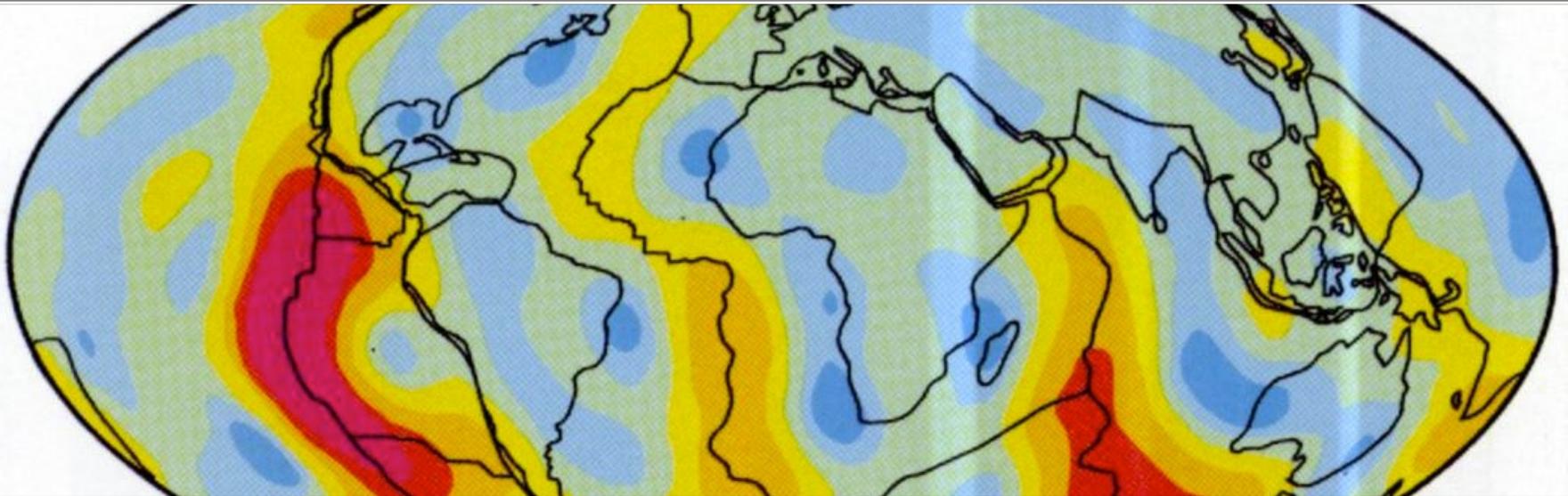


# Einführung in die Geophysik II

## Temperatur

Geophysikalisches Institut, Fakultät für Physik, KIT



	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 obrigen 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.

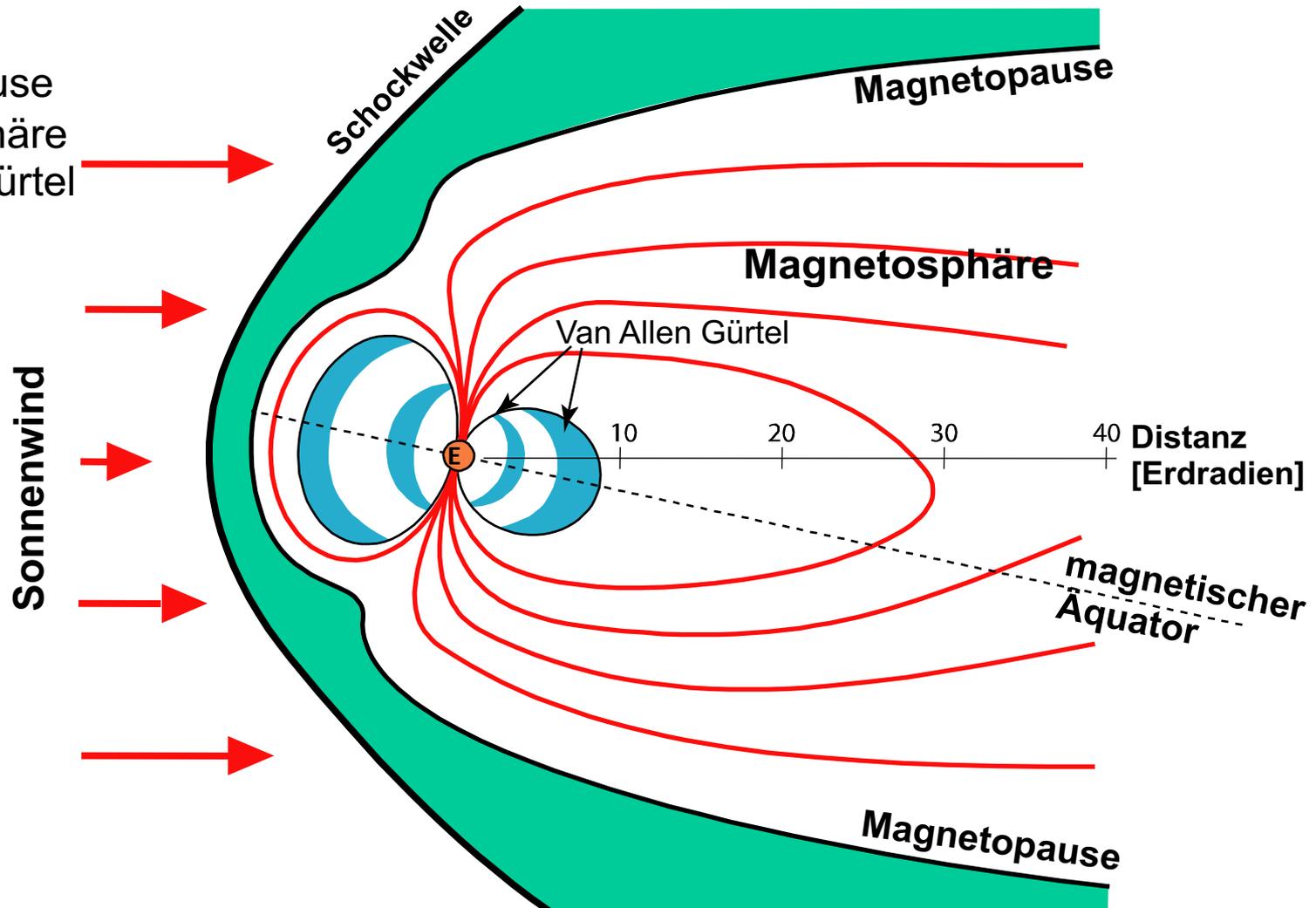
\*d.h. das Bestehen der Prüfung durch diese Punkte ist nicht möglich; bei bestandener Klausur lässt sich dadurch jedoch die Note verbessern.

**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.

# Das Erdmagnetfeld: Außenfeld

Außenfeld:

- Magnetopause
- Magnetosphäre
- Van Allen Gürtel
- Ionosphäre



Am magnetischen Pol ( $\theta = 0^\circ$ ) und am Äquator ( $\theta = 90^\circ$ ) verschwindet jeweils eine der beiden Komponenten:

$$\theta = 0^\circ \text{ und } \beta = 90^\circ : B_z^{\text{Pol}} = \frac{\mu_0 M}{2\pi r^3} \text{ und } B_h^{\text{Pol}} = 0 ;$$

$$\theta = 90^\circ \text{ und } \beta = 0^\circ : B_z^{\text{Äq.}} = 0 \text{ und } B_h^{\text{Äq.}} = \frac{\mu_0 M}{4\pi r^3} .$$

$$B_z^{\text{Pol}} = \frac{\mu_0 M}{2\pi r_E^3} = \frac{4\pi \times 10^{-7} \text{ Vs} \cdot 7,75 \times 10^{22} \text{ A m}^2}{2\pi \text{ A m} (6,37 \times 10^6)^3 \text{ m}^3}$$

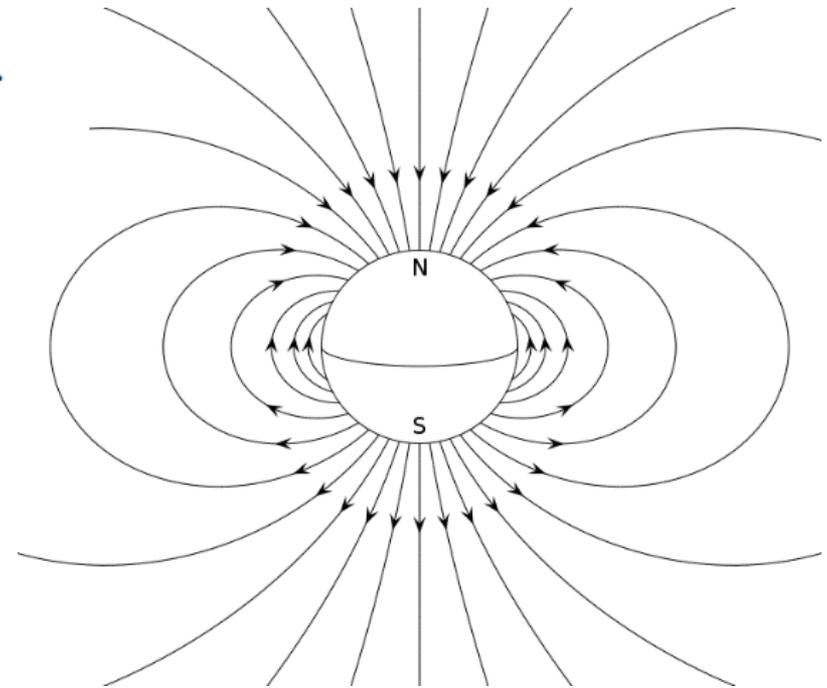
$$= \frac{15,5 \times 10^{15} \text{ V s m}}{(6,37 \times 10^6)^3 \text{ m}^3} = \frac{15,5 \times 10^{15} \text{ V s}}{2,58 \times 10^{20} \text{ m}^2}$$

$$= 6,0078 \times 10^{-5} \text{ T} = 60,078 \mu\text{T} = 60\,078 \text{ nT} ;$$

$$B_h^{\text{Äq.}} = \frac{\mu_0 M}{4\pi r_E^3} = \frac{4\pi \times 10^{-7} \text{ Vs} \cdot 7,75 \times 10^{22} \text{ A m}^2}{4\pi \text{ A m} (6,37 \times 10^6)^3 \text{ m}^3}$$

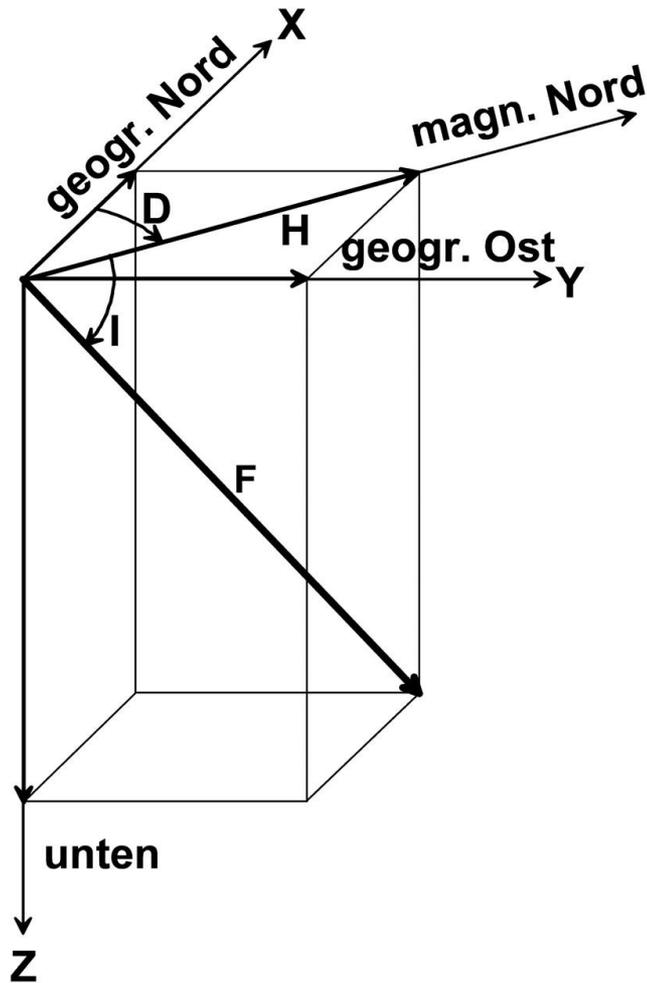
$$= \frac{7,75 \times 10^{15} \text{ V s m}}{(6,37 \times 10^6)^3 \text{ m}^3} = \frac{7,75 \times 10^{15} \text{ V s}}{2,58 \times 10^{20} \text{ m}^2}$$

$$= 3,0039 \times 10^{-5} \text{ T} = 30,039 \mu\text{T} = 30\,039 \text{ nT} .$$

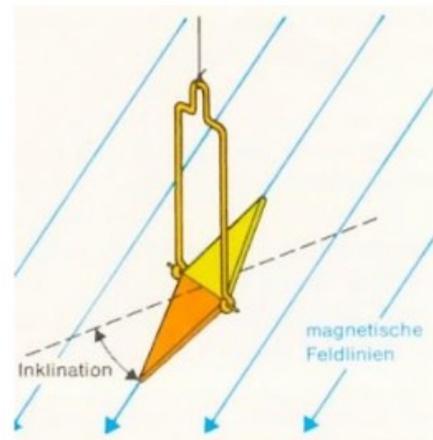


# Erdmagnetfeld

## Zerlegung in Komponenten



- F: Betrag des Erdmagnetfeldvektors
- H: Betrag der Horizontalkomponente
- Z: Betrag der Vertikalkomponente
- D: Deklination (Winkel)
- I: Inklination (Winkel)



Stolle, 2015

# Ursprung des Erdmagnetfelds

Tab. 5.8 Die Quellen des Erdmagnetfelds (Schmucker 1985)

Bezeichnung				Ursache	Entstehungsort	Verteilung an der Erdoberfläche	Größe (nT) des zeitlich konstanten Anteils	Perioden der Variationen	Anteil der Variationen am Magnetfeld
Primärer innerer Anteil	Normalfeld	Hauptfeld	Dipolfeld	Elektrische Stromwirbel	Äußerer Erdkern	Abhängig von der geomagnetischen Breite	$3 \times 10^4 - 5 \times 10^4$	Säkularvariationen; einige $10^3$ a $10^2 - 10^3$ a	10% des Hauptfelds in den letzten 100 a; 100 % in geologischen Zeiten
			Nicht-Dipol-Anteil, planetarische Anomalien	Elektrische Stromwirbel	Äußerer Erdkern	Abhängig von $\lambda, \phi$ ; kein Zusammenhang Land-See	$2 \times 10^4$		
	Krustenfeld	Regionaler Anteil	Gesteinsmagnetismus; induzierte und remanente Anteile	Bis Tiefe der Curie-Temperatur: 25 km–30 km	Abhängig von Krustenstruktur	Einige 100	In geologischen Zeiträumen	100% des Krustenfelds	
Primärer äußerer Anteil			Lokaler Anteil	Gesteinsmagnetismus; induzierte und remanente Anteile	Naher der Erdoberfläche	Abhängig von der Struktur der oberen Kruste	$2 \times 10^4$	In geologischen Zeiträumen	100 % des Krustenfelds
				Stromwirbel in der hohen Atmosphäre, Ionisierung durch Strahlung der Sonne	Ionosphäre, E-Schicht in 100 km Höhe	Lineare Dimension eines Erdquadranten, $\lambda, \phi$ , Ortszeit, Jahreszeit	?	Mittlerer Sonnentag	10 nT–100 nT
				Durch Gezeiten (Mond, Sonne) erzeugte ionosphärische Winde	ca. 100 km Höhe	Lineare Dimension eines Erdquadranten, Ortszeit, Jahreszeit	?	Solare und lunare Ortszeit	1 nT–10 nT
				Stromwirbel, Partikelstrahlung der Sonne	Ionosphäre (E- und F-Schicht) 300 km	$\lambda, \phi$ , Polarlichtzonen	?	Periode der Sonnenaktivität 27 d	10 nT–1000 nT in mittleren Breiten; 5000 nT in Polarlichtzonen
Sekundärer induzierter innerer Anteil				Ringströme um die Erde	Einige Erdradien Höhe	Homogen	?	d	Bis 100 nT
				Induktion in leitenden Schichten des Erdinnern	Bis 600 km Tiefe	Regional verschieden	?	d; min; s	Bis ca. 100 nT



Was ist auf dem Bild dargestellt?  
Was hat Abbildung mit heutiger  
Vorlesung zu tun?

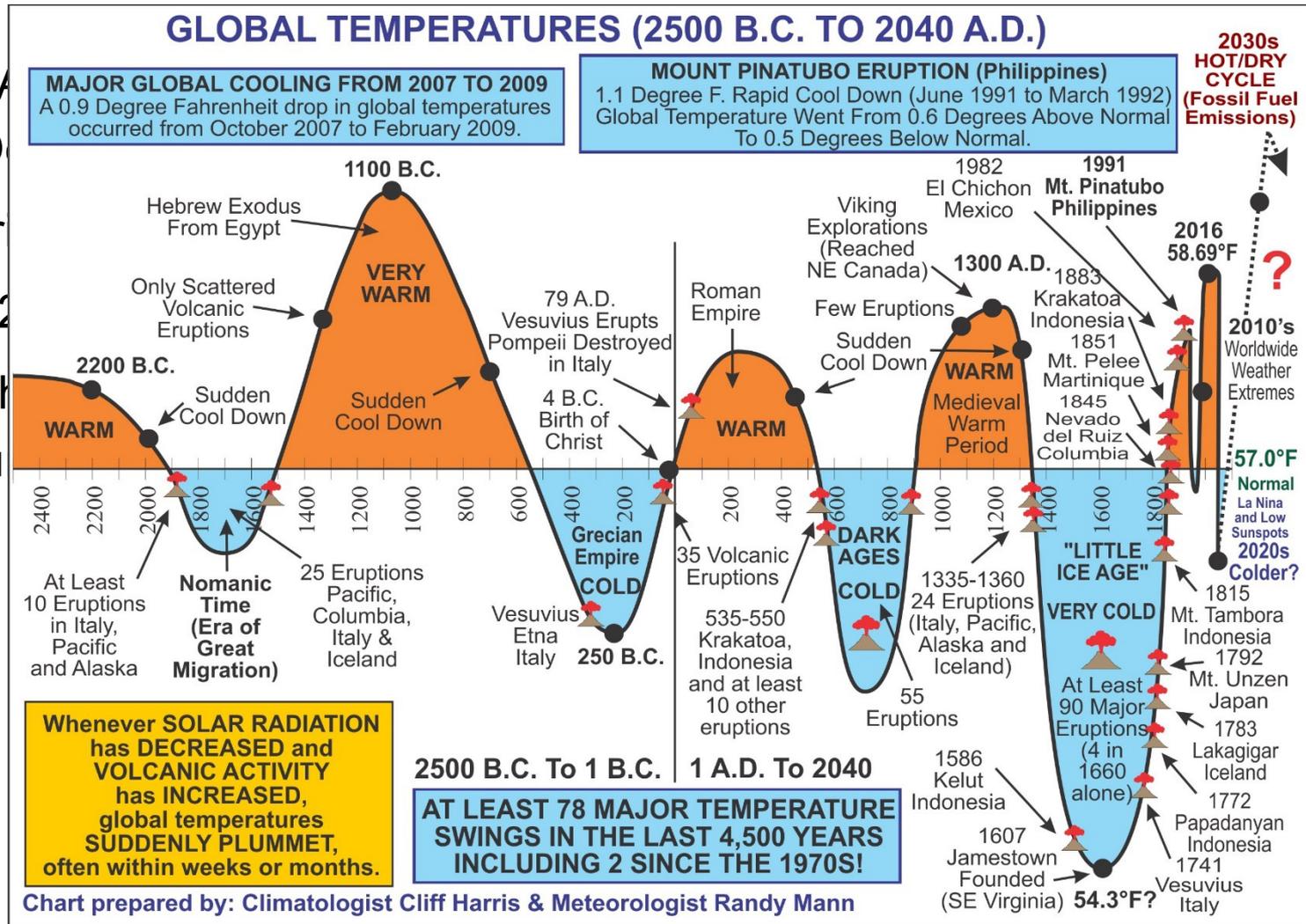
Abbildung: NGDC

# Ausbruch des Vulkans Krakatau, 1883

- Weltweite Auswirkungen: ('Medienwissenschaft: frühes Beispiel für globales Dorf')
- atmosphärische Schockwellen (Explosion bis Australien zu hören)
- Flutwelle (2 cm in Europa)
- Vulkanasche in oberer Atmosphäre: Sonnenuntergänge, weltweite Temperaturenniedrigung um  $0,5^{\circ}$  C, Missernten

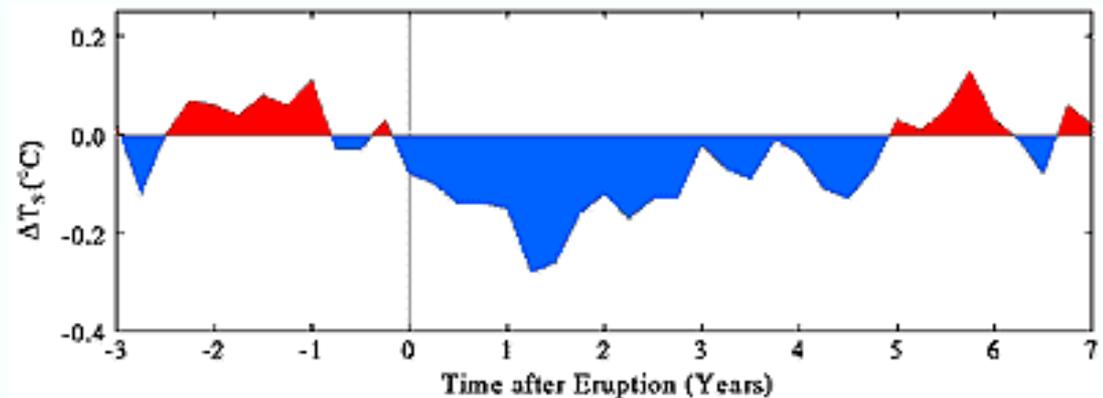
# Ausbruch des Vulkans Krakatau, 1883

- Weltweite A...
- globales D...
- atmosphär...
- Flutwelle (2...
- Vulkanasch...
- Temperatu...



# Ausbruch des Vulkans Krakatau, 1883

- Weltweite Auswirkungen: ('Medienwissenschaft: frühes Beispiel für globales Dorf')
- atmosphärische Schockwellen (Explosion bis Australien zu hören)
- Flutwelle (2 cm in Europa)
- Vulkanasche in oberer Atmosphäre: Sonnenuntergänge, weltweite Temperaturerniedrigung um  $0,5^{\circ}$  C, Missernten



Composite global surface temperature change near the time of the five volcanos producing the greatest optical depths since 1880: Krakatau (1883), Santa Maria (1902), Agung (1963), El Chichon (1982) and Pinatubo (1991).

Quelle: NASA, 2014

# Ausbruch des Vulkans Krakatau, 1883

- Weltweite Auswirkungen: ('Medienwissenschaft: frühes Beispiel für globales Dorf')
- atmosphärische Schockwellen (Explosion bis Australien zu hören)
- Flutwelle (2 cm in Europa)
- Vulkanasche in oberer Atmosphäre: Sonnenuntergänge, weltweite Temperaturerniedrigung um  $0,5^{\circ}$  C, Missernten
- Heutige Vorlesung: Temperatur
- Vulkan-Ausbrüche: T auf Erde hängt stark von Sonneneinstrahlung ab

# Energiequellen der Erde

Table 4.3 *Estimates of notable contributions to the Earth's annual energy budget*

Energy source	Annual energy [J]	Normalized [geothermal flux = 1]
Reflection and re-radiation of solar energy	$5.4 \times 10^{24}$	$\approx 4000$
Geothermal flux from Earth's interior	$1.4 \times 10^{21}$	1
Rotational deceleration by tidal friction	$\approx 10^{20}$	$\approx 0.1$
Elastic energy in earthquakes	$\approx 10^{19}$	$\approx 0.01$

Quelle: Lowrie, 2007

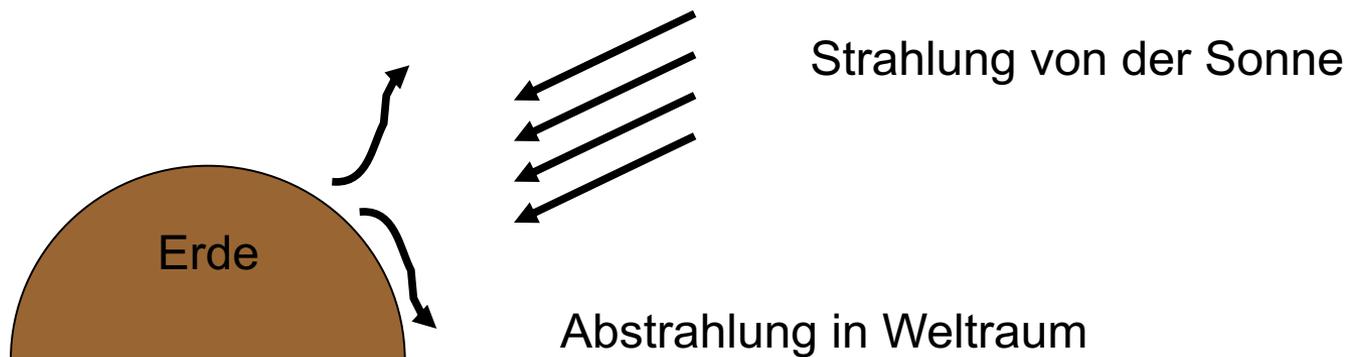
# Übersicht

- Temperatur an der Erdoberfläche
  - Solarkonstante  $S_0$
  - Durchschnittliche Temperatur
  - Zeitliche Veränderung der Oberflächentemperatur
- Temperatur im Erdinnern
  - Werte der heutigen Temperatur im Erdinnern
  - Rekonstruktion des Temperaturverlaufs (zu früheren Zeiten) aus Bohrlochmessungen
  - Wärmestromdichte  $q$
  - Wärmetransport: (Strahlung), Konduktion, Konvektion
  - Wärmequellen

# Temperatur an der Erdoberfläche

Temperatur an der Erdoberfläche wird beeinflusst durch Gleichgewicht von

- Wärmeeinstrahlung von der Sonne und
- Wärmeabstrahlung in den Weltraum
- Wärme aus Erdinnerem hat für Oberflächentemperatur kaum einen Effekt



# Temperatur an der Erdoberfläche

$$T^4 = \frac{1}{4} S_0 (1-\alpha) / \sigma \quad (\text{rechte Seite: schwarzer Strahler})$$

T: Temperatur an Oberfläche

1/4: Geometriefaktor

$S_0$ : Solarkonstante,  $S_0 = 1367 \text{ W/m}^2$

$\alpha$ : Albedo; gibt Reflexion der eingestr. Leistung an, z.B. durch Wolken, bevor Strahlung auf Erde ankommt

$\sigma$ : Boltzman-Konstante,  $\sigma = 5,6703 \cdot 10^{-8} \text{ W/m}^2 \text{ K}^4$

Ergäbe Temperatur von etwa  $255 \text{ K} = -18^\circ \text{ C}$ : wegen Atmosphäre deutlich höher

→ Aufgabe dazu auf Übungsblatt

# Temperatur an der Erdoberfläche

Ann. mean temperature 1951-80

glb. mean: 9.17C

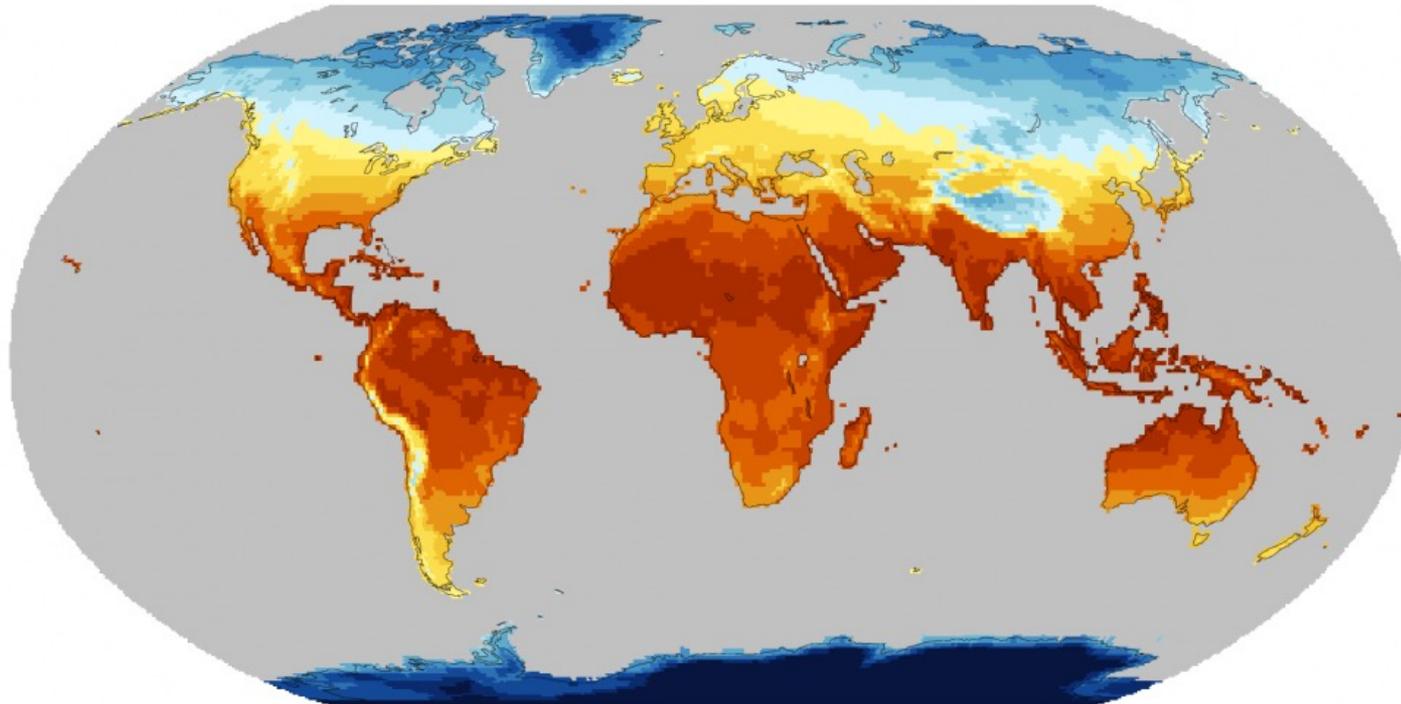
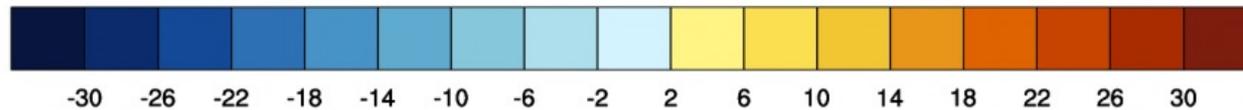


figure credit: National Center for Atmospheric Research, [climatedataguide.ucar.edu](http://climatedataguide.ucar.edu) (D. Schneider)



# Temperatur an der Erdoberfläche

Ann. mean 1990:2010 - 1901:1920

glb. mean: 1.13C

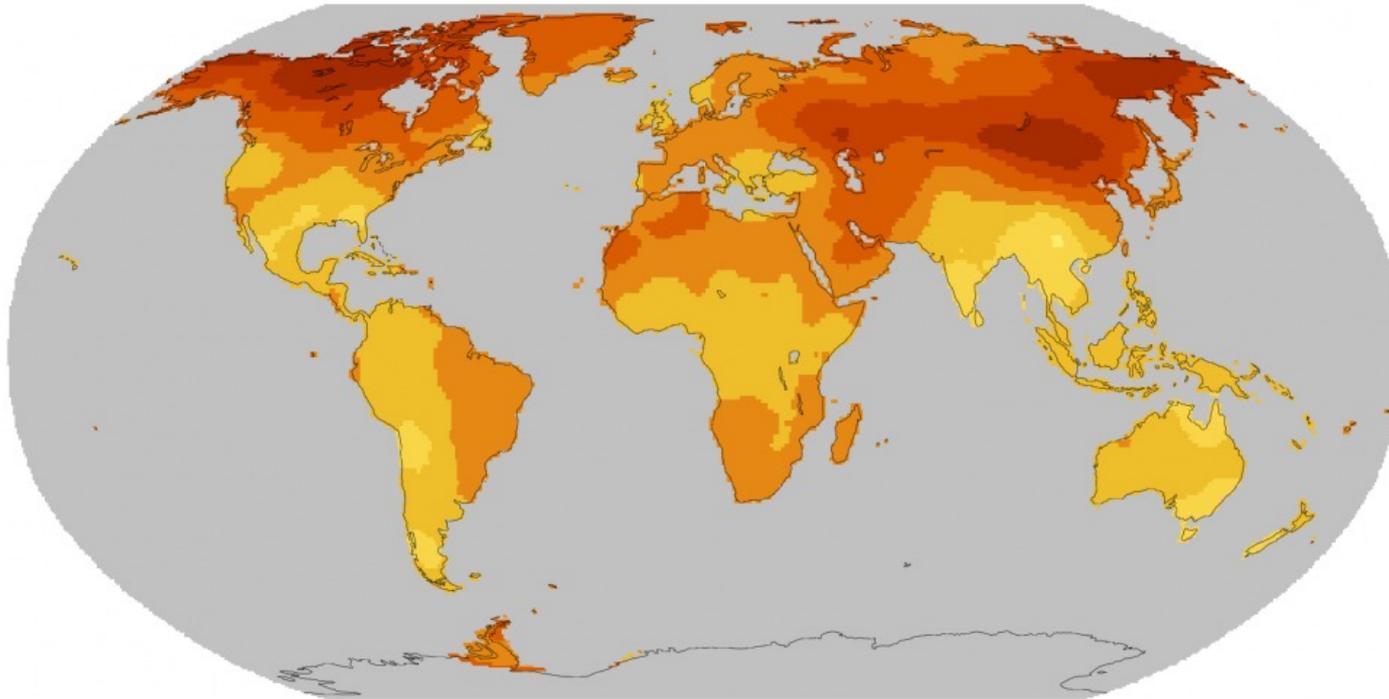
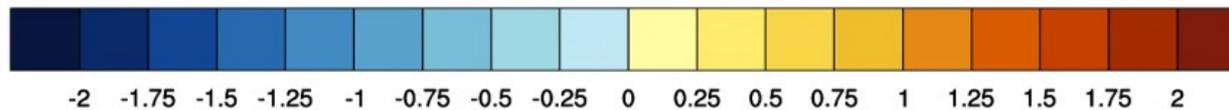


figure credit: National Center for Atmospheric Research, [climatedataguide.ucar.edu](http://climatedataguide.ucar.edu) (D. Schneider)



# Temperatur im Erdinneren

Die in der Erde gespeicherte Energie hat im wesentlichen 2 Quellen:

- Anfangswärme aus Kompression der Erdmasse und Meteoriteneinschlägen (noch etwa 30-40% der heute in der Erde gespeicherten Energie)
- Wärme aus radioaktiven Zerfallsprozessen in der Kruste



Quelle: National Geographic

# Wärmequelle radioaktiver Zerfall

- Radioaktiver Zerfall stellt Wärmequelle dar
- Nukleide:  $^{40}\text{K}$ ,  $^{235}\text{U}$ ,  $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$
- Zerfallsarten:  $\alpha$ ,  $\beta^-$ ,  $\beta^+$ , Elektroneneinfang
- bei Zerfall wird Energie frei:
- $\alpha$ -,  $\beta$ -Zerfall: kinetische Energie, die im Festkörper absorbiert (= in Wärme umgesetzt) wird
- $\gamma$ -Strahlen: elektromagnetische Energie

# Wärmequellen

## Zerfallskonstanten radioaktiver Systeme

System	Decay type	$T_{1/2}$ ( $10^{10}$ yr)
$^{40}\text{K}-^{40}\text{Ar}$	EC	0.1193
$^{40}\text{K}-^{40}\text{Ca}$	$\beta^-$	0.1397
$^{87}\text{Rb}-^{87}\text{Sr}$	$\beta^-$	4.88
$^{138}\text{La}-^{138}\text{Ba}$	EC	15.7
$^{138}\text{La}-^{138}\text{Ce}$	$\beta^-$	31.0
$^{147}\text{Sm}-^{143}\text{Nd}$	$\alpha$	10.60
$^{176}\text{Lu}-^{176}\text{Hf}$	$\beta^-$	3.59
$^{187}\text{Re}-^{187}\text{Os}$	$\beta^-$	4.23
$^{232}\text{Th}-^{208}\text{Pb}$	$6\alpha+4\beta$	1.401
$^{235}\text{U}-^{205}\text{Pb}$	$7\alpha+4\beta$	0.0070381
$^{238}\text{U}-^{206}\text{Pb}$	$8\alpha+6\beta$	0.44683

# Typische Werte der Wärmeproduktion $H$

(Größenordnung:  $10^{-6} \text{ W/m}^3$ )

Rock type	Uranium (ppm)	Thorium (ppm)	Potassium (pct.)	Heat Production ( $10^{-6} \text{ W/m}^3$ )
Granite	3.9	16.0	3.6	2.5
Granodiorite	2.3	9.0	2.6	1.5
Andesite	1.7	7.0	1.1	1.1
Basalt	0.5	1.6	0.4	0.3
Peridotite	0.02	0.06	0.006	0.01
Dunite	0.003	0.01	0.0009	0.002
Continental crust	1.25	4.8	1.25	0.8

größte Wärmeproduktion in oberer kontinentaler Kruste (Granit)

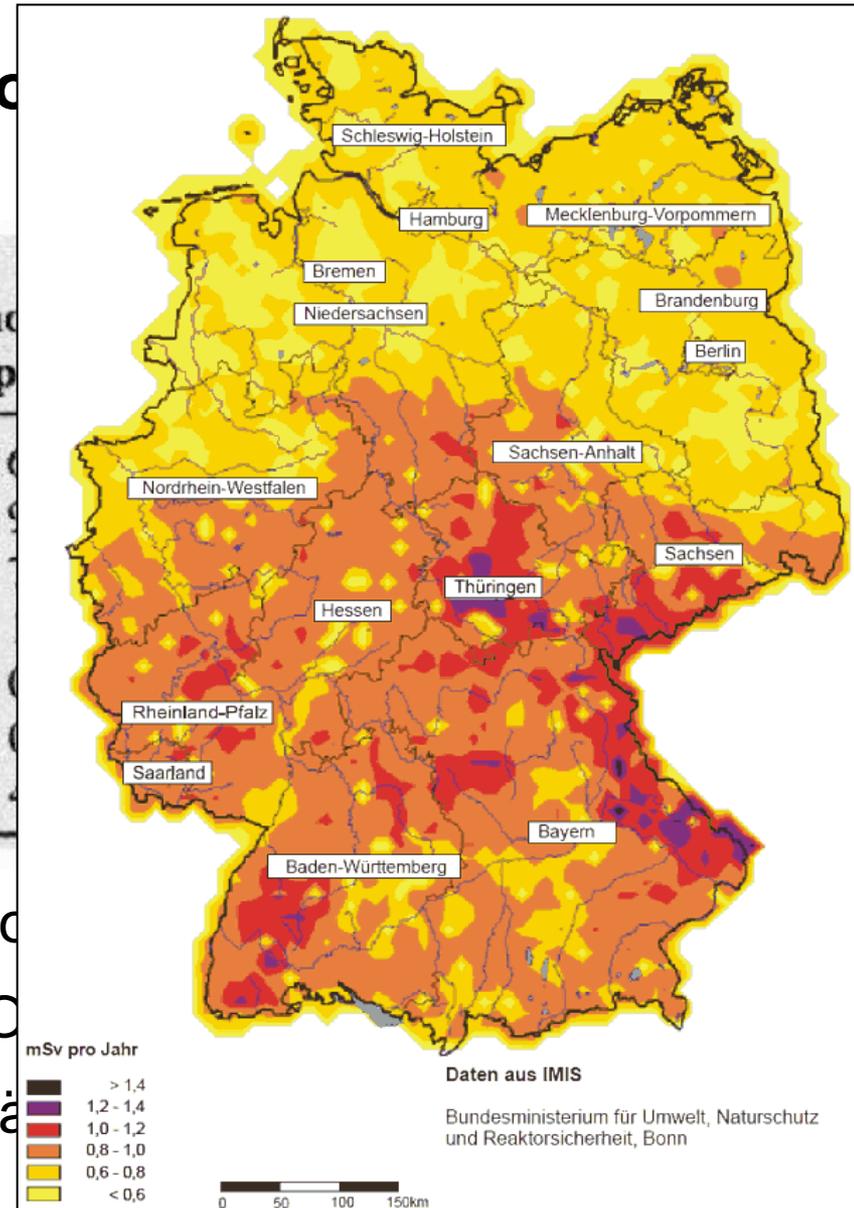
ozeanische Kruste (Basalt): eine GrO weniger

Mantel (Peridotit): noch geringere Wärmeproduktion, aber deutlich größere Masse

# Typische Werte der Wärmeproduktion (Größenordnung: $10^{-6} \text{ W/m}^3$ )

Rock type	Uranium (ppm)	Thorium (ppm)
Granite	3.9	10
Granodiorite	2.3	9
Andesite	1.7	7
Basalt	0.5	6
Peridotite	0.02	0.1
Dunite	0.003	0.01
Continental crust	1.25	3.5

größte Wärmeproduktion in oberer kontinentaler Kruste  
 ozeanische Kruste (Basalt): eine große Wärmeproduktion  
 Mantel (Peridotit): noch geringere Wärmeproduktion  
 größere Masse



# Temperatur im Erdinneren

- Seit ihrer Entstehung hat die Erde Energie abgestrahlt; Oberfläche kühlt sich dabei ab: Ausbildung der Kruste
- Kruste ist schlechter Wärmeleiter: Wärme wird nur langsam nach außen abgegeben
- Temp. der Erde nimmt mit Tiefe zu und beträgt an Moho (Grenze Kruste – Mantel) etwa  $500^{\circ}\text{C}$
- Unterteilung in Kruste, Mantel und Kern: Phasengrenzen (hängen von Temp. und Druck ab)

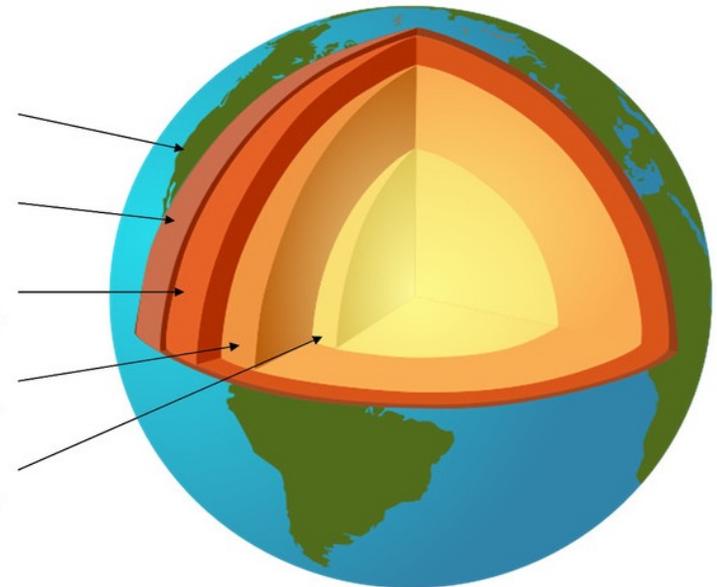
Kruste  
 Dicke: 0 - 170 km,  
 Temperatur:  $-50 - 500^{\circ}\text{C}$

Oberer Mantel  
 Dicke: 10 - 900 km,  
 Temperatur:  $450 - 1400^{\circ}\text{C}$

Unterer Mantel  
 Dicke: 900 - 2900 km,  
 Temperatur:  $1400 - 3000^{\circ}\text{C}$

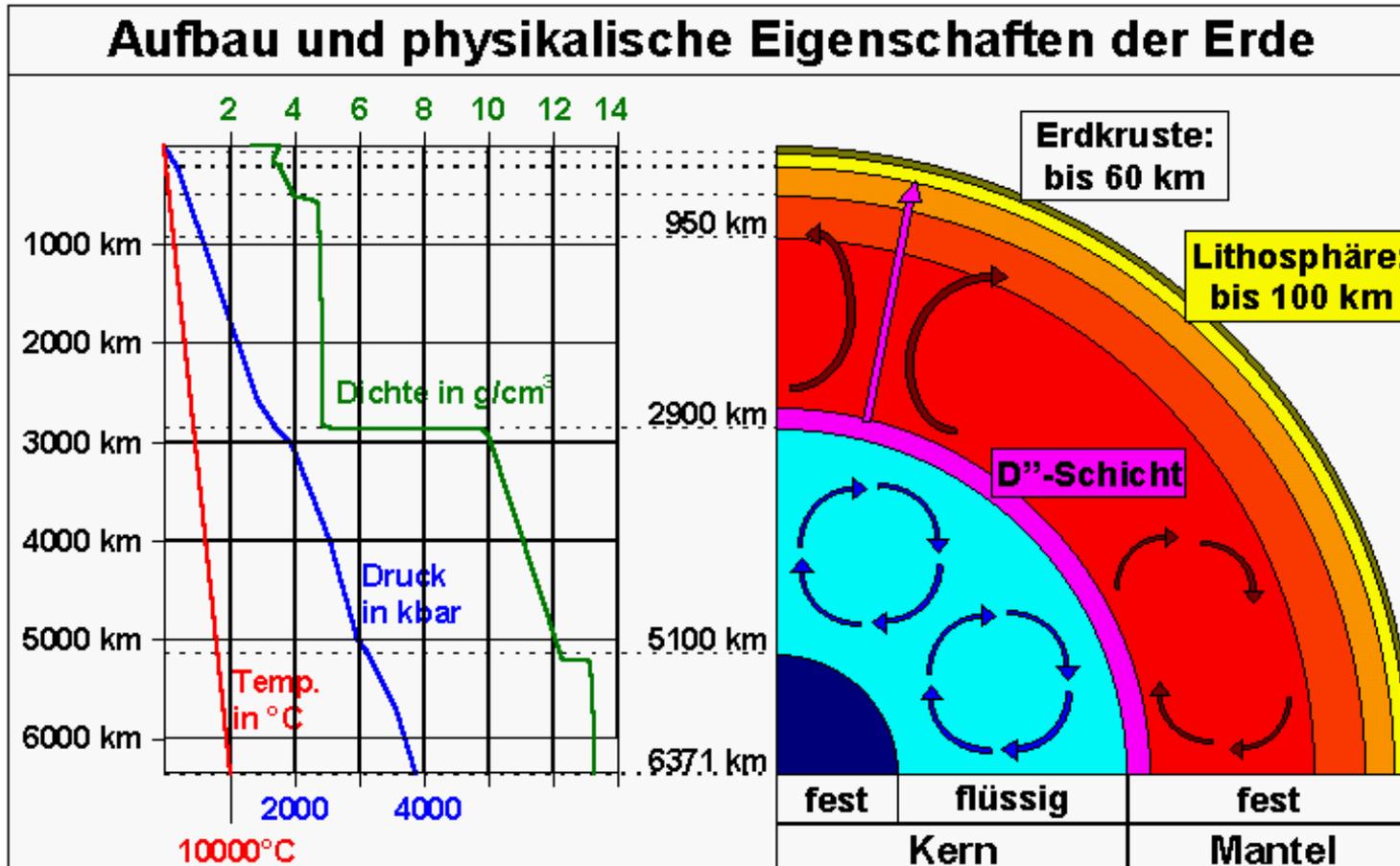
Äußerer Kern  
 Dicke: 2900 - 5100 km,  
 Temperatur:  $2900 - 4000^{\circ}\text{C}$

Innerer Kern  
 Dicke: 5100 - 6371 km,  
 Temperatur:  $4000 - 6700^{\circ}\text{C}$



Quelle: Bundesverband Geothermie

# Temperatur im Erdinneren



Quelle: P. Giese, 1995

# Temperatur in 3 km Tiefe

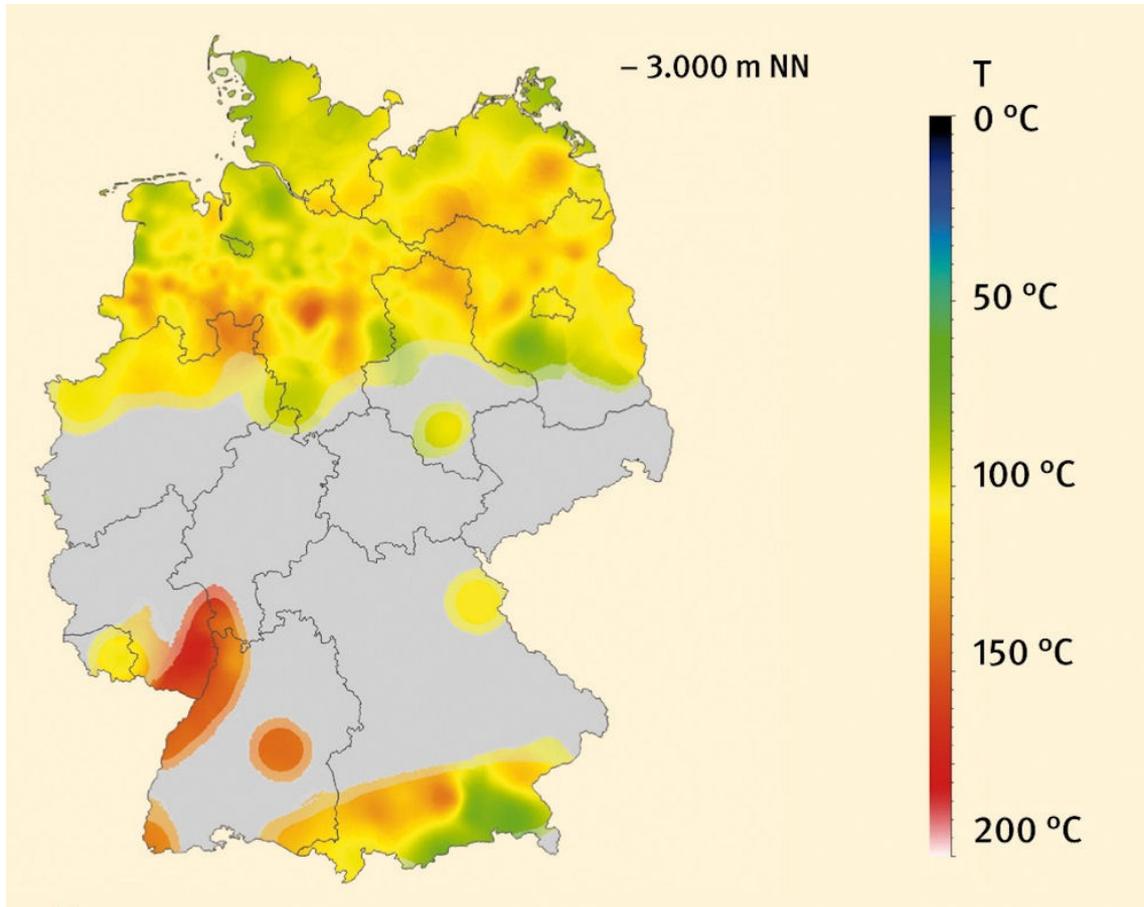
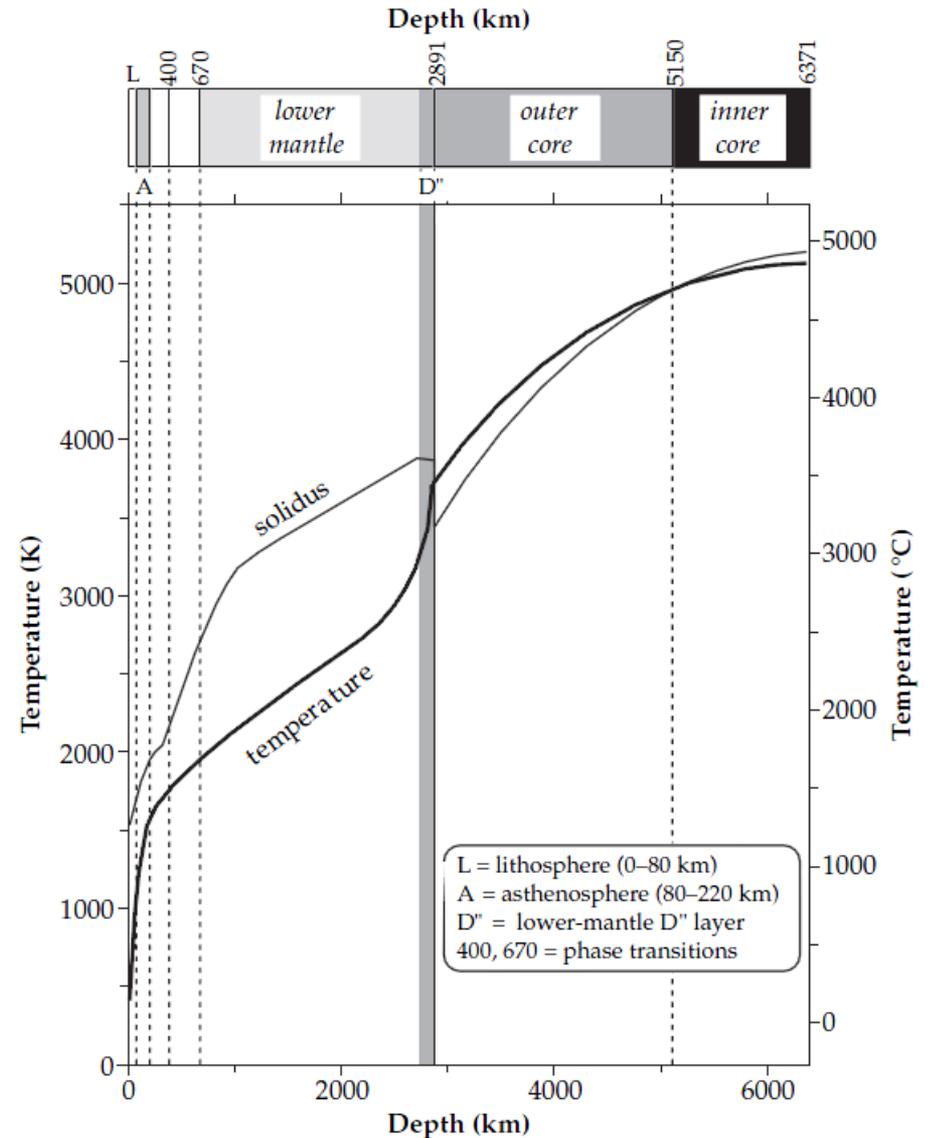


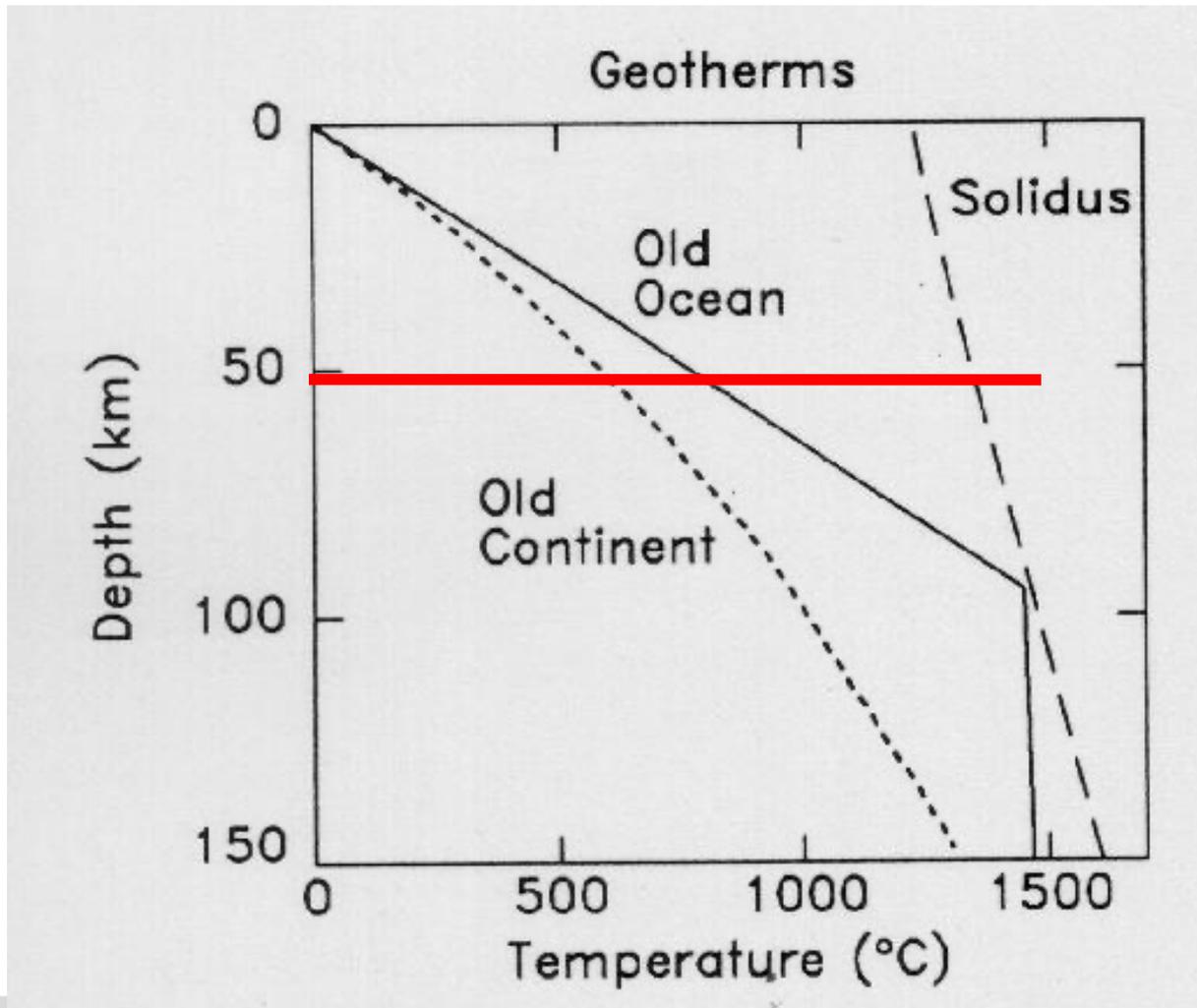
Abb.: ITAS, KIT

# Temperatur im Erdinneren



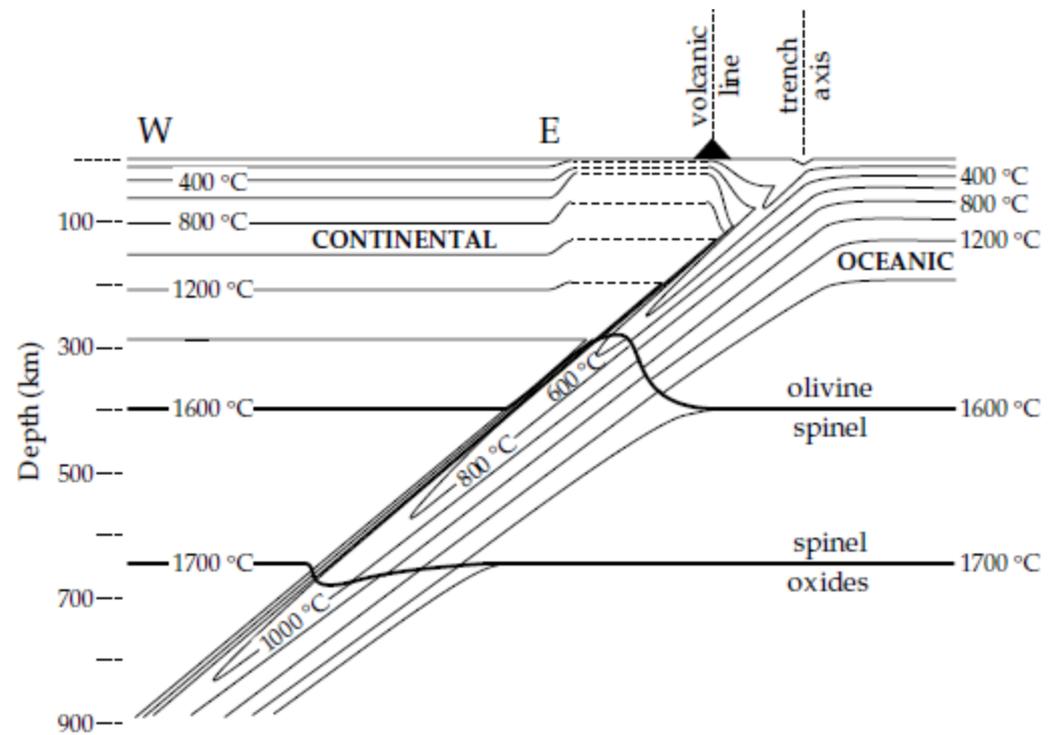
Quelle: Lowrie, 2007

# Temperatur im Erdinneren



- gleiche Tiefe:  
T in kont. Kruste  
niedriger als in  
ozeanischer Kruste
- T jeweils geringer  
als Solidus-  
Temperatur (d.h.  
Material fest)

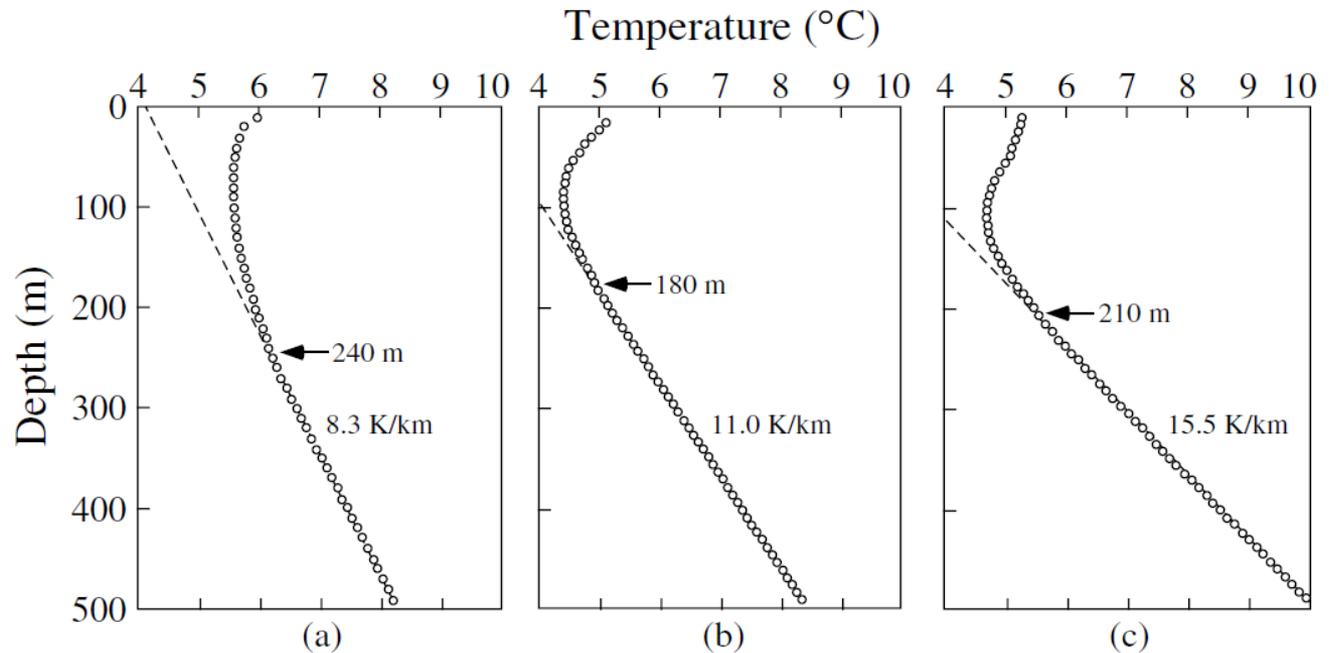
# Temperatur im Erdinneren



**Fig. 4.35** *Bottom:* the thermal structure of a subduction zone and back-arc region (the model of Schubert *et al.*, 1975, inverted horizontally), showing the possible isotherms in the cold subducting plate and the thermal effects of the olivine–spinel and spinel–oxide phase changes. *Top:* comparison of heat-flow measurements across the Japanese trench with the theoretical heat flow (solid curve) computed by Toksöz *et al.* (1971).

# Temperatur im Erdinneren

**Fig. 4.22** Temperature–depth profiles in three boreholes in eastern Canada. The linear segment in the deeper part of each borehole is the local geothermal gradient. Climatically induced variations in the ground surface temperature result in the curved segment superposed on the linear record in approximately the upper 200 meters of each profile (after Pollack and Huang, 2000).

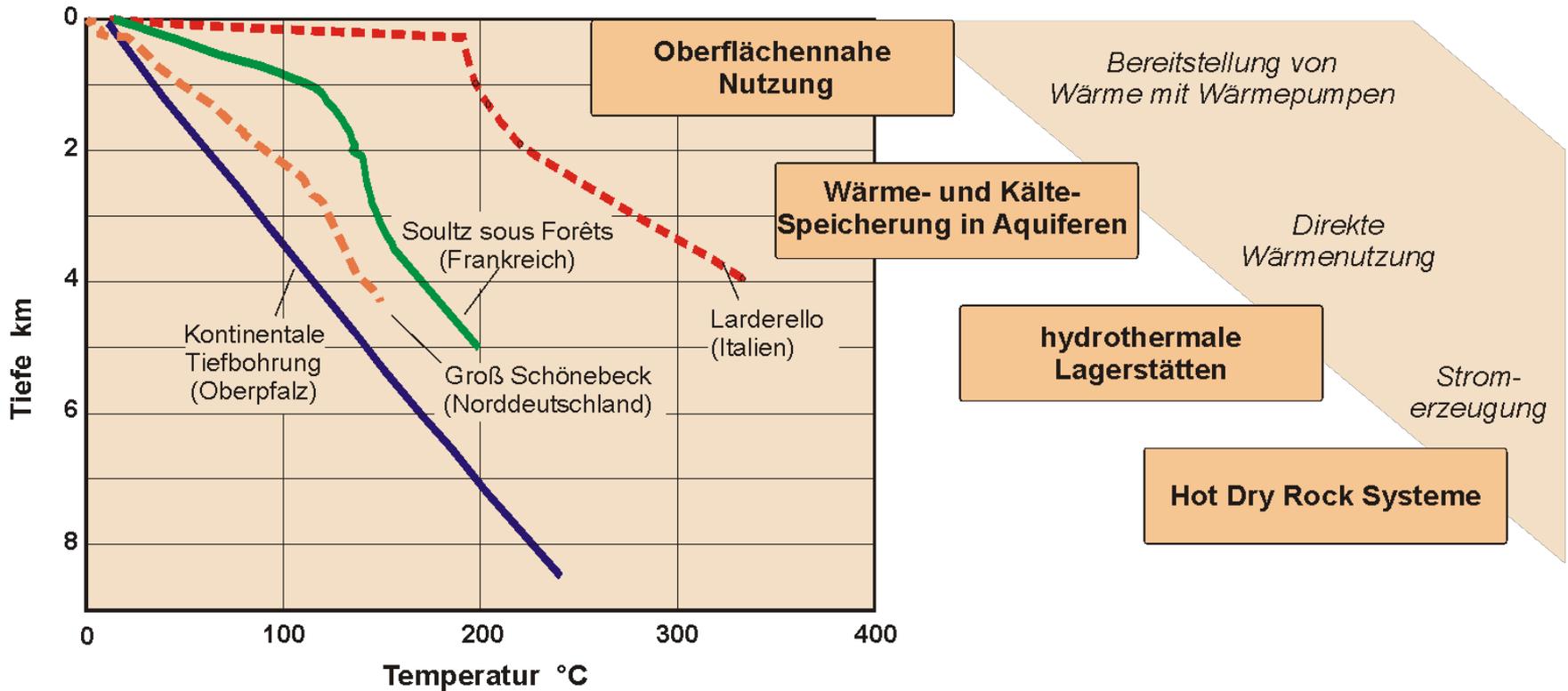


**Auch auf Kontinent können sich  $T(z)$ -Kurven im flachen Bereich unterscheiden**

Quelle: Lowrie, 2007

# Temperatur im Erdinneren

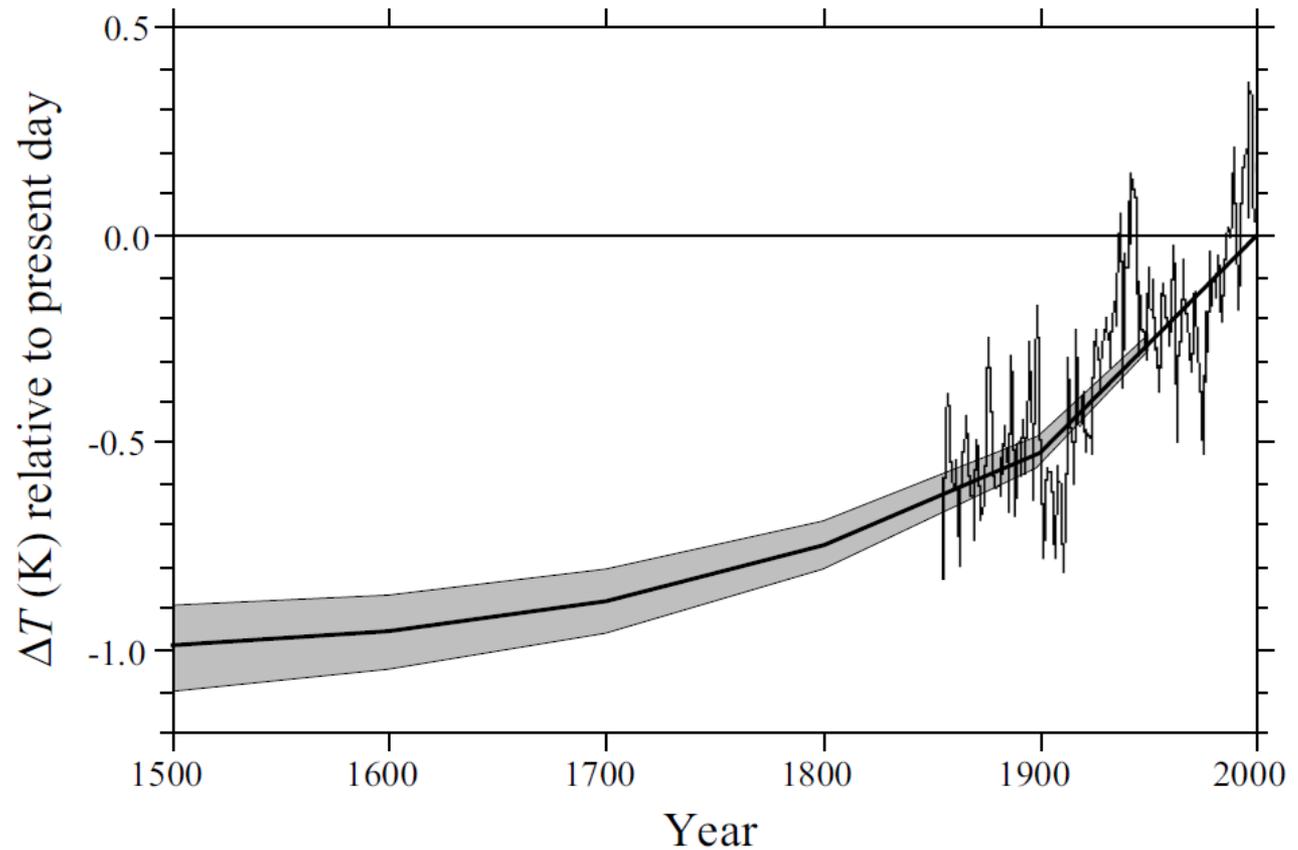
## Nutzung der Erdwärme



Quelle: ITAS, KIT

# Rekonstruktion des Temperaturverlaufs aus Bohrlochmessungen

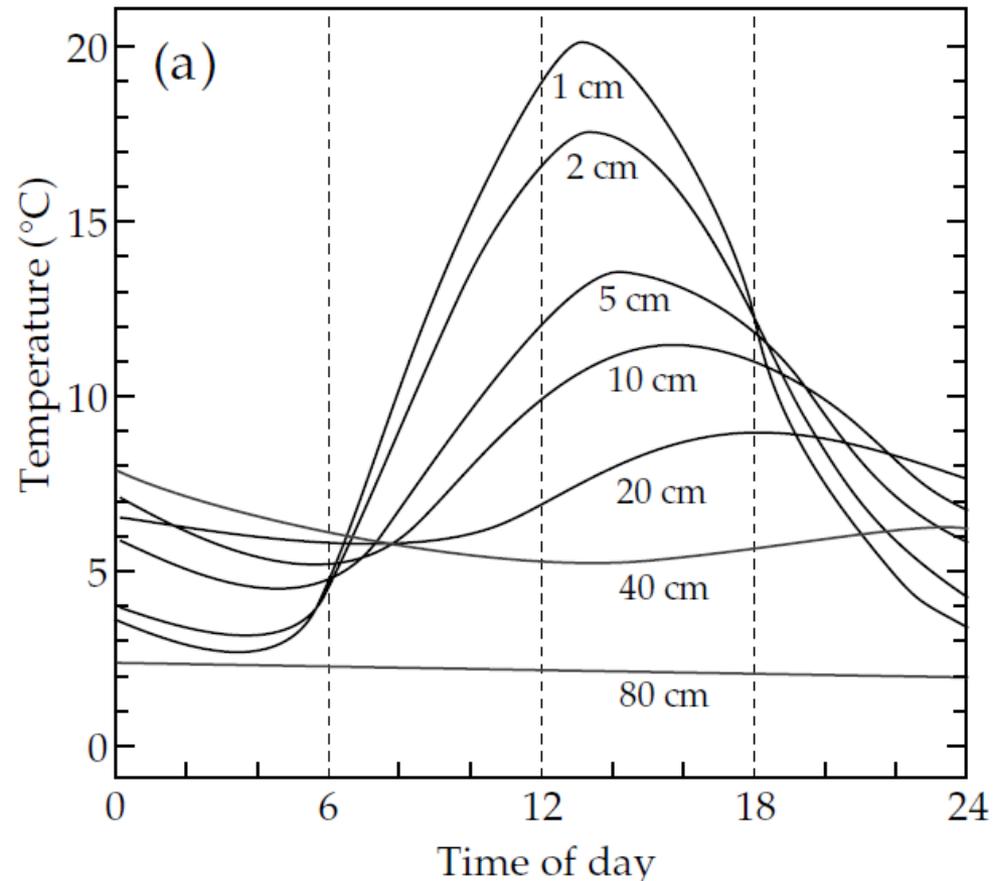
**Fig. 4.23** History of surface temperature change (with  $\pm 1$  standard error, shaded area) inferred for the past 500 years from a global database of borehole temperature measurements. The superposed signal since 1860 is a 5-year running mean of the globally averaged instrumental record of surface air temperature (after Pollack and Huang, 2000).



Quelle: Lowrie, 2007

# Rekonstruktion des Temperaturverlaufs aus Bohrlochmessungen

Eindringtiefe von Temperaturstörungen:  
 Starke T-Schwankungen haben geringere Eindringtiefe, d.h. je tiefer in Erde Signal gemessen wird, um so langwelliger ist es. Langsame T-Änderungen dringen tiefer in Erde ein!

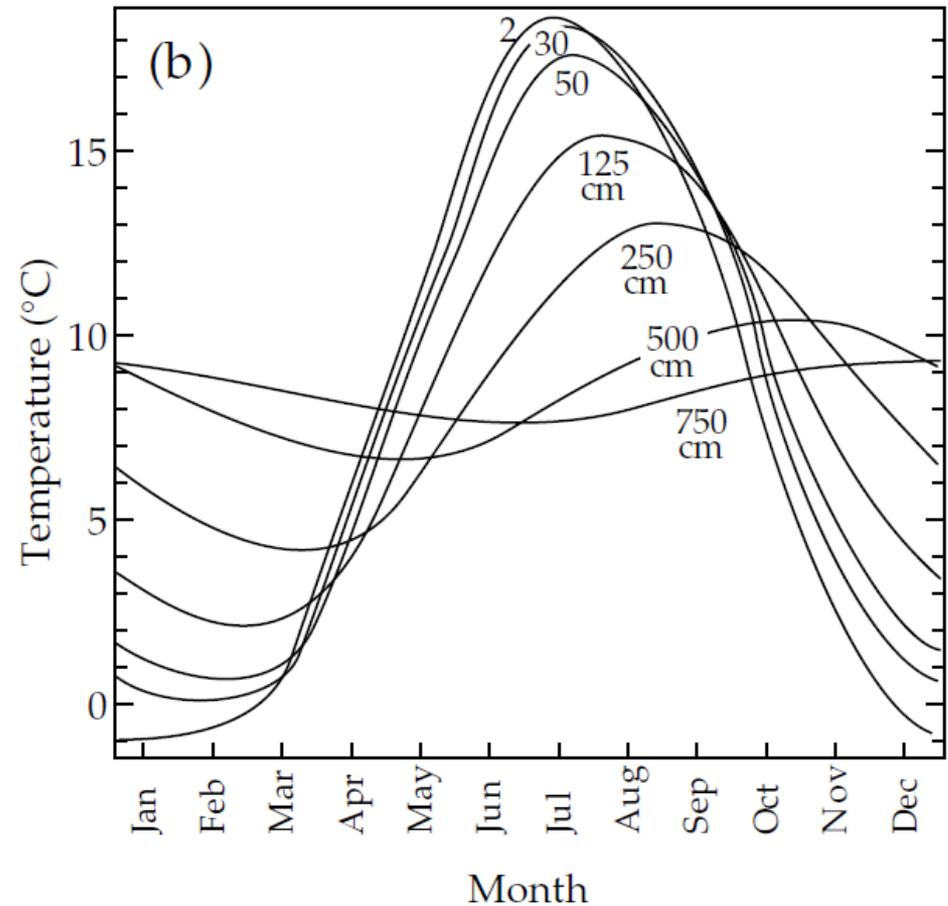


**Fig. 4.18** Temperature variations at various depths in a sandy soil: (a) daily fluctuations, (b) annual (seasonal) variations.

Quelle: Lowrie, 2007

# Rekonstruktion des Temperaturverlaufs aus Bohrlochmessungen

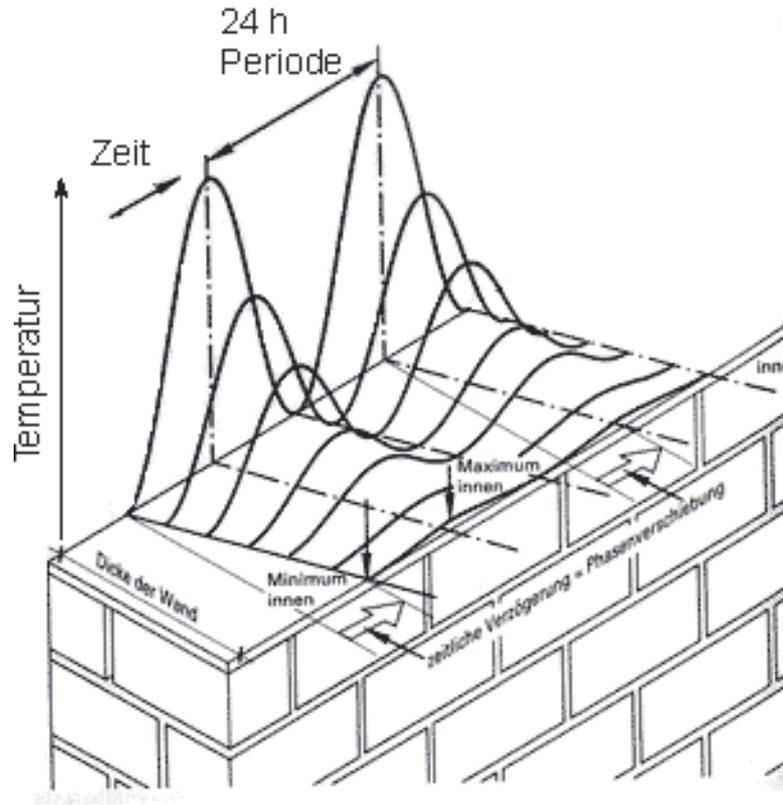
Eindringtiefe von Temperaturstörungen:  
Starke T-Schwankungen haben geringere Eindringtiefe, d.h. je tiefer in Erde Signal gemessen wird, um so langwelliger ist es. Langsame T-Änderungen dringen tiefer in Erde ein!



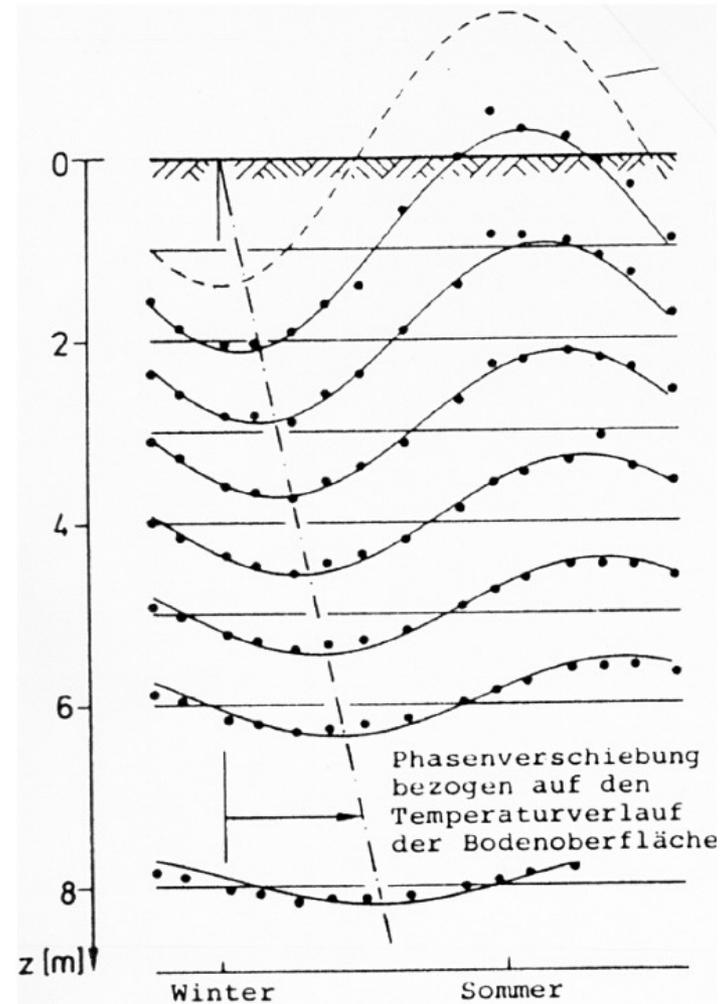
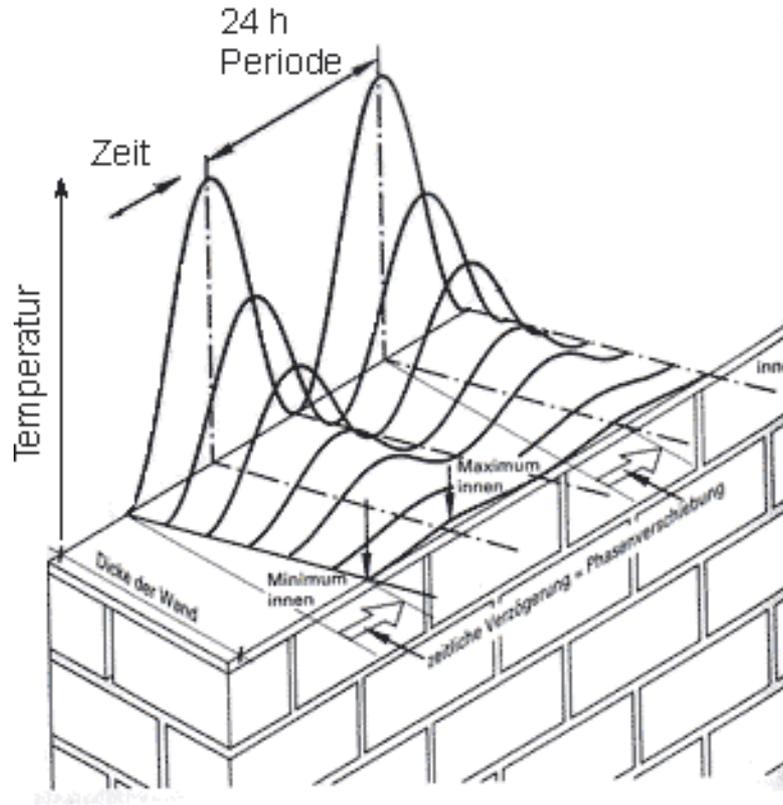
Quelle: Lowrie, 2007

**Fig. 4.18** Temperature variations at various depths in a sandy soil: (a) daily fluctuations, (b) annual (seasonal) variations.

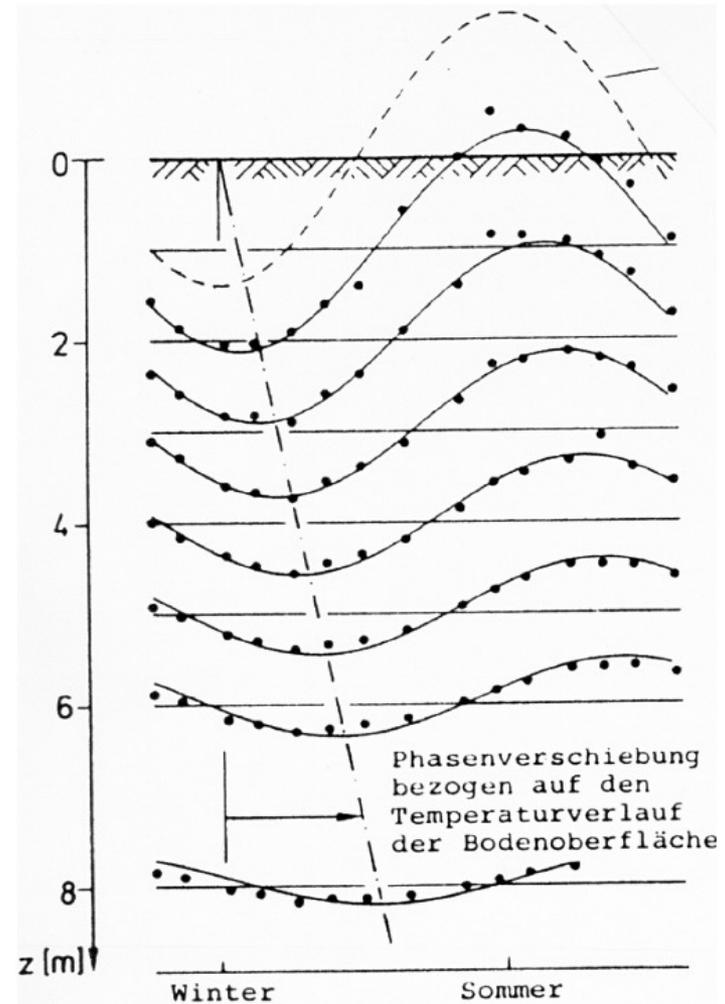
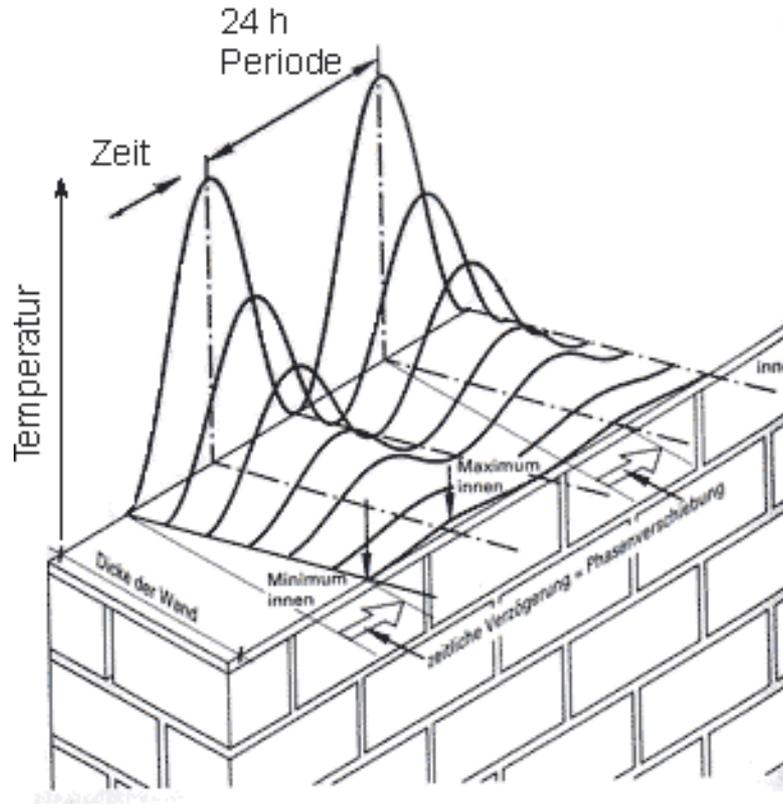
# Rekonstruktion des Temperaturverlaufs aus Bohrlochmessungen



# Rekonstruktion des Temperaturverlaufs aus Bohrlochmessungen



# Rekonstruktion des Temperaturverlaufs aus Bohrlochmessungen



Aufgabe auf Übungsblatt

# Wärmestromdichte $q$

Die Wärmestromdichte an der Oberfläche ist definiert als

$$q(z = 0) = k \cdot \left. \frac{dT}{dz} \right|_{z=0}$$

mit

$q$ : Wärmestromdichte ( = 60 mW/m<sup>2</sup>)

$k$ : Wärmeleitfähigkeit (2 W/ m\*K)

$dT/dz$ : Temperaturgradient

# Wärmestromdichte $q$

Die Wärmestromdichte an der Oberfläche ist definiert als

$$q(z = 0) = k \cdot \left. \frac{dT}{dz} \right|_{z=0}$$

mit

$q$ : Wärmestromdichte ( = 60 mW/m<sup>2</sup>)

$k$ : Wärmeleitfähigkeit (2 W/ m\*K)

$dT/dz$ : Temperaturgradient

**Achtung:** in der englischsprachigen Literatur ist  $q$  *heat flow* und im Deutschen wird das manchmal falsch mit *Wärmefluss* übersetzt

# Begriffsdefinitionen

## Wärmeleitfähigkeit

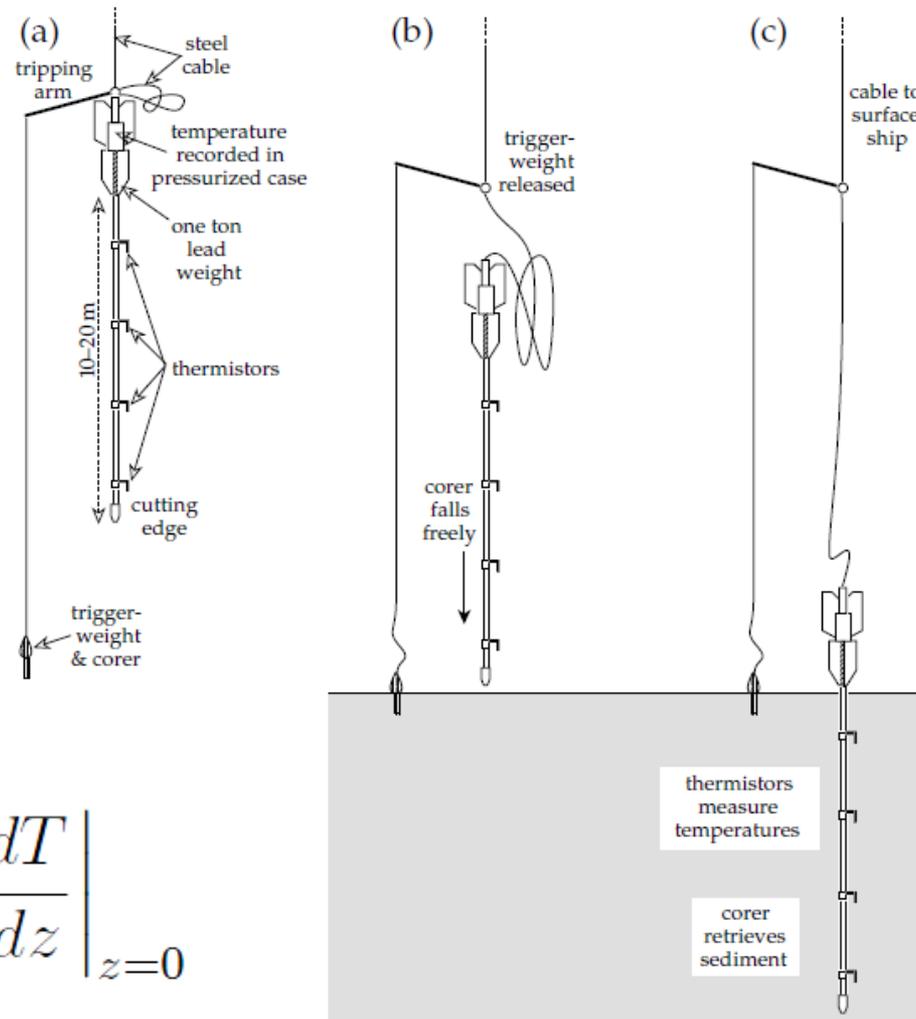
- Stoffeigenschaft
- beschreibt Energietransport: gibt an, welche Wärmemenge in 1 s durch eine 1 m dicke Stoffschicht der Fläche 1 m<sup>2</sup> fließt, wenn der Temperaturunterschied 1 K ist
- Formelzeichen  $k$ , auch  $\lambda$ , aber auch  $\kappa$  (!)
- Zusammenhang mit Wärmestromdichte  $q$  und Temperaturgradient  $dT/dz$ :  
 $q = -k \cdot dT/dz$
- SI-Einheit [W/(m \* K)]

## Temperaturleitfähigkeit

- Stoffeigenschaft
- beschreibt zeitliche Veränderung der räumlichen Verteilung der Temperatur
- Formelzeichen:  $\kappa$ , auch  $a$
- engl.: thermal diffusivity, deshalb auch teilweise als *Wärmediffusivität* bezeichnet
- Zusammenhang mit Wärmeleitfähigkeit:  
 $\kappa = k / (\rho c)$  mit Dichte  $\rho$  und spezifischer Wärmekapazität  $c$
- SI-Einheit [m<sup>2</sup>/s]

# Wärmestromdichte $q$ : Messung

**Fig. 4.26** Method of measuring oceanic heat flow and recovering samples of marine sediments: (a) a coring device is lowered by cable to the sea-floor, (b) when a trigger-weight contacts the bottom, the corer falls freely, and (c) temperature measurements are made in the ocean floor and the sediment-filled corer is recovered to the surface ship.

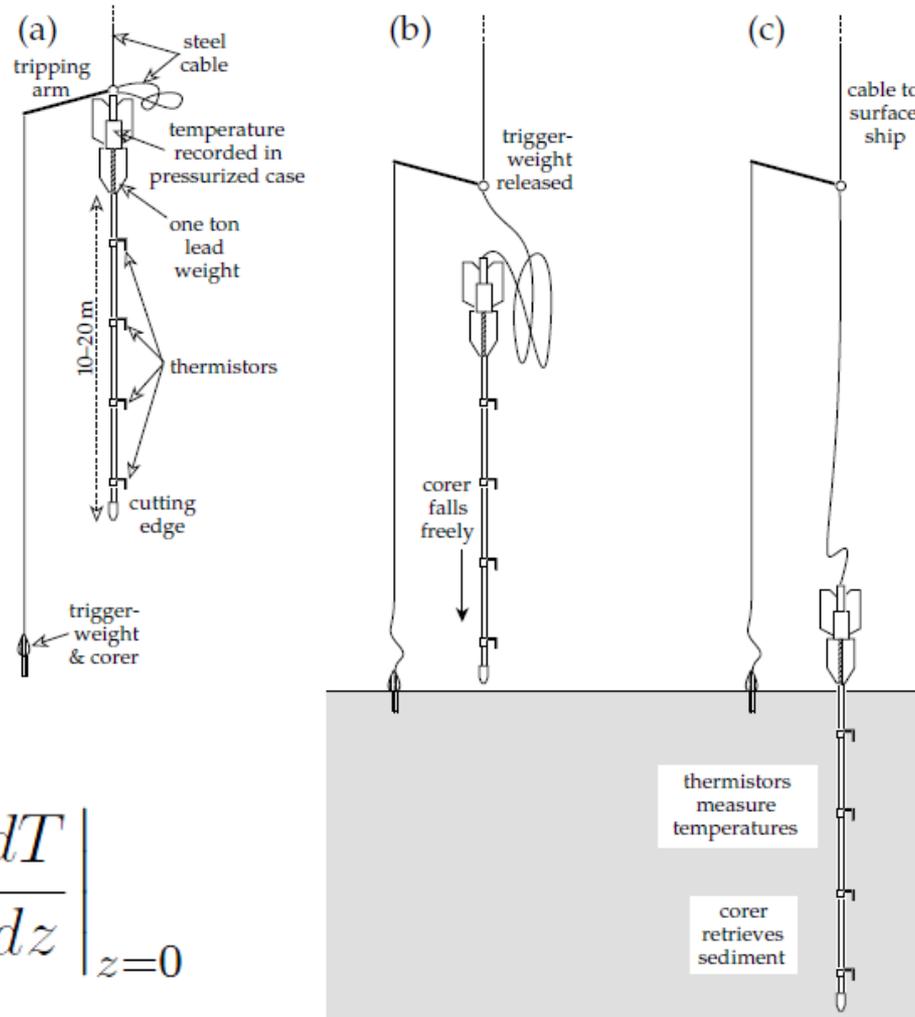


$$q(z = 0) = k \cdot \left. \frac{dT}{dz} \right|_{z=0}$$

Quelle: Lowrie, 2007

# Wärmestromdichte $q$ : Messung

**Fig. 4.26** Method of measuring oceanic heat flow and recovering samples of marine sediments: (a) a coring device is lowered by cable to the sea-floor, (b) when a trigger-weight contacts the bottom, the corer falls freely, and (c) temperature measurements are made in the ocean floor and the sediment-filled corer is recovered to the surface ship.

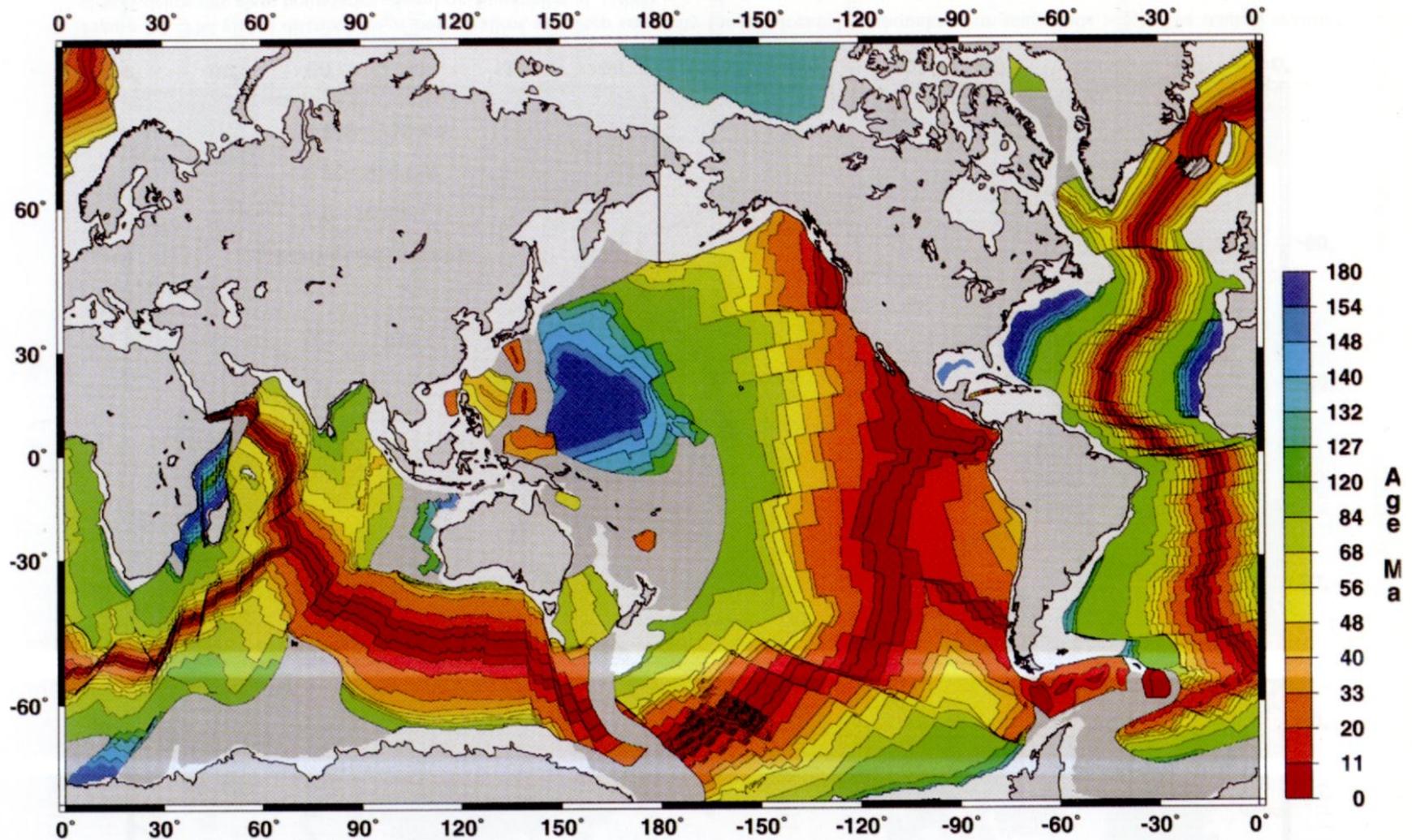


## Stoffeigenschaft

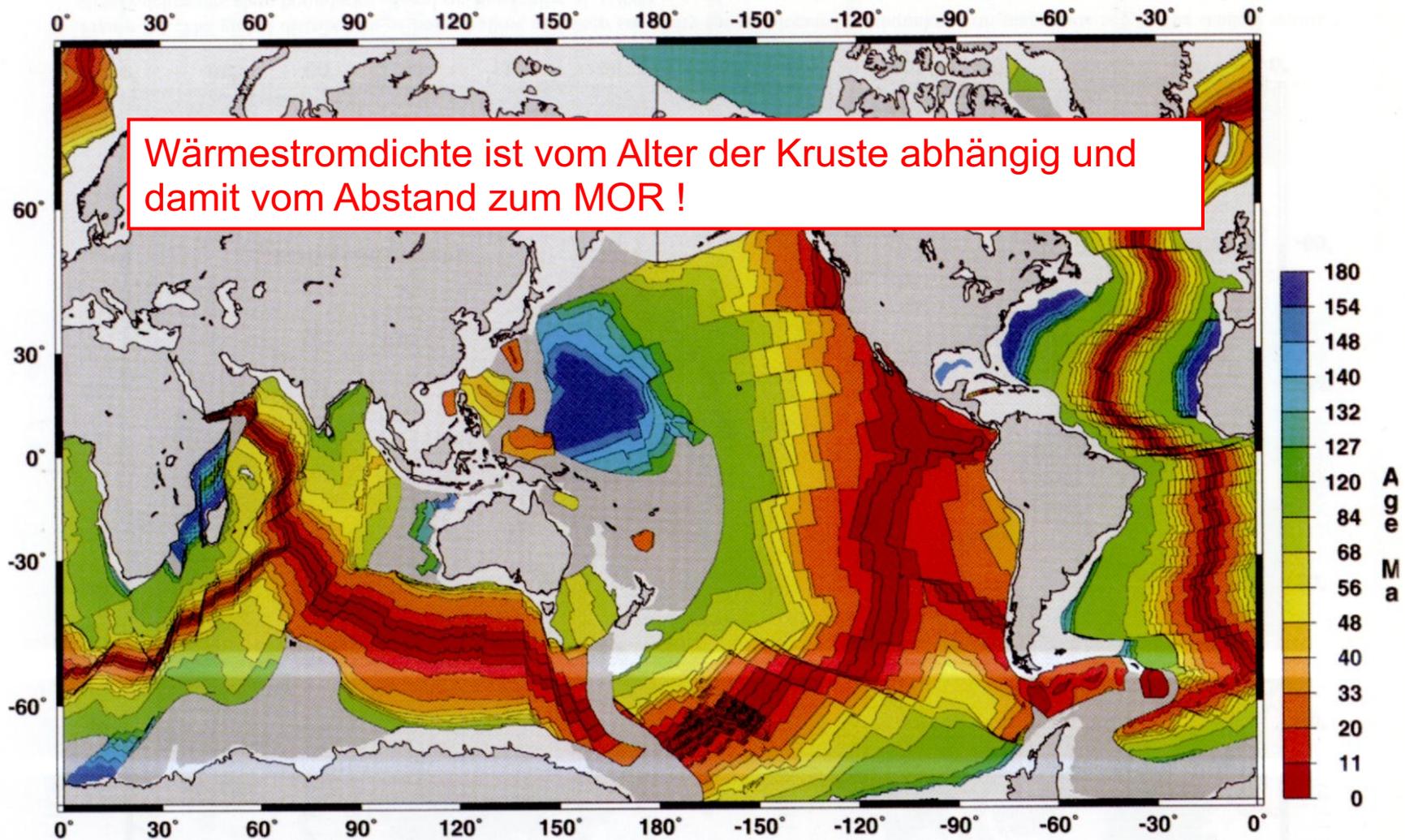
$$q(z = 0) = k \cdot \left. \frac{dT}{dz} \right|_{z=0}$$

Quelle: Lowrie, 2007

# Wärmestromdichte $q$

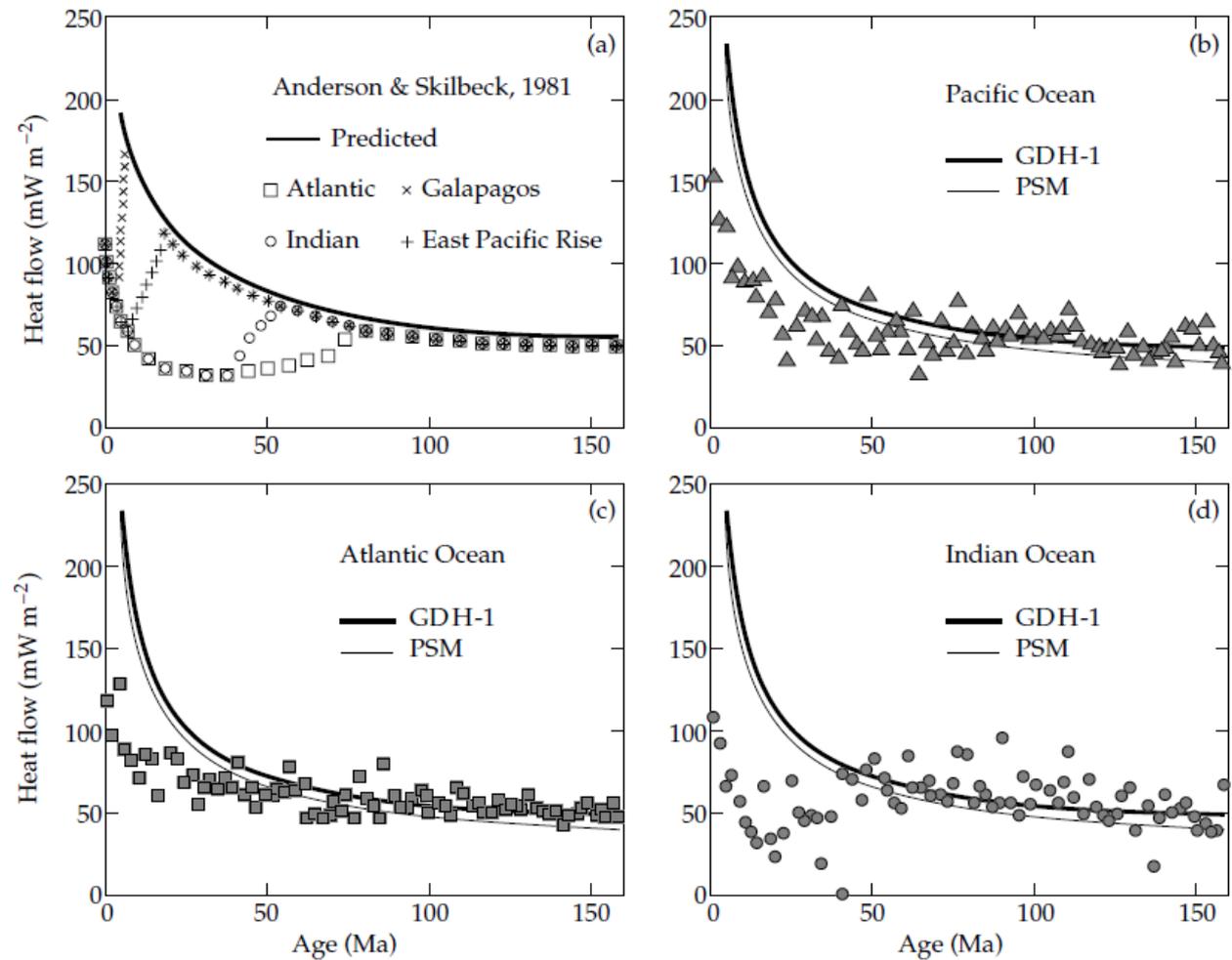


# Wärmestromdichte $q$



# Wärmestromdichte $q$

**Fig. 4.27** Comparison of observed and predicted heat flow as a function of age of oceanic lithosphere. (a) Schematic summary for all oceans, showing the influence of hydrothermal heat flow at the ocean ridges (after Anderson and Skilbeck, 1981). Comparisons with the reference cooling models PSM (Parsons and Sclater, 1977) and GDH1 (Stein and Stein, 1992) for (b) the Pacific, (c) Atlantic and (d) Indian oceans.

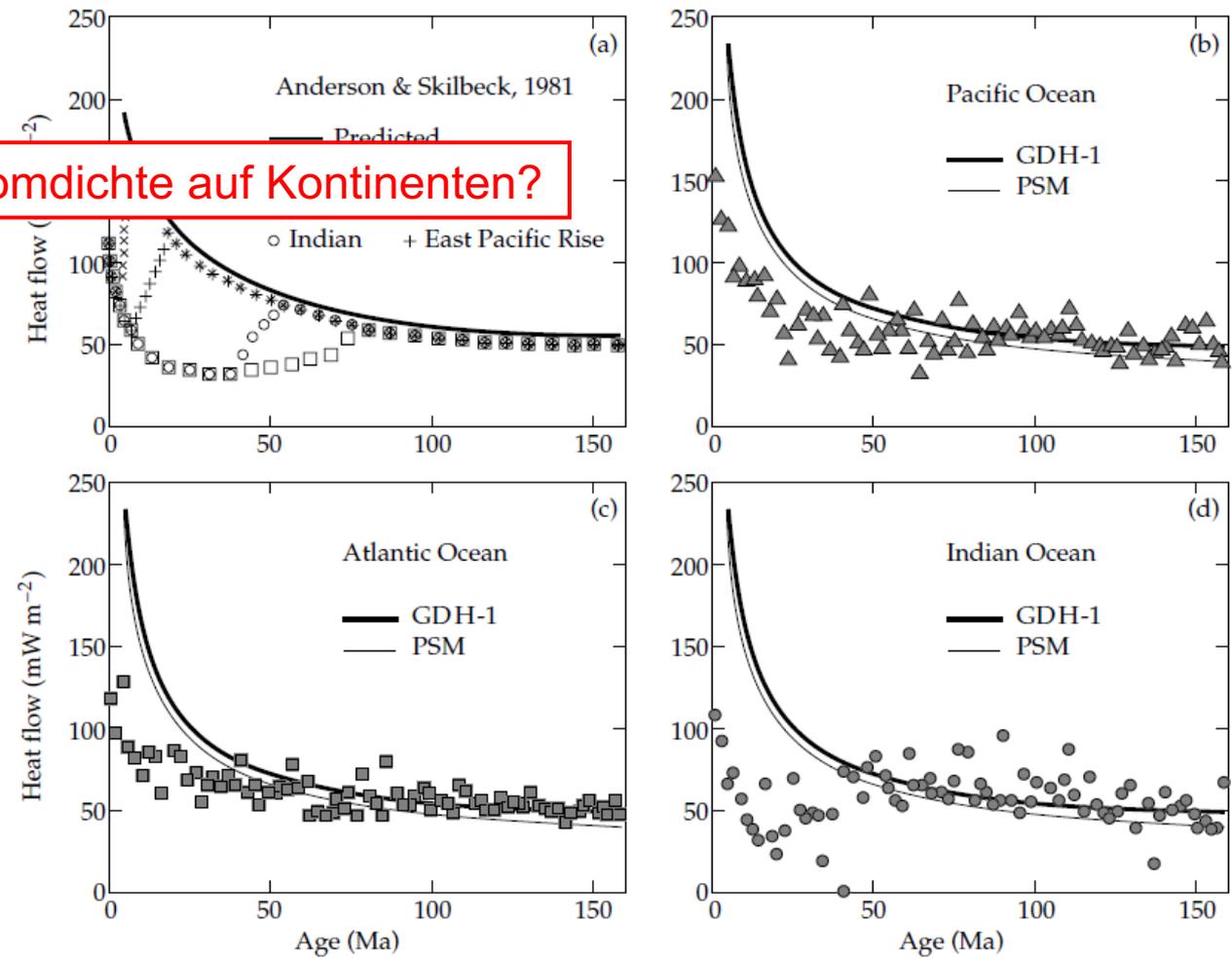


Quelle: Lowrie, 2007

# Wärmestromdichte $q$

**Fig. 4.27** Comparison of observed and predicted heat flow as a function of age of oceanic lithosphere. (a) Schematic of oceanic lithosphere, showing the influence of plate thickness on heat flow at the ocean ridges (after Anderson and Skilbeck, 1981). Comparisons with the reference cooling models PSM (Parsons and Sclater, 1977) and GDH1 (Stein and Stein, 1992) for (b) the Pacific, (c) Atlantic and (d) Indian oceans.

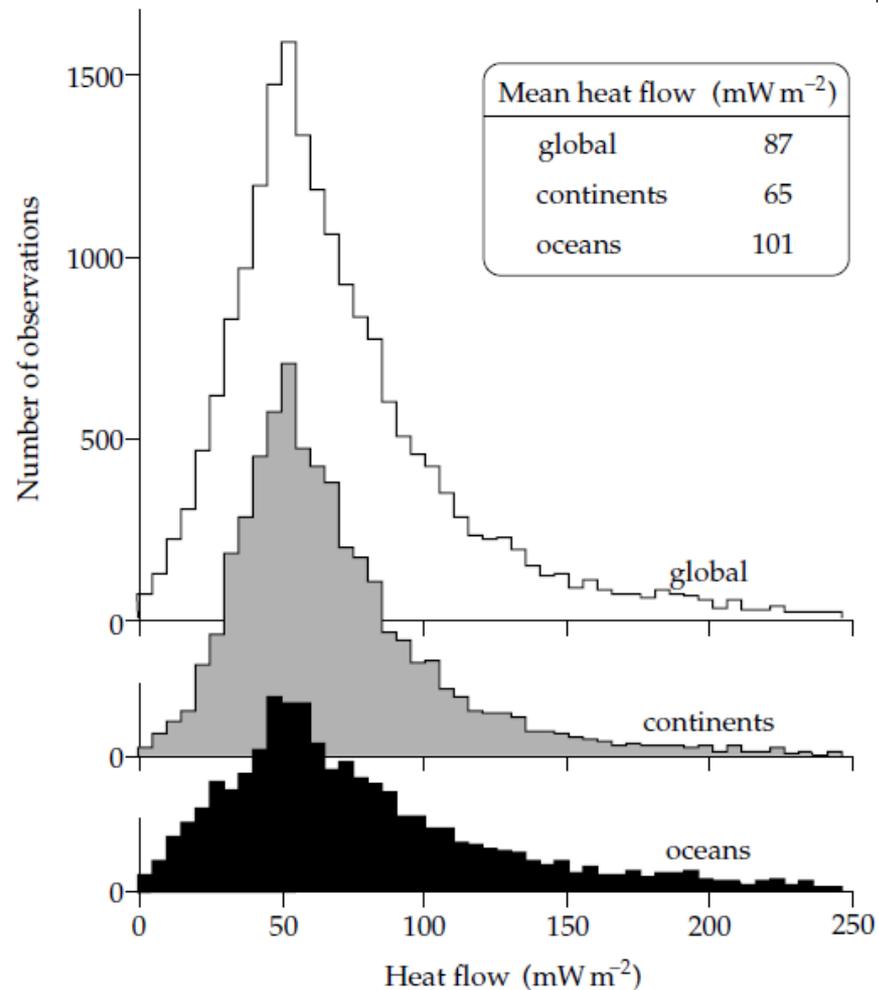
Wärmestromdichte auf Kontinenten?



Quelle: Lowrie, 2007

# Wärmestromdichte $q$

Messung an 20201 Orten  
 (10337 kontinental, 9864  
 ozeanisch): Große Variabilität  
 der Werte



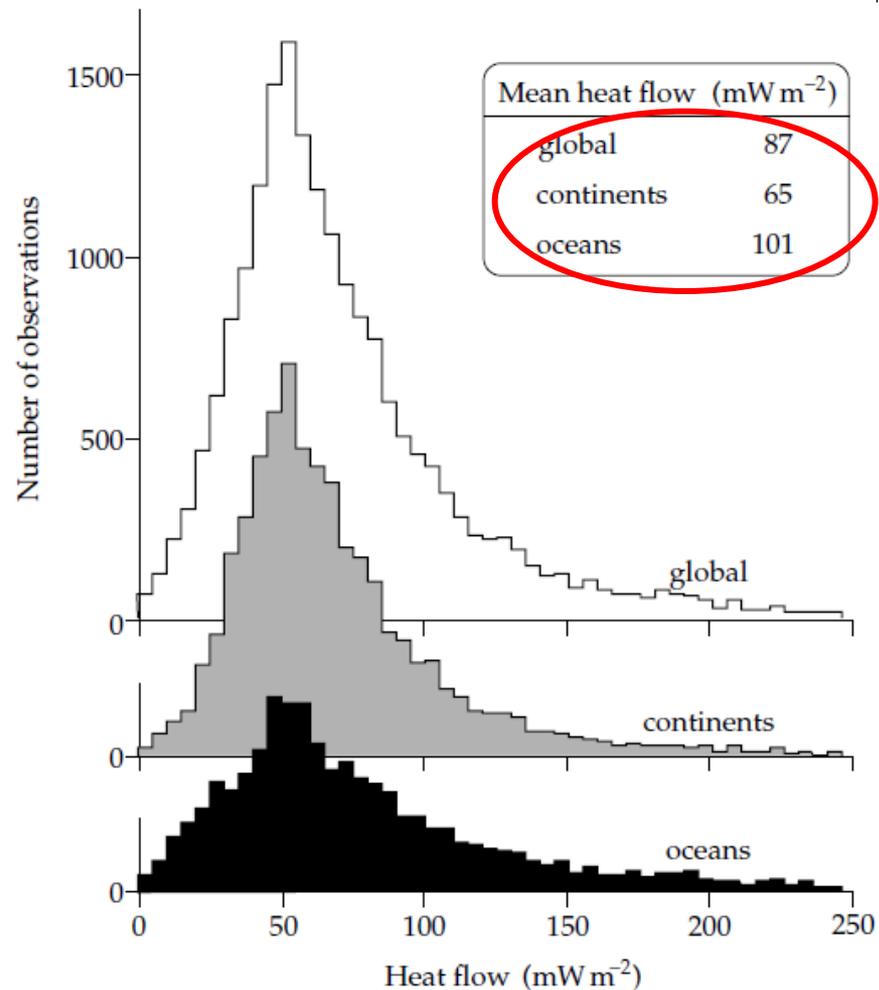
**Fig. 4.29** Histograms of continental, oceanic and global heat-flow values (after Pollack *et al.*, 1993).

Quelle: Lowrie, 2007

# Wärmestromdichte $q$

Messung an 20201 Orten  
 (10337 kontinental, 9864  
 ozeanisch): Große Variabilität  
 der Werte

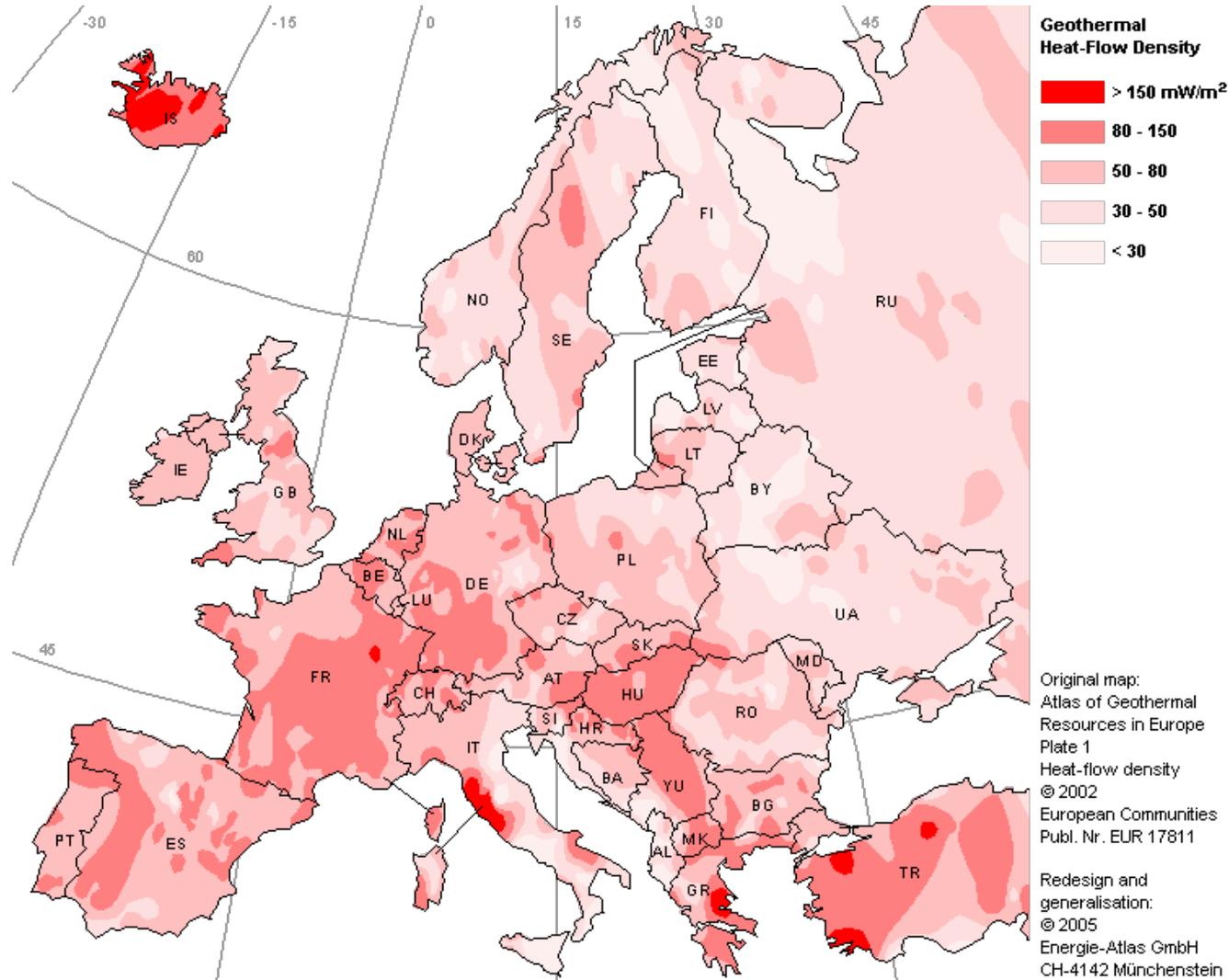
Gewichtetes Mittel



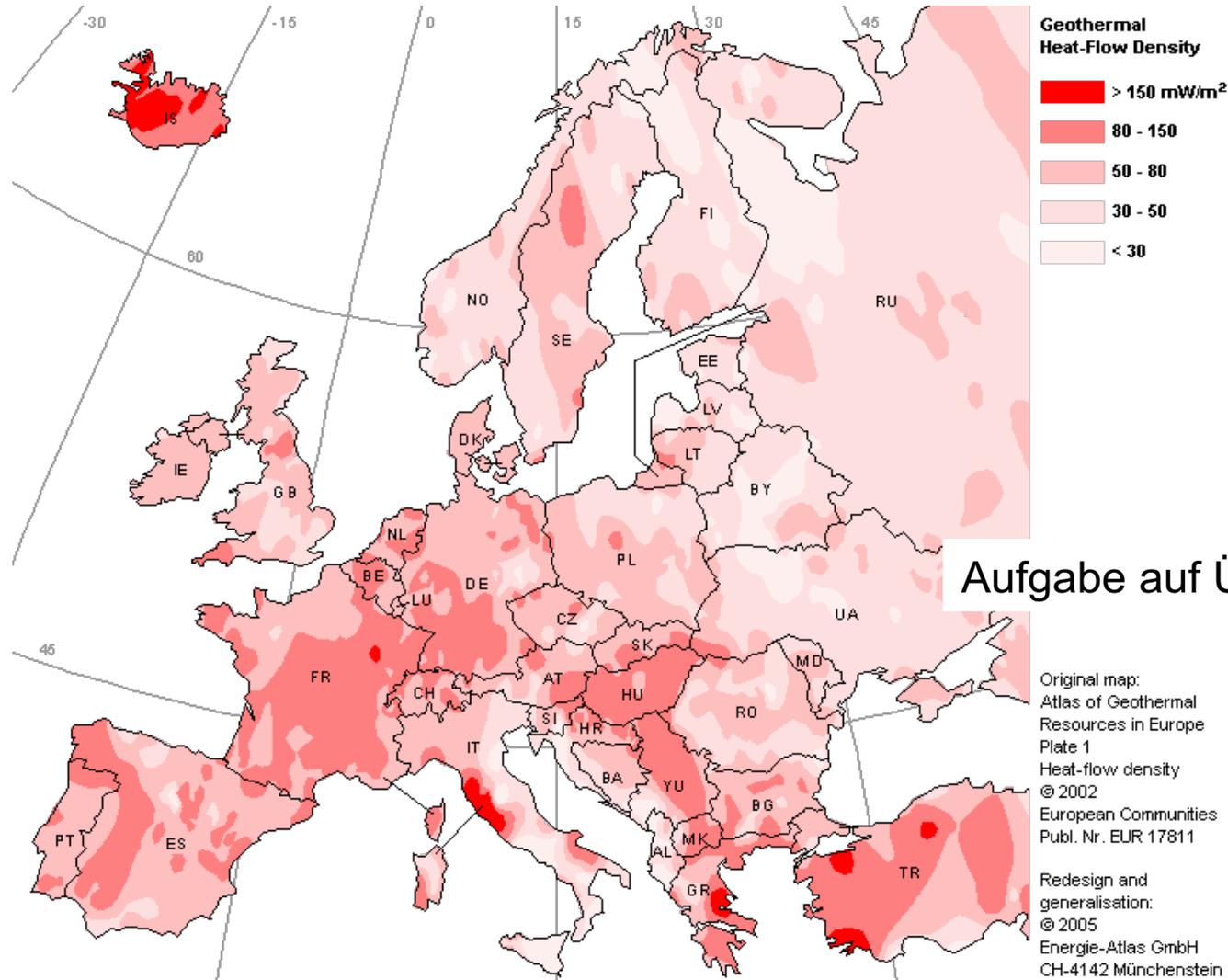
**Fig. 4.29** Histograms of continental, oceanic and global heat-flow values (after Pollack *et al.*, 1993).

Quelle: Lowrie, 2007

# Wärmestromdichte $q$

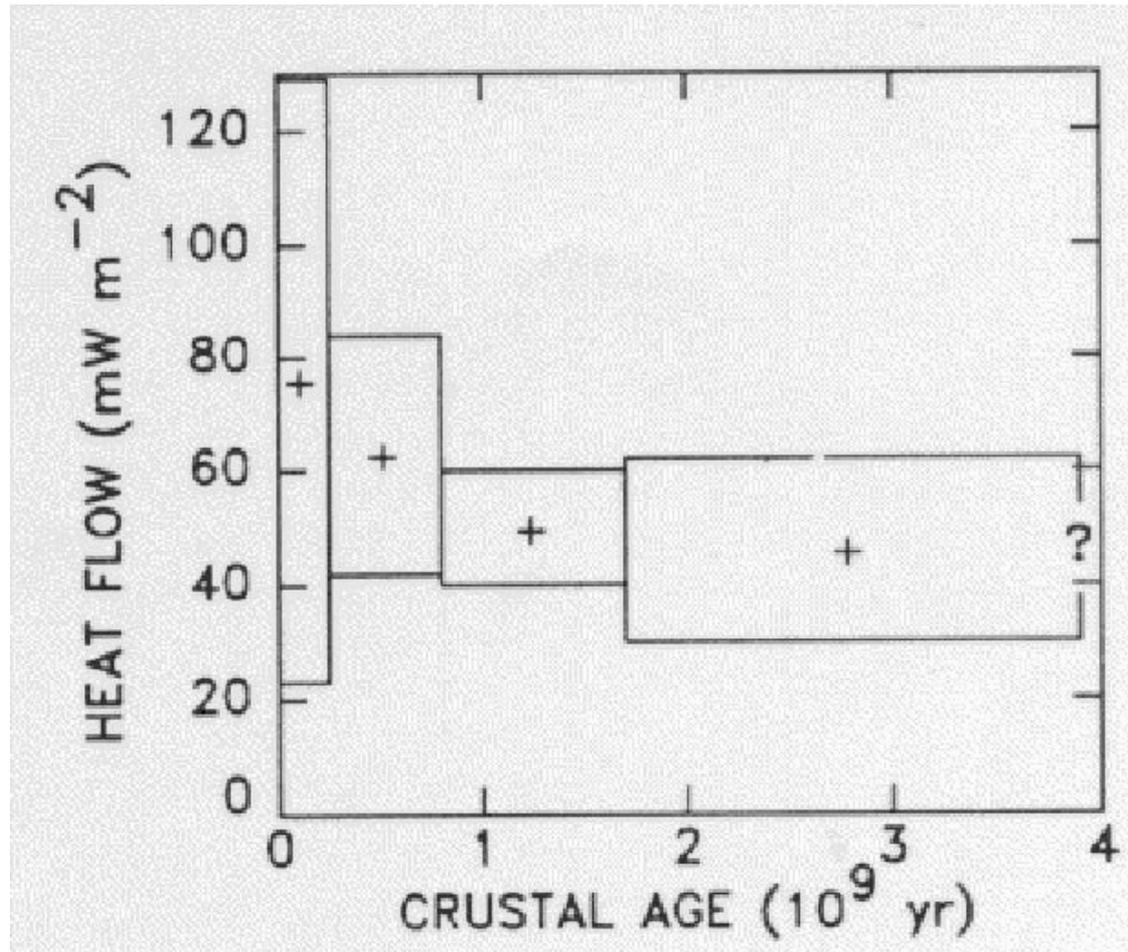


# Wärmestromdichte $q$



Aufgabe auf Übungsblatt

# Wärmestromdichte $q$



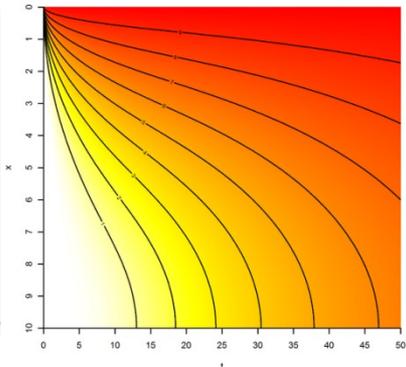
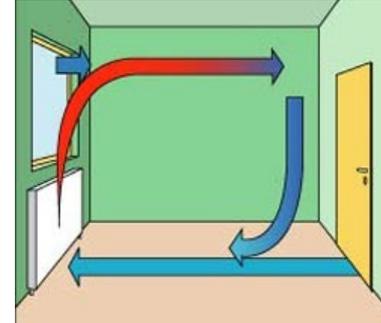
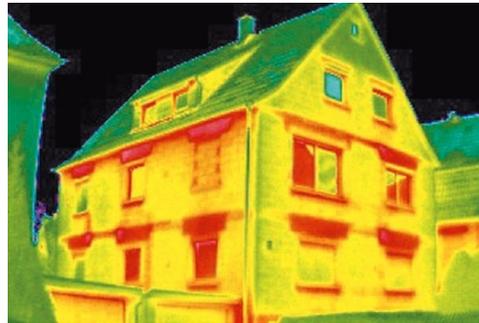
# Wärmetransport

## 3 Mechanismen von Wärmetransport:

a) Wärmeleitung

b) Konvektion

c) Strahlung



### Merke:

- Strahlung: kommt in Erde nicht vor
- Konduktion (Wärmeleitung): Kruste
- Konvektion: Mantel

# Wärmetransport: Konduktion

- Wärmeleitung (Konduktion) ist entscheidender Wärmetransportprozess in der Kruste
- Wärmeleitung im Mantel: 2 Größenordnungen kleiner
- Zeitabhängige Wärmeleitung wird beschrieben durch *Wärmeleitungsgleichung*: Differenzialgleichung vom 'Typ' Diffusionsgleichung

# Wärmetransport: Konduktion

- Wärmestromdichte an Erdoberfläche und Moho hat unterschiedliche Werte, denn:
- Kruste besteht hauptsächlich aus Granit
- Granit hat hohe Wärmeproduktionsrate  $H$  [W/kg]

Differenz des Wärmestromdichtes  $q$  lässt sich ausdrücken durch:

$$(q(z+dz)-q(z)) A = \rho H V$$

mit Fläche  $A$ , Dichte  $\rho$ , Wärmeproduktionsrate  $H$  im Volumen  $V$

# Wärmetransport: Konduktion

- Grenzübergang  $dz$  gegen 0 führt zu DGL 1. Ordnung:  
 $dq/dz = \rho H$
- Einsetzen von Fourierschem Gesetz (Materialgesetz) führt zu DGL 2. Ordnung:
- $d^2T/dz^2 = \rho/k H$   
= stationäre Wärmeleitungsgleichung mit Quellterm

# Wärmetransport: Konduktion

$$\rho c_p dT/dt = k d^2T/dz^2 - \rho H$$

mit

$\rho$ : Dichte ( $\approx 2000 \text{ kg/m}^3$ )

$c_p$ : spezifische Wärme ( $\approx 10^3 \text{ Ws/kg K}$ )

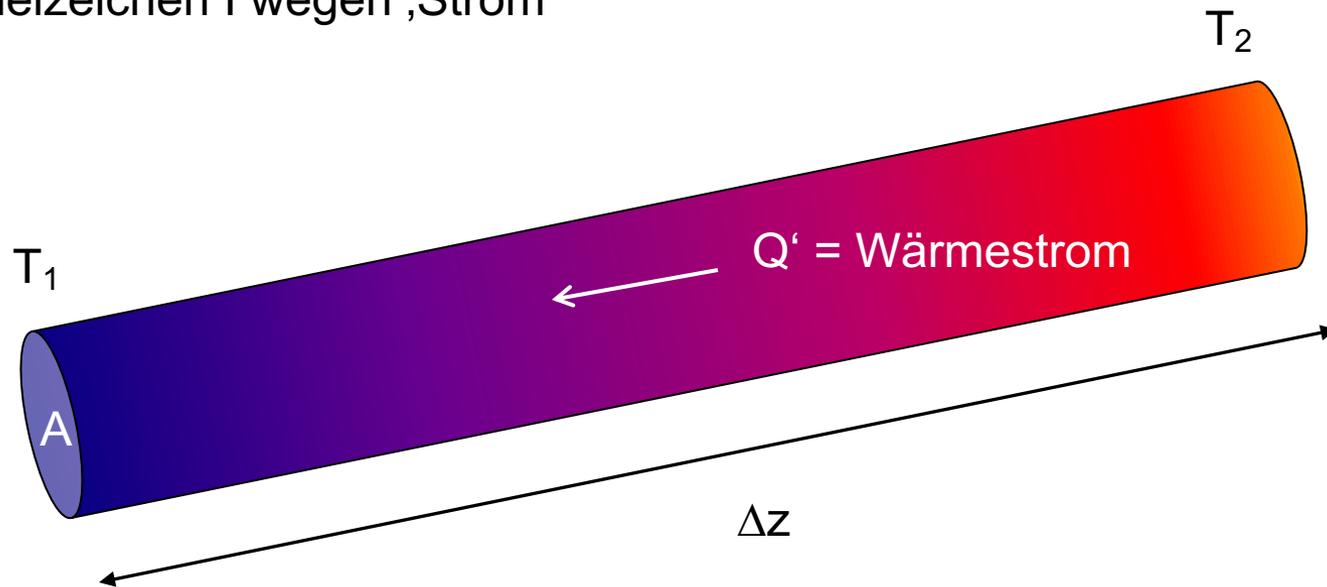
T: Temperatur [K]

k: Wärmeleitfähigkeit ( $\approx 2 \text{ W/(mK)}$ )

H: Wärmeproduktion ( $\approx 10^{-9} \text{ W/kg}$ )

# Wärmetransport: Konduktion

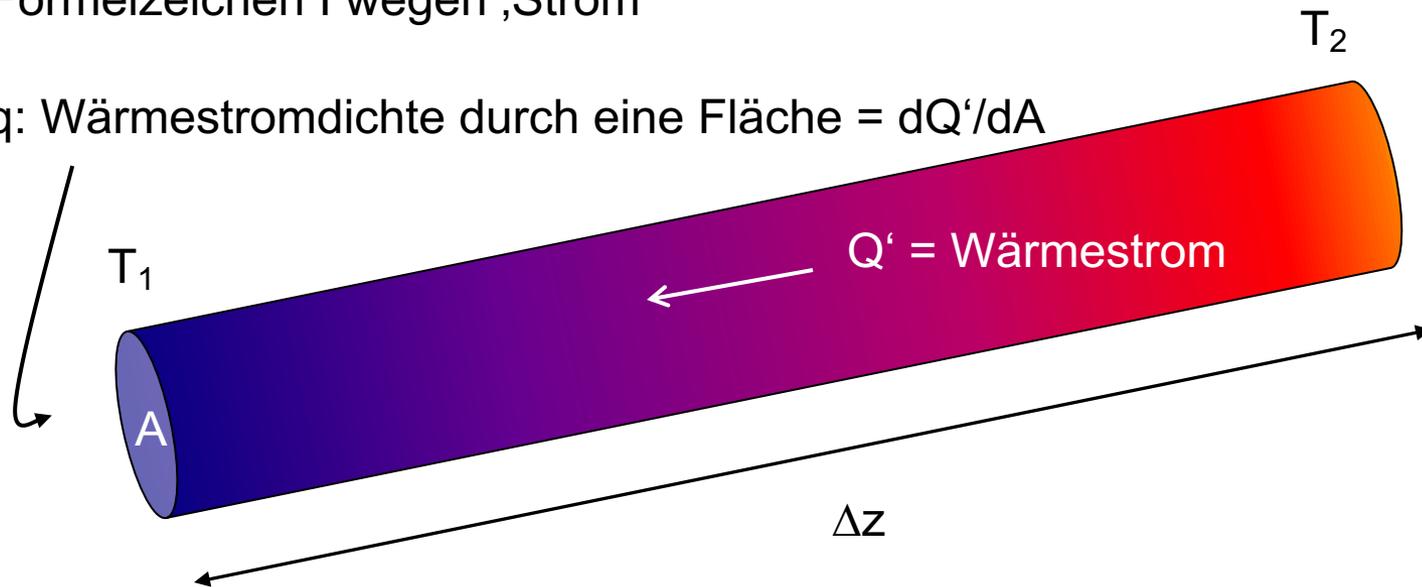
$Q' = dQ/dt = \text{Wärmestrom}$ , Einheit [W], manchmal auch Formelzeichen  $I$  wegen ‚Strom‘



# Wärmetransport: Konduktion

$Q' = dQ/dt =$  Wärmestrom, Einheit [W], manchmal auch Formelzeichen  $I$  wegen ‚Strom‘

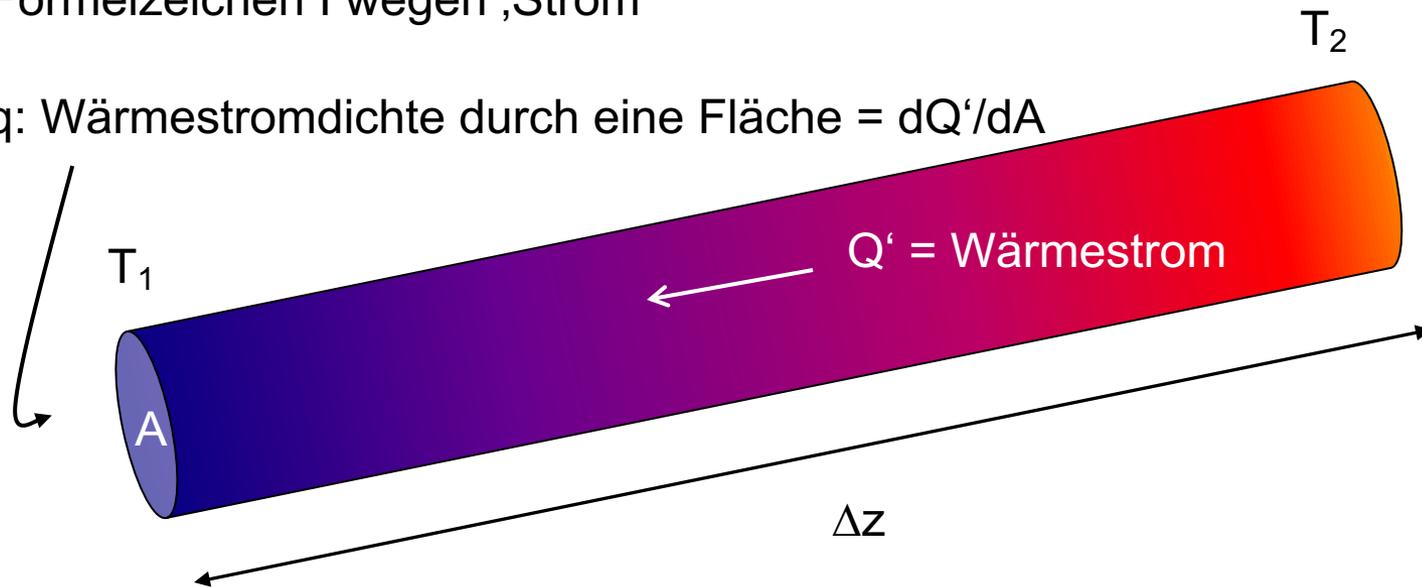
$q$ : Wärmestromdichte durch eine Fläche =  $dQ'/dA$



# Wärmetransport: Konduktion

$Q' = dQ/dt =$  Wärmestrom, Einheit [W], manchmal auch Formelzeichen  $I$  wegen ‚Strom‘

$q$ : Wärmestromdichte durch eine Fläche =  $dQ'/dA$

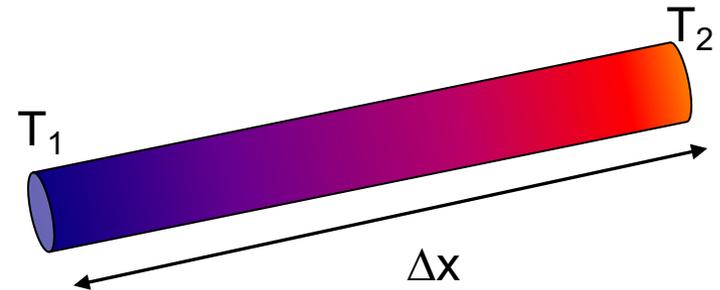


- Wärme “fließt” von warm nach kalt
- Wärmestromdichte  $q$  von Temperaturgradient  $dT/dz$  abhängig
- Wärmestromdichte  $q$  von Wärmeleitfähigkeit  $k$  abhängig

$$q = -k \cdot \frac{dT}{dz}$$

# Wärmetransport: Konduktion

- Wärmeausbreitung lässt sich durch eine DGL beschreiben: **Wärmeleitungsgleichung**



## Allgemeine Form der Wärmeleitungsgleichung:

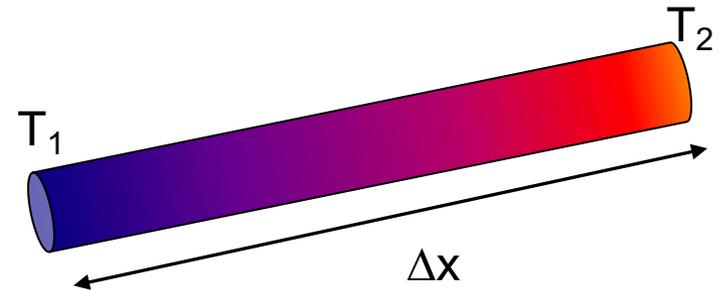
Die zeitabhängige 1-D Wärmeleitungsgleichung ist

$$\rho \cdot c \cdot \frac{\partial T}{\partial t} = k \cdot \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + \rho H \quad (2.4)$$

mit spezifischer Wärme  $c$  (z.B.  $10^3 \text{ W s/kgK}$ ), Dichte  $\rho$  (z.B.  $2000 \text{ kg/m}^3$ ), Temperatur  $T(z, t)$ , Wärmeleitfähigkeit  $k$  (z.B.  $3 \text{ W/m} \cdot \text{K}$ ) und Wärmeproduktion  $H(z)$  (z.B.  $10^{-9} \text{ W/kg}$ ).

# Wärmetransport: Konduktion

- Wärmeausbreitung lässt sich durch eine DGL beschreiben: **Wärmeleitungsgleichung**



## Allgemeine Form der Wärmeleitungsgleichung:

Die zeitabhängige 1-D Wärmeleitungsgleichung ist

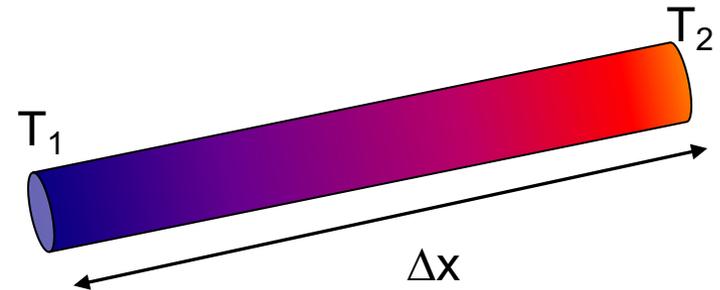
zeitliche Änderung von T

$$\rho \cdot c \cdot \frac{\partial T}{\partial t} = k \cdot \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + \rho H \quad (2.4)$$

mit spezifischer Wärme  $c$  (z.B.  $10^3 \text{ W s/kgK}$ ), Dichte  $\rho$  (z.B.  $2000 \text{ kg/m}^3$ ), Temperatur  $T(z, t)$ , Wärmeleitfähigkeit  $k$  (z.B.  $3 \text{ W/m} \cdot \text{K}$ ) und Wärmeproduktion  $H(z)$  (z.B.  $10^{-9} \text{ W/kg}$ ).

# Wärmetransport: Konduktion

- Wärmeausbreitung lässt sich durch eine DGL beschreiben: **Wärmeleitungsgleichung**



## Allgemeine Form der Wärmeleitungsgleichung:

Die zeitabhängige 1-D Wärmeleitungsgleichung ist

$$\rho \cdot c \cdot \frac{\partial T}{\partial t} = k \cdot \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + \rho H$$

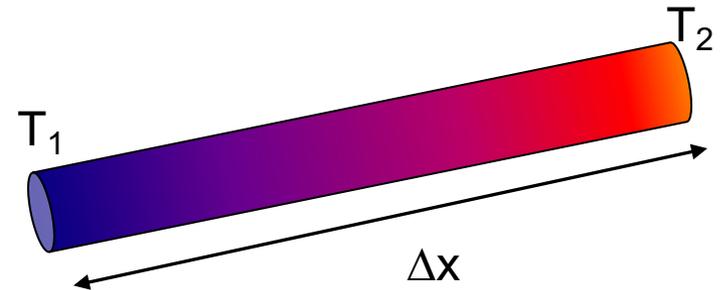
räumliche Änderung von T

(2.4)

mit spezifischer Wärme  $c$  (z.B.  $10^3 \text{ W s/kgK}$ ), Dichte  $\rho$  (z.B.  $2000 \text{ kg/m}^3$ ), Temperatur  $T(z, t)$ , Wärmeleitfähigkeit  $k$  (z.B.  $3 \text{ W/m} \cdot \text{K}$ ) und Wärmeproduktion  $H(z)$  (z.B.  $10^{-9} \text{ W/kg}$ ).

# Wärmetransport: Konduktion

- Wärmeausbreitung lässt sich durch eine DGL beschreiben: **Wärmeleitungsgleichung**



## Allgemeine Form der Wärmeleitungsgleichung:

Die zeitabhängige 1-D Wärmeleitungsgleichung ist

weitere Wärmequellen

$$\rho \cdot c \cdot \frac{\partial T}{\partial t} = k \cdot \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + \rho H \quad (2.4)$$

mit spezifischer Wärme  $c$  (z.B.  $10^3 \text{ W s/kgK}$ ), Dichte  $\rho$  (z.B.  $2000 \text{ kg/m}^3$ ), Temperatur  $T(z, t)$ , Wärmeleitfähigkeit  $k$  (z.B.  $3 \text{ W/m} \cdot \text{K}$ ) und Wärmeproduktion  $H(z)$  (z.B.  $10^{-9} \text{ W/kg}$ ).

# Wärmetransport: Konduktion

## Spezialfälle der Wärmeleitungsgleichung

**Allgemeine Form:**

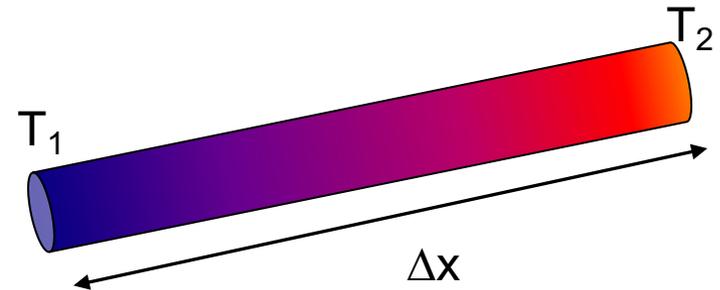
$$\rho \cdot c \cdot \frac{\partial T}{\partial t} = k \cdot \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + \rho H$$

**Ohne Quellterm (Aufgabe auf Übungsblatt):**

$$\rho \cdot c \cdot \frac{\partial T}{\partial t} = k \cdot \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$$

**Ohne zeitabhängige Änderung der Temperatur (stationäre Gleichung, Aufgabe auf Übungsblatt):**

$$0 = k \cdot \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + \rho H$$



# Wärmetransport: Konduktion

Lösung der stationären Wärmeleitungsgleichung

$$0 = k \cdot \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + \rho H$$

Annahme:

- exponentielle Abnahme der Wärmeproduktion mit Tiefe:

$$H(z) = H_0 e^{-z/h}$$

Auch dann lässt sich die Wärmeleitungsgleichung analytisch lösen: Aufgabe auf Übungsblatt!

# Wärmetransport: Konduktion

Eindringtiefe  $d$  (skin depth): Abfall der Amplitude auf  $1/e$

$$d^2 = 2\kappa/\omega$$

mit  $\kappa$ : Temperaturleitfähigkeit [ $\text{m}^2/\text{s}$ ]

$\omega = 2\pi/T$ : Kreisfrequenz der Störung

$T$ : Periode der Störung

Diffusionszeit  $t$ :  $t = z^2/\kappa$

mit  $z$ : Entfernung [ $\text{m}$ ]

$\kappa$ : Temperaturleitfähigkeit [ $\text{m}^2/\text{s}$ ]

# Wärmetransport: Konduktion

## Beispiel für Anwendung

- a) Diffusion durch Kruste von innen nach außen
- Basaltische Schmelze lagert sich (von unten) an Moho an
  - Kruste habe Dicke von 30 km
  - berechne Zeit, bis man Signal an Erdoberfläche beobachten kann

$$t = z^2/\kappa = (3 \cdot 10^4 \text{ m})^2 \text{s} / 10^{-6} \text{ m}^2 = 2,85 \cdot 10^7 \text{ a}$$

# Wärmetransport: Konduktion

## Beispiel für Anwendung

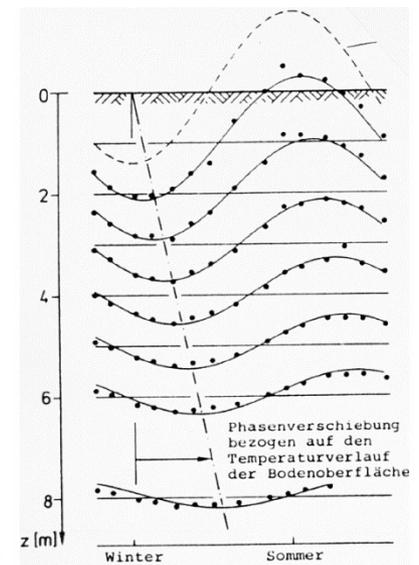
b) Diffusion durch Kruste von außen nach innen

- Erdoberfläche erwärmt sich (schlagartig) mit Ende der Eiszeit
- Bis in welche Tiefe ist Einfluss des Paläoklimas deutlich spürbar?

$$d^2 = 2 \kappa / \omega$$

mit  $T = 100000$  a,  $\omega = 2 \pi / T$  und  $\kappa = 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$

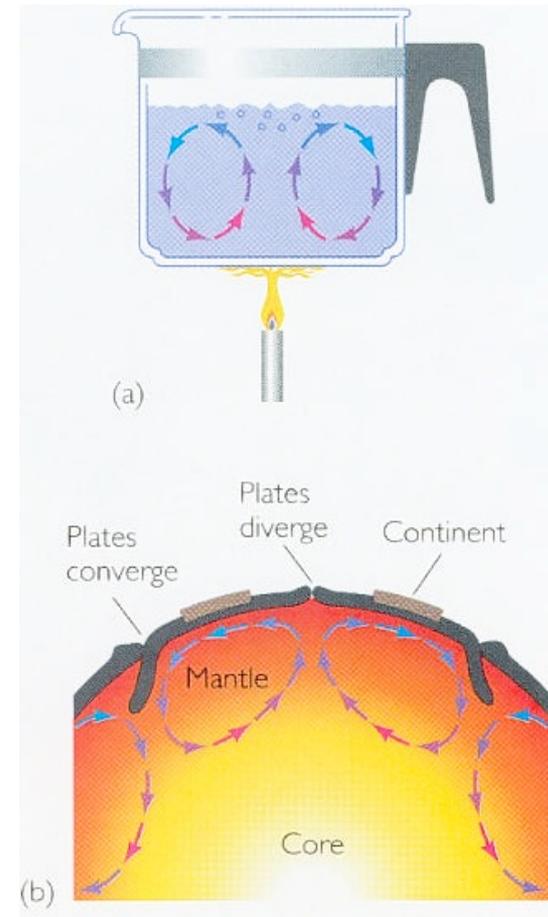
$$d = 1000 \text{ m}$$



# Wärmetransport: 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



# Wärmetransport: Konvektion

Wann tritt Konvektion auf?

wenn  $Ra > Ra_c$



Quelle: Leifi-Physikkurs

# Wärmetransport: Konvektion

Wann tritt Konvektion auf?

wenn  $Ra > Ra_c = 1107$  (im Mantel)



Quelle: Leifi-Physikkurs

# Wärmetransport: Konvektion

Wann tritt Konvektion auf?

wenn  $Ra > Ra_c = 1107$  (im Mantel)

Rayleigh-Zahl:  $Ra = \rho \alpha g \Delta T h^3 / \mu \kappa$



Quelle: Leifi-Physikkurs

# Wärmetransport: Konvektion

Wann tritt Konvektion auf?

wenn  $Ra > Ra_c = 1107$  (im Mantel)

Rayleigh-Zahl:  $Ra = \rho \alpha g \Delta T h^3 / \mu \kappa$

$\rho$  = Dichte

$\alpha$  = Volumenausdehnungskoeffizient

$g$  = Schwerebeschleunigung

$\Delta T$  = Temperaturgradient

$h$  = Entfernung zwischen  $T_1$  und  $T_2$

$\mu$  = Viskosität

$\kappa$  = Temperaturleitfähigkeit



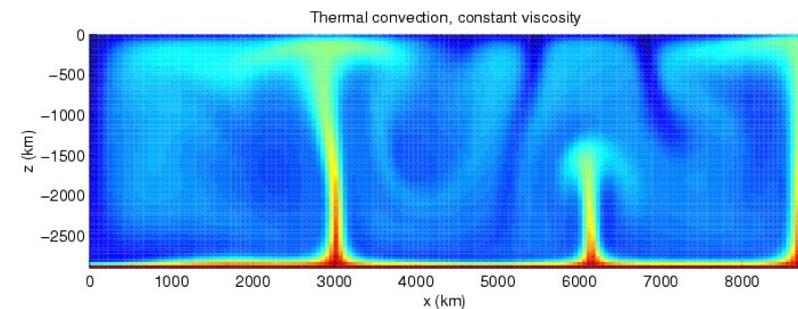
Quelle: Leifi-Physikkurs

Was passiert, wenn

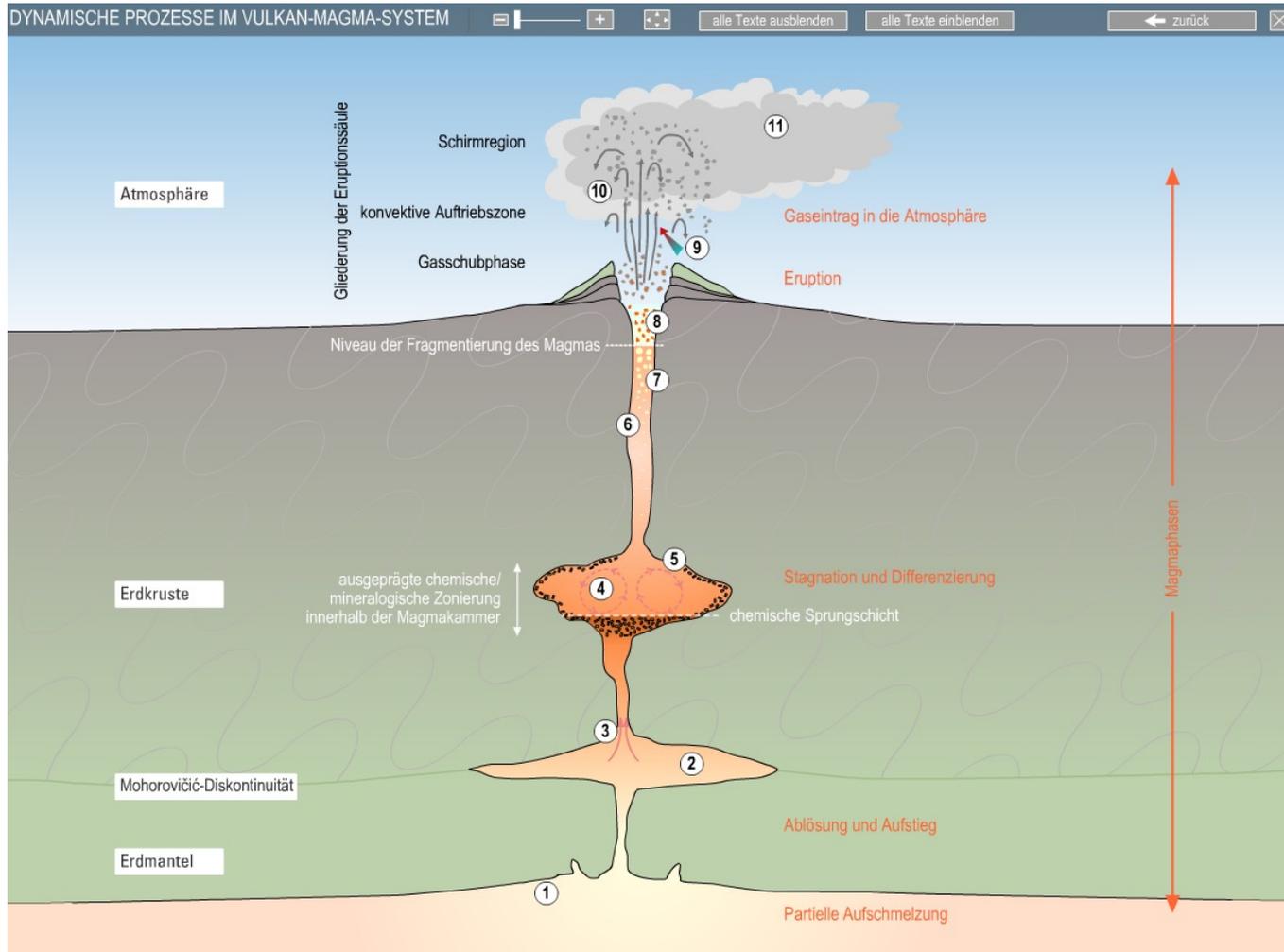
- $h$  groß
- $\Delta T$  klein
- Viskosität  $\mu$  groß
- Dichte groß

# Wärmetransport: Konvektion

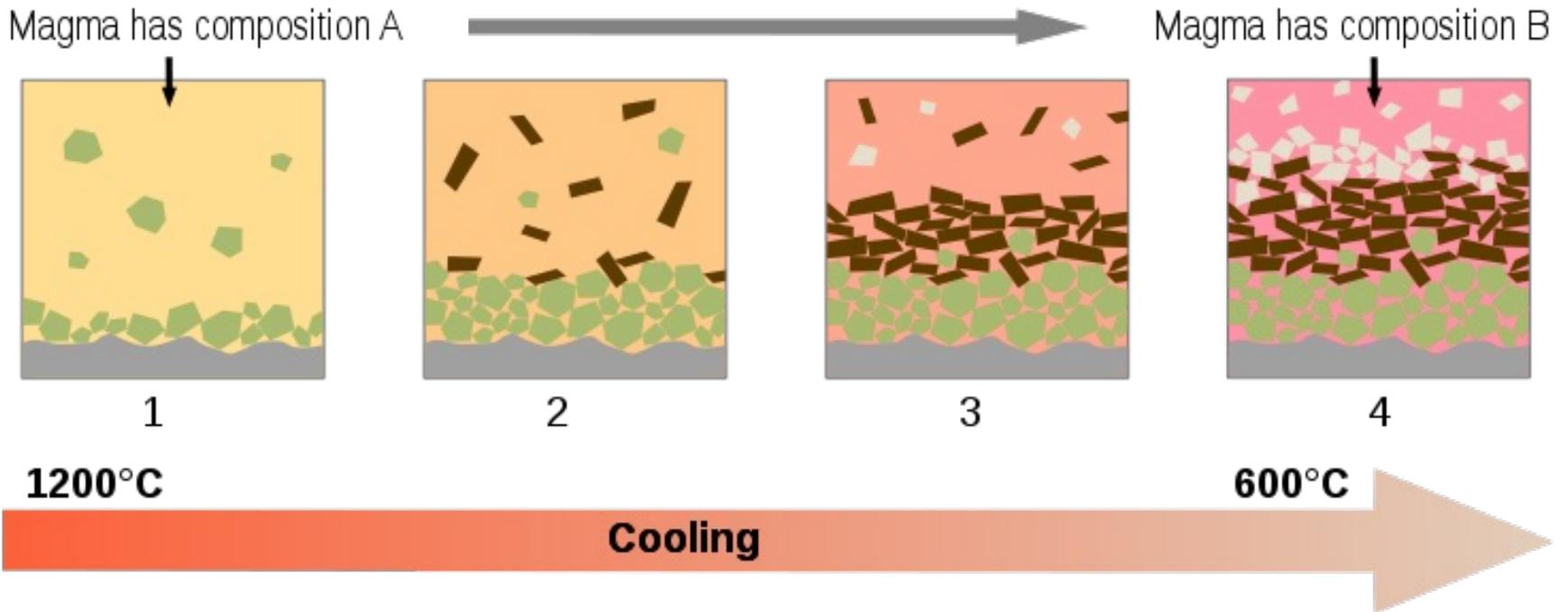
- Im Erdmantel sind Bedingungen für Konvektion gegeben
- Mantelkonvektion: Antrieb für Plattentektonik
- Kompliziertere Bedingungen als in Kochtopf:
  - sphärische Geometrie
  - Heizung von unten (KMG) und innen (Radioaktivität)
  - Viskosität ist abhängig von Druck und Temperatur
  - Dichte ist von Tiefe abhängig
  - es liegen Phasenänderungen vor



# Wärmetransport: Konvektion



# Wärmetransport: Konvektion



# Wie entsteht Konvektion?

Eine homogene Flüssigkeit in einem Topf der Höhe  $H$  wird oben gekühlt und von unten geheizt. Wenn die Temperaturdifferenz klein ist gibt es nur Wärmeleitung

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa_T \cdot \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$$

Randbedingungen:  $T(z = 0, t) = T_0$   
 $T(z = H, t) = T_H$

# Wie entsteht Konvektion?

Eine homogene Flüssigkeit in einem Topf der Höhe  $H$  wird oben gekühlt und von unten geheizt. Wenn die Temperaturdifferenz klein ist gibt es nur Wärmeleitung

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa_T \cdot \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$$

Randbedingungen:  $T(z = 0, t) = T_0$   
 $T(z = H, t) = T_H$

Nach langer Zeit hat sich ein stationärer Zustand eingestellt:  $\frac{d^2 T}{dz^2} = 0$

# Wie entsteht Konvektion?

Eine homogene Flüssigkeit in einem Topf der Höhe  $H$  wird oben gekühlt und von unten geheizt. Wenn die Temperaturdifferenz klein ist gibt es nur Wärmeleitung

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa_T \cdot \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$$

Randbedingungen:  $T(z = 0, t) = T_0$   
 $T(z = H, t) = T_H$

Nach langer Zeit hat sich ein stationärer Zustand eingestellt:  $\frac{d^2 T}{dz^2} = 0$

Lösung der DGL:  $T(z) = T_0 + \frac{T_H - T_0}{H} \cdot z$

# Wie entsteht Konvektion?

Eine homogene Flüssigkeit in einem Topf der Höhe  $H$  wird oben gekühlt und von unten geheizt. Wenn die Temperaturdifferenz klein ist gibt es nur Wärmeleitung

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa_T \cdot \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$$

Randbedingungen:  $T(z = 0, t) = T_0$   
 $T(z = H, t) = T_H$

Nach langer Zeit hat sich ein stationärer Zustand eingestellt:  $\frac{d^2 T}{dz^2} = 0$

Lösung der DGL:  $T(z) = T_0 + \frac{T_H - T_0}{H} \cdot z$

Der Wärmefluss beträgt  $q = k \cdot \frac{T_0 - T_H}{H}$

# Wie entsteht Konvektion?

Die Dichte ist temperaturabhängig.

Mit der mittleren Temperatur  $T_m = \frac{1}{2}(T_0 + T_H)$  gilt für die Dichte:

$$\rho(T) = \rho(T_m) \cdot (1 - \alpha \cdot (T - T_m)) = \rho_m \cdot (1 - \alpha \cdot (T - T_m))$$

mit dem Volumenausdehnungskoeffizienten  $\alpha = -\frac{1}{\rho} \left( \frac{\partial \rho}{\partial T} \right)$

# Wie entsteht Konvektion?

Die Dichte ist temperaturabhängig.

Mit der mittleren Temperatur  $T_m = \frac{1}{2}(T_0 + T_H)$  gilt für die Dichte:

$$\rho(T) = \rho(T_m) \cdot (1 - \alpha \cdot (T - T_m)) = \rho_m \cdot (1 - \alpha \cdot (T - T_m))$$

mit dem Volumenausdehnungskoeffizienten  $\alpha = -\frac{1}{\rho} \left( \frac{\partial \rho}{\partial T} \right) < 0$

# Wie entsteht Konvektion?

Die Dichte ist temperaturabhängig.

Mit der mittleren Temperatur  $T_m = \frac{1}{2}(T_0 + T_H)$  gilt für die Dichte:

$$\rho(T) = \rho(T_m) \cdot (1 - \alpha \cdot (T - T_m)) = \rho_m \cdot (1 - \alpha \cdot (T - T_m))$$

mit dem Volumenausdehnungskoeffizienten  $\alpha = -\frac{1}{\rho} \left( \frac{\partial \rho}{\partial T} \right) < 0$

$> 0$

# Wie entsteht Konvektion?

Die Dichte ist temperaturabhängig.

Mit der mittleren Temperatur  $T_m = \frac{1}{2}(T_0 + T_H)$  gilt für die Dichte:

$$\rho(T) = \rho(T_m) \cdot (1 - \alpha \cdot (T - T_m)) = \rho_m \cdot (1 - \alpha \cdot (T - T_m))$$

$> 0$  in der Nähe der Wärmequelle  
 $< 0$  an Oberfläche

mit dem Volumenausdehnungskoeffizienten  $\alpha = -\frac{1}{\rho} \left( \frac{\partial \rho}{\partial T} \right)$

$< 0$

$> 0$

# Wie entsteht Konvektion?

Die Dichte ist temperaturabhängig.

Mit der mittleren Temperatur  $T_m = \frac{1}{2}(T_0 + T_H)$  gilt für die Dichte:

$$\rho(T) = \rho(T_m) \cdot (1 - \alpha \cdot (T - T_m)) = \rho_m \cdot (1 - \alpha \cdot (T - T_m))$$

$> 0$  in der Nähe der Wärmequelle  
 $< 0$  an Oberfläche

mit dem Volumenausdehnungskoeffizienten  $\alpha = -\frac{1}{\rho} \left( \frac{\partial \rho}{\partial T} \right) < 0$

$> 0$

Es ergibt sich eine im Schwerfeld potenziell instabile Schichtung, weil Material geringerer Dichte von solchem höherer Dichte überlagert wird.

$$\rho(T_H) = \rho_m \cdot (1 - \alpha \cdot (T_H - T_m)) < 1$$

$$\rho(T_0) = \rho_m \cdot (1 - \alpha \cdot (T_0 - T_m)) > 1$$

# Wie entsteht Konvektion?

Temperaturdifferenz wächst weiter: Flüssigkeit wird tatsächlich instabil und beginnt zu konvektieren.

Material im unteren Bereich des Topfs erfährt Auftrieb (in  $\text{N/m}^3$ )

$$g \cdot \rho_m \cdot \alpha \cdot (T - T_m)$$

# Wie entsteht Konvektion?

Temperaturdifferenz wächst weiter: Flüssigkeit wird tatsächlich instabil und beginnt zu konvektieren.

Material im unteren Bereich des Topfs erfährt Auftrieb (in  $\text{N/m}^3$ )

$$g \cdot \rho_m \cdot \alpha \cdot (T - T_m)$$

Konvektion wird durch zwei Parameter kontrolliert:

- Volumenausdehnungskoeffizient treibt Konvektion an
- Viskosität (innere Reibung) der Flüssigkeit bremst sie

# Wie entsteht Konvektion?

Temperaturdifferenz wächst weiter: Flüssigkeit wird tatsächlich instabil und beginnt zu konvektieren.

Material im unteren Bereich des Topfs erfährt Auftrieb (in  $\text{N/m}^3$ )

$$g \cdot \rho_m \cdot \alpha \cdot (T - T_m)$$

Konvektion wird durch zwei Parameter kontrolliert:

- Volumenausdehnungskoeffizient treibt Konvektion an
- Viskosität (innere Reibung) der Flüssigkeit bremst sie

Nach einiger Zeit: stationärer Zustand, in dem sich die Flüssigkeitsteilchen zwar bewegen, aber deren Geschwindigkeit sich zeitlich nicht ändert. Auch die Temperaturverteilung ist dann zeitlich konstant.

# Wie entsteht Konvektion?

Aus linearisierter Stabilitätsanalyse der hydrodynamischen Gleichungen: Für Beginn der Konvektion ist die Rayleighzahl relevant:

$$Ra = \frac{\rho_m \cdot g \cdot \alpha \cdot (T_o - T_H) \cdot H^3}{\mu \cdot \kappa_T}$$

# Wie entsteht Konvektion?

Aus linearisierter Stabilitätsanalyse der hydrodynamischen Gleichungen: Für Beginn der Konvektion ist die Rayleighzahl relevant:

$$Ra = \frac{\rho_m \cdot g \cdot \alpha \cdot (T_o - T_H) \cdot H^3}{\mu \cdot \kappa_T}$$

Aus Experimenten: kritische Rayleighzahl, ab der Konvektion einsetzt, liegt etwa bei 1.000:

$$Ra_c \approx 1.000$$

# Wie entsteht Konvektion?

Aus linearisierter Stabilitätsanalyse der hydrodynamischen Gleichungen: Für Beginn der Konvektion ist die Rayleighzahl relevant:

$$Ra = \frac{\rho_m \cdot g \cdot \alpha \cdot (T_o - T_H) \cdot H^3}{\mu \cdot \kappa_T}$$

Aus Experimenten: kritische Rayleighzahl, ab der Konvektion einsetzt, liegt etwa bei 1.000:

$$Ra_C \approx 1.000$$

Wenn  $Ra \gg Ra_C$ , dann ist Konvektion adiabatisch: ein (infinitesimales) Fluidpaket wird so schnell nach oben und wieder nach unten bewegt, dass während dieser Zeit keine Wärme aus ihm heraus- oder hineingeleitet wird.

Dann gilt: adiabatischer Temperaturgradient  $-\frac{dT}{dz} = \frac{T_m \cdot \alpha \cdot g}{C_p}$   
 mit der Wärmekapazität  $C_p$ .

# Wie entsteht Konvektion?

Aus linearisierter Stabilitätsanalyse der hydrodynamischen Gleichungen: Für Beginn der Konvektion ist die Rayleighzahl relevant:

$$Ra = \frac{\rho_m \cdot g \cdot \alpha \cdot (T_o - T_H) \cdot H^3}{\mu \cdot \kappa_T}$$

Aus Experimenten: kritische Rayleighzahl, ab der Konvektion einsetzt, liegt etwa bei 1.000:

$$Ra_C \approx 1.000$$

Wenn  $Ra \gg Ra_C$ , dann ist Konvektion adiabatisch: ein (infinitesimales) Fluidpaket wird so schnell nach oben und wieder nach unten bewegt, dass während dieser Zeit keine Wärme aus ihm heraus- oder hineingeleitet wird.

Dann gilt: adiabatischer Temperaturgradient  $-\frac{dT}{dz} = \frac{T_m \cdot \alpha \cdot g}{C_p}$   
 mit der Wärmekapazität  $C_p$ .

Nur noch von mittlerer Temperatur abhängig!

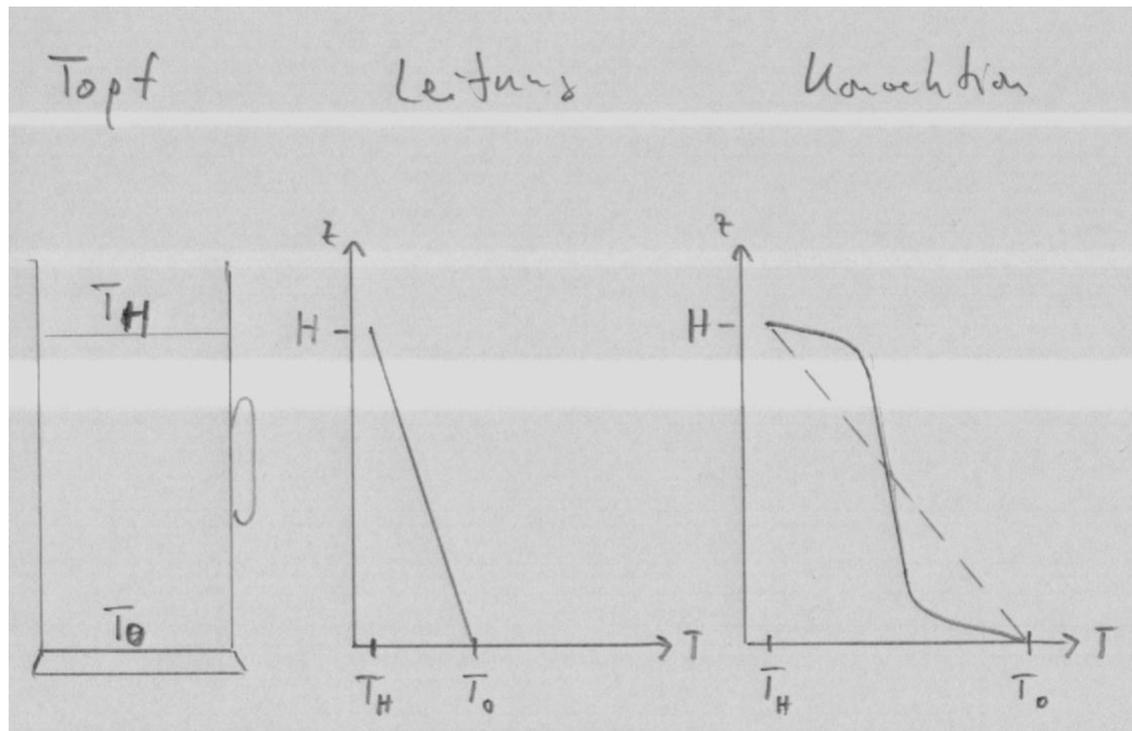
# Wie entsteht Konvektion?

Dieser Gradient  $\frac{T_m \cdot \alpha \cdot g}{C_p}$  ist deutlich kleiner als der lineare Gradient  $-\frac{T_0 - T_H}{H}$

# Wie entsteht Konvektion?

Dieser Gradient  $\frac{T_m \cdot \alpha \cdot g}{C_p}$  ist deutlich kleiner als der lineare Gradient  $-\frac{T_0 - T_H}{H}$

Wegen fester Randbedingungen ergibt sich folgendes Temperaturprofil:

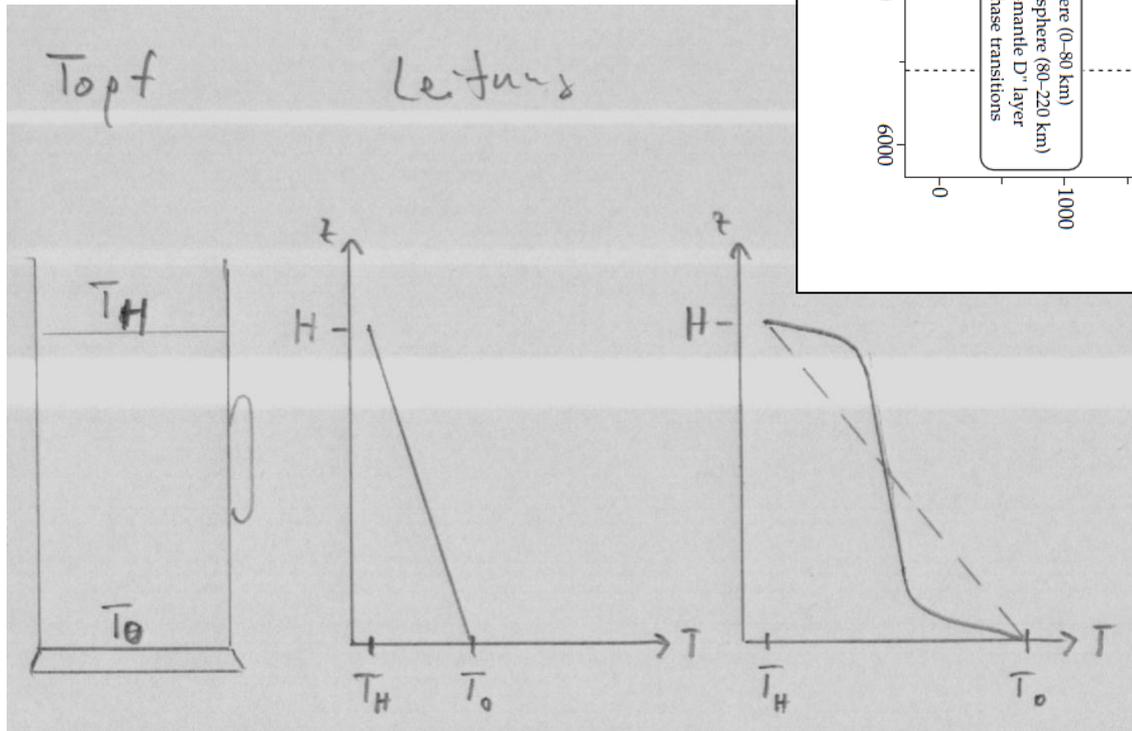
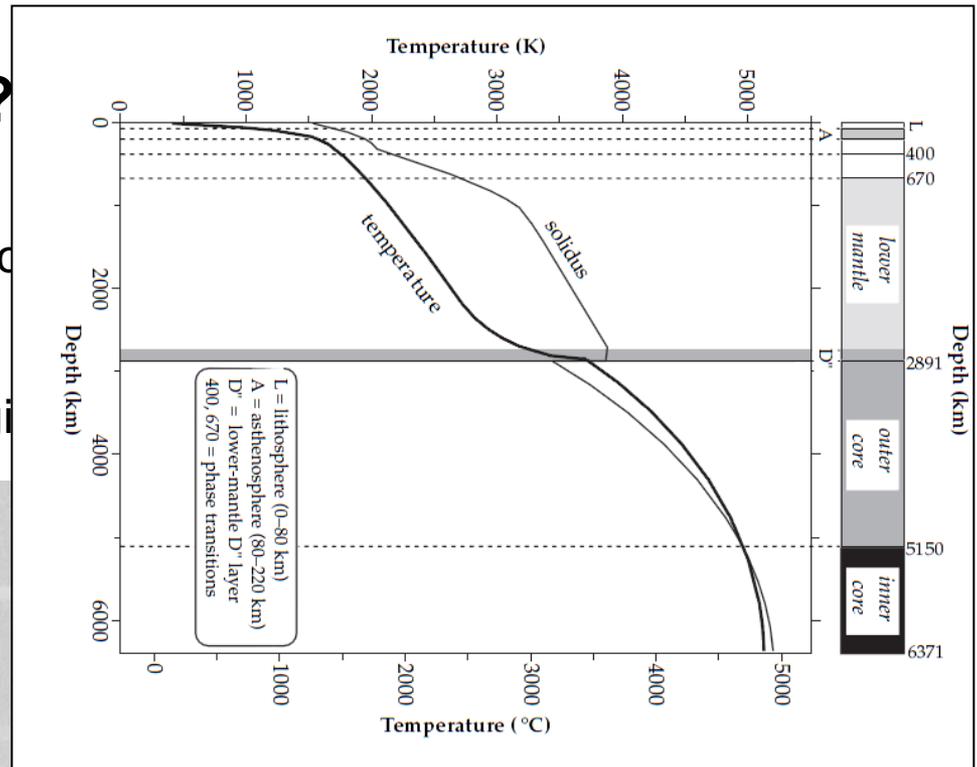


Quelle: Wenzel

# Wie entsteht Konvektion?

Dieser Gradient  $\frac{T_m \cdot \alpha \cdot g}{C_p}$  ist deutlich

Wegen fester Randbedingungen ergi

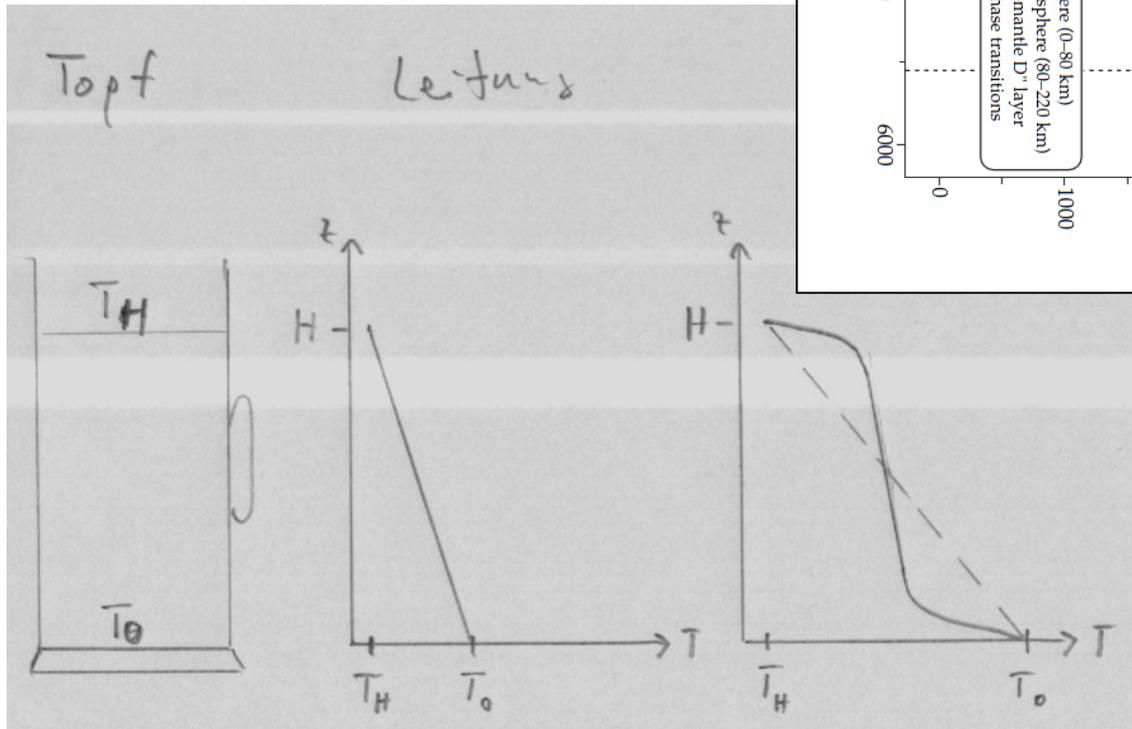
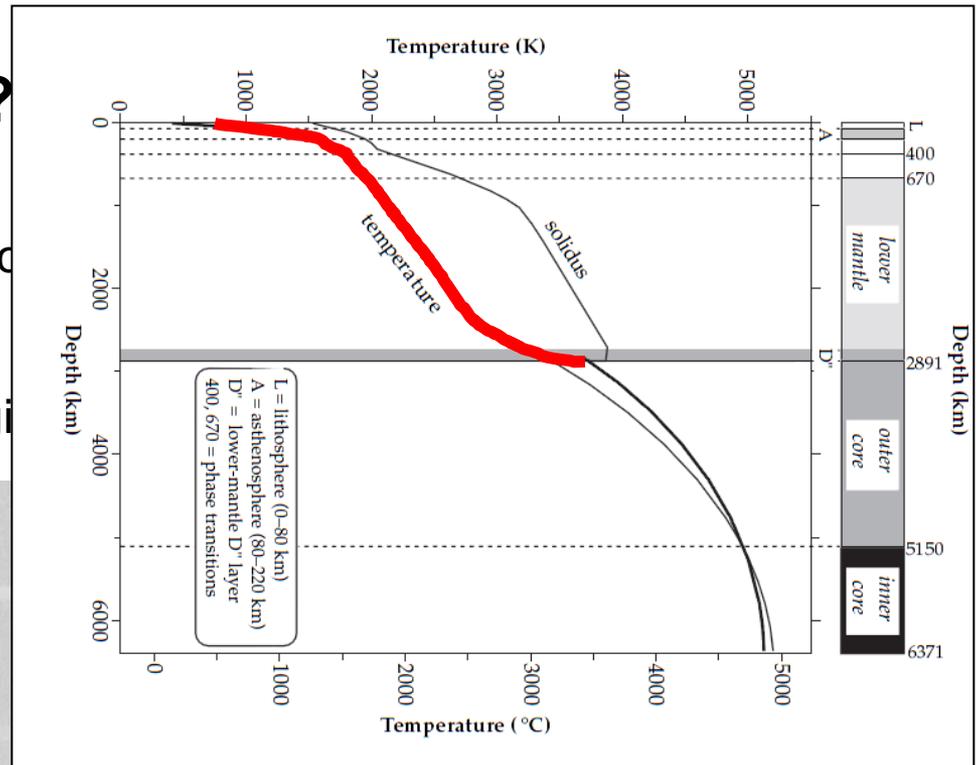


Quelle: Wenzel, Lowrie

# Wie entsteht Konvektion?

Dieser Gradient  $\frac{T_m \cdot \alpha \cdot g}{C_p}$  ist deutlich

Wegen fester Randbedingungen ergi



Quelle: Wenzel, Lowrie



## Zusammenfassung – Take-home-message

- Temperatur an der **Oberfläche** der Erde ist Gleichgewicht von Einstrahlung und Abstrahlung
- Wärmeproduktion aus Erdinnern beträgt **1/4000** der Strahlungswärme
- Quellen: **Anfangswärme durch Kompression, radioaktive Zerfallsprozesse in der Kruste (abhängig von Gesteinsart!)**
- Wärmetransport in der Kruste: **Konduktion = Diffusionsprozess, recht langsam**
- Wärmetransport im Mantel: **Konvektion, deutlich effektiver**