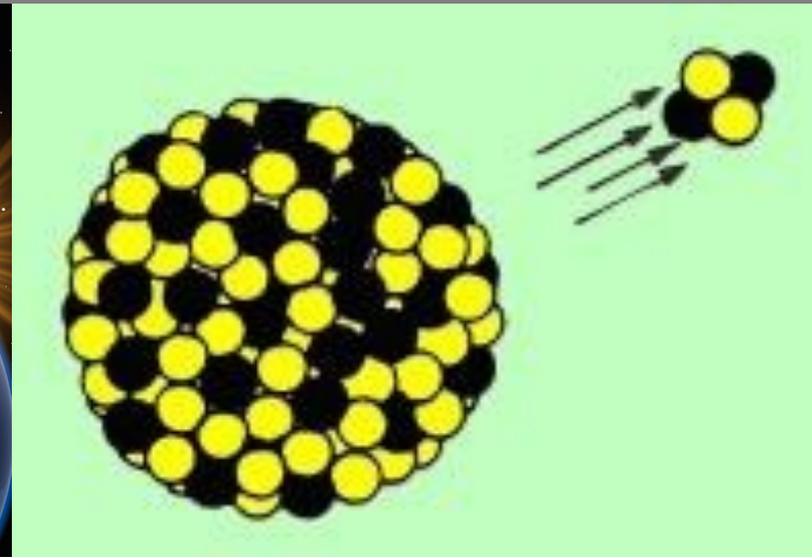
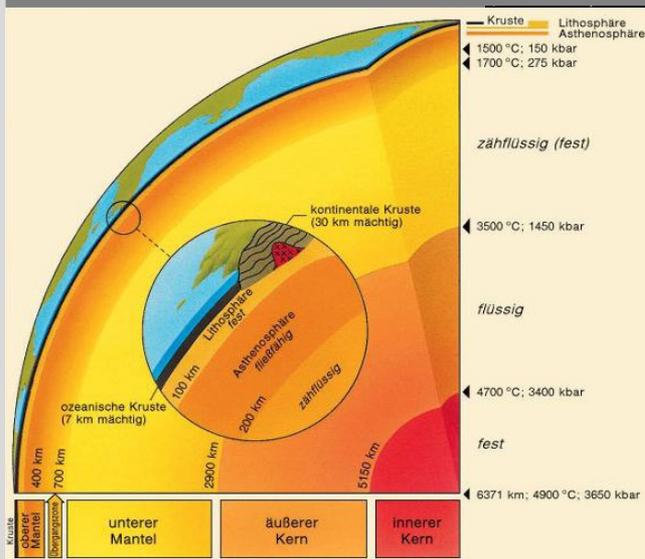


Einführung in die Geophysik II

Aufbau der Erde und Plattentektonik

Radiometrische Altersbestimmung

Geophysikalisches Institut, Fakultät für Physik



ILIAS-Seite

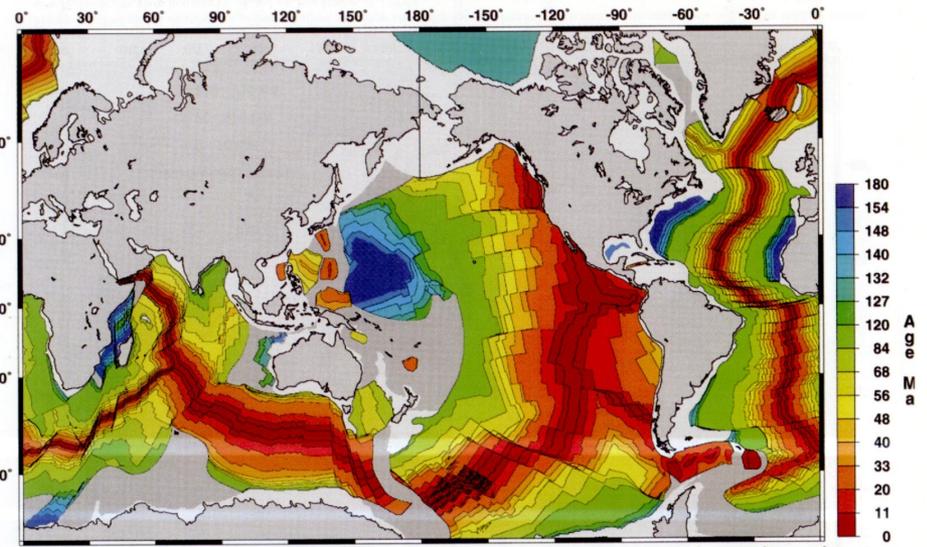
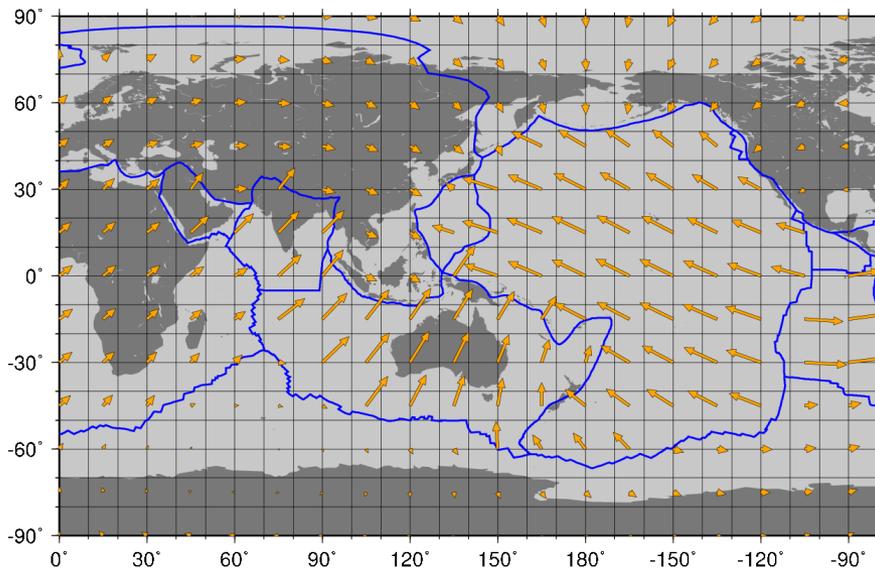
	Vorlesung: Mi., 11:30-13:00, HS B		Übungsblatt online	Übung: Mo., 11:30-13:00, HS B Besprechung der Übungsblätter	
	19.04	keine Vorlesung		17.04	
VL1	26.04	Aufbau der Erde & Plattentektonik		24.04	
VL2	03.05	Radiometrische Altersbestimmung	Ü1	01.05	
VL3	10.05	Seismische Wellen und ihre Wechselwirkungen, elastische Eigenschaften von Gesteinen		08.05	Ü1: Radiometrische Altersbestimmung
VL4	17.05	Erdbeben: Bruchprozesse, Messung & Lokalisierung von Erdbeben	Ü2	15.05	
VL5	24.05	Ausbreitung von Erdbebenwellen, Strukturerkundung		22.05	Ü2: Seismische Wellen, elst. Eigen.
	31.05	keine Vorlesung, Pfingstwoche		29.05	
VL6	07.06	Eigenschwingungen	Ü3	05.06	
VL7	14.06	Seismizität, Gefährdung, Magnituden		12.06	
VL8	21.06	Schwere und Gravimetrie	Ü4	19.06	Ü3: Eigenschwingungen, Seismizität
VL9	28.06	Magnetismus	Ü5	26.06	Ü4: Schwere und Gravimetrie
VL10	05.07	Temperatur	Ü6	03.07	
VL11	12.07	Aufbau und Dynamik des Erdinneren: Mantel		10.07	Ü5: Magnetismus
VL12	19.07	Aufbau und Dynamik des Erdinneren: Erdkern		17.07	Ü6: Temperatur

Vorlesung: Die Vorlesung findet mittwochs um 11:30 - 13:00h im Hörsaal B (Geb. 30.22) statt und beginnt am 26.4.2023.

Übungen: Die Übungen finden nach obigen Zeitplan montags um 11:30 - 13:00h im Hörsaal B (Geb. 30.22) statt. Die Termine finden sich in der oben stehenden Tabelle. Übungsblätter werden nach den jeweiligen Vorlesungen online gestellt. Durch Vorrechnen von Übungsaufgaben können Punkte (max. 3) erworben werden, die auf die Klausur als Bonuspunkte* angerechnet werden. Die Punktzahl, die für das Vorrechnen der einzelnen Aufgaben vergeben wird, wird in der jeweiligen Übung bekannt gegeben.

*d.h. das Bestehen der Prüfung durch diese Punkte ist nicht möglich; bei bestandener Klausur lässt sich dadurch jedoch die Note verbessern.

Klausur: Erster Termin am 26.07.2022, 14:00 - 15:30h, zweiter Termin am 20.09.2022, 09:00 - 10:30h. Die der Ort der Klausuren ist der Otto-Lehmann-Hörsaal.

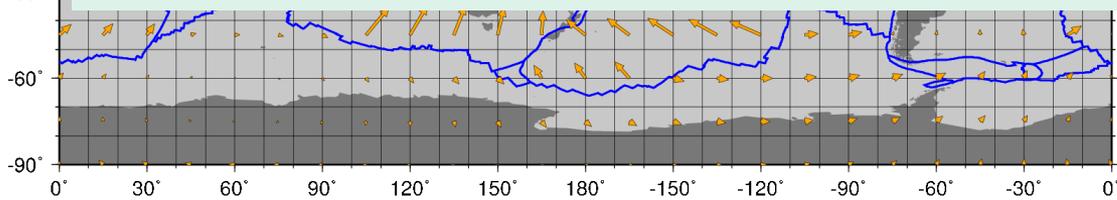


GM 2014 Jan 03 13:09:34 NUVEL-1A plate model (de Mets et al., 1994), no net rotation reference frame, max/mean velocities are 10.4/3.7 cm/yr - twb@usc.edu

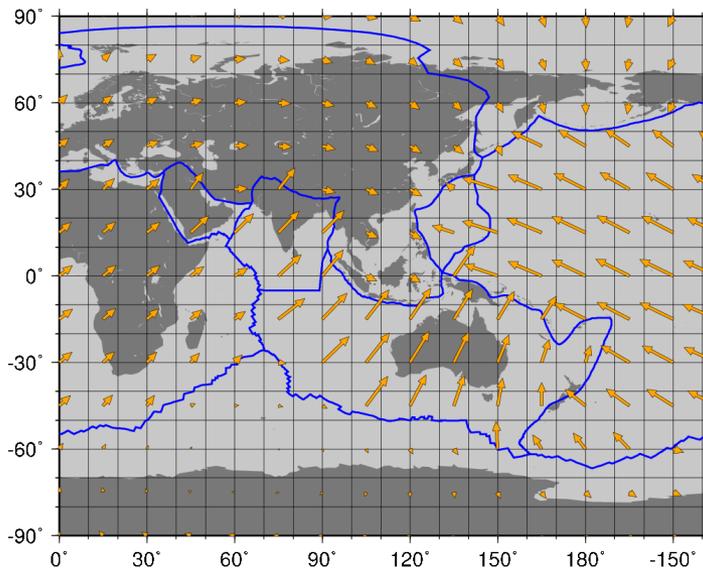
MODELE UND DIE

Schätzfrage:

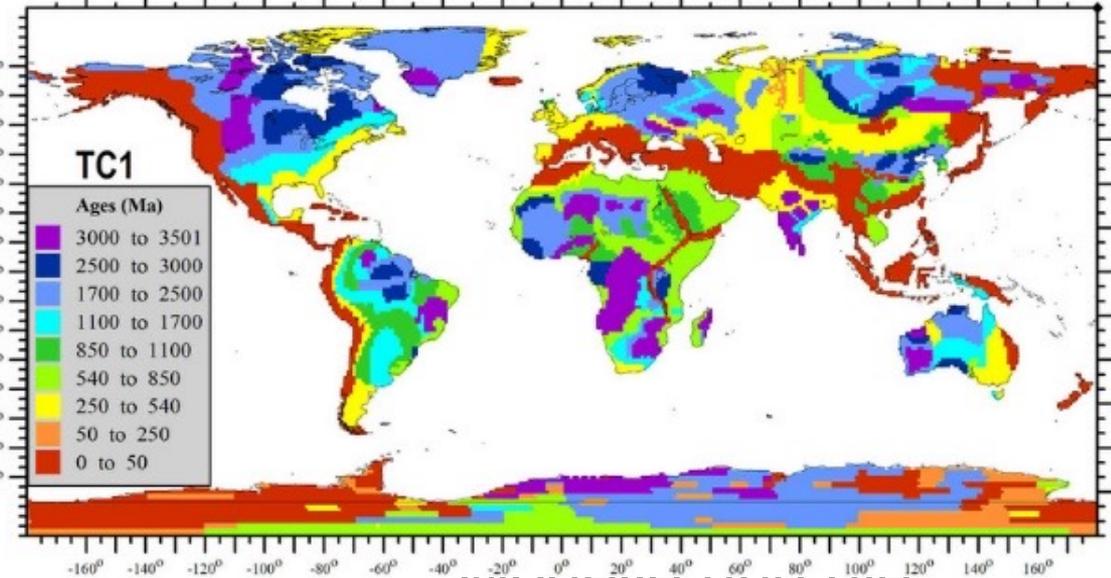
- Wie alt sind die ältesten ozeanischen Krustengesteine bei einer Plattengeschwindigkeit von wenigen Zentimetern pro Jahr?



GM 2014 Jan 03 13:09:47 MORVEL plate model (de Mets et al., 2010), no net rotation reference frame, max/mean velocities are 19.5/3.7 cm/yr - twb@usc.edu



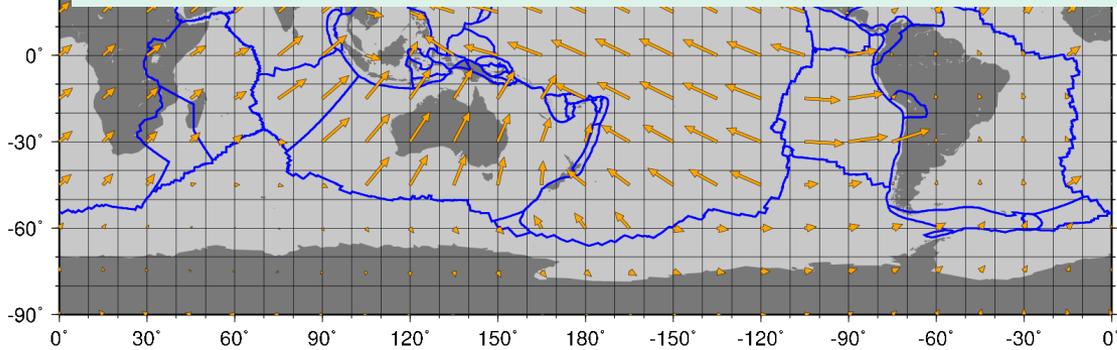
GM 2014 Jan 03 13:09:34 NUVEL-1A plate model (de Metz et al., 1994), no net rotation reference frame, max/mean velocities are 10.4/3.7 cm/s



MODELE UND DIE

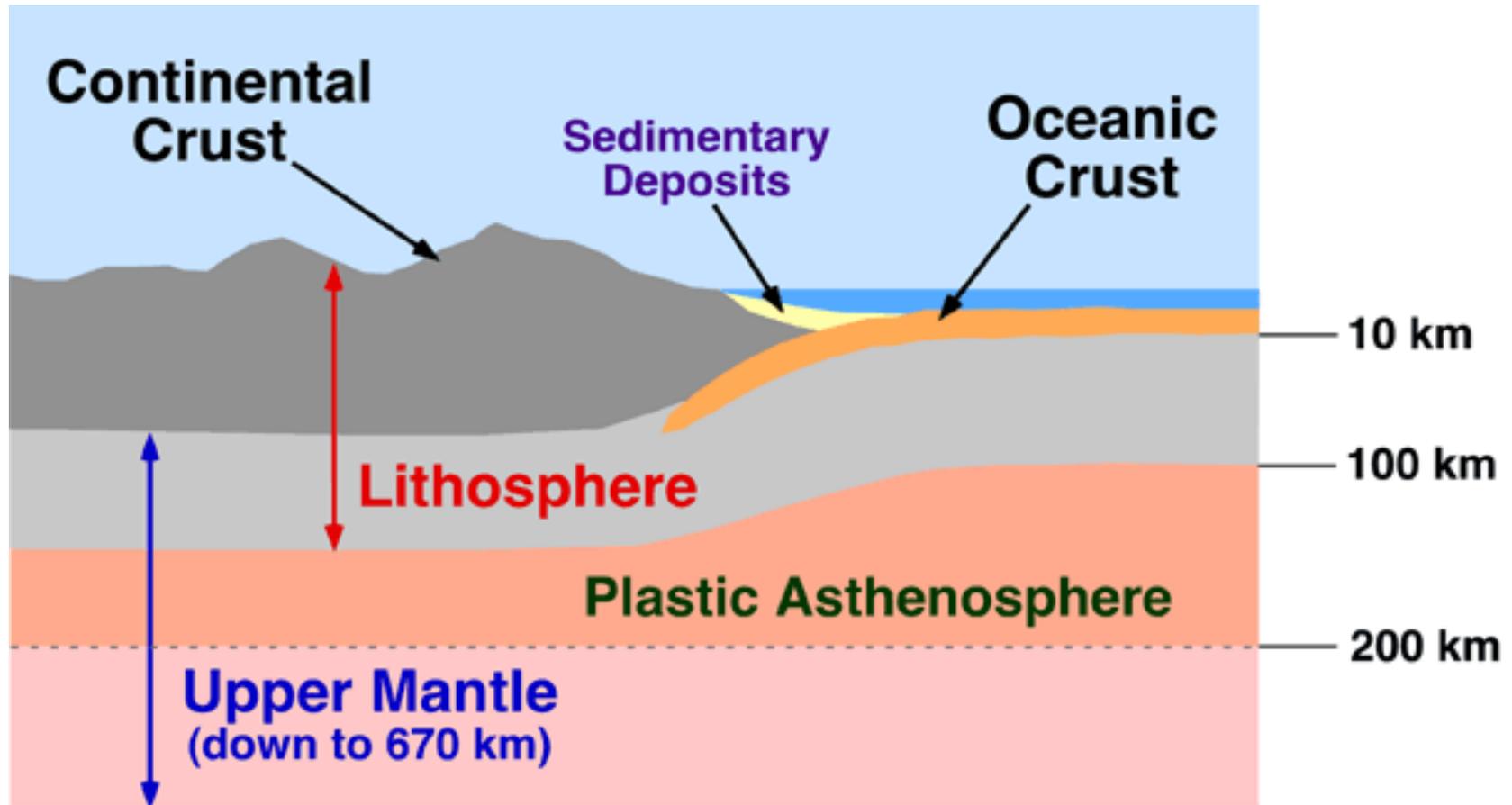
Schätzfrage:

- Wie alt sind die ältesten kontinentalen Krustengesteine?



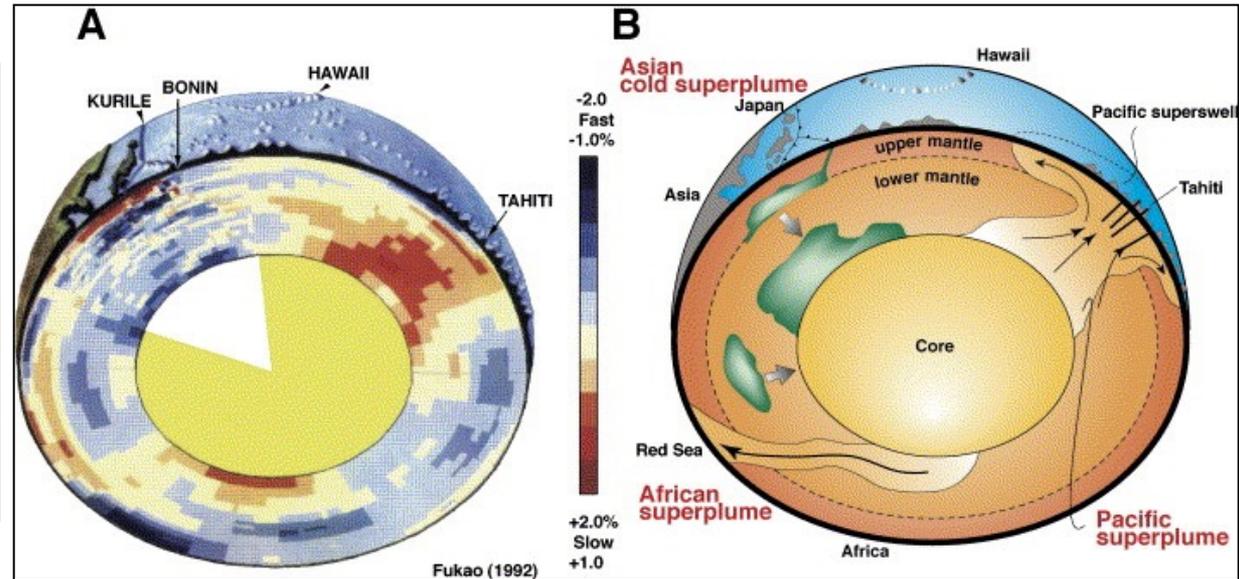
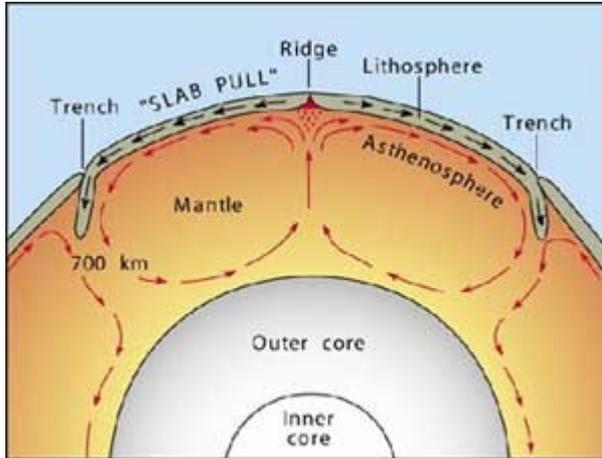
GM 2014 Jan 03 13:09:47 MORVEL plate model (de Metz et al., 2010), no net rotation reference frame, max/mean velocities are 19.5/3.7 cm/yr - twb@usc.edu

Aufbau der Erde



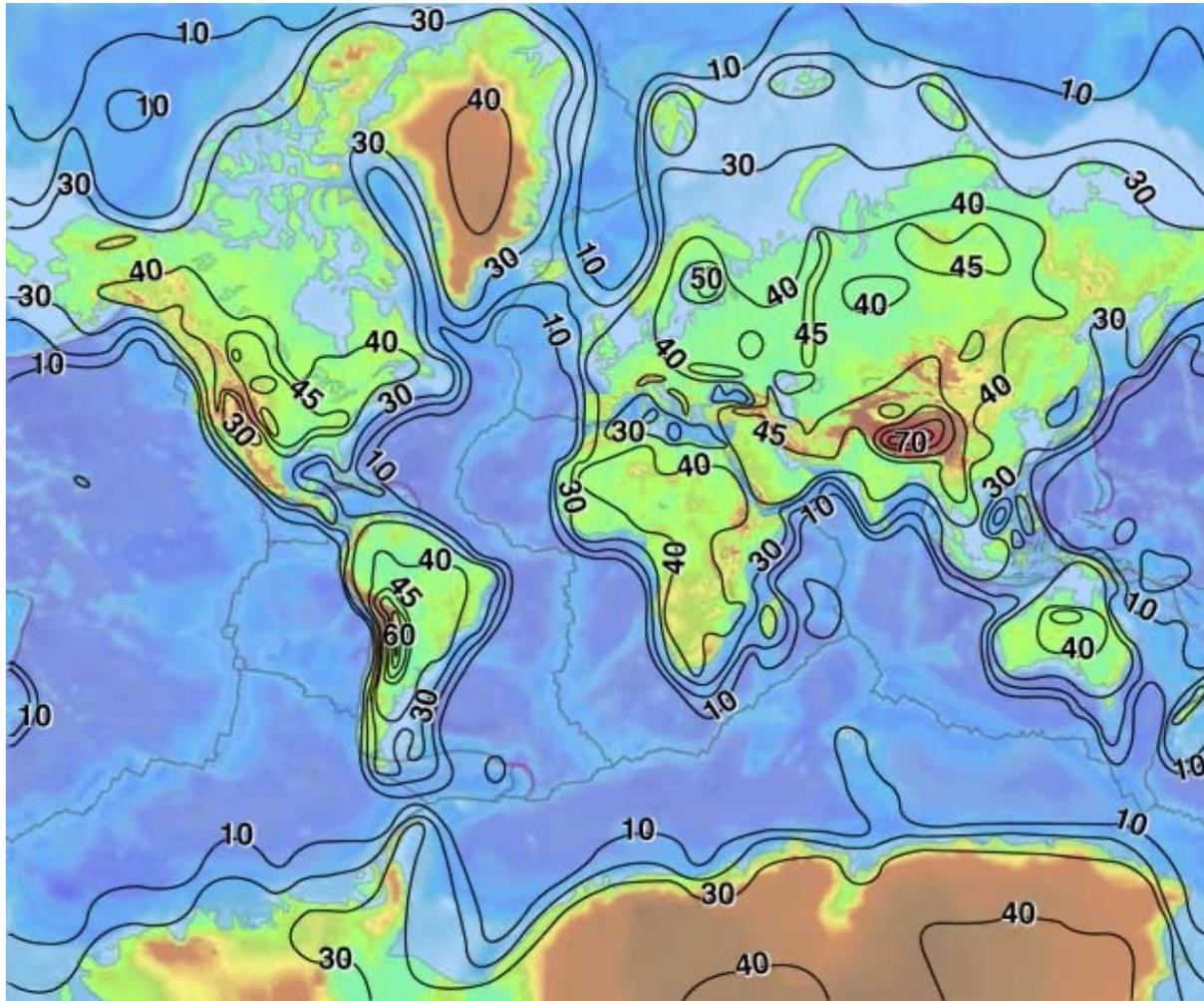
Lithosphäre, Asthenosphäre, kontinentale und ozeanische Kruste, schematisch.

Aufbau der Erde



- deutliche laterale Heterogenitäten (Plattentektonik, Plumes etc.)
- deshalb: Erstellen von komplexeren Modellen (Vorlesungen am Ende des Semesters)

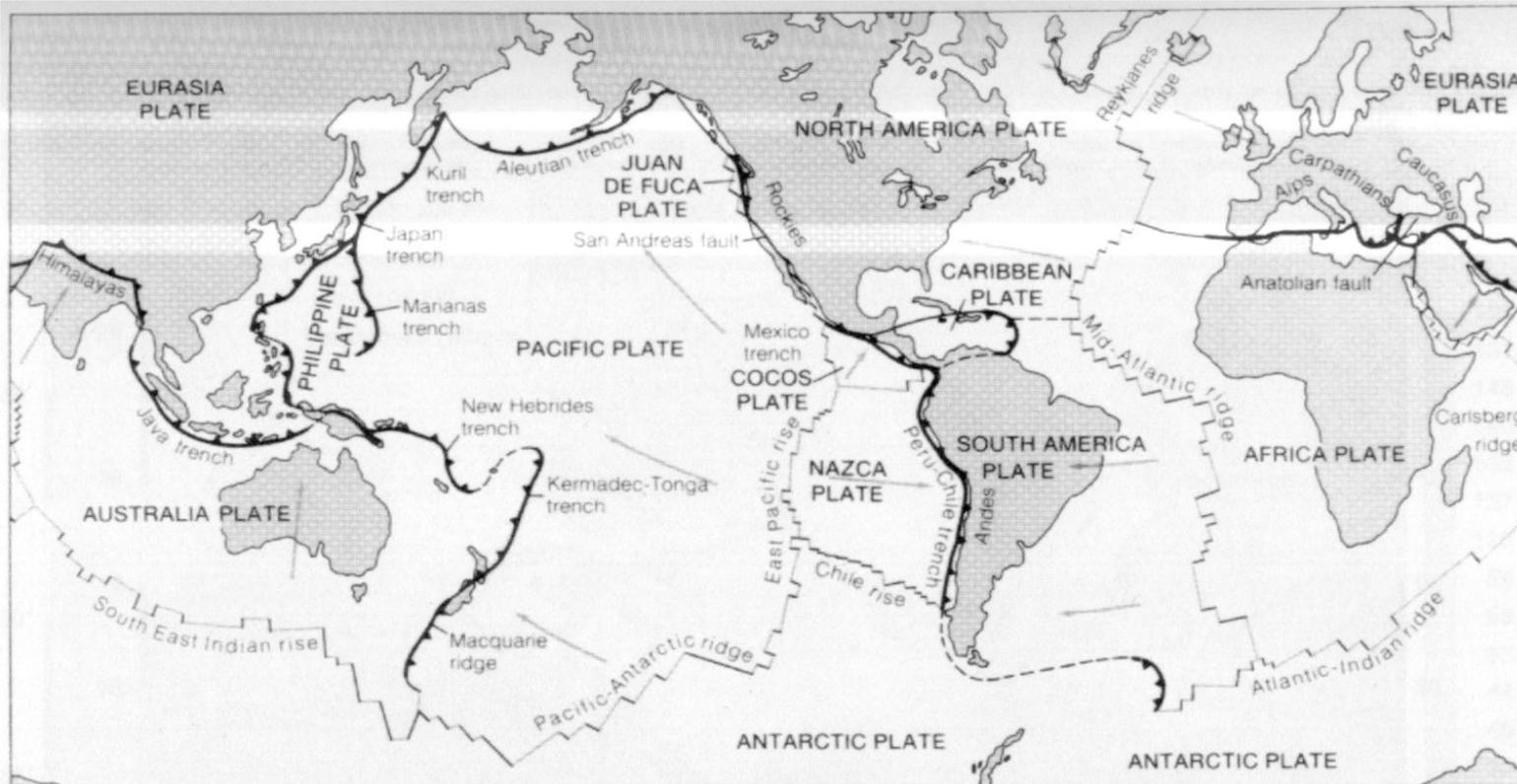
Aufbau der Erde: Krustenmächtigkeit



- Erdbeben an Plattengrenzen lokalisiert
- Tiefenverteilung der Erdbeben
- Vulkanismus an Plattengrenzen lokalisiert
- Hotspot-Vulkanismus erzeugt Inselketten
- Alter der ozeanischen Kruste: Symmetrie um MOR
- Symmetrie der magnetischen Streifenmuster
- Verteilung der globalen Wärmestromdichte
- Küstenähnlichkeit: Urkontinent Pangäa
- Bruchmechanismen, Herdflächenlösungen

- Modell: äußere Schale der Erde ist in dünne starre Platten aufgeteilt, bewegen sich gegeneinander
- Relative Geschwindigkeiten: Größenordnung von wenigen Zentimetern pro Jahr



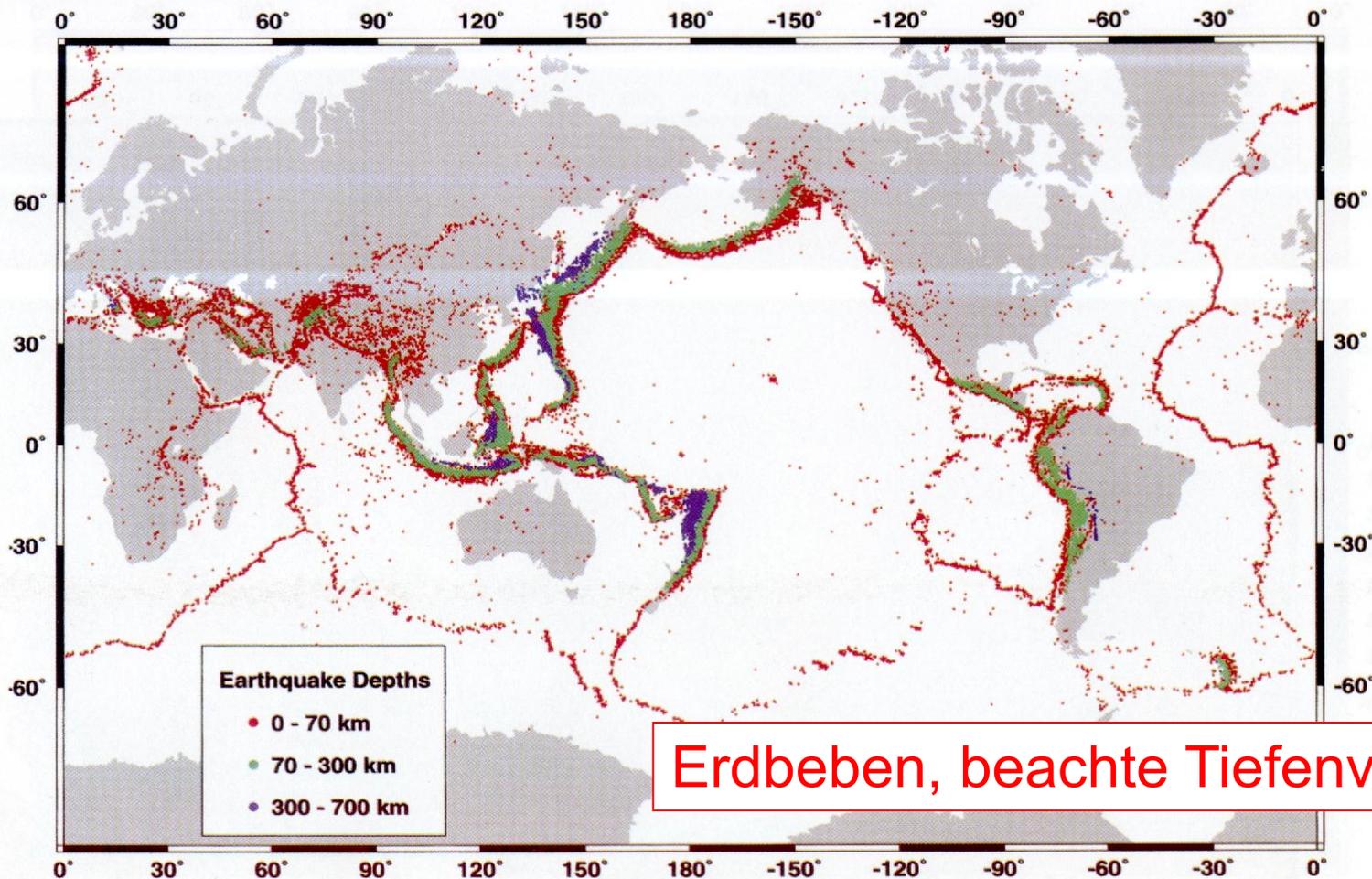


Key

-  Subduction zone
-  Uncertain plate boundary
-  Strike-slip (transform) faults
-  Direction of plate motion
-  Ridge axis

Es gibt unterschiedliche Plattengrenzen

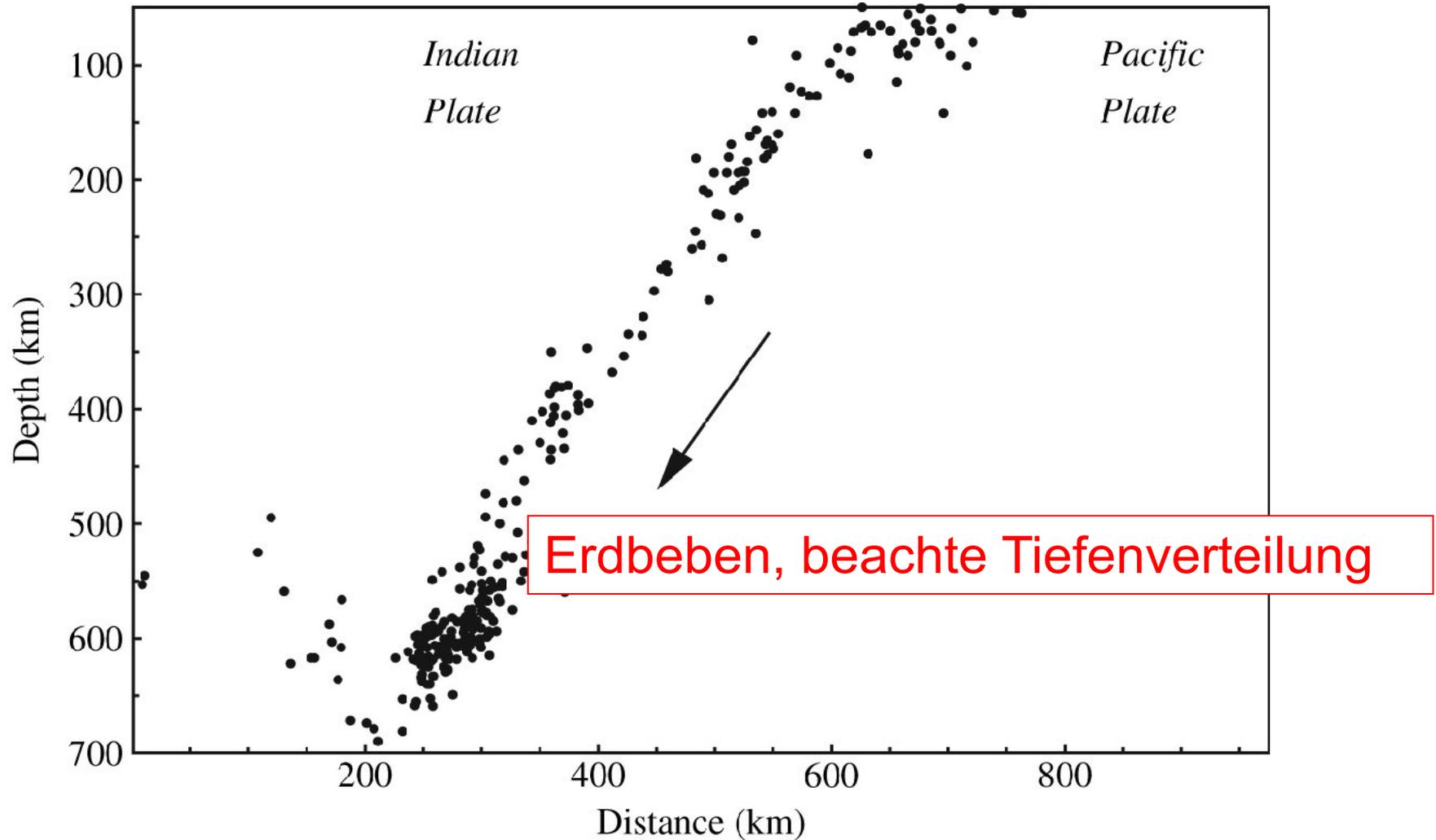
Geographische Verteilung der Platten; ebenfalls die Lokation der Mittelozeanischen Rücken (*mid-oceanic ridge*), der Subduktionszonen (*subduction zones*) und der Transformstörungen (*transform faults*), die die Plattenränder konstituieren.

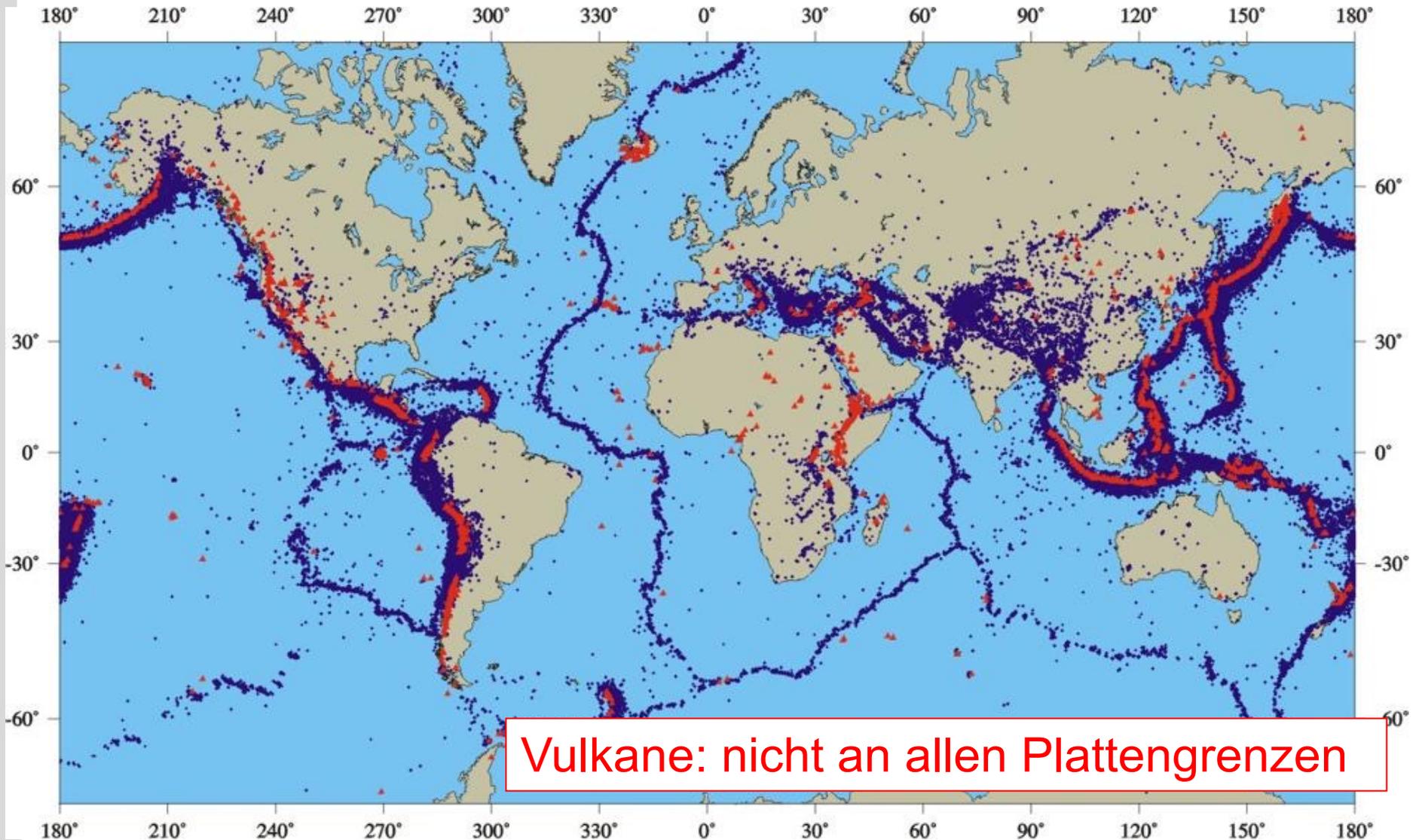


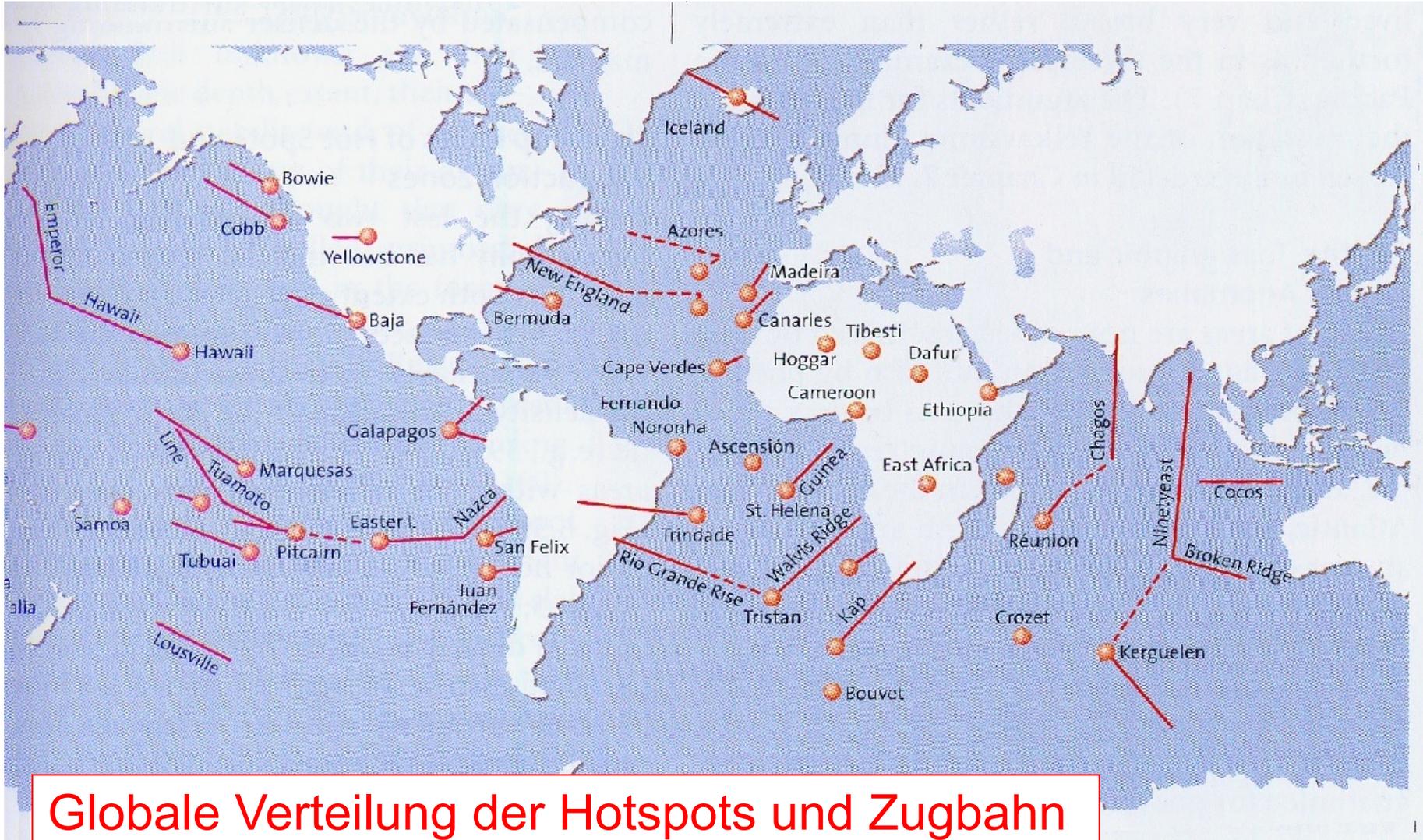
Erdbeben, beachte Tiefenverteilung

Globale Verteilung der flachen (0 bis 70 km), intermediären (70 bis 300 km) und tiefen (300 bis 700 km) Seismizität für Erdbeben mit Magnituden > 5 , die in den vergangenen 40 Jahren aufgezeichnet wurden. Die flachen Erdbeben markieren die Plattenränder, insbesondere die Mittelozeanischen Rücken, die Subduktionszonen, aber auch Transformstörungen wie die *San Andreas Verwerfung*.

Wadati-Benioff Zone

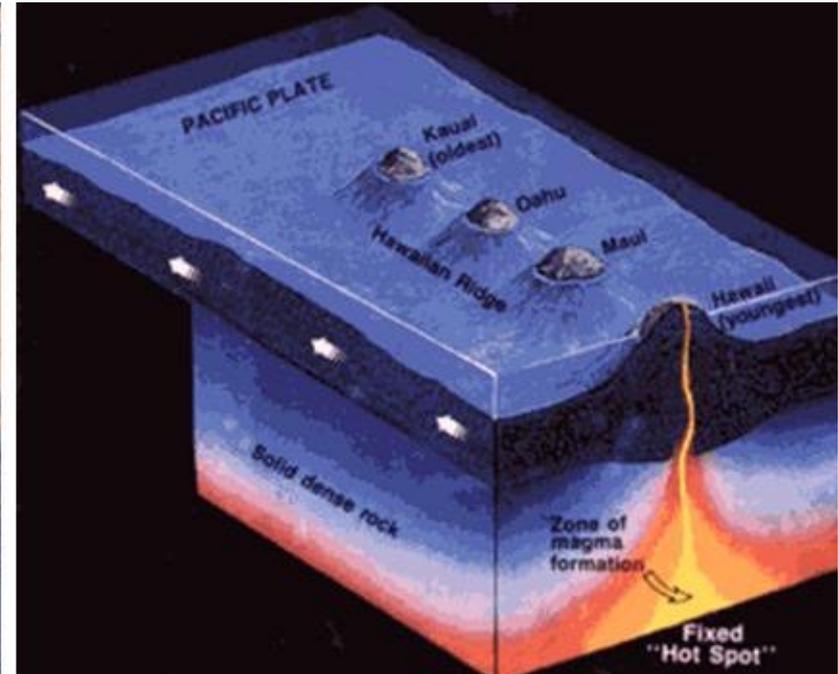
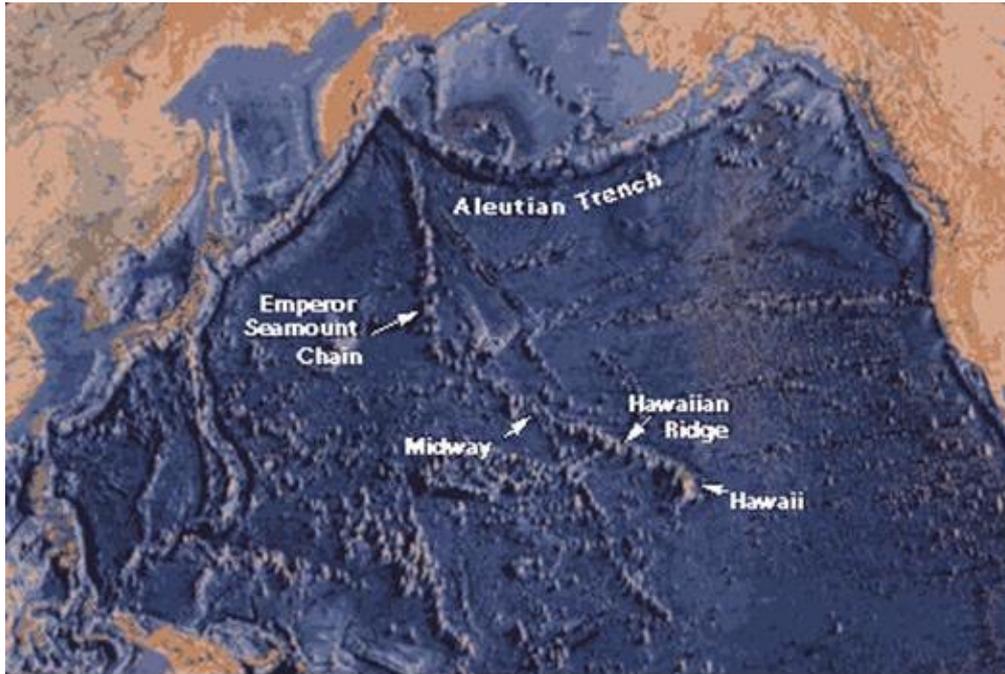






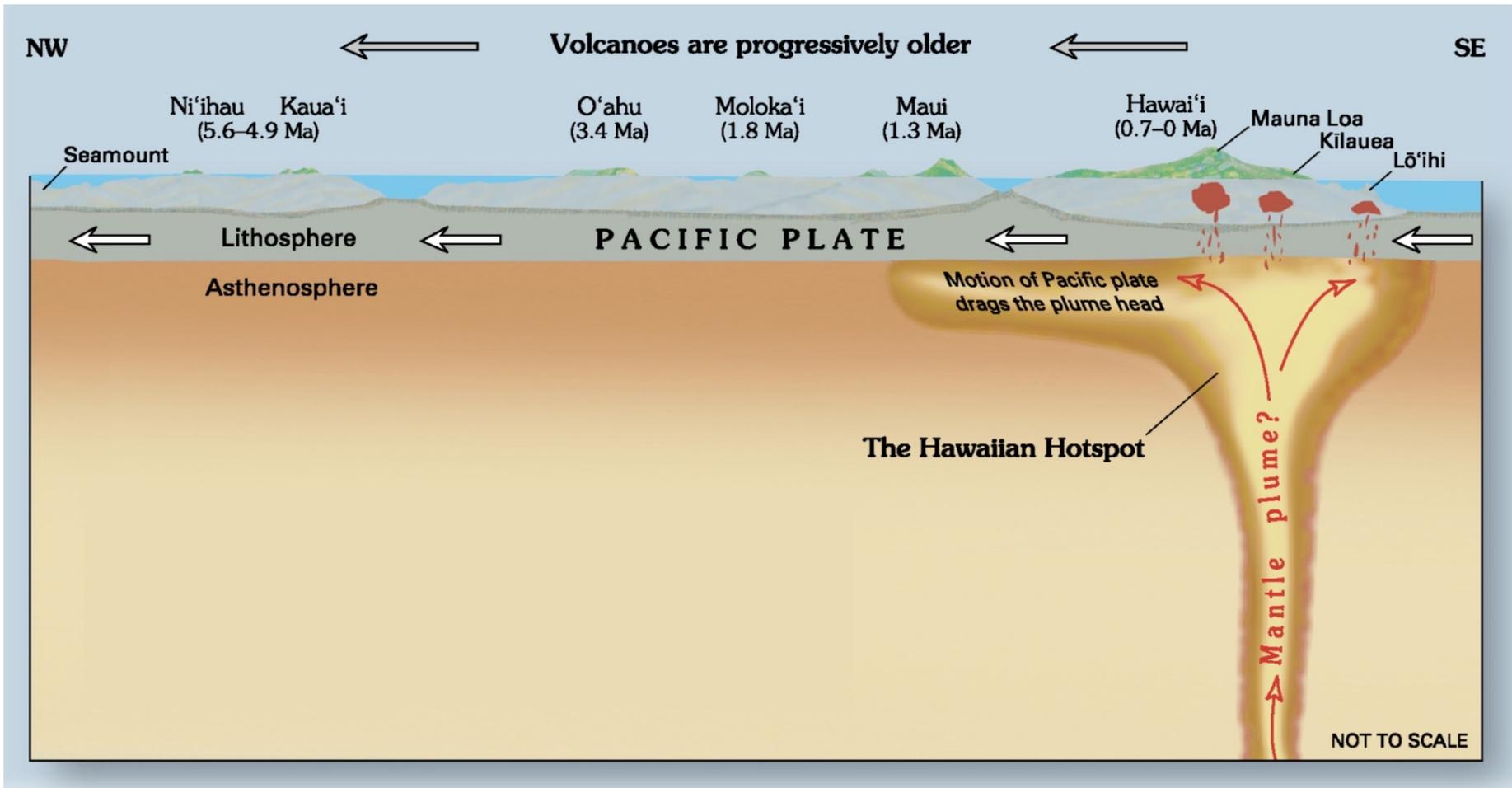
Globale Verteilung der Hotspots und Zugbahn

Bildquelle: Schmincke: Volcanism, 2004

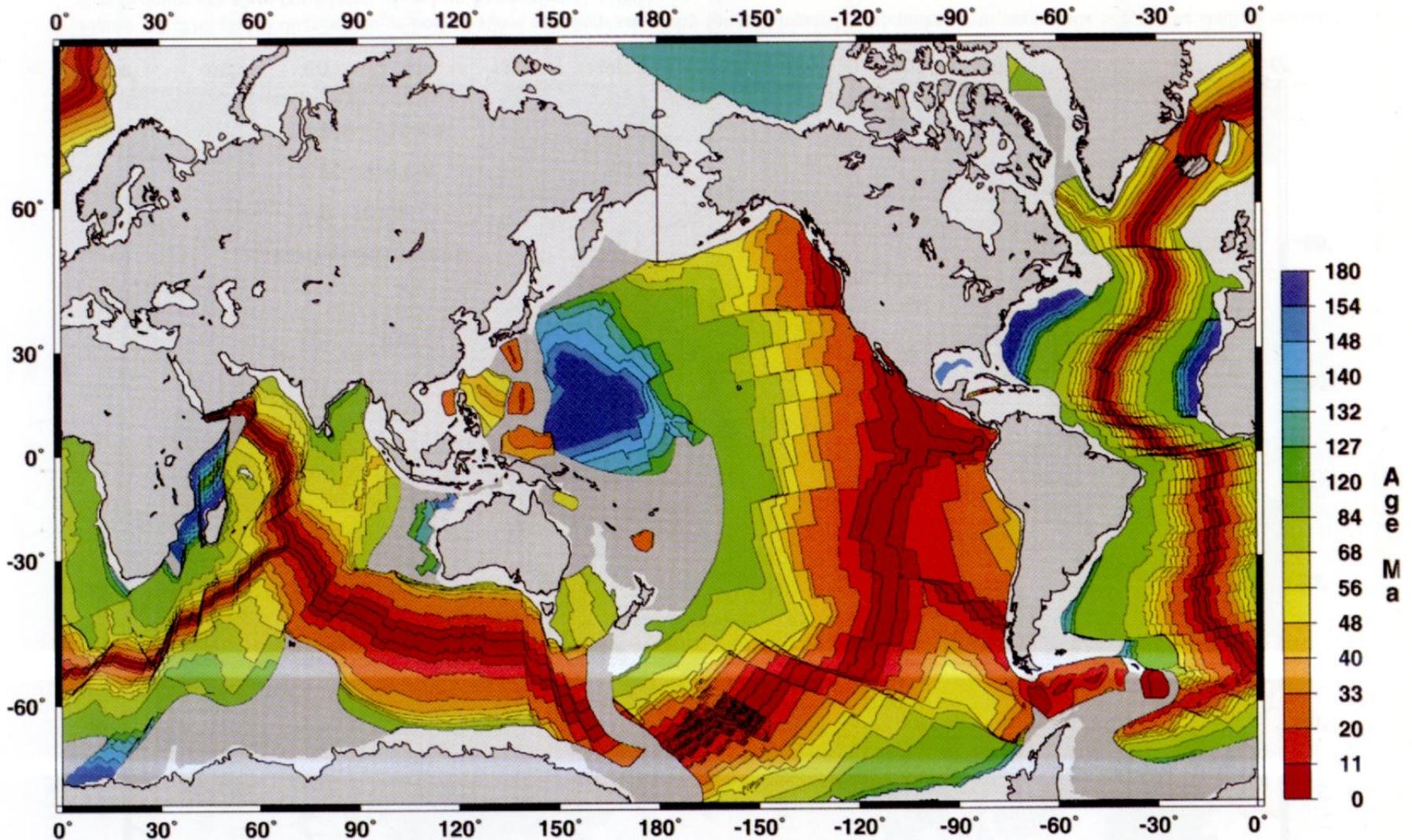


Zugbahnen des Vulkanismus von Hawaii; am Knick, der die Kette der Hawaii Vulkane und der *Emperor Seamount Chain* verbindet, fand eine Änderung der Richtung der Plattenbewegung statt. Das Schema der vulkanischen Kette ist rechts gezeigt, wobei meist davon ausgegangen wird, dass die Quelle der *plumes* in der D"-Schicht der Erde zu finden ist.

Bildquelle: Wikimedia Commons



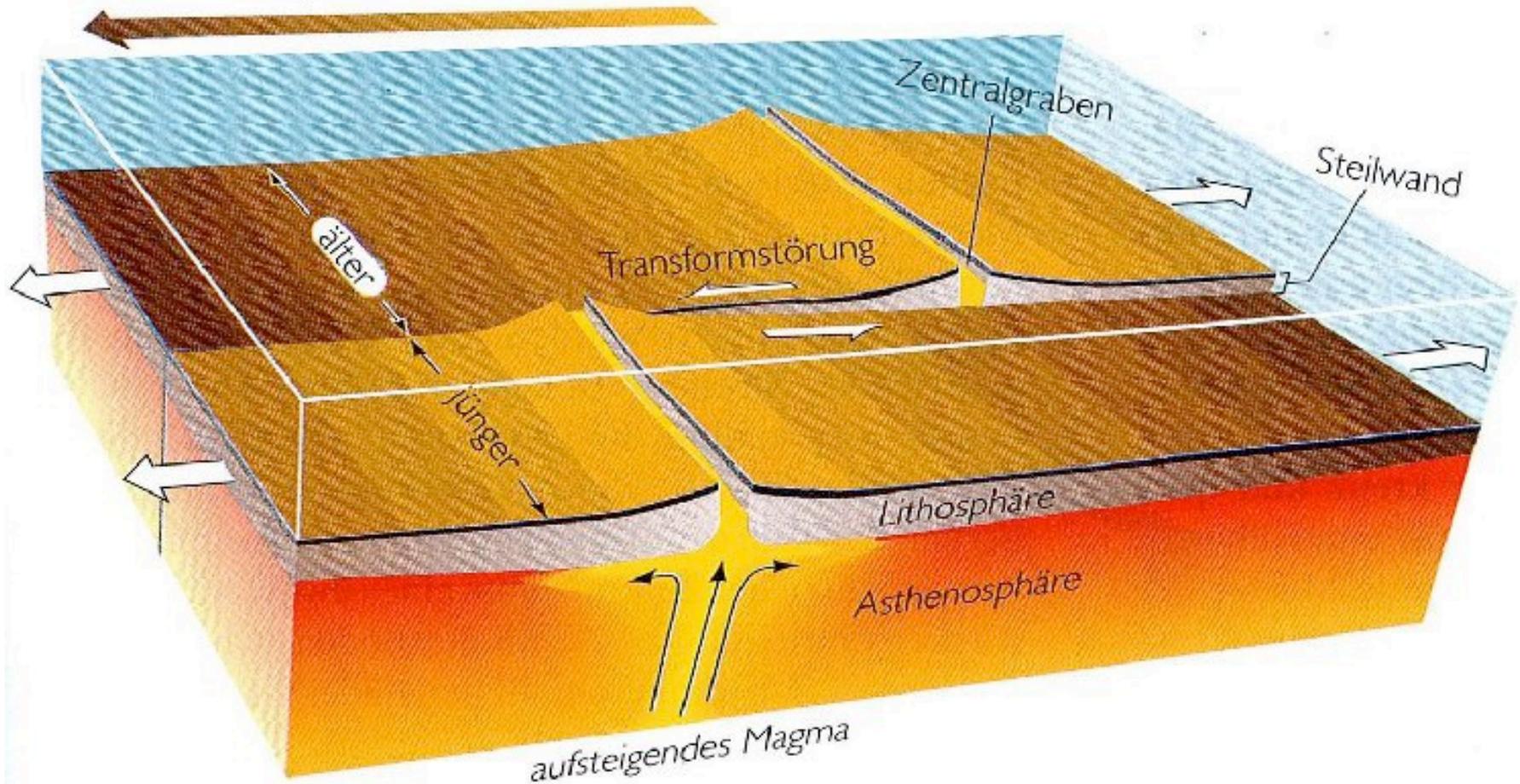
Bildquelle: Wikimedia Commons

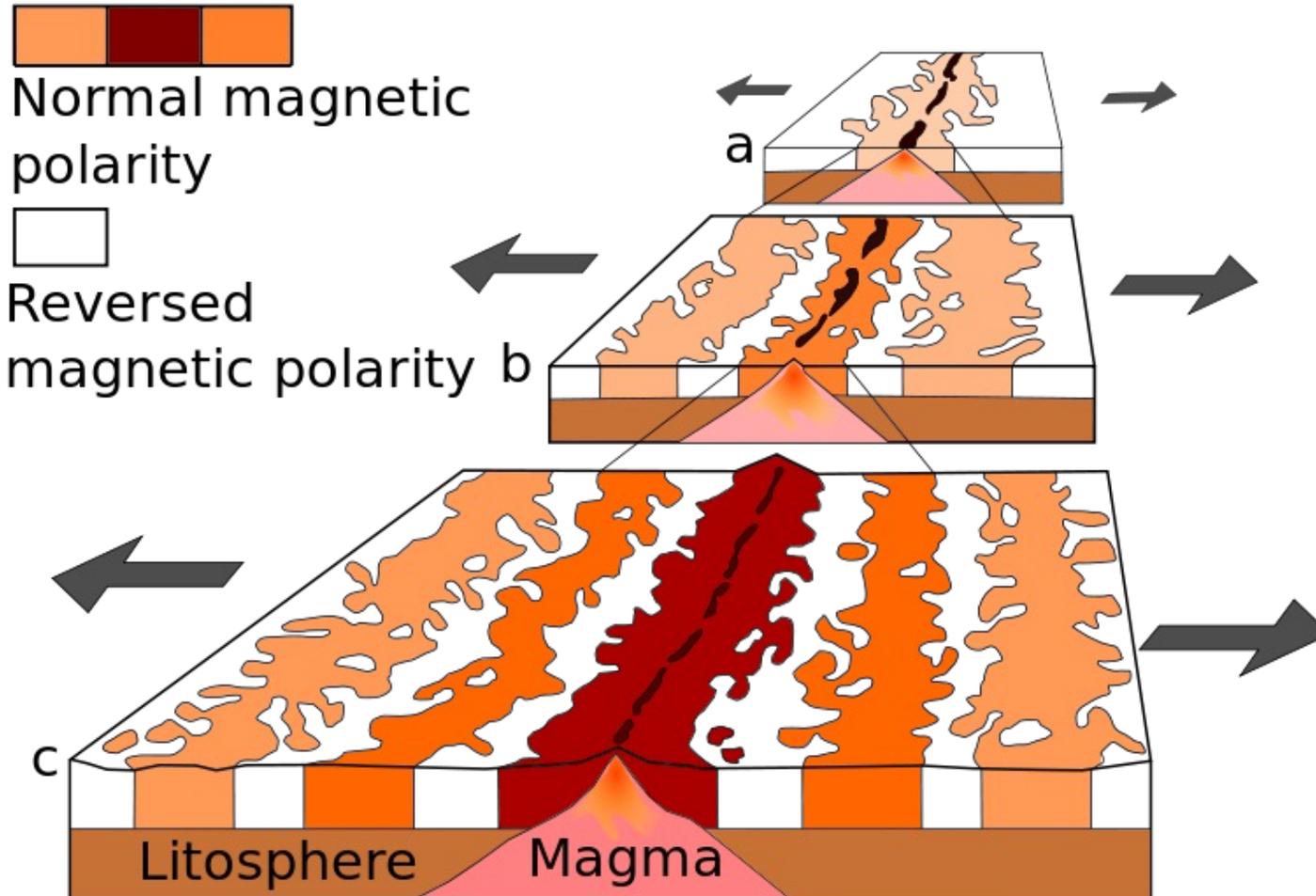


Alter der ozeanischen Kruste; beachte Symmetrie um MOR
ozeanische Kruste älter als 150 Mio. Jahre extrem selten

Entstehung der neuen Kruste (Press und Siever, 1995)

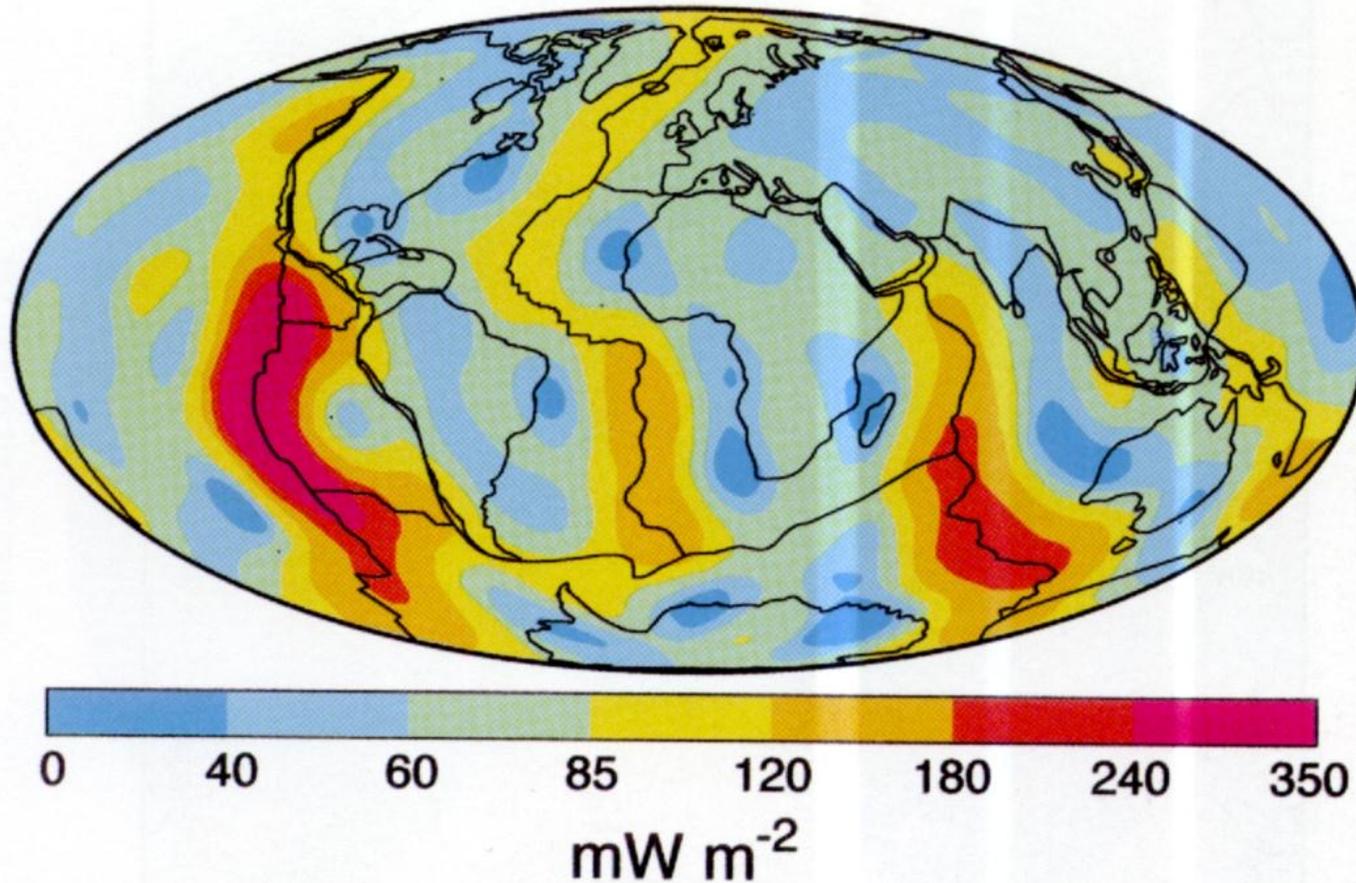
Alterszunahme der Lithosphäre
mit steigendem Abstand vom Rücken





Symmetrie: magnetische Streifenmuster

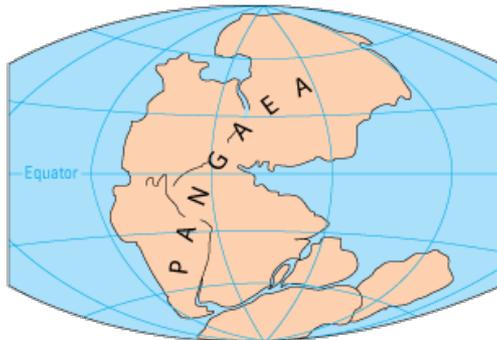
Heat Flow



Räumliche Verteilung der globalen Wärmestromdichte der aus den einzelnen Messpunkten auf Kontinenten und Ozeanen stark geglättet wurde. Die stärkste Wärmestromdichte zeigt sich an den Mittelozeanischen Rücken des *East Pacific Rise* und des *Atlantic Indian Ridge*.

PANGEA

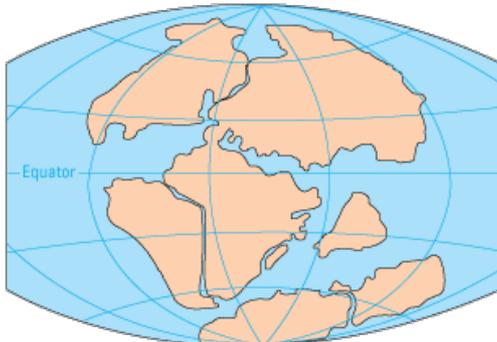




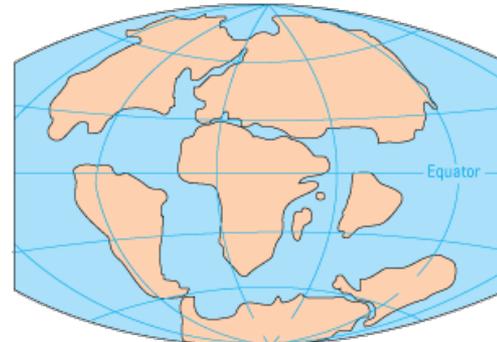
PERMIAN
225 million years ago



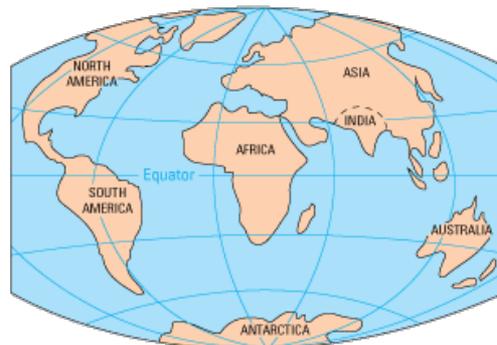
TRIASSIC
200 million years ago



JURASSIC
150 million years ago

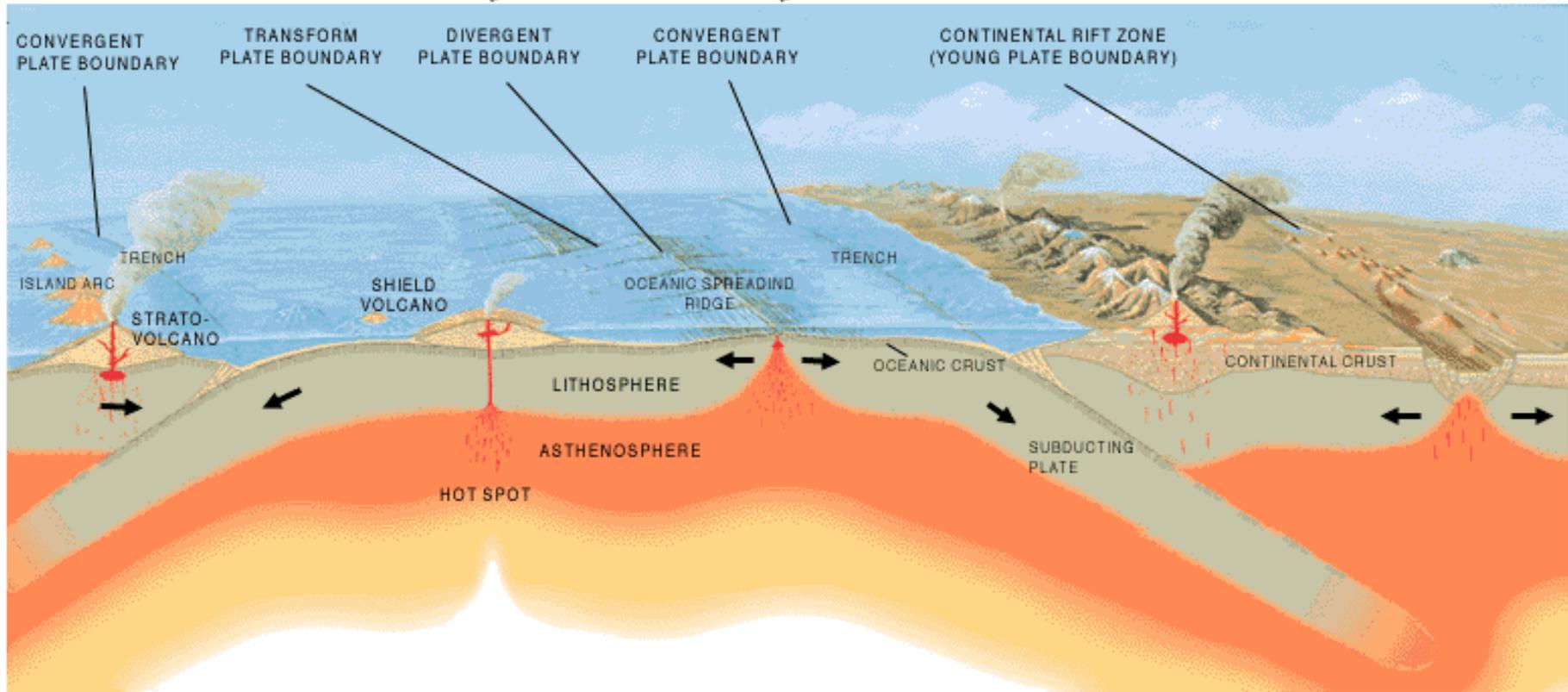
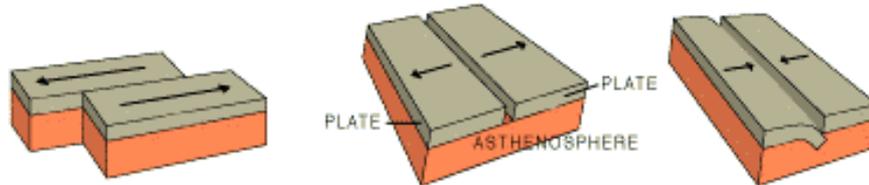


CRETACEOUS
65 million years ago



PRESENT DAY

Küstenähnlichkeit: Superkontinent *Pangea*



Krusten-Neubildung und Subduktion im Gleichgewicht

Subduktionsszenarien für

- **Ozean-Ozean-Konvergenz**

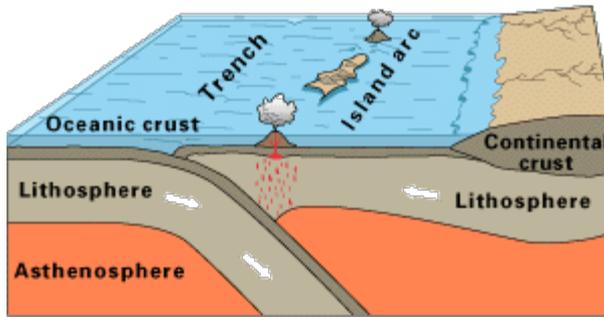
Beispiel: Pazifische Platte,
Australische Platte;

- **Ozean-Kontinent Konvergenz**

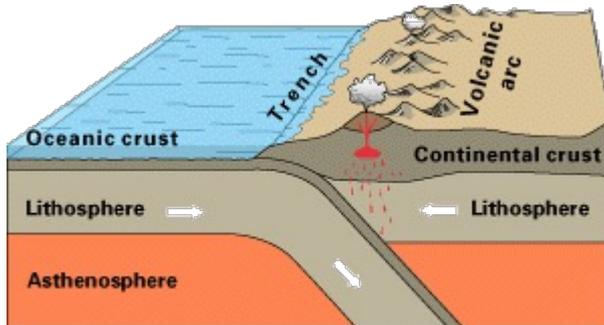
Beispiel: Nazca-Platte — Anden;

- **Kontinent-Kontinent Konvergenz**

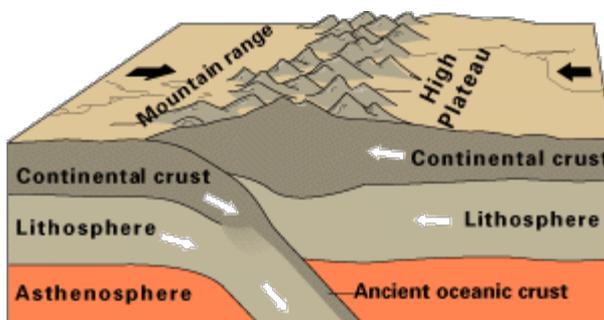
Beispiel: Alpen, Himalaya



Oceanic-oceanic convergence

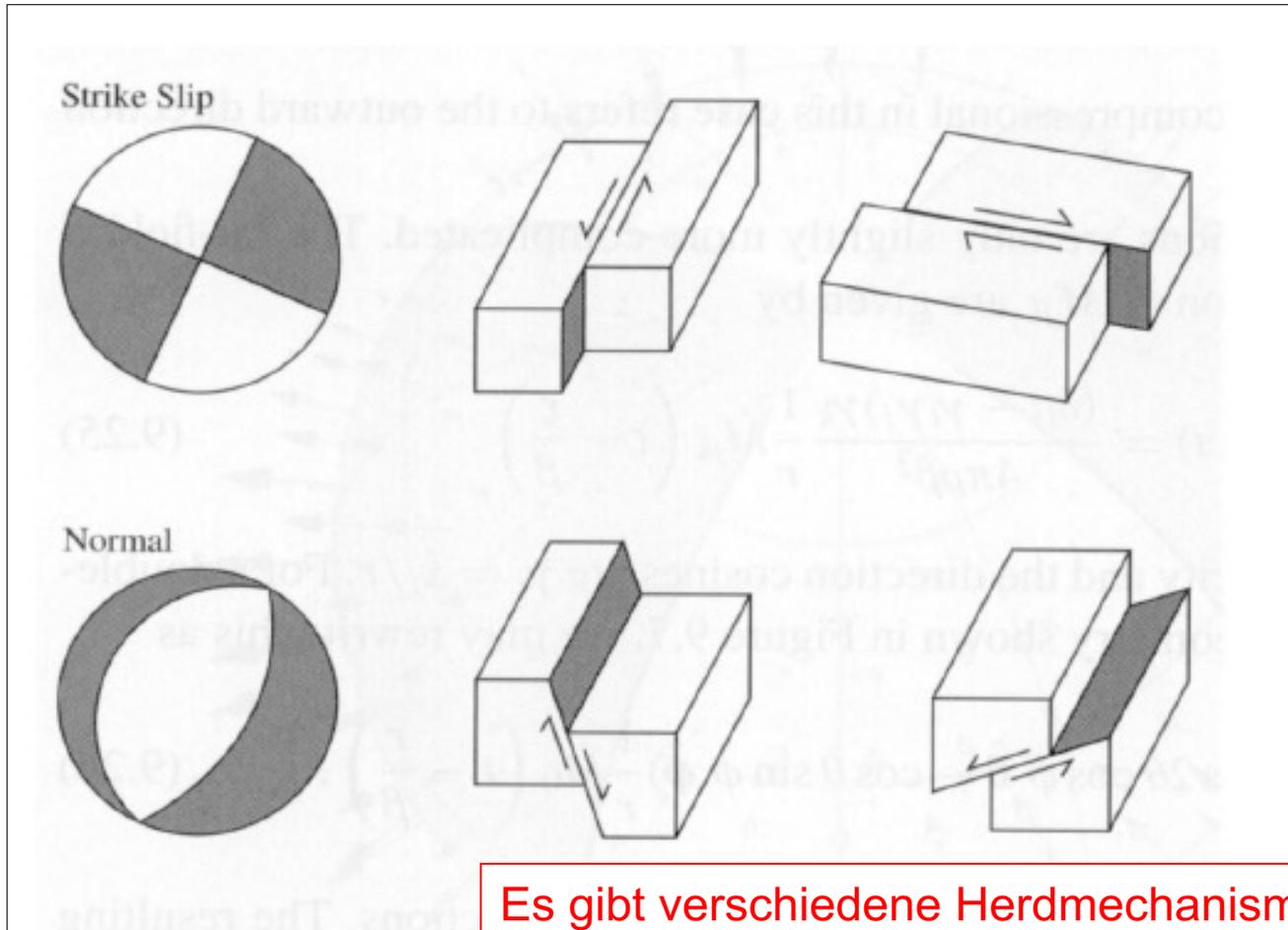


Oceanic-continental convergence



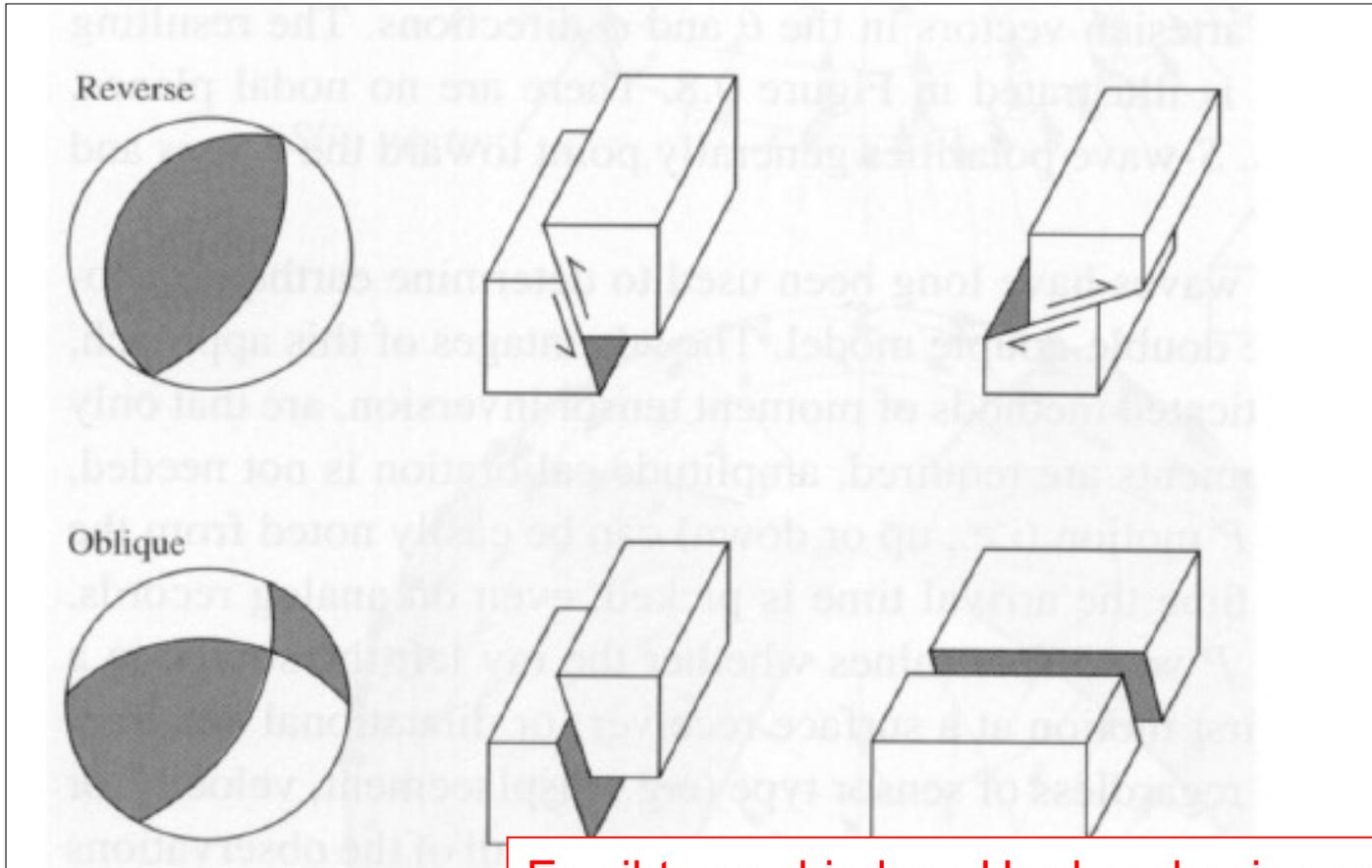
Continental-continental convergence

Herdmechanismus, Herdflächenlösung



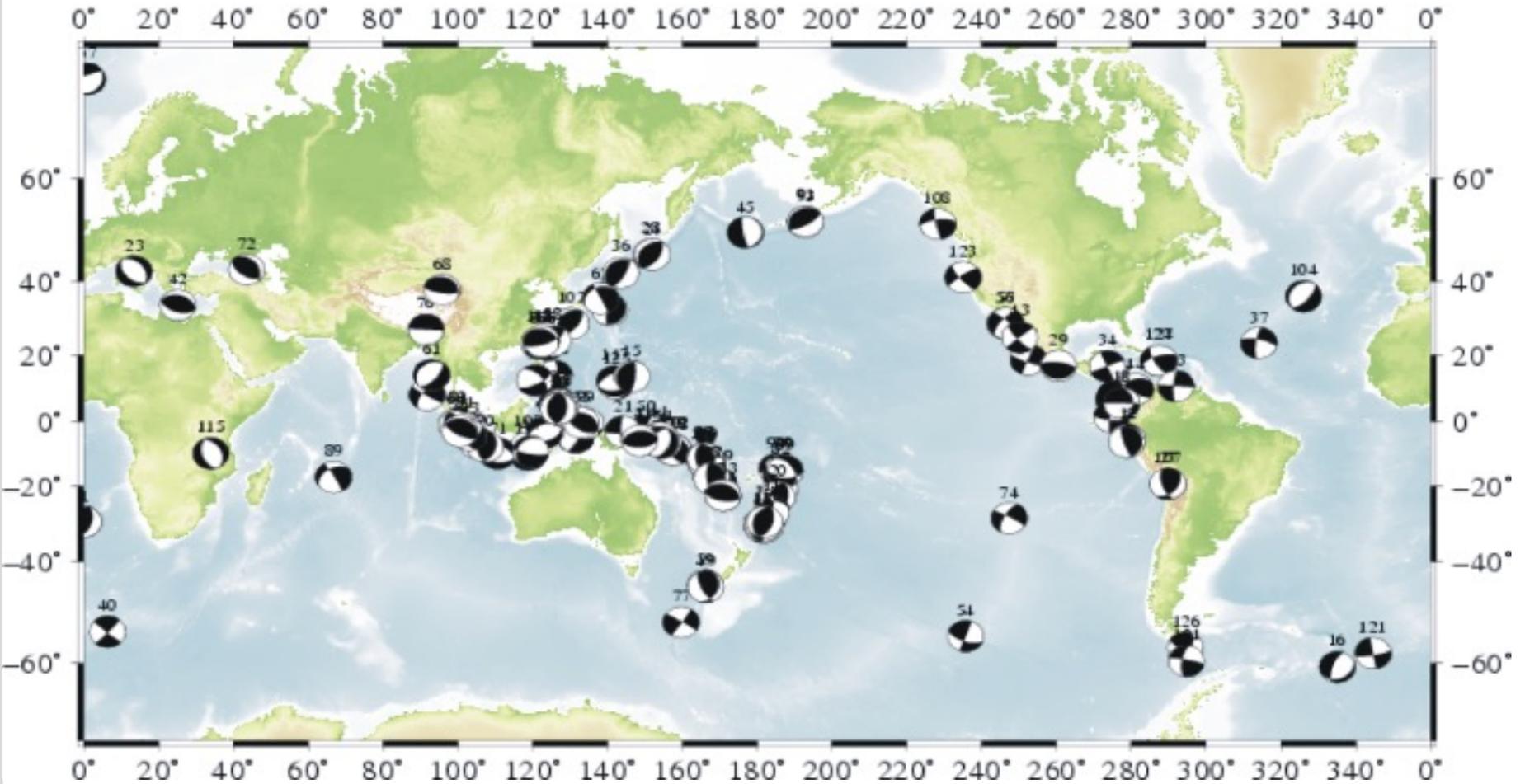
Es gibt verschiedene Herdmechanismen bei Erdbeben (spätere Vorlesung), die an Art der Plattengrenze gebunden sind

Herdmechanismus, Herdflächenlösung



Es gibt verschiedene Herdmechanismen bei Erdbeben (spätere Vorlesung), die an Art der Plattengrenze gebunden sind

Herdmechanismen für stärkere Erdbeben aus dem Zeitraum 2009 -2010

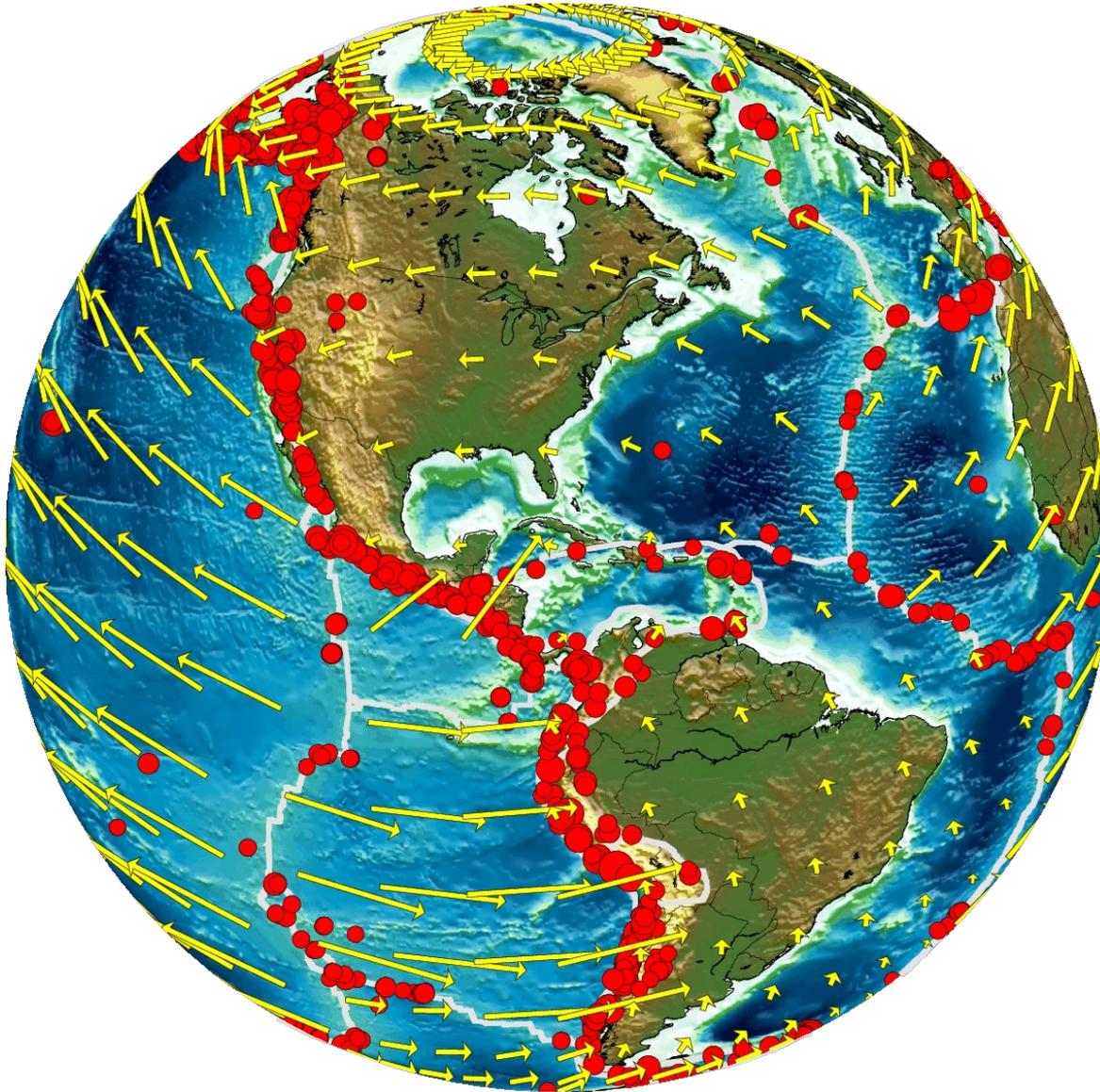


Quelle: BGR

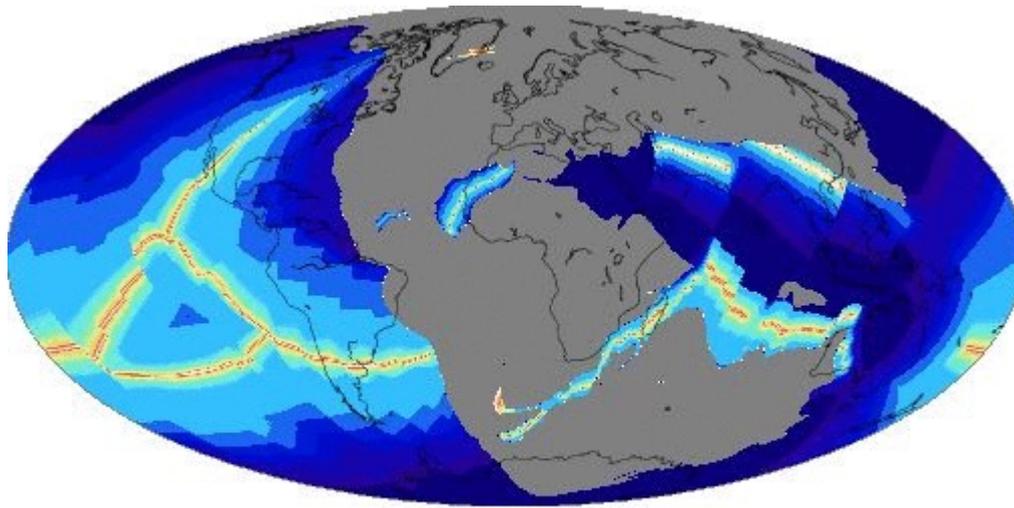
- Erdbeben an Plattengrenzen lokalisiert
- Tiefenverteilung der Erdbeben
- Vulkanismus an Plattengrenzen lokalisiert
- Hotspot-Vulkanismus erzeugt Inselketten
- Alter der ozeanischen Kruste: Symmetrie um MOR
- Symmetrie der magnetischen Streifenmuster
- Verteilung der globalen Wärmestromdichte
- Küstenähnlichkeit: Urkontinent Pangäa
- Bruchmechanismen, Herdflächenlösungen



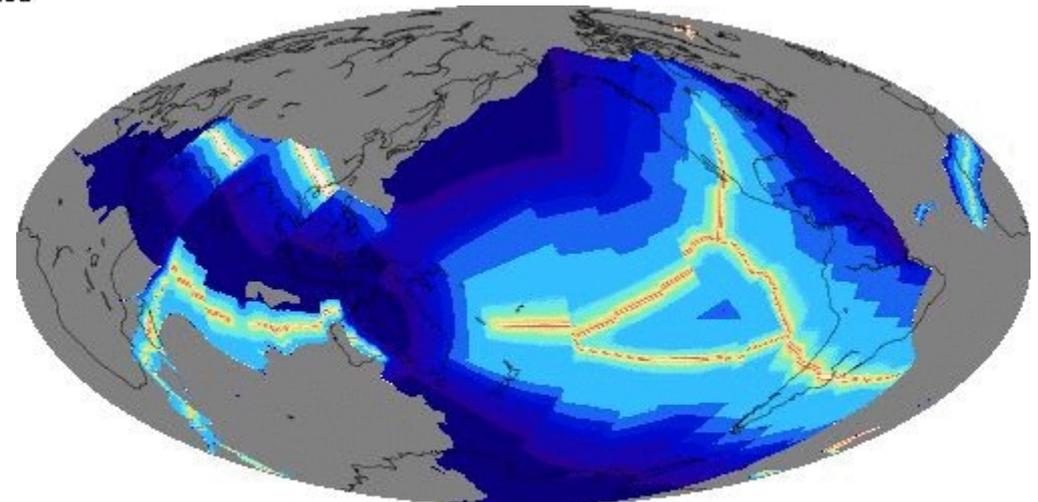
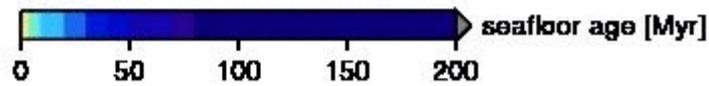
Globales Modell der Verschiebungen



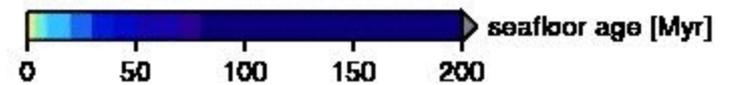
Globales Modell und die zugehörigen Rotationsvektoren.



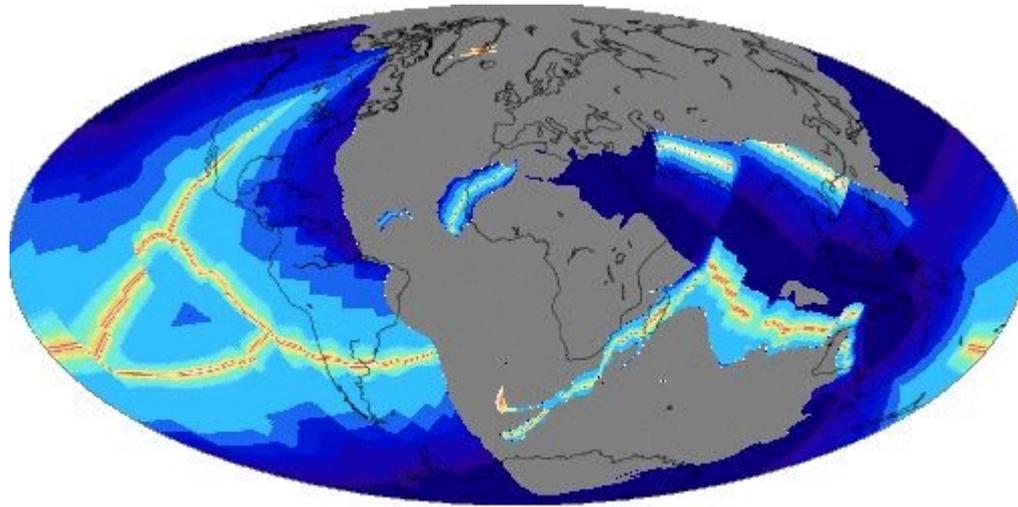
140 Ma



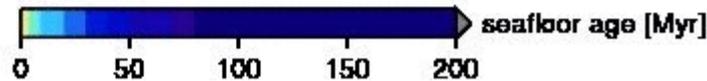
140 Ma



Müller et al., 2008: DOI: 10.1126/science.1151540

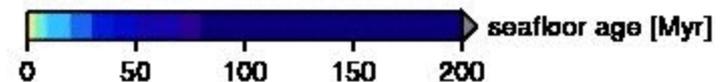


140 Ma



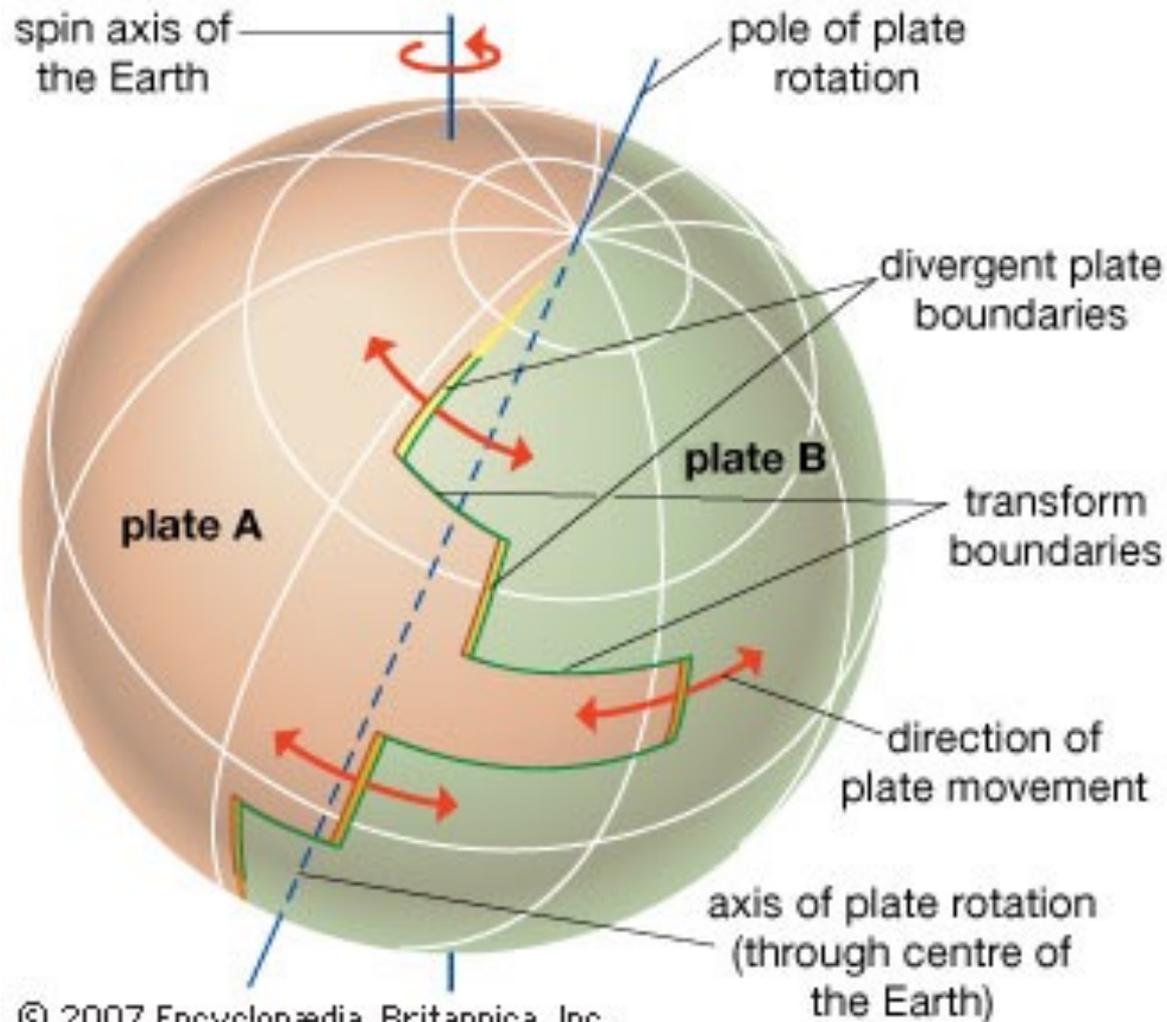
Platten sind starr und deformieren sich nicht, sondern rotieren jeweils um festen Punkt an Oberfläche der Kugel
→ Eulersches Rotationstheorem

140 Ma



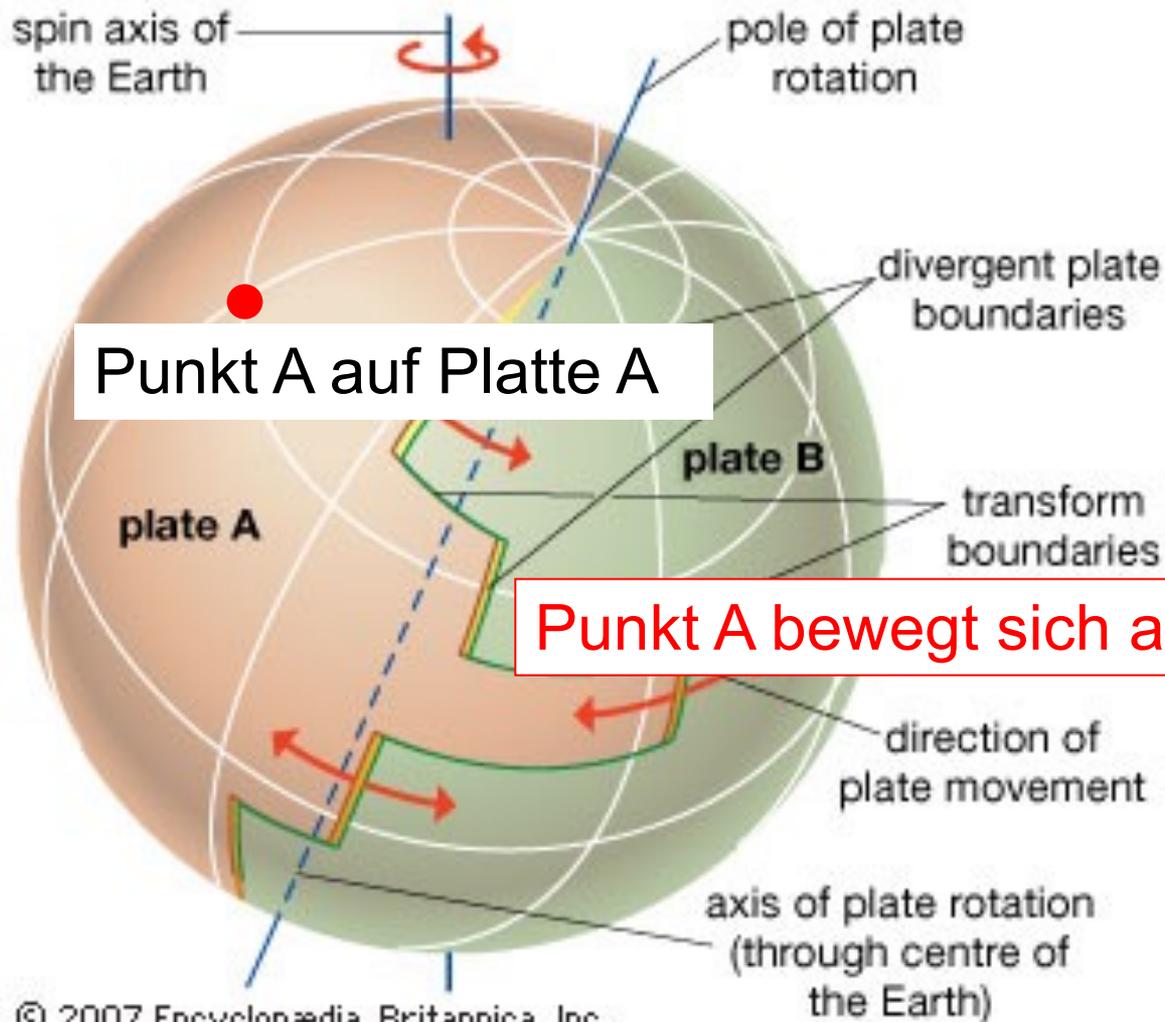
Müller et al., 2008: DOI: 10.1126/science.1151540

Eulersches Rotationstheorem



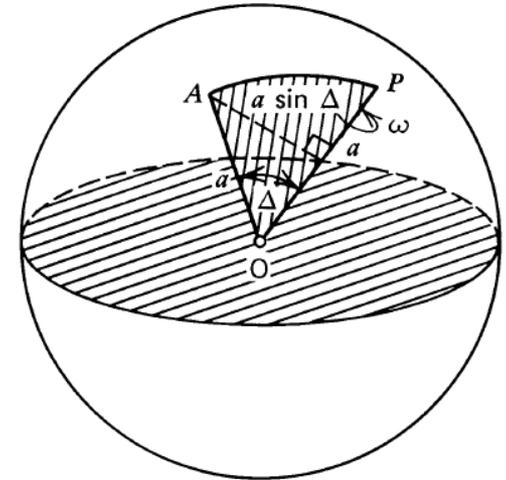
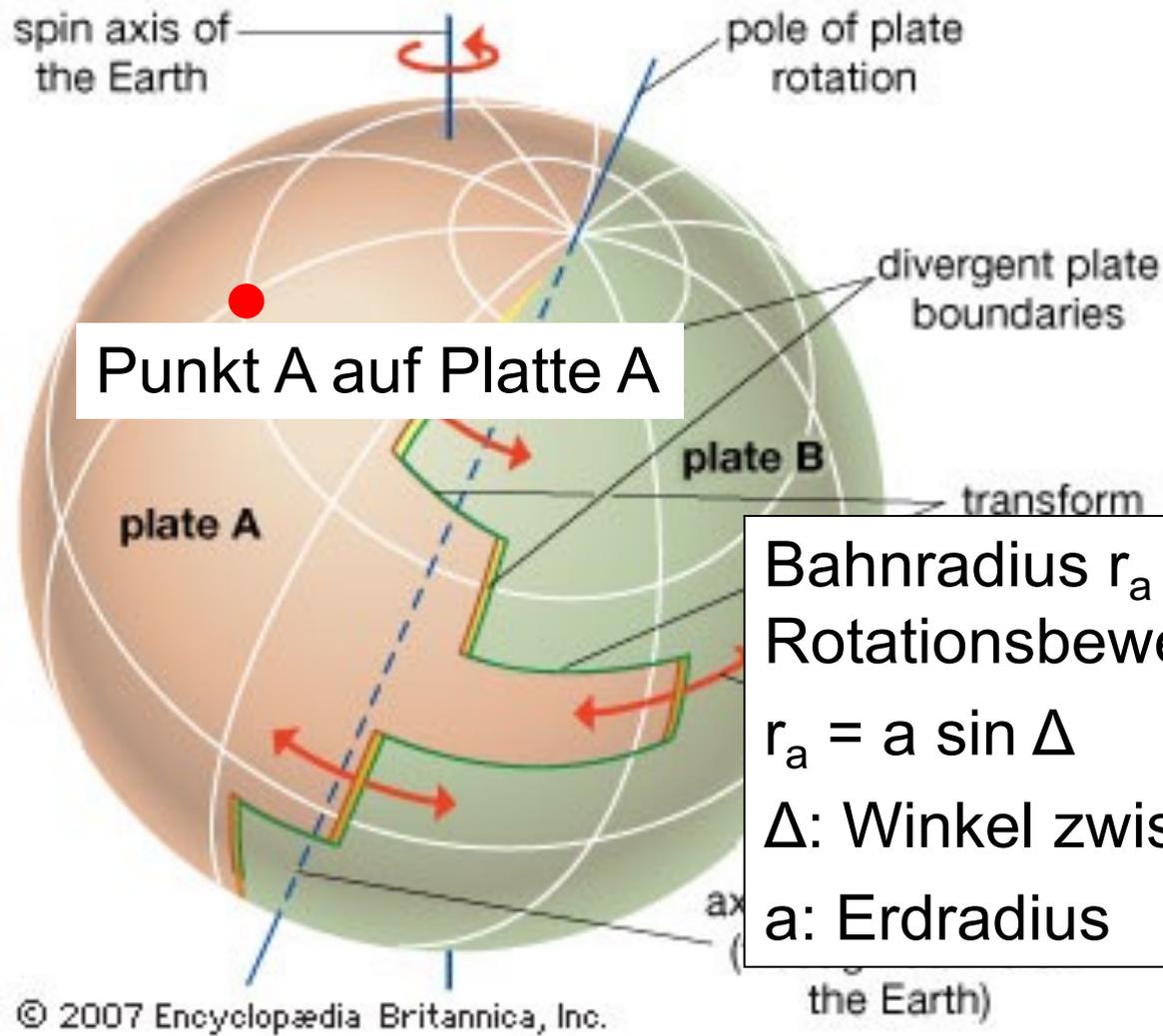
© 2007 Encyclopædia Britannica, Inc.

Eulersches Rotationstheorem



© 2007 Encyclopædia Britannica, Inc.

Eulersches Rotationstheorem



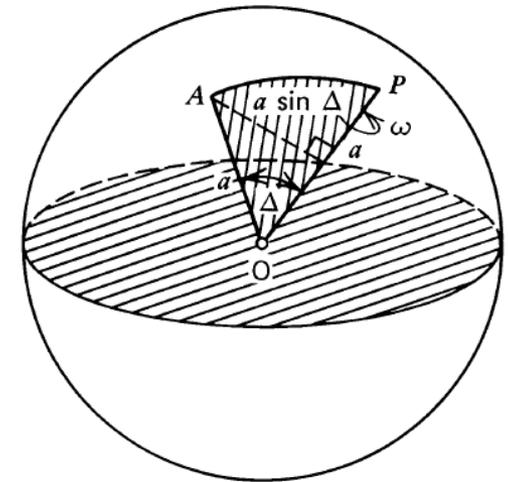
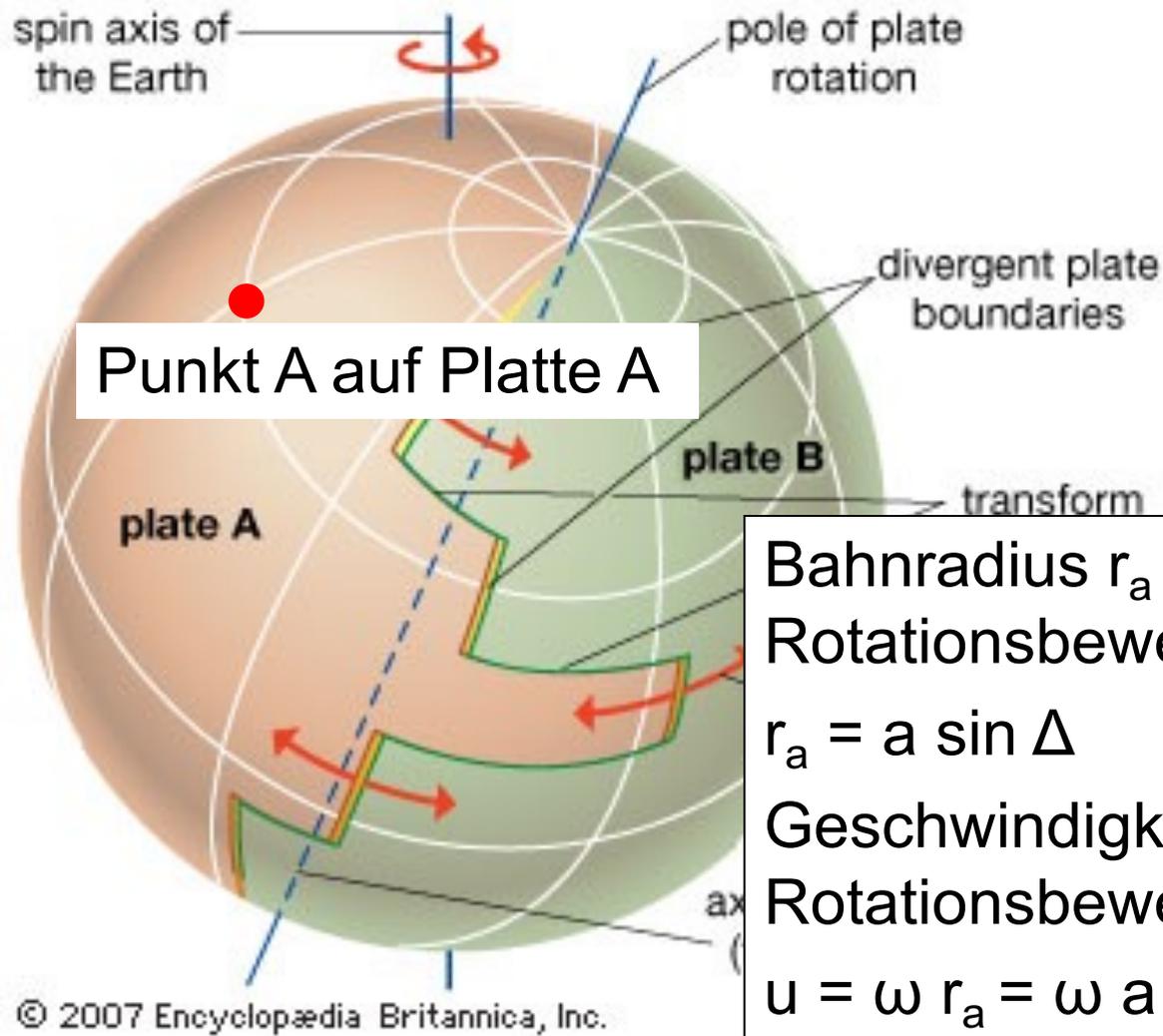
Bahnradius r_a der Rotationsbewegung:

$$r_a = a \sin \Delta$$

Δ : Winkel zwischen A und P

a: Erdradius

Eulersches Rotationstheorem



Bahnradius r_a der Rotationsbewegung:

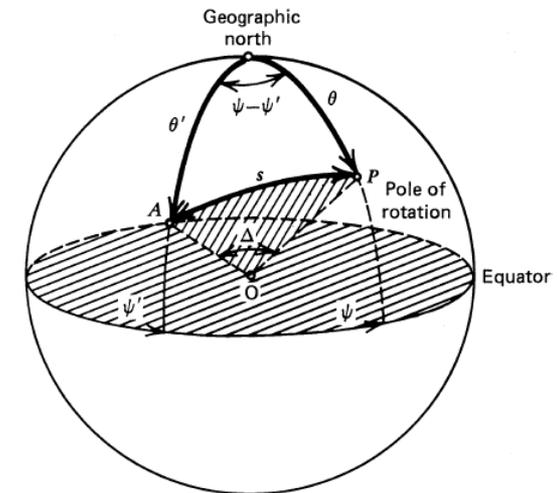
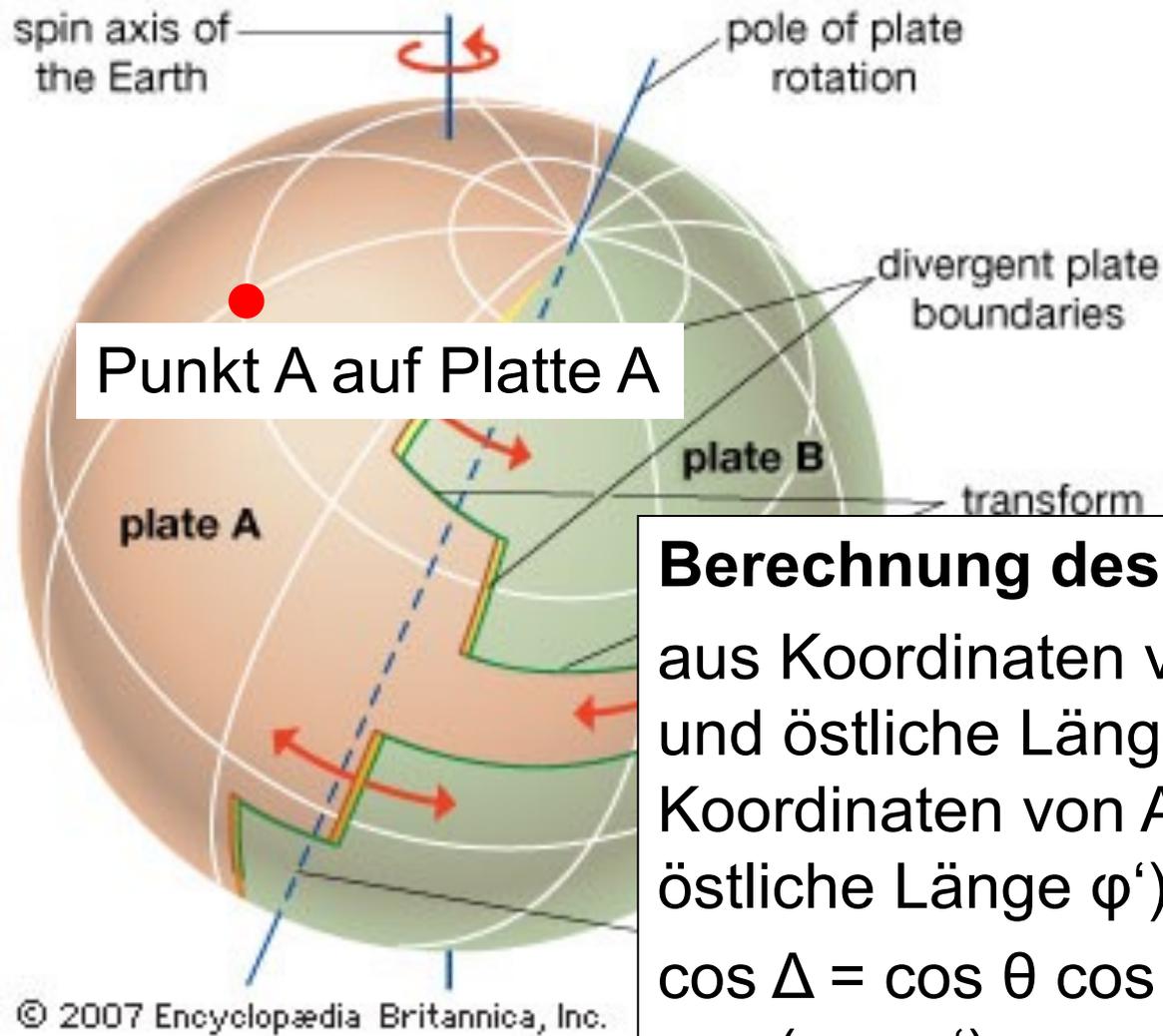
$$r_a = a \sin \Delta$$

Geschwindigkeit der Rotationsbewegung:

$$u = \omega r_a = \omega a \sin \Delta$$

ω : Winkelgeschwindigkeit der Rotation

Eulersches Rotationstheorem

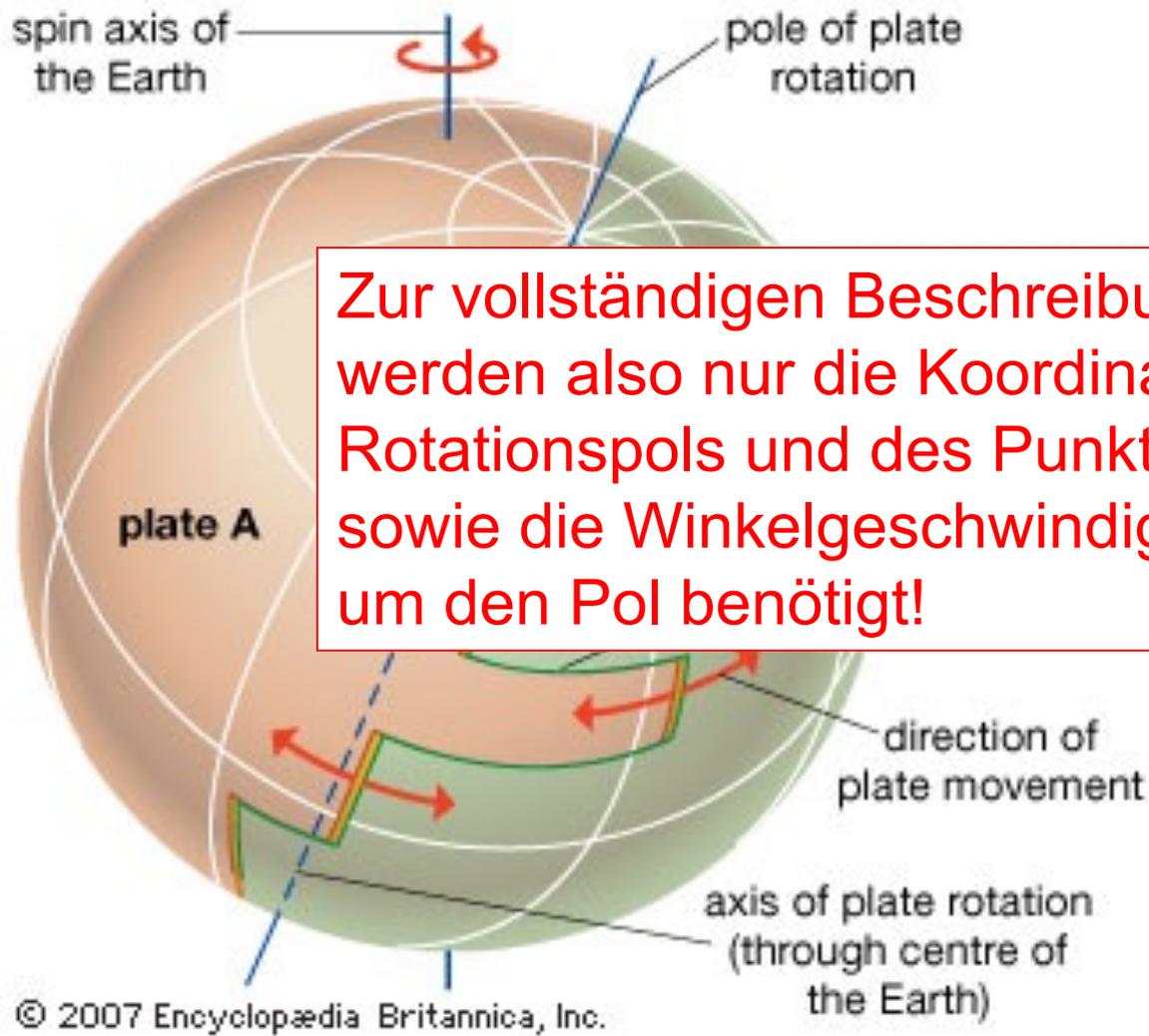


Berechnung des Winkels Δ

aus Koordinaten von P (Kobreite θ und östliche Länge φ) und Koordinaten von A (Kobreite θ' und östliche Länge φ')

$$\cos \Delta = \cos \theta \cos \theta' + \sin \theta \cos \theta' \cdot \cos (\varphi - \varphi')$$

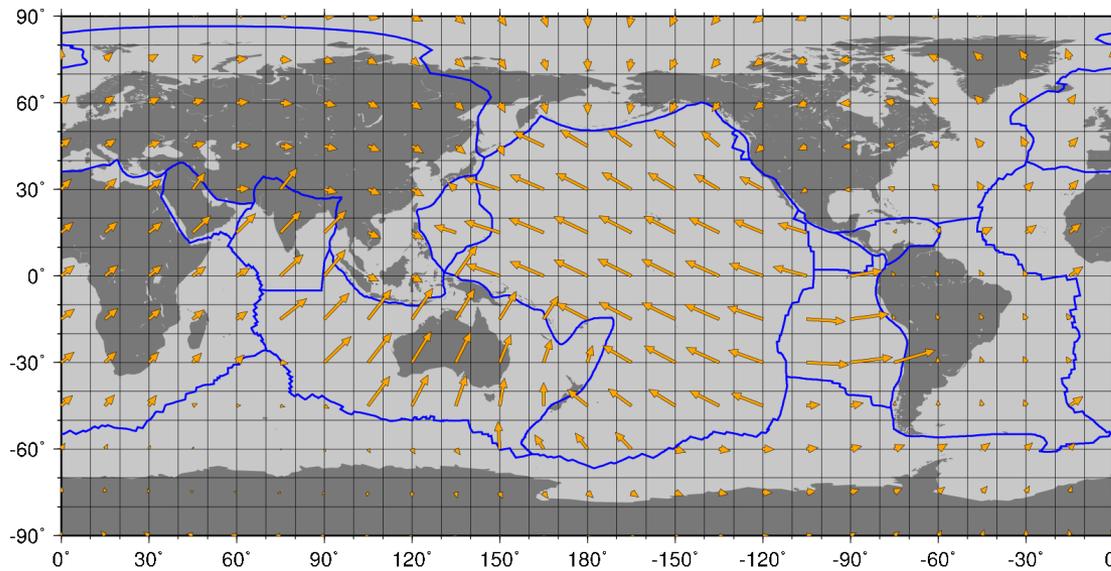
Eulersches Rotationstheorem



Zur vollständigen Beschreibung der Bewegung werden also nur die Koordinaten des Rotationspols und des Punkts A auf der Platte sowie die Winkelgeschwindigkeit ω der Platte um den Pol benötigt!

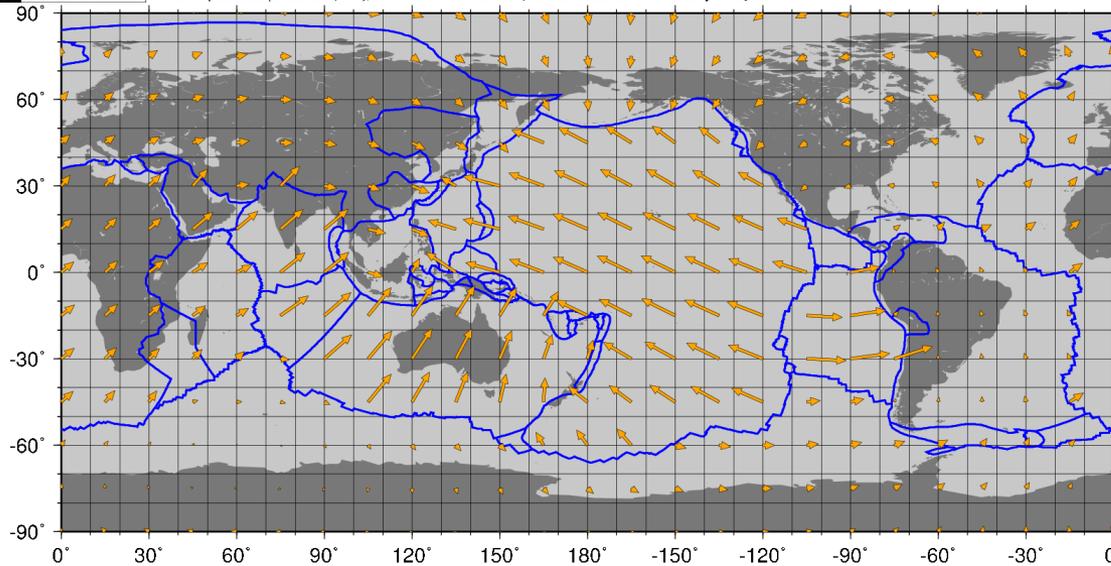
Modell der Plattenbewegung: NUVEL 1A (DeMets et al., 1994)

Plates	Lat. (N)	Long. (E)	ω (deg/Myr)
EU-NA	62.4	135.8	0.21
AF-NA	78.8	38.3	0.24
AF-EU	21.0	-20.6	0.12
NA-SA	16.3	-58.1	0.15
AF-SA	62.5	-39.4	0.31
AN-SA	86.4	-40.7	0.26
NA-CA	-74.3	-26.1	0.10
CA-SA	50.0	-65.3	0.18
NA-PA	48.7	-78.2	0.75
CO-PA	36.8	-108.6	2.00
CO-NA	27.9	-120.7	1.36
CO-NZ	4.8	-124.3	0.91
NZ-PA	55.6	-90.1	1.36
NZ-AN	40.5	-95.9	0.52
NZ-SA	56.0	-94.0	0.72
AN-PA	64.3	-84.0	0.87
PA-AU	-60.1	-178.3	1.07
EU-PA	61.1	-85.8	0.86
CO-CA	24.1	-119.4	1.31
NZ-CA	56.2	-104.6	0.55
AU-AN	13.2	38.2	0.65
AF-AN	5.6	-39.2	0.13
AU-AF	12.4	49.8	0.63
AU-IN	-5.6	77.1	0.30
IN-AF	23.6	28.5	0.41
AR-AF	24.1	24.0	0.40
IN-EU	24.4	17.7	0.51
AR-EU	24.6	13.7	0.50
AU-EU	15.1	40.5	0.69
IN-AR	3.0	91.5	0.03



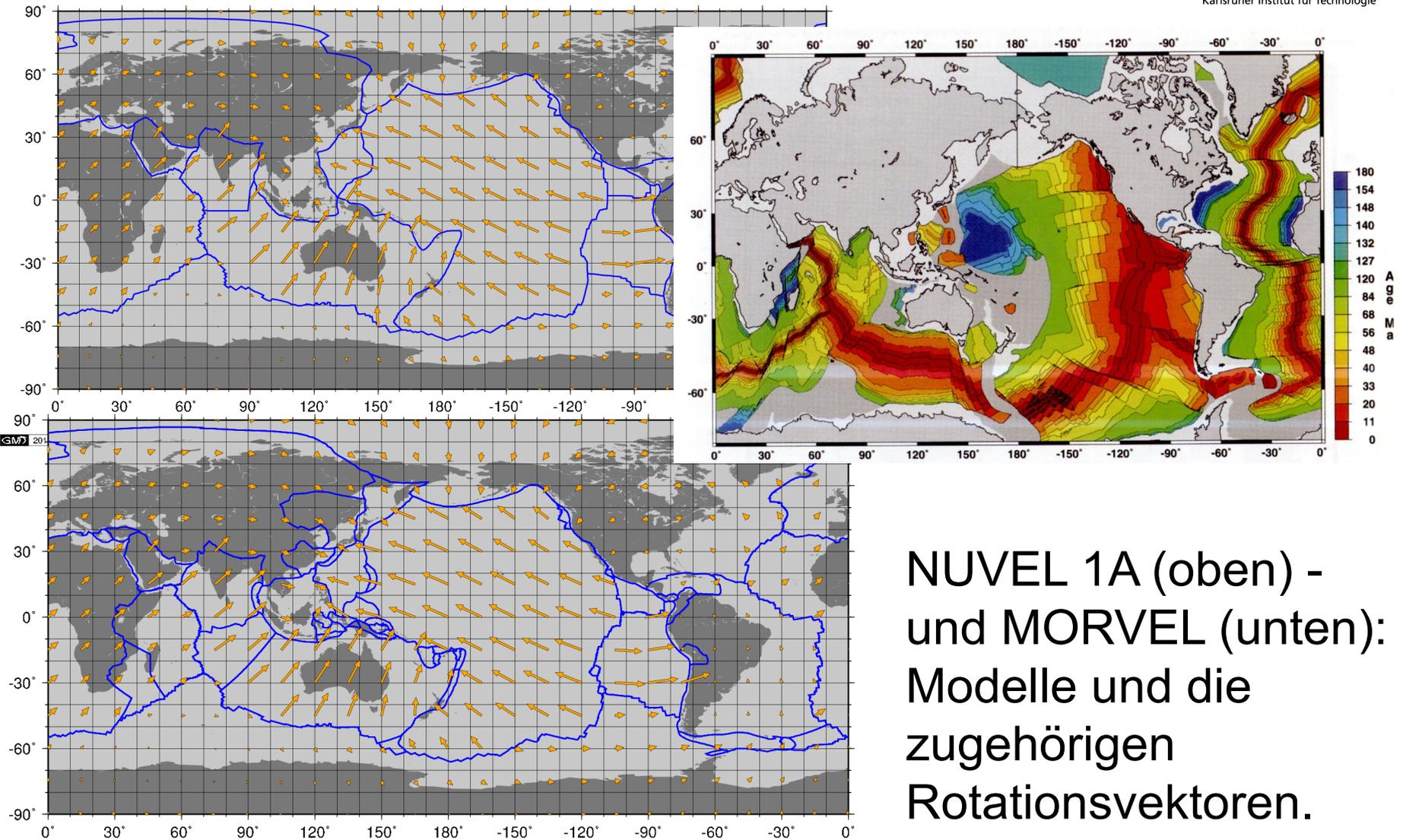
NUVEL 1A (oben) -
und MORVEL (unten):
Modelle und die
zugehörigen
Rotationsvektoren.

GM 2014 Jan 03 13:09:34 NUVEL-1A plate model (de Mets et al., 1994), no net rotation reference frame, max/mean velocities are 10.4/3.7 cm/yr - twb@usc.edu



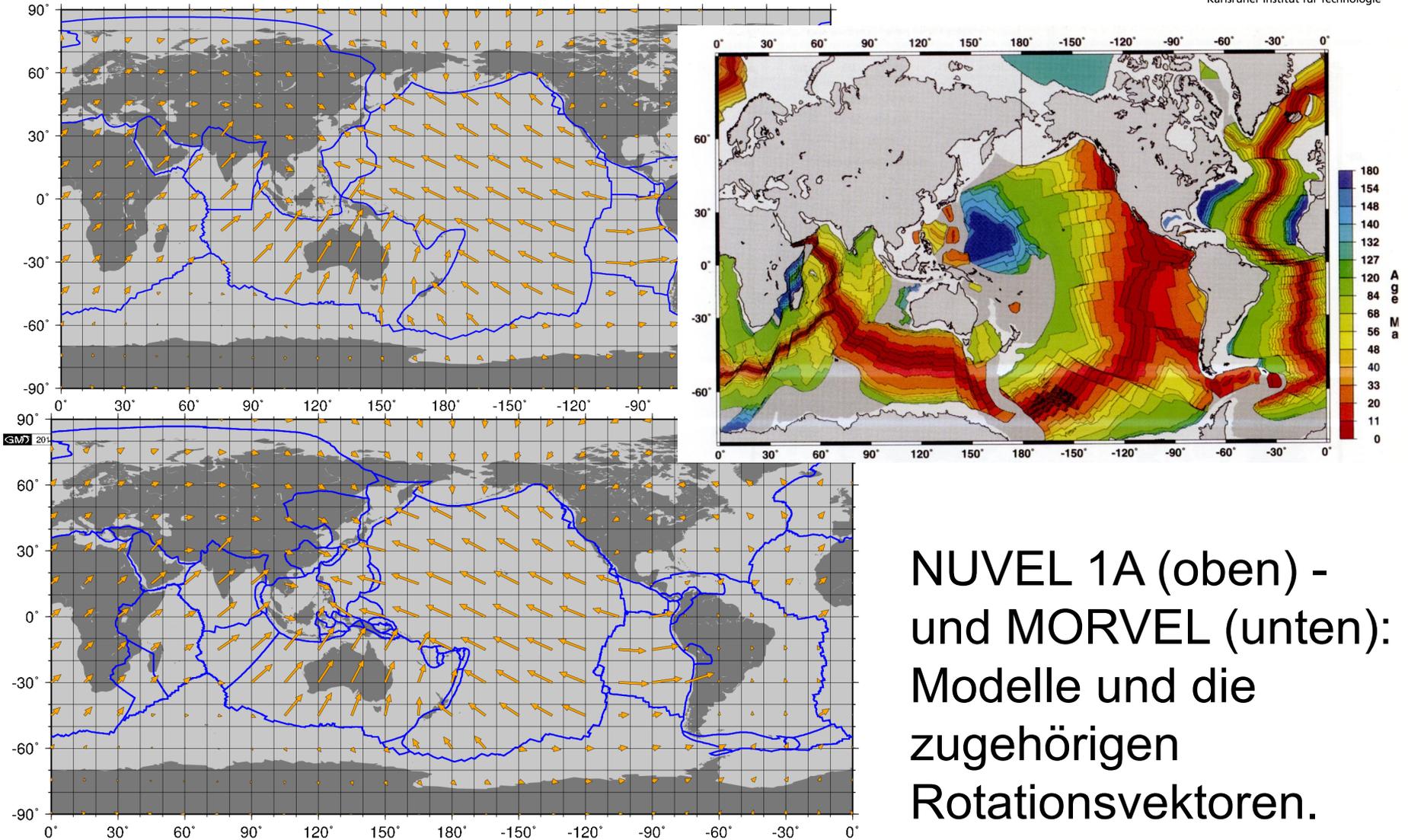
GM 2014 Jan 03 13:09:47 MORVEL plate model (de Mets et al., 2010), no net rotation reference frame, max/mean velocities are 19.5/3.7 cm/yr - twb@usc.edu

Plattentektonik

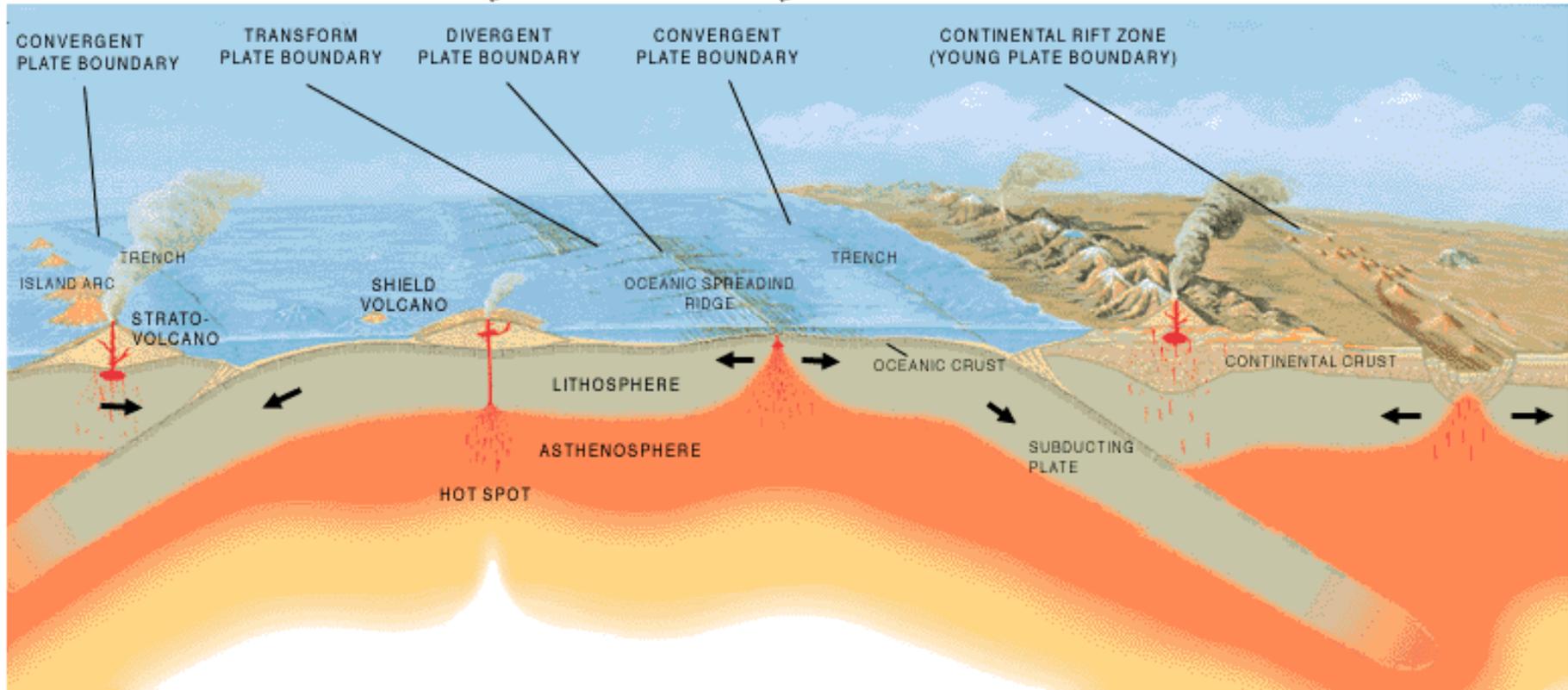
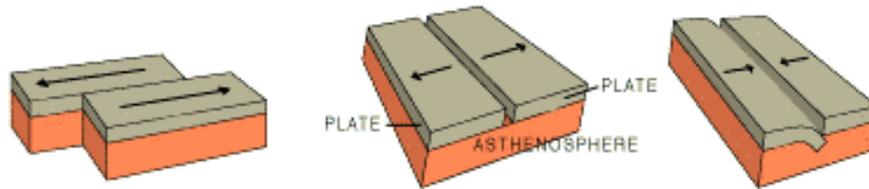


NUVEL 1A (oben) -
und MORVEL (unten):
Modelle und die
zugehörigen
Rotationsvektoren.

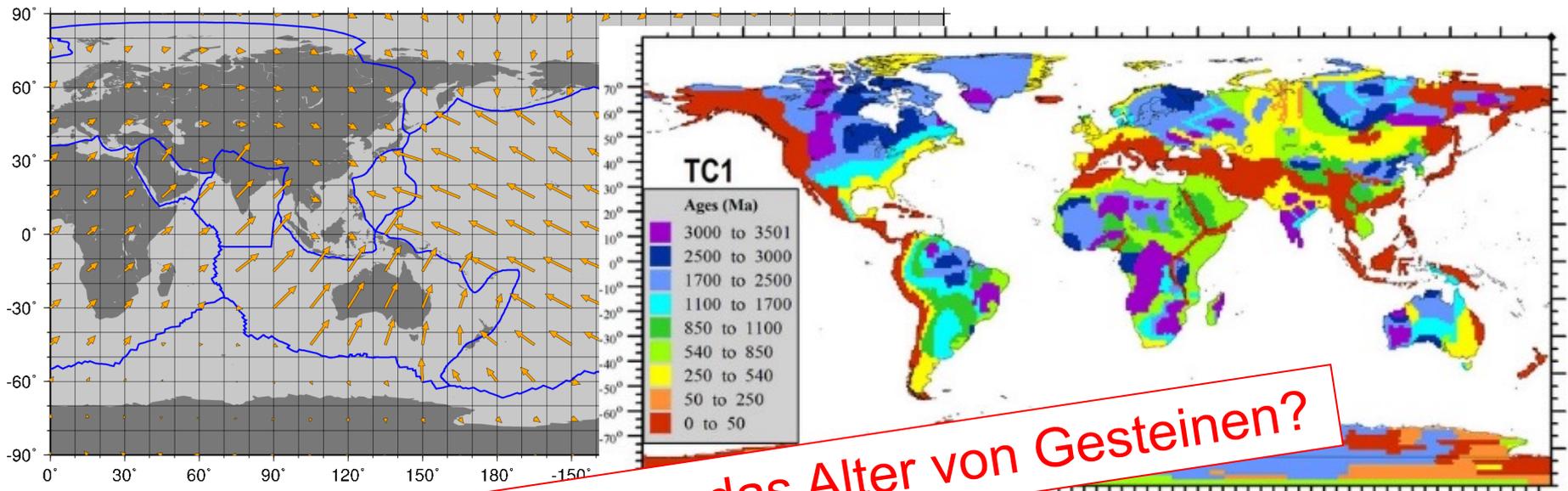
Plattentektonik



NUVEL 1A (oben) -
und MORVEL (unten):
Modelle und die
zugehörigen
Rotationsvektoren.

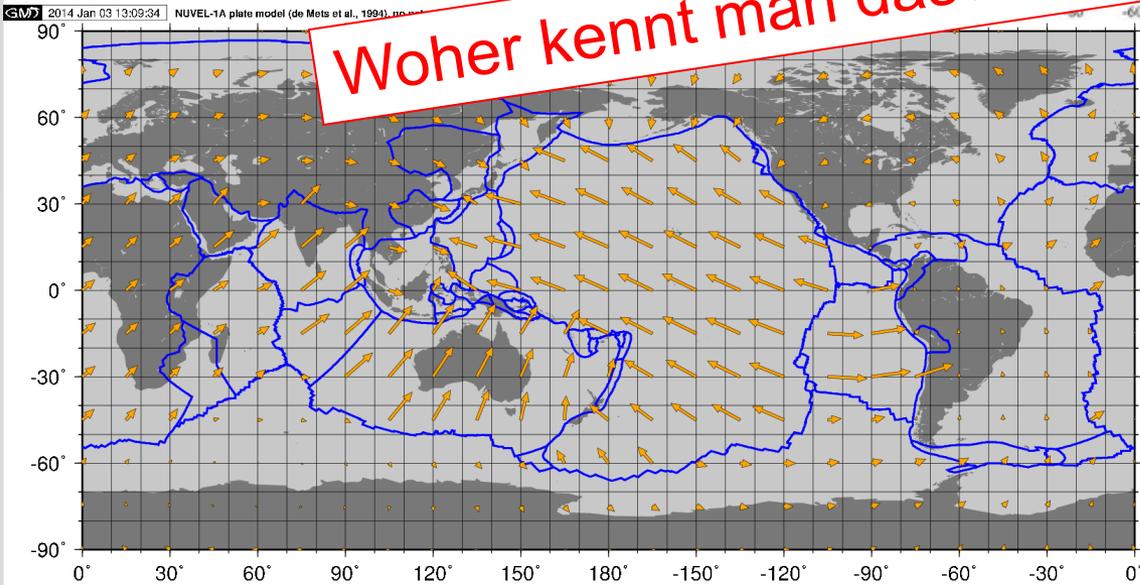


Krusten-Neubildung und Subduktion des Ozeanbodens im Gleichgewicht



Woher kennt man das Alter von Gesteinen?

Modelle und die zugehörigen Rotationsvektoren.



GM 2014 Jan 03 13:09:47 MORVEL plate model (de Metz et al., 2010), no net rotation reference frame, max/mean velocities are 19.5/3.7 cm/yr - twb@usc.edu

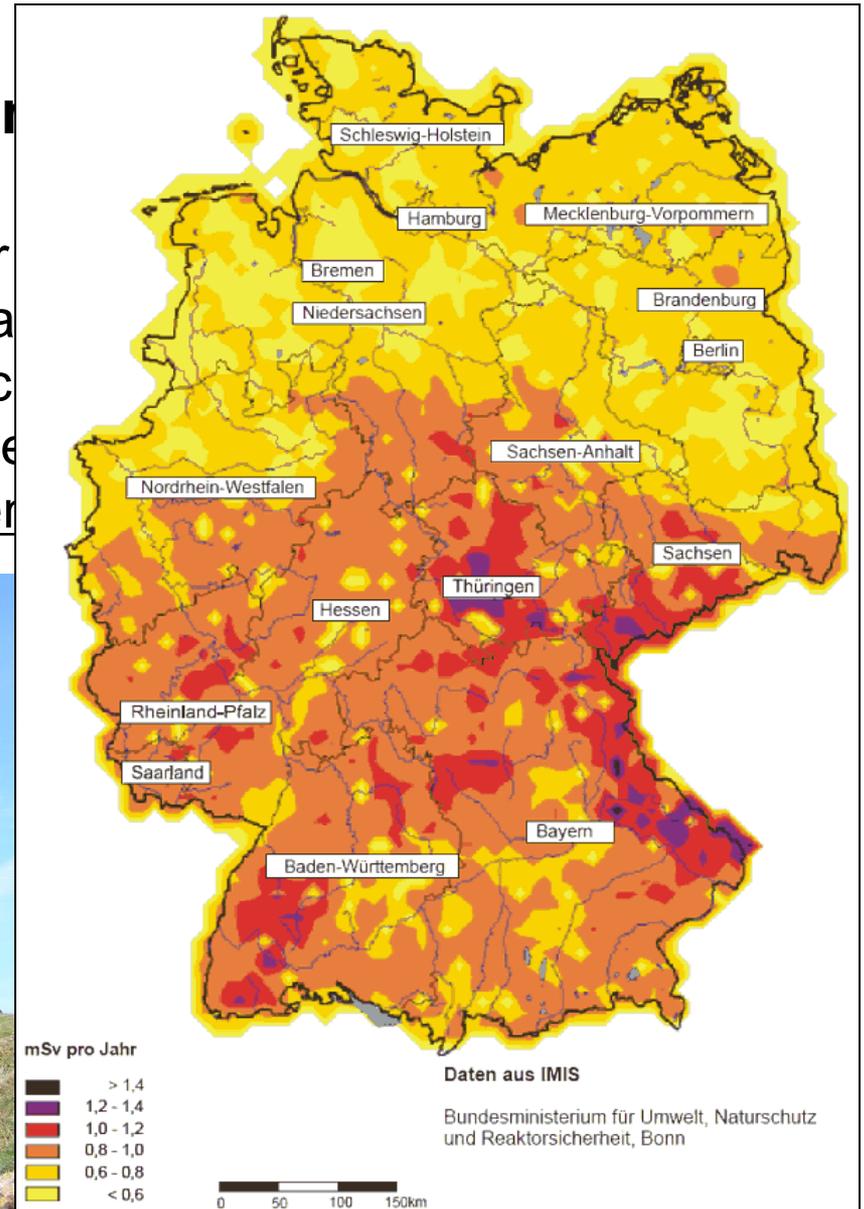
Radiometrische Altersbestimmung

Gesteine: haben zum Zeitpunkt ihrer Entstehung ein bestimmtes Verhältnis von radioaktiven zu nichtradioaktiven Elementen; die Menge des radioaktiven Materials nimmt nach der Entstehung ab → aus Verhältnis von bestimmten radioaktiven zu nichtradioaktiven Stoffen kann man auf Zeit seit der Gesteinsentstehung schließen



Radiometrische Altersbestimmung

Gesteine: haben zum Zeitpunkt ihrer Entstehung ein bestimmtes Verhältnis von radioaktiven zu nicht-radioaktiven Elementen. Das Verhältnis von radioaktiven zu nicht-radioaktiven Elementen nimmt nach der Entstehung ab, da das radioaktive Material in radioaktive Tochterprodukte zerfällt. Das Verhältnis von bestimmten radioaktiven Elementen zu ihren Tochterprodukten kann man auf Zeit seit der Gesteinsentstehung bestimmen.

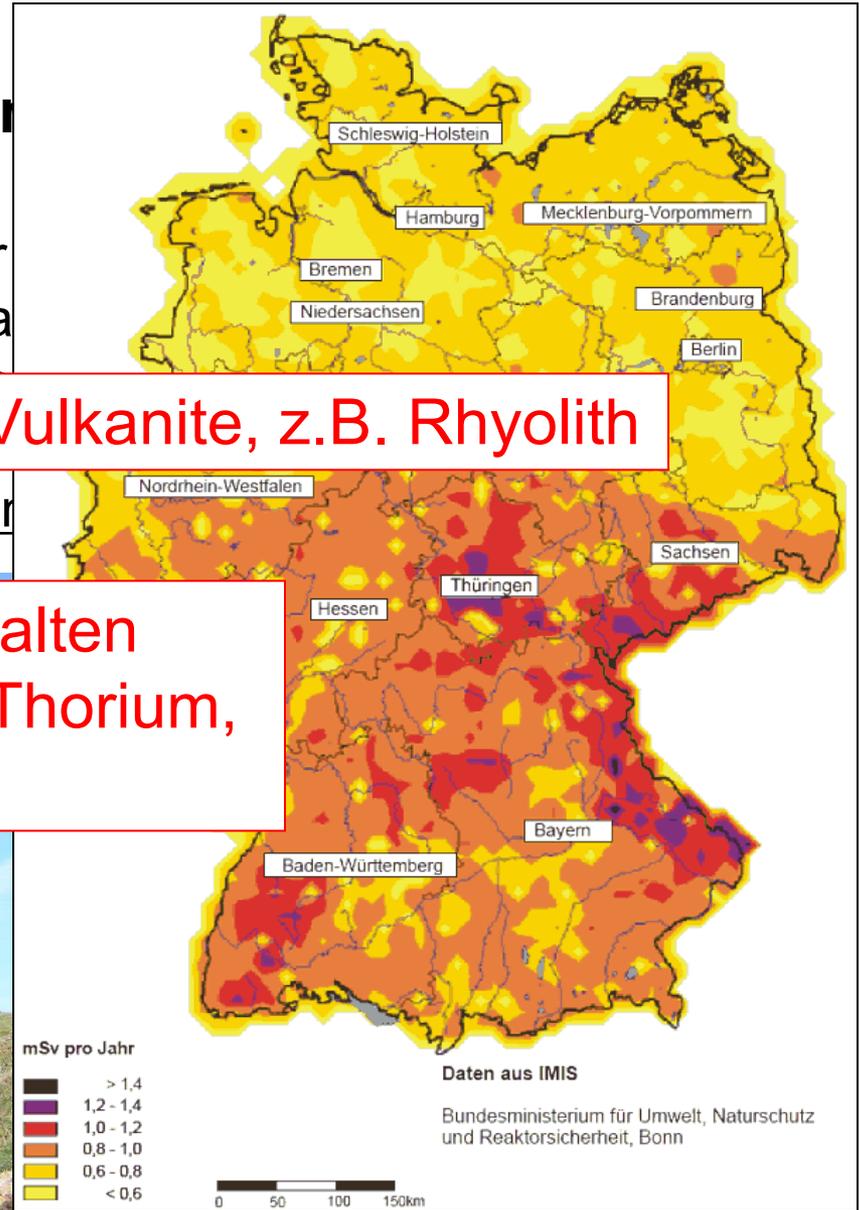


Radiometrische Altersbestimmung

Gesteine: haben zum Zeitpunkt ihrer Entstehung ein bestimmtes Verhältnis von radioaktiven zu nicht-radioaktiven Isotopen. Das Verhältnis von bestimmten radioaktiven Isotopen zu den entsprechenden Tochterprodukten kann man auf Zeit seit der Gesteinsentstehung

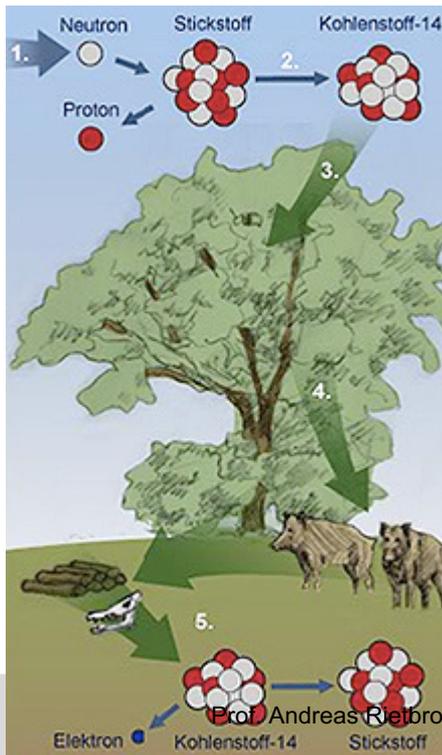
„saure“ Vulkanite, z.B. Rhyolith

Granite und Gneise: enthalten überdurchschnittlich viel Thorium, Uran oder Kalium



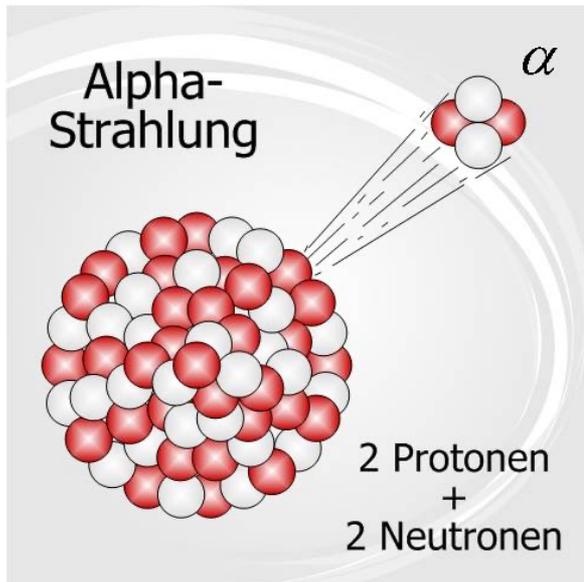
Idee

Organisches Material: Lebewesen nimmt am natürlichen Zyklus (Aufnahme und Abgabe von radioaktiven Stoffen) teil, solange es lebendig ist; dieses Gleichgewicht endet mit dem Tod des Lebewesens → aus Verhältnis von bestimmten radioaktiven zu nichtradioaktiven Stoffen kann man auf Zeit seit dem Tod des Lebewesens schließen



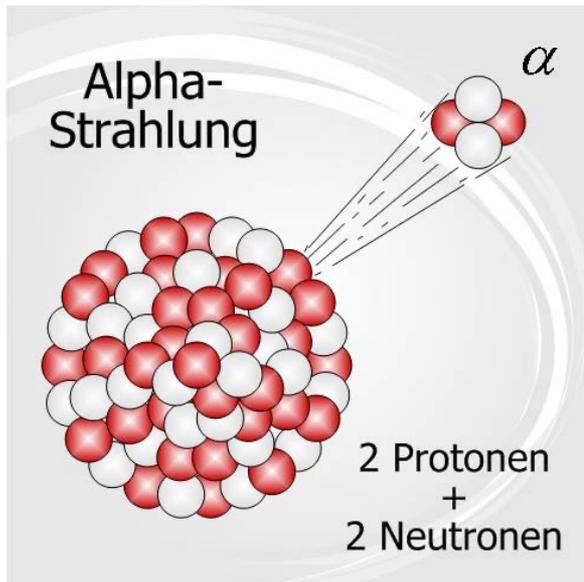
Quelle: Planet Schule

Radioaktivität, Zerfallsprozesse

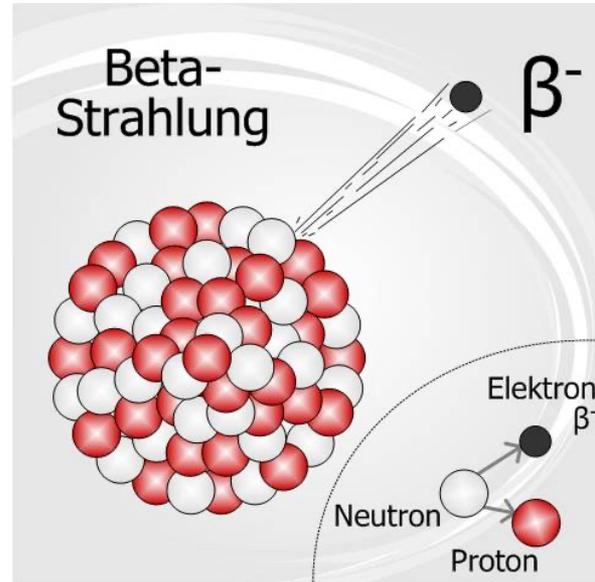


He-Kern wird emittiert

Radioaktivität, Zerfallsprozesse

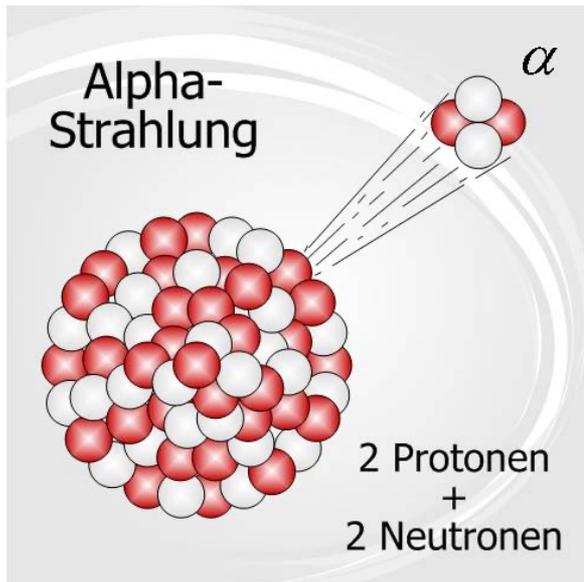


He-Kern wird emittiert

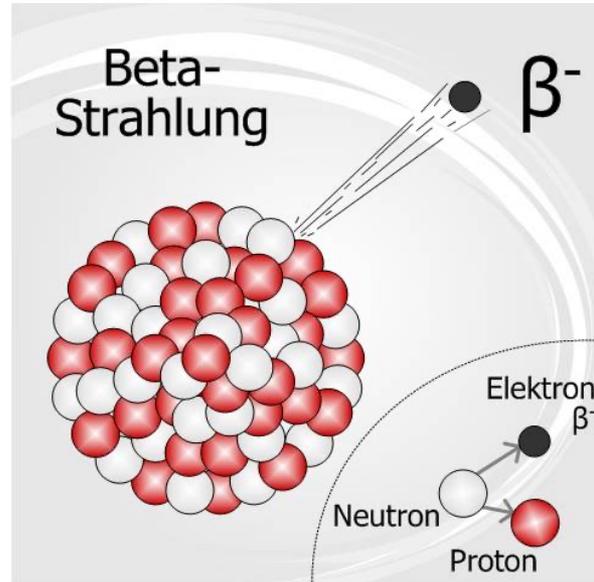


Elektron wird emittiert

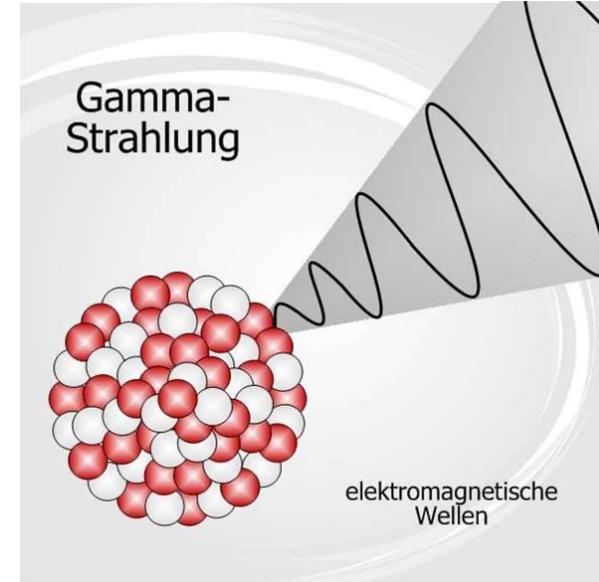
Radioaktivität, Zerfallsprozesse



He-Kern wird emittiert

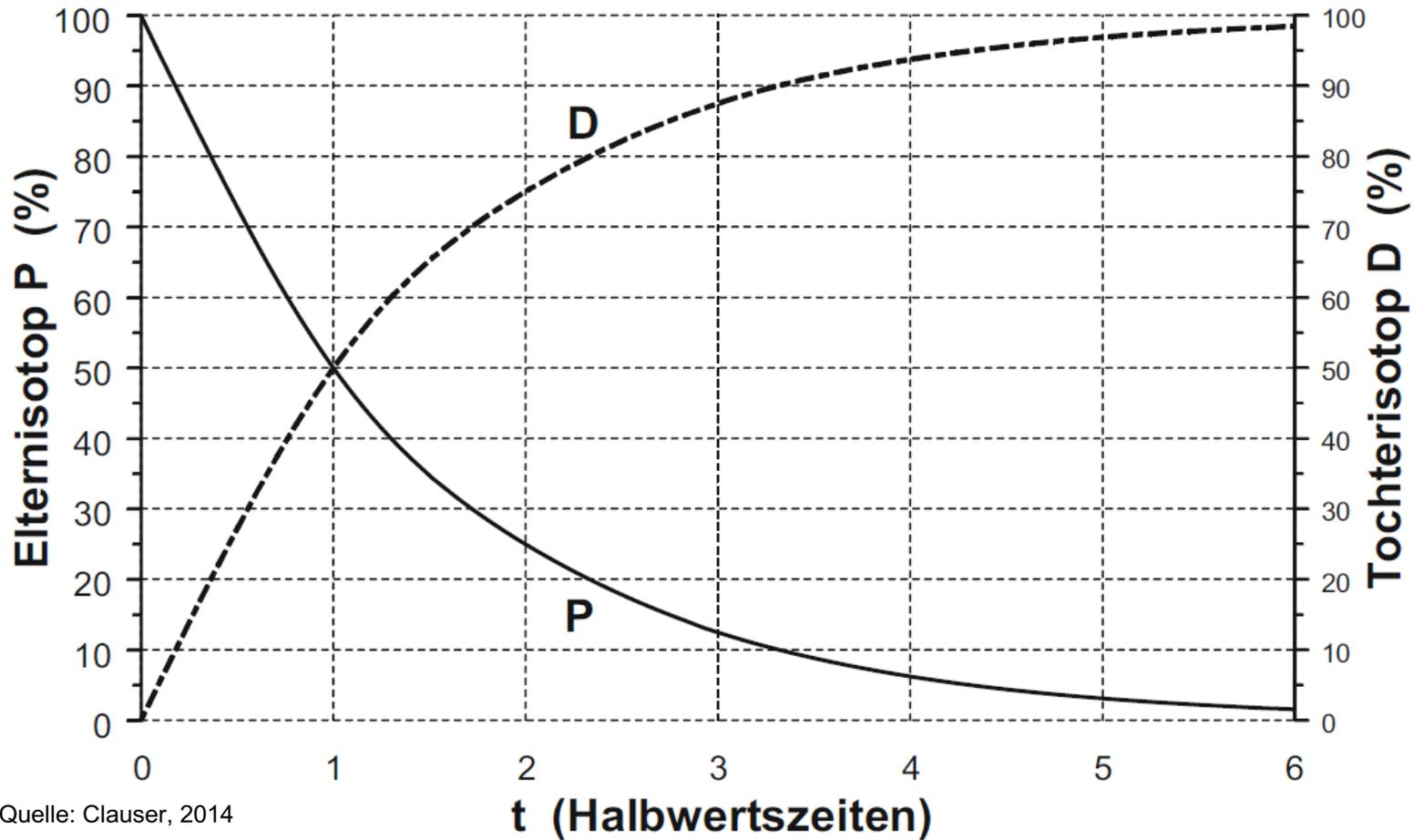


Elektron wird emittiert



EM Welle wird emittiert

Radioaktivität, Zerfallsprozesse



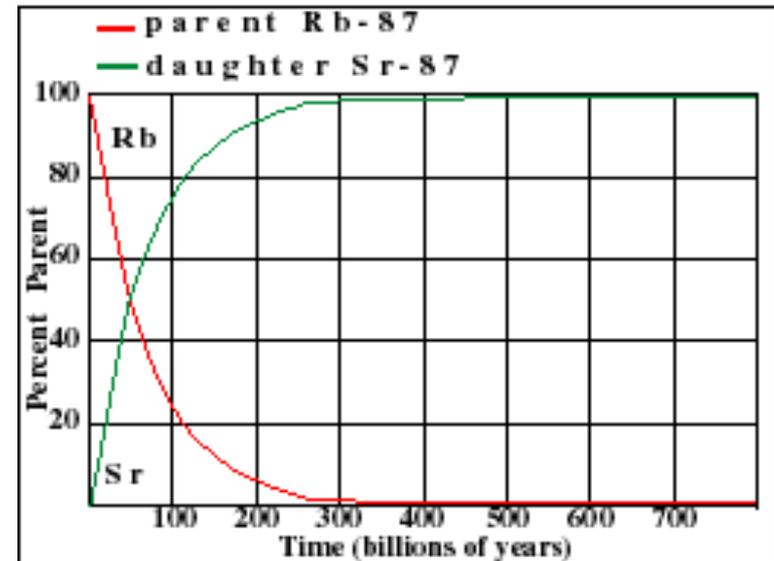
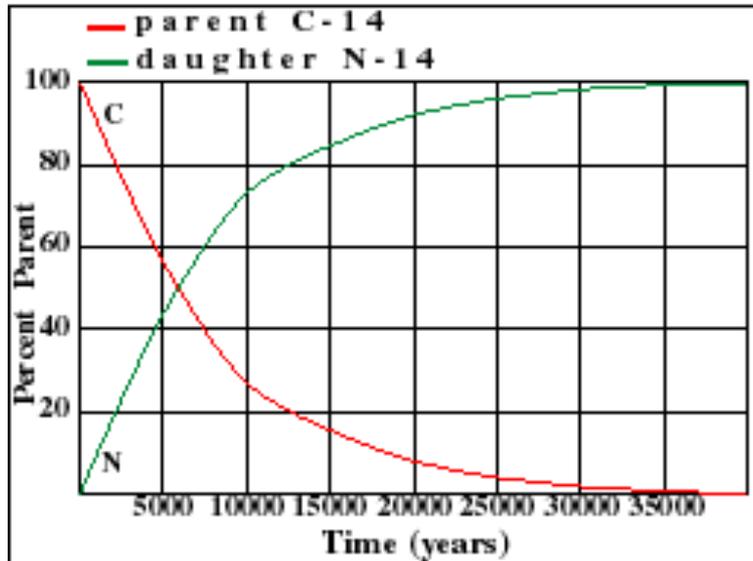
Radioaktivität, Zerfallsprozesse

Parent	Daughter	$\tau_{1/2}$	Useful Range	Type of Material
^{238}U	^{206}Pb	4.47 b.y	>10 million years	Igneous & sometimes metamorphic rocks and minerals
^{235}U	^{207}Pb	707 m.y		
^{232}Th	^{208}Pb	14 b.y		
^{40}K	^{40}Ar & ^{40}Ca	1.28 b.y	>10,000 years	
^{87}Rb	^{87}Sr	48 b.y	>10 million years	
^{147}Sm	^{143}Nd	106 b.y.		
^{14}C	^{14}N	5,730 y	100 - 70,000 years	Organic Material

Radioaktivität, Zerfallsprozesse

Parent	Daughter	$\tau_{1/2}$	Useful Range	Type of Material
^{238}U	^{206}Pb	4.47 b.y	>10 million years	Igneous & sometimes metamorphic rocks and minerals
^{235}U	^{207}Pb	707 m.y		
^{232}Th	^{208}Pb	14 b.y		
^{40}K	^{40}Ar & ^{40}Ca	1.28 b.y	>10,000 years	
^{87}Rb	^{87}Sr	48 b.y	>10 million years	
^{147}Sm	^{143}Nd	106 b.y.		
^{14}C	^{14}N	5,730 y	100 - 70,000 years	Organic Material

Zeitlicher Vergleich beider Methoden



Zerfallsgesetz radioaktiver Stoffe

Betrachtet man ein radioaktives Präparat mit N_0 Atomkernen, so ist nach eine Zeit t nur noch die Anzahl N davon übrig.

$$\frac{dN(t)}{dt} = -\lambda \cdot N(t)$$

Zerfallsgesetz radioaktiver Stoffe

Betrachtet man ein radioaktives Präparat mit N_0 Atomkernen, so ist nach eine Zeit t nur noch die Anzahl N davon übrig.

$$\frac{dN(t)}{dt} = -\lambda \cdot N(t)$$

Lösen der DGL durch Trennung der Variablen

$$\frac{dN(t)}{N(t)} = -\lambda \cdot dt$$

Zerfallsgesetz radioaktiver Stoffe

Betrachtet man ein radioaktives Präparat mit N_0 Atomkernen, so ist nach eine Zeit t nur noch die Anzahl N davon übrig.

$$\frac{dN(t)}{dt} = -\lambda \cdot N(t)$$

Lösen der DGL durch Trennung der Variablen

$$\frac{dN(t)}{N(t)} = -\lambda \cdot dt$$

Integration

$$\int \frac{dN(t)}{N(t)} = -\lambda \cdot \int dt$$

Zerfallsgesetz radioaktiver Stoffe

Betrachtet man ein radioaktives Präparat mit N_0 Atomkernen, so ist nach einer Zeit t nur noch die Anzahl N davon übrig.

$$\frac{dN(t)}{dt} = -\lambda \cdot N(t)$$

Lösen der DGL durch Trennung der Variablen

$$\frac{dN(t)}{N(t)} = -\lambda \cdot dt$$

Integration

$$\int \frac{dN(t)}{N(t)} = -\lambda \cdot \int dt \rightarrow \ln N(t) = -\lambda \cdot t + c$$

Zerfallsgesetz radioaktiver Stoffe

$$\ln N(t) = -\lambda \cdot t + c$$

Daraus folgt:

$$N(t) = e^{-\lambda \cdot t + c} = e^c \cdot e^{-\lambda \cdot t}$$

Zerfallsgesetz radioaktiver Stoffe

$$\ln N(t) = -\lambda \cdot t + c$$

Daraus folgt:

$$N(t) = e^{-\lambda \cdot t + c} = e^c \cdot e^{-\lambda \cdot t}$$

Bestimmung der Konstanten c:

$$N(0) = e^{-\lambda \cdot 0 + c} = e^c = N_0$$

Zerfallsgesetz radioaktiver Stoffe

$$\ln N(t) = -\lambda \cdot t + c$$

Daraus folgt:

$$N(t) = e^{-\lambda \cdot t + c} = e^c \cdot e^{-\lambda \cdot t}$$

Bestimmung der Konstanten c:

$$N(0) = e^{-\lambda \cdot 0 + c} = e^c = N_0$$

Somit folgt das Zerfallsgesetz:

$$N(t) = N_0 \cdot e^{-\lambda \cdot t}$$

Zerfallsgesetz radioaktiver Stoffe

Die Zeit, zu der die Hälfte der Atome zerfallen sind, bezeichnet man als Halbwertszeit $T_{1/2}$

$$\frac{N(T_{1/2})}{N_0} = e^{-\lambda \cdot T_{1/2}} = \frac{1}{2}$$

Zerfallsgesetz radioaktiver Stoffe

Die Zeit, zu der die Hälfte der Atome zerfallen sind, bezeichnet man als Halbwertszeit $T_{1/2}$

$$\frac{N(T_{1/2})}{N_0} = e^{-\lambda \cdot T_{1/2}} = \frac{1}{2}$$

$$-\lambda \cdot T_{1/2} = \ln \frac{1}{2}$$

Zerfallsgesetz radioaktiver Stoffe

Die Zeit, zu der die Hälfte der Atome zerfallen sind, bezeichnet man als Halbwertszeit $T_{1/2}$

$$\frac{N(T_{1/2})}{N_0} = e^{-\lambda \cdot T_{1/2}} = \frac{1}{2}$$

$$-\lambda \cdot T_{1/2} = \ln \frac{1}{2}$$

$$\lambda \cdot T_{1/2} = \ln 2$$

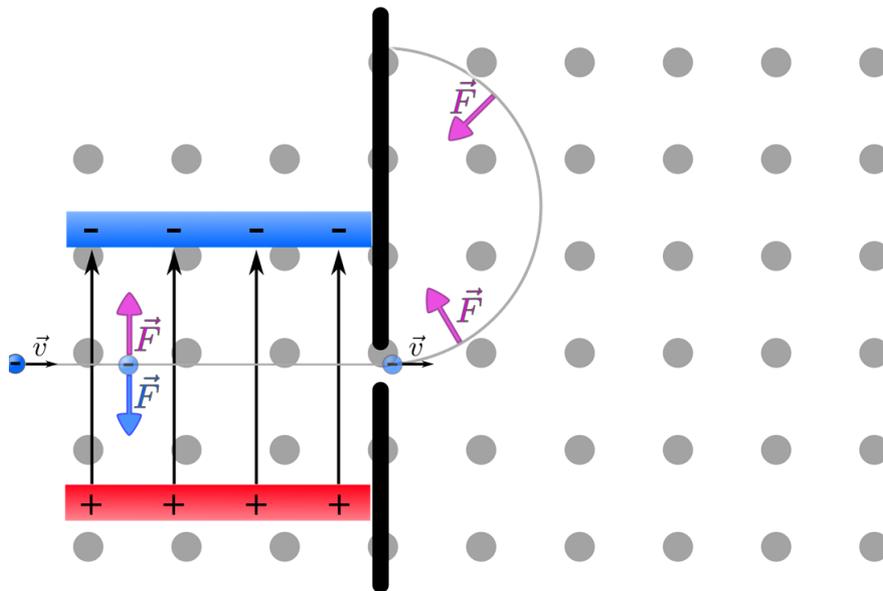
$$T_{1/2} = \frac{\ln 2}{\lambda} \approx \frac{0.7}{\lambda}$$

Exkurs Massenspektrometrie:

Wie misst man $N(t)$?

Ein Ion im homogenen elektrischen und magnetischen Feld erfährt Lorentzkraft

$$\vec{F} = q \cdot (\vec{E} + \vec{v} \times \vec{B})$$



Wenn beide Felder senkrecht zu einander sind wird das Ion auf gerader Bahn fliegen wenn gilt:

$$v = \frac{E}{B}$$

Ohne elektrisches Feld fliegt das Ion eine Kreisbahn:

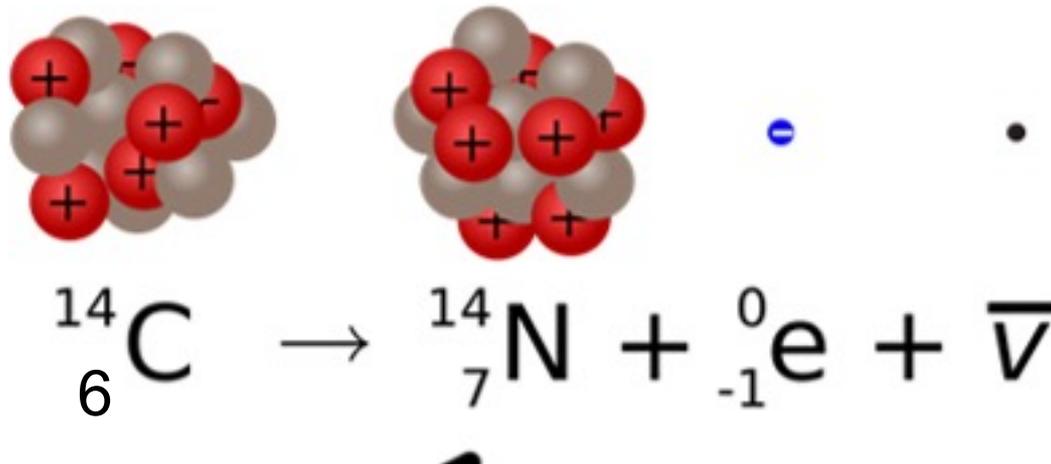
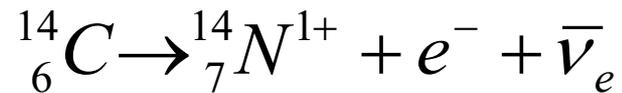
$$a = \omega^2 \cdot r = \frac{v^2}{r} = \frac{q}{m} \cdot v \cdot B$$

$$r = \frac{m \cdot v}{q \cdot B} = \frac{m}{q} \cdot \frac{E}{B^2}$$

C14-Methode

Es existieren zwei stabile Kohlenstoff-Isotope: ${}^{12}_6\text{C}$ ${}^{13}_6\text{C}$

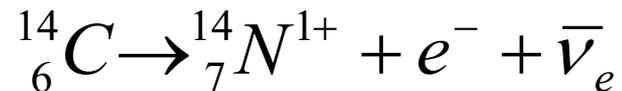
Außerdem existiert ein instabiles Isotop, das zu Stickstoff zerfällt: ${}^{14}_6\text{C}$



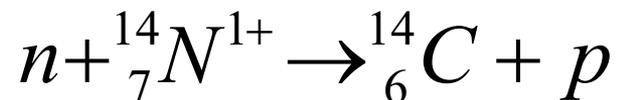
C14-Methode

Es existieren zwei stabile Kohlenstoff-Isotope: ${}^{12}_6\text{C}$ ${}^{13}_6\text{C}$

Außerdem existiert ein instabiles Isotop, das zu Stickstoff zerfällt: ${}^{14}_6\text{C}$



Dieses wird in der hohen Atmosphäre (9 bis 15 km, hohe Breiten) durch die kosmische Strahlung aus Stickstoff generiert:



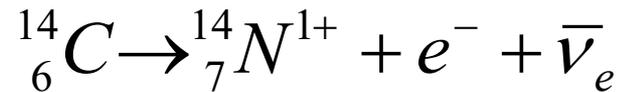
Es stellt sich ein Gleichgewicht von Erzeugung und Zerfall ein:

$${}^{14}\text{C}/{}^{12}\text{C} = 1,2 \cdot 10^{-12}$$

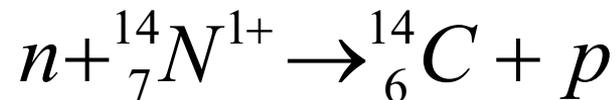
C14-Methode

Es existieren zwei stabile Kohlen

Außerdem existiert ein instabiles

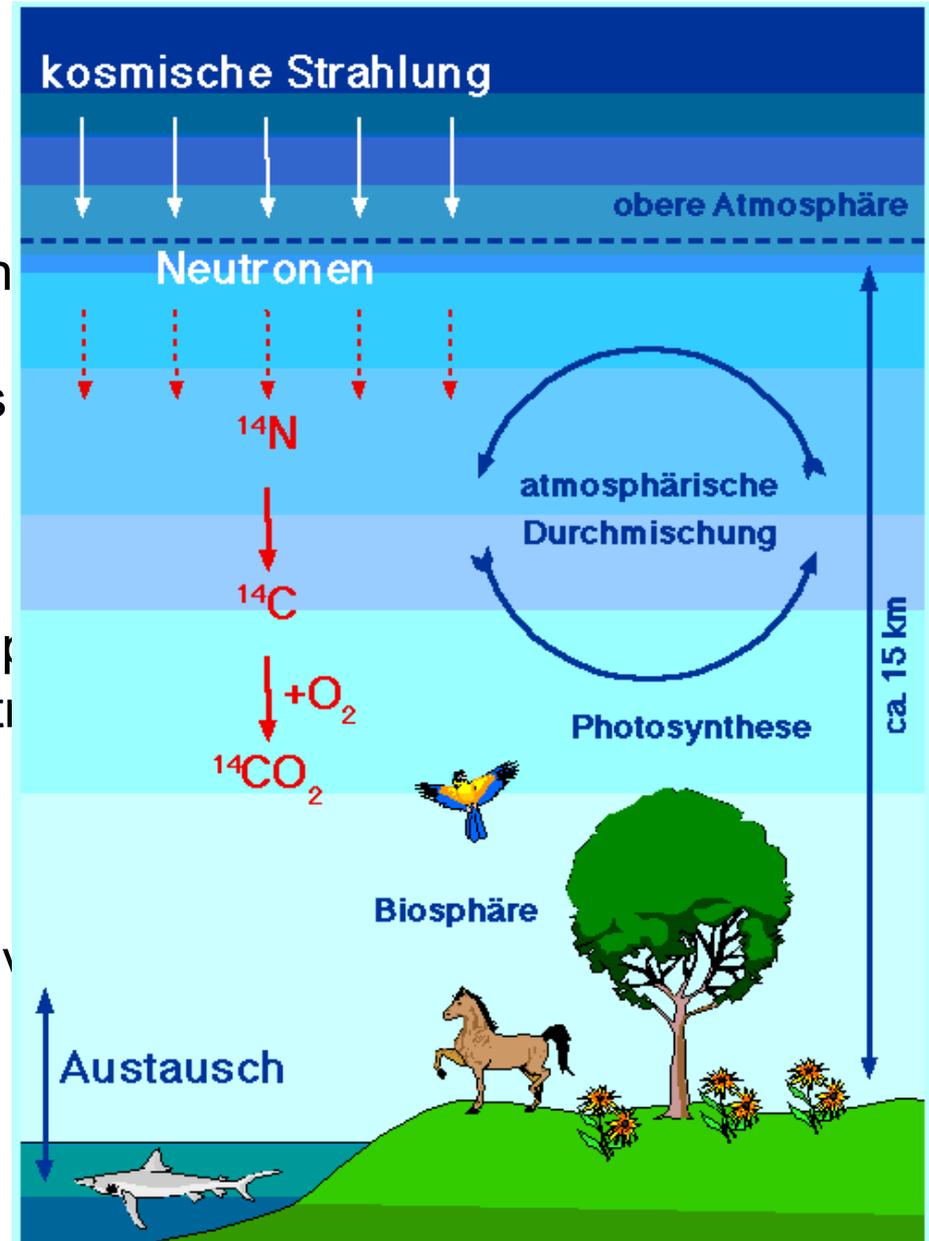


Dieses wird in der hohen Atmosp
Breiten) durch die kosmische Str



Es stellt sich ein Gleichgewicht v

$${}^{14}\text{C}/{}^{12}\text{C} = 1.2 \cdot 10^{-12}$$



C14-Methode: Verfahren

- Messung des atmosphärischen Isotopenverhältnisses heute
- Messung des Isotopenverhältnisses der Probe
- Annahme: Verhältnis heute identisch ist mit dem Ausgangsverhältnis zum Zeitpunkt $t=0$, als die Probe abstarb

$$(C14/C12)_t = (C14/C12)_0 e^{-\lambda t}$$

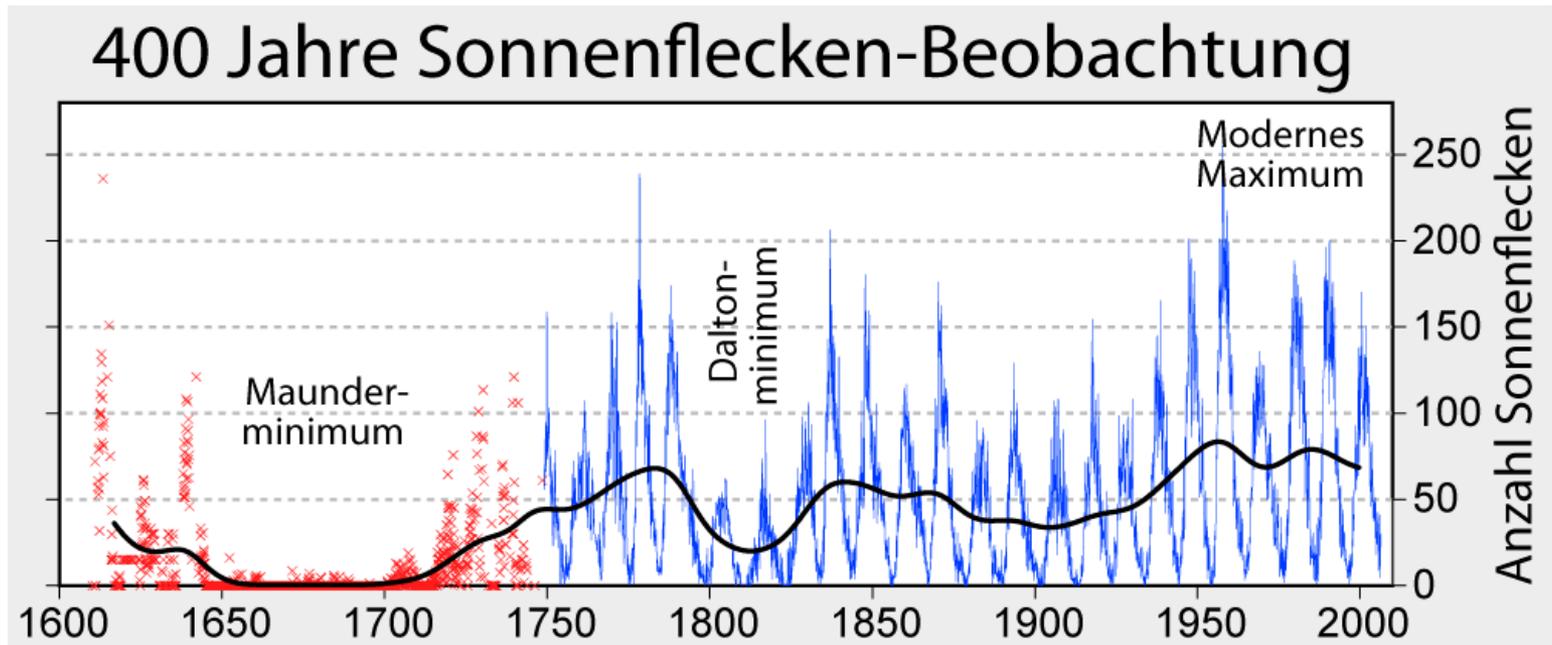
$$\delta_0(t) = \delta_0(0) \cdot e^{-\lambda t}$$

$$0,693/\lambda = T_{1/2} = 5730 \text{ a}$$

C14-Methode: Fallstricke

Das Isotopenverhältnis in der Atmosphäre ist über längere Zeiten aber nicht stabil, sondern wird durch folgende Faktoren beeinflusst:

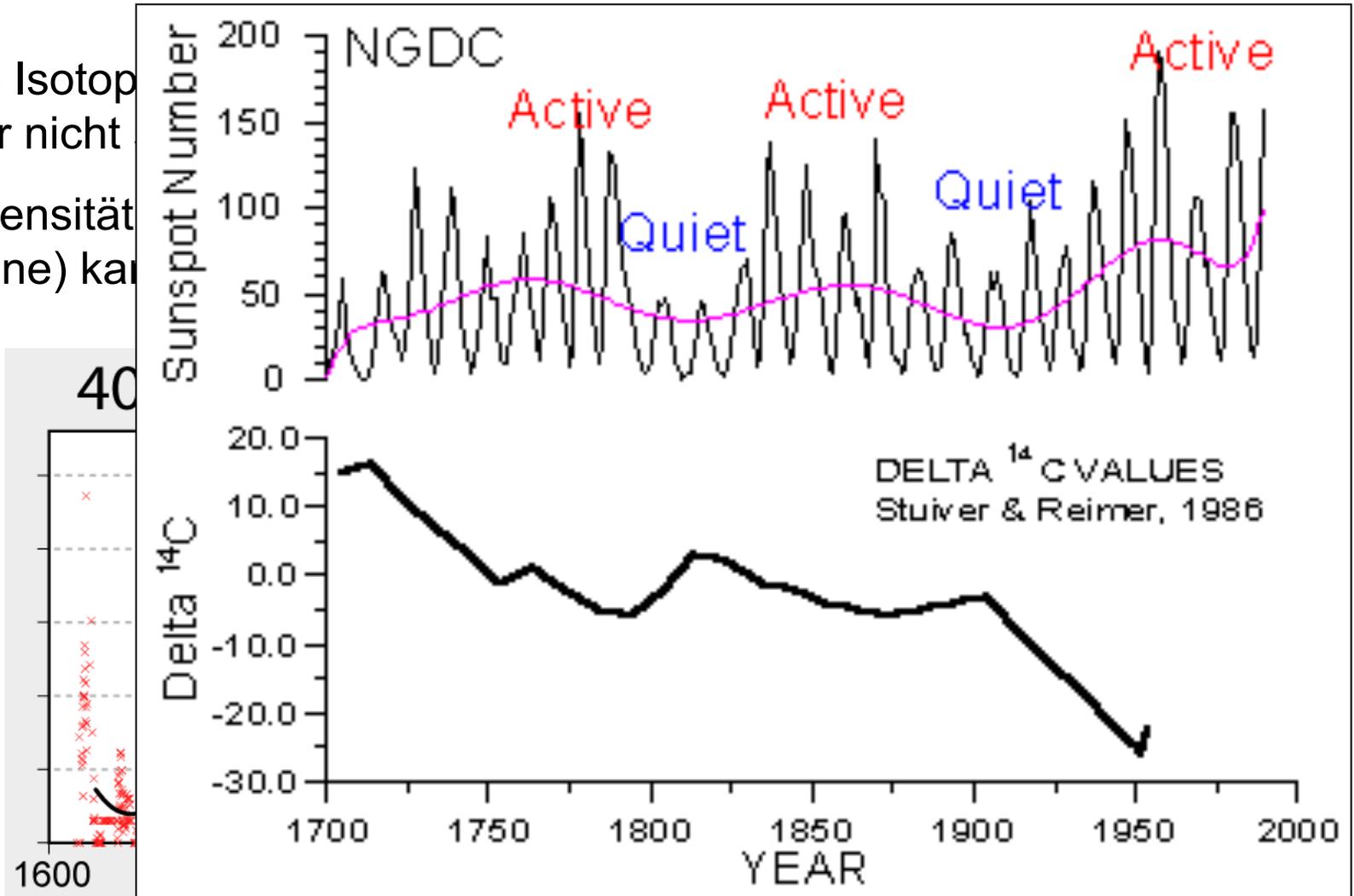
- Intensität der kosmischen Strahlung (kommt teilweise von der Sonne) kann variieren



C14-Methode: Fallstricke

Das Isotop
aber nicht

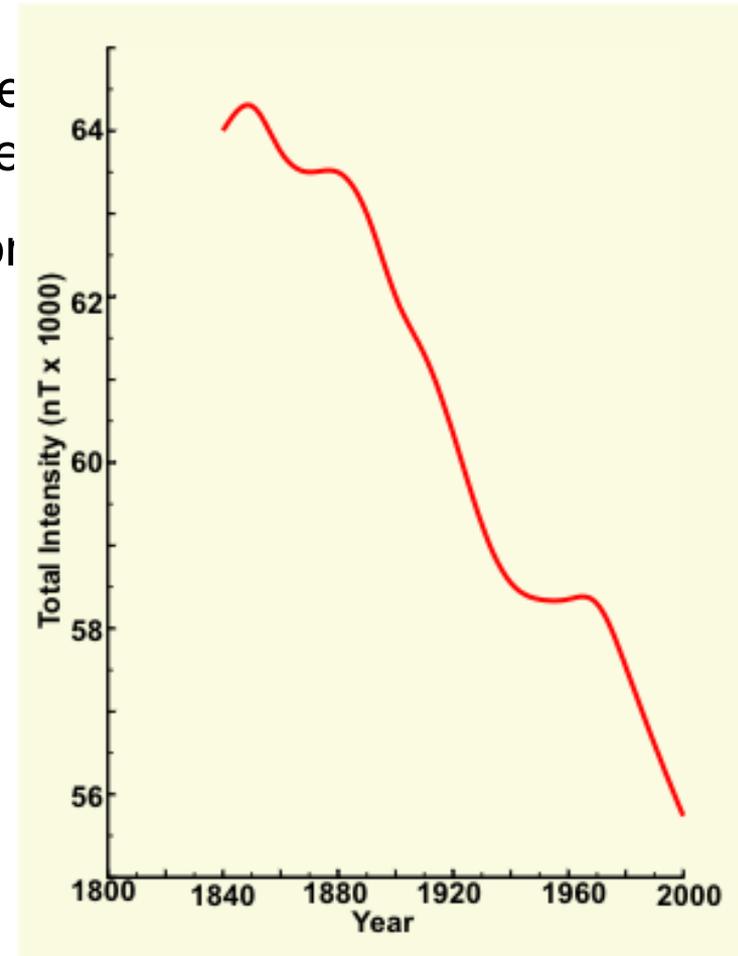
- Intensität (Sonne) kann



C14-Methode: Fallstricke

Das Isotopenverhältnis in der Atmosphäre aber nicht stabil, sondern wird durch folgende Faktoren beeinflusst:

- Intensität der kosmischen Strahlung (von der Sonne) kann variieren
- Das Erdmagnetfeld ändert sich säkular

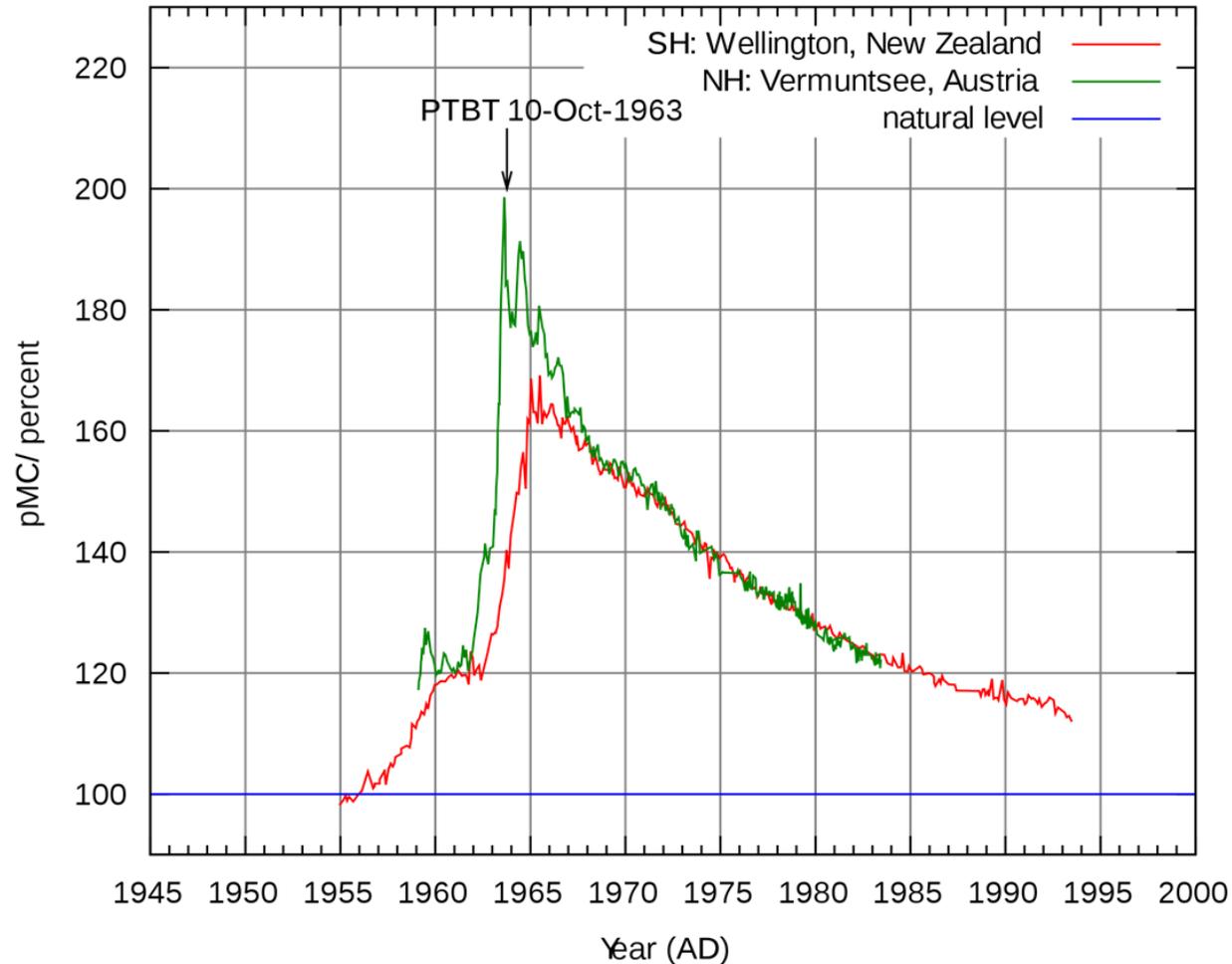


C14-Methode: Fallstricke

Das Isotopenverhältnis in der Atmosphäre ist über längere Zeiten aber nicht stabil, sondern wird durch folgende Faktoren beeinflusst:

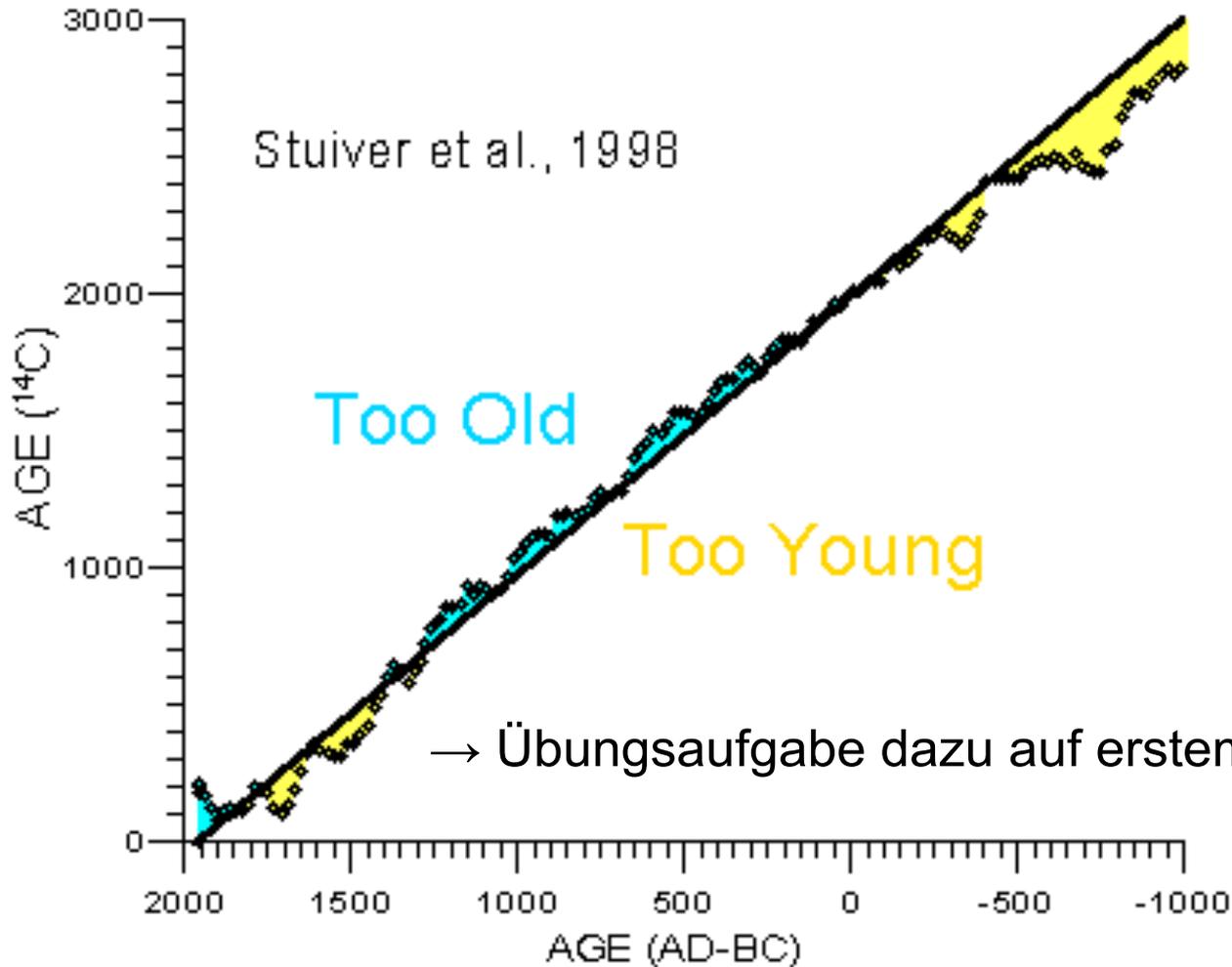
- Intensität der kosmischen Strahlung (kommt teilweise von der Sonne) kann variieren
- Das Erdmagnetfeld ändert sich säkular
- Die Kohlenstoffmenge in der Atmosphäre ändert sich in geologischen Zeiten (Klimawandel)
- Menschliche Einwirkung: Industrielle Revolution, Nukleartests in der Atmosphäre

C14-Methode: Fallstricke



Atomtests und Auswirkung auf C14-Gehalt

C14-Methode: Datierungsfehler

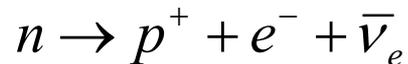
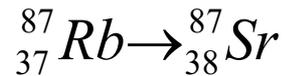


Radioaktivität, Zerfallsprozesse

Parent	Daughter	$\tau_{1/2}$	Useful Range	Type of Material
^{238}U	^{206}Pb	4.47 b.y	>10 million years	Igneous & sometimes metamorphic rocks and minerals
^{235}U	^{207}Pb	707 m.y		
^{232}Th	^{208}Pb	14 b.y		
^{40}K	^{40}Ar & ^{40}Ca	1.28 b.y	>10,000 years	
^{87}Rb	^{87}Sr	48 b.y	>10 million years	
^{147}Sm	^{143}Nd	106 b.y.		
^{14}C	^{14}N	5,730 y	100 - 70,000 years	Organic Material

Rubidium-Strontium-Methode

Radioaktives Rubidium zerfällt unter Beta-Zerfall zu Strontium:



- 27.85% des natürlichen Rubidiums besteht aus dem radioaktiven Isotop
- ${}^{87}\text{Sr}$ entsteht nicht nur durch radioaktiven Zerfall und ist schon am Anfang in der Probe enthalten → Referenz ist nötig!!
- Strontium kommt auch mit der Ordnungszahl 86 vor; dieses Isotop weder radiogen (durch Zerfall entstanden) noch radioaktiv (zerfallend).

Rubidium-Strontium-Methode

$$\left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_t + \left(\frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_t = \left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_0 + \left(\frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_0 \quad \text{mit } ({}^{86}\text{Sr})_t = ({}^{86}\text{Sr})_0$$

Type equation here.

Rubidium-Strontium-Methode

$$\left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_t + \left(\frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_t = \left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_0 + \left(\frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_0$$

Außerdem gilt:

$$\left(\frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_t = \left(\frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_0 \cdot e^{-\lambda t} \quad \Leftrightarrow \quad \left(\frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_0 = \left(\frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_t \cdot e^{\lambda t}$$

Rubidium-Strontium-Methode

$$\left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_t + \left(\frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_t = \left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_0 + \left(\frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_0$$

$$\left(\frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_t = \left(\frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_0 \cdot e^{-\lambda t} \quad \Leftrightarrow \quad \left(\frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_0 = \left(\frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_t \cdot e^{\lambda t}$$

Setze letzte Gleichung in erste Gleichung ein:

$$\left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_t + \left(\frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_t = \left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_0 + \left(\frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_t \cdot e^{\lambda t}$$

Rubidium-Strontium-Methode

Löse nach Isotopenverhältnis Sr zu heutiger Zeit auf:

$$\left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_t = \left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_0 - \left(\frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_t + \left(\frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_t \cdot e^{\lambda t}$$

$$\left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_t = \left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_0 + \left(\frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_t \cdot (e^{\lambda t} - 1)$$

Rubidium-Strontium-Methode

Löse nach Isotopenverhältnis Sr zu heutiger Zeit auf:

$$\left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_t = \left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_0 - \left(\frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_t + \left(\frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_t \cdot e^{\lambda t}$$

$$\left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_t = \left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_0 + \left(\frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}}\right)_t \cdot (e^{\lambda t} - 1)$$

Skript: $\delta_S(t) = \delta_S(0) + \delta_R(t) \cdot (e^{\lambda t} - 1)$

Rubidium-Strontium-Methode

$$\left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}} \right)_t = \left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}} \right)_0 + \left(\frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}} \right)_t \cdot (e^{\lambda \cdot t} - 1)$$

$$\delta_S(t) = \delta_S(0) + \delta_R(t) \cdot (e^{\lambda t} - 1)$$

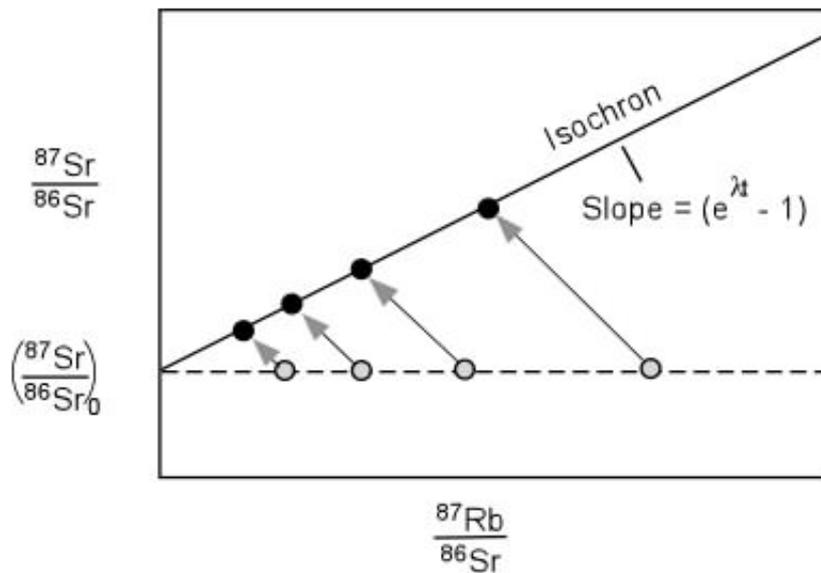
Isochronengleichung

Gemessen werden:

- das Strontium/Strontiumverhältnis $\delta_S(t)$ zur Zeit t (=heute)
- das Rubidium/Strontiumverhältnis $\delta_R(t)$ zur Zeit t (=heute)
- weiter muss bekannt sein: Zerfallskonstante λ

Rubidium-Strontium-Methode

Verschiedene Minerale des zu untersuchenden Gesteins enthalten verschiedene Anteile von Rubidium und daher auch verschiedene Anteile von Strontium:

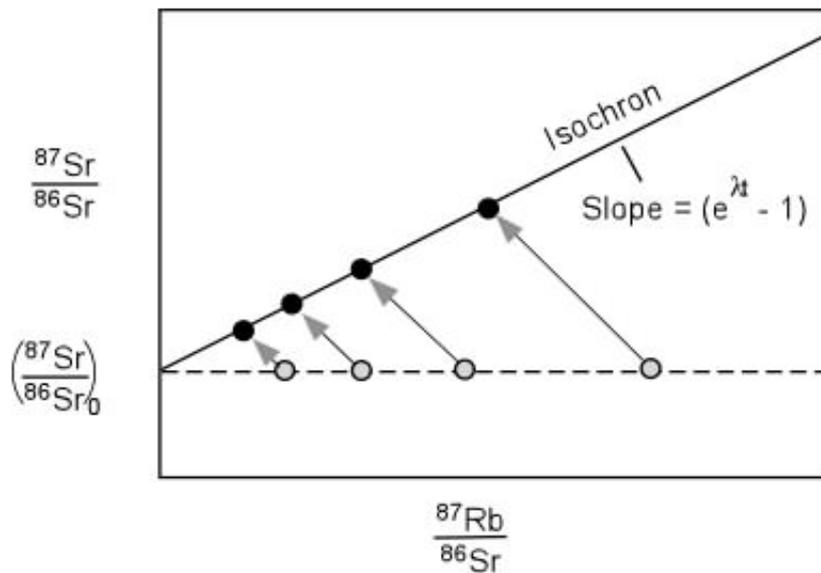


Minerale mit ‚viel‘ Rb: Biotit, Muskovit, Hornblende

Minerale mit ‚wenig‘ Rb: Plagioklas und andere Feldspäte

Rubidium-Strontium-Methode

Verschiedene Minerale des zu untersuchenden Gesteins enthalten verschiedene Anteile von Rubidium und daher auch verschiedene Anteile von Strontium:

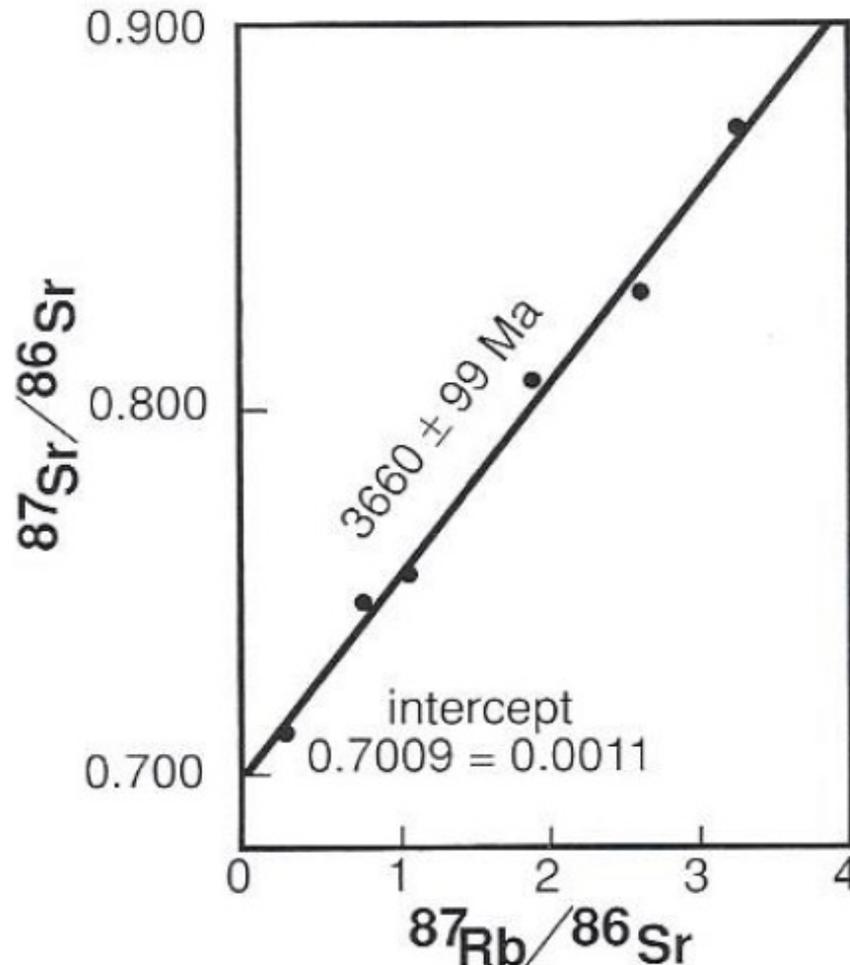


Aus der Geradensteigung $e^{\lambda t} - 1$ lässt sich die Zeit t bestimmen, die seit der Erstarrung des Gesteins vergangen ist:
Übungsaufgabe

Minerale mit ‚viel‘ Rb: Biotit, Muskovit, Hornblende

Minerale mit ‚wenig‘ Rb: Plagioklas und andere Feldspäte

Rubidium-Strontium-Methode: Älteste Gesteine



Amistog Gneiss,
 West Grönland
 Granit → Gneiss
 Metamorphose
 Alter

State-of-the-art: Oldest rock components

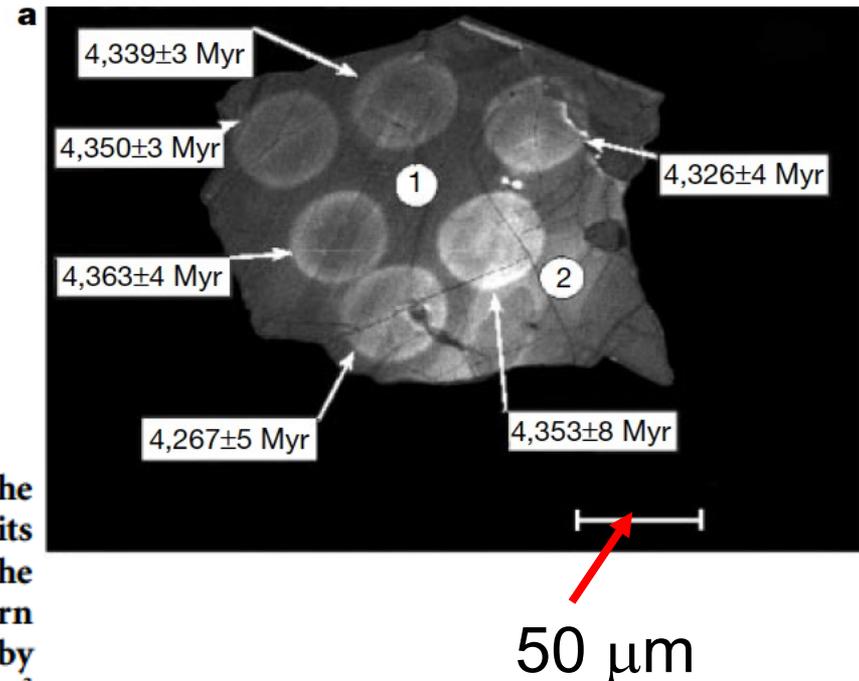
.....

Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the Earth 4.4 Gyr ago

Simon A. Wilde^{*}, John W. Valley[†], William H. Peck[‡] & Colin M. Graham[§]

Nature, 2001

No crustal rocks are known to have survived since the time of the intense meteor bombardment that affected Earth¹ between its formation about 4,550 Myr ago and 4,030 Myr, the age of the oldest known components in the Acasta Gneiss of northwestern Canada². But evidence of an even older crust is provided by detrital zircons in metamorphosed sediments at Mt Narryer³ and Jack Hills⁴⁻⁸ in the Narryer Gneiss Terrane⁹, Yilgarn Craton, Western Australia, where grains as old as ~4,276 Myr have been found⁴. Here we report, based on a detailed micro-analytical study of Jack Hills zircons¹⁰, the discovery of a detrital zircon with an age as old as $4,404 \pm 8$ Myr—about 130 million years older than any previously identified on Earth. We found that the zircon is zoned





Zusammenfassung – Take-home-message

- Aufbau der Erde: ozeanische und kontinentale Kruste – Mantel – Erdkern
- Kruste und oberer Mantel bilden Lithosphäre: starre Platten
- Plattentektonik: Indikatoren dafür
- Wegen Subduktion und Krustenneubildung unterscheidet sich Alter der ozeanischen und kontinentalen Kruste deutlich
- Bestimmung des Alters von Gesteinen mit unterschiedlichen radiometrischen Methoden möglich
- Voraussetzung: Isotopenverhältnisse konstant, kein sekundärer Aufschmelzprozess (Blocking temperature)