmelzen (von T. Ruedas)

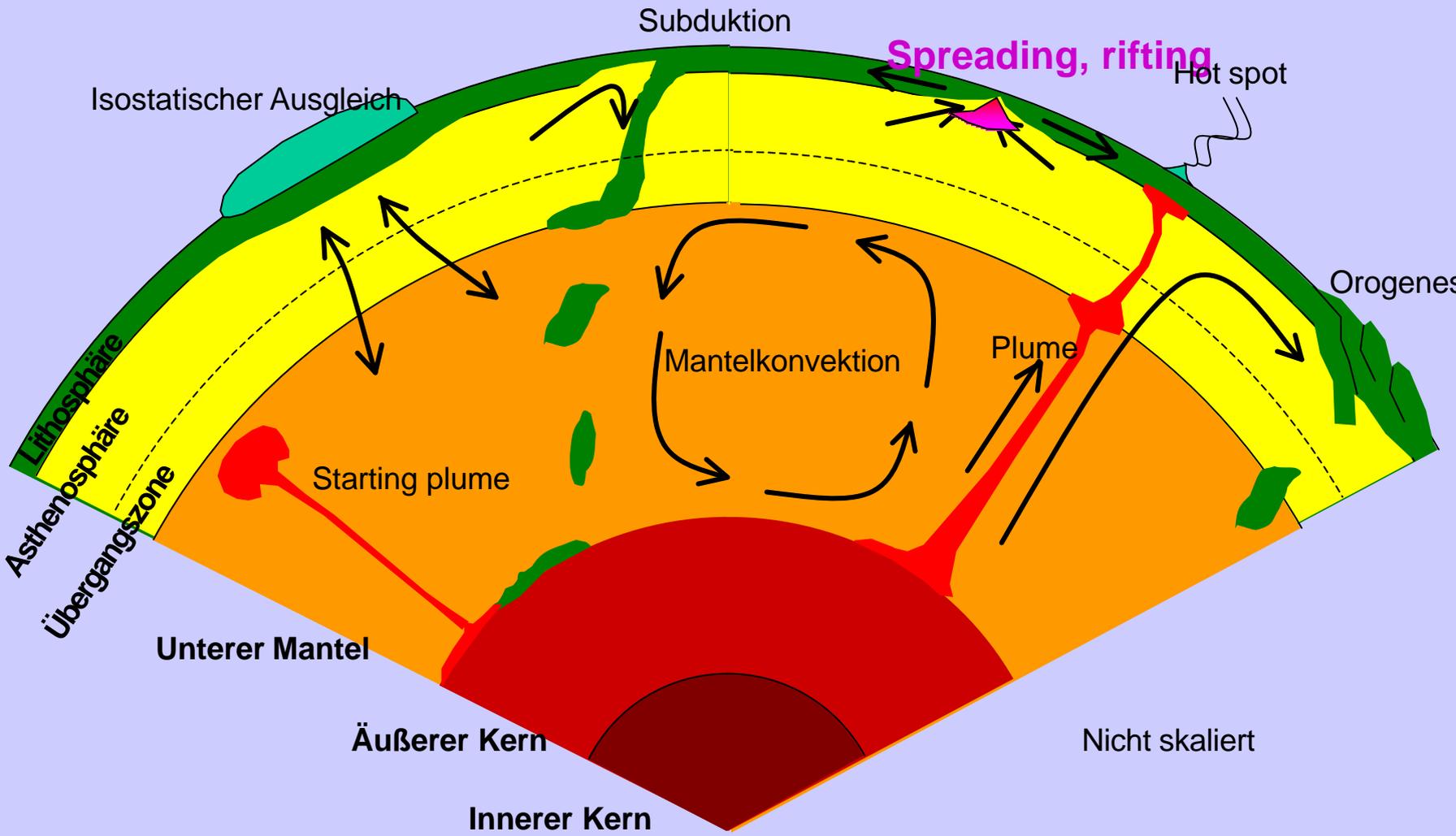


Gezeigt ist die anomale Temperatur

Hier findet das Aufschmelzen statt



Konvektive Aufströme: ozeanische Rücken



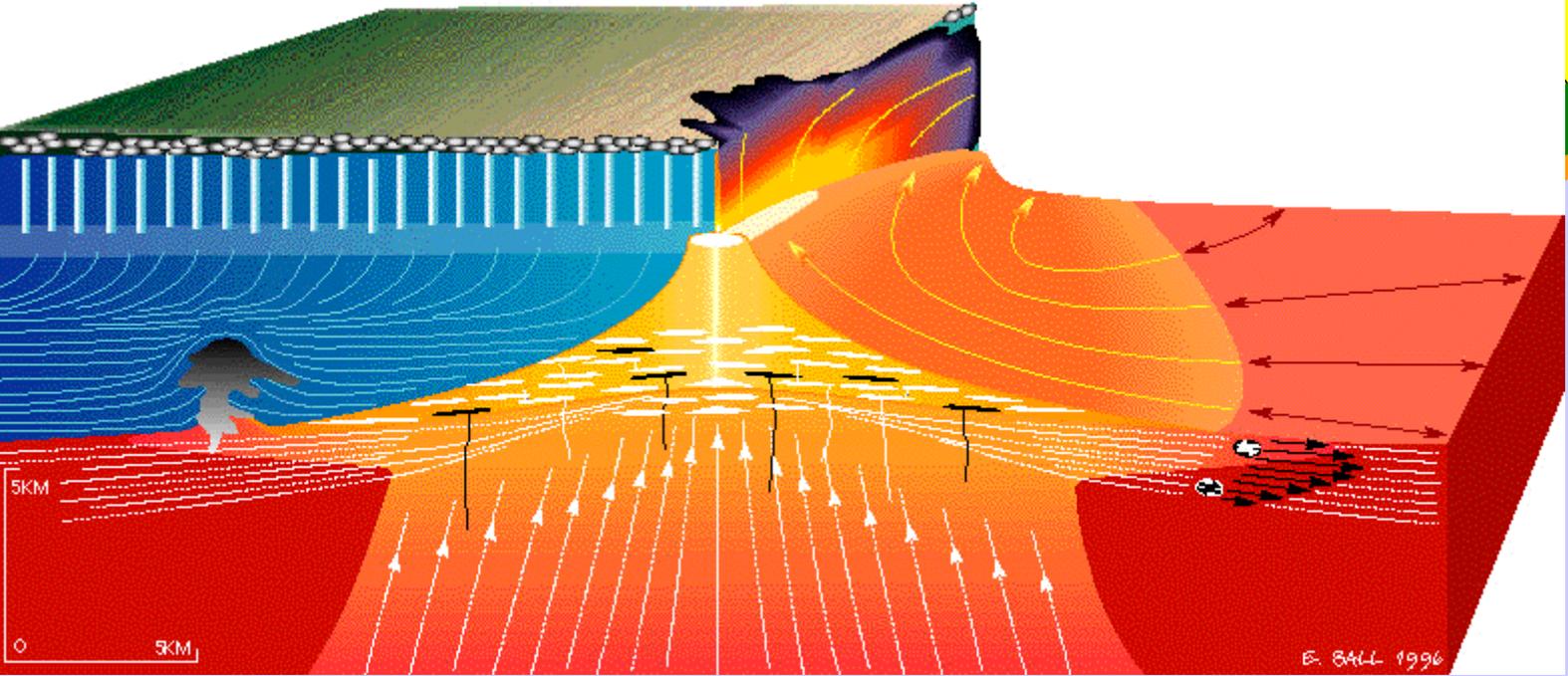
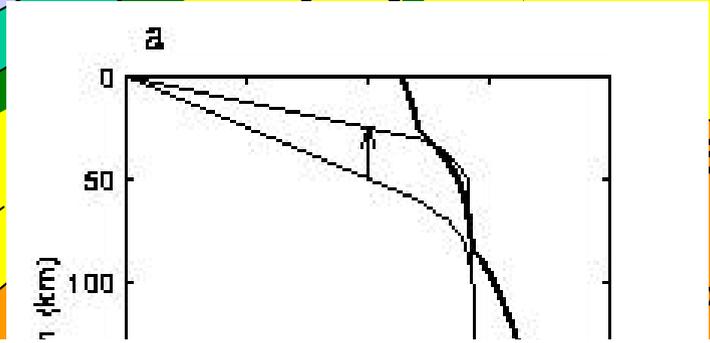
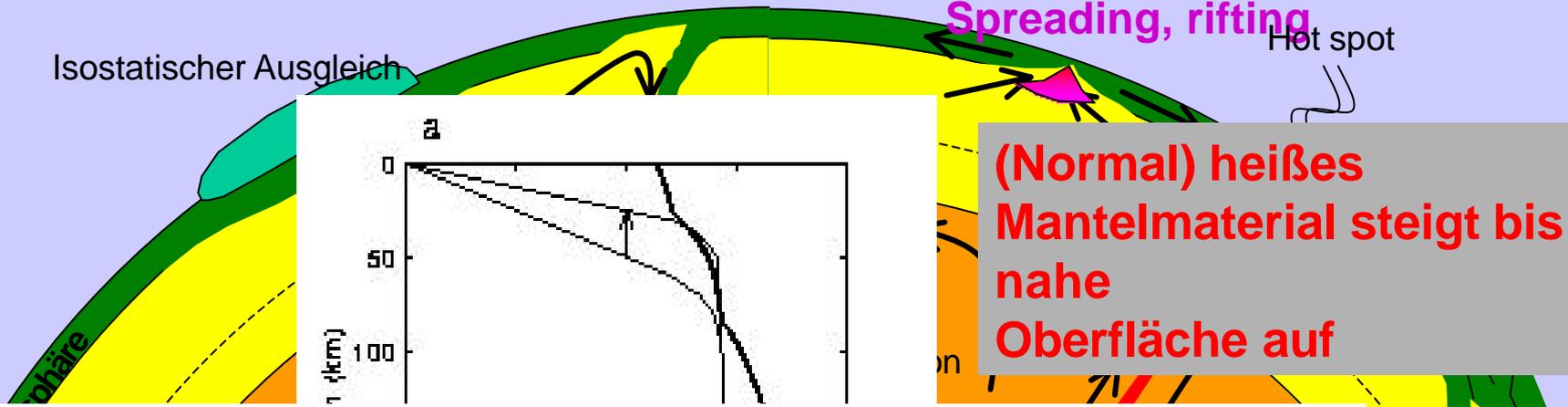
Konvektive Aufströme: ozeanische Rücken

Subduktion

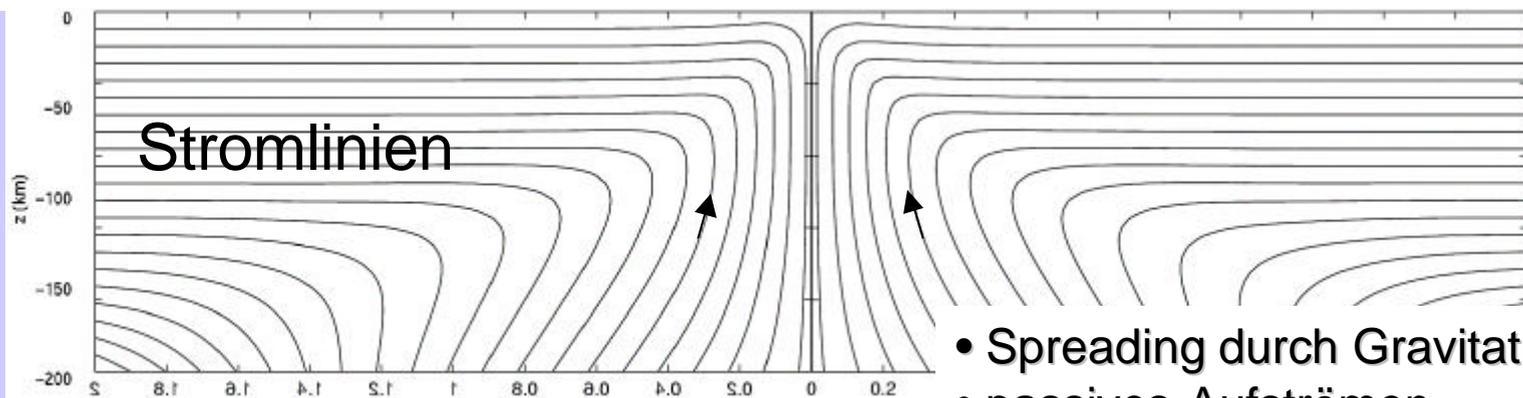
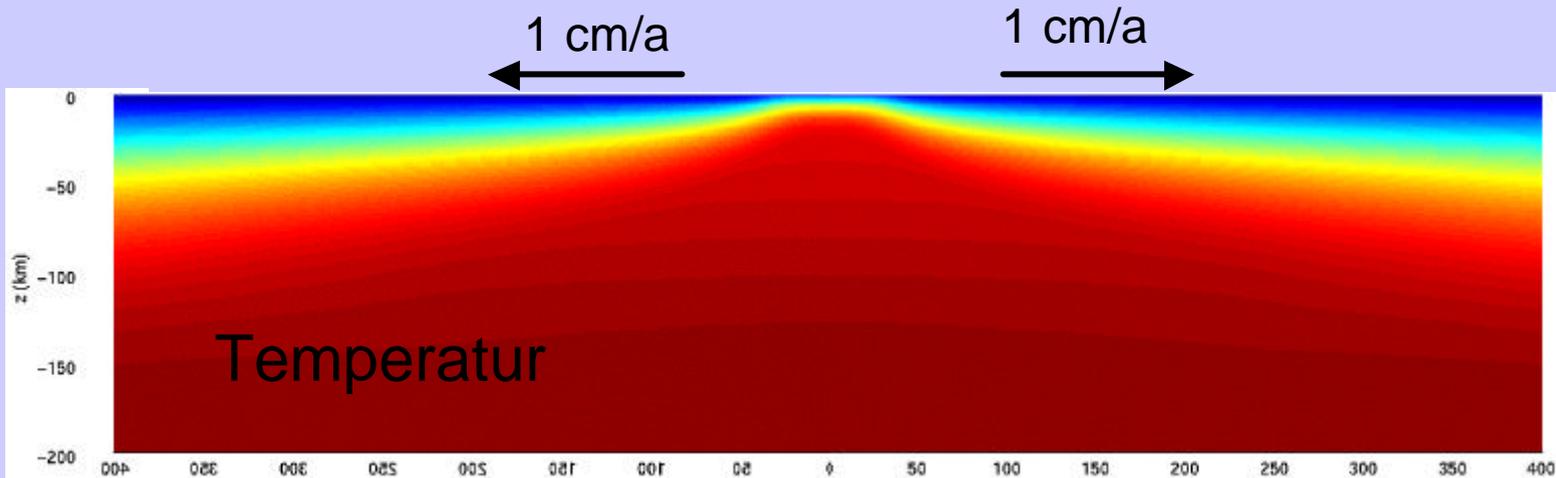
Spreading, rifting

Hot spot

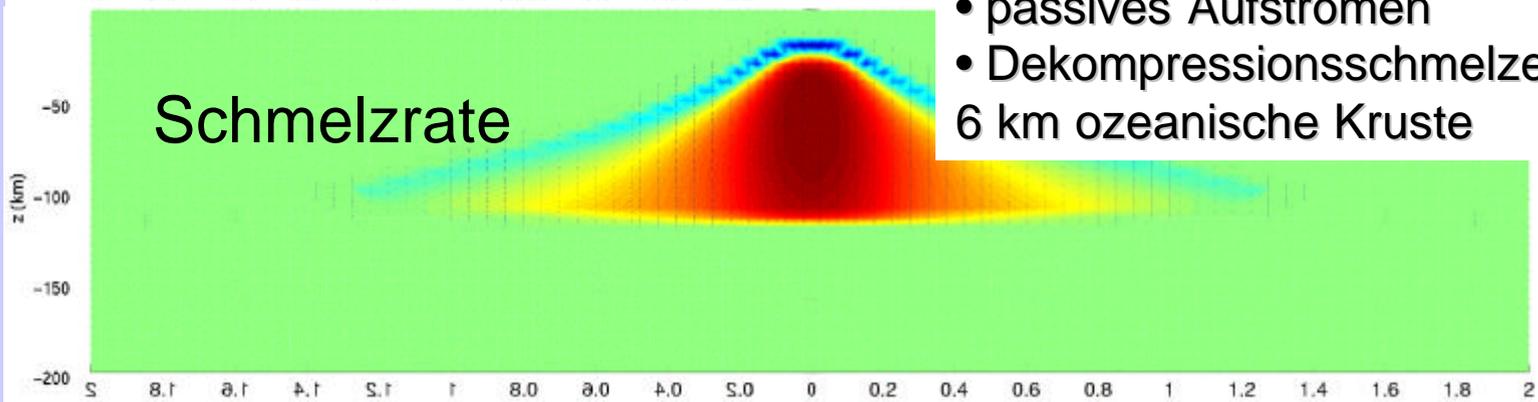
Isostatischer Ausgleich



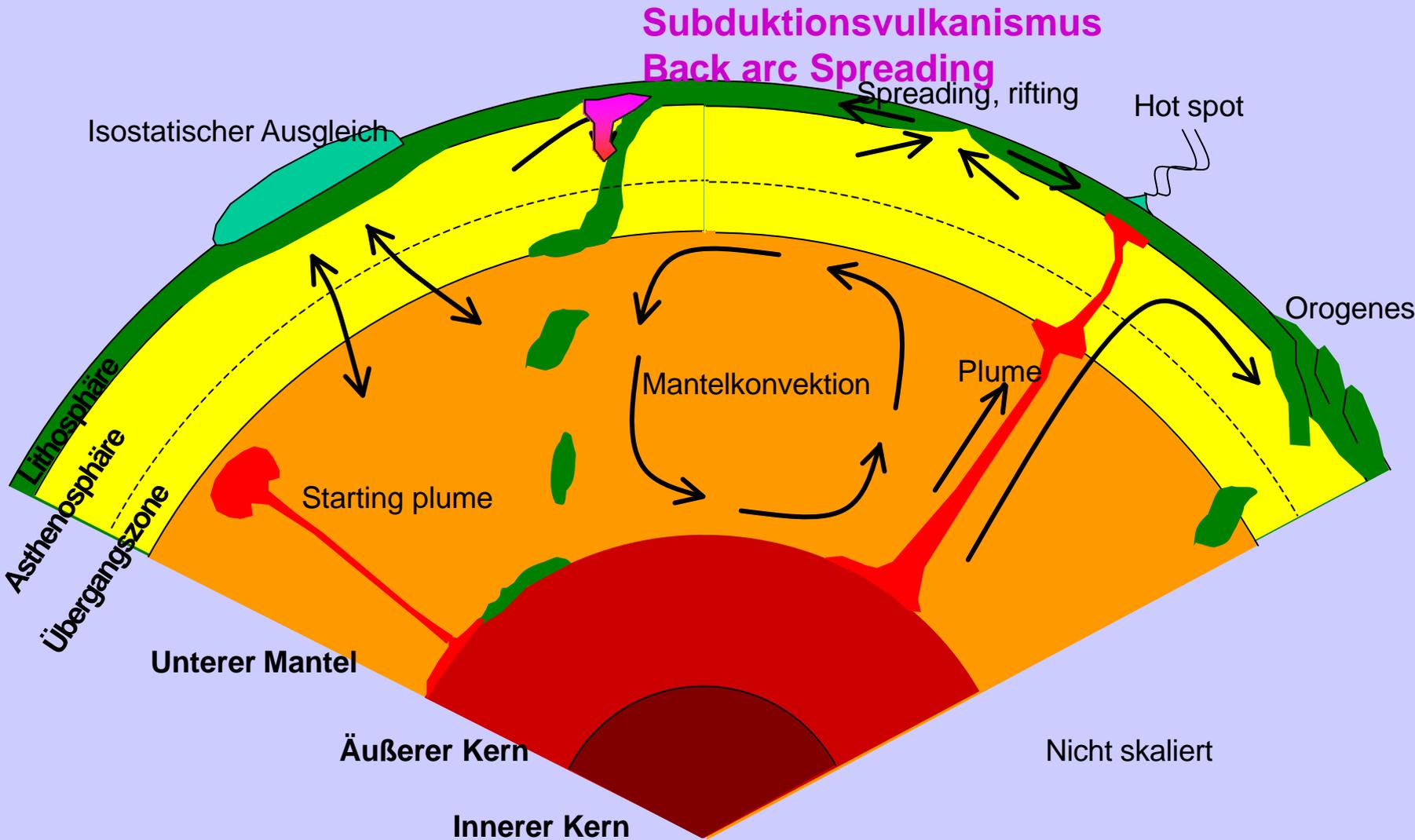
Modellierte ozeanische Rückenstruktur



- Spreading durch Gravitationsgleiten
 - passives Aufströmen
 - Dekompressionsschmelzen erzeugen
- 6 km ozeanische Kruste



Subduktionszonen



Subduktionszonen

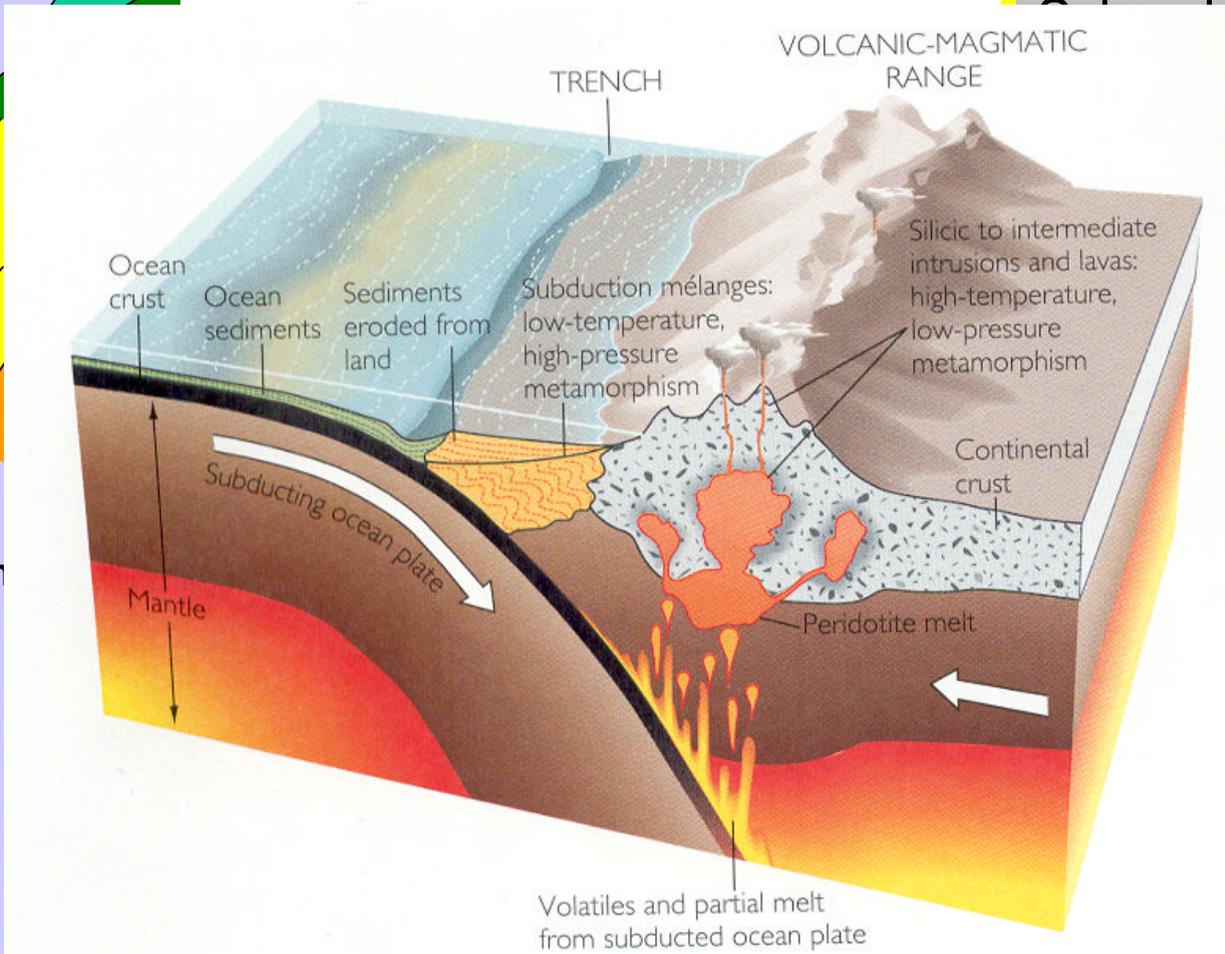
Subduktionsvulkanismus Back arc Spreading

Spreading, rifting

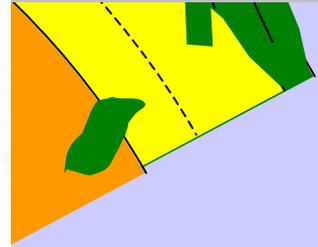
Hot spot

Isostatischer Ausgleich

Lithosphäre
Asthenosphäre
Übergangszone
Un



temperatur
ch
tzes Wasser
setzt

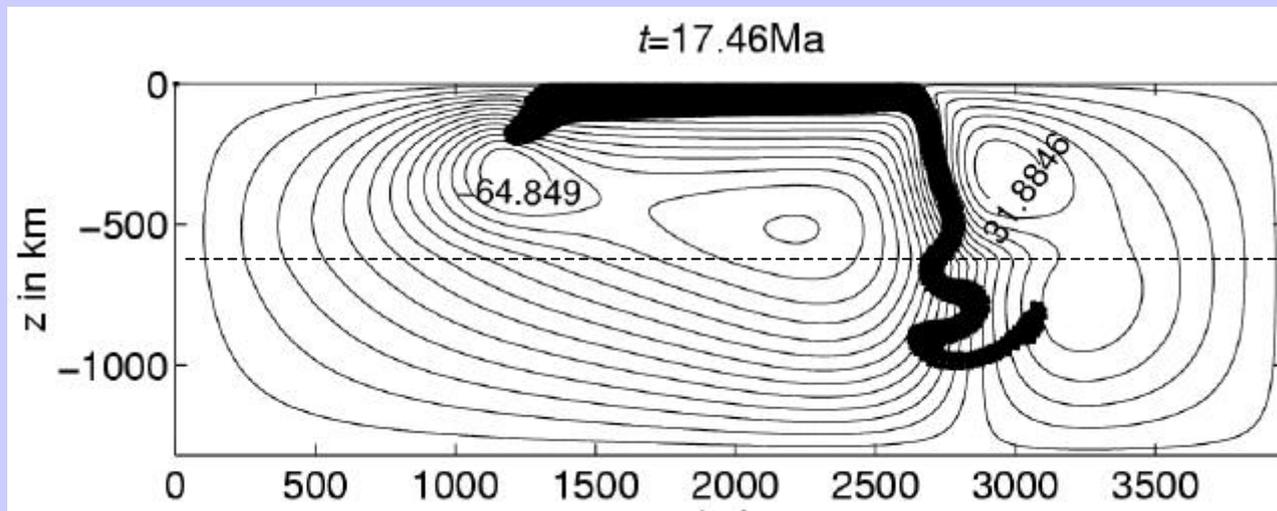
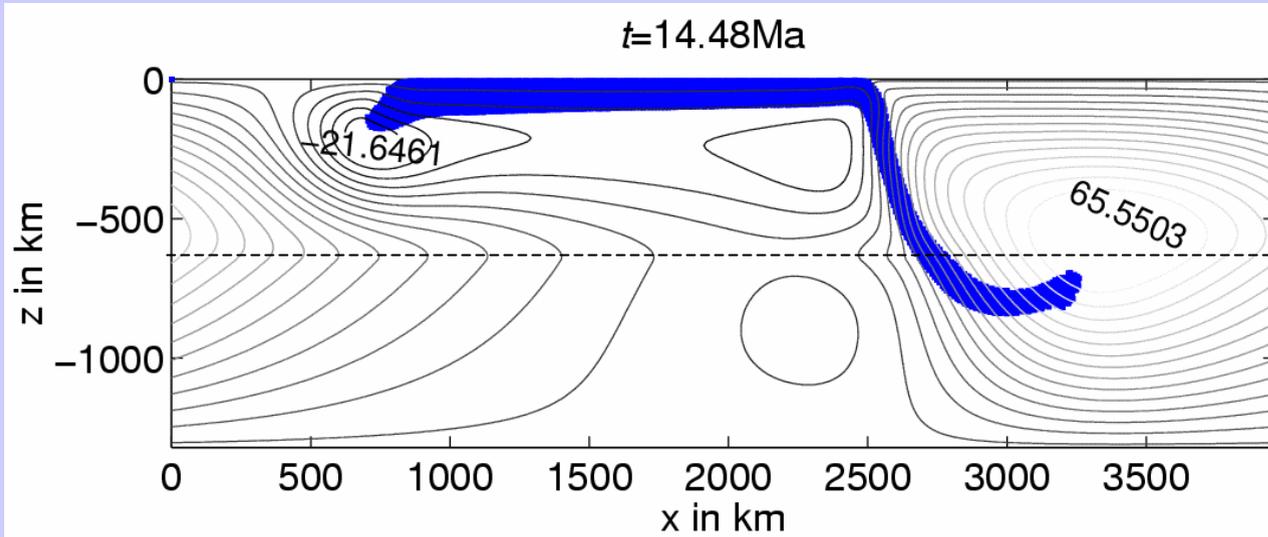


aliert

Evolution abgetauchter Slabs im Mantel?

- Modellierungen
- Seismologie

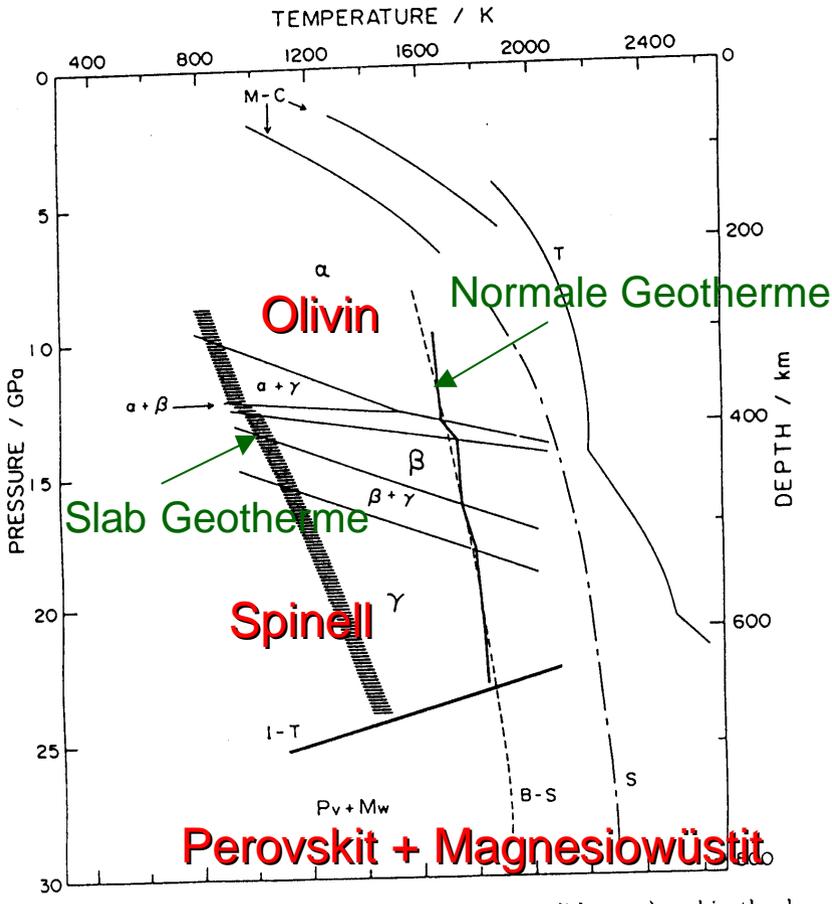
Effekt eines Viskositätssprunges in 660 km



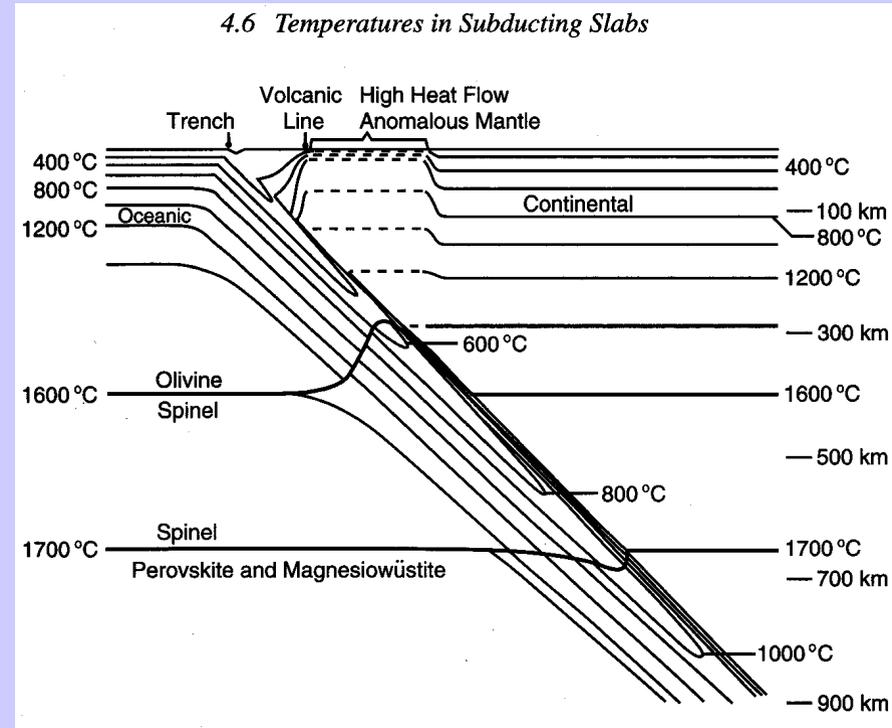
- Trench rollback
- Slab pile up
- Faltenbildung

Effekt der Phasengrenzen in 410km und 660 km

Akaogi et al.: The α , β , and γ Transitions in the System $Mg_2SiO_4 - Fe_2SiO_4$



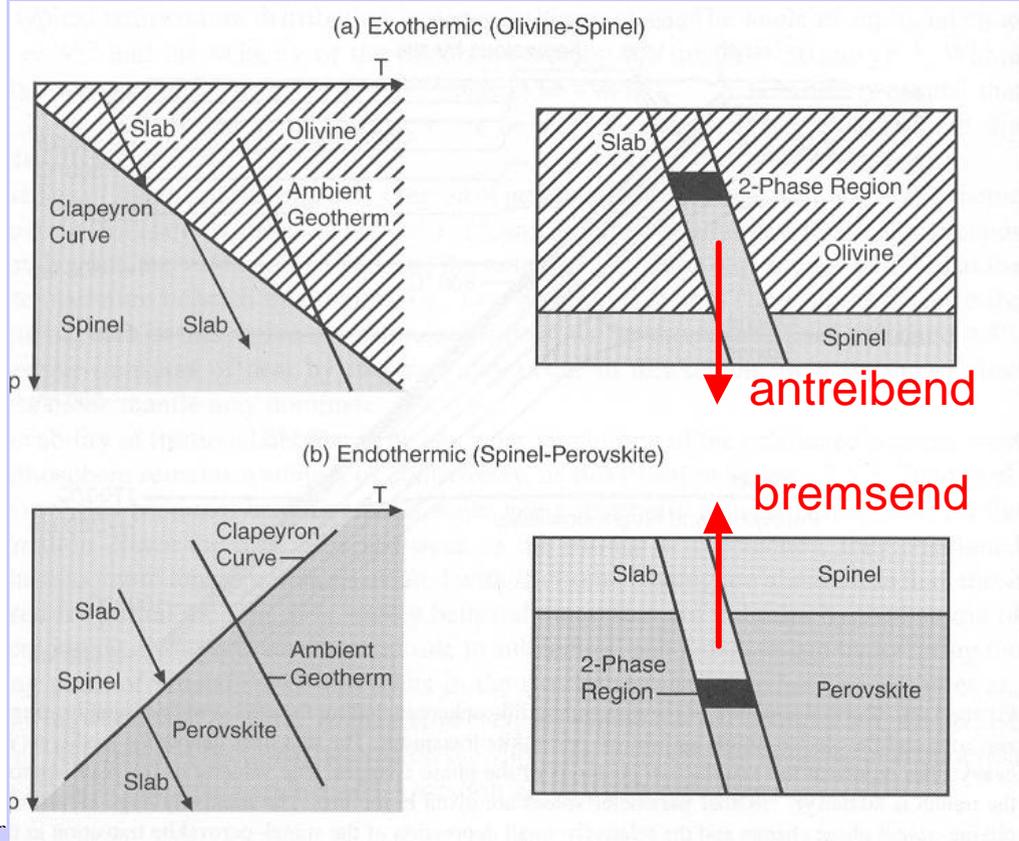
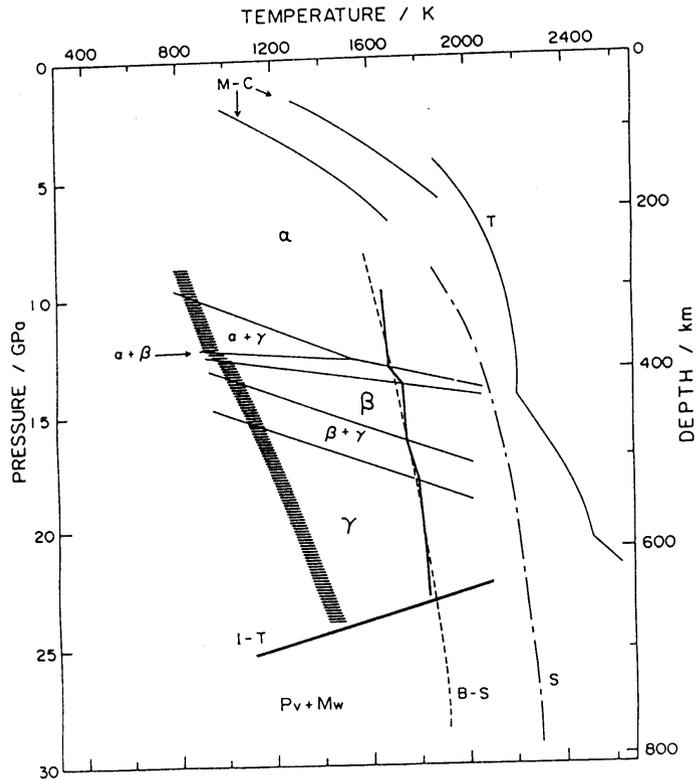
- **Aufwölbung der Ol – Sp –Grenze**
- **Depression der Sp – Pv+Mw Grenz**



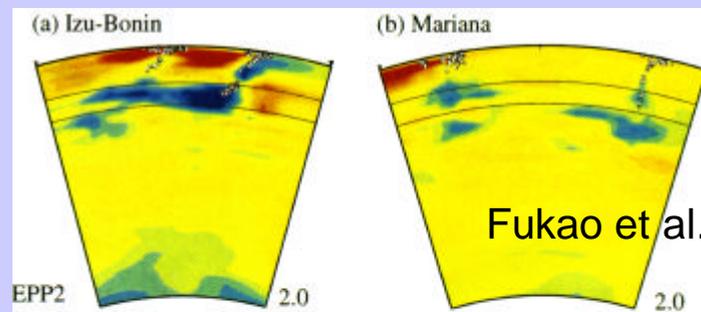
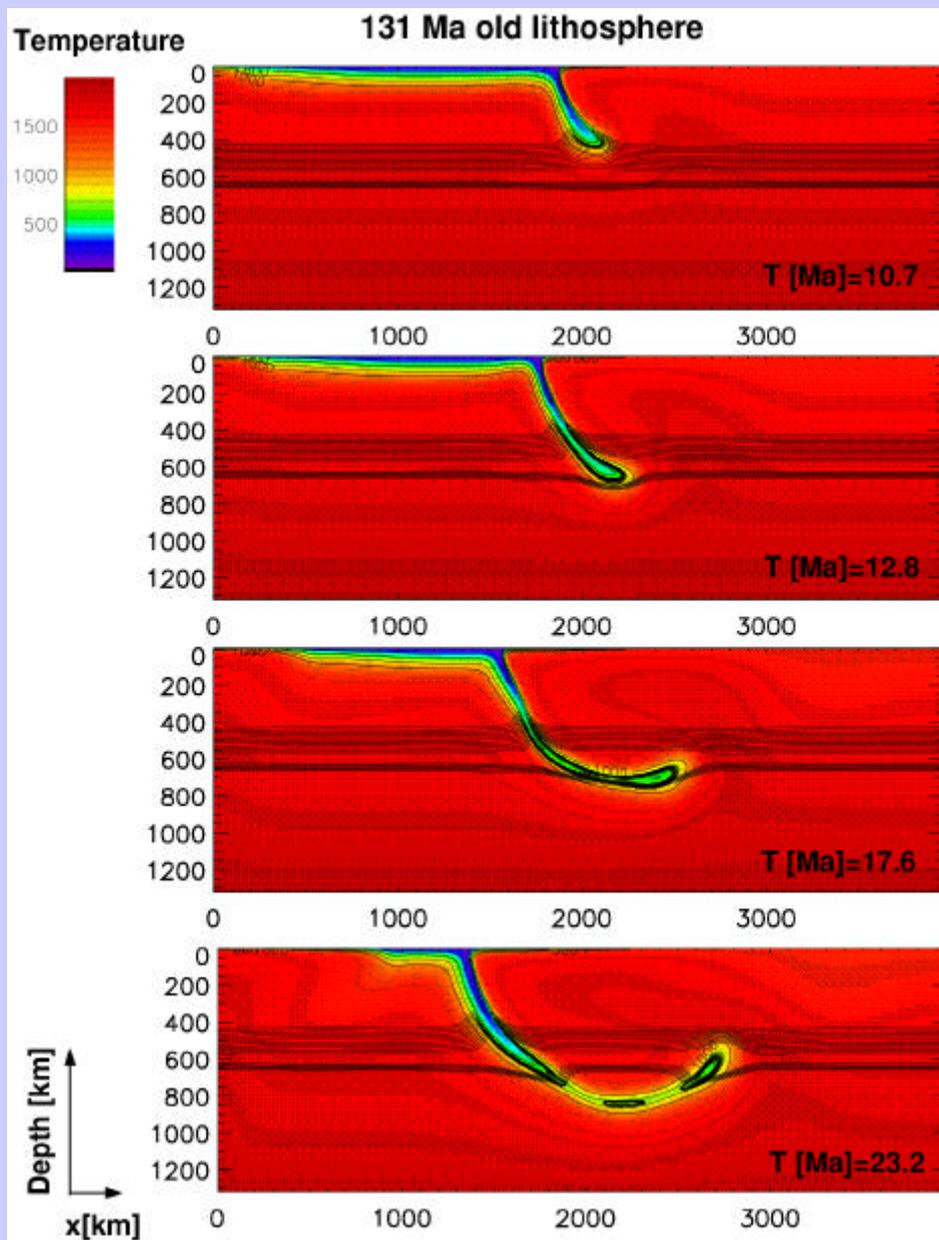
Schubert et al., 2001 Mantle convection in the Earth and Planets

Effekt auf Auftrieb (Slab pull)

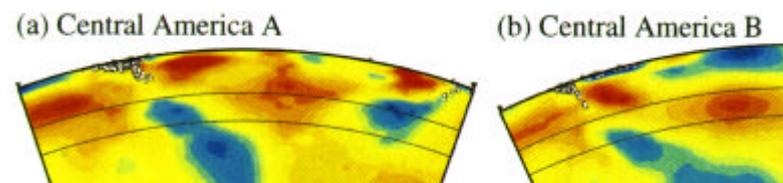
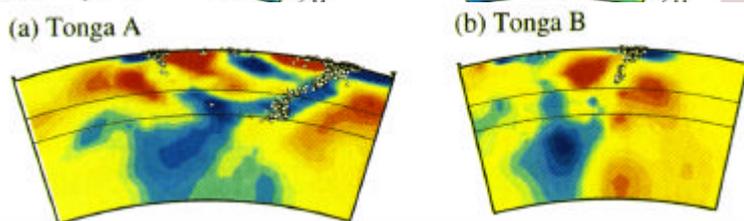
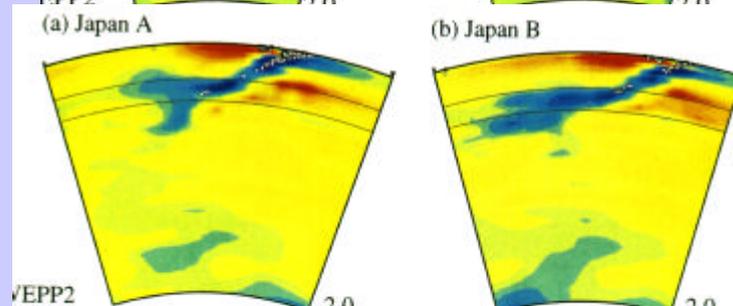
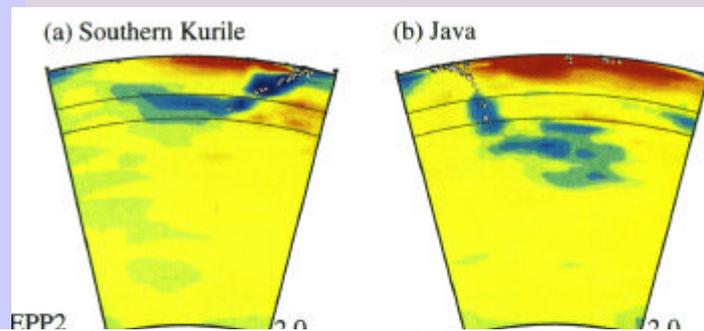
Akaoagi et al.: The α , β , and γ Transitions in the System $Mg_2SiO_4 - Fe_2SiO_4$



Schubert et al., 2001 Mantle convection in the Earth and Planets



Fukao et al., 2000

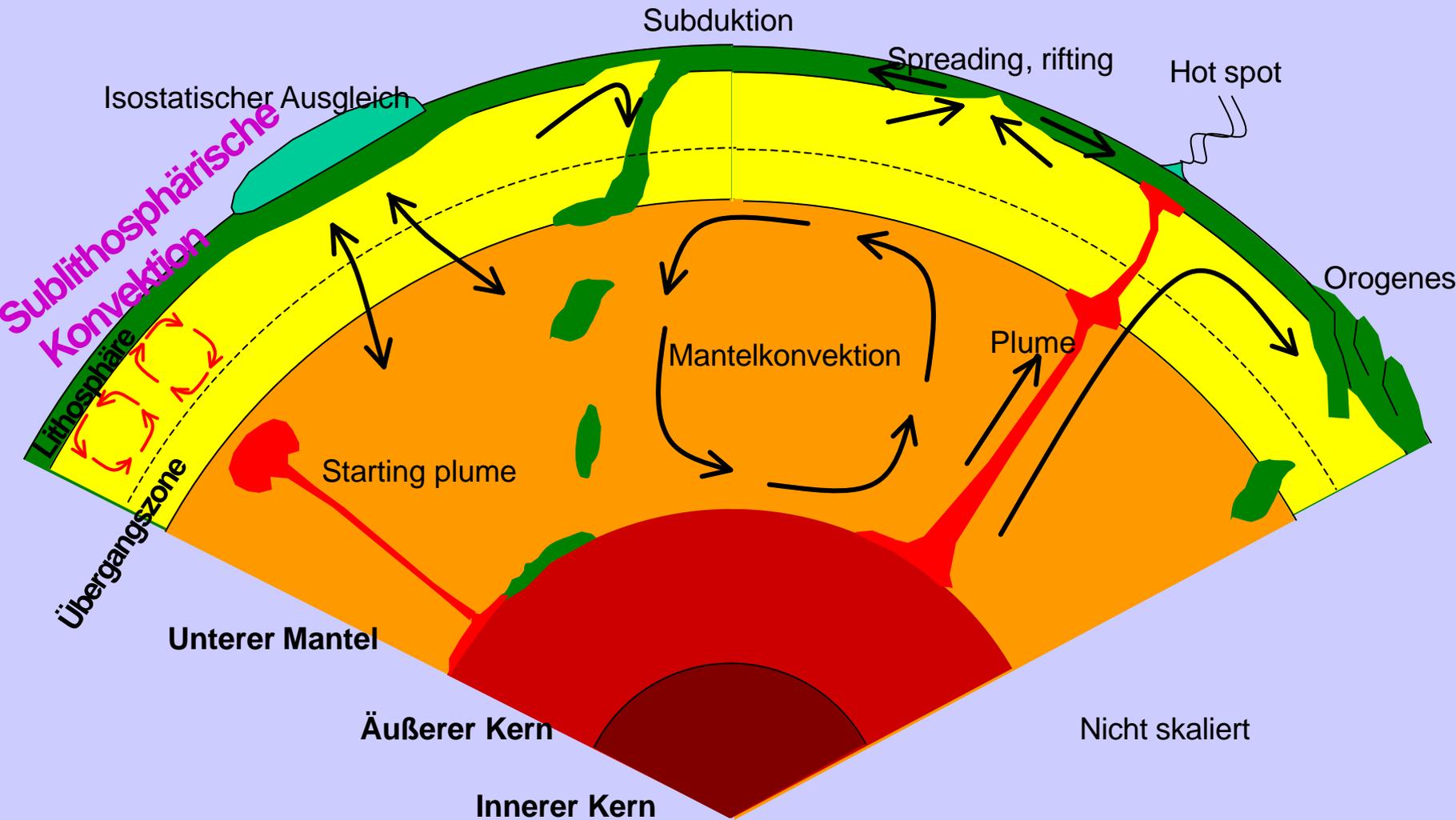


Tetzlaff und Schmeling, 2000

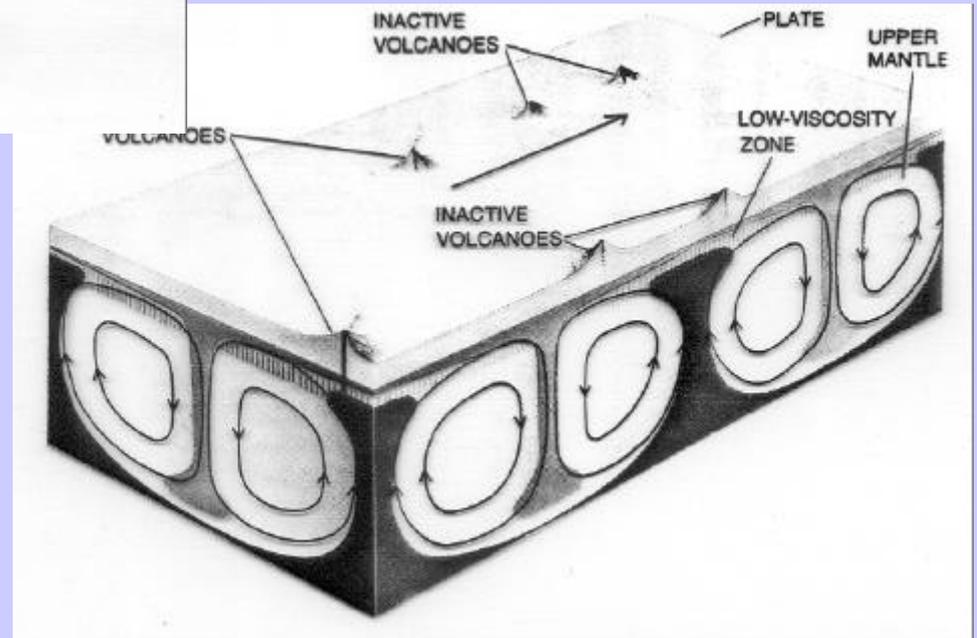
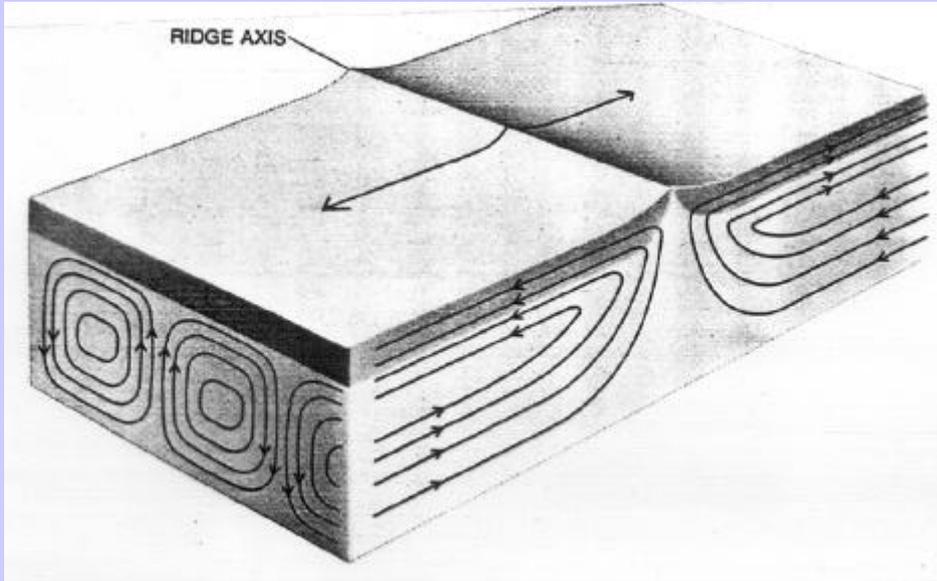
Zwischenergebnis:

- Viskositätssprung und Phasengrenzen behindern Subduktion
- Durchdringung jedoch möglich und wahrscheinlich
- Bestätigt durch seismische Tomographie
- Ganzmantelkonvektion mit verringertem Massenfluss durch 660km

Ein zweiter Mode der Mantelkonvektion



Kleinräumige sulithosphärische Konvektion



Instabilität sublithosphärischer Konvektion

Wann wird eine Störung nahe der Basis der abkühlenden Lithosphäre konvektiv instabil?

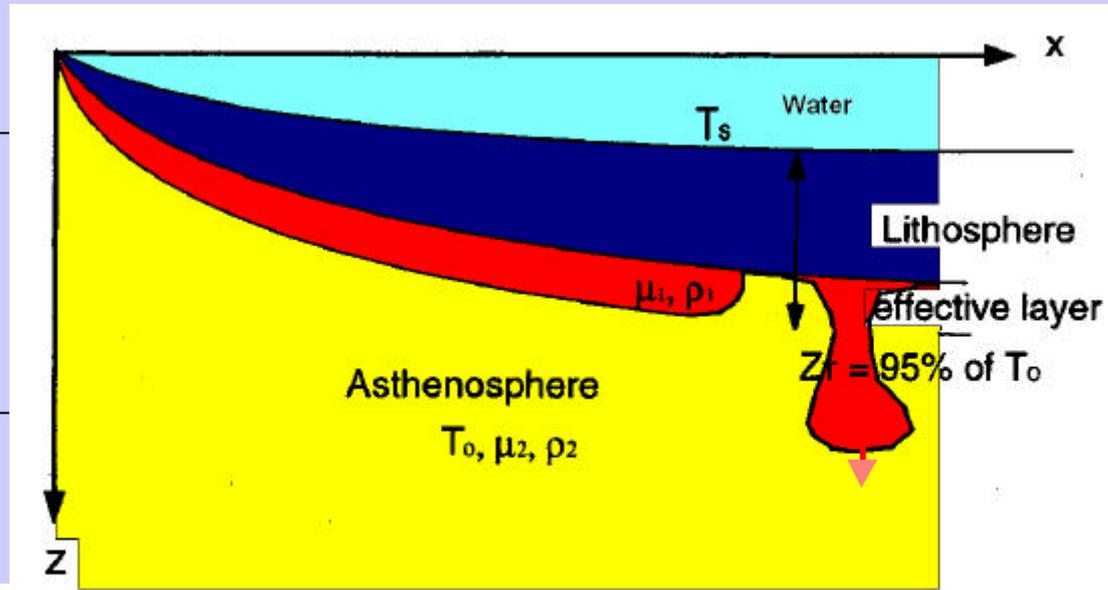
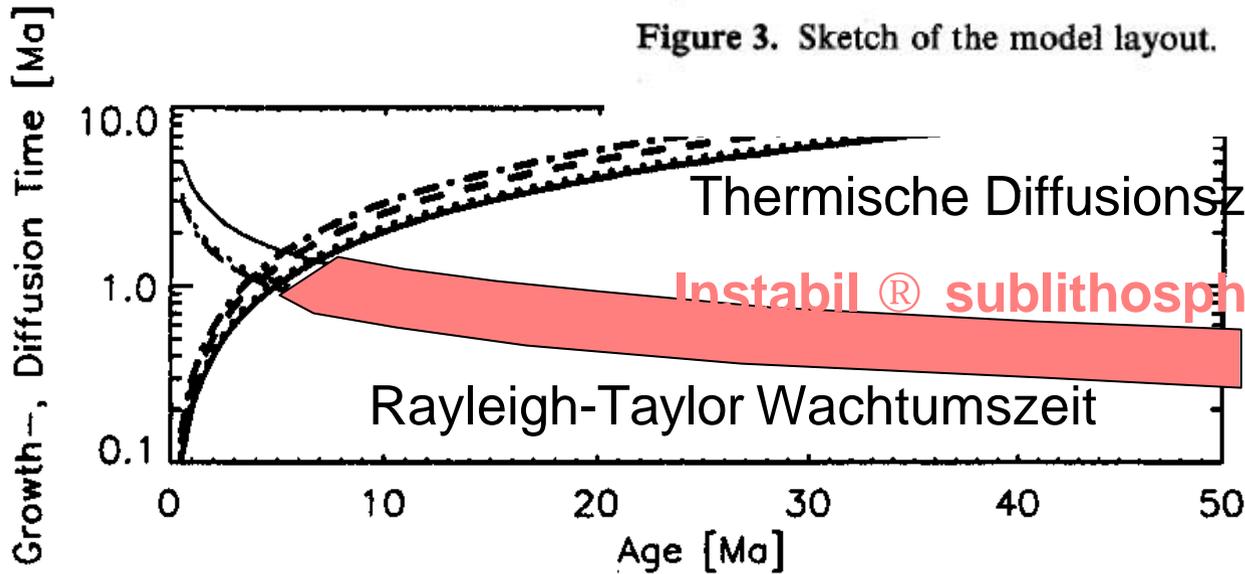


Figure 3. Sketch of the model layout.



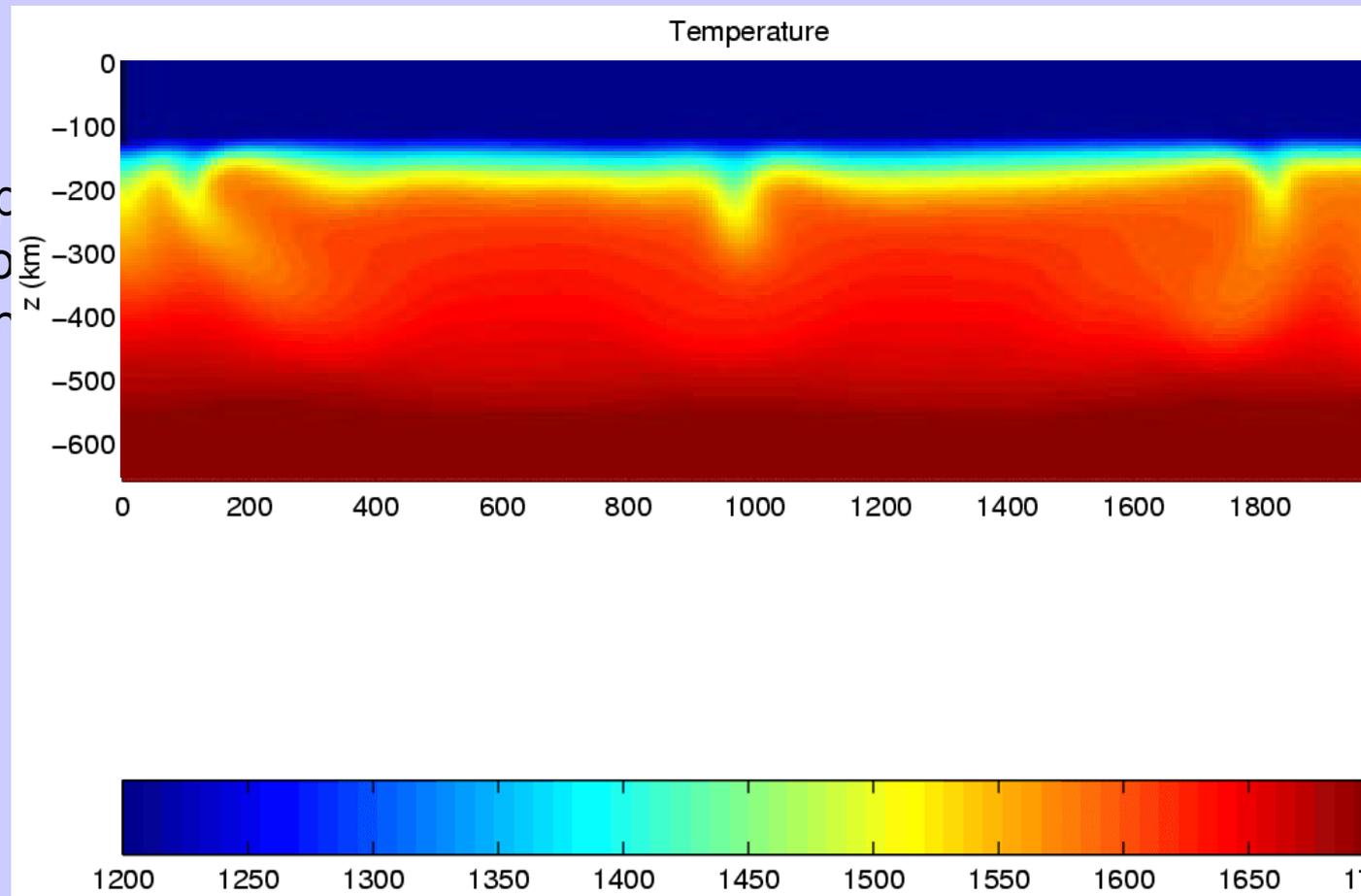
Numerisches Modell sublithosphärischer Konvektion

(Schmeling und Marquart, PEPI, 1999)

2D Modell mit Non-Newtonischer Olivinrheologie

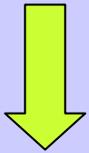
Ergebnisse:

- Laterale Temperatur
- Lithosphärenbildung
- Episodisch

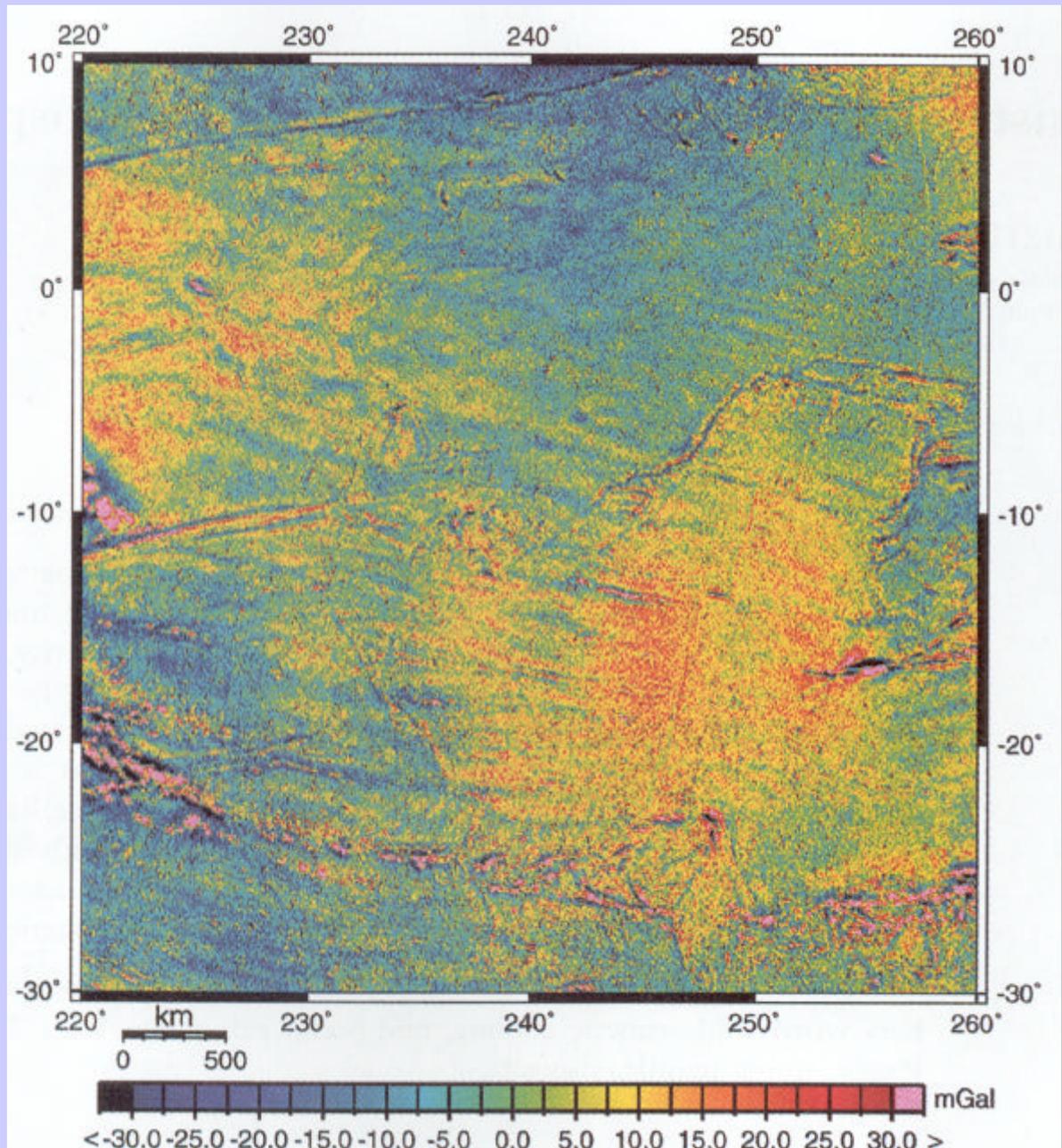


Schwereanomalien des Süd-Ost Pazifiks aus ERS1 Daten

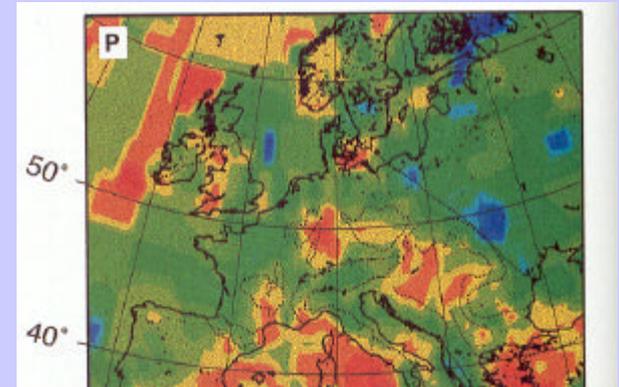
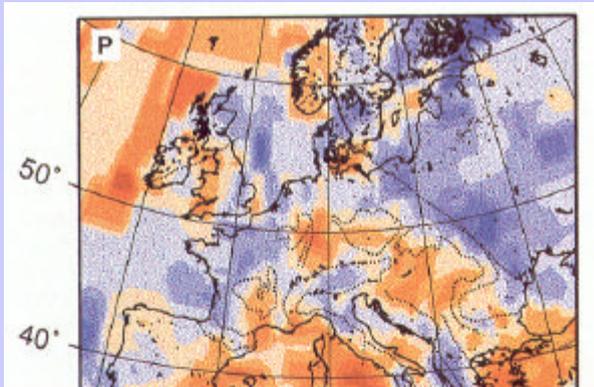
- Anomalien senkrecht zum Rücken
- Sie kreuzen ältere Fracture zones
- Wellenlänge im W größer



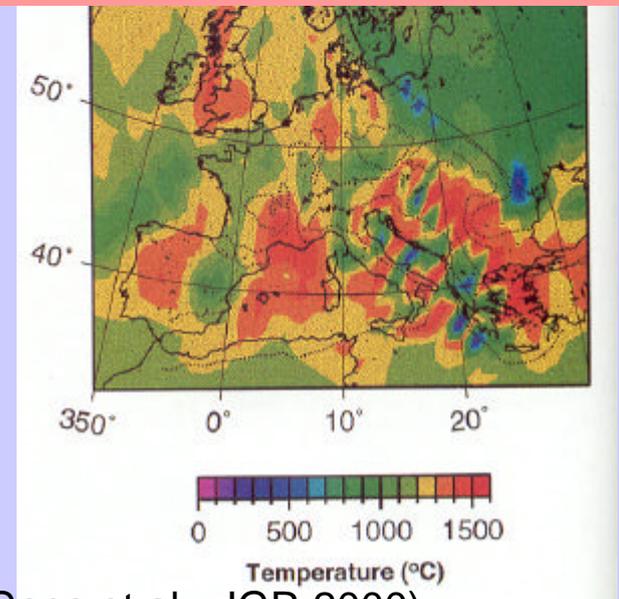
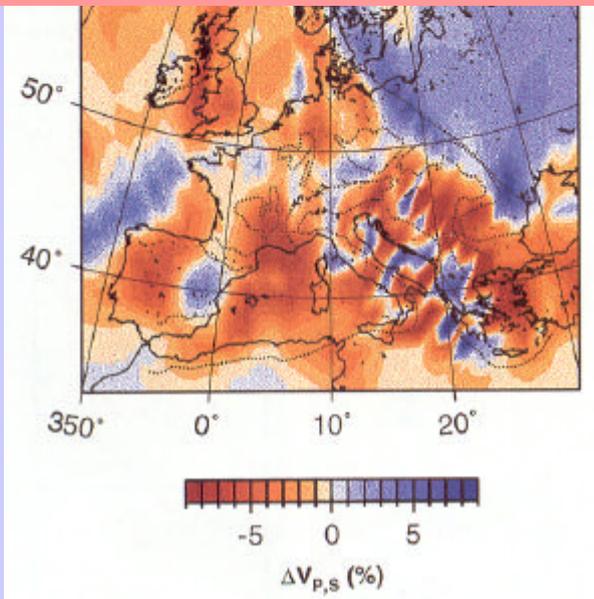
Sublithosphärische Konvektion



Sublithosphärische Konvektion in kontinentalen Bereichen?



Laterale T-Variationen von $\pm 100\text{K}$ in der Asthenosphäre sollten sublithosphärische Konvektion hervorrufen



(Goes et al., JGR 2000)

Zusammenfassung:

- Grundlagen Mantelkonvektion:
 - Wärmequellen: 50% Anfangswärme und 50% radiogene Wärme
 - Ra im Erdmantel stark überkritisch, heftige Konvektion
 - Plattenkräfte: Gravitationsgleiten (Ridge push), mantle drag, slab pull, slab resistance
 - Plattentektonik stellt einen integralen Teil der Mantelkonvektion dar
 - Mode der Mantelkonvektion: Plattendominiert, ähnlich Lavasee
- Seismische Tomographie: Abbild der gegenwärtigen Temperaturverteilung im Mantel (Slabs im mittleren Mantel, Superplumes unter Afrika und Pazifik)
 - Hieraus gegenwärtige Mantelströmungen berechenbar
- Plumes:
 - unter driftenden Platten: Vulkanketten mit Altersabfolge
 - unter Spreadingzonen: anomale Krustenproduktion
- Spreading ridges: Passives Aufströmen
- Subduktionszonen: Viskositätssprung und Phasengrenzen behindern Subduktion (Trench rollback, slab pile up, Faltenbildung)
 - Durchdringung jedoch möglich und wahrscheinlich
 - Bestätigt durch seismische Tomographie
 - Ganzmantelkonvektion mit verringertem Massenfluss durch 660km
- Zweiter Mode der Konvektion: Sublithosphärische kleinräumige Konvektion unter Ozeanen (Rollen) und Kontinenten (300K laterale T Variationen)

Die Konvektionsgleichungen, dimensionslos (')

$$\frac{\partial \mathbf{r}'}{\partial t'} + \vec{\nabla}(\mathbf{r}' \cdot \vec{v}') = 0$$

Massenerhaltung

$$\vec{\nabla} P'_{dyn} + \frac{\partial}{\partial x'_j} \left[\mathbf{h}' \left(\frac{\partial v'_i}{\partial x'_j} + \frac{\partial v'_j}{\partial x'_i} \right) \right] - Ra T' \vec{e}_3 = 0$$

Impulserhaltung

$$\frac{DT'}{Dt'} - T' \frac{Dp'}{Dt'} = \vec{\nabla} k' \cdot \vec{\nabla} T' + \mathbf{f}' + H'$$

Energieerhaltung

$$Ra = \frac{\mathbf{r}_0 g \mathbf{a} \Delta T h^3}{h k}$$

Rayleighzahl

Thermische Konvektion bei Erwärmung von unten und von innen

- Erwärmung von innen **und** von unten
- Abtriebskräfte durch thermische Kontraktion: Sinkende „Tropfen“
- Auftriebskräfte durch thermische Ausdehnung: Schwache Plumes
- $Ra_H = 10^6$

